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

NATÁLIA NUNES PATUCCI

**INDICADORES PALEOAMBIENTAIS PARA AVALIAÇÃO DOS
PROCESSOS DE CAPTURAS FLUVIAIS EM MEIO TROPICAL
ÚMIDO**

VERSÃO CORRIGIDA

SÃO PAULO
NOVEMBRO, 2019

NATÁLIA NUNES PATUCCI

**INDICADORES PALEOAMBIENTAIS PARA AVALIAÇÃO DE CAPTURAS
FLUVIAIS EM MEIO TROPICAL ÚMIDO**

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

Área de concentração: Estudos interdisciplinares em Geomorfologia e Pedologia.

Orientadora: Profa. Dra. Déborah de Oliveira

VERSÃO CORRIGIDA

SÃO PAULO

NOVEMBRO, 2019

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

P294i Patucci, Natalia Nunes
INDICADORES PALEOAMBIENTAIS PARA AVALIAÇÃO DE
CAPTURAS FLUVIAIS EM MEIO TROPICAL ÚMIDO / Natalia
Nunes Patucci ; orientador Déborah de Oliveira. -
São Paulo, 2019.
214 f.

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

1. Capturas fluviais. 2. Vales secos. 3.
Indicadores Paleoambientais. 4. Luminescência
Opticamente Estimulada (LOE). 5. Espectrometria de
Massa por Aceleradores (AMS). I. de Oliveira,
Déborah , orient. II. Título.

ENTREGA DO EXEMPLAR CORRIGIDO DA DISSERTAÇÃO/TESE

Termo de Ciência e Concordância do (a) orientador (a)

Nome do (a) aluno (a): Natália Nunes Patucci

Data da defesa: 27/09/2019

Nome do Prof. (a) orientador (a): Déborah de Oliveira

Nos termos da legislação vigente, declaro **ESTAR CIENTE** do conteúdo deste **EXEMPLAR CORRIGIDO** elaborado em atenção às sugestões dos membros da comissão Julgadora na sessão de defesa do trabalho, manifestando-me **plenamente favorável** ao seu encaminhamento e publicação no **Portal Digital de Teses da USP**.

São Paulo, 22/11/2019

(Assinatura do (a) orientador (a))

PATUCCI, NATÁLIA NUNES. **Indicadores paleoambientais para avaliação de capturas fluviais em meio tropical úmido.** Tese (doutorado) apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de doutora em **Geografia Física**.

Aprovada em: 27 de setembro de 2019

Banca Examinadora

Profa. Dra. Déborah de Oliveira (Presidente)

Prof. Dr. Antônio Carlos Colângelo (FFLCH-USP)

Prof. Dr. Carlos Roberto Espíndola (UNICAMP)

Prof. Dr. João Osvaldo R. Nunes (UNESP-PRESIDENTE PRUDENTE)

Dedico esse trabalho a Deus, minha família e aos verdadeiros amigos por toda ajuda e incentivo que tive para que fosse possível a concretização desse ciclo.

AGRADECIMENTOS

A **Deus**, que com sua infinita misericórdia, bondade e sabedoria, me auxiliou, indicou e abriu caminhos, deu forças físicas e mentais e me fortificou para que cada etapa desse trabalho, que se iniciou em 2010, fosse conquistada. Meu melhor amigo, guia e maior apoio em todos os momentos, sobretudo nos mais difíceis;

À minha **família**, por todo amor, compreensão, amizade, auxílio, força e orações;

Aos **amigos verdadeiros** que acreditaram, apoiaram, ajudaram, me assistiram nas contrariedades e louros, que fizeram-me rir e que tornaram meus dias mais leves e felizes;

À Profa. Dra. **Déborah de Oliveira**, por toda ajuda a mim prestada, pelos ensinamentos e amizade, pela orientação nos últimos 10 anos, apoio na correção do texto e liberdade de criação que ao longo do tempo promoveram o encaminhamento e finalização deste projeto;

Ao Prof. Dr. **Luiz Carlos Ruiz Pessenda e equipe do laboratório CENA/USP**, pelo apoio à pesquisa, treinamento em técnicas de palinologia, suporte na identificação e fotografia dos palinomorfos e contribuições metodológicas;

Ao Prof. Dr. **Paulo Eduardo de Oliveira e equipe do laboratório de micropaleontologia Setembrino Petri no IGC/USP**, pelo apoio a pesquisa, suporte na identificação, fotografia dos palinomorfos e contribuições nos resultados;

Aos professores Dr. **Carlos Roberto Espíndola**, Dr. **João Oswaldo R. Nunes** e ao Dr. **Antônio Carlos Colângelo**, pelos ensinamentos prestados, conselhos e incentivo, pela correção do texto, pelas valiosas sugestões e contribuições práticas, teóricas e metodológicas dadas desde o início da pesquisa até a defesa da tese. Os mesmos culminaram no desenvolvimento, aprimoramento, correção e na finalização deste projeto;

Ao **Laboratório de solos da ESALQ/USP**, pela análise dos solos;

À empresa **Datação Comércio e Prestação de Serviço**, pela datação dos sedimentos;

À empresa **Beta Analytic**, pela datação de material orgânico;

A todos os **funcionários** da Secretaria de Pós-Graduação e graduação da Geografia/USP, que, sempre muito zelosos, me ajudaram a sanar dúvidas e resolver questões administrativas;

Ao **MZUSP, Estação Biológica de Boracéia (EBB) e à SABESP** pela liberação de entrada na área para realização dos trabalhos de campo e hospedagem no alojamento;

À **Jamille e Marina**, pela parceria em questões cartográficas e palinológicas;

À **FAPESP**, pelo apoio financeiro (nº 2016/06654-0 e nº 2018/05390-5), sem os quais essa pesquisa e a publicação dos resultados desta teria sido inviável;

A **todos** que direta ou indiretamente acreditaram e/ou contribuíram de forma construtiva, verdadeira e gregária com o início, desenvolvimento e finalização desse ciclo, **MEUS SINCEROS E VERDADEIROS AGRADECIMENTOS!**

*“Ever tried. Ever failed. No matter. Try again.
Fail again. Fail better.”*

(Samuel Beckett)

RESUMO

A pesquisa teve como objetivo avaliar a captura do rio Guaratuba, situada no reverso da Serra do Mar em meio tropical úmido. Aspectos morfométricos e os materiais sedimentares e orgânicos de recobrimento superficial do vale seco foram utilizados como indicadores paleoambientais explicativos da captura. Foram coletadas amostras no divisor de bacias entre o alto Guaratuba e o rio Claro, para avaliação integrada de dados macromorfológicos, granulométricos, morfoscópicos, mineralógicos, geocronológicos e palinológicos. As amostras de material arenoso foram submetidas à datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), enquanto as de material orgânico foram submetidas à datação absoluta de ^{14}C via Espectrometria de Massa por Aceleradores (AMS). Os materiais de recobrimento foram classificados na análise macromorfológica como Gleissolos, Espodossolos e Cambissolos os quais continham cascalheiras de até 75 cm de espessura. O Espodossolo apresenta-se como um paleossolo e o horizonte ortstein como um indicador litoestratigráfico. Na análise granulométrica ocorreu a predominância da fração arenosa em todos os horizontes descritos, assim como de quartzo e mica na análise mineralógica. Na análise morfoscópica da fração areia observou-se amplo arredondamento dos cascalhos e dos grãos de quartzo em todos os horizontes, o que assinala que esses sedimentos sofreram no passado erosão mecânica por fluxo de corrente ou deposição de torrente indicando paleoclima e condições hídricas diferentes das atuais. As características morfométricas das bacias atestam rejuvenescimento da bacia do Guaratuba em resposta à captura. As datações indicam períodos úmidos específicos do Holoceno, Pleistoceno e Ultimo Máximo Glacial vinculados em maior parte às condições de precipitação na região Sudeste. Os materiais de recobrimento do vale seco assim como a hidrodinâmica dos canais fluviais, estão sendo trabalhados pelos ciclos de umidade no sistema há pelo menos 36.500 anos A.P. É possível vincular a mudança do nível de base entre os rios e a consequente captura do Guaratuba ao Ultimo Máximo Glacial, a cerca de aproximadamente 25.000 anos A.P. A assembleia de táxons formada por *Podocarpus sp*, *Ilex sp*, *Symplocus sp*, *Weinmannia sp*, *Myrsine sp*, *Alchornea sp*, *Mytenyus sp*, *Hedyosmum sp*, famílias Myrtaceae, Poaceae e Asteraceae respondem como indicadores de paleoflorestas úmidas e/ou alagadas e paleoclimas frios e úmidos. Os táxons encontrados em sua maior parte adaptados a ambientes florestais frios e úmidos e constantemente ou sazonalmente alagados, indicam uma antiga região pantanosa no vale seco atual. Em cenário com elevação de precipitação seria retomado o aumento da erosão no reverso da escarpa, o que promoveria a retração dos divisores e da escarpa e novas capturas. As capturas são essenciais para a evolução da Serra do Mar e da planície litorânea no Sudeste Brasileiro, tendo como força propulsora a condição climática regional úmida. As respostas sugerem que no Quaternário as fases mais úmidas foram marcadas pelo aumento de taxas de erosão, esvaziamento de fundos de vales pelo aumento de incisão fluvial e rebaixamento do nível de base. A utilização da abordagem sistêmica para o estudo de capturas, tendo como base técnicas interdisciplinares, torna-se essencial ao elucidar em seus resultados a resposta positiva dos indicadores paleoambientais em âmbito regional e local.

