UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

KATIÚCIA DE SOUSA SILVA

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)

São Paulo
2013

KATIÚCIA DE SOUSA SILVA

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)

Dissertação apresentada à
Faculdade de Filosofia, Letras e
Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo para
obtenção do título de Mestre em
Geografia Física.

Orientadora: Profa. Dra. Déborah
de Oliveira.

Coorientador: Prof. Dr. António
Alberto Teixeira Gomes
(Universidade do Porto).

São Paulo
2013

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

Silva, Katiúcia de Sousa
S586i 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) /
Katiúcia de Sousa Silva ; orientadora Deborah de Oliveira. - São Paulo,
2013.

156 f. + anexos

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

1. Geomorfologia. 2. Geomorfologia Estrutural. 3. Geomorfometria. 4.
Hidrografia. I. Oliveira, Deborah de, orient. II. Título.

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA**

Nome: SILVA, Katiúcia de Sousa

Título: 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).

Dissertação apresentada à Faculdade
de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo para obtenção
do título de Mestre em Geografia Física.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Dedico este trabalho à minha querida família,
em especial à minha mãe:
melhor amiga, meu pilar,
a minha maior torcedora.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de dizer que um trabalho de pós-graduação nunca é feito por uma só pessoa. Tampouco é uma tarefa simples. Essa dissertação é o resultado de muitas renúncias: aos lugares onde queria ir e não pude, aos amigos que não pude visitar, às risadas que deixei de dar... mas também é a síntese de um aprendizado e o marco pessoal de um tempo: depois disso, nunca mais vou olhar a paisagem com os mesmos olhos. Assim, todos os que constam aqui contribuíram nessa empreitada e tornaram essa pesquisa possível.

Devo o meu primeiro agradecimento à Profa. Dra. Déborah de Oliveira por me introduzir ao tema da reorganização de drenagem, pela constante paciência, simpatia e apoio acadêmico dispensados por todos estes anos e que embasaram minha evolução científica.

Ao Prof. Dr. Alberto Gomes por me receber em Porto e ampliar meus conhecimentos por meio de indicações de literatura, discussões de ideias e revisões, os quais em muito enriqueceram este trabalho.

Aos queridos professores doutores José Pereira Queiroz Neto e Adilson Avansi de Abreu pelos valiosos questionamentos na Qualificação, que me auxiliaram a repensar os problemas e definir mais adequadamente os rumos da pesquisa.

À instituição Santander Universidades, patrocinadora do meu estágio no Laboratório de Geomorfologia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto (FLUP), Portugal. À Coordenação de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela bolsa de estudos, fundamental na segunda parte dessa pesquisa. E à Universidade de São Paulo pelos auxílios financeiros que permitiram minha participação em diversos congressos na graduação e pós-graduação.

Ao geógrafo Alexandre Haberkorn por gentilmente abrir as portas do SPAventura para que coletássemos dados para a pesquisa. Ao Alexandre Rodrigues do IPESA e Fernando Salles Rosa da Prefeitura de Ibiúna pelo compartilhamento de dados sobre as nascentes do município de Ibiúna. Ao Sr. Vagner, por convidar a visitar as nascentes e afloramentos de sua propriedade.

A todos os amigos que acompanharam esta jornada, me incentivando a continuar e proporcionando momentos de descontração: Fabrizio Listo, Tullius Nery, Thais Ralla, Alex Sousa, Lucas Amaral, Willian Santos, Susana Pereira, Breylla Carvalho e muitos outros. Um agradecimento especial ao Sébastien Fil, por me encorajar a tentar uma bolsa no exterior e por todo o suporte prestado; e ao Otávio Cardona, pelas frequentes palavras de motivação.

Aos colegas João Christophe, Vaniza Pasa, André Santos e Henrique Maza, cada qual com a sua colaboração: pelo auxílio dado em campo, pelas ideias sugeridas, discussões e ajuda com o SIG.

Ao David Carvalho, Rafael Luz, Vinicius Alvarenga e Sâmela Wutzke, colegas da Documento Arqueologia e Antropologia, parceiros de aprendizados e discussões na área, e que me deram suporte nas minhas ausências. À empresa, pela confiança constante.

Aos meus colegas e professores do Mestrado em Sistemas de Informações Geográficas e do Laboratório de Geomorfologia da Universidade do Porto, que contribuíram para ampliar meus conhecimentos em SIG. Um agradecimento especial ao amigo Pedro Gonçalves.

Ao Christopher Young, pelo apoio nas revisões de cálculo e inglês, pelo carinho constante e por todas as conversas sobre a dissertação e todos os outros assuntos que eu me lembrava, a fim de esquecer temporariamente dela.

E o agradecimento mais que especial aos meus amados pais Val e Jesus e à minha querida irmã Ludimilla, por toda a compreensão, apoio (logístico, financeiro e, sobretudo, emocional) e força positiva que me deram durante todo o Mestrado. Por todos os sacrifícios, silêncios forçados, carinho, pela companhia em campo. Sem eles, a conclusão dessa etapa não seria apenas difícil, mas impossível. Um imenso agradecimento à minha mãe, que muitas vezes deixou de pensar em si mesma para me ajudar a ter as melhores condições para chegar até aqui.

À todos, o meu "muito obrigada"!

*A frase mais excitante de se ouvir na ciência,
aquela que anuncia novas descobertas,
não é "Eureca!" mas sim "Isso é estranho...".*
(Isaac Asimov)

RESUMO

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. 156f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Este trabalho consiste no estudo da adaptação da rede de drenagem ao embasamento litológico e estrutural em uma área interplanáltica, mediada por uma faixa de escarpamento. A área-foco da pesquisa é a bacia do ribeirão das Laranjeiras, tributário do rio Juquiá-Guaçu e localizado no sopé da Serra de Paranapiacaba. O principal problema da pesquisa é a hipótese da ocorrência de uma captura fluvial do rio Sorocabuçu, situado em nível de base mais elevado, pelo ribeirão das Laranjeiras. A metodologia partiu do exame de Modelos Digitais de Elevação e mapeamentos topográficos e geológicos anteriores, posteriormente submetidos a cálculos morfométricos específicos. Os procedimentos consistiram da identificação de feições de relevo incidentes na bacia (por meio do traçado do Esboço Geomorfológico e do reconhecimento de lineamentos); da investigação sobre a retração da frente escarpada; e da análise das curvas hipsométricas, geometria e perfis longitudinais dos canais mais representativos da bacia. Em seguida, foram examinadas as prováveis ocorrências de rearranjos de drenagem na área, manifestas por capturas fluviais e decapitações, correlacionando-as com as evidências previamente obtidas no estudo morfométrico. Entre os resultados principais, foi demonstrado que a rede hidrográfica em questão é condicionada por diversos fatores de ordem litológica e estrutural, que terminam por orientar os canais afluentes, bem como o canal principal (o ribeirão das Laranjeiras). Estas estruturas são, em geral, sistemas de juntas e falhas do Paleozóico em direção NE-SW. Entretanto, a bacia é seccionada por uma possível falha mais recente, intitulada Falha de Itanhaém, transcorrente dextral e orientada a NW-SE, que atuou como zona de fraqueza e favoreceu a captura do rio Sorocabuçu pelo ribeirão das Laranjeiras. Por fim, discute-se o recuo erosivo da Serra de Paranapiacaba e sua relação com estas estruturas geológicas e a dinâmica da rede de drenagem local.

Palavras-chave: Geomorfologia Tectônica, escarpamento, falhas e fraturas, capturas fluviais, geoprocessamento

ABSTRACT

SILVA, K.S. **Litho-structural influence in the rearrangement of drainage and erosive retraction of an escarpment: a record of stream piracies at Laranjeiras river (municipalities of Juquitiba, Ibiúna and São Lourenço da Serra - SP).** 2013. 156p. Dissertation (Master's Degree in Physical Geography) - Filosofia, Letras e Ciências Humanas Faculty, São Paulo University, São Paulo, 2013.

This research is a study of the adaptation of the drainage network to a geological and structural base in an interplateau area, which is mediated by a escarpment. The area-focus of the research is the Laranjeiras river basin, tributary of the Juquiá-Guaçu river and located at the footslope of the Paranapiacaba mountain range. The main problem of the research was the hypothesized occurrence of river piracy of the Sorocabuçu River, located in highest base level, by the Laranjeiras river, on the lowest one. The methodology differed from the exam of Digital Elevation Models and topographic and geological maps, which was subsequently subjected to morphometric specific calculations. The procedures consisted of identifying the relief features in the basin (by tracing the Geomorphological Sketch and lineaments recognition), researching the retraction of front scarp and analysing the hypsometric curves, geometry and longitudinal profiles of channels most representatives in the basin. Then, we examined the likely occurrence of rearrangements in the drainage, manifested by river piracies and beheadings, correlating them with the evidence previously obtained in the morphometric study. Among the main results, it was demonstrated that the hydrographic network in question is conditioned by several lithologic and structural factors, which ultimately guide channel tributaries and the main channel (Laranjeiras river). These structures are, in general, systems of joints and faults from Paleozoic, in the NE-SW direction. However, the basin is cut by a possible, recent fault, titled Itanhaém fault, right-lateral strike-slip, oriented to NW-SE. This acts as a zone of weakness and favors carving and capturing of the Sorocabuçu river by Laranjeiras river. Finally, we discuss the retraction of the Paranapiacaba mountain range and its relationship with these geological structures and the dynamics of the local drainage.

Key words: Tectonic Geomorphology, escarpment, faults and fractures, stream piracy, geoprocessing.

SUMÁRIO

1	Introdução	1
1.1	Enquadramento prévio do tema, objetivos e hipóteses	1
1.2	Área de estudo (localização e generalidades)	5
1.3	Estrutura do trabalho: esquema conceitual	8
1.4	Materiais e metodologias	10
2	Enquadramento geral da área de estudo	12
2.1	Breve panorama sobre a evolução tectônica do Sudeste do Brasil	12
2.2	Tectônica da área de estudo	21
2.3	O embasamento geológico	24
2.3.1	A distribuição das rochas do Grupo Açungui	26
2.3.2	As rochas granitóides	28
2.3.3	Depósitos sedimentares do Terciário e Quaternário	31
2.4	Geomorfologia	32
2.5	Sismicidade	35
2.6	Clima	40
3	Revisão conceitual	41
3.1	Falhas geológicas: uma introdução aos estilos estruturais	41
3.2	Natureza e evolução dos escarpamentos	46
3.3	Organização da drenagem	48
3.3.1	Padrões de drenagem e anomalias de drenagem	48
3.3.2	Níveis de base, <i>knickpoints</i> e erosão remontante	51
3.3.3	Reorganização da drenagem	53
4	A organização do relevo nos diferentes compartimentos e a fisionomia da transição interplanáltica	62
4.1	Caracterização geomorfológica e o reconhecimento de patamares	62
4.2	Expressão morfológica da Falha de Itanhaém	74
4.3	Distribuição de lineamentos: considerações teóricas	78
4.3.1	Lineamentos deduzidos da rede hidrográfica	79
4.3.2	Lineamentos deduzidos do Modelo de Relevo Sombreado	84
4.4	Influência climática na esculturação do relevo	89
5	Contato entre o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano: escarpamento e outros problemas geomorfológicos	91
5.1	A conformação da rede de drenagem no rebordo da escarpa	91
5.2	Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa	93
6	Morfometria da rede de drenagem e a organização das sub-bacias	97
6.1	Hierarquia de drenagem	97
6.2	Análise hipsométrica	99
6.3	Geometria das sub-bacias de 4ª ordem	106
6.4	Perfis longitudinais e a distribuição de <i>knickpoints</i> na bacia do ribeirão das Laranjeiras	110

6.4.1 Procedimentos metodológicos	110
6.4.2 Ribeirão das Laranjeiras	113
6.4.3 Similaridade dos perfis longitudinais dos canais de 4ª ordem e interpretação geomorfológica	115
6.4.4 Perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem	120
6.4.5 Similaridades dos perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem e interpretação geomorfológica	121
6.4.6 Distribuição e análise dos <i>knickpoints</i> : litologia e tectônica	125
7 Reorganização da rede de drenagem	128
7.1 Anomalias de drenagem e rearranjo fluvial	128
7.2 Decapitações na zona de escarpamento	130
7.3 Captura fluvial do rio Sorocabuçu pelo ribeirão das Laranjeiras	132
7.4 Outras capturas no entorno da bacia do ribeirão das Laranjeiras	136
7.4.1 Captura do alto curso do rio Cotia	137
7.4.2 Captura do ribeirão Rafael Grande	139
7.5 Inversão do ribeirão das Laranjeiras: uma abordagem hipotética	140
8 Considerações finais	143
Referências bibliográficas	147
Publicações	147
Endereços eletrônicos	154
Material cartográfico	155

APÊNDICES

MAPA 1: ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO (FORMATO A3)

MAPA 2: LOCALIZAÇÃO DAS FOTOGRAFIAS DE CAMPO

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da bacia do ribeirão das Laranjeiras.	5
Figura 2 - Principais bacias hidrográficas do sudeste paulista, com destaque para a bacia do ribeirão das Laranjeiras	6
Figura 3 - Representação simplificada regional da área de estudo	7
Figura 4 - Esquema conceitual do desenvolvimento da pesquisa.....	9
Figura 5 - Principais unidades tectônicas pré-silurianas (Paleozóico) do sudeste do Brasil....	13
Figura 6 - Mapa de estruturas tectônicas desenvolvidas no Ciclo Brasileiro	14
Figura 7 - Coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar de São Paulo.	16
Figura 8 - Esboço paleotectônico e campo de tensões no RCSB, ao longo do Cenozóico	18
Figura 9 - Arcabouço estrutural regional do RCSB, no segmento que se instala no Estado de São Paulo.	20
Figura 10 - Organização de blocos tectônicos de acordo com a rede de falhamentos, à oeste da cidade de São Paulo	21
Figura 11 - Principais falhas que atravessam a Bacia Sedimentar de São Paulo.....	22
Figura 12 - Mapa geológico da bacia do ribeirão das Laranjeiras e entorno.	25
Figura 13 - Corpos magmáticos individualizados por Hasui.....	29
Figura 14 - Perfis topográficos do rio Tietê (interior do Estado de São Paulo), tomando como referência a Serra do Japi.	33
Figura 15 - Posição geomorfológica da área de estudo.....	34
Figura 16 - Zonas sismogênicas do Sudeste do Brasil.....	35
Figura 17 - Mapa de sismos no sudeste do Estado de São Paulo.....	39
Figura 18 - Deslocamento de blocos em falhas normais.	42
Figura 19 - Deslocamento de blocos em falhas reversas.....	42
Figura 20 - Diferenciação entre <i>horsts</i> , <i>grábens</i> e hemigrábens.	43
Figura 21 - Deslocamento lateral, típico de falhas transcorrentes.	43

Figura 22 - Esquema mostrando os mecanismos de formação de <i>pull-apart basins</i> e <i>push-ups</i> e sua morfologia em perfil	44
Figura 23 - Esquema ilustrando uma falha transcorrente e o deslocamento de cristas (<i>shutter-ridges</i>) e formação de lagos (<i>sag ponds</i>).....	45
Figura 24 - Deslocamento de uma falha transcorrente dextral e adaptação da drenagem (<i>offset drainage</i>) em dois tempos subsequentes	46
Figura 25 - Modelo de evolução de um escarpamento gerado por falha normal.	48
Figura 26 - Padrões de drenagem.....	49
Figura 27 - Exemplos de anomalias de drenagem.	51
Figura 28 - Perfis esquemáticos ilustrando o surgimento de um <i>knickpoint</i> , por tectonismo, em um perfil longitudinal.	52
Figura 29 - Modelo simplificado de captura fluvial inspirado na proposta de Davis.	55
Figura 30 - Processos de captura fluvial com preservação das linhas de drenagem	58
Figura 31 - Dois processos de desvio de drenagem no modo <i>top-down</i> , ilustrando a preservação das linhas de drenagem.	58
Figura 32 - Mapa de rede de drenagem do leste paulistano, destacando a captura do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul (KING, 1956).	59
Figura 33 - Esboço geomorfológico da área de estudo, identificando os diversos níveis topográficos da região..	64
Figura 34 - Compartimentação geomorfológica	65
Figura 35 - Perfis topográficos do Planalto de Ibiúna.....	67
Figura 36 - Perfil topográfico mostrando a assimetria de drenagem do rio Sorocabuçu	68
Figura 37 - Perfis topográficos do Planalto Paulistano, no trecho que inclui a bacia do ribeirão das Laranjeiras.	69
Figura 38 - Carta de declividade	72
Figura 39 - Evidências geomorfológicas da falha de Itanhaém na paisagem.	76
Figura 40 - Proposta explicativa do estilo estrutural da Falha de Itanhaém, no trecho em que atravessa a bacia do Laranjeiras..	77

Figura 41 - Critérios morfológicos para a definição de lineamentos em rede hidrográfica	79
Figura 42 - Mapa de lineamentos deduzidos da rede hidrográfica na área de estudo.....	81
Figura 43 - Mapas de lineamentos deduzidos da rede hidrográfica, filtrados conforme a tendência direcional.....	83
Figura 44 - Lineamentos topográficos deduzidos do Relevo Sombreado e diagrama de roseta.	85
Figura 45 - Mapas de lineamentos estruturais filtrados conforme a tendência direcional. ...	86
Figura 46: Modelo tridimensional da frente escarpada.	91
Figura 47 - Exemplo de aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa	94
Figura 48 - Aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa na Serra de Paranapiacaba.	95
Figura 49 - Carta de hierarquia de drenagem	98
Figura 50 - Relação da curva hipsométrica com o relevo.	100
Figura 51 - Localização e situação altimétrica das sub-bacias de 4ª ordem do ribeirão das Laranjeiras.	103
Figura 52 - Representação do cálculo do Índice de Concavidade	112
Figura 53 - Distribuição de <i>knickpoints</i> nos canais de 4ª ordem.....	119
Figura 54 - Distribuição de <i>knickpoints</i> nos canais de 3ª ordem.....	124
Figura 55 - Relação dos <i>knickpoints</i> com a litologia e a tectônica.	126
Figura 56 - Mapa de anomalias de drenagem e possíveis rearranjos da rede hidrográfica. .	129
Figura 57 - Modelo tridimensional da configuração atual do rio Sorocabuçu e do ribeirão das Laranjeiras.	133
Figura 58 - Modelo esquemático da evolução da captura do rio Sorocabuçu pelo Laranjeiras, em três momentos.....	134
Figura 59 - Evidências de uma captura fluvial entre os rios Sorocabuçu e Laranjeiras.....	135
Figura 60 - Evidências de captura do alto curso do rio Cotia.	138

Figura 61 - Esboço geomorfológico ilustrando as bacias dos ribeirões Rafael Grande e Paiol Grande.....	140
--	-----

Figura 62 - Configuração hipotética pretérita da bacia do ribeirão das Laranjeiras.....	142
---	-----

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Corte em estrada, realçando estruturas reliquias da rocha-matriz, em processo avançado de intemperização.....	27
--	----

Fotografia 2 - Veio de quartzo remanescente de fratura de uma possível rocha granítica intemperizada.....	30
---	----

Fotografia 3 - Veio de quartzo reliquiar.....	30
---	----

Fotografia 4 - Área de extração de granito, no baixo curso do ribeirão das Laranjeiras..	30
--	----

Fotografia 5 - Granito aflorante em estrada, com textura equigranular e feldspatos como porfiroblastos.	30
--	----

Fotografia 6A e B - Ribeirão do Rafael Grande.....	66
--	----

Fotografia 7 - Frente da escarpa, com destaque para as reentrâncias promovidas pela incisão fluvial.	68
---	----

Fotografia 8 - Visada SE de morros com topos arredondados no Planalto Paulistano.	71
--	----

Fotografias 9 - Aspectos do baixo curso do ribeirão das Laranjeiras..	73
---	----

Fotografias 10A e 10B - Depósitos coluviais.	73
---	----

Fotografia 11 - Provável falha normal associada a um evento de <i>push-up</i>	75
---	----

Fotografia 12 - Planos de fratura em vertente com evidências de granito alterado.	87
--	----

Fotografia 13 - Plano de falha e <i>slickensides</i> evidenciando estrias de movimentação de blocos..	88
--	----

Fotografia 14 - Nascente aflorando em aquífero fraturado, com matriz granítica.....	88
---	----

Fotografia 15 - Sequência de cachoeiras localizada no eixo da Falha de Itanhaém	127
---	-----

Fotografia 16 - Cabeceiras e trajetória aproximada do alto curso do rio Sorocabaçu	136
--	-----

Fotografia 17 - Cascata do Itatuba.....	137
---	-----

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Histograma da frequência relativa dos comprimentos dos lineamentos.....	82
Gráfico 2 - Dispersão de lineamentos de acordo com sua orientação.	82
Gráfico 3 - Frequência relativa dos lineamentos estruturais na bacia do ribeirão das Laranjeiras e entorno.	85
Gráfico 4 - Histograma da frequência relativa dos comprimentos dos lineamentos.....	86
Gráfico 5 - Curva hipsométrica da bacia do ribeirão das Laranjeiras.	102
Gráfico 6 - Curvas hipsométricas dos canais de 4ª ordem da bacia em estudo.	104
Gráfico 7 - Perfil longitudinal do ribeirão das Laranjeiras	114
Gráfico 8 - Curvas dos perfis longitudinais do grupo "fortemente côncavas".....	116
Gráfico 9 - Perfil longitudinal do canal enquadrado no grupo de curvas fracamente côncavas.	117
Gráfico 10 - Perfil longitudinal de canal de 4ª ordem indicando curva mista.	117
Gráfico 11 - Perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem, agrupados conforme a similaridade de curvas.	122
Gráficos 12 - Distribuição dos <i>knickpoints</i> de acordo com as faixas altimétricas.	123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Categorias de classificação de eventos sísmicos no Brasil	36
Tabela 2 - Sismos registrados em um raio de 100 km da área de estudo, obtidos por fontes históricas	37
Tabela 3 - Sismos registrados em um raio de 100 km da área de estudo a partir de sismógrafos.....	38
Tabela 4 - Classificação dos eventos de rearranjo de drenagem	57
Tabela 5 - Séries históricas de precipitação	90
Tabela 6 - Relação entre áreas totais e áreas abrangidas pela	105
Tabela 7 - Razão de Alongamento das bacias de 4ª ordem	108

Tabela 8 - Características do ribeirão das Laranjeiras (5ª ordem)	114
Tabela 9 - Características dos canais de 4ª ordem	115
Tabela 10 - Características dos canais de 3ª ordem do ribeirão das Laranjeiras	120

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A.P. - Antes do Presente

ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

IC - Índice de Concavidade

IH - Integral Hipsométrica

km - quilômetro (s)

KP(s) - knickpoint (s)

m - metro(s)

M.A. - milhões de anos

MDE - Modelo Digital de Elevação

mm - milímetros

RCSB - Rift Continental do Sudeste do Brasil

SIG - Sistemas de Informações Geográficas

Smf - Sinuosity of Mountain Front

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

* As demais siglas correspondem aos pontos cardiais, colaterais e subcolaterais (N = norte, S = sul, E = leste, W = oeste e assim por diante).

1 Introdução

Esta seção do trabalho pretende introduzir as principais justificativas, hipóteses e generalidades que abrangem a área de estudo, buscando iniciar o leitor aos problemas que envolveram a pesquisa.

1.1 Enquadramento prévio do tema, objetivos e hipóteses

O Sudeste do Brasil é uma região de desenvolvimento geológico e geomorfológico intrincado. A sucessão de eventos geológicos que produziu o embasamento cristalino a partir do Pré-Cambriano (ou mesmo do Arqueano, em algumas regiões), somada à ao menos duas etapas de ativação tectônica resultou em uma configuração geológica particular, ainda que num domínio de margem continental passiva. Por se localizar numa região tropical, a influência climática termina por desconfigurar esse embasamento por meio da ação erosiva e incisão fluvial, tornando a conformação do relevo ainda mais complexa.

A ocorrência de planaltos intercontinentais mediados por escarpas é um assunto que é pouco a pouco mais enfatizado na pesquisa geomorfológica do Sudeste do Brasil. Questionamentos acerca da natureza desses planaltos, especialmente sob a ótica da Tectônica, têm sido as bases para o pensamento de propostas recentes de evolução deste relevo. O desenvolvimento de riftes e feições associadas (como *horsts* e *grábens*) são evidências do rol de ajustes pelos quais passou a crosta, mediante a variação de campos de tensões incidentes naquela região em dois períodos conhecidos (Paleozóico e Terciário).

Nesse contexto, a rede de drenagem nem sempre se comporta de maneira autônoma e tampouco aleatória, sendo muitas vezes condicionada por fatores externos ao sistema fluvial. O embasamento litológico, recortado por estruturas inerentes às rochas que o compõem ou derivadas do tectonismo (falhas, dobras fraturas, etc), pode controlar e mesmo modificar a morfologia de um canal fluvial ou bacia hidrográfica. Em ambientes onde ocorrem escarpamentos (tanto de origem tectônica quanto erosional), a rede fluvial pode passar por processos de reorganização, conhecidos como capturas fluviais ou decapitações, entre outros termos que variam conforme o caráter do processo.

No Brasil, os estudos geomorfológicos abrangendo cenários com interação dessas variáveis têm sido empreendidos especialmente na Serra do Mar (OLIVEIRA; QUEIROZ NETO, 2007), Serra da Bocaina (GONTIJO, 1999) e Serra da Mantiqueira (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA; RICCOMINI, 2002), alguns dos mais importantes planaltos originados no Terciário, na região Sudeste. Além disso, estudos sucessivos têm sido realizados no eixo do rio Paraíba do Sul - também alvo de alterações geomorfológicas de cunho tectônico ao longo do Terciário e Quaternário - e em outras bacias sedimentares de origem tafrogênica da fachada atlântica. Todos estes trabalhos destacam os efeitos decorrentes da presença de falhas e fraturas no desenvolvimento de feições de relevo específicas e, especialmente, na configuração de padrões de drenagem adaptados a este cenário.

A bordo desse panorama, este trabalho descreve a bacia hidrográfica do ribeirão das Laranjeiras, em conjunto com a feição geomorfológica mais significativa de seu entorno: a Serra de Paranapiacaba, uma escarpa contornada por falhas geológicas.

O objetivo desta pesquisa é compreender quais os fatores que conduziram a organização e morfologia atual dos canais que compõem a bacia e a sua relação com as bacias vizinhas sobre o escarpamento, com destaque para a do rio Sorocabuçu. A geometria irregular da bacia e de seus canais pode ser produto de múltiplas variáveis no campo estrutural e erosional. Além disso, será investigada como a rede de drenagem se relaciona com a evolução da escarpa representada pela Serra de Paranapiacaba. Causas erosivas, litológicas e tectônicas serão aqui examinadas, mediante o que já se conhece sobre a geologia e geomorfologia regional e pela introdução de novos dados, fomentados por esta pesquisa.

Alguns canais da bacia do ribeirão das Laranjeiras possuem feições particulares, e que têm sido tratadas na literatura como anomalias de drenagem (HOWARD, 1967). Estas anomalias manifestam-se como curvas bruscas e canais retilíneos, entre outras. Algumas indicam ser decorrentes da ação erosiva, porém também há evidências de condicionamento litológico e tectônico.

A origem da Serra de Paranapiacaba ainda é controversa e pouco estudada, sendo mais aceita pela comunidade científica como produto da erosão remontante promovida pela

expansão da bacia do rio Ribeira (ALMEIDA, 1953; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Entretanto, sua proximidade ao eixo de um dos mais importantes sistemas tectônicos do país, conhecido como Rift Continental do Sudeste do Brasil, e sua ligação com alguns grábens no litoral sul de São Paulo suscita questionamentos sobre a sua natureza erosional.

Por esta escarpa ser a divisora de dois planaltos, a investigação de capturas fluviais na unidade de estudo é fundamental, posto a presença de dois níveis de base distintos. O contraste altimétrico entre ambos reflete uma efetiva atividade erosiva, o que em tese, favoreceria a ocorrência de eventuais rearranjos de drenagem.

A hipótese desta pesquisa é que a geometria atual do ribeirão das Laranjeiras e de sua bacia não resulta apenas de uma captura fluvial promovida por erosão diferencial e remontante, mas, sobretudo pela adição de elementos estruturais (litológicos e tectônicos, como fraturas em rocha e falhas) a esta equação. Essa equação seria a mesma que regula o recuo da Serra de Paranapiacaba.

A justificativa da seleção da bacia do ribeirão das Laranjeiras apoia-se em uma proposição efetuada por IPT (1981a), que sugere um possível evento de captura fluvial entre este canal e o rio Sorocabaçu, no contato entre o Planalto Paulistano e o Planalto de Ibiúna. É sugerida uma possível inversão de fluxo de drenagem com base na configuração das conjunções dos afluentes com o canal principal (no caso, o ribeirão das Laranjeiras). Segue abaixo o excerto:

A Serra de São Francisco é atravessada em profunda garganta pelo rio Sorocaba. No alto curso deste rio, já no interior do Planalto Paulistano, o alto rio Sorocabaçu sugere ter sofrido uma captura pela drenagem do rio Laranjeiras, afluente do rio Juquiá. Nas cabeceiras desse ribeirão ocorre um trecho particularmente retilíneo. Trata-se de um canal orientado à NW, a mesma do rio Sorocabaçu, do qual é separado por um interflúvio de 900 metros. Evidência adicional é dada pelos afluentes que drenam a porção sul da Serra do Abreu¹ e que se precipitam do Planalto de Ibiúna para a bacia do rio Juquiá. Seus traçados guardam paralelismo entre si e formam com o canal principal ângulos agudos contrários à direção de movimentação das águas deste coletor (IPT, op.cit., p.45).

¹ Topônimo local da Serra de Paranapiacaba, onde estão as cabeceiras do ribeirão das Laranjeiras.

Essa proposição concorda com a ideia de Almeida (1953) sobre a evolução da escarpa da Serra de Paranapiacaba. Segundo o autor, a expansão da rede de drenagem do rio Ribeira, no sul do Estado de São Paulo, intensificou a ação erosiva para o norte. Entretanto, o batólito granítico que limita esta escarpa teria inibido a ação erosiva:

No Sul de São Paulo, repete-se fato idêntico ao observado em Santa Catarina: a série São Roque² chega à orla marítima, tendo sido provavelmente interessada nas deformações que originaram a serra. Em consequência, a erosão remontante utilizando-se da menor resistência oferecida pelas suas rochas, pode levar até bem dentro do país a bacia do rio Ribeira. As escarpas da Serra, que aí tem o nome de Paranapiacaba, recuaram até 60 quilômetros através das rochas xistosas da Série São Roque para buscarem apoio nos granitos nela intrusivos, isso, pelo menos, desde as nascentes do rio Juquiá Guassu até o norte de Eldorado Paulista (antiga Xiririca) (ALMEIDA, 1953, p.5).

Entretanto Zalán e Oliveira. (2005) destacam a ocorrência de grábens disseminados pela faixa costeira do sudeste do Brasil, os quais são reconhecidos por vales fluviais ou planícies litorâneas margeados por desníveis topográficos abruptos, retilíneos e de grande extensão (da ordem de centena a milhares de metros). Além disso, afirmam que a região está marcada pela alternância de serras e vales intervenientes, constituindo uma "sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em subgrábens" (ZALÁN; OLIVEIRA, op.cit., p.273). Além disso, afirmam que o não aprisionamento de sedimentos em grandes quantidades dentro dessas bacias sedimentares se deve à intensidade de ação do grupo pluviosidade, erosão e drenagem; e do soerguimento contínuo desses planaltos.

Logo, a investigação da evolução da bacia do ribeirão das Laranjeiras será conduzida em torno dessas proposições, considerando que houve uma interação entre as variáveis litológicas, erosivas e tectônicas, e não apenas o funcionamento de uma em detrimento da outra.