Palavras Chave: Capturas fluviais, Vales secos, Indicadores Paleoambientais, Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Espectrometria de Massa por Aceleradores (AMS)

ABSTRACT

The research aimed to evaluate the capture of the Guaratuba River, located on the reverse side of the Serra do Mar in tropical humid environment. Morphometric aspects, the sedimentary and organic materials of the dry valley superficial cover were used as paleoenvironmental indicators to explain the capture. Samples were collected in the basin division between the upper Guaratuba and river Claro, for the integrated evaluation of macromorphological, granulometric, morphological, mineralogical, geochronological and palynological data. Samples of sandy material were subjected to absolute dating by the method of Optically Stimulated Luminescence (OSL), while those of organic material were submitted to absolute dating of ^{14}C via Mass Spectrometry by Accelerators (MSA). The superficial cover materials were classified in macromorphological analysis as Gleisols, Spodosols and Cambisols which contained gravels up to 75 cm layer thick. The Spodosol represents a paleosol and the ortstein horizon as a lithostratigraphic indicator. In the granulometric analysis the predominance of the sandy fraction occurred in all the horizons described, as well as quartz and mica in the mineralogical analysis. In the morphoscopic analysis of the sand fraction there was a wide rounding of the gravels and quartz grains in all the horizons, indicating that these sediments suffered in the past mechanical erosion by current flow or torrent deposition indicating paleoclimate and water conditions different from the current. The morphometric characteristics of the basins attest to rejuvenation of the Guaratuba basin in response to capture. The dates indicate specific periods of the Holocene, Pleistocene and Late Glacial Maximum, mostly linked to precipitation conditions in the Southeast region. The surface cover materials of the dry valley as well as the hydrodynamics of the river channels are being worked by the humidity cycles in the system for at least 36,500 years. It is possible to link the change of the base level between the rivers and the consequent capture of the Guaratuba to the Last Glacial Maximum, to approximately 25,000 years A.P. The taxon assembly formed by *Podocarpus sp*, *Ilex sp*, *Symplocos sp*, *Weinmannia sp*, *Myrsine sp*, *Alchornea sp*, *Mytenyus sp*, *Hedyosmum sp*, Myrtaceae, Poaceae and Asteraceae families respond as indicators of wet and / or flooded paleoforests and cold and humid paleoclimates. The taxon found, mostly adapted to cold and humid and constantly or seasonally flooded forest environments indicate an ancient marshy region in the present dry valley. In a scenario with elevation of precipitation, would be resume the increase erosion in areas near the back of the escarpment would be resumed, which would promote the retraction of the dividers, escarpment and new captures. The captures are essential for the evolution of the Serra do Mar and the coastal plain in the Southeast of Brazil, with a moist regional climatic condition as the driving force. The responses suggest that in the Quaternary the wetter phases were marked by the increase of erosion rates, emptying of bottoms of valleys by the increase of fluvial incision and lowering of the base level. The use of the systemic approach for the study of captures, based on multidisciplinary techniques, becomes essential to elucidate in its results the positive response of paleoenvironmental indicators at regional and local level.

Keywords: Stream Piracy, Dry Valleys, Paleoenvironmental Indicators, Optically Stimulated Luminescence (LOE) and Mass Spectrometry by Accelerators (AMS)

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo	16
Figura 02 – Fluxograma metodológico de procedimento da pesquisa	22
Figura 03 – Foto aérea da região do interflúvio da bacia do Alto Guaratuba e do Claro (Folha nº 7 9368, 1962).....	25
Figura 04 – Mapa dos pontos de coleta de materiais superficiais do vale seco.....	27
Figura 05 – Grau de arredondamento das partículas, conforme Krumbein (1941)	39
Figura 06 – Coleta de LOE via tubo de PVC	41
Figura 07– Amostra de coleta do material orgânico para datação de ^{14}C	44
Figura 08 – Coleta dos testemunhos para análise palinológica, sendo A coleta de 2cm ³ de amostra, B armazenamento, C refrigeração, D material orgânico tratado, E lâmina e F análise taxonômica em microscópio óptico	45
Figura 09 – Procedimento palinológico para sedimentos quaternários segundo Faegri e Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999).	46
Figura 10 – Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Thornbury (1957)	50
Figura 11 – Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Small (1977).....	52
Figura 12 – Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Christofolletti (1981).....	55
Figura 13 – Captura por erosão regressiva de cabeceiras.....	56
Figura 14 – Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Bishop (1995).....	59
Figura 15 – Exemplos de rearranjos de drenagem e indicadores provenientes de capturas de drenagem, segundo Bishop (1995)	59
Figura 16 – Componentes erosionais e deposicionais de um terraço fluvial.....	90
Figura 17 – Exemplos de terraços deposicionais.....	92
Figura 18 – Cotovelo de captura.....	99
Figura 19 – Localização do quadrante de estudo	100
Figura 20 – Cascalheira no vale seco	100
Figura 21 – Mapa de pluviosidade	104
Figura 22 – Mosaico da floresta pluvial tropical de planalto: bromélia no solo e em troncos, mata de porte arbóreo baixo, médio e alto.....	107
Figura 23 – Vegetação campestre: arbustos, gramíneas e vegetação rasteira	107
Figura 24 – Floresta tropical de encosta: porte arbóreo alto a médio.....	108
Figura 25 – Mapa de hierarquia da drenagem	110

Figura 26 – Padrões de drenagem.....	112
Figura 27 – Mapa geológico.....	115
Figura 28 – Mapa hipsométrico.....	120
Figura 29 – Mapa clinográfico	121
Figura 30 – Perfil Topográfico da bacia do rio Claro.....	124
Figura 31 – Perfil Topográfico da bacia do rio Guaratuba	125
Figura 32 – Levantamento pedotopográfico do vale seco do Guaratuba	137
Figura 33 – Pontos analisados no depósito de cascalhos	152
Figura 34 – Conexão fluvial estimada entre as bacias do Claro e Guaratuba, em situação de pré-captura.....	156
Figura 35 – Geocronologia absoluta por LOE das coberturas superficiais em distintos níveis de terraços ao longo do vale seco	157
Figura 36 – Prancha 01	170
Figura 37 – Prancha 02.....	174
Figura 38 – Prancha 03.....	179
Figura 39 – Prancha 04.....	184
Figura 40 – Drenagens próximas à borda da escarpa, possível ocorrência de futuras capturas (1)	191
Figura 41 – Drenagens próximas à borda da escarpa, possível ocorrência de futuras capturas (2)	192

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Dados das estações climatológicas	102
Tabela 02 – Atributos areais das bacias do rio Claro e do rio Guaratuba	128
Tabela 03 – Atributos lineares das bacias do rio Claro e do rio Guaratuba	129
Tabela 04 – Resultados de datação por LOE, em termos de dose anual, paleodose média e idade obtida	158
Tabela 05 – Taxas de sedimentação inferidas a partir das idades médias das amostras.....	159
Tabela 06 – Resultados de datação por AMS, em termos de idade obtida e TRM no Espodossolo.....	164

LISTA DE QUADROS

Quadro 01 – Classes de solo, localização e características macromorfológicas do material de recobrimento das coberturas superficiais do vale seco localizado no interflúvio entre as bacias do Claro e Guaratuba.....	142
Quadro 02 – Granulometria, morfoescopia, mineralogia e parâmetros químicos do material de recobrimento das coberturas superficiais do vale seco localizado no interflúvio entre as bacias do Claro e Guaratuba.....	146
Quadro 03 – Morfoescopia e mineralogia do material cascalhento de recobrimento das coberturas superficiais do vale seco localizado no interflúvio entre as bacias do Claro e Guaratuba.....	153
Quadro 04 – Caracterização palinológica do material testemunho	168

ÍNDICE

1 – INTRODUÇÃO	14
2 – OBJETIVO GERAL	17
2.1 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3 – HIPÓTESES	18
4 – MATERIAIS, MÉTODOS E PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	19
4.1 – Materiais	19
4.2 – Método de abordagem	20
4.3 – Procedimentos metodológicos	21
4.4 – Procedimentos técnico-operacionais utilizados na avaliação dos vales secos	23
4.4.1 – Procedimentos gerais	23
4.4.2 – Fotointerpretação geomorfológica	24
4.4.3 – Elaboração do material cartográfico	28
4.4.4 – Análise morfométrica	30
4.4.5 – Hierarquização das redes de drenagem	33
4.4.6 – Análise macromorfológica	35
4.4.7 – Análise granulométrica	35
4.4.8 – Análise química	36
4.4.9 – Análise morfoscópica das areias	37
4.4.10 – Análise mineralógica	38
4.4.11 – Análise geocronológica	38
4.4.12 – Análise palinológica	44
5 – AS CAPTURAS FLUVIAIS: UM PANORAMA GLOBAL	47
5.1 – Prenúncios sobre as capturas fluviais	47
5.2 – Sistemas classificatórios	49
5.3 – Indicadores do processo de capturas fluviais	60
5.4 – Mecanismos influenciadores do processo de capturas fluviais	66
5.5 – A morfogênese da escarpa da Serra do Mar e as capturas fluviais no Sudeste Brasileiro	74
5.6 – Outros exemplos de capturas fluviais no Brasil	86
5.7 – A escassez de estudos sobre capturas fluviais	87
5.8 – Terraços fluviais: formação e evolução	89
5.9 – Materiais de recobrimento superficiais	95

6 – LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS ASPECTOS NATURAIS DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	98
6.1 – Localização.....	98
6.1.2 – Vale seco do Guaratuba.....	98
6.2 – Clima	101
6.3 – Vegetação	105
6.4 – Rede de drenagem	108
6.5 – Geologia	113
6.6 – Solos	116
6.7 – Morfologia do relevo.....	117
6.8 – Gênese e evolução do Planalto Paulistano.	126
7 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	128
7.1 – Indicadores morfométricos.....	128
7.2 – Indicadores sedimentológicos	136
7.3 – Indicadores geocronológicos	157
7.4 – Indicadores palinológicos	166
7.5 – Fatores para a ocorrência da captura fluvial do Guaratuba	189
8 – CONCLUSÕES.....	192
REFERÊNCIAS	195

1 INTRODUÇÃO

Esta tese surgiu da continuidade dos estudos sobre o levantamento de características físicas da bacia do Guaratuba desenvolvido por Rossi (1999) e da pesquisa sobre os rearranjos de drenagens, especialmente a captura fluvial do alto Guaratuba, ocorrida no reverso da Serra do mar no Sudeste do Brasil, detectada por Oliveira (2003). A presente pesquisa foi iniciada em 2009 e culminou em 2011, em meu projeto de iniciação científica (IC) e no Trabalho de Graduação Individual (TGI) intitulados “Análise de Parâmetros Morfométricos e Morfológicos da bacia do Guaratuba - Serra do Mar - Bertioga - SP”.

Nos século XIX e no início do XX as capturas fluviais, tipo mais comum de reordenamento de drenagem descritos, eram comumente explanadas como fases de desenvolvimento da evolução das bacias de drenagem relacionadas à ação da erosão regressiva ocasionadas por diferenças de nível de base ou gradientes hipsométricos. Eram também classificadas pela possibilidade de ocorrência.

Um dos trabalhos mais conhecidos sobre o tema, o precursor acerca da explicação, conceituação, mapeamento e identificação de capturas, assim como o emprego de terminologias para feições morfológicas decorrentes do processo de rearranjos de drenagem, foi desenvolvido por Davis (1895, 1896) em estudos nos rios Sena, Mosa e Mosela. Esses rios tiveram seus cursos d'água naturais alterados em detrimento de novas drenagens devido à migração dos divisores de bacias.

O estudo de capturas fluviais é fundamentado na morfodinâmica das bacias de drenagens e das escarpas, esculturação e configuração de modelados continentais, evolução do relevo regional e, sobretudo, por conservarem nas paisagens evidências paleoambientais do processo. As capturas fluviais são consideradas por Pederson (2001) um processo pedológico/geomorfológico significativo que produz alterações nas classes de solos, nos padrões de sedimentação, na morfologia e mineralogia dos sedimentos, assim como no escoamento e infiltração fluviais. Tais alterações justificam a importância de se estudarem as composições sedimentológicas e os materiais formadores de feições morfológicas fluviais, como os vales secos e terraços, a fim de se inventariar os paleoindicadores do processo.

As capturas, em conjunto com seus indicadores, podem ser discutidas por fatores relacionados ao embasamento litoestrutural, pulsos tectônicos e mudanças climáticas (PATUCCI et al., 2018). Não ocorre com frequência na bibliografia do tema menções às pesquisas sobre a cronologia e o estudo dos sedimentos que compõem feições morfológicas

provenientes desse tipo de rearranjo de drenagem. Tal fato ocorre, segundo Mikesell et al. (2010), devido a menor dificuldade na interpretação das características de forma em comparação às incertezas no processo de datação e estudos palinológicos ou sedimentológicos.

Observou-se em estudos anteriores (ROSSI, 1999; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; OLIVEIRA, 2011; NEVES, 2012) uma região deprimida e pantanosa relativamente extensa no divisor de bacias entre as drenagens do rio Claro e do rio Guaratuba, área analisada nesse projeto (**Figura 01**). Nessa região foram mapeadas cascalheiras, Espodossolos e Oganossolos e um padrão diferencial de vegetação, especificamente à NW do cotovelo de captura. Pressupõem-se terraços fluviais abandonados e os materiais testemunhos do antigo leito do Guaratuba, que se dirigia para o rio Claro anteriormente à sua captura.

Segundo Oliveira (2003), Oliveira (2010), Santos (2017) e Patucci et al. (2018) pesquisas, estudos e dados sobre indicadores paleoambientais de rearranjos fluviais em meio tropical úmido ainda são incipientes. As dinâmicas relacionadas às capturas continuam pouco conhecidas, sobretudo estudos sistêmicos partindo dos divisores de bacias mapeando, levantando e explicando os indicadores paleoambientais do processo. Tendo em vista a carência de informações sobre a temática, o presente trabalho objetiva inventariar os indicadores paleoambientais da captura fluvial do alto Guaratuba, objeto que não havia sido estudado anteriormente.

Figura 01: Localização da área de estudo

2. OBJETIVO GERAL

Inventariar os indicadores paleoambientais do processo de captura fluvial do rio Guaratuba.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Inferir quais fatores colaboraram para o processo da captura fluvial;
- Analisar a correlação dos materiais de cobertura superficial no vale seco e terraços pretéritos com a captura fluvial;
- Caracterizar aspectos macromorfológicos, químicos, granulométricos, mineralógicos e morfoscópicos do material de cobertura superficial do vale seco e terraços pretéritos;
- Averiguar a cronologia absoluta dos sedimentos e do material orgânico dos vales secos e terraços a fim de atribuir a períodos específicos os momentos deposicionais e a origem dessas feições morfológicas fluviais;
- Identificar as famílias de pólenes fossilizados fazendo associação com a dinâmica plaeoclimática e paleohidrológica;
- Avaliar a correlação entre parâmetros morfométricos (areaais e lineares) das bacias do Guaratuba e rio Claro com a captura fluvial.

3. HIPÓTESES

Os processos relacionados às capturas fluviais continuam insuficientemente estudados ou explicados, sobretudo pesquisas de caráter geocronológico com abordagem interdisciplinar, que considerem os componentes pedológicos, sedimentológicos e palinológicos formadores dos vales secos como indicadores paleoambientais do processo. Muitos dos trabalhos encontrados sobre a temática além de não apresentarem como produto essas relações, excluem do contexto de análise a correlação da dinâmica fluvial paleoclimática com os sedimentos e solos formadores das feições morfológicas fluviais.

Pretende-se testar algumas hipóteses:

- A cronologia dos sedimentos e compostos orgânicos irá atribuir à evolução do vale seco e dos terraços fluviais pretéritos à sucessão de ciclos pedogenéticos e morfogenéticos, consequentes de flutuações climáticas ocorridas no Quaternário;
- O vale seco e terraço fluvial pretéritos, localizados próximos aos divisores de bacias, são indicadores geomorfológicos da pós - captura;
- Os solos e sedimentos em áreas anteriormente conectadas apresentarão semelhanças nos aspectos macromorfológicos, granulométricos, mineralógicos e morfoscópicos, sendo considerados indicadores da dinâmica pedogenética e hidrológica pré - captura;
- Os pólenes do material testemunho respondem à adaptação das famílias em sistemas úmidos, indicando antigos ambientes alagadiços e ou climas úmidos;

Essas respostas, se confirmadas, promoverão os elementos avaliados à indicadores paleoambientais do processo de captura fluvial. A avaliação integrada tendo como base uma pesquisa multidisciplinar permitirá relacionar os materiais formadores, a cronologia do processo e a distribuição dos vales secos às capturas fluviais.

4. MATERIAIS, MÉTODOS E PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

4.1 MATERIAIS

Para a elaboração dos produtos cartográficos temáticos digitais e confecção de ilustrações referentes à área de estudo, ou seja, o vale seco localizado no interflúvio das bacias do Claro e Alto Guaratuba, optou-se pelo emprego de cartas topográficas do Instituto Geográfico Cartográfico (IGC) na escala de 1:10.000 e cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) na escala de 1:50.000. Também foram utilizadas as imagens de satélite (CBERS-INPE e SRTM-NASA) para melhor clarificar a morfologia da área de estudo. As seguintes cartas topográficas foram usadas:

- Carta Salesópolis folha SF-Y-D-V-1/3; Carta Mogi das Cruzes folha SF-23-Y-D-IV-2 e Carta Pico do Papagaio folha SF-23-Y-D-V-2, publicadas pelo IBGE em 1984;
- Articulações Fazenda Florestal do Rio Grande SF-23-Y-D-V-1-SO-B; Represa Ribeirão do Campo SF-23-Y-D-V-1-SE-A; Serra Guaratuba SF-23-Y-D-V-1-SO-D e Ribeirão da Fornalha SF-23-Y-D-V-1-SF-C, publicadas pelo IGC em 1988.

Para aferição do controle de campo e caracterização dos aspectos físicos do vale seco e imediações foram utilizadas as pesquisas de Rossi (1999), Oliveira (2003); Oliveira (2011), Neves (2012), Patucci et al. (2018); dados das normais climatológicas do INMET; cartas geológicas publicadas pelo DAEE (1984) e DNPM (1977); carta geológica do Estado de São Paulo em escala 1:50.000 publicada pelo IPT (1983); carta do Serviço Geológico do Brasil – Base Geológica do Estado de São Paulo em escala de 1:500.000 publicada pelo CPRM e a carta geomorfológica do Estado de São Paulo escala 1:1.000.000 publicada pelo IPT (1983).