² Até meados dos anos de 1960, a Série São Roque foi considerada como um conjunto de rochas metassedimentares supracrustais, de idade pré-cambriana, seguida por um embasamento do arqueano (geralmente rochas de matriz xistosa). O termo foi abandonado nos anos seguintes, sendo substituído por Grupo São Roque e redefinido como um conjunto predominantemente formado por filitos, seguidos por metaconglomerados, quartzitos, calcários metamórficos e outras litologias (JULIANI; BELJAVSKIS, 1995).

1.2 Área de estudo (localização e generalidades)

A área de estudo está localizada parcialmente na Região Metropolitana de São Paulo, abrangendo os municípios de Juquitiba, Ibiúna e São Lourenço da Serra, entre as latitudes 23°79' e 23° 93' e longitudes 47°21' e 47°98' (Figura 1).

Figura 1 - Localização da bacia do ribeirão das Laranjeiras, em escala nacional, estadual e municipal. Fonte: IBGE, 2011.

O ribeirão das Laranjeiras é tributário do rio Juquiá, que por si pertence à bacia hidrográfica do rio Ribeira, responsável pela drenagem do setor centro-sul do Estado de São Paulo. As cabeceiras se localizam numa altitude que varia entre 800 a 1200 metros. Seus principais afluentes são os ribeirões dos Soares, do Agostinho, dos Pedrosos e dos Quartins. A foz se situa no reservatório Cachoeira do França, segmento barrado do rio Juquiá. A área da bacia é de 188 km² e o rio se estende por aproximadamente 44 km, além de 4 km que correspondem a um braço do reservatório. Ao norte, a bacia limita-se com as bacias dos rios Sorocabaçu e Sorocamirim, que drenam para o rio Sorocaba, em sentido ao interior do Estado de São Paulo; e Cotia, que integra a bacia do Alto Tietê (Figura 2).

Figura 2 - Principais bacias hidrográficas do sudeste paulista, com destaque para a bacia do ribeirão das Laranjeiras, componente da bacia do rio Ribeira. Fonte, ANA, 2007.

A bacia se localiza ao sopé do setor leste da Serra de Paranapiacaba, que marca o contato entre dois compartimentos geomorfológicos: o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano. O limite entre ambos se caracteriza por um desnível altimétrico escarpado da ordem de até 300 metros naquela faixa da serra. Os planaltos são entremeados por distintas falhas geológicas do Paleozóico e outras provavelmente mais recentes. Entre estas últimas, está a Falha de Itanhaém, que atravessa os dois compartimentos geomorfológicos supracitados (Figura 3A e 3B).

O acesso é pelo km 301 da Rodovia Régis Bittencourt, na entrada da Estrada de Itatuba (São Lourenço da Serra e Juquitiba); ou pela Rodovia Raposo Tavares, km 44 e entrada na Rodovia Bunjiro Nakao, onde se acede à Estrada Municipal do Verava e vicinais (Ibiúna). O uso do solo é predominantemente rural, com chácaras de produção agrícola e lazer.

Figura 3 - Representação simplificada regional da área de estudo: A) Carta hipsométrica (composição sobre imagens SRTM), com as setas indicando as direções dos rios Sorocabaçu e das Laranjeiras; B) Unidades geomorfológicas, drenagem principal e elementos estruturais principais da região: a linha pontilhada representa o traçado da Falha de Itanhaém, enquanto as linhas tracejadas destacam algumas das falhas antigas conhecidas.

1.3 Estrutura do trabalho: esquema conceitual

A condução de uma pesquisa exige que existam preceitos de organização do pensamento. Esse conjunto de regras básicas, o chamado método, é o balizamento para a geração de conhecimento de caráter científico.

O método indutivo foi tradicionalmente adotado na pesquisa geomorfológica. A mais notável teoria concordante com este método é o Ciclo Davisiano, que classifica o desenvolvimento da paisagem em estágios de “juventude”, “maturidade” e “senilidade”. Estes estágios seriam intercalados por fases erosivas, que atingiam todos os relevos de maneira uniforme e contínua. Assim, esse modelo de evolução geomorfológica foi aplicado para explicar paisagens com configurações diversas qualitativamente e por meio de generalização da teoria. Entretanto, não se mostrou adequado à totalidade de tipos de relevo, pois, entre algumas razões, não havia uma maneira de certificar em qual estágio de desenvolvimento se enquadraria determinada paisagem.

Um novo paradigma começou a vigorar a partir dos anos 1950, com a adoção do método dedutivo nos estudos em Geomorfologia e a introdução da quantificação e da análise estatística como meios de testes de hipóteses, visando a validação, revisão ou refutação das mesmas (GOUDIE, 1995). Isto significou também a variabilidade de pesquisas na área, pois o início da investigação por dedução revelou novas perspectivas para processos antes ajustados majoritariamente na proposta davisiana.

Seguindo estas tendências, o método selecionado para conduzir esta pesquisa é o hipotético-dedutivo. De acordo com Popper (1975), este método consiste na construção de hipóteses que serão submetidas a testes e avaliações, de modo a confrontá-las com a realidade. Esta etapa de verificação leva às tentativas de refutação. Em caso de não falseamento, as hipóteses persistem como válidas. Contudo, isso ainda não significa que foi alcançada a certeza do fato observado, mas que até o momento aquela hipótese é a que melhor se ajusta naquele caso.

Neste caso, foram feitas primeiramente observações sobre o caso a ser estudado, as quais foram organizadas em hipóteses. Em seguida, estas hipóteses foram testadas por técnicas selecionadas (estudo da compartimentação geomorfológica e padrões de drenagem, morfometria, etc). O resultado obtido por estas técnicas indica a validade das hipóteses.

Assim, a investigação seguiu alguns caminhos essenciais, com o intuito de inventariar todas as informações relacionadas à Geomorfologia, Geologia, Tectônica e Hidrografia regionais e locais, com o propósito de fundamentar a pesquisa no conhecimento científico já produzido e aprofundá-lo nos problemas postos em questão (Figura 4).

Figura 4 - Esquema conceitual do desenvolvimento desta pesquisa.

O cerne da discussão dessa pesquisa baseia-se na reunião e confrontação dos elementos dela derivados, somados àqueles precedentes contemplados na pesquisa geomorfológica e geológica, buscando fomentar assim, uma proposta de evolução da paisagem da região em questão.

1.4 Materiais e metodologias

Nesse contexto, a pesquisa foi desenvolvida a partir de um problema inicial, que foi a sugestão de que houve uma captura fluvial do rio Sorocabuçu pelo ribeirão das Laranjeiras. Esse problema direcionou a investigação para quatro fases fundamentais:

a) Revisão bibliográfica:

Essa fase consistiu da pesquisa extensiva de literatura relacionada à Geologia Estrutural e Geomorfologia Tectônica. Considerando que as falhas geológicas são uma variável importante na área de pesquisa, buscou-se conhecer os processos distintos que originam essas feições e a morfologia a elas associadas. O objetivo foi reconhecê-las na fase de cartografia dos dados ou em trabalhos de campo, caso fossem existentes.

Também foi feita uma pesquisa específica sobre o tema na região do Planalto de Ibiúna e Planalto Paulistano. Essa revisão foi necessária para agregar à pesquisa a origem do embasamento litológico e sua deformação ao longo do tempo geológico, bem como entender como o relevo se estruturou sobre essa matriz.

Leituras relacionadas diretamente à Geomorfologia Fluvial, com ênfase no tema "reorganização da drenagem" também foram constantes nesta etapa, pois forneceram dados sobre as diversas morfologias e processos envolvidos nesses tipos de eventos.

b) Sistemas de Informações Geográficas:

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) foram utilizados como um meio de organizar a revisão bibliográfica, a partir da compilação de dados de diversos mapeamentos geológicos e geomorfológicos da região estudada.

Além disso, os SIG foram fundamentais para a criação de mapas temáticos derivados do Modelo Digital de Elevação (MDE) da região em questão, baseados nas cartas topográficas e imagens de satélite e radar.

O *software* básico utilizado neste trabalho foi o ArcGis 9.3, onde ocasionalmente foram adicionados *scripts* de complementação ao programa original. O *software* R2V também foi utilizado na fase inicial de vetorização de curvas de nível e hidrografia de cartas topográficas. Os modelos tridimensionais de relevo foram criados no *software* Surfer 8.0.

O material cartográfico utilizado nesta etapa consistiu de cartas topográficas, em escala 1:50.000 (IBGE, 1984); cartas geológicas da RMSP em escala 1:50.000 (CPRM, 1974; EMPLASA, 1980); cartas geológicas do Estado de São Paulo em escala 1:500.000 (IPT, 1981b) e 1:750.000 (CPRM, 2005) e carta geomorfológica do Estado de São Paulo (IPT, 1981a). Além disso, foram utilizadas imagens do radar *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), em resolução de 90 metros; e imagens do radar *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), na Série Global DEM2, em resolução de 30 metros.

Todas as representações cartográficas foram desenvolvidas em projeção UTM e elipsóide de referência WGS84.

c) Elaboração de índices morfométricos:

A partir dos dados produzidos em ambiente SIG, foram elaborados cálculos variados, obtidos de artigos publicados em regiões com singularidades que tangem a área de estudo. Para tanto, foram geradas tabelas e gráficos diversos, compilados e analisados no *software* Excel 2007.

d) Trabalho de Campo:

Esta etapa do trabalho foi planejada de acordo com questionamentos levantados ao longo da pesquisa. O intuito foi reconhecer feições de interesse previamente identificadas em ambiente SIG; e mapear outras não visíveis na escala de trabalho adotada. O georreferenciamento desses elementos foi feito com um GPS *Garmin*.

2 Enquadramento geral da área de estudo

Este capítulo pretende descrever sinteticamente as características ambientais incidentes na região da bacia do ribeirão das Laranjeiras. O objetivo é expor suas particularidades, unindo os dados disponíveis que contribuíram para o desenvolvimento do relevo atual.

2.1 Breve panorama sobre a evolução tectônica do Sudeste do Brasil

A história geológica do continente sul-americano demonstra uma gênese bastante complexa, pois resulta de uma sucessão de agregações e rompimentos de massas continentais, principalmente durante o Arqueano (SCHOBENHAUS; NEVES, 2003).

Esses eventos sucessivos levaram à formação de um supercontinente, conhecido como Gondwana, que englobaria os atuais continentes da América do Sul, África, Oceania e Antártida, entre 900 e 500 M.A. Nesta fase, o que hoje constitui a costa brasileira seria uma continuidade entre as placas atualmente designadas como Sul-Americana e Africana. Oceanos internos (Goiás, Adamastor e Borborema) se formaram entre os crátons que uniam o supercontinente, gerando grandes compartimentos sedimentares em regiões intercontinentais (HASUI, 2010).

A fase correspondente ao final dessa estruturação continental, denominada Ciclo Brasileiro, ocorreu no Proterozóico Superior (entre 600 e 460 M.A). Foi marcada por intensa atividade geológica, como intrusões e vulcanismos pós-colisionais, exumação e colapso de orógenos e a formação de riftes, os quais consolidaram a Plataforma Sul-Americana (HASUI, 2010).

Na região Sudeste e Sul do Brasil, a ocorrência de magmatismos gerou a cristalização de rochas ígneas diversas (especialmente granitóides), posteriormente metamorfizadas em alta profundidade, gerando gnaisses, xistos e migmatitos, entre outras rochas.

Até o final do Ciclo Brasileiro, se desenvolveram sistemas estruturais diversos, como sistemas de cavalgamento, transcorrências, lineações de estiramento e suturas. Esses

sistemas se formaram tanto pelo arrefecimento do calor nas rochas quando pela mudança no regime de esforços (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).

Nesse contexto, houve a formação do Sistema de Zonas Transcorrentes da Região Sudeste do Brasil (CAMPANHA, 2002), longitudinal à faixa atlântica do sudeste e sul do país. Constituído pelo agrupamento de faixas dobradas e cratônicas, destaca-se pela disposição de falhamentos transcorrentes, predominantemente dextrais, de orientação NE-SW e natureza dúctil a dúctil-rúptil. Organizam-se em sigmóides alongados no Paraná e sul de São Paulo, orientados para ENE-WSW no leste de São Paulo e Rio de Janeiro. (HASUI, 2010). Batólitos de rochas granitóides encaixam-se nesta estrutura, em função do magmatismo sintectônico (Figura 5).

Dentro desse sistema, a área de estudo se localiza na Faixa Ribeira, uma faixa metamórfica alongada que se estende em direção NE-SW desde o Paraná, passando por todo o sudeste do Estado de São Paulo. Seu limite meridional é condicionado pela Falha de Cubatão. Já o limite norte é fracamente delimitado por uma estrutura específica, marcando contato, em geral, com rochas granitóides da Fácies Cantareira (HASUI; CARNEIRO; COIMBRA, 1978).

Figura 5 - Principais unidades tectônicas pré-silurianas (Paleozóico) do sudeste do Brasil, conforme Campanha (2002). A área de estudo (simbolizada por uma seta) se encontra em uma extensa faixa de dobramentos de idade meso a neoproterozóica, chamada Ribeira (R).

No setor leste do Estado de São Paulo, esse sistema é bastante evidente, com a predominância de falhas transcorrentes dextrais, de orientação NE-SW (Figura 6). No entorno da cidade de São Paulo, ao menos cinco dessas estruturas constituem importantes feições tectônicas, e em parte possuem extensas faixas cataclásticas, que evidenciam sua origem. São elas: Taxaquara, Caucaia-Jaguari, Buquira e Alto da Fartura (HENNIES; HASUI; PENALVA, 1967; HASUI; CARNEIRO, 1980).

Figura 6 - Mapa de estruturas tectônicas desenvolvidas no Ciclo Brasileiro. As falhas transcorrentes são de movimento predominantemente dextral.

Sucedendo o Ciclo Brasileiro, o evento mais significativo ocorreu com a Reativação Wealdeniana ou Sul-Atlântica (ALMEIDA, 1967), expressa pela abertura do oceano Atlântico por movimentos distensivos no início do Cretáceo (130 M.A.) e deslizamento da

Placa Sul-Americana por uma anomalia térmica. Intrusões magmáticas com soerguimentos associados e diques basálticos se instauraram em margens passivas no sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana e noroeste da Plataforma Africana.

Um período de estabilidade tectônica se estabeleceu entre a Reativação Wealdeniana e o início do Paleógeno (65 M.A.). Nesta fase, houve o entalhamento da Superfície de Aplanamento Japi ou Superfície Sul-Americana. Trata-se de um nível de correlação regional que representa uma fase de erosão generalizada no Cretáceo, que aplanou todo o embasamento litológico do Pré-Cambriano no Brasil. Assume-se que o momento final de erosão deste nível se deu em torno de 65 M.A. Entretanto, durante o Cenozóico, a mesma foi deformada e desnivelada, assumindo posições diversas (entre 1200 a 2800 metros ao longo do Sudeste do Brasil, incluindo a linha de charneira de Santos, na plataforma continental). Essa superfície evidencia uma fase de erosão generalizada anterior ao estabelecimento de riftes (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRARI, 2004).

Segundo Riccomini (1989), a sucessão de movimentos transpressionais vinculados à evolução da margem continental atlântica se expressou pelo desenvolvimento de falhas normais no Paleógeno (65 M.A. a 24 M.A.) e transcorrentes no Neógeno (24 Ma a 1,8 M.A.). Essa reativação tectônica se deu nas densas tramas de zonas de cisalhamento dúcteis ativas até o final do Ciclo Brasileiro. Houve o desenvolvimento de estruturas contínuas, que em conjunto compõem uma depressão tectônica de idade cenozóica, alongada e paralela à costa, com direção NE – SW e pouco mais de 900 km de extensão, a qual segue ao longo da linha de costa atual dos estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. Essa feição, considerada atualmente como um rifte, se desenvolveu sobre diversas suítes graníticas intrusivas de idade neoproterozóica e rochas metamórficas de baixo a médio grau (como gnaisses e migmatitos), de idade arqueana a proterozóica.

Durante o Terciário, houve o preenchimento dessas estruturas do tipo rifte continental por espessas camadas de sedimentos, formados por sistemas fluviais meândricos e lacustres formados no interior dessa estrutura (RICCOMINI; COIMBRA, 1992). Caracterizam-se por verdadeiras bacias sedimentares, onde se sobressaem as bacias de São Paulo (Figura 7) e Taubaté.

Figura 7 - Coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar de São Paulo, mostrando que os grábens que compõem o RCSB foram preenchidos progressivamente com espessos pacotes sedimentares. Fonte: Riccomini; Sant'anna; Ferrari, 2004.

Diversos modelos complementares foram propostos para explicar esta estrutura, com destaque para o Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), o Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) e os Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005).

Almeida (op.cit, p.23-24) defende um modelo de deslizamento gravitacional. Inicialmente, o autor aponta que houve o soerguimento da Serra do Mar no Cretáceo, devido à subsidência da Bacia de Santos, ao longo da Falha de Santos (teoricamente imersa). Isto gerou, ao longo do Paleoceno, fraturação e vulcanismo alcalino na borda soerguida da bacia em direção ao interior. Enquanto isso, a erosão promoveu a retração da Serra do Mar e a deposição de seus detritos na borda costeira da Bacia de Santos. No Mioceno, a subsidência dessa bacia progredia enquanto começava o soerguimento e deformação da Superfície Japi na área continental e, conseqüentemente, a subsidência dos grábens do Paraíba e Guanabara. Estes movimentos continuaram ao longo do Quaternário, formando a Serra da Mantiqueira e da Bocaina. Já a subsidência dos grábens citados é atribuída à acumulação sedimentar da Formação São Paulo.

Outra interpretação similar sobre a hipótese de compensação isostática como evento motor de abertura do rifte foi proposta por Asmus e Ferrari (1978). Os autores defendem a ocorrência de um soerguimento crustal pré-rifte, devido a uma anomalia térmica. Este soerguimento seria responsável por um adelgaçamento da crosta e pelo aumento da erosão na área soerguida, que forçaria a migração de material mais pesado para a Bacia de Santos, em subsidência. Este desequilíbrio isostático geraria, então, falhamentos normais favorecidos pelas direções de foliação e pelos prévios falhamentos do Pré-Cambriano. Assim, teriam origem cristas (Serra do Mar e da Mantiqueira) e grábens que formam o rifte do sudeste do Brasil.

Riccomini (1989) defende o basculamento termomecânico movido pela subsidência térmica na Bacia de Santos como evento gerador do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Segundo ele, o RCSB, por estar em uma posição intermediária entre a Cadeia Andina na Placa de Nazca (à oeste) e a Cadeia Mesoatlântica (à leste) estaria vulnerável a um estado de tensões exercidas pela subducção da primeira e a deriva à oeste da segunda. Esse processo resultaria na imposição de esforços extensionais em sentido NNW-SSE, com reativação de falhas normais em zonas de cisalhamento com direção NE a ENE.

A partir disso, ao menos outros três eventos de tectonismo deformador com diferentes componentes teriam modificado o rifte original e gerado novas estruturas ao longo do Neógeno e Quaternário (Figura 8).

De acordo com o mesmo autor, no Neógeno, a transcorrência sinistral e a distensão NW-SE geraram algumas estruturas WNW, como soerguimentos locais e geração de soleiras ou altos estruturais (como as Soleiras de Queluz e Arujá), devido a sua atuação como faixas transpressionais. Além disso, houve dobramentos e compressões locais (NE-SW). A terceira fase de desenvolvimento do rifte, no Quaternário, também registrou soerguimentos e geração de soleiras (especialmente a de Alto Resende), porém movidas por transcorrência dextral e compressão NNW-SSE. Entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno, uma fase subsequente de caráter extensional WNW-ESE teria causado a abertura do pequeno gráben de Baquirivu-Guaçu e do alto estrutural de Barueri. Já no Holoceno, um último evento

deformador, de compressão E-W, reativou falhas inversas de direções N-S (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRARI, 2004).

MODELO SIMPLIFICADO DE EVOLUÇÃO DO RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL (ADAPTADO DE RICCOMINI, 1989)

Figura 8 - Esboço paleotectônico e campo de tensões no RCSB, ao longo do Cenozóico. O ponto amarelo indica a localização aproximada da área de estudo (adaptado de Riccomini, 1989).

Zalán e Oliveira (2005) complementam a interpretação de Almeida (1976) e Asmus e Ferrari (1978). Os autores assumem que a crosta do Sudeste do Brasil passou por dois pulsos ascensionais, sendo o primeiro o gerador da Serra do Mar Cretácea, então um megaplanoalto com flanco leste bastante abrupto e voltado para a Bacia de Santos.

O segundo pulso gerou o colapso gravitacional da Serra do Mar Cretácea. Esse colapso seria o evento motor do tectonismo distensional na costa, pelo surgimento de falhamentos que originaram grábens contínuos e paralelos à costa (Figura 9). Segundo os autores supracitados, os antigos cimos da Serra do Mar Cretácea comporiam hoje os setores mais elevados das serras da Mantiqueira e do Mar, deformadas por alívio de carga e consequente rebate elástico e soerguimento crustal.

O Sudeste do Brasil é ainda recortado por uma série de alinhamentos geológicos, que configuram zonas de fraqueza na superfície à medida que concentram maior quantidade de falhas, altos estruturais e diques. Entre os vários alinhamentos que atravessam o Estado de São Paulo, o que mais se destaca por sua proximidade da área de estudo é o Alinhamento Estrutural de Guapiara (FERREIRA et al., 1981). Trata-se de uma feição tectônica perpendicular à costa com cerca de 600 km de extensão e largura variável entre 20 e 100 km. Em direção NW-SE, parte da linha de costa (Iguape, SP) em rumo ao interior do Estado de São Paulo, onde atravessa um enxame denso de diques de diabásio e alcança as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Ferreira et al. (op. cit) consideram que o alinhamento já se constituía como um alto estrutural no Devoniano, quando da sedimentação na Bacia do Paraná; e que o alinhamento passou por magmatismos básicos durante a Reativação Wealdeniana, associados a abatimentos e soerguimentos de blocos de falha que geraram estruturas menores como *horsts*, grábens, domos, etc (FERREIRA, 1982). Machado Junior (2000) reforça que o Alinhamento de Guapiara, como zona de fraqueza, teve sua trama estrutural reativada no Terciário por falhas normais e transcorrentes, que geraram depressões tectônicas, como os grábens de Iguape e Cananéia.

Por este panorama, observa-se que a evolução geológica da faixa oriental paulista foi fortemente influenciada por processos estruturais, em dois eventos tectônicos distintos: o Ciclo Brasileiro, que fundamentou uma rede de falhamentos transcorrentes direcionados predominantemente a NE-SW; e a série de eventos que constituiu o RCSB e que explorou a rede estrutural pretérita, além de originar novas estruturas, especialmente direcionadas à NW.

Figura 9 - Arcabouço estrutural regional do RCSB, no segmento que se instala no Estado de São Paulo. Notar que algumas falhas cenozóicas são as mesmas do Pré-Cambriano, mas foram reativadas em falhas normais ou transcorrentes.

2.2 Tectônica da área de estudo

A primeira proposta de compartimentação tectônica regional foi elaborada por Hasui (1975), ao realizar o mapeamento geológico das Folhas São Roque e Pilar do Sul. Esta proposta compartimenta a região em blocos, a partir das principais falhas tectônicas conhecidas até então, a saber: Taxaquara, Caucaia e Pirapora (Figura 10).

Figura 10 - Organização de blocos tectônicos de acordo com a rede de falhamentos, à oeste da cidade de São Paulo. Em destaque, a bacia do ribeirão das Laranjeiras. Adaptado de HASUI (1975).

Segundo o autor, todos os falhamentos mencionados teriam se desenvolvido no final do Ciclo Brasileiro. Suas características gerais são o movimento transcorrente, a presença de espessas faixas cataclásticas e a direção variando entre NNE-SSW a ENE-WSW. Formam estruturas com aspectos sigmoidais, com esforços compressivos segundo E-W (HENNIES, 1967; HASUI, 1975). Hasui e Carneiro (1980) sugerem que estas falhas estejam interligadas com outras que atravessam a Bacia Sedimentar de São Paulo (Caucaia-Jaguari, Taxaquara-

Alto da Fartura e interseção entre Caucaia e Taxaquara). Entretanto, estas conexões estariam cobertas por depósitos terciários da bacia (Figura 11).

A Falha de Caucaia - principal estrutura da Zona de Cisalhamento de Caucaia - atravessa o Batólito de Ibiúna orientada para SW num traçado de mais de 100 km de extensão, além de separar os blocos tectônicos Cotia e Juquitiba. Compondo esta estrutura rúptil, há a presença de metamorfismo cataclástico (HASUI, 1973) e falhas secundárias de menor amplitude, formando *bedding faults*³ e/ou sistemas sigmoidais (CPRM, 1975). Sartori (2012) apura que sua formação deve-se a um modelo de cisalhamento puro.

Figura 11 - Principais falhas que atravessam a Bacia Sedimentar de São Paulo.

³ Quando a direção do plano de falha é oblíqua à direção de mergulho da rocha.

Ao tratar dos elementos geológicos da Bacia Sedimentar de São Paulo, Hasui e Carneiro (1980) sugerem que o entorno norte e oeste da cidade passou por um processo de ajuste de blocos, com basculamentos ao longo das falhas citadas.

- a) adernamento de blocos entre as falhas do Buquira, Jaguari e Mandaqui, com afundamento de suas partes SW, gerando o gráben de Guarulhos;
- b) adernamento do bloco entre as falhas de Taxaquara e Caucaia (Bloco Cotia), com afundamento da extremidade leste;
- c) adernamento do bloco a sul da Falha de Caucaia e do ramo oriental da de Taxaquara (Bloco Juquitiba), de modo a subdividir na parte setentrional, configurando um hemigráben;
- d) adernamento do bloco delimitado pelas falhas de Taxaquara, Buquira e Alto da Fartura, alçando a parte SW e abatendo a parte mais à NE que aloja a bacia de Taubaté;
- e) soerguimento do bloco a norte das falhas de Taxaquara e Mandaqui.

São de especial interesse as considerações b) e c), que tratam do adernamento dos blocos Cotia e Juquitiba. Diretamente, os autores assumem que a tectônica causou um jogo de basculamentos, atrelando ao Bloco Juquitiba o papel de bloco rebaixado de um gráben (o que diverge da natureza erosional proposta por Almeida, 1953).

Em mapeamento geológico da bacia do rio Ribeira, a CPRM (1975) reconhece um sistema de falhamentos à NW, possivelmente derivado de esforços distensivos ocorridos no Mesozóico.

Esse sistema concorda com algumas falhas a nordeste da cidade de São Paulo, de genética atribuída ao Cenozóico. A maioria possui movimentação indiscriminada, porém algumas próximas à Arujá possuem movimentação sinistral. Como exemplo toma-se uma estrutura na mesma direção, mapeada por Riccomini (1989) à NE da área de estudo. Foi considerada como falha normal com bloco baixo à NE e se alinha ao eixo do rio Pinheiros e parte do reservatório Billings, seguindo em direção ao município de Barueri (à NE), onde se alinha ao rio Tietê (Alto Estrutural de Barueri).

Silva (2013) discute a alternância de grábens e *horsts* no setor sul do Planalto Paulistano, assumindo a possibilidade de esta região ter sido alvo de deformações recentes, provindas do escalonamento de falhas tectônicas no Cenozóico.

Diretamente na área de estudo, há uma importante estrutura em direção NW-SE, aqui intitulada de Falha de Itanhaém. Esta falha corta transversalmente outras estruturas tectônicas (Caucaia e Cubatão, Figura 11) e condiciona a rede hidrográfica da bacia do ribeirão das Laranjeiras. Foi inicialmente mapeada por Almeida (1953) e IPT (1981b) como falha indiscriminada.

Poucas estruturas associadas a dobras são conhecidas na região. CPRM (1975) detectou uma sinclinal com eixo alinhado aproximadamente a N60E e que atravessa a bacia do ribeirão das Laranjeiras. Ao norte foi observada sua anticlinal, onde houve a intrusão do granito São Sebastião (Eopaleozóico), à oeste da bacia em questão.

Em se tratando de direções estruturais da rocha, ou seja, da xistosidade e acamamento, CPRM (1975) afirma que as rochas metamórficas do Grupo Açungui e as do Complexo Gnáissico-Migmatítico⁴ possuem direções para o quadrante NE e ENE.

Sobre o sistema de juntas, Hasui (1975) aponta a influência de dois sistemas bem marcados, válidos tanto para os migmatitos quanto para os granitos: um subtransversal à xistosidade, orientado à NW-SE e WNW-ESE; e dois sistemas subverticais e oblíquos à foliação, inclinados a 50°, ou seja, que se orientam a NE-SW.

2.3 O embasamento geológico

O embasamento cristalino que compõe a área de estudo (Figura 12) é formado, basicamente, por migmatitos/gnaisses graníticos do Complexo Embu, xistos diversos do Complexo Pilar (que, junto com os migmatitos, formam o Grupo Açungui), Suítes Graníticas Sintectônicas da Fácies Cantareira e Sedimentos aluviais em áreas restritas (IPT, 1981b).

Abaixo, seguem sumarizadas a procedência e as características desses elementos litológicos.

⁴ Associadas neste trabalho, respectivamente, ao Complexo Pilar e ao Complexo Embu, conforme classificação de Hasui e Sadowski (1975).

LITOLOGIA

Legenda:

- Falhas indiscriminadas/fraturas
- Falhas transcorrentes
- Falhas definidas
- Sinclinal N60E
- Rede hidrográfica
- Rios principais
- ▭ Delimitação da bacia

Descrição

- Granitos e granodioritos normais ou em parte gnáissicos, equigranulares ou porfíroides
- Migmatitos e gnaisses graníticos, podem achar-se cisalhados em zonas de movimentação tectônica
- Micaxistos e/ou metarenites de médio grau metamórfico, incluindo xistos miloníticos em zonas de movimentação tectônica
- Argilas, areias e cascalhos da Formação São Paulo e da Formação Caçapava
- Aluviões fluviais: areia, argila e cascalho
- Anfibolitos e metabasitos (metadiabásio, metagabro)

Adaptado de: CPRM (1974); IPT (1981b); EMPLASA (1984) e CPRM (2005).
Organizado por: Katiúcia de Sousa Silva

Figura 12 - Mapa geológico da bacia do ribeirão das Laranjeiras e entorno.

2.3.1 A distribuição das rochas do Grupo Açungui

Na área de estudo, os migmatitos/gnaisses graníticos e os micaxistos formam o chamado Grupo Açungui, componente da Faixa Ribeira. Este grupo tem sido interpretado como um espesso pacote sedimentar metamorfozado, que abriga janelas estruturais onde se expõe o embasamento cristalino (IPT, 1981b). No Estado do Paraná, a organização estratigráfica do grupo indica uma sequência ectínica⁵, seguida por uma sequência magmatítico-gnáissica, não potencialmente reconhecidas no Estado de São Paulo. A distinção dessas sequências é considerada problemática, pois o marcador estratigráfico é essencialmente metamórfico (HASUI; SADOWSKI; CARNEIRO, 1976).

A distinção estratigráfica do Grupo Açungui em Complexo Embu e Complexo Pilar individualizou o conjunto litológico, que é predominantemente formado por migmatitos e gnaisses migmatizados no primeiro complexo, enquanto no segundo há prevalência de rochas metassedimentares ectínicas (HASUI; SADOWSKI, 1975).

Na área de estudo, a faixa metamórfica representada pelo Grupo Açungui distribui-se nos municípios de Juquitiba e São Lourenço da Serra e no sul do município de Ibiúna, enquadrando a maior parte da bacia do ribeirão das Laranjeiras (Figura 12). A litologia de maior expressão é alternada por migmatitos homogêneos variados predominando os de natureza homofânica, oftálmica e falcoidal (IPT, 1981b) a gnaisses graníticos (EMPLASA, 1980).