Para a avaliação climática foram preliminarmente consultados os Banco de Dados Pluviométricos do DAEE, para posterior escolha do intervalo e estações que mais satisfizessem os objetivos do trabalho. Em um segundo momento, foram empregados os valores anuais totais médios de precipitação para a série histórica entre 1946 e 2016, por meio de dados das normais climatológicas de estações localizadas nos municípios de Bertiooga, Paraibuna, Salesópolis e São Sebastião obtidos no INMET.

Na análise morfooscópica, mineralógica e identificação dos palinomorfos, foi utilizado microscópio óptico composto “Axio Scope.A1”, com lente de aumento em até 100x , luz refletida e câmera acoplada ao computador. Os palinomorfos foram identificados no CENA-USP e no laboratório de Micropaleontologia Setembrino Petri no IGC-USP, sob supervisão

dos professores doutores enquanto que as análises mineralógicas e morfoscópicas foram realizadas na cede do projeto Solo na Escola no CIENTEC-USP.

Para identificação do vale seco e outros aspectos morfológicos e vegetacionais, tanto a montante como a jusante da área, foram utilizadas as seguintes faixas do levantamento aerofotográfico pancromático na escala aproximada de 1:25.000 realizado pela Aerofoto Natividade em 1962: nº 7 9367, nº 7 9368 e nº 7 9369 e da BASE Aerofotogrametria e Projetos S/A em 1973: nº 40.765, nº 40.766, nº 40.767, nº 40.780, nº 40.781, nº 40.782 . O material encontra-se disponível no acervo do laboratório de Aerofotogeografia e Sensoriamento Remoto do Departamento de Geografia da USP.

Foram coletadas ainda amostras de solo para análise de parâmetros físicos e químicos, posteriormente analisadas no Laboratório de Solos da Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz - ESALQ/USP. Os instrumentos para retirada, armazenamento e identificação das amostras foram: trado, trena, faca, pá francesa, cavadeira reta, cavadeira articulada, machadinha, sacos plásticos de 500g, etiquetas, bandejas e caneta.

Para a remoção de amostras de solos para datação foi necessária à utilização de luvas e instrumentos metálicos, uma vez que o contato direto das mãos gera contaminação e altera os resultados das idades. As amostras datadas por LOE foram armazenadas em tubos de PVC de aproximadamente 60 centímetros de comprimento e seis centímetros de diâmetro e as amostras datadas por ^{14}C por Espectometria de Massa por Aceleradores (AMS) foram armazenadas em saco com fecho *ziplock*.

Também diretamente relacionado às atividades de campo cita-se a importância do Sistema de Posicionamento Global – GPS, pois os pontos obtidos geram matrizes digitais, que consequentemente, foram aplicadas em ilustrações e mapeamentos.

4.2 MÉTODO DE ABORDAGEM

Utilizamos o Método Hipotético-Dedutivo na concepção de Karl Popper, buscando não apenas validar os argumentos lógicos e empiricamente, mas abordar o que os tornariam falsos. Não pretendemos, como é muito corrente, fazer uma espécie de “justificacionismo” de determinadas teorias e/ou fenômenos, mas analisá-los no mais amplo rigor científico, procurando não tomar partido pelos mesmos e por seus críticos. Aplicado à Geografia esse critério em termos de raciocínio inicia-se pela formulação de hipóteses a fim de sanar hiatos no entendimento sobre determinados aspectos de um tema, que seguidamente

serão avaliados a partir de coletas sistêmicas de dados que por fim serão estipulados, avaliados, classificados e qualificados. Passada as fases da elaboração da hipótese e verificação de dados, a hipótese se confirmada, pode embasar teorias e explicações mais complexas, se não, retorna-se a etapa inicial de reformulação de hipóteses.

4.3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos utilizados visam responder as hipóteses e objetivos propostos na pesquisa, pautando-se na identificação e posterior análise integrada de dados morfológicos, sedimentológicos, pedológicos, palinológicos, e geocronológicos acerca dos materiais de recobrimento dos depósitos sedimentares Quaternários aluviais (antigos terraços fluviais) como assinalam Christofolletti (1981) e Suguio e Bigarella (1990).

A escolha pela análise integrada (CHRISTOFOLETTI, 1979; ROSS, 1995; RODRIGUEZ et al., 2007) como respaldo para toda a estrutura metodológica do trabalho ocorreu por ela propiciar aos mais variados campos científicos à possibilidade de ampliar seu escopo de avaliação *in situ*, de forma que as técnicas não mais se remetem a um único campo de investigação. Dessa forma, a análise integrada congrega interpretações multidisciplinares para o mesmo objeto de estudo. No caso da Geografia Física, essa metodologia promoveu maior capilaridade à sua atuação e produção científica, ampliando seu escopo de atuação.

Ademais, são também utilizadas as propostas metodológicas de Bishop (1995), Zaprowski et al. (2002), Oliveira (2003), Douglass et al. (2009) e Conti (2012) para a análise dos materiais de recobrimento superficiais formadores dos vales secos e antigos terraços para a constatação de indicadores morfológicos e sedimentológicos. As feições fluviais devem se localizar especialmente nos interflúvios das bacias serranas, no caso de capturas fluviais no Sudeste Brasileiro (CHEREM et al., 2013; SORDI et al., 2015a, b; REZENDE et al., 2018; SALGADO et al., 2018; PAIXÃO et al., 2019).

Como indicadores morfológicos apresentam-se alterações nos perfis longitudinais, cotovelos, colos ou vale secos, gargantas, terraços fluviais nas adjacências do cotovelo, arranjo diferenciados dos padrões de drenagem e rios desajustados em relação ao vale. Como indicadores sedimentológicos apresentam-se as cascalheiras, aspectos mineralógicos, granulométricos e morfológicos de materiais superficiais pertencentes aos antigos terraços fluviais e ao vale seco entre a drenagem capturada e a drenagem decapitada.

Numa perspectiva geomorfológica, processos de transporte e erosivo-deposicionais dos sedimentos são fundamentais para se discutir a dinâmica hídrica de canais fluviais presentes ou pretéritos. Na análise de canais pretéritos, como a pesquisa aqui exposta, avaliar a idade, a composição e forma dos sedimentos e os tipos de pólenes associados a estes, se tornam parâmetros essenciais. Esses fatores avaliados individualmente não poderiam responder com segurança questões sobre a formação e composição do vale seco, entretanto, por meio da análise integrada, foi possível concluir observações interessantes

Todos os autores citados discorrem acerca da importância da análise integrada e indicam que diferentes critérios, ferramentas e procedimentos devem ser empregados em conjunto para a melhor compreensão dos mecanismos intermitentes ou alternados que influenciaram na evolução de morfologias fluviais e da paisagem como um todo. Por fim, utilizaremos como base interpretativa para os resultados, as influências de oscilações climáticas e movimentos tectônicos originários no Pleistoceno e Holoceno do Sudeste Brasileiro, como fatores principais para o processo das capturas fluviais (**Figura 02**).

Figura 02 – Fluxograma metodológico de procedimento da pesquisa

Fonte: elaboração própria.

4.4 PROCEDIMENTOS TÉCNICO - OPERACIONAIS UTILIZADOS NA AVALIAÇÃO DO VALE SECO

4.4.1 Procedimentos gerais

Para o desenvolvimento da pesquisa primeiramente fez-se necessário um levantamento bibliográfico nacional e internacional para a compreensão do funcionamento dos casos de capturas fluviais que ocorrem em interflúvios próximos à borda de escarpas, com o objetivo de avaliar o processo no alto curso do Guaratuba e no rio Claro na Serra do Mar.

A observação de fotografias aéreas, cartas e mapas já produzidos (ROSSI, 1999; OLIVEIRA, 2003; NEVES, 2012) foi essencial, uma vez que contribuiu para o entendimento da origem dos ambientes fluviais (BRIDGE, 2003) e de feições produzidas pela evolução destes sistemas, além de auxiliarem nos trabalhos de campo.

A análise de possíveis fatores para a ocorrência da captura fluvial apresenta diversas restrições, como o difícil acesso à área de estudo, a própria natureza do processo de captura, que muitas vezes cerceia por completo os indicadores da ocorrência do fenômeno (PEDERSON, 2001), o mapeamento geológico disponível com baixo nível de detalhamento e a influência climática na área de estudo, a qual auxilia mutuamente na destruição de evidências e na restrição de trabalhos de campo.

Em um terceiro momento, realizaram-se os trabalhos de campo para coleta de materiais, onde foram confirmados ou refutados os dados de materiais prévios. Coletaram-se materiais os quais foram avaliados por diversas técnicas tendo como estrutura central a análise integrada, de forma a melhor responder aos questionamentos levantados na pesquisa.

Foram selecionados 05 pontos de amostragem entre a drenagem capturada e a drenagem decapitada (**Figura 03**) para posterior confrontação, conforme proposto por Zaprowski et al. (2002) no estudo de capturas fluviais. Os pontos localizam-se no divisor das bacias, sendo respectivamente 03 pontos na bacia do rio Guaratuba e 02 na bacia do rio Claro (**Figura 04**). Nesses pontos, foram primeiramente conferidas e verificadas informações já levantadas acerca da morfologia, em um segundo momento foi realizada a análise macromorfológica e classificação da distribuição espacial das coberturas pedológicas e vegetacionais. Por fim, em uma terceira fase, a coleta de amostras dos materiais da cobertura superficial dos vales secos para análises sedimentológicas, de parâmetros químicos, geocronológicas e palinológicas.