Há uma passagem entre os migmatitos e gnaisses graníticos do Complexo Embu para um setor de micaxistos e metarenitos de médio grau metamórfico (EMPLASA, 1980), correspondente ao Complexo Pilar. Este compartimento localiza-se em todo o limite sudeste da bacia, limitada por uma falha geológica de movimento indiscriminado (Fotografia 1).

⁵ Segundo o Glossário Geológico da Universidade de Brasília (2001), os ectinitos são rochas metamórficas que não sofreram fusões parciais ou alterações muito significativas, características estas que os diferem essencialmente dos migmatitos (que por fusão parcial desencadeada por alta pressão tenderiam a formar rochas granitóides).

Vários autores (HASUI, 1975; ALMEIDA; HASUI; NEVES, 1976 e outros supracitados) sugerem que a evolução geológica do Grupo Açungui, a bordo da Faixa Ribeira, ocorreu durante a expressiva atividade tectônica no Sul e Sudeste do Brasil durante o Proterozóico Superior, após um evento de sedimentação detrítica e química que originou o Grupo (IPT, 1981b). Duas fases de deformação promovidas por metamorfização e dobramentos seriam responsáveis pela configuração litológica atual.

Fotografia 1 - Corte em estrada, realçando estruturas reliquias da rocha-matriz, em processo avançado de intemperização. A rocha possui mergulho de aproximadamente 40° e textura xistosa. A legenda indica: 1) remanescentes da rocha-matriz, e 2) rocha intemperizada. Localização: Estrada das Laranjeiras. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

A primeira fase de deformação teve início com um evento de metamorfismo regional, que desenvolveu xistosidade nas rochas do Complexo Embu, que, em seguida, foi alvo de dobramentos. Esses dobramentos teriam causado ondulações isoclinais ou cerradas, com planos axiais subverticais (HASUI, 1975). É nessa fase que se dá a distinção entre Complexo Embu e Pilar, com migmatização mais acentuada do primeiro complexo.

Uma segunda fase de dobramentos no Ciclo Brasileiro atingiu as rochas do Grupo Açungui, sendo este último evento o responsável pela direção ENE das foliações no Grupo (HASUI, op.cit, p.180).

Concomitantemente, houve a intrusão de batólitos graníticos sintectônicos, correspondentes à Fácies Cantareira (*granito Pirituba*). Estas suítes constituem importantes testemunhos do magmatismo do Proterozóico Superior, em função da expressividade espacial no território paulista (HASUI, op.cit).

No final do Proterozóico Superior, houve uma série de falhamentos transcorrentes, que compõem zonas de cisalhamento e espessas faixas cataclásticas (por vezes superiores a 1500 metros) na Faixa Ribeira, seccionando o embasamento litológico. Entre estas estruturas, destaca-se a Zona de Cisalhamento de Taxaquara e Caucaia, no entorno da área de estudo. A primeira delas determina a divisão entre o Grupo São Roque e o Grupo Açungui. Já a Zona de Cisalhamento de Caucaia secciona as suítes graníticas onde se desenvolveu parte da bacia do ribeirão das Laranjeiras.

2.3.2 As rochas granitóides

Os maciços graníticos do entorno da área de estudo são importantes elementos geológicos e fisiográficos, à medida que sustentam parte do relevo. São remanescentes dos eventos ocorridos especialmente no Ciclo Brasileiro, encaixando-se no embasamento

metassedimentar (Grupo Açungui). Esses corpos graníticos são também associados à Fácies Cantareira⁶.

Conforme Hasui (1975), o Planalto de Ibiúna é sustentado pelo Batólito de Ibiúna e seccionado pela Zona de Cisalhamento de Caucaia (Figura 13). Ao sul dessa estrutura, o planalto é composto por diversos maciços menores, próximos ou no limite da escarpa da Serra de Paranapiacaba. Estes corpos são de modo geral sintectônicos e intrusivos aos terrenos metamórficos adjacentes.

Figura 13 - Corpos magmáticos individualizados por Hasui (op. cit, p.175). A bacia do ribeirão das Laranjeiras está representada em cinza. Notar o seccionamento do Batólito na borda da escarpa pela Falha de Caucaia, à NE da bacia.

O Batólito de Ibiúna é composto pela tipologia designada como *granito Pirituba*, caracterizada por três tipos texturais. Os exemplares porfiroblásticos possuem em geral feldspatos pórfiros em matriz cinza de granulação fina a média. Maior representação ocorre na textura inequigranular, com cristais que variam entre 1 mm e 4-5 cm e maior destaque

⁶ De acordo com Hasui, Carneiro e Bistrichi (1978, p. 2598), as rochas dessa fácies são descritas genericamente como granito-gnaisses, de granulação fina a média, foliação marcante e sem grandes variações texturais macroscopicamente discerníveis.

para os feldspatos microclínios e oligoclásios. A textura fina também ocorre em faixas e zonas centimétricas, e pouco diferindo em termos de granulação das rochas inequigranulares (HASUI, 1975, p.167). Petrograficamente, as rochas dos maciços menores se assemelham ao *granito Pirituba*.

Na área de estudo, foram encontrados poucos afloramentos correlacionáveis às rochas granitóides com uma boa exposição da rocha (Fotografia 3, 4 e 5). Exceções ocorrem nas zonas de quedas d'água ou em áreas de exploração de rocha, no baixo curso do rio Laranjeiras. A dificuldade em localizar rochas bem preservadas se deve a duas razões: à densa cobertura vegetal e à forte intemperização do substrato da área, que favorece a aceleração dos processos pedogenéticos e de alteração da textura e dos minerais.

Fotografia 2 - Veio de quartzo reliquiar. Localização: Estrada de Itatuba, São Lourenço da Serra/SP.

Fotografia 3 - Veio de quartzo remanescente de fratura de uma possível rocha granítica intemperizada. Localização: Estrada de Itatuba, São Lourenço da Serra/SP.

Fotografia 2 - Área de extração de granito, no baixo curso do ribeirão das Laranjeiras. Localização: Estrada do Sama, Ibiúna/SP.

Fotografia 3 - Granito aflorante em estrada, com textura equigranular e feldspatos como porfiroblastos. Localização: Estrada das Laranjeiras, Juquitiba/SP.

2.3.3 Depósitos sedimentares do Terciário e Quaternário

Os depósitos sedimentares presentes na área de estudo ocorrem de maneira restrita, ao longo dos canais fluviais. Estão concentradas especialmente no eixo leste-oeste do ribeirão das Laranjeiras, formando depósitos pequenos e descontínuos.

O mapeamento realizado pela EMPLASA (1980) foi o pioneiro a identificar na área depósitos sedimentares referentes ao Terciário. Segundo a publicação, estas acumulações se relacionam às Formações São Paulo e Caçapava do Grupo Taubaté. Estes depósitos teriam se originado no Paleógeno, fruto do preenchimento vulcano-sedimentar sintectônico à abertura do RCSB, formando diversos sistemas de leques aluviais; esses leques se associam à planície aluvial de rios entrelaçados (Formação Resende), a um sistema *playa-lake* (Formação Tremembé) e a um sistema fluvial meandrante (Formação São Paulo) (Riccomini et al., 1991). Essa diferenciação teria sido influenciada pela variação de condições climáticas entre semiáridas e úmidas.

Segundo Riccomini, Sant'anna e Ferrari (2004), a principal litofácies da Formação São Paulo seria formada por arenitos grossos e conglomeráticos, com estratificações cruzadas, representando depósitos de canais meandrentes; siltitos e arenitos laminados, depositados em meandros abandonados; e arenitos médios a grossos variando para sedimentos mais finos, indicando rompimentos de diques marginais (RICCOMINI, 1989).

A Formação Caçapava vinha sendo designada como depósitos de rios anastomosados, sobrepostos à Formação Tremembé e gerada em um ambiente lacustre (CARNEIRO; HASUI; GIANCURSI, 1976). Entretanto, essa designação foi colocada em questão devido à abrangência de dois depósitos litologicamente diferentes e separados por uma discordância regional e pela delineação da Formação Pindamonhangaba (sistema fluvial meandrante), na mesma região onde foi descrita a seção-tipo da Formação Caçapava (RICCOMINI et al., 1991).

Eventuais depósitos coluviais se distribuem pontualmente na área de estudo, mas não possuem estudos aprofundados. Os estudos mais próximos foram feitos por TAKIYA (1997),

que caracteriza alguns depósitos na Zona Sul do município de São Paulo, apontando espessuras entre 0,5 e 3 m e ocorrência frequente de linhas de pedra. Datações por radiocarbono indicaram idades menores que 3000 anos A.P. Já Turcq e Melo (1989) localizaram depósitos com idades bem mais recuadas (cerca de 50.000 A.P.), já beirando o Pleistoceno.

Cardona (2012) sinaliza a localização de turfeiras no Planalto de Ibiúna, especificamente na bacia do rio Sorocamirim. Essas acumulações de material orgânico estariam associadas a terraços fluviais, planícies alveolares e cabeceiras de drenagem confinadas. O autor sugere, que o ajuste de blocos promovido por basculamentos pode ser o responsável pela acumulação desse tipo de material em áreas rebaixadas do relevo.

2.4 Geomorfologia

Em macroescala, a área de estudo se localiza no Planalto Atlântico (ALMEIDA, 1964), “caracterizado por terras altas, constituídas predominantemente por rochas cristalinas pré-cambrianas e cambro-ordovicianas, cortadas por intrusivas básicas e alcalinas mesozóicas-paleógenas, e pelas coberturas sedimentares de São Paulo e Taubaté” (IPT, 1981b). Esse macrocompartimento limita-se com a Depressão Periférica Paulista à oeste e noroeste por escarpas do Paleozóico. No sul, limita-se com a Província Costeira, formada pelas escarpas abruptas e festonadas da Serra do Mar e planícies litorâneas e fluviais e de desnível altimétrico entre 800 e 1200 metros no contato entre ambas.

No centro-leste do Planalto Paulistano, se localizam os compartimentos de interesse para este estudo: o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano.

O Planalto de Ibiúna, com altitudes em torno de 850 a 1200 metros, limita-se a leste e a sul com o Planalto Paulistano por meio de um “degrau de transição constituído por forte relevo” (ALMEIDA, 1958). Esse desnível altimétrico o posiciona cerca de 100 a 300 metros acima do Planalto Paulistano. Segundo IPT (1981a), é acentuada a influência do sistema de juntas na rede de drenagem em função da natureza granítica do embasamento rochoso, enquanto que falhas e planos de xistosidade aparecem em zonas de micaxistos orientados à NE. Para

Almeida (1964), este planalto seria o remanescente da Superfície de Aplanamento Japi não deformada (Figura 14).

Figura 14 - Perfis topográficos do rio Tietê (interior do Estado de São Paulo), tomando como referência a Serra do Japi, com topos em torno de 1200 metros. Estas altitudes representam a Superfície de Aplanamento Japi (indicada com a letra A), na qual também são incluídos os cumes do Planalto de Ibiúna. Extraído de Almeida, 1958.

O Planalto Paulistano corresponde a uma área de relevo dissecado, onde são característicos os morros e espigões com altitudes entre 715 e 900 metros, decrescentes de sudeste para noroeste. O embasamento rochoso, predominantemente metamórfico, é constituído por filitos, micaxistos, gnaisses e migmatitos e ocasionalmente, pequenas intrusões graníticas. À sul, limita-se com as escarpas da Serra do Mar e Paranapiacaba e à oeste com o Planalto de Ibiúna (Figura 15). No setor centro-norte, posiciona-se a Bacia Sedimentar de São Paulo, de idade plio-pleistocênica e vínculo genético com o RCSB. Planícies aluviais recentes e pouco amplas, com pequenos terraços, acompanham o canal do Tietê e seus tributários principais.

É dividido em duas subzonas em função do controle litológico: Morraria do Embu e Colinas de São Paulo: a primeira, presente na área de estudo, caracteriza-se pelas ocorrências de morrotes e morros alongados e paralelos e canais mais entalhados, correlacionáveis às direções estruturais. Já as Colinas de São Paulo relacionam-se à Bacia Sedimentar de São Paulo, onde se desenvolvem Colinas Pequenas com Espigões Locais, com topos aplainados e arredondados e que não refletem as direções estruturais (IPT, 1981a).

A letra B do quadro acima indica o mapa abaixo.

Figura 15 - Posição geomorfológica da área de estudo. A) a bacia está situada na costa sudeste do Brasil, e contribui para bacia do rio Ribeira, a qual drena em sentido ao oceano; B) delimitação do Planalto de Ibiúna e do Planalto Paulistano, com destaque para as escarpas intervenientes.

2.5 Sismicidade

O contexto sismológico do Brasil ainda é pouco conhecido e vem sendo estudado com maior precisão nos últimos anos. A posição do país em um setor intraplacas favorece a baixa ocorrência de sismos de alta magnitude, porém isso não descarta a existência desses eventos no país.

Discutindo a presença de sismicidade no país, Mito (1990) propõe um zoneamento sismogênico do sudeste do Brasil, indicando maior atividade sísmica nos terrenos cristalinos. Assim, foram definidas oito zonas sismogênicas nesta região do Brasil: Bom Sucesso, Pinhal, Caxambu, Cunha, Cabo Frio, Campos, Cananéia e Rio Grande (Figura 16). Com exceção da última (relacionada a sismos induzidos por reservatórios⁷), todas as outras zonas estão ligadas a movimentações cenozóicas e faixas de cisalhamento.

Figura 16 - Zonas sismogênicas do Sudeste do Brasil. Adaptado de MITO (1990).

⁷ Uma das hipóteses investigadas para a ocorrência dessa atividade sísmica é a variação da coluna d'água de um reservatório sobre a superfície, ocasionando reacomodações da crosta em profundidade. Os sismos seriam mais intensos em regiões com elevada incidência de fraturas e falhas geológicas (BAECHER; KEANEY, 1982; GUPTA, 2002).

Em função das recentes instalações de estações sismográficas no Brasil⁸, não se possuem dados precisos de ocorrências de sismos num período anterior aos últimos 30 ou 40 anos, tampouco existe uniformidade territorial para estes registros. A documentação histórica sobre esses eventos foi predominantemente obtida a partir de relatos jornalísticos e testemunhos orais, que se fundamentam em sismos ocorridos em locais com considerável densidade demográfica. Desta maneira, Berrocal et al. (1984) compilou dados macrossísmicos comunicados entre 1560 a 1981 em todo o país, distinguindo-os em sete categorias (Tabela 1):

Tabela 1 - Categorias de classificação de eventos sísmicos no Brasil	
Categoria	Atributos
A	Sismo com dados macrossísmicos que permitem construir mapa de isóssitas e determinar o epicentro com boa precisão.
B	Sismo com dados macrossísmicos que permitem determinar a área afetada, avaliar intensidades observadas e determinar o epicentro com aceitável precisão.
C	Sismo com informações certas sobre sua ocorrência, algumas vezes permitindo avaliar intensidades observadas, porém não possibilitando determinar a área afetada nem o epicentro com precisão.
D	Evento duvidoso, com data e local incertos, não sendo possível ter certeza de sua ocorrência ou sobre sua natureza.
E	Tremor sentido no Brasil como efeito de sismo distante, ocorrido na região andina.
F	Dado falso na fonte consultada.
R	Dado repetido correspondente a outro evento descrito na listagem.

Fonte: BERROCAL et al. (1984).

O acesso a este relatório apontou os seguintes sismos, registrados entre 1500 e 1981 num raio de 100 km da área de estudo, a partir de dados macrossísmicos, notícias em periódicos e fontes orais (Tabela 2):

⁸ A primeira estação sismográfica do Brasil foi instalada no Rio de Janeiro, em 1906. Em 1912, foi implantada uma segunda estação na ilha de Fernando de Noronha, ativa por apenas três anos. Somente em 1965 é que foi instalada a terceira estação, em Natal (RN). As três operavam com baixa sensibilidade. Apenas no final dos anos 1960 é que foi instalada, em Brasília uma estação de alta sensibilidade, dando início ao registro sistemático de sismicidade no Brasil.

Tabela 2 - Sismos registrados em um raio de 100 km da área de estudo, obtidos em periódicos e fontes orais⁹				
Evento	Local	Categoria	Intensidade¹⁰	Epicentro/magnitude no epicentro
1817	São Paulo (SP)	D	Indeterminada .	Indeterminados.
1874	Sorocaba (SP)	B	V	Sorocaba (SP). Magnitude: 3,6.
1915	Itanhaém (SP)	C	IV-V	Magnitude: 3,2.
1918	São Paulo (SP)	C	IV	Magnitude: 3.
1922	Várias cidades do centro e leste de SP, MG e RJ. Entre elas: Cotia, Itapeverica da Serra, Itu, Santos, São Vicente, São Bernardo do Campo, São Paulo e Sorocaba.	A	VI	Mogi-Guaçu (SP). Magnitude: 5,1.
1941	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Argentina/Bolívia. Magnitude: 6,5.
1950	São Paulo	E	Indeterminada .	Chile/Argentina. Magnitude: 8,3.
1957	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Chile. Magnitude: 7,8.
1970	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Sul da Colômbia. Magnitude: 7,1.
1971	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Centro do Chile. Magnitude: 6,6.
10/1973	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Bolívia/Argentina. Magnitude: 6,1.
11/1973	São Paulo (SP)	E	Indeterminada	Argentina. Magnitude: 5,8.
1976	São Paulo (SP)	E	Indeterminada	Nordeste do Chile. Magnitude: 6,5.
1977	São Paulo (SP)	E	Indeterminada .	Argentina. Magnitude: 6,3.

Fonte: BERROCAL et al. (1984).

Para sismos incidentes a partir de 1981, o Boletim Brasileiro de Sismos (2011) apresenta os seguintes dados, já registrados a partir de sismógrafos (Tabela 3):

⁹Algumas magnitudes não foram medidas por instrumentos na ocasião do evento sísmico, mas foram estimadas recentemente e estão disponíveis no Boletim Sísmico Brasileiro.

¹⁰ A escala de referência de Intensidade é a Mercalli-Modificada, de 1931.

Tabela 3 - Sismos registrados em um raio de 100 km da área de estudo a partir de sismógrafos			
Evento	Local	Categoria	Epicentro/magnitude
1982	São Paulo (SP)	E	Argentina. Magnitude local: 5,9.
1983	Juquiá (SP)	I* ¹¹	Indeterminado. Magnitude: 2,9.
1983 (outubro)	São Paulo (SP)	E	Chile. Magnitude: 6,4.
1983 (dezembro)	São Paulo (SP)	E	Argentina. Magnitude local: 6,2.
1987 (março)	São Paulo (SP)	E	Chile. Magnitude local: 6,5.
1987 (abril)	São Paulo (SP)	E	Argentina. Magnitude local: 6,2.
1987	São Paulo (SP)	E	Argentina. Magnitude local: 6,0.
1991	São Vicente (SP)	I	Magnitude: 2,7.
1994	Piaí (Ibiúna-SP)	I	Magnitude: 2,2. Detonação?
1995	Piaí (Ibiúna-SP)	I	Magnitude: 2,2.
1996	Registro (SP)	I	Magnitude: 2,8.
1996	Margem Continental (SP)	I	Magnitude: 2
1999	Santo Amaro (SP/SP)	I	Magnitude: 2,4.
2002	Araçariguama (SP)	I	Magnitude: 2,0
2006	Plataforma Continental	I	Indeterminada. Magnitude: 2.
2007	Mauá (SP)	C	Indeterminados.
2008	Próximo à Santos (SP)	I	Magnitude: 2. Detonação?
2008	Próximo à Santos (SP)	I	Magnitude: 2. Detonação?
2009	Alumínio (SP)	I	Magnitude 1,0.

Fonte: Boletim Brasileiro de Sismos (2011).

Desse modo, nota-se que a maioria dos eventos é reflexo de ondas sísmicas geradas por tremores com epicentros na região andina, o que garante baixas magnitudes e intensidades.

Os sismos mais próximos à área de estudo foram registrados no distrito de Piaí, em Ibiúna, nos anos de 1994 e 1995. De magnitude 2,2 e situados a menos de 7 km da Falha de Itanhaém e da escarpa, não há exatidão se um dos sismos (ou mesmo os dois) foi consequência de explosões por detonação ou por um genuíno epicentro em profundidade.

*¹¹ A fonte adiciona a categoria I para dados instrumentais.

O mapa de sismos mostra a baixa densidade de sismos registrados num raio de 100 km da bacia do ribeirão das Laranjeiras (Figura 17). As magnitudes são em geral baixas, com maior ocorrência entre 2 e 4 graus, como a do sismo ocorrido em Sorocaba, no fim do século XIX. Eventos mais intensos foram registrados (máximo de 5,2 graus), mas bastante além da abrangência da área de estudo.

Figura 17 - Mapa de sismos no sudeste do Estado de São Paulo. A área circular representa o raio de 100 km de distância da bacia do ribeirão das Laranjeiras. Nota a proximidade dos sismos de Piaí, ao lado esquerdo da área de estudo. Adaptado de IAG-USP (2012).

Ainda que estes registros sejam decorrentes de epicentros distantes, não é prudente afirmar que a região não seja alvo de sismos com epicentro local. A escassez de estações sismográficas em território paulista (e mesmo nacional) compromete a detecção desses eventos. Em se tratando da área de estudo, excetuando-se algumas estações próximas ao município de São Paulo, a estação sismográfica em operação mais próxima está no município de Juquiá (JUQT/BL), a aproximadamente 85 km à sudeste da área de estudo. A bacia do ribeirão das Laranjeiras está na área de influência de uma zona de cisalhamento, bem como na de uma falha não integrada a este sistema (Falha de Itanhaém) e, logo, é vulnerável a estas ocorrências. Porém, a obtenção de dados sismológicos na região é comprometida pela inexistência, até o momento, de uma estação medidora nas imediações, o que mascara a detecção de fenômenos no local, ainda que sejam de baixa magnitude.

2.6 Clima

A bacia do ribeirão das Laranjeiras está numa zona, definida por Setzer (1966), de climas úmidos, com chuvas acima de 1000 mm/ano, verões brandos e invernos frios. Na classificação de Koeppen, o clima se enquadra na classe Cfb, ou seja, um clima tropical temperado, sem estação seca, com temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e no mês mais frio abaixo de 18°.

O autor também classifica o clima do Estado de São Paulo segundo a efetividade da precipitação. Nesse sistema, o clima da região se enquadra na classe Bcr, representando um clima muito úmido, subtropical e sem estiagem grave. Nesta classe, a umidade varia entre 354 a 500, com temperaturas médias anuais entre 18° e 22° C e sem estiagem no semestre seco, quando a taxa de precipitação é mais que a de evaporação.

3 Revisão conceitual

Este capítulo consiste da revisão de alguns conceitos fundamentais para a investigação das hipóteses e construção de proposições de evolução da bacia do ribeirão das Laranjeiras e seu entorno. Assim, serão abordados alguns conceitos básicos sobre o desenvolvimento de falhas geológicas, da rede de drenagem e dos fatores que regem a reorganização dos canais fluviais.

3.1 Falhas geológicas: uma introdução aos estilos estruturais

A Geomorfologia Tectônica trata da investigação das formas de relevo derivadas da atividade tectônica, no que tange as deformações que a superfície sofre por meio de tensões e deslocamentos de blocos. Estes eventos acontecem em escalas diversas, desde a microescala (observada em afloramentos rochosos) até a escala regional, onde se notam compartimentos com propriedades morfológicas e topográficas distintas em função do reajuste de blocos. Assim, é necessário compreender a dinâmica de acomodação de blocos, de modo a inferir adequadamente a quais categorias de deformação o relevo foi sujeito.

Basicamente, as falhas geológicas podem ser separadas em três estilos estruturais, conforme sua geometria e orientação do campo de tensões (MILANI, 1990): falhas normais, falhas de cavalgamento ou de empurrão e falhas transcorrentes.

O primeiro grupo ocorre em ambiente distensional, onde a direção dos esforços é lateral e oposta, promovendo afundamento de blocos por conta da gravidade (Figura 18). As falhas normais ocorrem quando um dos blocos (capa) é rebaixado em relação ao outro (lapa). Em falhas ativas e recentes, esse basculamento gera uma escarpa de falha, que coincide com o traço da superfície de falha. Entretanto, essa face é logo desmantelada pela ação erosiva e incisão de vales em V, que leva à deposição coluvial no sopé da escarpa. Se o movimento da escarpa é reativado, há o aparecimento de sucessivos terraços suspensos ou geração de escarpas menores ao longo de falhas subsidiárias da falha principal (RAMSAY; HUBER, 1987).

Figura 18 - Deslocamento de blocos em falhas normais. Os esforços principais são verticais, e o afundamento do bloco relaciona-se com a gravidade. Adaptado de Milani (1990).

As falhas de cavalgamento, reversas ou de empurrão (Figura 19) são formadas em ambientes compressoriais. Os esforços, neste caso, são predominantemente horizontais e convergentes, caracterizando a sobreposição dos blocos expressa por um baixo ângulo de mergulho (inferiores a 45°). Em termos de geometria, acontece o movimento oposto ao das falhas normais, ou seja, a capa é soerguida em relação à lapa, o que causa a formação de dobras associadas às falhas (MILANI, 1990). Escarpamentos também podem surgir da evolução dessa mecânica, porém a face da escarpa tende a possuir uma borda mais irregular que a das falhas normais devido ao baixo ângulo de inclinação da falha (RAMSAY; HUBER, 1987).

Figura 19 - Deslocamento de blocos em falhas reversas. Os esforços agem predominantemente no plano horizontal, num regime compressivo, causando o soerguimento de um bloco sobre o outro. Adaptado de Milani (1990).

No relevo, estas falhas podem ser conjugadas e confinarem blocos conforme o equilíbrio isostático ou as tensões compressivas. As feições de grábens (Figura 20) são geradas da subsidência de um bloco central entre duas falhas verticais e que mergulham uma em

direção a outra. Já os *horsts* são formados por falhas com mergulhos opostos entre si, causando o soerguimento do bloco central. O modelo simétrico ideal dos grábens é pouco observado na natureza. Grábens assimétricos, compostos por uma borda falhada e uma borda flexural são mais comuns e tipicamente formam bacias sedimentares do tipo rifte (ZALÁN, 2012). Alguns autores definem esta morfologia como hemigrábens (PEACOCK; KNIPE; SANDERSON, 2000).

Figura 20 - Diferenciação entre *horsts*, *grábens* e hemigrábens. Adaptado de Fossen (2012).

Num ambiente transcorrente, os esforços são horizontais e paralelos, mas com sentidos opostos. As falhas então geradas são chamadas sinistras, quando o movimento é lateral esquerdo, e dextrais quando o movimento é lateral direito. Tendem a ter alto ângulo de mergulho, frequentemente vertical (Figura 21).

Figura 21 - Deslocamento lateral, típico de falhas transcorrentes. Nesse estilo estrutural, os esforços principais agem no plano horizontal, causando seu movimento lateral. Adaptado de Milani (1990).

Durante o desenvolvimento de uma falha, outros segmentos de falhas subsidiárias nas imediações surgem devido à intensidade dos esforços, que podem ser oblíquas às direções das falhas principais. Neste caso, podem se formar *step-overs* (deflexões em falhas), ou seja, espaços entre duas falhas subparalelas e não colineares (PEACOCK; KNIPE; SANDERSON, 2000). Quando um segmento ativo de falha termina próximo a outro segmento subparalelo, o movimento é transferido para o espaço entre as duas estruturas, formando extensão ou compressão (KEAREY, 2009). O que determina qual das estruturas será gerada é o sentido do rejeito da falha em relação à curva.

Esta configuração origina as *pull-apart basins*, caracterizadas como bacias extensionais com predomínio de falhas normais criadas por subsidência local, formando estruturas em flor negativas. Comumente chamadas de rombográbens, essas depressões tem geometria alongada e similar a forma similar ao losango. Em caso de compressão, falhas reversas e dobras resultam em soerguimentos topográficos, que vistos em perfil assemelham-se a estruturas em flor positivas. A combinação entre o movimento transcorrente e a extensão é chamada transtensão e entre o movimento transcorrente e compressão é chamado de transpressão (KEAREY, 2009) (Figura 22).

Figura 22 - Esquema mostrando os mecanismos de formação de *pull-apart basins* e *push-ups* e sua morfologia em perfil (adaptado de McClay e Bonora, 2001 apud Kearey, 2009).

Step-overs também podem se desenvolver em falhas contínuas, quando a estrutura se afasta localmente da tendência linear, formando deflexões. Dessa maneira também formam bacias *pull-apart* (ou *releasing bends*, neste caso específico) ou *push-ups* (*restraining bends*).

O regime de falhas transcorrentes é gerador de variadas morfologias de relevo e intervenções na rede fluvial. Cunhado como *shutter-ridges*, esse termo representa o deslocamento lateral de cristas ao longo dessas falhas. Associados a elas, estão as *sag ponds*, ou seja, canais bloqueados por uma das secções da vertente deslocada, que terminam por formar lagos no seu setor terminal (Figura 23).

Figura 23 - Esquema ilustrando uma falha transcorrente e o deslocamento de cristas (*shutter-ridges*) e formação de lagos (*sag ponds*). Adaptado de Ollier (1981).

Offset drainage é a adaptação direta da rede fluvial ao traço da falha. A movimentação lateral ocasiona o desvio do segmento terminal do canal para a direita ou esquerda (o que varia conforme o movimento dos blocos), à medida que o canal cruza a falha. Logo, é gerado um padrão de drenagem com ângulos retos, em "Z" e em treliça (SUMMERFIELD, 1991). Os rios desviados podem ter variados segmentos terminais, levando em conta que o bloco deslizante pode apresentar pulsos contínuos de movimentação, levando à formação de canais fluviais sem continuidade. Alguns autores optam por denominar essa adaptação dos canais como capturas fluviais¹² (quando os canais de um dos blocos aproveitam os

¹² Essas definições de capturas fluviais e decapitações não correspondem diretamente ao modelo proposto por Bishop (1995), onde os canais alterados por tectonismo são caracterizados como "desvios". Essa discussão é melhor desenvolvida na seção 3.3.3 deste trabalho.

segmentos terminais prévios do bloco paralelo para continuar seu curso) e decapitações (quando os segmentos terminais não são utilizados por nenhum canal como zona preferencial de escoamento), conforme ilustra a Figura 24.

Figura 24 - Deslocamento de uma falha transcorrente dextral e adaptação da drenagem (*offset drainage*) em dois tempos subsequentes. Notar que a movimentação do bloco leva ao abandono de segmentos terminais e à absorção de outros. Adaptado de Walker e Allen (2012).

Em resumo, as falhas geológicas são agentes de deformação que produzem renovação do relevo, à medida que desencadeiam o surgimento de feições morfológicas particulares e promovem toda uma adaptação da rede de drenagem a uma nova condição topográfica. Indiretamente, a rede fluvial torna-se um agente na remodelação das vertentes, impulsionada pelas deformações na crosta (já que seu potencial erosivo aumenta em caso de relevo positivo), e exerce papel primordial na sedimentação fluvial, quando a subsidência é o produto da acomodação dos blocos. Em último caso, as falhas transcorrentes podem dismantelar a organização fluvial original, fazendo com que a rede assuma um comportamento passivo de incisão da superfície.

3.2 Natureza e evolução dos escarpamentos

Genericamente, um escarpamento ou escarpa são definidos como uma feição morfológica uniforme e de longa extensão, com declividade acentuada em um de seus flancos. Sua origem é constantemente atribuída a movimentos epirogenéticos que geram falhamentos (escarpas de linha de falha ou tectônicas), entretanto podem ser produzidos quando processos erosionais escavam vertentes abruptas não necessariamente derivadas de forças endógenas (escarpas de erosão) (GUERRA; GUERRA, 2011). Nesse grupo, se destacam as

escarpas de cuestras (predomínio de erosão diferencial entre rochas), os frontões costeiros gerados por erosão marinha (falésias), terraços e vales glaciais, feições causadas por movimentos de massa de grande magnitude.

Goudie (2004) afirma que a maioria das escarpas de erosão se formou como resultado da erosão diferencial entre rochas, embora possam ocasionalmente mimetizar um escarpamento gerado por falha, devido à exumação rápida e recente de rochas com diferentes resistências (FRANKEL; PAZZAGLIA, 2005).

Uma das feições morfológicas mais características dos escarpamentos tectônicos são as facetas triangulares ou trapezoidais, associadas a esporões¹³. São definidas como planos de falha que foram modificados por erosão pela intermediação de canais fluviais ortogonalmente à face da escarpa (WALLACE, 1978). Os esporões são definidos como vertentes íngremes que segmentam os escarpamentos em bacias de drenagem, com sua porção terminal caracterizada por uma forma triangular ou trapezoidal na frente escarpada (BULL, 2002). Essas formas estão sujeitas à denudação, que modifica sua geometria original, suavizando seus traços.

Wallace (op.cit) desenvolve um modelo de evolução de escarpamentos tectônicos, destacando em estágios a modificação pelo balanço entre soerguimento e erosão (Figura 25). Nesse modelo, a fase inicial ocorre quando a falha forma uma escarpa linear (estágio A). O seu topo, ao caracterizar um interflúvio, migra em sentido contrário do plano de falha (estágio B), enquanto os rios promovem o entalhamento transversal da escarpa, criando esporões intervenientes (estágio C). Canais consequentes se desenvolvem nesses intervalos, e ocasionalmente, sucedem capturas fluviais dos canais à montante. Formam-se, então, bacias alongadas, que se tornam mais circulares ao longo do tempo. As vertentes entre os esporões são íngremes devido à queda de nível de base, e tendem a ficar ainda mais em função das taxas de erosão, o que favorece a instabilidade da superfície e a ocorrência de movimentos de massa (estágio D). Com a cessação do soerguimento, as taxas de denudação

¹³ Ou *spurs-ridges*, equivalente em inglês.

se tornam mais elevadas que as taxas de soerguimento, causando sinuosidade na face escarpada e criando um pedimento em seu sopé (estágio E).

Figura 25 - Modelo de evolução de um escarpamento gerado por falha normal. Na figura, a frente da escarpa migra para o flanco interno (A e B), desenvolvendo progressivamente esporões ortogonais ao plano de falha e suas terminações em facetas triangulares (C e D), devido ao entalhamento dos vales fluviais. O estágio final de evolução (E) mostra o arrasamento dessas feições, gerando rebaixamento e sinuosidade da frente escarpada (extraído de Wallace, 1978).

A frente de um escarpamento também está sujeita ao desenvolvimento de níveis escalonados. Em escarpas controladas pela tectônica, esses níveis são gerados pela competição entre taxas moderadas de soerguimento e de erosão. Já em escarpas erosionais, isto se deve às taxas reduzidas de avanço da onda erosiva em níveis topográficos progressivamente mais altos (GOUDIE, 2004).

3.3 Organização da drenagem

Esta seção mostrará alguns conceitos básicos sobre a morfologia de redes de drenagem, o que se conhece como "anomalias" de drenagem e sua relação com os eventos de reorganização dos canais fluviais e suas respectivas bacias.

3.3.1 Padrões de drenagem e anomalias de drenagem

A organização de um sistema fluvial no terreno não é aleatória. Antes, depende de múltiplos fatores de natureza interna e externa ao sistema. Essa organização define padrões de

drenagem, que são os desenhos que os cursos fluviais formam em uma área, independente se essa área é ocupada por rios permanentes (HOWARD, 1967).

Assim, Howard propõe duas classificações para estes padrões. Os padrões básicos geralmente são controlados por estruturas geológicas. Representam as formas dendríticas, paralelas, em treliça, anulares, radiais, multibasinais e contorcidas (Figura 26A). Esses padrões podem ser modificados, quando parcialmente refletem alterações na paisagem causadas por diferenças na declividade ou litologia regional, por exemplo. Dessa forma, dois padrões ou mais podem coexistir no interior de uma bacia hidrográfica. Esses padrões são divididos em: subdendrítico, pinado, anastomático, distributário, subparalelo, colinear, treliça direcional, treliça curvada, treliça em falha, treliça em junta, angulado, centrípeto, complexo, composto e palimpsesto (Figura 26B e C).

Figura 26 - Padrões de drenagem reconhecidos por Howard (1967, adaptado). A) Padrões básicos; B) e C) padrões modificados.

Ao se adaptar a novas condições ambientais, um sistema fluvial pode desenvolver anomalias de drenagem. Howard (op.cit) define uma anomalia de drenagem como um desvio local da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, o qual discorda com a estrutura regional conhecida e/ou topografia. Segundo o autor, podem se manifestar em um padrão de

drenagem completo ou em um canal individual, e são frequentemente encontradas em padrões de drenagem modificados (Figura 27A e B).

O autor descreve variadas feições anômalas.

- retilinearidade do canal (Figura 27C) é observada em rios situados fora dos padrões de retangulares, angulares ou treliça em falha, e pode revelar uma fratura, um dique e outras feições estruturais;
- Meandros abruptos e isolados (Figura 27D e E) foram atribuídos a uma redução do gradiente do rio à montante em função do surgimento de um domo no eixo do canal;
- Padrão anastomosado local: a redução da competência de um rio a ponto de transformar um segmento isolado em um padrão anastomosado pode estar relacionada à adição de um canal com carga sedimentar mais grossa ou perda de volume por aplanamento local do gradiente (Figura 27F);
- Alargamento ou estreitamento do vale (Figura 27G e H): ocorreria em casos ligados a soerguimentos pouco acentuados, que colocariam em exposição rochas mais ou menos resistentes ao longo do canal ou aumentariam o poder de incisão do rio.
- Vales suspensos (Figura 27K): são vales de antigos rios, remanescentes de um momento anterior a um evento de subsidência local;
- Lagoas e áreas pantanosas (Figura 27F): excluindo-se áreas com movimentos de massa, essas feições foram atribuídas à áreas com soerguimentos ou subsidência localizada, salientando que em alguns casos pode haver inversão do fluxo;
- Curvas abruptas no canal (Figura 27L): podem ser associadas à domos, junções fluviais acentuadas causadas por capturas fluviais e por deslocamento de afluentes em áreas de falhas transcorrentes.

Apesar do termo "anomalia" remeter a anormalidade ou a um desenvolvimento defeituoso, defende-se que estes eventos são regulares e naturais, desde que a crosta é dinâmica e vulnerável aos variados eventos endógenos e exógenos. De fato, as "anomalias" se referem às formas que fogem aos padrões estruturados pelo autor (com fins de classificação), mas não indicam qualquer caráter falho nos sistemas fluviais.

Figura 27 - Exemplos de anomalias de drenagem, adaptado de Howard (1967).

3.3.2 Níveis de base, *knickpoints* e erosão remontante

Três conceitos são fundamentais para a compreensão dos processos de reorganização da drenagem, de modo que são interdependentes. São eles os conceitos de nível de base, de *knickpoints* e de erosão remontante.

Por nível de base, entende-se o ponto mais baixo para onde um rio pode fluir, onde a erosão não pode mais trabalhar (GUERRA; GUERRA, 2011). O nível de base geral é o nível do mar,

em caso de rios que nele desembocam. Entretanto, lagos, reservatórios artificiais e rios tributários também são considerados níveis de base (locais), bem como as soleiras são para os canais fluviais.

Knickpoint refere-se a um desnível do perfil longitudinal de um rio (GUERRA;GUERRA, 2011). Na paisagem, essa ruptura é representada por uma mudança de nível de base, expressa mais comumente por gargantas ou soleiras, onde se alojam cachoeiras e rápidos. Uma propagação de *knickpoints* em uma determinada faixa é denominada *knickzone* (ZAPROWSKI et al., 2001). As causas para o surgimento dessas rupturas de declive são diversas: desde fatores relacionados ao transporte sedimentar (carga sedimentar, caudal) até elementos mais localizados, como contatos litológicos, erosão diferencial, tectonismo e clima.

Nesse contexto, a erosão remontante ou regressiva é aquela que age no sentido inverso ao curso das águas, quando o rio faz a incisão em sentido ao divisor (Goudie, 2004). O ponto de partida é o nível de base (geral ou local) para as cabeceiras. Logo, um *knickpoint* complementa esse processo, pois induz a erosão para montante (Figura 28).

Figura 28 - Perfis esquemáticos ilustrando o surgimento de um *knickpoint*, por tectonismo, em um perfil longitudinal, configurando diferenciação de níveis de base; e a consequente atividade da erosão regressiva no afeiçoamento da ruptura. Extraído de Silva e Santos (2010).

3.3.3 Reorganização da drenagem

As primeiras interpretações construídas sobre a evolução do relevo com a influência da rede de drenagem foram desenvolvidas por Davis (1899), a partir da teoria do Ciclo Geográfico. O relevo seria resultado de um processo cíclico e contínuo de desenvolvimento, que contaria com fases de juventude, maturidade e senilidade. A primeira fase consistiria no soerguimento de uma área plana, que gradualmente seria entalhada por cursos fluviais. Ao tornar-se novamente uma área relativamente plana, finalizando o ciclo em um peneplano, a área poderia ser novamente soerguida, reiniciando o ciclo. Esta foi a primeira interpretação que associou a evolução fluvial e tectônica, ao inserir os soerguimentos como agentes de continuidade do Ciclo Geográfico.

Nesse ínterim, Willian Morris Davis foi um dos pioneiros a reconhecer na paisagem fenômenos de captura fluvial. Inicialmente, propôs a ocorrência de migração de divisores e capturas fluviais na Pensilvânia. Esse trabalho, publicado em 1889, foi um marco na evolução do conhecimento geomorfológico. Em seguida, Davis (1909 apud DAVIS 1954) aprofunda essas questões em um estudo sobre as bacias hidrográficas dos rios Seine, Meuse e Moselle, na França. Influenciado por artigos publicados na Alemanha e Inglaterra, Davis identificou feições associadas ao rearranjo de drenagem, e desenvolveu interpretações e terminologias apropriadas a estes elementos.

Segundo o autor, a organização das bacias hidrográficas pode ser alterada pela migração de divisores, impulsionada pelo poder erosivo que um rio de maior volume provocaria em direção à montante. Essa mudança seria influenciada por vários fatores: diferença litológica ou de declividade entre as vertentes opostas, distintas exposições à pluviosidade e ao congelamento, etc.

Assim, Davis introduziu um conjunto de conceitos fundamentais para o estudo do arranjo de drenagem. Sugere o termo *beheaded river*¹⁴, ao explicar a redução da extensão dos rios Surmelin e Petit Morin - situados em um planalto de altitude em torno de 220-240 m -, causada por um desvio de parte de seus leitos por um braço do rio Marne, num setor

¹⁴ Rio decapitado, em tradução livre.

topográfico mais baixo (em torno de 120-140 m); afirma que os rios do planalto mais baixo, por terem sido decapitados, têm pouca competência para carregar sedimentos coluviais vindos da escarpa à montante, o que explicaria a presença de turfeiras naquela região. Lagos e pântanos se formariam nessas condições de obstrução do canal decapitado por detritos, porém num período curto, pois o canal se ajustaria a esse trabalho. Por *winding valley*¹⁵, o autor conceitua um vale escavado por um rio que já não caminha ali. Também firma o termo *elbow of capture*¹⁶, como uma curva acentuada que os rios desviados fazem em direção ao rio que promoveu o desvio. Sugere ainda a morfologia de *intrenched valley*¹⁷ ou *gorge*¹⁸ no local acima e abaixo do cotovelo de captura, que seriam resultado do entalhamento pelo rio mais competente e responsável pelo desvio. Esse segmento entrincheirado e as gargantas associadas seriam temporários, pois o rio desviado se alargaria com a passagem do tempo.

Além disso, assume que outros pequenos rios podem se desenvolver e seguir rumo ao cotovelo de captura, conforme o divisor é empurrado por erosão em direção aos rios decapitados no planalto mais alto (e que são progressivamente encurtados). Esses rios podem ser bastante curtos se a captura fluvial é recente, e se alongar com o tempo, o que significaria também que a distância do cotovelo de captura ao divisor seria um indicativo do tempo em que esse processo aconteceu. A esses rios, o autor denomina *inverted streams*¹⁹. Por *reverted stream*²⁰, o autor aponta um processo consequente à captura: o rio decapitado fluiria muito próximo ao cotovelo de captura, mas a diminuição da competência e a obstrução por detritos formaria um pequeno lago. Mais tarde, o transbordamento desse lago seccionaria parte do rio já previamente decapitado, gerando um novo curso fluvial em direção oposta ao rio decapitado. Por fim, o autor comenta como o desvio de um rio anteriormente meandrante pode deixar como estrutura reliquiar um vale largo, mas ocupado por um rio de pequenas dimensões, incapaz de reproduzir com a mesma intensidade os meandros do rio original em função de seu volume diminuído.

¹⁵ Uma variação de vale seco ou abandonado, em tradução livre. Também chamado na literatura de *wind gap*.

¹⁶ Cotovelo de captura, em tradução livre.

¹⁷ Vale entrincheirado, em tradução livre.

¹⁸ Garganta, em tradução livre.

¹⁹ Sem equivalente em português.

²⁰ Sem equivalente em português.

Figura 29 - Modelo simplificado de captura fluvial inspirado na proposta de Davis. No primeiro quadro, o rio B apresenta maior poder de incisão fluvial e vazão comparado a A. Logo, B impulsiona suas cabeceiras para montante, capturando o canal adjacente (A), que inverte seu fluxo em direção ao rio capturado. Extraído de Duffield (1998).

Ao encadear estes processos, Davis construiu os conceitos básicos para o avanço dos estudos geomorfológicos neste tema e desenvolveu uma das interpretações para aceitas para a ocorrência de uma captura fluvial.

Christofolletti (1977) concorda com a ideia de que as capturas fluviais correspondem ao desvio das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha. O autor separa esse processo em cinco classificações: a captura por absorção ocorre quando um rio expande lateralmente a área de sua bacia sobre a adjacente; a captura por aplainamento lateral acontece quando um rio, por erosão lateral, destrói o interflúvio que o separa da área vizinha, capturando o fluxo de montante do rio adjacente, o que proporciona um vale seco à jusante do rio decapitado; a captura por transbordamento é característica de cursos d'água que não tem competência para carregar os sedimentos que chegam o canal, o que causa entulhamento e casual desvio para o vale vizinho; a captura subterrânea ocorre em áreas de rochas solúveis, onde os rios se infiltram no substrato litológico; e a captura por recuo de cabeceiras, quando o rio localizado em nível de base mais base entalha as vertentes com maior rapidez, atravessando o divisor e capturando o rio que corre no nível de base mais elevado.

Outro trabalho importante na conceituação de formas e processos relacionados ao rearranjo de drenagem foi publicado por Bishop (1995). O autor utiliza ligeiramente as terminologias herdadas de Davis, porém faz algumas modificações conceituais de modo a enquadrá-las em uma nova classificação. Inicialmente, o autor distingue o que é rearranjo de áreas de

captação de um rearranjo de linhas de drenagem. O primeiro se refere à expansão progressiva da área de uma bacia para outra adjacente, resultando em uma transferência de área de captação de um sistema para o outro. Já o rearranjo de linhas de drenagem é definido como a transferência tanto da área de captação quanto das linhas, com a feição do canal original ao menos parcialmente preservada.

O autor separa os processos de rearranjo de drenagem em duas categorias. A primeira, chamada de "*bottom-up*", resulta da posição ativa de um rio ao interceptar e subtrair outro de um sistema adjacente a ponto de absorver esta descarga para si (caso típico de uma captura por erosão remontante/ retração do divisor). Já nos processos "*top-down*", o rio desviado assume uma posição passiva e invade uma bacia, ocupando um canal que já existia. Ocorre em casos de migração lateral do canal, tectonismo (basculamentos) e fluxos catastróficos.

O autor separa os fenômenos de rearranjo de drenagem em três tipos (Tabela 4). As *capturas fluviais* ocorrem quando há o processo de "*bottom-up*" e estão ligadas à retração do divisor por avanço erosivo das cabeceiras (Figura 30A e B). Espera-se a ocorrência de um cotovelo de captura, seguido de um vale seco com depósitos fluviais entre este e as cabeceiras do rio capturado, além de um *knickpoint* no cotovelo²¹ ou à montante dele. A eficiência desse processo geralmente é atribuída à diferença altimétrica entre níveis de base das bacias envolvidas, onde a declividade assume função capital, especialmente quando associada à litologias mais tenras.

O *desvio* é apontado como um processo *top-down*. Há também a subtração de áreas de captação, acompanhada de preservação das linhas de drenagem (Figura 30C e Figura 31). Um vale seco é esperado, assim como um *knickpoint*. Porém, este último depende das altitudes dos rios envolvidos. Como já exposto, são causados por tectonismo, migração lateral e eventos catastróficos (entulhamento do canal, transbordamento, etc). Quando os

²¹ O termo em inglês utilizado pelo autor para cotovelo fluvial é "*boat-hook bend*", cunhado por Taylor et al. (1911 apud BISHOP, 1995), mas mais assemelhada a um anzol por sua forma mais curvada. Junções de afluentes com o canal principal que tenham mais de 90°, derivadas da captura de diversos tributários, caracterizam uma "*barbed drainage*".

soerguimentos são o evento motor, pode haver inversão da drenagem e, em último caso, desmembramento completo da rede. Para que a bacia não alcance este estágio, ou seja, para que a direção de fluxo dos afluentes seja preservada e apenas a direção do fluxo do rio principal seja invertida, é necessário um divisor baixo. Porém, o autor afirma que esta premissa dificulta a classificação de rearranjo de drenagem dentro dessa categoria.

Diferente dos outros gêneros de rearranjo de drenagem, a *decapitação* promove a subtração da área de captação de uma bacia, mas sem preservação das linhas de drenagem. Bishop afirma que neste caso, nem sempre é possível localizar cotovelos fluviais e vales secos, devido à degradação que a retração das vertentes pode causar em seus limites superiores.

Tabela 4 - Classificação dos eventos de rearranjo de drenagem				
Evento	Processo	Evidências	Preservação das linhas de drenagem	Ambiente de ocorrência
Captura fluvial	<i>Bottom-up</i>	- Cotovelo fluvial; - <i>Knickpoint</i> (no cotovelo ou à montante); - Vale seco.	Sim	Retração do divisor por avanço de cabeceiras
Desvio	<i>Top-down</i>	- Cotovelo fluvial; - <i>Knickpoint</i> ; - Aumento de descarga no rio capturado.	Sim	Tectonismo, migração lateral de cabeceiras e eventos catastróficos
Decapitação	<i>Bottom-up</i>	As mesmas citadas, mas raramente encontradas.	Não	Retração do divisor por avanço de cabeceiras

Fonte: BISHOP (1995).

Bishop discute a ligação entre a evolução de anfiteatros com o avanço das cabeceiras de drenagem, expondo que o fluxo subterrâneo da água pode favorecer a transferência de áreas de captação em superfície. Alega ainda que cotovelos de captura podem ser controlados pelas estruturas geológicas e que este fato não refuta a ocorrência de uma captura fluvial.

Figura 30 - Processos de captura fluvial com preservação das linhas de drenagem. Em a) nota-se a formação de cotovelo fluvial; em b) é ilustrada uma captura por extensão lateral de cabeceiras, e em c) desvio por migração lateral ou tectonismo. Extraído de Bishop (1995).

Figura 31 - Dois processos de desvio de drenagem no modo *top-down*, ilustrando a preservação das linhas de drenagem. Em a) vê-se a formação de cotovelo fluvial; em b) uma expansão de drenagem por migração lateral ou tectonismo. Extraído de Bishop (1995).

No Brasil, o estudo dos fenômenos de rearranjo de drenagem se desenvolveu com maior intensidade há partir nos anos 1990. A primeira menção desse assunto na literatura geomorfológica brasileira foi feita por King (1956), acerca dos rios Tietê e Paraíba do Sul (Figura 32). O autor afirma que o sentido anterior da drenagem do rio Paraíba do Sul seria o interior, no leito do atual rio Tietê. Porém, a quebra do divisor pelo "gráben do Paraíba" suprimiu os antigos cursos e inverteu o fluxo original para o mar.

Figura 32 - Mapa de rede de drenagem do leste paulistano, destacando a captura do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul (KING, 1956). Notar a inscrição "*Air gap*" para o vale seco entre os dois rios.

Ab'Saber (1957) retoma o assunto, afirmando que o rio Paraíba do Sul capturou parte das cabeceiras do rio Tietê por estar posicionado em um nível de base mais baixo. Essa captura formou o conhecido "cotovelo de Guararema". Nesse caso, a situação do rio Paraíba numa depressão tectônica garantiria a vantagem desse curso em detrimento do Tietê, o qual teve as águas de seus antigos afluentes à montante, desviados em direção ao mar. Riccomini (1989) afirma que a soleira de Arujá, alto estrutural que separa as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté, teve papel fundamental nesse processo. Resultado dos movimentos tectônicos do Cenozóico no sudeste do Brasil, este alto estrutural foi formado pela compressão NE-SW, que proporcionou uma transgressão do sistema NNW. Logo, o soerguimento e erosão de sedimentos teria provocado essa captura. Uma proposta mais

recente sobre a evolução do relevo e drenagem foi feita por Maciel (2009), o qual afirma que a soleira de Arujá permanece em ascensão por ação da neotectônica, enquanto as bacias de São Paulo e Taubaté estão em subsidência. Assim, a soleira corresponde a um obstáculo intransponível para o rio Paraíba do Sul justamente no "cotovelo do Guararema".

O vale do rio Paraíba do Sul ainda tem sido foco de diversos estudos relacionados ao rearranjo da drenagem. Gontijo (1999) assinala a ocorrência de diversas capturas fluviais e anomalias de drenagem na região da Serra da Bocaina (RJ). Estas feições estariam ligadas a fatores tectônicos, como basculamentos e abatimentos de blocos e movimentos transcorrentes ao longo das falhas cenozóicas do gráben do Paraíba. Como resultados, aparecem rupturas de declive e anomalias diversas, como curvas bruscas, terraços escalonados, vales suspensos ou colmatados, etc.

No trabalho de Silva et al. (2006), o mapeamento de *knickpoints* em uma bacia no médio vale do rio Paraíba do Sul levou a considerar que quando não associados a degraus de escarpa ou ao controle litológico, estas feições estão ligadas à retenção quaternária de sedimentos, que foram retirados das vertentes escarpadas próximas. Foram identificados divisores rebaixados e planos em áreas de colinas e planícies fluviais. Foi proposto que estes compartimentos foram submetidos às movimentações verticais no Neógeno, favorecendo a retomada erosiva e a quebra de divisores, e consequentemente, a ocorrência de capturas fluviais; destacam ainda o alinhamento das capturas fluviais locais às estruturas herdadas do Pré-Cambriano.

Arruda (2008) pontua a ocorrência de anomalias de drenagem no ribeirão Entupido, também na bacia do rio Paraíba do Sul. Esse canal segue num vale de sentido N-S, e inflete para SE e depois SW. Entretanto, um de seus afluentes, o córrego Entupidinho, corre paralelamente ao rio principal. Infere-se que o atual vale do córrego Entupidinho compunha o vale do rio Entupido, mas um basculamento na direção E ou SE causou sua separação em dois canais distintos.

Fora do eixo do rio Paraíba do Sul, alguns trabalhos também têm sido desenvolvidos no assunto. Um dos primeiros trabalhos que se referem às "anomalias de drenagem" foi

publicado por Franco e Moreira (1976). A análise, por imagens de radar, de alguns afluentes dos rios Negro e Solimões, no Estado do Amazonas, apontou diversas anomalias de drenagem, como curvas anômalas e alargamento de vales. Essas feições foram relacionadas à adaptação dos canais à elementos estruturais da superfície (falhas e fraturas) e ao encaixe da rede hidrográfica atual à paleodrenagem.

Oliveira (2003), ao analisar a morfologia do rio Guaratuba no limite superior da Serra do Mar (litoral de São Paulo), concluiu que esse canal, orientado à NE-SW e afluente do rio Claro, foi capturado por erosão regressiva de cabeceiras que escavavam um anfiteatro na borda da serra. Esse processo gerou a mudança da direção do rio para N-S (com a presença de um cotovelo fluvial) para um novo nível de base, com diferença de cerca de 800 m entre eles.

Silva (2009) e Silva e Oliveira (2009) discutem a presença de anomalias de drenagem no baixo e médio curso do rio Cotia, no Estado de São Paulo. Estas anomalias, expressas por uma sequência de curvas em ângulos retos no canal, indica sua adaptação a fraturação ortogonal do embasamento litológico local, basicamente composto por granitos. Entretanto, uma de suas inflexões reflete uma mudança de nível de base e uma possível captura fluvial, posto a existência de uma queda d' água, associada a um vale seco e corresponde turfeira.

4 A organização do relevo nos diferentes compartimentos e a fisionomia da transição interplanáltica

Neste capítulo pretende-se examinar a organização das feições geomorfológicas que envolvem o entorno da bacia do ribeirão das Laranjeiras. O relevo, como expressão dos processos atuantes na paisagem, contém indícios que levam a ponderar sobre a variação temporal e espacial daqueles processos. Assim, a caracterização do relevo entre o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano explica alguns aspectos da evolução da escarpa da Serra de Paranapiacaba, bem como das bacias hidrográficas que se estabeleceram nessa região interplanáltica.

Serão expostos como ambos os planaltos se confrontam e estabelecem simultaneamente uma relação de dependência; como a dinâmica erosiva pode ter diferenciado os dois planaltos e o papel da Tectônica antiga e recente nesse desenvolvimento; e, por fim, quais são as evidências que corroboram o desenvolvimento dos interflúvios da referida serra e das falhas geológicas na área de estudo.

4.1 Caracterização geomorfológica e o reconhecimento de patamares

A região que engloba o Planalto Paulistano, o Planalto de Ibiúna e o contato entre ambos apresenta algumas particularidades no campo geomorfológico. Apesar do caráter planáltico dos compartimentos, suas feições demonstram pouca similaridade, o que aponta para uma gênese distinta dos embasamentos litológico e estrutural e da dinâmica erosiva.

O reconhecimento e encadeamento dessas particularidades foi realizado com o estudo das cartas topográficas em 1:50.000, que resultaram em um Esboço Geomorfológico²². Contemplando a bacia do ribeirão das Laranjeiras e seu entorno, este produto cartográfico individualiza os topos e bases de vertente, permitindo assim a identificação de níveis topográficos distintos, seus arranjos e inter-relações. A análise dessa configuração favorece a identificação de terraços, escarpas, falhas geológicas, planícies e leques aluviais e diversas

²² Optou-se por esta nomenclatura ao invés de "Mapa Geomorfológico" porque o produto cartográfico não tratou de feições de detalhe, como forma do leito e movimentos de massa, entre outras, priorizando a identificações de feições estruturais e níveis topográficos.

outras morfologias, e especialmente a demarcação de problemas geomorfológicos. (GOMES, 2008).

Visando maior exatidão na discriminação de níveis topográficos, seus traços preliminares, feitos manualmente sobre carta topográfica, foram georreferenciados em polígonos no programa ArcGis. Em seguida, foi feita uma intersecção com o MDE que continha a interpolação das curvas de nível do terreno, gerando polígonos com seus respectivos pixels de informações altimétricas. Por fim, esses polígonos foram submetidos a uma ferramenta de análise zonal, que aplicou um cálculo de média nos pixels de altitude de cada geometria e tornou-os passíveis de uma melhor classificação em níveis topográficos (Figura 33/APÊNDICE 1). Outros elementos morfológicos foram destacados, com ênfase nos derivados da Tectônica, como falhas e escarpas, além de feições geradas pela incisão fluvial. A legenda foi baseada na proposta de Pavlopoulos, Evelpidou e Vassilopoulos (2009).

Assim, algumas singularidades geomorfológicas foram levantadas, demonstrando ser de suma importância na percepção do relevo e, portanto, serão aqui discutidas:

- A presença de planícies fluviais amplas em setores de alto curso fluvial do Planalto de Ibiúna;
- Morfologia retilínea em diversos canais componentes da bacia do rio Sorocabuçu e do ribeirão das Laranjeiras;
- Ocorrência de morfologia típica de *embayment*, ou seja, acentuadas reentrâncias na frente escarpada e sua relação com os fortes encaixes fluviais em alto e médio curso, especialmente no setor central e leste da bacia do ribeirão das Laranjeiras;
- O aplainamento das vertentes no Planalto Paulistano e sua relação com o aplainamento do Planalto de Ibiúna e a evolução da escarpa da Serra de Paranapiacaba.

O relevo entre os municípios de Ibiúna e Juquitiba, pela disposição das formas, divide-se em três setores principais: Planalto de Ibiúna, Planalto Paulistano, intermediados por uma transição interplanáltica formada pela Serra de Paranapiacaba (Figura 34A e B). Estas distinções são amparadas em fatores diversos, como a orientação e declividade dos relevos e a organização da rede hidrográfica e seus vales.

Organizado por: Katiúcia de Sousa Silva

Figura 33 - Esboço geomorfológico da área de estudo, identificando os diversos níveis topográficos da região. Notar o escalonamento de patamares na borda da escarpa.

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO E COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Figura 34 - Compartimentação geomorfológica: A) Modelo Digital de Elevação. A) hipsometria do setor oriental da Serra de Paranapiacaba (com ênfase na bacia do ribeirão das Laranjeiras) e domínios planálticos adjacentes; B) Compartimentação geomorfológica regional (modificado de IPT, 1981a).

Comparando-se o comportamento da rede hidrográfica nos três compartimentos, nota-se que o encaixe é bastante diferenciado, ora apresentando vales em V muito estreitos, ora

vales largos com ou sem condicionamento tectônico. Essa diversidade se deve, parcialmente, às condições topográficas e declividades das vertentes das três unidades.

No Planalto de Ibiúna predominam os Morros com Serras Restritas (IPT, 1981a), com topos angulosos e vertentes de perfis retilíneos, ao que se sucede uma rampa com declive suave para o norte e oeste do planalto. Esses morros, com altitude média de 950 metros, são orientados predominantemente à NW e S, e intermediam a faixa serrana interior, distribuída mais densamente no sul do compartimento (Figura 35).

Essa faixa marca os cumes das vertentes em altitudes acima de 1000 metros, revelando basculamentos de blocos orientados à NE-SW que acompanham a Zona de Cisalhamento de Caucaia, formando verdadeiras escarpas de falha em setores pontuais, como no ribeirão Rafael Grande (Fotografia 4 A e B). Configurando escarpas de falha, estas serras possuem topônimos locais (Serra de São Sebastião, de Caucaia e outras). A declividade acentuada, aliada ao caráter rígido e alinhado dos canais fluviais que acompanham as serras e nela configuram bacias assimétricas, são evidências da natureza dessas escarpas interiores.

Fotografia 4A e B - Ribeirão do Rafael Grande (visadas para NE e NW, respectivamente), encaixado em traço de escarpa da Zona de Cisalhamento de Caucaia. Nota-se a característica assimétrica e a incisão fluvial na frente da escarpa, com pequenos anfiteatros. Não se reconhecem facetas triangulares, em função da erosão incidente nas vertentes. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

Figura 35 - Perfis topográficos do Planalto de Ibiúna, destacando a litologia, a rede de falhas e os possíveis basculamentos que configuram as serras restritas do compartimento.