Tendo como base os resultados das análises do material coletado nos trabalhos de campo realizados, buscou-se por referências que validassem os materiais encontrados na paisagem como indicadores peculiares de capturas em áreas intertropicais. A seguir a listagem geral de procedimentos.

(I) Levantamento Bibliográfico: esta etapa foi desenvolvida em todo o processo de pesquisa e objetiva fornecer subsídios teóricos, metodológicos e técnicos à investigação do tema, como também para a obtenção de características gerais das áreas de estudo.

(II) Aquisição de Fotografias Aéreas e Imagens de Satélite: foram realizadas análises de fotografias aéreas a fim de se melhor compreender a morfologia da região e demarcar as áreas para realização das coletas em trabalho de campo.

(III) Aquisição de Dados, Cartas e Bases Digitais: aquisição das cartas pedológicas, geológicas, geomorfológicas, hidrográficas e bases/dados digitais acerca de aspectos físicos das áreas de estudo. Essas informações auxiliaram nos trabalhos de campo e no desenvolvimento de produtos cartográficos digitais.

(IV) Trabalhos de campo: foram realizados praticamente ao longo de 6 anos de pesquisas na área, sendo dois anos de trabalho de campo para a iniciação científica e 4 para o doutorado. Nos trabalhos eram confrontados os dados das fotografias aéreas e cartas, mapeadas feições e indicadores e também coletados os materiais para análise em laboratório.

(V) Análises laboratoriais: após coleta dos sedimentos em trabalho de campo, técnicas multidisciplinares foram aplicadas nos materiais de recobrimento superficial dos vales secos.

(VI) Mapeamentos: para fins de ilustração da pesquisa e inferência de maiores informações foram desenvolvidos mapas de localização, hipsométrico, declividade, rede de drenagem, pluviosidade, localização das coletas, conexão entre as bacias e mosaicos. Foi utilizado o Sistema de Informação Geográfica, no caso o programa GeoMedia e também o *Software ArcGIS* 10.3 e 10.5.

(VII) Publicação dos resultados: após a conclusão de todas as etapas anteriores, a escrita da tese foi finalizada e os resultados foram publicados em congressos, simpósios e revistas.

4.4.2 Fotointerpretação geomorfológica

Esse procedimento está vinculado à elaboração de mapas e ilustrações, assim como ao reconhecimento das feições morfológicas para realização do trabalho de campo e

posteriormente das coletas de amostras. A análise das fotos aéreas foi realizada pelo método analógico utilizando os estereoscópio de bolso e de espelho, a fim de destacar as seguintes fisionomias: planícies fluviais, variação da cobertura vegetal, variações altimétricas e morfológicas, redes de drenagem, vales secos (terraços e corredores que representam áreas de antiga conexão de drenagem), cotovelos (representam mudança abrupta de direcionamento do canal principal) e divisor de bacias.

A foto interpretação baseou-se no estudo dos seguintes fatores: tonalidade, textura, formas e drenagens, conforme Ricci e Petri (1965). Foram demarcados todos os elementos físicos citados em três overlays diferentes, um para forma, outro para vegetação e um último para a drenagem, utilizando a legenda adaptada de Queiroz Neto e Journaux (1978), que posteriormente digitalizadas e georreferenciadas culminaram em um mosaico de ilustrações elaborados no software ArcGIS.

A técnica possibilitou a identificação do quadrante de estudo (**Figura 03**), que engloba o cotovelo de captura, o vale seco, os divisores de bacias e as diferentes fisionomias do relevo, área onde foram coletadas as amostras de sedimentos para serem avaliados por técnicas multidisciplinares. Além disso, auxiliou no reconhecimento da alteração de cobertura vegetal e na sua possível correlação com a também modificação dos padrões de drenagem, também detectados por OLIVEIRA (2003) e NEVES (2012) no caso da bacia do alto Guaratuba.

Figura 03 – Foto aérea da região do interflúvio da bacia do Alto Guaratuba e do Claro (Folha nº 7 9368, 1962)

Fonte: elaboração própria.

A partir da identificação do quadrante do estudo foram selecionados 05 pontos de amostragem entre a drenagem capturada e a drenagem conforme proposto por Zaprowski et al. (2002) no estudo de capturas fluviais. Os pontos localizam-se no divisor das bacias, sendo respectivamente 03 pontos na bacia do rio Guaratuba e 02 na bacia do rio Claro (**Figura 04**). Primeiramente foram conferidas e verificadas informações já levantadas acerca da morfologia, em um segundo momento foi realizada a análise macromorfológica e classificação da distribuição espacial das coberturas pedológicas e vegetacionais. Por fim, em uma terceira fase, a coleta de amostras dos materiais da cobertura superficial dos vales secos para análises sedimentológicas, de parâmetros químicos, geocronológicas e palinológicas.

Figura 04 – Mapa dos pontos de coleta de materiais superficiais do vale seco

Fonte: PATUCCI (2018).

4.4.3 Elaboração do material cartográfico

Ilustrações e mapas temáticos são veículos de apresentação uma vez que demonstram frações de recortes selecionados das paisagem. De modo geral, classificam e representam elementos selecionados com o propósito de transmitir informações mais precisas e especializadas. São dispositivos imprescindíveis para a interpretação e detalhamento de fenômenos em diferentes escalas, pois além de espacializar elementos e atributos da paisagem possibilitam associações e o entendimento de ocorrências e eventos (RODRIGUEZ et al., 2007; MARTINELLI, 2003).

Dessa forma, a utilização de ferramentas do geoprocessamento foi fundamental na preparação e elaboração de uma base de dados georreferenciada robusta, precisa e rica em detalhes, capaz de estruturar minuciosamente e rigorosamente a execução do trabalho cartográfico presente nesta pesquisa. As equipagens do geoprocessamento que elaboram habilmente os mais variados e precisos produtos cartográficos são considerados “as mais importantes ferramentas holísticas para a análise, planejamento e gestão da paisagem” se referindo aos Sistemas de Informação Geográfica e Sensoriamento Remoto (LANG e BLASCHKE, 2009, p. 41).

Sempre que possível, buscou-se criar novos dados via vetorização, correlação, modelagem entre outros procedimentos dentro do escopo do geoprocessamento. Como instrumental primordial para a compilação das informações foi utilizado o Sistema de Informações Geográficas. Os três grandes objetivos dos SIGs, a saber, são a inserção de dados (informações coletadas), o processamento de dados (construção) e o produto cartográfico gerado (mapas), o qual nos beneficiamos particularmente com informações geolocalizadas.

A edição dos elementos, bem como o georreferenciamento das imagens, finalizações gráficas, adequações de elementos estéticos, assim como a formatação do banco de dados, foram realizados no *Software ArcGis* 10.3.1. As bases de dados utilizadas foram obtidas em sítios oficiais de instituições públicas de referência, como IBGE, TOPODATA INPE, Coordenadoria de Planejamento Ambiental/SMA/FEHIDRO e banco de dados pluviométricos do DAEE. Foram confeccionados os seguintes produtos cartográficos à partir desses dados: mapa de localização, ponto de coleta, conexão entre bacias, hipsométrico, de declividade, pluviosidade, hierarquia de drenagem, perfis longitudinais e mosaicos.

Para o mapa hipsométrico foi necessário incorporar o sistema de coordenadas planas (UTM) para que o programa realizasse os cálculos de altitude e pudéssemos manter o Modelo

Digital de Elevação (MDE) em adequada disposição na área de estudo. Já as classes de declividade foram definidas pela metodologia de intervalos de fragilidade de encostas, da revisão mais recente de Ross (2012). Apesar de o presente trabalho não ter objetivo de produzir um mapa de Fragilidade Ambiental, a classificação de Ross foi escolhida basicamente por ser embasada na análise integrada.

O *input* de dados altimétricos foi realizado graças ao preenchimento manual dos vetores das curvas de nível tendo como referência as cartas topográficas de Salesópolis e Pico do Papagaio em formato *raster*. O mapa de hierarquia de drenagem foi confeccionado separadamente dos outros, devido à densidade da rede na bacia, para assim podermos melhor estudá-la. Analisaram-se as características do padrão de drenagem, avaliando-se assim a disposição dos traçados dos rios. De forma geral, o mapa de drenagens apresentou os dados sob o aspecto do arranjo geográfico de canais, número de canais e hierarquização conforme Strahler (1952).

Os procedimentos operacionais para a elaboração dos mosaicos foram feitos em meio digital, com uso do módulo *ArcScene*- integrante do software *ArcGis* 10.5. A escolha da modelagem em 3D para as morfologias das bacias dos rios Claro e Guaratuba teve o intuito de melhorar o entendimento dos fenômenos tratados nesta pesquisa, promovendo um ganho no sentido de ampliar a capacidade de visualização do leitor, promovendo “uma revolução no conhecimento geográfico” quando se refere ao uso dos Sistemas de Informação Geográfica (FITZ, 2008, p. 20).

Apesar de não serem exibidas as coordenadas X e Y no mosaico, o frame foi configurado no Datum SIRGAS 2000, Sistema de Coordenadas Planas (UTM), Fuso 23S - mesmas configurações dos arquivos *shapefiles* e *rasters* que virão na sequência. Dessa forma as distorções nos mosaicos são evitadas. O mapa hipsométrico das duas bacias (informação altimétrica em formato *raster*), os dados de limite de bacia, a hidrografia, os pontos de coleta e leito antigo (todos em formato *shapefile* “.shp”) foram gerados no ambiente *ArcMap* e depois manipulados no *ArcScene* para ganhar volume e alimentar os cenários dos mosaicos.