Nos canais encaixados nas falhas, a incisão fluvial dissecou o relevo, desmembrando as vertentes em níveis intermediários de erosão (porém intensamente dissecados), escalonados e marcados entre as serras interiores e as planícies fluviais (vide Esboço Geomorfológico, Figura 33/APÊNDICE 1).

A assimetria das bacias é marcante nos afluentes do rio Sorocabaçu, em razão do condicionamento por estas falhas do Ciclo Brasileiro, mas é notória, sobretudo, no canal principal. Os afluentes da margem esquerda, adaptados às estruturas geológicas e tectônicas, são mais extensos que os da margem direita, curtos e íngremes (Figura 36). O divisor que limita a margem direita do rio Sorocabaçu acompanha a falha de Itanhaém em

sentido NW-SE e limita esta bacia com a do Sorocamirim (onde parte dos rios também se encaixa nas serras e falhas da Zona de Cisalhamento de Caucaia).

Figura 36 - Perfil topográfico (C-C') mostrando a assimetria de drenagem do rio Sorocabaçu. O traçado acompanha a serra de São Sebastião, na margem esquerda do ribeirão do Rafael Grande, até o interflúvio da margem direita. O embasamento litológico é de migmatitos e gnaisses graníticos. Nota-se também como a frente dessa pequena serra já foi recortada pela incisão fluvial.

O domínio de Morros com Serras Restritas termina abruptamente no flanco meridional do Planalto de Ibiúna, dando lugar a um relevo escarpado, íngreme e com vertentes voltadas para S e SE. O desnível topográfico é marcante, variando da ordem de 150 m até cerca de 300 m em alguns trechos. Ali, onde se situam os interflúvios que limitam a drenagem entre os dois planaltos, a escarpa se manifesta em um *embayment*, onde há uma sequência de reentrâncias na frente montanhosa, compostas por anfiteatros e níveis topográficos escalonados (Fotografia 5), frequentemente arranjados nas orientações de NE-SW e NW-SE, respectivamente.

Fotografia 5 - Frente da escarpa, com destaque para as reentrâncias promovidas pela incisão fluvial. Visada NW. Localização: 23°49'07"/47°01'31". Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

Nesse contexto, os vales fluviais exercem uma incisão acentuada, comandada pela erosão remontante, esta fortalecida pelo gradiente topográfico; a erosão diferencial também é um agente, visto que a escarpa é sustentada por um batólito granítico que oferece notável resistência ao entalhamento rápido. Os canais que drenam a frente escarpada empreendem

uma constante remoção de sedimentos por intemperismo e erosão, de modo a configurar diversos pequenos patamares escalonados. Nivelados em altitudes que variam entre 700 m e 1000 m do sopé ao topo da escarpa, a concentração e o tamanho dos patamares são maiores onde há indicadores de avanço de canais na escarpa em direção à montante.

Os vales em V intercalados nos anfiteatros regulam a ocorrência frequente de rápidos e corredeiras nos canais fluviais, marcando as rupturas de declive entre os patamares e, principalmente, entre o sopé da escarpa e o Planalto Paulistano. Estes locais guardam as raras aparições da rocha-matriz, onde se observam matacões graníticos ou o leito rochoso do canal.

Mesmo dificultando a degradação generalizada da frente escarpada, o batólito granítico não impede que ocasionalmente ela seja ultrapassada por um ou outro canal, o qual, galgando os patamares num avanço progressivo, alcança a rede fluvial assentada no Planalto de Ibiúna. Assim, o canal captura ou decapita segmentos de drenagem subtraindo seus fluxos, como o caso da captura parcial do rio Sorocabaçu pelo ribeirão das Laranjeiras, e outros prováveis eventos de rearranjo de drenagem ao longo da escarpa.

O forte declive da escarpa, oscilante entre 20° e 35°, contraposto com a área rebaixada do Planalto Paulistano sugere a possibilidade desse elemento constituir uma escarpa de falha já intensamente erodida, como denuncia o conjunto de reentrâncias que marca o seu festonamento. Os próprios patamares seriam uma evidência de que a erosão trabalhou ativamente, reafeiçoando formas mais frescas e eventualmente angulosas derivadas de um falhamento, e deslocando o limite da escarpa para o interior do Planalto de Ibiúna.

O Planalto Paulistano, o setor morfológico com menores cotas da área de estudo, se organiza numa sequência de morros com dissecação intensa, topos arredondados e altitudes que raramente ultrapassam os 750 metros (Fotografia 6). Essa dissecação causou um arranjo decrescente dos níveis topográficos e que se manifesta especialmente nas margens dos principais cursos fluviais. A relação da litologia com o relevo se reflete na erosão das faixas com rochas menos resistentes, como os migmatitos/gnaisses graníticos, ocasionando relevos mais baixos e contrastantes com as vertentes da escarpa (Figura 37). Apesar disso, terraços

Figura 37 - Perfis topográficos do Planalto Paulistano, no trecho que inclui a bacia do ribeirão das Laranjeiras.

fluviais não foram reconhecidos em campo, possivelmente em função da ausência de cortes e áreas expostas, da intensa cobertura vegetal e, com maior peso, da referida forte dissecação.

Fotografia 6 - Visada SE de morros com topos arredondados no Planalto Paulistano, que marcam os divisores entre a bacia do ribeirão das Laranjeiras e do rio São Lourenço. Cortes em barranco na área evidenciam o embasamento granítico com esfoliação esferoidal. Localização: Estrada das Laranjeiras, Juquitiba. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

Outra possibilidade para a diferença altimétrica entre os dois compartimentos seria um ajuste tectônico dos blocos, ou seja, por falhamentos normais. Como observado nos perfis topográficos seguintes, há contrastes topográficos nas faixas litológicas, que se manifestam próximo aos contatos. Entretanto, essa hipótese carece de melhores investigações, pois, assim como os terraços fluviais, a identificação de falhamentos por métodos diretos se mostrou ineficiente durante as atividades de campo.

As declividades são baixas em pontos localizados, como no leito do ribeirão das Laranjeiras, porém alcançam 25° nos morros (Figura 38). Os vales fluviais não configuram frequentemente talwegues em V, mas vales mais abertos com tendência a um fundo plano, como no médio e baixo curso do ribeirão das Laranjeiras (Fotografias 9A e B). Também é bastante comum o condicionamento da rede fluvial às estruturas litoestruturais, manifestado pela imposição de retilinearidade a alguns canais, encaixados que estão em traços de fraturas, falhas e contatos litológicos; e curvas bruscas, denotando mais uma vez o alinhamento fluvial às condições da superfície.

Figura 38 - Carta de declividade, com destaque para a bacia do ribeirão das Laranjeiras . É possível notar as baixas declividades nas planícies de inundação de alguns rios do Planalto de Ibiúna, em contraste com as declividades médias e altas do escarpamento e, ainda do Planalto Paulistano.

Fotografias 7 - Aspectos do baixo curso do ribeirão das Laranjeiras. A) Vale com declividades baixas, característico das largas planícies fluviais que se dispõem no setor terminal do canal. O rio corre imediatamente à direita da estrada retratada; B) Leito do ribeirão, próximo à foz no reservatório Cachoeira do França. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

Uma feição morfológica bastante característica neste setor é a existência de pequenos depósitos coluviais nas vertentes, resultados da incidência de movimentos de massa iniciados em média e alta vertente. Estes depósitos se espalham nas áreas próximas ao sopé da escarpa e situam-se frequentemente próximo aos canais fluviais. (Fotografias 8A e B). Estes colúvios se caracterizam pela presença de linhas de pedras de composição quartzosa e formas arredondadas a angulosas, que intermediam horizontes pedológicos. Por vezes, a má seleção na organização dos grãos e a posição desses pacotes na vertente sobre a rocha-matriz mostram sinais de sua origem coluvial.

Fotografias 8A e 10B - Depósitos coluviais. Localização: Estrada das Laranjeiras. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

Em suma, pode-se afirmar que o domínio interplanáltico em questão é uma superfície repartida em vários fragmentos, ou seja, em ao menos doze níveis topográficos relacionados a superfícies de aplainamento maiores. Esta fragmentação demonstra maior regularidade em conservação nos compartimentos mais elevados, e mais degradação e entalhamento nos compartimentos mais baixos e, sobretudo, na transição interplanáltica (escarpa). Como resultado, a rede fluvial encaixa-se distintamente nos compartimento geomorfológico, e reflete, em parte, os ajustes e desmembramentos originados da diferença de níveis de base e por outro lado, o condicionamento à rede de estruturas litológicas e tectônicas.

4.2 Expressão morfológica da Falha de Itanhaém

Uma das estruturas localizada na bacia do ribeirão das Laranjeiras foi identificada em trabalhos anteriores como uma fratura ou falha indiscriminada (ALMEIDA, 1953; IPT, 1981b). Não existem estudos ou mais descrições específicas sobre ela, portanto, nesta abordagem, será denominada como Falha de Itanhaém (SILVA; OLIVEIRA; GOMES, 2013).

A Falha de Itanhaém é facilmente reconhecida pela significativa depressão linear orientada na direção NW-SE. Com extensão de cerca de 60 km, avança do município de Itanhaém, no litoral, a Ibiúna. No primeiro, abre uma fenda entre as escarpas da Serra do Mar, entrecruzando-se com a Falha de Cubatão, esta em direção NE-SE. Ali, aloja-se um afluente da pequena bacia do rio Branco, que deságua após poucos quilômetros diretamente no mar. Em sua trajetória para o interior do Estado, condiciona o leito de mais alguns rios, ora em segmentos isolados, ora em cursos inteiros. Parte do rio Sorocabuçu, já em Ibiúna, está encaixada na falha. Nesse setor, a estrutura atravessa as escarpas do Planalto de Ibiúna - novamente em fenda - bem como a Zona de Cisalhamento de Caucaia (Figura 39A e 39C - perfil AB).

Ao controlar alguns afluentes do ribeirão das Laranjeiras, confere-lhes notável morfologia retilínea. Tanto os afluentes de NW quanto os de SE do rio principal alinham-se à estrutura, favorecendo a ocorrência de ângulos retos na confluência do rio principal com canais de 4ª

ordem. Após pouco mais de 9 km, o ribeirão deixa essa depressão, seguindo em sentido E-W (Figura 39C - perfis CD, EF e GH).

Parte da geometria da bacia é consequência desse fenômeno. A bacia não possui um formato ovóide típico (HORTON, 1945), mas um desenho irregular, com um estreitamento na área central. A princípio, a falha pode ter favorecido o entalhamento fluvial mais acelerado dos canais localizados no nível de base mais baixo (ou seja, do ribeirão das Laranjeiras) em detrimento da incisão empreendida no nível de base mais elevado (onde está o rio Sorocabuçu). Assim, pode ter havido uma expansão da área das bacias dos afluentes menores cada vez mais para montante, descaracterizando a geometria da bacia (Figura 39A).

Seu estilo estrutural e movimento sugerem transcorrência dextral, reconhecida pela observação de vertentes opostas que sugerem um ligeiro deslocamento de blocos. Estes morros deslocados (*shutter-ridges*) representam *piercing points*, ou seja, marcadores de movimentação tectônica. Outra feição relevante são pequenas áreas rebaixadas e ovaladas ao longo da falha, no ribeirão das Laranjeiras. A morfologia remete a pequenas bacias de sedimentação e sugere que a falha tenha passado por transtensão local, criando bacias *pull-apart*. Uma dessas vertentes foi associada a um evento de *push-up*, assumindo-se hipoteticamente a ocorrência de transpressão (Figura 40). Essa mesma vertente condiciona uma assimetria da bacia do ribeirão das Laranjeiras, onde o rio se posiciona possivelmente no traço da falha (Fotografia 11).

Fotografia 9 - Provável falha normal associada a um evento de *push-up* (identificada na Figura 40). Localmente, essa feição caracteriza uma assimetria no talvegue do ribeirão das Laranjeiras. Visada SE. Localização: Estrada do Oyá, Juquitiba. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

Figura 39 - Evidências geomorfológicas da falha de Itanhaém na paisagem. A) visada SE da falha. Em 1º plano, a fenda que o ribeirão das Laranjeiras entalha no Planalto de Ibiúna, aproveitando-a zona de fraqueza; B) MDE a partir de imagem de radar (ASTER), mostrando a posição regional da falha (rios principais assinalados em azul); C) perfis laterais ilustrando o controle que a estrutura exerce sobre os cursos d'água e as diferentes amplitudes topográficas ao longo de seu eixo

POSSÍVEIS ESTRUTURAS DE TRANSPRESSÃO E TRANSTENSÃO

Figura 40 - Proposta explicativa do estilo estrutural da Falha de Itanhaém, no trecho em que atravessa a bacia do Laranjeiras. Notar a alternância entre formas romboédricas, ora representando depressões, ora soerguimentos. Além disso, os *piercing points* marcam uma provável ocorrência de *shutter-ridges*, ou morros deslocados pela transcorrência dextral.

A direção NW-SE da Falha de Itanhaém e a sua natureza transcorrente indicam que ela não se integra geneticamente as estruturas tectônicas antigas da região, ou seja, às falhas transcorrentes do Ciclo Brasileiro, cuja principal representante é a Zona de Cisalhamento de Caucaia. Sua direção, discordante e transversal à tendência NE-SW assumida pelo feixe de falhas antigas, é similar a de outras falhas vizinhas, como a falha que encaixa parte da represa Billings (Riccomini, 1989; TAKIYA, 1997) e outras falhas e soleiras (Queluz, Arujá, etc, conforme Riccomini, 1989) mais próximas ao rio Paraíba do Sul. Essas estruturas, à NE da área de estudo, são resultado do segundo estágio de evolução do RCSB, no Neógeno, quando os esforços de transcorrência sinistral gerou novas fraturas conjugadas. Algumas

estruturas WNW-SSE evoluíram como falhas sintéticas do tipo P de *Riedel*, promovendo soerguimentos locais (Riccomini, 1989).

Logo, é provável que a Falha de Itanhaém seja um testemunho desses eventos tectônicos, em razão da compatibilidade com outras estruturas surgidas no Cenozóico.

4.3 Distribuição de lineamentos: considerações teóricas

O termo "lineamento", empregado constantemente na literatura geológica, geralmente surge agregado a qualificativos, como "lineamento estrutural", "lineamento topográfico" e "lineamento tectônico", ou é mesmo confundido com o termo "lineação" ²³.

A primeira definição do termo foi introduzida por Hobbs (1904, 1912 apud O'LEARY; FRIEDMAN; POHN, 1976) que os conceitua como feições geralmente lineares na paisagem, que revelam a arquitetura estrutural do embasamento rochoso. Por lineamentos, Loczy e Ladeira (1976) entendem como “qualquer linha condicionada topograficamente e observável em mapas topográficos, no terreno ou em qualquer tipo de imagem supramencionada”. O'Leary (op.cit) também os define como feições lineares que são passíveis de mapeamento, acrescentando que são alinhados de modo retilíneo ou suavemente curvo, diferindo dos padrões das feições adjacentes e refletindo fenômenos de subsuperfície.

De modo geral, lineamentos refletem estruturas geológicas que se manifestam em superfície, como falhas e fraturas, foliação e zonas de contato litológico, passíveis de mapeamento. É comum o encaixe da rede de drenagem em seus traços deprimidos. Quando situados sobre o embasamento cristalino, são associados à presença de nascentes naturais ligadas a aquíferos fraturados.

²³ De acordo com FOSSEN (2012), lineações são estruturas lineares que ocorrem em uma rocha e que podem ser derivadas, por exemplo, de deformação (como bandejamento de minerais em gnaisses e linhas de charneira de dobras), portanto não são mapeáveis. O autor define lineamentos como estruturas lineares em escala de mapas topográficos, fotografias aéreas e modelos digitais de terreno.

Conforme DAEE et al. (2005), a densidade e intersecção de lineamentos tem relação direta com a densidade e intersecção de fraturas. Sendo assim, a densidade destes dados pode ser observada por meio de gráficos, indicando importantes dados de conformação do relevo.

4.3.1 Lineamentos deduzidos da rede hidrográfica

Uma das técnicas clássicas de identificação de lineamentos é aplicada sobre um mapa de rede hidrográfica. Soares e Fiori (1976), propondo uma sistematização da análise de fotografias aéreas, assumem que a rede de drenagem, quando fortemente condicionada pela litologia ou pela estrutura geológica de superfície, revela feições retilíneas ou em arco. Essas feições são, em certa medida, indicadoras de traços de fratura, que representariam zonas concentradas de fraturação e, conseqüentemente, caminhos preferenciais de passagem de canais fluviais e alimentação de aquíferos fraturados.

Desse modo, os critérios para o traço de lineamentos foram embasados na metodologia de Gomes (2008), mostrada na Figura 41:

- a) dois ou mais canais que seguem a mesma direção paralelamente;
- b) canais alinhados na mesma direção, mas que fluem em sentidos opostos;
- c) canais alinhados na mesma direção, e que convergem para um ponto comum (rio principal);
- d) segmentos de canais alinhados retilineamente em um trecho expressivo do curso;
- e) uma combinação dos fatores anteriores.

Figura 41 - Critérios morfológicos para a definição de lineamentos em rede hidrográfica (adaptado de Gomes, 2008).

Os dados foram obtidos por reconhecimento visual em ambiente SIG. Os traços desenhados nos canais que se enquadram nos critérios supracitados foram individualizados em um arquivo vetorial e, no programa ArcGis 9.3, submetidos ao *script Find Polyline Angle*²⁴. Seu objetivo é extrair as direções em graus de cada traço, gerando uma tabela. Este arquivo foi adicionado ao programa OpenStereo 0.1.2²⁵, onde foram criados diagramas de rosetas mostrando as direções preferenciais dos lineamentos.

O mapa de lineamentos deduzidos da rede hidrográfica mostra uma distribuição equilibrada desses elementos tanto na bacia do ribeirão das Laranjeiras quanto nas áreas limítrofes (Figura 42). O diagrama de rosetas mostra que a direção predominante dos vales com indícios de fratura é NW-SE, seguida de ENE-WSW. A feição mais expressiva da 1ª tendência direcional é a Falha de Itanhaém, onde o ribeirão das Laranjeiras e o rio Sorocabuçu encaixam seus vales. Já o maior destaque da 2ª tendência coincide com o encaixamento do ribeirão Rafael Grande à Zona de Cisalhamento de Caucaia sobre o Planalto de Ibiúna. Ambas os lineamentos podem alcançar mais de 9 km de comprimento.

²⁴ Criado por James Zazula, Ontario, Canadá. Disponível em: <http://arcscripsts.esri.com/details.asp?Dbid=14234>.

²⁵ Desenvolvido por Carlos Grohmann e Ginaldo Campanha, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Disponível em: <http://www.igc.usp.br/index.php?id=openstereo>.

Figura 42 - Mapa de lineamentos deduzidos da rede hidrográfica na área de estudo. Na parte inferior, diagrama de rosetas apontando as orientações preferenciais dos lineamentos.

Entretanto, a maioria dos lineamentos controla pequenos segmentos fluviais, como mostra o gráfico de frequência relativa (Gráfico 1). Em torno de 63,3% dos lineamentos ocorrem em segmentos de canais com extensão de 0,5 a 1,5 km. Enquanto isso, apenas 36,7 % dessas feições controlam segmentos de canais inferiores a 0,5 km ou superiores a 2 km. É possível dizer que segmentos mais curtos de drenagem se encaixam com maior facilidade a fraturas litológicas e feições estruturais que canais de maior extensão.

Gráfico 1 - Histograma da frequência relativa dos comprimentos dos lineamentos.

A análise estatística da dispersão dos lineamentos em relação ao seu tamanho (Gráfico 2) reforça a ideia de que há maior densidade de lineamentos mais curtos (com máximo entre 2 e 3 km) concentrados principalmente entre 290° e 330° (ângulos correspondentes à NW-SE), e concentrações secundárias entre 225° e 270° e 45° e 90° (ângulos opostos correspondentes à NE-SW). Os lineamentos de maior extensão se concentram entre 0°-45° e 180°-225° (direção NE-SW).

Gráfico 2 - Dispersão de lineamentos de acordo com sua orientação.

A seleção de mapas de lineamentos filtrados por tendências direcionais mostra a distribuição espacial dessas feições, e sua maior concentração nas direções NW-SE e NE-SW

(Figura 43). Esses dados concordam com a orientação regional de fraturas, xistosidade e estratificações reliquias do embasamento litológico dos Blocos Cotia e Juquitiba, que tende à direção NE-SW (HASUI, 1975 CPRM, 1975).

Figura 43 - Mapas de lineamentos deduzidos da rede hidrográfica, filtrados conforme a tendência direcional.

Em resumo, a rede de drenagem da área de estudo e entorno demonstra condicionamento às discontinuidades litológicas da superfície. Destaca-se a influência da xistosidade e foliação das rochas do embasamento em associação com o sistema de juntas, característico das rochas granitóides.

Este fato parece ter maior influência sobre os cursos de menor extensão. Entretanto, alguns canais de maior extensão também apresentam condicionamento relacionado a feixes de falhas.

4.3.2 Lineamentos deduzidos do Modelo de Relevo Sombreado

O mapeamento dos lineamentos estruturais foi feito a partir de um Modelo de Relevo Sombreado. Para esta cartografia, as curvas de nível (com equidistância de 20 metros) e pontos cotados de cartas topográficas em escala 1:50.000 (IBGE, 1984) foram interpolados em ambiente SIG. Gerado o MDE, foram testados diversos posicionamentos de uma fonte de iluminação artificial em relação à superfície. Pela carta de sombreado é possível identificar lineamentos topográficos, melhor observáveis com a variação de ângulos de iluminação. O objetivo foi identificar traços retilíneos ou curvilíneos no relevo sombreado que remetessem a contatos litológicos, fraturas ou falhas geológicas, e demais estruturas. As direções dos lineamentos foram extraídas com os mesmos procedimentos do item anterior.

O mapa de lineamentos topográficos (Figura 44) aponta que estes elementos são mais longos e contínuos que os extraídos da rede hidrográfica, além de mais bem distribuídos. A orientação preferencial é NNW-SSE, seguida de ENE-WSE e NE-SW. Já as orientações N-S e E-W tem pouca atuação na região. Novamente, a falha de Itanhaém aparece como elemento expressivo da orientação predominante.

Há uma frequência significativa de lineamentos com comprimento entre 2 e 5 km, correspondendo a 63,6% do total de lineamentos estruturais identificados (Gráfico 3). Há também ocorrências esparsas de segmentos entre 8 e 10 km, situados com maior frequência entre os ângulos 45-90° e 225-270°, ou seja, na direção NE-SW (Gráfico 4). Este fato parece reforçar a ideia de que as falhas da região sejam de grande extensão e que seus maiores exemplares estejam ligados às falhas antigas do Ciclo Brasileiro, como a Zona de Cisalhamento de Caucaia.

delimitação da bacia
 lineamentos
rios principais

Frequência relativa de lineamentos estruturais

Comprimento (km)	Frequência (%)
0,5	5,5
1,0	2,5
1,5	7,0
2,0	10,5
2,5	11,5
3,0	12,2
3,5	11,5
4,0	11,0
4,5	8,2
5,0	5,0
5,5	4,2
6,0	2,5
6,5	1,8
7,0	2,0
7,5	2,0
8,0	1,5
8,5	1,2
9,0	0,8
9,5	0,5
10,0	0,2

85

Gráfico 4 - Histograma da frequência relativa dos comprimentos dos lineamentos.

A explicação dessas tendências direcionais (Figura 45) é similar às extraídas da rede de drenagem. A xistosidade do embasamento geológico somada à rede de fraturas apresenta característica marcante na distribuição de lineamentos. Entretanto, no caso de lineamentos estruturais, é necessário correlacionar essas tendências à falhas geológicas antigas.

Figura 45 - Mapas de lineamentos estruturais filtrados conforme a tendência direcional.

Apesar das evidências cartográficas da profusão de fraturas e falhas na região, seus registros *in situ* são raros. Planos de fratura foram observados especialmente em afloramentos de granitos fraturados nas quedas d'água, arranjadas nas encostas da escarpa; e em raros afloramentos no baixo curso da bacia, evidenciados após corte do terreno para extração mineral. Nestes locais, as fraturas localizadas se orientam à N-S e NNW-SSE, concordando com as direções preferenciais dos lineamentos reconhecidos.

Fotografia 10 - Planos de fratura em vertente com evidências de granito alterado. No corte, a orientação dos planos é NNW-SSE. Localização: Estrada da Sama, Ibiúna. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

Foi identificado em campo apenas um plano de falha, reconhecido por *slickensides*, ou estrias de falha. Estas estruturas refletem o atrito entre os blocos, onde houve pressão e orientação de minerais. O plano, localizado entre a Serra de Caucaia e a Falha de Itanhaém (no compartimento Planalto de Ibiúna) e próximo a um afloramento granítico, possui azimute de N062°, evidenciando direção NE-SW. O mergulho é próximo à 30°, indicando movimentação vertical (Fotografia 13), mas oblíqua. A poucos metros abaixo dessa vertente, a qual é cortada por uma estrada vicinal, foi localizada uma nascente em aquífero fraturado (Fotografia 14), fortalecendo a ideia de que a vertente foi originada por falha tectônica.

Fotografia 11 - Plano de falha e *slickensides* evidenciando estrias de movimentação de blocos. Localização: estrada vicinal próxima à Estrada Municipal SP-250, Ibiúna. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

Fotografia 12 - Nascente aflorando em aquífero fraturado, com matriz granítica, situada cerca de 5 metros abaixo da vertente onde está situada a falha acima caracterizada. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

4.4 Influência climática na esculturação do relevo

A Serra de Paranapiacaba forma uma barreira para as massas de ar úmidas que migram do Oceano Atlântico para o interior do Estado de São Paulo, em sua trajetória paralela à superfície. Em consequência, a elevação forçada das partículas de ar gera o aumento da umidade e provoca chuvas orográficas à barlavento da escarpa. Logo, as precipitações intensificam a erosão ao abastecer os aquíferos que dão vazão aos canais.

Na área de estudo, a coleta das médias de precipitação em 8 postos pluviométricos²⁶ distribuídos nos três compartimentos geomorfológicos (Tabela 5) aponta para maiores volumes de chuvas no Planalto Paulistano, os quais são ligeiramente menores na escarpa. Essas médias exprimem o clima úmido e a possível indução de chuvas orográficas ocasionada pela presença da Serra de Paranapiacaba como barreira topográfica. Além disso, numa análise preliminar, esses dados parecem indicar um efeito de Sombra de Chuva (BURBANK; ANDERSON, 2008), ou seja, uma queda nos totais pluviométricos devido ao ar, previamente carregado em partículas de água, ter perdido parte da umidade ao transpor a escarpa, como se pode notar pelas menores médias pluviométricas no Planalto de Ibiúna.

A elevada média pluviométrica anual na área é provavelmente um fator que intensifica a remoção de sedimentos e consequente retração da escarpa. As precipitações alimentam os aquíferos locais, além de promover a instabilidade das camadas subsuperficiais devido ao fluxo subterrâneo. Assim, movimentos de massa de relativa magnitude (como o rastejo e escorregamentos localizados) são suscetíveis a ocorrer. A influência climática ligada à erosão pode explicar também a presença de colúvios no sopé da escarpa, conforme mencionado anteriormente. Interessa pontuar que entre os diversos fatores responsáveis pela esculturação da escarpa, a alta pluviosidade é um dos mais relevantes, em função de sua continuidade e relação intrínseca com a dinâmica fluvial.

²⁶ Dados de outros postos, como o Paiol do Meio (E3-226) e Juquitiba (E4-059), não foram utilizados nesta abordagem. Isto se deve a suas séries históricas possuírem mais de 38 anos de registros, fornecendo médias de precipitação algo díspares das apresentadas.

Tabela 5 - Séries históricas de precipitação								
Compartimento geomorfológico	Planalto de Ibiúna			Escarpa		Planalto Paulistano		
Posto pluviométrico	Mato do Gado	Pedro Beicht	Caucaia do Alto	Morro do Chiqueiro	Tapiraí	Rosas	Belvedere	Cachoeira do França
ID	E4-131	E3-027	E4-012	E3-067	E4-055	E4-139	E3-258	E4-116
Altitude	950 m	920 m	936 m	890 m	870 m	690 m	730 m	660 m
Período	Precipitação (mm)							
JAN	213,53	226,75	221,94	274,63	258,25	282,04	251,01	267,21
FEV	164,70	174,38	173,85	218,63	210,09	242,02	254,89	244,99
MAR	156,09	159,99	162,13	209,28	201,51	225,46	248,96	208,59
ABR	80,32	92,44	102,72	118,01	105,90	141,47	144,18	132,58
MAI	91,26	90,38	87,13	111,00	81,15	126,66	118,15	103,69
JUN	81,89	81,09	77,05	105,66	69,57	98,61	91,72	90,03
JUL	50,61	46,38	45,58	58,10	69,23	74,60	71,16	73,46
AGO	44,32	40,62	36,92	54,13	68,81	73,87	62,46	69,00
SET	98,80	98,17	89,60	111,69	103,83	163,33	161,28	135,61
OUT	122,33	116,19	127,67	147,12	178,44	144,70	142,56	137,81
NOV	131,24	120,1	127,30	156,26	153,09	144,05	138,92	141,81
DEZ	200,32	183,55	177,71	234,01	192,00	219,92	181,51	209,53
MÉDIA ANUAL	119,62	119,17	119,13	149,88	140,99	161,39	155,57	151,19
SÉRIES	16 anos	15 anos	18 anos	18 anos	18 anos	16 anos	15 anos	18 anos

Fonte: Centro de Pesquisas Tecnológicas e Climáticas Aplicadas à Agricultura, 2009.

5 Contato entre o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano: escarpamento e outros problemas geomorfológicos

O objetivo desta seção é discutir algumas particularidades da escarpa representada na Serra de Paranapiacaba, no trecho que tange a área de estudo. O viés abordado será o encaixe da rede de drenagem a esta feição morfológica e o s efeitos da incisão fluvial na incisão e retração da frente escarpada. Por fim, o Índice de Sinuosidade Montanhosa fornecerá algumas informações que corroboram algumas inferências anteriormente sugeridas nesta discussão.

5.1 A conformação da rede de drenagem no rebordo da escarpa

A faixa escarpada que representa a transição entre os Planaltos de Ibiúna e Paulistano tem sua frente marcada pelo festonamento, onde se alojam diversos anfiteatros (Figura 46). As declividades médias e altas que determinam estes nichos também impõem aos pequenos canais fluviais nele assentados algumas singularidades:

- Em geral esses canais são curtos, com extensões em torno de 500m a 2,5 km e pico máximo de 4,8 m (córrego sem nome, encaixado na Falha de Itanhaém);
- Alguns desses canais possuem traçado com tendência retilínea;
- Possuem uma orientação, com predominância da direção NW-SE, seguida por NE-SW.

Figura 46: Modelo tridimensional da frente escarpada. Em destaque, o ribeirão das Laranjeiras.

Todas as proposições podem, num primeiro momento, ser explicadas pela litologia. Como exposto na seção 2.3 (vide mapa geológico, Figura 12), a Serra de Paranapiacaba é marcada por um contato litológico entre granitos/granodioritos no Planalto de Ibiúna e migmatitos/gnaisses graníticos no Planalto Paulistano. Considerando os atributos petrográficos deste conjunto de rochas, é esperado que a erosão diferencial tenha impacto menor em granitos e granodioritos. Isto se deve à maior uniformização na imbricação de seus componentes mineralógicos, maior quantidade de minerais com maior dureza (quartzo) e menor concentração de estruturas como bandejamento e foliação (presentes em rochas metamórficas, que desenvolvem zonas de fraqueza e intensificam a ação erosiva).

A tendência à formação de leitos com traçado retilíneo na frente escarpada pode se relacionar justamente à rede de juntas e fraturas de rochas ígneas como os granitos e em certa medida, granodioritos. Segundo Lopez-Vergára (1978), tais estruturas compõem, especialmente em granitos, um sistema de fraturação ortogonal que se reflete na morfologia da rede de drenagem. Estes sistemas também são resultantes da Neotectônica, ao exprimir o efeito de campos de esforços atuantes no Cenozóico Tardio em áreas sujeitas a movimentação (HANCOCK; ENGELDER, 1989).

A Tectônica ainda explica a orientação desses canais fluviais em direção predominantemente NW-SE e, em segundo plano, NE-SW. A área em questão é recortada por falhas que remontam ao Paleozóico e que atualmente são observadas apenas em seu setor basal, devido à erosão que removeu as camadas superficiais ao longo do tempo geológico. Estas estruturas, heranças da Tectônica antiga, possuem papel crucial da organização da drenagem atual por deixarem fissuras que condicionam a orientação do escoamento fluvial. A Zona de Cisalhamento de Caucaia é um exemplo desta influência. Ela orienta alguns canais sobre o Planalto de Ibiúna em direção NW-SE (como já citado), mas também alguns canais menores no escarpamento, como os afluentes do ribeirão dos Pedrosos, tributário do ribeirão das Laranjeiras.

Entretanto, a Tectônica recente também tem representatividade na área de estudo. Uma das reentrâncias mais acentuadas no escarpamento se localiza no eixo da Falha de Itanhaém, em direção NW-SE. Neste ponto, o canal possui morfologia regularmente

retilínea, determinando a forma mais alongada da reentrância, que contrasta em tamanho e forma com as demais mapeadas.

5.2 Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa

Os métodos quantitativos têm sido bastante utilizados para a determinação da influência da tectônica ativa em uma unidade geomorfológica. Esses cálculos subsidiam as interpretações acerca da gênese e evolução de vertentes e da rede hidrográfica, permitindo a verificação de padrões e facilitando a elaboração de modelos.

Buscando uma metodologia quantitativa que se enquadre no contexto de balanço entre forças erosivas e tectônicas no escarpamento da Serra de Paranapiacaba, foi selecionado o Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa (BULL 1977 apud KELLER; PINTER, 2002). Como frente montanhosa, define-se a zona de transição topográfica entre montanhas e planícies, zona esta que abrange o escarpamento, os rios que o dissecam e as paisagens de piemonte adjacentes (BULL, 2002).

O objetivo deste índice é quantificar o balanço entre a retração erosiva evidente em anfiteatros e reentrâncias de uma frente montanhosa e uma linha imaginária (que representaria uma falha). Para tanto, é feita a delimitação da frente montanhosa atual em secções (Figura 47). Em seguida, a cada secção será atribuída uma linha reta e arbitrária, que acompanha o sopé da vertente (KELLER; PINTER, 2002). Os valores são aplicados na seguinte equação:

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

onde:

Smf (sinuosity of mountain-front): sinuosidade da frente montanhosa;

Lmf (length of mountain front): comprimento da linha atual da frente montanhosa;

Ls (straight-line length): comprimento da linha reta.

Figura 47 - Exemplo de aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa, segundo Keller e Pinter (2002).

Valores baixos de Smf indicariam frentes montanhosas relativamente retas, com baixa degradação da escarpa de falha. De acordo com Bull (2007), as sinuosidades de frentes montanhosas muito ativas variam entre 1,0 e 1,5; aquelas de frentes moderadamente ativas estão entre 1,5 a 3,0; e as de frentes inativas entre 3,0 para mais de 10, representando limites altamente erodidos.

A aplicação do índice para nove secções do setor meridional da Serra de Paranapiacaba gerou valores que prevalecem no intervalo entre 1,33 e 2,87, conforme visto na Figura 48. Apenas uma das secções, a secção 6, possui Smf relativamente alto, equivalente a 6,6.

Os resultados obtidos indicam que as secções com valores entre 1,33 e 2,87 refletem reentrâncias moderadas na frente da escarpa, que configuram um festonamento na borda da serra. Essas feições estão relacionadas com cursos d'água que drenam para a bacia do ribeirão das Laranjeiras, no nível de base mais baixo. Já o maior valor de Smf , em torno de 6,60 na secção 6, se refere justamente onde se situa a Falha de Itanhaém, onde o leito do ribeirão das Laranjeiras se encaixa.

ÍNDICE DE SINUOSIDADE DA FRENTE MONTANHOSA

Figura 48 - Aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa na Serra de Paranapiacaba.

As reentrâncias se orientam para duas direções principais: à NE, a exemplo dos afluentes do ribeirão dos Pedrosos, nas secções 4 e 5; e à NW, predominantes nas secções 3, 6 e 7. Coincidentemente, aquelas orientadas a NE apresentam canais mais curtos em relação às orientadas à NW. Relacionando essas direções aos fatores litológicos e estruturais, pode-se afirmar que as direções à NE têm influência das falhas antigas (da Zona de Cisalhamento de Caucaia) e, claro, da rede de fraturação; já o segundo grupo pode estar ligado à falhas mais recentes (Falha de Itanhaém), e também à rede de fraturação local.

Os resultados de *Smf* para a secção 6 posicionariam este setor da frente montanhosa em um estágio avançado de degradação, movida pela cessação ou diminuição da taxa de soerguimento tectônico. Entretanto, é necessário destacar que a erosão do setor foi ampliada em função da estrutura que condiciona o forte entalhamento da reentrância.

Por esta estrutura e outras adjacentes e de menor expressão serem mais recentes e possuírem formas ligeiramente mais frescas, os canais que nelas se encaixam têm maior eficiência de incisão, garantindo a maior extensão dos mesmos e o maior poder de degradação na face da escarpa.

6 Morfometria da rede de drenagem e a organização das sub-bacias

O objetivo deste capítulo é apresentar alguns cálculos morfométricos com resultados significativos no apontamento de particularidades da bacia do ribeirão das Laranjeiras e de suas sub-bacias. A geometria, as curvas hipsométricas e a análise estatística de perfis longitudinais forneceram dados que fomentam o discurso interpretativo da geomorfologia da região.

6.1 Hierarquia de drenagem

Para empreender a análise morfométrica da bacia do ribeirão das Laranjeiras, optou-se pela individualização de sub-bacias conforme a metodologia de Strahler (1957), bastante aplicada nos estudos geomorfológicos. A hierarquização da drenagem favorece a observação de fenômenos mais evidentes em canais de níveis hierárquicos mais baixos, além de ser utilizada como escala para comparações e verificação de padrões por ser adimensional.

A metodologia consiste inicialmente na identificação dos rios de 1ª ordem, os quais não recebem nenhum afluente. Quando dois rios de 1ª ordem confluem, dão início a um rio de 2ª ordem, e assim sucessivamente. Assim, o ribeirão das Laranjeiras foi reconhecido como um rio de 5ª ordem (Figura 49), que possui 6 afluentes de 4ª ordem e 32 de 3ª ordem.

Seguem abaixo as análises morfométricas propostas para as sub-bacias do ribeirão das Laranjeiras.

Figura 49 - Carta de hierarquia de drenagem da bacia do ribeirão das Laranjeiras, onde o rio é indicado como de 5ª ordem. A seta preta à NE aponta a localização da nascente principal.

6.2 Análise hipsométrica

A elaboração da Curva Hipsométrica tem como objetivo mensurar a distribuição das altitudes da base ao topo de uma unidade de terreno (STRAHLER, 1952). O cálculo é fundamentado na área total ocupada por determinadas faixas hipsométricas dentro da unidade espacial investigada (geralmente, uma bacia hidrográfica), culminando numa representação gráfica. Logo, os indicadores são a forma da curva do gráfico (côncava ou convexa) e a quantidade de área ocupada. Essa análise é adimensional, permitindo a comparação entre bacias de diferentes altitudes e tamanhos.

O princípio da metodologia foi proposto por Karl Koritska em 1854, ao demonstrar que, para determinar a altitude de um relevo, era necessário dividi-lo em seções horizontais. A ideia foi retomada em 1883 por Albert de Lapparent, que desenvolveu a representação gráfica do cálculo (ZĂVOIANU, 1985). Na década de 1940 e 1950, outros pesquisadores melhoraram a metodologia, apresentando novas aplicações. Strahler (1952) estreitou a relação entre a curva hipsométrica e o estágio evolutivo da paisagem. Abordagens mais recentes têm relacionado a forma da curva a eventos de captura fluvial (PEREZ-PEÑA; AZANOR; AZOR, 2009) e *knickpoints* ligados a falhas geológicas (MAROUKIAN et al., 2008).

Keller e Pinter (2002) afirmam que esta metodologia também é eficaz na análise tectônica, pois favorece a diferenciação entre áreas ativas e inativas. Curvas hipsométricas irregulares (com ressaltos na curva) sugerem que o relevo da bacia passou por um eventual movimento tectônico, que ativa um novo pulso da ação erosiva para montante. Curvas côncavas e com tendência à regularidade indicam uma bacia com relevo estável, dotada de feições suavizadas por uma ação erosiva constante e equilibrada.

Uma das principais aplicações da Curva Hipsométrica é a sua associação com o grau de dissecação do relevo, sob a perspectiva dos Ciclos de Erosão de William Morris Davis (Figura 50A e B). Partindo dessa interpretação, o balanço entre proporção de área e proporção de altitudes pode apontar o ciclo de erosão atual da unidade representada.

Assim, quanto maior a área gráfica ocupada e maior a convexidade pela Curva Hipsométrica, mais próximo ao estágio da juventude está o relevo analisado. Da mesma maneira, quanto menor o volume de área ocupado e menor convexidade, mais próximo o relevo está do estágio de senilidade (STRAHLER, 1952). Ohmori (1993) sugere que a análise hipsométrica pode identificar os processos denudacionais atuantes no terreno, mais ainda que apontar o ciclo geomorfológico.

Figura 50 - Relação da curva hipsométrica com o relevo. A) a variação das curvas é associada a diferentes estágios de evolução do relevo, conforme a perspectiva de Ciclos de Erosão de Davis. Quanto maior a convexidade da curva, maior a proximidade do relevo ao estágio da juventude. B) Na mesma perspectiva, a dissecação das vertentes é acentuada com o passar do tempo, causando diminuição da altitude até o estágio de senilidade, onde se formam peneplanos. Adaptado de Ohmori (1993).

Os dados para a obtenção da Curva são extraídos das razões entre a área da curva de nível medida com o limite superior do divisor (a) e a área total da bacia (A); e a razão entre a altitude de cada curva de nível e a altitude total da bacia. Esses valores, que variam de 0 a 1, são tabelados e plotados em um eixo de abscissas (proporção de área: A/a) e ordenadas (proporção de altitude: H/h).

Para uma interpretação geomorfológica completa, é necessária a associação da Curva Hipsométrica à Integral Hipsométrica, a qual resulta da medição da área ocupada abaixo da curva em relação à área total do gráfico. Seus valores avaliam a distribuição da elevação de um terreno a partir da frequência acumulada de altitudes (STRAHLER, 1952).

A Integral Hipsométrica (IH) é definida pela seguinte equação matemática:

$$\int_0^1 x \cdot dy$$

onde:

$x = a/A$; e

$y = h/H$.

Os valores da IH variam de 0 a 1, refletindo o ciclo de evolução geomorfológica da unidade investigada. Segundo classificações propostas por Strahler (1952), altos valores de IH (que excedam 0.6), apontam um estágio próximo à juventude. Valores entre 0.60 e 0.35 apontam um relevo com dissecação madura, enquanto valores abaixo de 0.35 refletem uma superfície onde a erosão é avançada, aproximando-a de *monadnocks*.

Neste contexto, a aplicação da metodologia na bacia do ribeirão das Laranjeiras foi feita em ambiente SIG, com a extensão *CalHypso*, para o programa Arcgis 9.3.1. Essa extensão utiliza o MDE da bacia ou sub-bacia para extrair as informações sobre as faixas altimétricas e suas relativas áreas. Em seguida, gera a Curva Hipsométrica e, após ajuste polinomial, os momentos estatísticos do cálculo e a Integral Hipsométrica (PÉREZ-PEÑA; AZANOR; AZOR 2009).

A representação gráfica selecionada é a Curva Hipsométrica em Porcentagem, onde os dados altimétricos e dimensionais não são apresentados em forma absoluta, mas sim calculados gerando dados adimensionais. Isso facilita a comparação entre curvas distintas, independente da área ou tamanho das unidades.

A Curva Hipsométrica aplicada ao ribeirão das Laranjeiras reflete um estágio avançado de maturidade (Gráfico 5). Sua forma é moderadamente côncava e seu segmento médio está afastado da porção central do gráfico. A IH é de 0,2904, o que significa que apenas um terço do relevo existente, baseando-se em um sólido de referência, permanece.

Gráfico 5 - Curva hipsométrica da bacia do ribeirão das Laranjeiras.

Neste estágio, os processos erosionais avançaram maciçamente, promovendo o rebaixamento de interflúvios e o aprofundamento dos canais fluviais. Em tese, os leitos fluviais ficariam mais largos devido à erosão lateral. Esses eventos continuariam em direção a um aplainamento topográfico generalizado, caso haja baixa atividade tectônica.

Para melhor investigar os padrões de relevo da bacia do ribeirão das Laranjeiras, foram também delineadas as Curvas Hipsométricas das bacias de 4ª ordem, a saber: ribeirão dos Pedrosos (1), ribeirão do Agostinho (2), córrego sem nome, encaixado na falha de Itanhaém (3), ribeirão das Laranjeiras, que drena a nascente principal (4), ribeirão dos Quartins (5) e ribeirão dos Soares (6). As quatro primeiras curvas ocupam uma parcela do escarpamento entre Planalto de Ibiúna e Planalto Paulistano, enquanto as duas últimas ocupam o limite sudeste e sul da bacia do ribeirão das Laranjeiras. As seis unidades possuem dimensões distintas (Figura 51).

Sub-bacias de 4ª ordem na bacia hidrográfica do ribeirão das Laranjeiras

Figura 51 - Localização e situação altimétrica das sub-bacias de 4ª ordem do ribeirão das Laranjeiras.

As curvas resultantes possuem algumas similaridades em relação à forma (Gráfico 6). As de números 1, 2 e 4 são moderadamente côncavas e seu eixo central não está próximo ao centro do gráfico. As IH são de 0.3673, 0.3249 e 0.3813, respectivamente. As bacias 5 e 6 também são semelhantes entre si, pela tendência a uma curva com forma próxima ao s (mais proeminente na bacia 6) e valores de IH similares (de 0.4629 e 0,4863). Com uma aproximação maior da forma à convexidade e maior valor de IH (0.5139), está a bacia 3, onde se encaixa a falha de Itanhaém.

A despeito das sensíveis variações de IH , todas as bacias se enquadram em um ciclo erosivo de maturidade, em maior ou menor grau (conforme a classificação abrangente de Strahler, 1952); além disso, estão dentro de um estado de equilíbrio, onde a ação conjunta dos processos de erosão e transporte no sistema fluvial garantem uma redução da retirada de massa associada à contribuição da coesão promovida pelos solos, litologia e cobertura vegetal. Teoricamente, neste estado a expansão das bacias em direção às vizinhas regride, devido ao contato com bacias semelhantes em todos os lados.

Ainda que agrupadas em um mesmo estágio evolutivo, variações nas formas das curvas mostram diferentes processos de desenvolvimento das respectivas bacias (Gráfico 6).

Curvas e Integrais Hipsométricas das sub-bacias de 4ª ordem do ribeirão das Laranjeiras

Gráfico 6 - Curvas hipsométricas dos canais de 4ª ordem da bacia em estudo.

Diferenças litológicas podem explicar algumas variações. Para Strahler (1952), o índice apresenta melhores resultados para regiões onde as rochas são homogêneas, mas não perde potencial explicativo quando é aplicado em áreas onde há resistência diferencial entre rochas. Segundo o autor, nesse caso assume-se que as curvas fogem ligeiramente da forma clássica quando há variação litológica num estágio maduro, mas ainda assim é possível estabelecer padrões por meio de comparações com bacias em compartimentos litológicos homogêneos no mesmo estágio.

A Serra de Paranapiacaba, onde se situam as cabeceiras de parte dos canais de 4ª ordem (Pedrosos, Agostinho, córrego sem nome e córrego da nascente do ribeirão das Laranjeiras), é sustentado por granitos e granodioritos, o qual têm contido a expansão fluvial para além

da escarpa. Os médios cursos permanecem, em geral, sobre um compartimento de migmatitos e gnaisses graníticos. A heterogeneidade litológica é menos marcante, quando comparada ao compartimento de micaxistos e metarenitos ao sul e sudeste da bacia, que abrangem as bacias do ribeirão dos Quartins e Soares. Porém, pode explicar a representatividade de determinadas faixas altimétricas, especialmente as mais elevadas.

O valor diferenciado da *IH* da bacia 3 (córrego sem nome, falha de Itanhaém) pode estar ligado à renovação de relevos promovida pela expansão da drenagem para N e NW em decorrência da alta declividade. A influência da Falha de Itanhaém agrava a erosão, favorecendo o desenvolvimento de um vale estreito no alto curso e sua penetração em áreas de altitudes mais elevadas. A forma da curva destaca uma irregularidade acima da porção central, impulsionando a partir daí a onda erosiva para montante e que provavelmente relaciona-se à adição de relevos elevados à bacia.

Valores mais baixos de *IH* para as bacias 1, 2 e 4 (Pedrosos, Agostinho e nascente do ribeirão das Laranjeiras) podem significar a redução do volume de rochas diferenciais e aumento da homogeneidade no conjunto litológico, pois áreas menores dessas bacias são abrangidas pela escarpa sustentada pelos resistentes granitos (Tabela 6). Como resultado, a maioria das feições dessas bacias é de vertentes mais marcadas pela dissecação avançada, com interflúvios mais arredondados e vales abertos.

Tabela 6 - Relação entre áreas totais e áreas abrangidas pela escarpa em bacias de 4ª ordem				
Bacia	Nome	Área total da bacia	Área total da bacia na escarpa	% da bacia na escarpa
1	ribeirão dos Pedrosos	36,71 km ²	13,07 km ²	35,60 %
2	ribeirão do Agostinho	7,00 km ²	1,45 km ²	20,71 %
3	córrego sem nome (falha de Itanhaém)	20,88 km ²	10,60 km ²	50,76 %
4	ribeirão das Laranjeiras (nascente)	30,81 km ²	5,79 km ²	18,79 %
5	ribeirão dos Quartins	15,98 km ²	Não	-
6	ribeirão dos Soares	16,65 km ²	Não	-

As bacias 5 e 6 se localizam no compartimento geomorfológico mais baixo (Planalto Paulistano), mas em embasamentos litológicos alternados (micaxistos em oposição aos migmatitos). Da mesma maneira que as três bacias supracitadas, a dissecação é moderada e se exprime nas formas dos vales abertos e interflúvios rebaixados.

A forma acentuadamente côncava da curva da bacia 6 indica uma possível onda erosiva à montante. Não foi possível determinar com clareza qual é o problema geomorfológico gerador dessa evidência, mas esse canal é entrecruzado por ao menos uma falha e um contato litológico (onde se encaixa o canal). Esses locais podem ter passado por movimentações ou outras perturbações de superfície. Outra hipótese é que a curva pode refletir simplesmente o balanço sedimentar local, já que o canal deságua no trecho onde o rio Laranjeiras foi dominado pelo reservatório Cachoeira do França.

6.3 Geometria das sub-bacias de 4ª ordem

O contorno de uma bacia hidrográfica não é estável, posto sua vulnerabilidade a fatores internos e externos ao sistema fluvial. O acréscimo de áreas de captação é comum, devido à divergência de taxas de dissecação entre bacias adjacentes. Esse efeito promove a migração de divisores de drenagem, modificando tanto a área quanto a forma inicial das bacias envolvidas. Alterações de forma podem ocorrer em bacias influenciadas por tectônica, pois a aceleração da incisão fluvial provocada pela queda de nível de base a impulsiona para montante, favorecendo a degradação de vertentes e cabeceiras de drenagem (BULL, 2009).

Para determinar a geometria de uma bacia, foram desenvolvidos diversos índices de forma. O primeiro, intitulado *form factor*, foi proposto por Horton (1932), e resulta da razão entre a área da bacia e o quadrado do comprimento da bacia. Posteriormente, outros foram desenvolvidos como o *Circularity Ratio* (MILLER, 1953 apud ZAVOIANU, 1985), definido pela razão entre a área da bacia e a área do círculo com mesma circunferência do perímetro da bacia; e o proposto por Schumm (1953), que afirmou que quanto menor o valor expresso pela razão entre o diâmetro do círculo de mesma área que a bacia e o comprimento máximo

da bacia medido paralelamente ao rio principal, mais próxima esta bacia está da forma alongada.²⁷

A forma geométrica obtida pelo índice (que varia entre circular, semialongada e alongada) dá margem a várias interpretações. Entre elas, há a relação proporcional entre a circularidade e a maior eficiência no transporte de sedimentos. Já PHILLIPS e SCHUMM (1987) ligam o aumento da circularidade ao decréscimo da declividade no interior da unidade. Frequentemente, bacias muito alongadas caracterizam escarpamentos derivadas de tectônica ativa ou recente (RAMÍREZ-HERRERA, 1998), enquanto que bacias mais circulares tendem a ocorrência de processos de migração de divisores.

O índice de forma selecionado neste trabalho foi o cálculo de Cannon, 1976 (apud BULL, 2009, p.33), também intitulado *Elongation Ratio*, e expresso pela seguinte razão:

$$Ra = \frac{Rc}{L}, \text{ onde:}$$

Ra = valor do índice *elongation ratio* (*Razão de Alongamento*);

Rc = diâmetro do círculo de mesma área da bacia;

L = comprimento entre os dois pontos mais distantes da bacia.

Nesse sentido, quanto mais próximo de 1, mais circular é a bacia; e quanto mais próximo de 0, mais alongada é sua forma.

A justificativa para a aplicação desta metodologia é a possibilidade de examinar se as razões de alongamento das bacias as relacionam ou não a uma evolução influenciada pela tectônica (em se tratando de basculamentos, ainda que de pequenas dimensões) ou com a dinâmica de dissecação da escarpa.

²⁷ Esse índice, chamado *Elongation Ratio*, admite que valores próximos a 1,275 são de bacias com formas próximas ao círculo; valores em torno de 1,128 aproximam a geometria das bacias ao quadrado, enquanto um decréscimo até 0,20 demonstra uma bacia alongada.

O critério para seleção das bacias foi a hierarquia de drenagem. Conforme Strahler (1964), bacias tectonicamente ativas têm canais de ordem mais baixa que bacias inativas, as quais tendem a ser circulares. Assim, foram selecionadas bacias de 3ª e 4ª ordem para o exame.

Os valores da Razão de Alongamento (*Elongation Ratio*) para as bacias de 4ª ordem variam entre 0.20 e 0.46 (Tabela 7), sugerindo uma forma alongada a moderadamente alongada. As sub-bacias situadas a sul têm valores mais baixos, e classificam-se como alongadas. Já as situadas ao norte apresentam valores sensivelmente maiores, mostrando tendências à circularidade.

Tabela 7 - Razão de Alongamento das bacias de 4ª ordem			
Setor morfológico	Nome	Razão de Alongamento	Forma
Escarpas associadas às planícies aluviais	ribeirão dos Pedrosos	0,46	Alongada com tendência à circular
	ribeirão do Agostinho	0,20	Alongada
	Sem nome/falha de Itanhaém	0,38	Alongada com tendência à circular
	ribeirão das Laranjeiras/nascentes	0,46	Alongada com tendência à circular
Morros do Planalto Paulistano associados às planícies aluviais	ribeirão dos Quartins	0,26	Alongada
	ribeirão dos Soares	0,23	Alongada

Os valores mais altos ($Ra = 0,38$ a $0,46$) pertencem a sub-bacias parcialmente localizadas sobre o domínio de escarpa, enquanto aquelas com valores mais baixos estão sobre os relevos suavizados do Planalto Paulistano, onde há menores declividades. A exceção é a sub-bacia do ribeirão do Agostinho, que tem a menor área em domínio de escarpas, como visto na Tabela 7 (o que equivale a 1/4 a 1/9 da área em escarpa das outras sub-bacias).

No Planalto de Ibiúna, as rochas graníticas exercem papel importante na manutenção da escarpa. Apesar de sua resistência, é neste setor onde ocorrem as sub-bacias com maior tendência a uma forma arredondada. Enquanto isso, bacias mais alongadas ao sul se concentram em embasamento litológico com menor resistência à erosão (migmatitos e

xistos). Assim, a litologia parece pouco influente na determinação da geometria das sub-bacias.

Ao menos uma dessas bacias (ribeirão dos Soares) está encaixada em uma zona de contato litológico. Nesse sentido, a litologia assume importância, ainda que passiva.

Ao que tudo indica, as formas das bacias podem ser explicadas pelas posições topográficas no terreno. Bacias situadas em relevos mais baixos e com menores declividades têm menor possibilidade de ocorrência de movimentos de massa que levem à migração de divisores. Esses processos erosivos ocorrem, porém com menor intensidade, mantendo-as numa evolução mais lenta.

Processo diferente incide nas bacias parcialmente situadas na escarpa. As altas declividades favorecem os processos erosivos de maior intensidade, especialmente no terço superior da vertente. Ocorre migração de divisores pela absorção de áreas de captação de bacias adjacentes. A agregação de novas áreas leva à mudança progressiva de forma, a qual tende a se tornar mais arredondada.

Estas observações levam a inferir que as bacias alongadas estão mais próximas de um estágio mais recente de evolução, posto que não alcançaram o formato ovóide ideal (HORTON, 1945). Aqui, a evolução geométrica é mais vinculada à altitude que à litologia. Um embasamento litológico mais resistente é determinante para um desenvolvimento mais lento das bacias, mas não é este o caso aqui, onde as bacias de 4ª ordem se tornam progressivamente mais circulares que aquelas sobre rochas mais tenras.

6.4 Perfis longitudinais e a distribuição de *knickpoints* na bacia do ribeirão das Laranjeiras

O perfil longitudinal é a representação gráfica da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso d'água (CHRISTOFOLETTI, 1980), o que permite a observação transversal do curso fluvial, desde as cabeceiras até a foz.

Por ser um indicador de várias espécies de alterações no sistema fluvial, esta metodologia tem se mostrado eficiente na identificação de basculamentos de origem tectônica em canais fluviais (DEMOULIN, 1998; LARUE, 2008), reconhecimento de mudanças de nível de base, influência da litologia na configuração de bacias hidrográficas (FERREIRA, 2010), mudanças na descarga fluvial (PAZZAGLIA; GARDNER; MERRITZ 1998), entre outras aplicações.

O perfil longitudinal pode apresentar três tipos de formas básicas, que significam estados diferentes de progresso do canal em rumo a um estágio ideal. O perfil de equilíbrio é o mais aproximado desse estágio, se manifestando por uma forma em L e ausência de ressaltos, devido ao balanço entre as taxas de erosão e sedimentação. O perfil côncavo é representado por uma curva reentrante, significando que há um impulso da incisão fluvial para montante; o convexo possui uma proeminência na curva, como produto de uma incisão fluvial de um canal recente, por exemplo.

A presença de *knickpoints* (KPs) ou proeminências no gráfico indicam que a partir do ponto onde o canal é ou se tornou mais íngreme em relação à extensão total, há um poder maior de incisão fluvial para montante. Como resultado, pode haver uma propagação de KPs em direção às cabeceiras, pois o rio se ajusta à nova condição topográfica (BURBANK; ANDERSON, 2008).

6.4.1 Procedimentos metodológicos

Para a elaboração dos perfis longitudinais, os dados de altimetria foram extraídos do MDE previamente utilizado. Para efeitos de teste e comparação de resultados, a extração da rede de drenagem foi feita a partir de duas metodologias: pela vetorização dos canais fluviais com base nas cartas supracitadas (metodologia semiautomática) e medição dos segmentos

fluviais a cada intersecção com as curvas de nível; e pela extração automática a partir de um modelo de elevação gerado por imagem de radar (SRTM, em resolução de 90 m). Porém, a última não apresentou resultados eficientes, pois os canais extraídos não eram similares à morfologia real dos canais. Portanto, o primeiro procedimento (e mais clássico) foi selecionado como o mais adequado.

Os dados produzidos pela metodologia semiautomática foram introduzidos no programa Excel, e submetidos à normalização. Esse procedimento tem a função de enquadrar todos os perfis numa mesma escala de observação (com variação de 0 a 1) e com distorção mínima, independente do comprimento e altitudes dos rios. Assim, os dados tornam-se adimensionais, facilitando a identificação de padrões na espacialização dos canais fluviais.

Assim, foram adotadas as razões H/H_o e L/L_o para altimetria e comprimento dos rios, respectivamente. H é a altitude máxima do rio no ponto de medição, H_o é altitude máxima do rio nas cabeceiras, enquanto que L corresponde ao comprimento das cabeceiras até o ponto de medição e L_o é o comprimento máximo do rio. (LARUE, 2008; PAZZAGLIA; GARDNER, MERRITZ, 1998).

Em seguida, foi feita a análise estatística dos dados extraídos dos perfis longitudinais. Essa análise partiu do cálculo dos gradientes médios dos canais fluviais, ou seja, a relação entre a extensão total do canal e o desnível entre a cota de cabeceira e foz. É expressa pela seguinte fórmula:

$$Gm = \frac{e_2 - e_1}{d} * 100 \text{ (GOMES, 2008)}$$

Gm = gradiente médio;

e_2 = cota da cabeceira;

e_1 = cota da foz;

d = extensão total do canal fluvial.

Segundo Ferreira (2010), essa relação é útil para compreender qual é o desnível total do curso d'água, já que altos gradientes remetem à vertentes íngremes, com vales fechados e

onde o fluxo fluvial imprime elevada capacidade erosiva, configurando vales em V; ao contrário dos baixos gradientes, relacionados às vertentes mais suaves, típicas de canais dominados por meandros.

Outro cálculo de análise é o Índice de Concavidade (*IC*). Esse índice, proposto por Snow e Slingerland (1987), mensura o grau de encurvamento do perfil longitudinal. É expresso pela relação entre a área entre a curva do perfil e uma linha reta ligando os pontos terminais da ordenada e abscissa do gráfico, e a área total do triângulo formado por esta linha reta (Figura 52).

Figura 52 - Representação do cálculo do Índice de Concavidade (adaptado de Gomes, 2008).

Quanto mais próximo o índice for de 0, mais côncava é a curva do perfil. Quanto mais próximo a 1, mais convexa sua forma. Ou seja, quanto maior a convexidade, mais preservado é o relevo da bacia; e quando maior a concavidade, mais erodido.

O cálculo foi realizado a partir de duas metodologias, para efeitos de testes e comparação: pela Regra dos Trapézios e pelo ajuste polinomial. A medição de uma área abaixo da curva geralmente é feita a partir da integração dos dados. A Regra dos Trapézios é, entretanto, um meio mais simples de efetuar este cálculo, sem perder a confiabilidade. Consiste no cálculo da área do trapézio, entre um ponto da abscissa e o ponto imediatamente anterior. Os valores dessas áreas são somados e a área do triângulo é calculada. Como a soma dos trapézios se refere à área abaixo da curva, e o objetivo é saber a área entre a curva e a hipotenusa do triângulo, é feito o cálculo simples:

$$\text{área acima da curva} = \text{área total} - \text{área abaixo da curva}$$

Para comparar a confiabilidade de metodologias distintas, sobre todos os gráficos foi aplicada a Regressão Linear por ajuste polinomial, que se fundamenta na aplicação de uma linha de tendência no gráfico por regressão polinomial. A similaridade da linha com a curva do perfil depende do grau selecionado do polinômio. A equação representativa da linha de tendência foi calculada juntamente com a equação da linha de tendência linear correlativa à hipotenusa do triângulo retângulo de área 0,5, com o objetivo de fornecer a área entre a curva e a hipotenusa. O raciocínio foi organizado na seguinte equação:

$$\int_0^1 e_1 - e_2 dx$$

Onde:

e_1 = equação da linha de tendência linear referente à hipotenusa;

e_2 =equação da linha de tendência do tipo ajuste polinomial referente à curva do gráfico.