Os *inputs* para a conformação dos mosaicos foram: o *raster* do mapa hipsométrico (*.tiff*), *shapefile* dos pontos de coleta de solo, *shapefile* do limite das bacias, *shapefile* de hidrografia das duas bacias (rios Claro e Guaratuba) e *shapefile* do corredor de conexão entre as bacias. Após esta inserção, organizamos as classes do *raster* de altitude, mantendo os intervalos e definindo a paleta de cores do mapa hipsométrico (- 3 a 1,291 m) de quente para

fria. Para ativar o efeito 3D habilitamos em todas as camadas a configuração para “*Floatin on a custom surface*”.

Depois de modular as superfícies para que ficassem elevadas, posicionamos as visadas com o uso da ferramenta “*Navigate*” nos melhores ângulos que mostrassem as morfologias que interessam a esta pesquisa, e a seguir procedemos a exportação em alta resolução de todas as imagens. Como o aplicativo *ArcScene* não dispõe da visualização “*Layout View*”, o posicionamento dos mosaicos na folha foi feito no *Power Point*. Para facilitar a visualização da morfologia local e o traçado atual da rede de drenagem, assim como o possível leito antigo, foi feito um vídeo mostrando os diferentes ângulos das bacias dentro do módulo *ArcScene* com auxílio da ferramenta *Navigate* e registrados pela câmera do celular.

O perfil longitudinal foi feito sobre o arquivo *raster* da hipsometria das duas bacias, em seguida definido 4 ângulos diferentes para cada bacia hidrográfica: S/N, L/O, NO/SE e NO/SE para rio Claro e N/S, L/O, N/S e L/O para trechos diferentes do rio Claro e Guaratuba. Após traçar os 4 perfis, a ferramenta “*Interpolate Line*” gerou automaticamente o gráfico do perfil longitudinal e a partir dessa etapa, procedemos a exportação de cada um dos gráficos para o formato *Excel (.xls)* a fim de subsidiar a discussão dos resultados.

4.4.4 Análise morfométrica

A avaliação morfométrica apresenta-se como um conjunto de procedimentos metodológicos que tem como objetivo o levantamento e a compreensão da correlação entre os componentes naturais de uma bacia hidrográfica (BRASIL, 2009). Neste sentido, as técnicas morfométricas disponíveis para a coleta de dados, com enfoque para as análises areais, lineares e hipsométricas, seguem um conjunto de parâmetros e diretrizes que contribuem de forma considerável para obter as principais características físicas de uma área de estudo. A utilização dessas técnicas possibilita a compreensão integrada da realidade geodinâmica das bacias, em especial dos fluxos de energia e matéria que circulam ao longo do sistema. Foram avaliados os seguintes parâmetros nas bacias:

(I) Análise Areal da bacia hidrográfica

Parâmetros de área: para o cálculo dos índices areais foram determinadas a área (m^2 e km^2), perímetro (m), contagem (unidade) e medição total dos canais (km). Na análise areal é avaliado o conjunto de canais drenados por dado sistema fluvial. Estas medidas foram obtidas pelo método da quadriculagem (cálculo da área), do curvímetro (cálculo do perímetro) e

contagem do número de canais de drenagem pela carta topográfica. Posteriormente foram validados por processamento em software.

Índice de Forma (K): representa a relação entre o perímetro da bacia e a sua área. O menor índice possível que equivale a K (=1) corresponde então a uma bacia circular (CHRISTOFOLETTI, 1970). Sendo calculado pela seguinte fórmula:

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$$

Na qual:

K = Índice de Forma

P = Perímetro da Bacia

A = Área da Bacia

Índice de Circularidade da bacia (C): desenvolvido por Schumm (1956) que considera o índice a razão entre a área da bacia e a área do círculo de mesmo perímetro da bacia considerada. Segundo Christofolletti (1970) e STRAHLER (1957), esta formulação é mais fácil de ser calculada e mais encontrada na literatura. É calculado pela seguinte fórmula:

$$C = \frac{A}{A_c}$$

Perímetro do círculo:

$$P = 2 \times \pi \times r \Rightarrow r = \frac{P}{2 \times \pi}$$

Área do círculo:

$$A_c = \pi \times r^2$$

Substituindo-se:

$$A_c = \frac{P^2}{4\pi}$$

Na qual:

C = Índice de Circularidade da Bacia

A_c = Área do círculo de perímetro igual ao da bacia

A = Área da Bacia

P = Perímetro da Bacia

Densidade dos Rios (Dh): desenvolvido por Horton (1945), mostra a relação entre a quantidade de cursos de água de 1ª ordem por uma unidade de área padrão, proposta, a seguir, em km². É utilizado para comparar a quantidade de cursos de água existentes em uma área.

$$Dh = \frac{N}{A}$$

Na qual:

Dh = Densidade hidrográfica

N = Número de canais de primeira ordem

A = Área da Bacia (km²)

Densidade da Drenagem (Dd): consiste na razão entre o comprimento total dos canais drenadores e com uma unidade de área padrão, proposta, a seguir, em km²:

$$Dd = \frac{L}{A}$$

Na qual:

Dd = Densidade de drenagem

L = Somatório do comprimento total de todos os rios da rede (perenes, intermitentes ou temporários)

A = Área da Bacia (km²)

Coefficiente de Manutenção (Cm): desenvolvido por Schumm (1956) representa uma medida de textura, semelhante à densidade de drenagem. O coeficiente de manutenção pondera a área mínima da bacia necessária para manter a vazão de um canal de 1ª ordem, de 1m de escoamento permanente, além disso, relaciona-se de maneira inversa com a densidade de drenagem e textura da topografia, sendo calculado pela seguinte fórmula. É um dos valores mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem.

Na qual:

$$Cm = \frac{1}{Dd} \times 1000$$

Cm = Coeficiente de manutenção

Dd = Densidade de drenagem

(II) Análise Linear da bacia hidrográfica

Parâmetros lineares: Para o cálculo dos índices lineares foi utilizada a contagem do número (nº) e comprimento médio (m) dos canais de drenagem. Estas medidas foram obtidas pelo método da quadriculagem (cálculo da área), do curvímeter (cálculo do perímetro) e contagem do número de canais de drenagem pela carta topográfica. Posteriormente foram validados por processamento em software.

Extensão do percurso superficial (Eps): indica a distância média percorrida pelas águas pluviais ou enxurradas, entre o interflúvio e o canal permanente, até se estabilizarem no canal permanente. É uma importante variável, pois afeta no desenvolvimento hidrológico e fisiográfico. É definido pela seguinte fórmula:

$$Eps = \frac{1}{2Dd}$$

Na qual:

Dd = Densidade de drenagem

4.4.5 Hierarquização da rede de drenagem

O mapeamento da hierarquia da rede de drenagem representa os cursos de água permanentes e temporários, exatamente como pontua STRAHLER (1957), além de pequenas lagoas ou áreas alagadiças, demonstrando, portanto a integração da rede hidrográfica (LUEDER, 1959). O limite da bacia obedece a parâmetros topográficos, onde se traça uma linha imaginária pelos pontos mais elevados do terreno, atravessando o curso d'água apenas no exutório (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O divisor de bacias pode ser demarcado na confluência de dois cursos d'água ou mesmo considerando outros critérios como a barragem de uma hidrelétrica, adensamentos urbanos, algum compartimento geomorfológico ou um ponto de captação ou distribuição de água. Alguns métodos de delimitação de bacias de drenagem, como o de equidistância, não têm critério geomorfológico. Neste exemplo, o divisor de água se encontra na distância média

entre os trechos da rede hidrográfica não avaliando as curvas de nível e pontos cotados (OLIVEIRA et al., 2008).

Para delimitarmos a bacia hidrográfica, foi realizada primeiramente a observação das regiões de todas as nascentes/ cabeceiras em relação aos valores das curvas de nível, sempre buscando as de maior valor. Além disto, realizou-se a análise da geometria das curvas e topografia em geral, a fim de caracterizar as formas côncavas e convexas. Feito esta parte, traçamos o limite da bacia, passando na região das cabeceiras, no interior das curvas de maior valor (isodistância), seguindo as áreas de formas convexas, que são tidas como áreas dispersoras de fluxos hídricos.

Nessa fase encontrou-se muita dificuldade, como também no cálculo de área e perímetro, porque os materiais cartográficos não trazem o mesmo resultado em relação ao divisor das bacias de rio Claro e Guaratuba. Indicou-se em um dos materiais podendo o “divisor” ser mais ao sul e em outro, na região de captação de água. O mapeamento foi realizado pelo IBGE e IGC somente por fotografia aérea na década de 80, e não foi revisado, então adotamos um critério de análise primeiramente geológica e geomorfológica para desbravar a morfometria e morfologia da bacia.

Após a delimitação da bacia hidrográfica, foi calculada a área pelo método da quadriculagem, realizada por meio de papel milimétrico e contagem dos quadrados (LOURENÇO, 1988) e o perímetro empregando-se o curvímetro. Análises que também foram averiguadas em software para equiparação de resultados. Passada esta etapa, foi feita a hierarquização da drenagem, utilizando o método de STRAHLER (1952). Esse método é muito utilizado devido à sua simplicidade e funcionalidade (OLIVEIRA et al., 2008), inclusive em órgãos de gestão como DAEE e SABESP. A metodologia “Strahleriana” como se nomeia nos cursos de hidrologia e sedimentologia, pode ser resumida em quatro fases:

A 1ª ordem: canais originados nas nascentes são definidos como canais de primeira ordem;

A 2ª ordem : quando dois canais de ordem “x” se juntam, um canal de ordem “x+1” é criado;

A 3ª ordem: quando dois canais de ordem diferentes se juntam, o segmento do canal imediatamente abaixo adquire a ordem mais alta entre os dois canais;

A 4ª ordem: a ordem da bacia é a mesma do canal de maior ordem existente.