De modo geral, os dados da segunda metodologia foram satisfatórios. Entretanto, em alguns casos, a linha de tendência do ajuste polinomial não se sobrepunha de maneira exata à curva do gráfico, gerando uma equação que não correspondia à área correta. Esse fato levou à seleção da Regra dos Trapézios como metodologia mais adequada e confiável para o cálculo em questão.

Por fim, foram analisados 32 canais de 3ª ordem e 6 canais de 4ª ordem, além do rio principal - o ribeirão das Laranjeiras - de 6ª ordem (totalizando 39 canais). Os perfis analisados exibem curvas distintas e em quase todos foram detectados KPs.

6.4.2 Ribeirão das Laranjeiras

Como já exposto, a bacia do ribeirão das Laranjeiras está posicionada majoritariamente entre dois compartimentos geomorfológicos: as escarpas festonadas e o Planalto Paulistano. Os morros deste último compartimento são relevos mais suavizados pelo intemperismo, caracterizando vertentes de perfis retilíneos a convexos e vales fechados e abertos. Assim,

diferem das escarpas e mesmo dos Morros com Serras Restritas do Planalto de Ibiúna, onde predominam os vales fechados e os perfis retilíneos.

O perfil longitudinal do ribeirão das Laranjeiras é bastante côncavo, com a curva em sentido a um perfil de equilíbrio (Gráfico 7). Esse perfil indica que o rio está num estágio de incisão fluvial avançada. O IC é positivo e elevado (0.75), corroborando esta proposição (Tabela 8). Além disso, o gradiente médio é bastante baixo (0.84), indicando que o canal já esculpiu profundamente suas formas elevadas, tomando como referência sua extensão total. Porém, o rio possui rupturas de declives que se distribuem acima da interface entre médio e alto curso.

Gráfico 7 - Perfil longitudinal do ribeirão das Laranjeiras. As setas finas indicam a localização dos KPs no alto curso; enquanto a seta larga mostra o alcance do reservatório da Cachoeira do França, no rio Juquiá.

Tabela 8 - Características do ribeirão das Laranjeiras (5ª ordem)					
Extensão (km)	Altitude máxima (m)	Área da bacia (km²)	Nº de KPs	IC	Gradiente médio
48,173	1036	188,76	4	0,75	0,84

Essas rupturas se localizam entre as faixas altimétricas 760-770 m, 830-840 m, 895-900 m e 975-980 m. Esses trechos representam uma passagem rápida de nível de base, quando o córrego que surge da nascente principal passa das escarpas para os morros do Planalto Paulistano, e daí para planícies fluviais que se desenvolvem até a foz do rio. Estas rupturas

não são muito acentuadas, o que pode significar que essas feições já foram intensamente erodidas. Já o médio e o baixo curso apresentam uma curva mais lisa e suave, com ausência de *KPs*, refletindo o trecho em que o rio forma meandros na planície fluvial, acima do embasamento litológico de migmatitos e gnaisses graníticos, mais suscetíveis à erosão.

6.4.3 Similaridade dos perfis longitudinais dos canais de 4ª ordem e interpretação geomorfológica

Os canais de 4ª ordem possuem cabeceiras entre as faixas altimétricas de 800 e 1100 m, o que corresponde a uma altitude média de 926 m. São canais curtos, que não ultrapassam os 13 km. A maioria deles nasce nas Escarpas, em altitudes acima de 959 m (Tabela 9). Os canais que nascem em altitudes mais baixas se concentram no interflúvio oposto, à sudeste da bacia.

Tabela 9 - Características dos canais de 4ª ordem							
Setor morfológico	Rio	Extensão (km)	Altitude máxima (m)	Nº de <i>KPs</i>	Faixas altimétricas dos <i>KPs</i>	IC	Gradiente Médio
Escarpas / Planície fluvial	ribeirão dos Pedrosos	12,9	1019	3	940 m 860 m 760 m	0,62	2,61
	ribeirão do Agostinho	5,6	959	3	840 m 800 m 700 m	0,61	5,06
	sem nome (falha de Itanhaém)	9,4	1036	3	1000 m 940 m 860 m	0,39	3,56
	nascentes (rib. das Laranjeiras)	12,2	1036	4	980 m 900 m 860 m 760 m	0,53	2,68
Morros/ Planície fluvial	ribeirão dos Quartins	4,3	816	1	720 m	0,53	3,35
	ribeirão dos Soares	11,9	860	1	720 m	0,25	1,88

Os perfis dos canais de 4ª ordem podem ser separados em três grupos de acordo com a similaridade das curvas do gráfico:

- a) perfis fortemente côncavos;
- b) perfis fracamente côncavos;

c) perfis mistos.

No 1º grupo, os perfis possuem um expressivo encurvamento, com proximidade a um perfil de equilíbrio. Os respectivos *ICs* corroboram a aparência da curva por seus valores elevados, (entre 0.53 e 0.61). Diversas rupturas de declive são aparentes, indicando uma propagação de *knickpoints* para montante (Gráfico 8). Três canais desse grupo fluem parcialmente no domínio de escarpas (exceto o córrego dos Quartins, na margem esquerda, que nasce no interflúvio oposto à elas). Estes perfis representam um estágio de incisão fluvial mais avançada, que pode se relacionar à influência do conjunto declividade/erosão no entalhamento fluvial ou mesmo com a maior resistência das rochas do substrato.

Gráfico 8 - Curvas dos perfis longitudinais do grupo "fortemente côncavos".

O segundo grupo (Gráfico 9) é composto apenas pelo canal sem denominação que se encaixa na Falha de Itanhaém. O fato de a curva ter um baixo *IC* (0.39) indica que o entalhamento do canal é recente ou foi rejuvenescido. Isto pode se relacionar a um rearranjo de drenagem, com incisão da frente escarpada e captura de canais pertencentes ao Planalto de Ibiúna. Como os demais cursos fluviais, possui ao menos três *KPs*.

Gráfico 9 - Perfil longitudinal do canal enquadrado no grupo de curvas fracamente côncavas.

O grupo de perfis mistos se caracteriza por uma única curva convexa à jusante e que passa para côncava à montante, referente ao ribeirão dos Soares (Gráfico 10). O *IC* é relativamente baixo (0.25). O *KP* sobressalente indica uma expansão da onda erosiva para montante e seu significado tende a se ligar aos mesmo identificados na correspondente curva hipsométrica, ou seja, influência estrutural ou modificação do balanço fluvial em função da mudança de nível de base promovida pelo reservatório Cachoeira do França.

Gráfico 10 - Perfil longitudinal de canal de 4ª ordem indicando curva mista.

Nas escarpas estão concentrados os rios com maior concentração de *KPs* por canal, variando de 3 a 4 (Tabela 9). Três desses quatro rios nesse compartimento têm perfis fortemente côncavos (ribeirão dos Pedrosos, do Agostinho e canal sem nome onde está a Falha de Itanhaém). O ribeirão dos Pedrosos e o ribeirão do Agostinho são os canais com maiores *IC* (0.62 e 0.61), aproximando-se de um perfil de equilíbrio. Este fato pode estar relacionado

com a morfologia do terreno onde correm: ambos situam-se nas reentrâncias mais acentuadas daquele setor da serra de Paranapiacaba, onde há alta declividade e forte incisão erosiva. Os *KPs* se localizam no alto curso, na transição entre escarpas e o Planalto Paulistano, próxima ao contato litológico que os determina. No ribeirão do Agostinho, faz-se um adendo para a ocorrência de uma falha de direção NE-SW atravessando o canal transversalmente, e um *KP* em torno de 300 metros à montante (Figura 53).

O rio onde se aloja a nascente principal do Laranjeiras possui três *KPs* no alto curso, em altitudes de 980m, 900m, 840m e 760m. As causas ainda não parecem relacionadas à presença de contatos litológicos ou falhas e fraturas.

No canal sem nome que se encaixa na Falha de Itanhaém, há a mesma relação entre a ocorrência de rupturas de declive com a mudança de níveis de base, nas altitudes de 1000m, 940m e 860m. Não é claro se os *KPs* ocorrem exatamente na transição entre Granitos e Migmatitos/Gnaisses Graníticos, em função da escala do mapeamento geológico, porém esse contato fica bastante próximo ao canal.

Nascendo no Planalto Paulistano, no SE da bacia, o ribeirão dos Quartins possui um único *KP* à 710m. Como nos casos anteriores, este *KP* também reflete o contato entre os Granitos/Migmatitos e a mudança de nível de base, além do entroncamento com um dobramento sinclinal, do Pré-Cambriano. Seu vizinho, o ribeirão dos Soares, também possui um único *KP*, à 700 m, mas sua origem também não pôde ser associada com a ocorrência de contatos litológicos ou falhas (ainda que o canal esteja encaixado em uma delas).

KNICKPOINTS DOS CANAIS DE 4ª ORDEM

Figura 53 - Distribuição de *knickpoints* nos canais de 4ª ordem da bacia do ribeirão das Laranjeiras.

6.4.4 Perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem

Os canais de 3ª ordem possuem cabeceiras entre 700 e 1100 m, sendo a altitude média de 875 m. Também são canais curtos, sendo que o maior deles mal ultrapassa 9 km (Tabela 10). Suas áreas de captação estão bem distribuídas entre os três setores morfológicos da bacia.

Tabela 10 - Características dos canais de 3ª ordem do ribeirão das Laranjeiras								
Setor morfológico	Rio	Extensão (km)	Altitude máxima (m)	Área da bacia (km²)	Nº de KPs	Faixas altimétricas dos KPs	IC	Gradiente Médio
Transição entre Escarpas e Planície fluvial	301	5,5	939	4,03	1	860 m	0,73	4,40
	302	9,4	1021	10,96	4	1000 m 960 m 860 m 760 m	0,14	3,52
	303	5,1	1059	7,84	5	1020 m 940 m 860 m 820 m 760 m	0,48	6,40
	304	4,0	1038	3,48	3	980 m 900 m 780 m	0,11	7,65
	306	6,3	900	8,15	3	880 m 780 m 740 m	0,57	3,86
	307	2,5	937	2,04	3	840 m 800 m 740 m	0,42	8,64
	308	3,0	831	2,28	2	760 m 700 m	0,54	5,12
	309	2,7	792	2,44	2	740 m 700 m	0,70	4,45
	310	1,6	956	1,25	2	880 m 820 m	0,39	14,15
	311	5,6	1017	6,44	2	980 m 880 m	0,26	4,68
	312	2,5	1036	2,66	2	1000 m 940 m	0,32	6,92
	313	1,4	817	1,32	1	800 m	0,69	3,55
	314	3,2	1039	1,63	1	900 m	0,15	5,68
	315	4,0	1037	6,80	3	980 m 900 m 820 m	0,40	6,19
	316	3,3	795	4,19	1	760 m	0,64	3,14
	317	4,0	973	3,59	3	940 m 880 m 800 m	0,62	4,97

Transição entre Morros e Planície fluvial	318	3,1	832	3,28	1	800 m	0,53	2,32
	319	2,1	880	1,81	2	840 m 760 m	0,23	6,84
	320	3,2	840	3,04	2	780 m 740 m	0,22	4,08
	321	2,6	876	1,92	4	860 m 800 m 760 m 720 m	0,34	6,67
	323	2,5	860	2,09	2	800 m 740 m	0,50	7,45
	324	8,6	880	12,02	2	780 m 740 m	0,49	2,40
	325	5,3	857	7,48	0	-	0,70	2,29
	326	2,6	815	2,59	1	720 m	0,43	4,80
	329	1,6	778	1,48	0	-	0,27	2,56
Planícies aluviais	305	1,7	742	1,27	1	700 m	0,29	5,12
	322	1,3	718	0,77	0	-	0,29	3,70
	327	0,9	760	0,53	1	720 m	0,66	7,90
	328	4,2	764	5,59	1	720 m	0,45	2,59
	330	2,8	778	2,91	1	720 m	0,50	5,29
	331	2,4	698	2,15	1	660 m	-0,13	3,17
	332	2,7	738	3,19	1	680 m	0,72	3,20

6.4.5 Similaridades dos perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem e interpretação geomorfológica

Os perfis longitudinais de 3ª ordem são agrupados em quatro grupos: fortemente côncavos, fracamente côncavos, mistos e convexos, como podem ser observados no Gráfico 11.

O grupo dos perfis fortemente côncavos, como exposto anteriormente, corresponde aqueles com elevado grau de encurvamento. Seus *ICs* são elevados (acima de 0.53, com um valor médio de 0.65), refletindo o avançado estágio de incisão erosiva e a aproximação a um perfil de equilíbrio. Apesar disso, *KPs* são constantes, ainda que em menor quantidade (6 de 9 canais possuem apenas 1 ou nenhum *KP*, vide Tabela 10).

O segundo grupo é também o mais numeroso. Os perfis fracamente côncavos representam canais onde a ação erosiva é significativa, porém, ainda não tão intensa. Os *ICs* são intermediários, com um valor médio de 0.41. A ocorrência de *KPs* é mais frequente, apontando para canais que ainda não foram tão erodidos a ponto de destruir evidências de alterações diversas no canal.

Os perfis mistos possuem curvas acentuadas tanto a jusante como à montante do perfil, mas apesar disso, não configuram perfis convexos. Os ICs são baixos (valor médio de 0,17).

O grupo de perfis convexos contém apenas uma amostra. A curva é muito acentuada, para além da hipotenusa do triângulo retângulo que une os pontos finais do gráfico, e um respectivo IC negativo (-0.13). Este grupo representa os canais de incisão fluvial recente, o que se explica em função desse afluente desaguar próximo ao reservatório Cachoeira do França, possível indutor da propagação de KPs para montante.

Gráfico 11 - Perfis longitudinais dos canais de 3ª ordem, agrupados conforme a similaridade de curvas.

Assim como nos perfis dos canais de 4ª ordem, os *KPs* dos canais de 3ª ordem se localizam em setores morfológicos preferenciais. A maior concentração está nas escarpas, demonstrando uma relação forte com a elevada declividade e o contato litológico.

A análise estatística da distribuição de *KPs* nas bacias de 4ª ordem ilustra uma relativa uniformidade, posto que há uma concentração similar entre as faixas altimétricas de 700 e 900 m (Gráficos 12A). São menos frequentes acima dos 1000 m, com apenas uma ocorrência registrada e inexistem nos canais de 4ª ordem que transitam na faixa de 600 metros. Essa distribuição está ligada principalmente à transição entre os setores morfológicos de Escarpas e Planalto Paulistano, que corresponde aproximadamente ao contato litológico entre granitos e migmatitos/gnaisses graníticos

Gráficos 12 - Distribuição dos *knickpoints* de acordo com as faixas altimétricas: A) para os canais de 4ª ordem; B) para os canais de 3ª ordem.

Entretanto, os *KPs* das bacias de 3ª ordem possuem uma distribuição menos equilibrada, com maior número de ocorrências na faixa de 700 m, e decréscimo progressivo até a faixa de 1000 m (Gráficos 12B). Ao contrário dos canais de 4ª ordem, nos canais de 3ª ordem a ocorrência de *KPs* na transição de níveis de base é mais expressiva (Figura 54), claramente pelo maior número amostral.

KNICKPOINTS DOS CANAIS DE 3ª ORDEM

Figura 54 - Distribuição de *knickpoints* nos canais de 3ª ordem da bacia do ribeirão das Laranjeiras.

6.4.6 Distribuição e análise dos *knickpoints*: litologia e tectônica

A distribuição dos *KPs* pode ser explicada também por fatores ligados à litologia e tectônica, para além do contraste altimétrico. Em termos litológicos, na bacia do ribeirão das Laranjeiras predomina o substrato de rochas de médio grau metamórfico, notadamente de migmatitos e gnaisses graníticos (Figura 55). Em menor quantidade, estão os micaxistos, sustentando parcialmente os divisores do sudeste da bacia. E por último, mas exercendo um papel fundamental na localização dos *KPs*, se concentram os Granitos, sustentando a face norte da bacia.

Essas rochas metamórficas são mais suscetíveis à erosão em função de sua composição composta por paleossoma formado por gnaisses, micaxistos e quartzo-xistos (HASUI, 1975), os quais devido ao bandeamento e xistosidade, facilitam a penetração de água e a erosão segundo estas descontinuidades. Os granitos são mais resistentes à ação erosiva, em função da presença do quartzo, um de seus minerais essenciais.

A configuração dessas litologias no embasamento é um fator importante, já que muitos *KPs* estão situados sobre ou próximos de faixas de contato. Infere-se que a erosão diferencial dessas rochas causaria um ligeiro rebaixamento superficial na rocha mais suscetível à erosão, que se resumiria em um desnível altimétrico expresso por uma ruptura de declive no canal de drenagem que cruza estas faixas de contato. Em campo, esse processo foi detectado pelo reconhecimento de quedas d'água e corredeiras em pontos próximos a estas estruturas.

Assim, é possível notar uma elevada concentração de *KPs* junto aos contatos litológicos do Batólito de Ibiúna e outros maciços graníticos menores com os migmatitos, bem como entre os micaxistos e os mesmos migmatitos.

Adaptado de: CPRM (1974); IPT (1981b); EMPLASA (1984) e CPRM (2005).
Organizado por: Katiúcia de Sousa Silva

Figura 55 - Relação dos *knickpoints* com a litologia e a tectônica.

Como um fator secundário, há um pequeno número de *KPs* situados eixo de falhas e geológicas que condiciona, em parte, o traçado dos cursos fluviais. Um dos principais exemplos são os *KPs* encaixados na Falha de Itanhaém (Fotografia 13A e B). Além desses *KPs*, existem aqueles vinculados à eventos de rearranjos de drenagem, discutidos na seção seguinte.

Fotografia 13 - Sequência de cachoeiras localizada no eixo da Falha de Itanhaém, que marcam os dois *knickpoints* dos canais que nela se encaixam: A) parte da sequência de quedas d'água na Serra de Paranapiacaba, à 970 m de altitude, seguindo para SE; B) corredeiras, com fluxo para NW, próximo ao contato entre migmatitos e micaxistos à 720 m. Estrada do Oyá, Juquitiba. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

7 Reorganização da rede de drenagem

Esta seção pretende apontar os cursos fluviais que apresentam anomalias de drenagem e, sobretudo, que sugerem ter participado de um evento de reorganização fluvial. Serão discutidos os processos prováveis de evolução desses canais e propostas para antigos sentidos da paleodrenagem.

7.1 Anomalias de drenagem e rearranjo fluvial

Os canais da bacia do ribeirão das Laranjeiras possuem algumas anomalias de drenagem, expressas principalmente por inflexões bruscas. Sua origem retrata o ajustamento ao embasamento litológico e estrutural e os possíveis redirecionamentos de canais fluviais, capturados ou decapitados por outros canais. Entre as anomalias reunidas por Howard (1967), estas são as que possuem maior representatividade na bacia (Figura 56).

Restritamente, aparecem também alguns segmentos de drenagem retilíneos, que foram previamente apresentados como lineamentos de drenagem (seção 4.3.1). Neste caso, a Zona de Cisalhamento de Caucaia exerce um importante condicionamento nas bacias dos rios Sorocabuçu e Laranjeiras. A organização do seu feixe de estruturas em direção NE-SW é percebida em diversos cursos d'água, causando retilinearidade em canais inteiros. Por exemplo, um afluente da margem esquerda do ribeirão dos Pedrosos, no Planalto Paulistano, flui direcionado à NE-SW na mesma estrutura onde se encaixa o ribeirão da Barra, este um afluente do ribeirão Sorocabuçu, no Planalto de Ibiúna. O mesmo condicionamento atinge o ribeirão do Rafael Grande, no mesmo planalto.

Mas, sobretudo, este feixe de falhas antigas controla o baixo curso do ribeirão das Laranjeiras, quando o rio abandona o sentido E-W e inflete para SW. É justamente após esta curva brusca que o rio passa a apresentar meandros mais desenvolvidos, menores e com intervalos mais curtos quando comparados aos meandros à montante. Este poderia ser um indicativo da antiguidade das falhas, que permitiu um entalhamento mais efetivo do rio. Eventualmente, o canal consegue se desviar desse condicionamento tectônico, configurando outras inflexões bruscas que o desviam para NW-SE - provavelmente se adaptando a algum

REARRANJOS E ANOMALIAS DE DRENAGEM

Figura 56 - Mapa de anomalias de drenagem e possíveis rearranjos da rede hidrográfica.

sistema de juntas ou falhas- mas logo retorna ao sentido anterior, tal o controle que a influente zona de cisalhamento do Ciclo Brasileiro exerce sobre ele.

Os rearranjos de drenagem estão propagados na bacia e se concentram principalmente na escarpa, onde o interflúvio marca um forte contraste topográfico entre os níveis de base. Entretanto, esses eventos parecem ter ocorrido também, mas em menor quantidade e em canais de 1ª ordem, no interflúvio oposto (SE da bacia, no Planalto Paulistano), onde a diferença altimétrica é menos acentuada (Figura 56). Também no Planalto de Ibiúna, muito próximo ao divisor, mas não tendo uma ligação direta com ele (mas sim com as estruturas da Zona de Cisalhamento de Caucaia), estão situados canais com indícios de reorganização.

As decapitações, apesar de em tese não preservarem as antigas linhas de drenagem, agem estruturas lineares que favoreceram a incisão para montante (falhas e fraturas). Vales secos derivados das decapitações podem ser deduzidos, mas com incertezas. Logo, as capturas fluviais foram delas diferenciadas por critérios mais consistentes, ou seja, pela evidência de *barbed drainage* (junções fluviais acima de 90°), curvas bruscas e, quando existentes, rupturas de declive (*knickpoints*).

Neste ínterim, não necessariamente todas as curvas bruscas representam cotovelos fluviais, mas adaptações da rede hidrográficas às estruturas de fraturação de rocha.

7.2 Decapitações na zona de escarpamento

Na bacia do ribeirão das Laranjeiras, a ocorrência de decapitações de canais parece estar restrita à faixa de escarpas, onde os segmentos decapitados são curtos e de baixa hierarquia. Como ilustrado por Bishop (1995), as decapitações aqui incidentes demonstram pouca preservação das antigas linhas de drenagem, sendo difícil reconhecer eventuais afluentes pretéritos, cotovelos de captura ou *knickpoints*.

Os rios da margem direita do ribeirão das Laranjeiras agem continuamente no processo de retração erosiva da escarpa, esculpindo os anfiteatros e subtraindo áreas de captação das

bacias acima do Planalto de Ibiúna. A diferença de nível de base é, neste caso, um dos fatores de maior peso para o desenvolvimento desses eventos.

Entretanto, os rios envolvidos possuem uma particularidade: o condicionamento de seus leitos a um conjunto de falhas e/ou fraturas em direção NE/SW, sendo estas zonas de fraqueza um elemento-chave para o avanço erosivo e fluvial.

Nesse cenário foram decapitados alguns canais de 3ª ordem da bacia do rio Sorocabuçu no Planalto de Ibiúna, onde as vertentes íngremes dos anfiteatros da escarpa favorecem a migração de cabeceiras. É notável como os afluentes da margem esquerda do rio Sorocabuçu possuem vales fluviais largos, configurando vales de fundo plano e planícies aluviais ainda no alto curso, muito próximo ao divisor principal. Estes vales contrastam com os vales fechados que drenam para o Planalto Paulistano, mas não deixam de sugerir uma "continuidade", em termos de orientação do leito, o que sugere uma eventual decapitação no passado.

Em alguns casos, uma curva brusca pode ser notada nesses vales fechados, reforçando a ideia de um rearranjo de drenagem. De modo geral, essas curvas estão associadas com uma falha ou fratura, ou seja, o segmento decapitado é retilíneo e sua junção com o rio decapitador se dá em ângulo fechado por sair do controle da feição litológica ou estrutural. Estas zonas são um fator importante na evolução da decapitação, por serem zonas de fraqueza que facilitam o entalhamento fluvial e por marcarem uma relativa preservação das linhas de drenagem. Por fim, as decapitações estão relacionadas a falhas ou fraturas em direção NE-SW e NW-SE, compatíveis com orientações estruturais e litológicas predominantes na área.

O clima incidente na região, caracterizado pela alta pluviosidade, pode acelerar a retração da escarpa e a nova configuração da rede de drenagem. As chuvas orográficas são constantes no Planalto Paulistano, como mostram os dados de chuva para apresentados no capítulo 4.4.

O efeito das chuvas recai sobre o escoamento superficial, mas também sobre a infiltração da água no subsolo, facilitando os processos de movimentos de massa e, mesmo, de rearranjo de drenagem. Conforme a proposta de PEDERSON (2001), a reorganização da

drenagem é bastante dependente do fluxo subterrâneo da água, que satura os interstícios do solo e favorece a ocorrência de movimentos de massa. Logo, a migração de divisores termina por acontecer e, conseqüentemente, o avanço das cabeceiras para setores mais à montante.

7.3 Captura fluvial do rio Sorocabuçu pelo ribeirão das Laranjeiras

O evento de reorganização de drenagem mais evidente na área de estudo é o que ocorreu entre os rios Sorocabuçu e Laranjeiras, os quais drenam na direção NW, em sentidos opostos (o primeiro para o rio Sorocaba e o segundo, para o rio Juquiá). O episódio, classificado como captura fluvial, aconteceu seguindo o alinhamento da Falha de Itanhaém (NW-SE), transversal ao escarpamento.

A evolução da captura parece ter sido estimulada pelo duo falha geológica e retração do divisor, proporcionada pela ação erosiva das cabeceiras posicionadas entre declividades médias e altas. A Falha de Itanhaém configura aqui uma zona de fraqueza geológica acentuada, por meio de uma depressão retilínea onde se encaixaram segmentos dos dois rios. O ribeirão das Laranjeiras, em um nível de base cerca de 200 metros mais baixo neste segmento da escarpa, teve sua erosão remontante ampliada. É provável que um antigo braço desse canal (possivelmente curto e de baixa hierarquia, em razão do ambiente de anfiteatros) ocasionou o rompimento do divisor, sustentado pelos granitos. Assim houve a extensão desse afluente até o rio Sorocabuçu, subtraindo parte de seu alto curso e invertendo parte do seu fluxo (Figura 57).

A evidência mais aparente para tal rearranjo é a configuração de um padrão do tipo *barbed drainage*, ou seja, de um grupo de rios que formam junções fluviais maiores que 90°, por terem sido capturados. Ao menos dois afluentes do ribeirão das Laranjeiras se configuram assim, e suas direções concordam com a rede hidrográfica do alto Sorocabuçu, mas não com a do Laranjeiras. Desse modo, a captura se desenvolveu em ao menos dois momentos, desviando progressivamente estes afluentes conforme avançava a degradação da frente escarpada (Figura 58).

Figura 57 - Modelo tridimensional da configuração atual do rio Sorocabuçu e do ribeirão das Laranjeiras.

Outra evidência que corrobora este episódio é a presença de um *knickpoint* no cotovelo do canal onde a segunda captura teria ocorrido (perfil longitudinal na Figura 59), marcando a mudança entre níveis de base desse afluente. Acerca da primeira captura, esse *knickpoint* se localiza à montante, bastante acima do cotovelo de captura; além disso, parte de um canal de 3ª ordem já foi dominada pela planície fluvial do ribeirão das Laranjeiras (Figura 59). Provavelmente, isto se deve porque esta captura, por ser a primeira, é também a mais antiga e foi influenciada por falhas em sentido NE-SW, o que promove uma propagação mais rápida de *knickpoints* para montante, na busca do canal por um estado de equilíbrio.

Momento 1: Pré-captura

Momento 2: Captura do 1º afluente

Momento 3: Captura do 2º afluente

Figura 58 - Modelo esquemático da evolução da captura do rio Sorocabuçu pelo Laranjeiras, em três momentos. Nota-se a direção dos antigos afluentes do Sorocabuçu e a atual junção fluvial obtusa, com fluxo direcionado para o rio Laranjeiras. A presença de *knickpoints* próximos às prováveis capturas é uma das evidências. Outros rearranjos de drenagem à montante dos afluentes capturados (especialmente decapitações) são sugeridos como influência indireta desse processo.

ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO - CAPTURA DO RIO SOROCABUÇU

Figura 59 - Evidências de uma captura fluvial entre os rios Sorocabaçu e Laranjeiras. O Esboço Morfológico ilustra que os afluentes do ribeirão das Laranjeiras truncam a Serra de Paranapiacaba, formando uma garganta seguida por um trecho de vale largo no alto curso do rio Sorocabaçu (conforme demonstram os perfis topográficos laterais). O perfil topográfico B mostra parte da Serra de Caucaia, atravessada pelo rio Sorocabaçu. O perfil longitudinal do canal 311 em patamar escalonado, possui um *knickpoint* acentuado, próximo à faixa altimétrica onde se supõe ter ocorrido a captura.

Apoiando-se no modelo proposto (Figura 58), acredita-se que o limite anterior da escarpa se localizava a cerca de 3 km de sua posição atual. Como foram ao menos duas as capturas ocorridas, o primeiro vale seco não pôde ser encontrado, certamente porque a captura fluvial está alinhada a um traço de falha, fazendo com que o vale seco fosse sobreposto pelo fluxo do canal capturante. No entanto, um segundo vale seco pode estar situado no alto curso do rio Sorocabuçu. Neste ponto, o rio Sorocabuçu possui um amplo vale escavado, incompatível com a sua descarga e área de inundação atual, configurando um *misfit valley* (SMALL, 1977) ou vale desajustado, e trunca em seguida a Serra de Caucaia. Este vale é uma relíquia do momento em que o Sorocabuçu recebia o fluxo de mais canais à montante que atualmente, justificando esta amplitude e a secção da pequena escarpa (Fotografia 14).

Fotografia 14 - Cabeceiras e trajetória aproximada do alto curso do rio Sorocabuçu, no Planalto de Ibiúna. A cerca de 1000 m de altitude, encaixado na Falha de Itanhaém, o rio configura uma planície ampla, ainda no alto curso. Esta morfologia de canal é típica de um vale desajustado. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2012.

7.4 Outras capturas no entorno da bacia do ribeirão das Laranjeiras

Nessa seção, serão tratados brevemente sobre alguns possíveis rearranjos de drenagem em áreas limítrofes à bacia estudada e que refletem os processos atuantes nos eventos supramencionados. O primeiro está relacionado com a retração da escarpa, enquanto a segundo ao encaixe da rede hidrográfica à rede estrutural.

7.4.1 Captura do alto curso do rio Cotia

Por fim, mais um rearranjo de drenagem na borda da escarpa que merece atenção é a possível captura do alto curso do rio Cotia. As evidências morfológicas apontam para a extensão de um canal tributário do rio São Lourenço (no Planalto Paulistano), que no segmento inicial apresenta um aparente *boat-hook bend* (ou seja, uma curva abrupta, assemelhada a um anzol, vide nota da página 75); em contrapartida, dois braços do rio Cotia são muito curtos no trecho próximo a aquele canal tributário (Figura 60B).

No Esboço Geomorfológico, o tributário do rio São Lourenço dispõe-se sobre um nível intermediário de erosão (entre 890 e 920 metros) na escarpa (Figura 60A), assim como os outros canais que promoveram captura ou decapitação. Isto reforça que o rio capturante escavou a frente da escarpa por erosão remontante desde o nível de base mais baixo, até atingir o alto curso do rio Cotia.

O canal em questão apresenta uma sequência de *knickpoints* na frente escarpada, que unidos formam a Cascata de Itatuba. Essa queda d'água segmenta-se em patamares, que constituem níveis de base locais, onde se reconhecem matacões e afloramentos graníticos fraturados, oriundos do embasamento litológico (Fotografia 15).