A próxima etapa foi então a delimitação do rio principal, que contou com a observação das confluências e sempre seguindo o caminho de maior ordem, já analisando simultaneamente, se haveria ou não um forte controle estrutural. Na presença desse controle o

critério era a escolha da maior área de sub- bacia, sempre seguindo em direção à “subida do rio”. Em áreas iguais deveríamos seguir o critério da extensão das “sub –bacias”, e depois, o de altitude, caso ainda houvesse alguma dúvida. Já na ausência de quaisquer fatores estruturais, o critério é o menor ângulo, seguido da maior área drenada, extensão e altitude.

Depois de hierarquizadas as linhas de água e delimitado o rio principal, a pesquisa focou na geração de dados referentes a outras propriedades areais e às propriedades lineares. A primeira parte resume-se em contar o número de canais totais e de dada ordem e, com a utilização de um curvímetro, medir o comprimento de cada um deles. O que também foi feito por software para equiparar e precisar os resultados. Para a realização dos cálculos propriamente ditos, na segunda parte, foram utilizadas as fórmulas citadas, estudadas e discutidas na tese de livre docência de Antônio Christofolletti (1980), o que será detalhado no capítulo de análise de resultados.

4.4.6 Análise macromorfológica

A descrição morfológica de perfis pedológicos é uma tarefa obrigatória para a averiguação preliminar dos solos e das suas características pedogenéticas; dessa forma, a investigação morfológica de perfis de solos é considerada fundamental para análises integradas que englobem levantamentos pedológicos e a contextualização deposicional/sedimentológica. Serão descritas, de acordo com Santos et al. (2013), as principais características macromorfológicas dos perfis de solo em cada ponto de coleta, como: transição e espessura dos horizontes, cor (Tabela de Cores de Munsell), textura, estrutura, porosidade, consistência e cerosidade.

4.4.7 Análise granulométrica

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Análises Físicas da Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz (ESALQ/USP). Esta análise permite compreender a distribuição dos sedimentos das coberturas superficiais por classes dimensionais (CAMARGO et al.,1986). Ela pode ser aplicada a solos, sedimentos e substratos, bem como a outros materiais inconsolidados que possibilitem sua separação em frações pelas técnicas do peneiramento ou sedimentação (CAMARGO et al., 2009).

No estudo de fragmentos detríticos especificamente, a avaliação das partículas é muito importante, uma vez que fornece subsídios para a identificação mais precisa dos sedimentos, melhor correlaciona os sedimentos com os ambientes deposicionais, fornece informações

sobre processos hidrodinâmicos atuantes, afere propriedades de permeabilidade e porosidade dos sedimentos, proporciona o entendimento acerca da gênese dos sedimentos, possibilita a compreensão da transferência de sedimentos considerando seu transporte e deposição e aprofunda na discussão acerca da porosidade e permeabilidade (SUGUIO, 2010).

Para realização da análise textural utiliza-se nesse trabalho o método do densímetro (ou Buyoucos) ou peneiramento proposto por Teixeira et al. (2017), técnica que se baseia na sedimentação das partículas das amostras de solo avaliadas. A concentração total de argila é medida após acréscimo de dispersante na solução e medição de tempo único fixado, utilizado para definir a densidade de suspensão. Após essa etapa as areias finas e grossas são pesadas e separadas por peneiramento e o silte é obtido pela diferença.

Após a retirada dos materiais grosseiros, em uma fração de 10 gramas de solo de terra fina seca ao ar (TFSA), adiciona-se 50 ml de hidróxido de sódio (NaOH), como dispersante. A homogeneização da mistura ocorreu por 12 horas em mesa agitadora orbital com rotação de 42 rpm. Essa suspensão foi peneirada em malhas de 0,210 mm e 0,053 mm para separar as frações de areias fina e grossa, que posteriormente foram pesadas. O material excedente foi colocado em uma proveta com 1000 ml de água destilada a fim de determinar as frações argila e silte pelo método do densímetro.

As classes de diâmetro para as frações granulométricas foram: duas frações de areia: grossa (G) = 2 a 0,25 mm; fina (F) = 0,25 a 0,05 mm; areia total (AT) = 2 a 0,05 mm; silte = 0,05 a 0,002 mm; argila total < 0,002 mm, conforme a USDA (Departamento de Agricultura dos Estados Unidos), que adota triângulo textural equilátero e escala americana (*Soil Survey*).

As unidades da concentração de cada fração é g/kg. As classes de textura obtidas estão entre: arenosa (ar), com argila até 149 g/kg; média arenosa (md-ar), com argila de 150 a 249 g/kg; média argilosa (md-arg), com argila de 250 a 349 g/kg; argilosa (arg), com argila de 350 a 599 g/kg e muito argilosa (mt-arg), com argila de 600 g/kg ou superior, conforme USDA.

4.4.8 Análise química

As análises para fim de classificação foram realizadas no Laboratório de Análises Químicas da Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz (ESALQ/USP). Os parâmetros analisados e suas respectivas unidades são descritos a seguir: pH (CaCl₂), M.O g.dm⁻³, P mg.dm⁻³ (resina), K mmolc.dm⁻³ (resina), Ca mmolc.dm⁻³ (resina), Mg mmolc.dm⁻³ (resina), H+Al mmolc.dm⁻³ (acidez potencial), SB mmolc.dm⁻³ (soma de bases trocáveis), CTC

mmolc.dm⁻³ (capacidade de troca catiônica), V% (saturação da CTC por bases), Al KCl 1 mol.L⁻¹ mmolc.dm⁻³ e m% (saturação por Al).

Os métodos utilizados pelo laboratório segundo procedimentos do Instituto Agronômico de Campinas (IAC, 2001) foram os seguintes:

- (I) pH em CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹;
- (II) fósforo (P) método colorimétrico extraído com resina trocadora de íons;
- (III) potássio (K) extração com resina trocadora de íons e determinação em espectrofotômetro de emissão atômica;
- (IV) cálcio (Ca) e magnésio (Mg) extração com resina trocadora de íons e determinação em espectrofotômetro de absorção atômica;
- (V) alumínio trocável (Al) método titulométrico extraído com cloreto de potássio 1 molL⁻¹;
- (VI) acidez potencial (H+Al) extraído com tampão SMP.

4.4.9 Análise morfoscópica das areias

A análise morfoscópica implica na determinação do grau de arredondamento e a forma (esfericidade) das partículas analisadas, em outras palavras, possibilita a compreensão do rigor e transporte sofrido pelos fragmentos e do ambiente de formação de coberturas superficiais. A forma das partículas é resultante das condições energéticas de seu transporte e deposição (SUGUIO, 1973; BIGARELLA et al., 1955), onde as principais forças motrizes de transporte são a água e o ar, via processo erosivo (DIAS, 2004).

Neste estudo, após o fracionamento das areias, foram analisadas individualmente 100 partículas da areia fina (fração modal) de todos os horizontes e transições, utilizando lupa binocular com aumento máximo de 50x. Para fracionamento das areias e posteriores análises mineralógicas, partiu-se dos materiais coletados na análise granulométrica. Os resultados possibilitaram a caracterização das propriedades morfoscópicas dos sedimentos presentes nos diferentes materiais de recobrimento do vale seco.

O grau de arredondamento é uma medida que avalia a curvatura dos grãos de areia, esse parâmetro permite observar o quanto a sua borda é pontiaguda ou lisa. Suguio (1973) considera que o grau de arredondamento seja um bom parâmetro de maturidade do sedimento, uma vez que quanto maior seu tempo de transporte e abrasão mais arredondados se tornam os grãos. Para o autor, diversos fatores influem no formato dos grãos de areia, como por exemplo: a forma original do fragmento e a sua estrutura em função do acamamento do

material originário e clivagem, durabilidade do material, natureza do agente de transporte e tempo ou distância ao longo do qual a ação se desdobra.

O grau de arredondamento reflete a distância e rigor do transporte sofrido, entretanto, o mesmo também pode ser explicado por processos químicos *in situ*. Suguio (2003, 2010) explica que as determinações do grau de arredondamento das partículas dependem diretamente do meio e agente de transporte das mesmas, assim como das composições químicas e mineralógicas e da estrutura interna dos grãos. O autor ainda sugere que as areias não devem ser discutidas em conjunto com os cascalhos uma vez que os métodos e o significado dos parâmetros são diferentes entre ambos.

Bigarella et al. (1955) atenta para a importância da abrasão e de modificações posteriores à sedimentação como agentes que refletem nas características superficiais das partículas. Dias (2004) avalia que as marcas encontradas nas superfícies podem responder à temporalidade do grão no ciclo sedimentar, quais foram os agentes de transporte e integração no solo. Prince et al. (2010) citam que o grau de arredondamento das partículas em ambientes fluviais costuma aumentar devido aos sucessivos processos envolvidos no transporte, deposição, retrabalhamento dos grãos.