Fotografia 15 - A Cascata do Itatuba é separada em patamares altimétricos, à medida que as águas descem a escarpa em sentido ao rio São Lourenço. A) um das quedas d'água que compõem o canal; B) matacão granítico com veio de quartzo. Localização: Estrada do Sítio das Águas, Juquitiba. Autoria: Katiúcia de Sousa Silva, 2013.

CAPTURE DO ALTO CURSO DO RIO COTIA

Organizado por: Katiúcia de Sousa Silva

Figura 60 - Evidências de captura do alto curso do rio Cotia. A) No Esboço Morfológico, o rio capturante está localizado num nível intermediário de erosão; B) Na rede de drenagem, nota-se um padrão farpado (*boat-hook bend*) e os sentidos antigos da rede de drenagem, onde foram identificadas duas prováveis capturas; C) O perfil longitudinal ilustra-se a captura do canal com a morfologia de *boat-hook bend* e o *knickpoint* derivado da captura.

O perfil longitudinal de um dos segmentos capturados do rio Cotia ilustra um *knickpoint* acentuado na faixa altimétrica de 875 a 900 metros. O Índice de Concavidade do perfil (valor de 0.6) corrobora o rejuvenescimento dessa pequena bacia. A faixa altimétrica que abrange o *KP* do perfil corresponde aproximadamente à altitude onde se pressupõe ter ocorrido a captura fluvial relatada. Esse evento, movido pela migração do divisor, teria absorvido dois braços do rio Cotia, abandonando dois vales secos à montante da captura. Outra evidência disso são os canais que drenam para o rio capturante, que tem ângulos agudos contrários ao fluxo do curso principal, mas concordantes com o sentido de fluxo dos córregos capturados, representando novamente uma *barbed drainage*.

7.4.2 Captura do ribeirão Rafael Grande

O ribeirão Rafael Grande, um dos tributários do alto curso do rio Sorocabaçu, sugere ter participado também de um evento de rearranjo de drenagem, em conjunto com o ribeirão do Paiol Grande. Ambos são controlados por uma falha da Zona de Cisalhamento de Caucaia em toda a sua extensão, que os condiciona a fluir no sentido SW-NE, nos mesmos sentidos (Figura 61).

A falha tem componente normal, responsável pelo relevo mais abrupto na margem esquerda de ambos os canais, caracterizado pela Serra de São Francisco. Esta serra contrasta com os patamares escalonados da margem direita, denotando a assimetria da bacia. Transversalmente, essa falha intersecta com uma outra hipotética, em direção NNW-SSE. O que separa o traçado linear dos dois canais é um colo baixo. O ribeirão do Paiol Grande flui até alcançar este colo, e em seguida, inflete para norte, onde atravessa à escarpa de falha e encaixa-se na falha orientada à NNW-SSE.

Não fica claro aqui se o ribeirão do Paiol Grande originalmente ultrapassava o colo e ocupava o atual leito do ribeirão Rafael Grande, como indica o colo baixo. A intersecção das duas falhas pode ter facilitado o entalhe da pequena escarpa que bordeja o canal e, por outro lado, facilitado a erosão das cabeceiras de um braço do rio Murundu (onde deságua o ribeirão do Paiol Grande), que seria o rio capturante. Logo, o evento se caracterizaria como uma captura fluvial.

CAPTURA DO RIBEIRÃO RAFAEL GRANDE

Figura 61 - Esboço geomorfológico ilustrando as bacias dos ribeirões Rafael Grande e Paiol Grande.

7.5 Inversão do ribeirão das Laranjeiras: uma abordagem hipotética

Por fim, observando a morfologia da rede do ribeirão das Laranjeiras, acredita-se que possa ter sucedido uma reorganização da drenagem bem mais ampla que as até aqui reconhecidas. A hipótese é que o ribeirão das Laranjeiras teria, originalmente, seu fluxo voltado para o rio São Lourenço, com seu tronco principal encaixado à Falha de Itanhaém. Seria então um ribeirão bem menor, mas com bacia de forma mais regular, tendendo a um padrão dendrítico. O atual baixo curso do ribeirão das Laranjeiras pertenceria a outra bacia com as mesmas características, mas com a foz no rio Juquiá (como é atualmente).

O fator que teria alterado essa possível configuração seria a expansão dessa outra bacia para a hipotética paleobacia do ribeirão das Laranjeiras. Assim, um braço da bacia que drenava para o rio Juquiá, em nível de base ligeiramente mais baixo que a bacia do ribeirão das Laranjeiras, capturou a última. O que desencadeou esse processo pode ter sido intenso

aproveitamento pela rede de drenagem de zonas de fraqueza expressas pelas falhas, fraturas, contatos litológicos, sinclinais e outros elementos estruturais vulneráveis ao encaixe ao ajuste e incisão fluvial; ou ainda, um afundamento tectônico (subsidência?) na área central e terminal da bacia, que favoreceu o presumido paleocanal que drenava diretamente para o rio Juquiá em detrimento do que drenaria para o rio São Lourenço.

As duas principais evidências para esta suposição são:

- a) a forma e direção de alguns canais que deságuam no segmento localizado na Falha de Itanhaém, indicando uma variação de *barbed drainage* que aponta para um fluxo pretérito orientado para SE e não para W;
- b) um colo baixo entre o segmento do ribeirão das Laranjeiras e o rio oposto (sem denominação na carta topográfica), pertencente à bacia do rio São Lourenço. Ambos estão encaixados à Falha de Itanhaém.

A segunda evidência é complementada pelo fato das planícies aluviais dos dois ribeirões envolvidos serem interligadas, apesar dos mesmos pertencerem a bacias distintas. Neste caso, existe a possibilidade desse colo configurar um vale seco, testemunho de um antigo paleovale que seccionou o divisor entre as duas bacias.

Neste caso, o ribeirão das Laranjeiras pode ter sido alvo de uma captura antes de ser, ele mesmo, um rio capturante. As evidências morfológicas apontam para um antigo vale onde há o colo baixo, entalhado por um canal. Para comprovar essa hipótese, são necessários estudos aprofundados de sedimentologia no colo baixo onde se supõe ter havido um canal no passado, mas que hoje é o divisor entre a bacia do ribeirão das Laranjeiras e o rio São Lourenço; além de estudos mais detalhados que detectem elementos tectônicos.

PROPOSTA HIPOTÉTICA PARA A EVOLUÇÃO DA DRENAGEM DO RIBEIRÃO DAS LARANJEIRAS

Figura 62 - Configuração hipotética pretérita da bacia do ribeirão das Laranjeiras.

8 Considerações finais

O objetivo deste capítulo conclusivo é unir as proposições derivadas dos resultados a fim de discutir os fatores mais influentes na evolução na bacia do ribeirão das Laranjeiras.

Os resultados obtidos com a investigação da bacia em questão e seu entorno fornece indícios de que a dinâmica erosiva tem sido acentuada. Primeiramente, a distribuição da rede estrutural da região - herdada dos sistemas de juntas das rochas que nela se distribuem, e das falhas geradas no Paleozóico e em períodos mais recentes - é generalizada, fazendo com que os canais fluviais utilizem essas fissuras como caminhos preferenciais e, assim, induzam o intemperismo e, principalmente, a erosão fluvial. Essas fissuras configuram zonas de fraqueza superficial, que se ampliam com a erosão física e mesmo química empreendida pela água.

Uma parcela desses canais, caracterizados como vales de fratura, são segmentos curtos e orientados à NW/SE e ENE-WSW, e se estabelecem sobre sistemas de juntas e falhas do Ciclo Brasileiro. Entretanto, estruturas recentes foram reconhecidas, como a Falha de Itanhaém, que pela sua configuração em depressão linear, encaixa canais e intensifica a erosão fluvial.

As precipitações associadas ao clima tropical são, também, um fator fundamental na escultura do relevo local. Por ter índices elevados durante todo o ano, as chuvas são um elemento adicional à dissecação, já que contribuem com a erosão do embasamento litológico e abastecem os aquíferos em subsuperfície. Como efeito, registra-se um modelado mais suave dos cimos no Planalto Paulistano (sujeito à maiores índices de pluviosidade), a ocorrência de colúvios e a uma provável intensificação do recuo da escarpa.

Em se tratando dessa escarpa que compõe a Serra de Paranapiacaba, os dados obtidos neste trabalho não garantem seguramente a sua natureza tectônica. Entretanto, a disposição entre o bloco que forma o Planalto de Ibiúna e o bloco de micaxistos que caracteriza o divisor oposto na bacia sugerem um terceiro bloco baixo central. O que pôde ser averiguado com mais eficácia, por meio do Índice de Sinuosidade da Frente Montanhosa, é que um

agente erosional têm atuado na frente da escarpa, fortalecendo sua regressão. Porém, uma origem tectônica não pode ser descartada, à medida que sua extensão é longa e apenas uma das bacias que constituem sua frente foi estudada. Alguns autores apoiam a hipótese de essa serra ser originada de um soerguimento tectônico, o que configuraria um gráben em seu sopé. Sugere-se aqui que, caso esta hipótese seja procedente, a erosão diferencial entre as rochas graníticas intrusivas e as metamórficas encaixantes teria favorecido ainda mais a compensação isostática entre a área soerguida e a área erodida, devido à exumação do primeiro conjunto litológico.

Em termos de tectônica mais recente, é possível inferir que as serras localizadas no Planalto de Ibiúna (especialmente as serras de São Sebastião e Caucaia) são produtos das reativações de antigas falhas transcorrentes durante o Cenozóico. Em virtude disso, essas pequenas escarpas, dispostas alternadamente, terminam por condicionar a rede de drenagem em bacias tipicamente assimétricas. Já a Falha de Itanhaém, discordante em todos os sentidos com as falhas principais da área, parece concordar estrutural e direcionalmente com outras falhas detectadas por Riccomini ao longo do RCSB.

O que se sabe seguramente é que a bacia do ribeirão das Laranjeiras e suas sub-bacias são resultado da ação erosiva, como se pôde notar com os dados morfométricos alcançados. As curvas hipsométricas das sub-bacias de 4ª ordem corroboram a dissecação da frente escarpada, revelando estágios moderados a avançados de denudação. Da mesma forma, as geometrias das sub-bacias identificam que, aquelas localizadas na face da escarpa tendem a uma circularidade maior que aquelas situadas próximas ao interflúvio oposto da bacia do Laranjeiras. Estas últimas, mais suscetíveis à rede estrutural da superfície (posto que condicionadas por contatos litológicos e falhas), são mais alongadas e suas curvas as inclinam para um estágio menos avançado de dissecação. Aquelas que tendem à circularidade são dotadas de uma evolução mais antiga, que lhes garantiu tempo para expandir seus limites e áreas de captação, por meio da migração de divisores.

O registro de *knickpoints* indicou como os contatos litológicos são relevantes para configurar não apenas pequenas irregularidades no perfil longitudinal, mas corredeiras e quedas d'água que atuam como níveis de base locais e, sobretudo, como marcos dos pontos de impulsão

da erosão remontante em rumo às cabeceiras. Além disso, esses *knickpoints* refletem alterações topográficas na rede de drenagem, como a transição entre os Planaltos de Ibiúna e Paulistano (dois diferentes níveis de base), ao longo do extenso degrau que caracteriza a Serra de Paranapiacaba.

Essa transição é marcada pelo contato litológico entre os granitos e granodioritos da Fácies Cantareira, mais resistentes à erosão e que, por isso, sustentam a frente escarpada; e os migmatitos e gnaisses graníticos do Grupo Açungui, menos resistentes e que abrangem uma parcela significativa dos relevos rebaixados do Planalto Paulistano.

Nesse contexto, os *knickpoints* se somam aos níveis intermediários de erosão que se distribuem no rebordo da Serra de Paranapiacaba. Esses níveis, dispostos em patamares escalonados, são mais uma evidência dos diferentes fatores que controlam a retração da escarpa, ligados que estão às capturas fluviais e decapitações.

Como exposto ao longo do trabalho, essas capturas se caracterizam pela migração de divisores empreendida principalmente na face da escarpa, ocasionando subtração de áreas de captação e dos canais à montante. Desta forma, muitos canais são desviados de maneira a não mais contribuir com as bacias do Planalto de Ibiúna, mas com aquelas situadas no Planalto Paulistano, ou seja, que drenam para o ribeirão das Laranjeiras. Esses eventos de reorganização de drenagem extrapolam a bacia em questão, e se distribuem ao longo da faixa escarpada e mesmo acima dessa transição interplanáltica, sugerindo a não dependência de grandes desníveis topográficos para sua ocorrência.

Não apenas a erosão remontante e diferencial são os agentes motores desse processo, mas as zonas de fraqueza que atuam como controladoras dos canais fluviais. Ao orientar os canais em direções específicas, condizentes com a rede de falhas e fraturas, essas zonas de fraqueza impelem o entalhamento fluvial mais acelerado para montante, causando a quebra dos interflúvios e a absorção de segmentos de canais pertencentes a outras bacias.

O recuo erosivo daquela faixa da Serra de Paranapiacaba parece similar ao proposto por Salgado et al. (2012) para um escarpamento em Minas Gerais. Segundo os autores, a escarpa

em questão evolui por dois processos autoalimentados: retração lateral e rebaixamento vertical das vertentes. No primeiro caso, a regressão da escarpa causa o seu avanço em direção ao planalto mais elevado, configurando uma rede de drenagem mais incisiva. Isto motiva a ocorrência de capturas fluviais naquele planalto, impelindo o rompimento de divisores por rebaixamento vertical. A evolução da escarpa então seria dividida em dois *fronts*.

Na escarpa aqui estudada, a retração lateral é movida pela erosão remontante e maximizada pelas falhas e fraturas (o que não ocorre na escarpa supracitada), que registra o avanço lateral na captura fluvial do rio Sorocabuçu. Por isso também que a geometria da bacia do ribeirão das Laranjeiras não tende a um formato ovóide, mas sim bastante irregular no limite setentrional. A escarpa termina por não manter uma linearidade morfológica como a da escarpa mencionada. Já o rebaixamento vertical é manifesto pelos mecanismos de rearranjo de drenagem, intensamente mais atuantes na escarpa e em seu limite superior, já com o Planalto de Ibiúna.

Essas proposições confirmam a hipótese de que as geometrias do ribeirão estudado e de sua bacia não dependem somente da erosão por cabeceiras associada à resistência do batólito granítico que dificulta o desgaste da frente escarpada, conforme IPT (1981a) e ALMEIDA (1953). Ou seja, o ribeirão das Laranjeiras é condicionado especialmente por falhas da Zona de Cisalhamento de Caucaia e pela Falha de Itanhaém (mais recente), portanto seus tributários são orientados por estas estruturas pré-existentes, desmontando a face da escarpa à medida que nelas se encaixam.

Assim, assume-se que todos os processos envolvidos não são aleatórios ou autônomos, mas sim componentes de uma cadeia de agentes que atuam conjuntamente na esculturação, entalhamento e renovação dos relevos que constituem a bacia do ribeirão das Laranjeiras e o segmento de escarpas onde se aloja a Serra de Paranapiacaba.

Referências bibliográficas

Publicações

AB'SABER, A.N. O problema das conexões antigas e da separação de drenagem do Paraíba e do Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, 26, p.38-49, 1957.

ALMEIDA, F.F.M. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v.15, p.3-17, 1953.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, n. 241, p.1-36, 1967.

ALMEIDA, F.F.M. The System of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** (Supl.), Rio de Janeiro, v.48, p.15-26, 1976.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. The Upper precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v.7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.28, n.2, p.135-150, 1998.

ARRUDA, E.M. **Contribuição da dinâmica morfoestrutural e morfoescultural na estruturação da bacia do ribeirão Entupido, Complexo Cristalino do Passa-Quatro-SP**. 2008. 146f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas (Campus Rio Claro-SP), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.

ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: **Projeto Remac: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. V.4. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1978.

BAECHER, B.G., KEENEY, R.L. Statistical examination of reservoir induced seismicity. **Bulletin of the Seismological Society of America**, Albany, v.72, p.553-569, 1982.

BERROCAL, J.; ASSUMPTÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. **Sismicidade do Brasil**. São Paulo: Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo, 1984.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v.19, n.4, p. 449-473, 1995.

BULL, W.B. **Tectonically active landscapes**. Wiley, 2009.

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Science, 2008.

CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. 2002. 105f. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

CARDONA, O.C. **Bacia do rio Sorocá-Mirim: compartimentação morfopedológica e ocorrência de turfas**. 2012 Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo 2012.

CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F.D. Estrutura da bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. **Anais...**Ouro Preto: SBG, v.4, 1976, p.247-256.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Projeto SUDELPA. **Relatório Final Geologia**. Volume I. São Paulo, 1975.

DAVIS, W.M. The Seine, the Meuse and the Moselle. In: JOHNSON, D.W (ed.). **Geographical Essays by William Morris Davis**, Dover Publications, INC, 1954, p. 587-616.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**, Amsterdam, v.24, p.189-208, 1998.

Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), Instituto Geológico (IG), Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), Serviço Geológico do Brasil (CPRM). **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo : escala 1:1.000.000. Nota explicativa** / [coordenação geral: Gerôncio Rocha]. São Paulo, 2005.

DUFFIELD, W.A. **Volcanoes of northern Arizona: sleeping giants of the Grand Canyon Region**. 1998.

FERREIRA, C.A.S. **Knickpoints na bacia hidrográfica do rio Douro: distribuição, análise e implicações na evolução da rede de drenagem fluvial**. 2010. Dissertação (Mestrado em Sistemas de Informação Geográfica e Ordenamento do Território) - Faculdade de Letras, Universidade do Porto, Porto, 2010.

FERREIRA, F.F.J.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B.; PAULIPETRO. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981. **Atas...**Curitiba: SBG, v.1, 1981, p.226-240.

FERREIRA, F.F.J. 1982. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. 1982. 169f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

FOSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

FRANCO, E.M.S.; MOREIRA, M.M.M.A. Anomalias de drenagem mapeadas na folha SA.19 - Içá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, v.4, 1976, p.251-257.

FRANKEL, K.L.; PAZZAGLIA, F.J. Tectonic geomorphology, drainage basin metrics, and active mountain fronts. **Geogr. Fis. Dinam. Quat**, v.28, 2005, p.7-21.

GOMES, A.A.T. **Evolução geomorfológica da plataforma litoral entre Espinho e Águeda**. 2008. 339f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Letras, Universidade do Porto, Porto, 2008.

GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 1999, 259f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of Geomorphology**. Routledge, 2004.

GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.

GUPTA, H.K. A review of recent triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Loyna, India. **Earth-Science Reviews**, v.58, p.279-310, 2002.

HANCOCK, P.L.; ENGELDER, T. Neotectonic joints. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, v. 101, p. 1197-1208, 1989.

HASUI, Y. **Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul**. 1973. 190f. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.

HASUI, Y. Geologia da Folha de São Roque. **Boletim do Instituto de Geociências-USP**, São Paulo, v.6, p.157-183, 1975.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana no Sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, São Paulo, v.29, n.2, p.141-169, 2010.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. Considerações sobre a estratigrafia do pré-cambriano na região de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências-USP**, São Paulo, v.7, p. 107-112, 1976.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste dos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, p.2594-2608, 1978.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.5, n.4, p.257-266, 1978.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Bacia Sedimentar de São Paulo. In: **Mesa Redonda: Aspectos geológicos e geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo**. Publicação Especial. ABGE - SBG/NSP. São Paulo, p.5-13. 1980.

HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. **Anais...**Curitiba: SBG, p. 159-168, 1967.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to Quantitative Geomorphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, Colorado, v.56, p.275-370, 1945.

HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.51, n.11, p. 2246-2259, 1967.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Volume I**. Escala 1:500.000. São Paulo, 1981a.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa geológico do Estado de São Paulo. Nota Explicativa**. Escala 1:1.000.000. São Paulo, 1981b.

JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba - SP. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 16, n. 1-2, 1995. Disponível em <http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100929X1995000100003&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em 15 fev. 2013.

KEAREY, P. Global Tectonics. Singapore: Wiley-Blackwell, 2009.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape**. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

LARUE, J.P. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 93, p. 343-367, 2008.

LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. Rio de Janeiro: Edgard Bucher, 1976.

LOPEZ-VERGÁRA, M.L. **Manual de fotogeología**. Madrid: Servicio de Publicaciones de la Junta de Energia Nuclear, 1978.

LUZ, R.A.; UMMUS, M.E. Relevo, hidrografia e solos da Reserva Florestal do Morro Grande (Sistema Alto Cotia) e evolução geomorfológica do Planalto de Ibiúna. **Revista DAE**, São Paulo, v.181, 2009, p.12-22.

MACHADO JUNIOR, D.L. **Condicionantes estruturais e contexto tectônico do "Alinhamento de Guapiara"**. 2000. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2000.

MACIEL, D.L.P. **Aplicação de parâmetros morfométricos de elementos de drenagem para a caracterização da soleira de Arujá e a análise de processos tectônicos**. 2009. 100f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) - Centro de Pós-Graduação e Pesquisa, Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 2009.

MAROUKIAN, H.; GAKI-PAPANASTASSIOU, K.; KARYMBALIS, E.; VOVALIDIS, K.; PAVLOPOULOS, K. PAPANASTASSIOU, D.; ALBANAKIS, K. Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece. **Geomorphology**, Amsterdam, v.102, p.81-92, 2008.

MILANI, E.D. Estilos estruturais. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990.

MIOTO, J.A. Tentativa de zoneamento sísmico do Sudeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, Núcleo Minas Gerais, n.11, p.33-45, 1990.

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**, Amsterdam, v.43, p.257-271, 2002.

OHMORI, H. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. **Geomorphology**, Amsterdam, v.8, p.263-277, 1993.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society American Bulletin**, Colorado, v.87, p.1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, D. **A captura do alto rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo da Serra do Mar, Boracéia – SP**. 2003. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

OLIVEIRA, D. A evolução do relevo na Reserva Florestal do Morro Grande – Cotia/SP. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 12, v.1, 2007, Natal. **Anais...** Natal: Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2007.

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J.P. Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **GEIOUSP - Espaço e tempo**, São Paulo, v.22, p.73-88, 2007.

OLLIER, C. D. **Tectonics and landforms**. London: Longman, 1981.

PAVLOPOULOS, K.; EVELPIDOU, N.; VASSILOPOULOS, A. Mapping geomorphological environments. Berlin: Springer, 2009.

PAZZAGLIA, F.J.; GARDNER, T.O.W.; MERRITTS, D.J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. **Geophysical Monograph**, v. 107, p. 207-235, 1998.

PEACOCK, D.C.P.; KNIPE, R.J.; SANDERSON, D.J. Glossary of normal faults. **Journal of Structural Geology**, v.22, p.291-305, 2000.

PEDERSON, D.T. Stream piracy revisited: a groundwater-sapping solution. **GSA Today**, Boulder, v.11, n.9, p. 4-10, 2001.

PÉREZ-PEÑA, J.V.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v.35, p.1214-1223, 2009.

PHILLIPS, L. F.; SCHUMM, S. A. Effect of regional slope on drainage networks. **Geology**, v.15, p. 813-816, 1987.

POPPER, K.R. **A lógica da pesquisa científica**. São Paulo: Editora Cultrix, 1975.

RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. **Earth Surface Process and Landforms**, v.23, p.317-323, 1998.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures**. London: Academic Press, 1987.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M.; SUGUIO, K.; MIHÁLY, P.; MATURANA, E.C. Nova unidade estratigráfica cenozóica na bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. **Boletim do Instituto de Geociências-USP**, São Paulo, Publicação Especial, n.9, p.141-150, 1991.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M. Geologia da Bacia Sedimentar. In: NEGRO JR, A. FERREIRA, A.A.; ALONSO, P.A. (eds). **Solos da cidade de São Paulo**. ABMS/ABEF, São Paulo, 1992, p.37-94.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.C.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (org.) **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais, 2004, p.385-405.

SADOWSKI, G.R. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. **Boletim do Instituto de Geociências - USP**, Série Científica, v.22, São Paulo, p.15-28, 1991.

SALGADO, A.A.R.; SOBRINHO, L.C.G.; CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B.R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do rio Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.213-222, 2012.

SARTORI, J.E. **Análise de vortacidade e microestruturas da Zona de Cisalhamento Caucaia (SP)**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

SCHOBENHAUS, C.; NEVES, B.B.B. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003, p. 5-54.

SETZER, J. **Atlas climático e ecológico do Estado de São Paulo**. Comissão Interestadual da bacia Paraná-Uruguaí: São Paulo, 1966.

SILVA, J.C.C. Evolução tectônica e geomorfológica e o tecido mineral de um setor do Planalto Atlântico entre a depressão periférica da bacia do Paraná e o litoral sul de São Paulo. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14, Chapada dos Guimarães. **Resumo...**Chapada dos Guimarães, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Centro-Oeste, 2013.

SILVA, K.S. **Evidências de uma captura fluvial e anomalias de drenagem na bacia hidrográfica do rio Cotia, na Reserva Florestal do Morro Grande, em Cotia – SP**. 2009. 60f. Trabalho de Graduação Individual (Graduação em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SILVA, K.S.; OLIVEIRA, D. Mapeamento de anomalias de drenagem: indícios de controle litológico e estrutural na bacia do rio Cotia, em Cotia - SP. **Quaternary and Environmental Sciences**, v.1, n.2, p.76-83, 2009.

SILVA, K.S.; OLIVEIRA, D.; GOMES, A.A.T. Falha de Itanhaém: evidências geomorfológicas na paisagem do Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6, Coimbra, 2013. **Atas...**Coimbra, Departamento de Geografia, 2013. Disponível em: <http://www.uc.pt/fluc/depgeo/vicng/pdf/eBook>. Acesso em 03 05 2013.

SILVA, T.M.; MONTEIRO, H.S.; CRUZ, M.A.; MOURA, J.R.S. Anomalias de drenagem na evolução do médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 29, n.2, p.210-224, 2006.

SILVA, T.M.; SANTOS, B.P. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.4, n.1, p.5-19, 2010.

SMALL, R.J. **The study of landforms**. Cambridge: University Press, 1977.

SNOW, R.S.; SLINGERLAND, R.L. Mathematical modelling of graded river profiles. **Journal of Geology**, v. 95, p.15 - 33, 1987.

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

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, n.11, p.1117-1142, 1952.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions**, American Geophysical Union, v.38, n.6, 1957.

SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms**. Malaysia: Pearson Prentice Hall, 1991.

TAKIYA, H. **Estudo da sedimentação neogênico-quaternária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e sua implicação na geologia urbana**. 1997. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

TURCQ, B.; MELO, M.S. O Quaternário na área da Grande São Paulo. In: WORKSHOP GEOLOGIA DA BACIA DE SÃO PAULO, v.1, 1989, São Paulo. **Coletâneas dos trabalhos...** São Paulo: IGUSP/SBG, , p.64-70, 1989

WALKER, F.; ALLEN, M.B. Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: The Kub Banan Fault, Iran. **Tectophysics**, v.530-531, p.251-263, 2012.

WALLACE, R.E. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North Central Nevada. **Journal of Research of the U.S. Geological Survey**, v.6, n.5, p.637-650, 1978.

ZALÁN, P.V. **Evolução tectônica de bacias sedimentares**. Apostila de curso ministrado no 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.269-300, 2005.

ZAPROWSKI, B.J.; EVENSON, E.B.; PAZZAGLIA, F.J.; EPSTEIN, J.B. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: a different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. **Geology**, v.29, n.6, p.557-550, 2001.

ZĂVOIANU, I. **Morphometry of drainage basins**. Bucureste: Editura Academiei, 1985.

Endereços eletrônicos

Boletim Sísmico Brasileiro - Catálogo do IAG. **Sismos até 2000**. Disponível em: <http://moho.iag.usp.br/sismologia/boletim/boletim2000.txt> Acesso em 17 jan. 2012, 22:02:22.

Boletim Sísmico Brasileiro - Catálogo do IAG. **Sismos a partir de 2001**. Disponível em: <http://moho.iag.usp.br/sismologia/boletim/boletim2001p.txt>. Acesso em 17 jan. 2012, 22:37:20.

Centro de Pesquisas Tecnológicas e Climáticas Aplicadas à Agricultura. (Embrapa). **Sumário Séries Históricas**. Disponível em <http://www.agritempo.gov.br/agroclima/shdescriptor?uf=SP>. Acesso em 12 jun.2013, 17:53.

Glossário Geológico Ilustrado. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/glossario/>. Acesso em: 27 nov. 2012, 14:12.

Material cartográfico

ADVANCED SPACEBORN THERMAL EMISSION AND REFLEXION RADIOMETER (ASTER). Imagem de satélite. Versão V1. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 25 09 2012.

AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS (ANA). **Rede hidrográfica codificada**. Escala: 1.000.000. Formato *shapefile*. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/solicitacaoBaseDados.asp>. Acesso em: 12 mar. 2013.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Projeto SUDELPA. Mapa geológico Folha SF.23-Y-C-V-4 - Juquitiba. 1974. Escala: 1:50.000.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Projeto SUDELPA. Mapa geológico Folha SF.23-Y-C-VI-3 - Embu Guaçu. 1974. Escala: 1:50.000.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. Escala: 1:750.000. São Paulo, 2005. Formato *shapefile*. Disponível em: http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadVetoriais?p_webm ap=N&p_usuario=1. Acesso em: 27 mar. 2011.

EMPRESA METROPOLITANA DE PLANEJAMENTO DA GRANDE SÃO PAULO S/A (EMPLASA). **Carta geológica da Região Metropolitana de São Paulo**. São Paulo, 1980. Escala 1:50.000. Folha Juquitiba SF-23-Y-C-V-4.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Carta topográfica Juquitiba**. São Paulo, 1984. Folha MI-2792-4. Escala 1:50.000. Formato *TIFF*

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Carta topográfica Embu-Guaçu**. São Paulo, 1984. Folha MI-2793-3. Formato *TIFF*. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Carta topográfica Osasco**. São Paulo, 1984. Folha MI-2792-2. Formato *TIFF*. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Carta topográfica São Roque**. São Paulo, 1984. Folha MI-2793-1. Formato *TIFF* . Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Malha municipal digital 2007**. 2007. Escala: 2.500.000. Formato *shapefile*. Disponível em: ftp://geoftp.ibge.gov.br/malhas_digitais/municipio_2007/. Acesso em: 27 jan. 2012.

SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM). Imagem de satélite. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 25 09 2012.

MAPA 1 - ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO

Legenda:

- Bacia do Laranjeiras
- Rede hidrográfica

Morfologia

- Topo de vertente
- Base de vertente
- Reservatório

Níveis de aplanamento (em m)

- 1.010 - 1205
- 980 - 1.010
- 950 - 980
- 920 - 950
- 890 - 920
- 860 - 890
- 830 - 860
- 800 - 830
- 770 - 800
- 740 - 770
- 710 - 740
- 640 - 710
- Planícies aluviais
- Não interpretado

Feições geomorfológicas

- Falha
- Falha hipotética
- Escarpa de falha
- Escarpa (falha?)
- Ruptura de declive
- Corredeira

Organizado por: Katiúcia de Sousa Silva

47°10'0"W

47°5'0"W

47°0'0"W

MAPA 2

LOCALIZAÇÃO DAS FOTOGRAFIAS DE CAMPO

(conforme referência na
Lista de Fotografias)

Legenda:

- Pontos fotografados
- Caminhos percorridos
- Delimitação da bacia

Fonte: Google Earth
(Digital Globe, 2008)

23°50'0"S

23°50'0"S

23°55'0"S

23°55'0"S

47°10'0"W

47°5'0"W

47°0'0"W

© 2013 MapLink
Image © 2013 DigitalGlobe

Rod. Régis Bittencourt