Outro aspecto comumente avaliado é a textura superficial, onde se discute e se diferencia as superfícies lisas das rugosas e as foscas das polidas. Bigarella et al. (1955) condiciona a textura ao trabalho sofrido pelo grão, enquanto que o polimento responderia ao tipo de transporte. A partícula fosca não apresenta brilho, contrariamente a partícula polida. Suguio (2003) atribui o aspecto liso e polido aos ambientes deposicionais aquáticos, enquanto que o fosqueamento normalmente é vinculado à ação eólica (VELICHKO et al., 2011) ou ação química da água que promove corrosão (SCHNEIDER, 1970).

Por essa breve exposição é possível compreender que a avaliação morfoscópica apresenta perspectivas sobre os processos de gênese e deposição de caráter aluvial, coluvial ou eluvial do material constituinte do solo. Porém, justamente pelas dificuldades de análise de partículas sedimentares em avaliações deposicionais, Suguio (2003) comenta que há críticas quanto à aplicabilidade da técnica, a qual deve ser utilizada em conjunto com outras para que os resultados tenham mais embasamento.

A escala utilizada neste trabalho, elaborada por Krumbein (1941), agrupa os graus de arredondamento em uma escala de 0 a 1, com valores das partículas angulares mais próximos de zero e das partículas arredondadas mais próximas de 1 (**Figura 05**).

Figura 05 – Grau de arredondamento das partículas, conforme Krumbein (1941)

Fonte: KRUMBEIN (1941).

4.4.10 Análise mineralógica

A identificação, caracterização, a estimativa quantitativa e o entendimento das propriedades das várias espécies minerais contidas em uma amostra de solos ou de sedimentos, auxiliam na compreensão da gênese desses materiais (CAMARGO et al, 2009). Zaprowski et al. (2002) menciona esse tipo de análise somente para fração cascalho, entretanto na presente pesquisa, assim como na de Santos (2017), foi estendida para a fração areia. As partículas removidas após o fim da análise granulométrica e também utilizadas na análise morfooscópica, são submetidas à análise visual, com uso de lupa binocular com aumento máximo de 50x. A classificação dos minerais se baseou na identificação de características morfológicas básicas, conforme descrito em Pereira et al. (2005).

4.4.11 Análise geocronológica

Neste trabalho, a datação do material de recobrimento superficial dos vales secos foi realizada pelo método de Luminescência Opticamente Estimada (LOE), o qual pode ser aplicado a materiais que contenham cerâmicas, rochas e sedimentos. O material coletado em campo foi encaminhado ao laboratório da empresa “Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda.” para se determinar o período de deposição do material sedimentar de

recobrimento superficial dos vales secos. A datação absoluta do material superficial foi realizada pelo método de Luminescência Opticamente Estimada (LOE) (MILLER, 1990; FUCHS et al., 2014) que seguiu o protocolo internacionalmente reconhecido, ou seja, o SARs com 15 alíquotas (*Single Aliquot Regenerative-dose*), proposto por Murray e Wintle (2000) e revisto por Wintle e Murray (2006).

A coleta de sedimentos fluviais para datação por LOE (**Figura 06**) foi realizada nos antigos terraços fluviais, nas camadas mais elevadas de material arenoso, com distância mínima de 50 cm da superfície (STORANI e PEREZ FILHO, 2015). É realizada com uso de tubo de PVC de cor escura (para se evitar a exposição à luz solar durante a coleta e o transporte da amostra) com cerca de 60 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro (STORANI e PEREZ FILHO, 2015). O tubo é inserido no perfil com uso de uma marreta e sua retirada é realizada de maneira cuidadosa, após a qual o tubo é lacrado com tampa de tubo de PVC e embalada em sacola plástica da cor preta.

O método da Luminescência Opticamente Estimada (LOE) é um fenômeno físico da emissão de luz por cristais de quartzo e feldspato, quando submetidos à um intenso feixe de luz, cujo comprimento de onda é diferente da luz emitida. Quando expostos à luz ou ao calor, os cristais de quartzo e o feldspato podem liberar energia de radiação armazenada, sob forma de luz. A datação dos cristais é baseada no fato da luz emitida ser proporcional à idade da amostra e está relacionada às recombinações de cargas que são liberadas em função da ionização prévia dos materiais por isótopos naturais (^{236}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K) e radiação cósmica, logo, quanto maior for o tempo de exposição do mineral à fontes radioativas, maior a intensidade e resposta do LOE (SUGUIO, 2010).

Quando os cristais são estimulados em laboratório, pode-se medir a intensidade de luz liberada fazendo a correlação da luz emitida com a dose de radiação recebida no ambiente (paleodose). A intensidade de luz liberada fazendo a correlação da luz emitida com a dose de radiação recebida no ambiente (paleodose D_e). Quanto mais intensa a luz, maior a paleodose e consequentemente maior o tempo de acumulação de energia nos cristais (BUSO JUNIOR, 2015). A interação da radiação com o cristal resulta na liberação de elétrons por ionização, que no limite da saturação, impõe limite máximo de cronologia (JAIN et al., 2004).

Segundo Fuchs et al. (2014) a técnica fornece a idade da última vez em que uma partícula sedimentar foi exposta a luz, considerando que a partícula teve seu último contato com a luz no momento de deposição. Esse tempo pode ser determinado a partir da dose acumulada nos minerais (paleodose, D_e) dividida pela dose anual por eles recebida (LAUER

et al., 2010). A obtenção de cronologias de momentos deposicionais fornece subsídios para o entendimento da resposta fluvial a mudanças climáticas e tectônicas (JAIN et al., 2004).

Hu et al. (2010), Rittenour (2008) e Fuchs et al. (2014) sugerem que os grãos de quartzo devem ser preferivelmente utilizados devido maior rapidez e probabilidade em seu branqueamento, o que ocorre porque são transportados de forma lenta nos canais fluviais e assim acabam expostos à luz solar por maior tempo.

Figura 06 – Coleta de LOE via tubo de PVC

Fonte: elaboração própria.

Nas análises laboratoriais, adota-se o Protocolo SAR (Dose Regenerativa de Alíquota Única) (SUGUIO, 2010). De acordo com a Datação S.A. (2017), os tubos de PVC são abertos em ambiente de luz vermelha e passam por um tratamento químico posterior com uso de H_2O_2 (20%), HF (20%) e HCl (10%), além de lavagens intermediárias com uso de água destilada. Após este tratamento químico, realizam-se secagem e peneiramento das amostras, com separação da fração granulométrica de 100-160 μm , com obtenção de partículas de quartzo e feldspato livres de matéria orgânica. Desta amostra, uma parte é separada para se submeter à radiação solar por aproximadamente 20 dias para decaimento residual. Desta são separadas pequenas amostras para irradiação, próximas a dose acumulada natural, para elaboração de uma curva de calibração.

Utiliza-se como equipamento a Fotomultiplicadora *Thorn EMI Electron Tubes*, tipo 9235QA. Segundo a Datação S.A. (2017), aplica-se o protocolo SAR para determinar a idade

média dentre pelo menos 10 a 100 alíquotas entre 3 a 7 mg, ou seja, produzem-se várias curvas de calibração como base para o histograma de idades, o que auxilia na interpretação da variação nas amostras. Nesta pesquisa, o protocolo é aplicado a 15 alíquotas. No protocolo SAR apenas uma alíquota (~7 mg) é utilizada para a determinação de cada paleodose (De), onde, com 15 alíquotas, haverá obtenção de 15 idades diferentes para a mesma amostra. Dividindo-se a paleodose pela dose anual, obtém-se a idade do sedimento por luminescência (RAMOS et al., 2012).

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

$$Idade = De / Dr = De / (\alpha \cdot D\alpha + \beta \cdot D\beta + \gamma \cdot D\gamma + DC) \quad (9)$$

onde De = paleodose, em Gy e Dr = dose anual, em $\mu\text{Gy/ano}$, sendo $D\alpha$, $D\beta$, $D\gamma$ e DC , respectivamente, as contribuições relativas da radiação alfa, beta, gama e cósmica. A dose equivalente (De) é calculada com base na comparação entre o sinal natural de luminescência da amostra adquirida e o sinal emitido após estimulação com uma dose conhecida. Já a dose anual (Dr) é calculada com base na atividade dos radionuclídeos Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th) e Potássio (^{40}K) presentes na amostra.

Acerca da datação de compostos orgânicos por ^{14}C . Os isótopos estáveis de átomos de C, H, O, N e S encontram-se de forma natural na atmosfera, hidrosfera, litosfera, pedoesfera e biosfera. Os isótopos com menor massa atômica, como por exemplo, ^{12}C , ^{14}N , ^{32}S são localizados de forma mais abundante na natureza, enquanto que isótopos de maior massa (^{13}C , ^{15}N , ^{35}S) são escassos. O ^{14}C é um isótopo radioativo do carbono produzido naturalmente na alta atmosfera pela irradiação cósmica do ^{14}N . Uma vez formado na atmosfera os átomos de ^{14}C são incorporados ao CO_2 atmosférico e assimilados no ciclo global do carbono, assim como ocorre com os dois isótopos estáveis, ^{12}C e ^{13}C . Nesse ciclo o carbono é incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e cadeia alimentar (LORENTE, 2015).

Enquanto as plantas e animais vivem ocorre a incorporação contínua de diferentes isótopos de carbono nos tecidos orgânicos, quantidade que está em equilíbrio com o conteúdo atmosférico, mantendo constante a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (BROECKER, 2003). Quando os organismos morrem as trocas cessam e o ^{14}C radioativo se desintegra continuamente em taxa constante sem ser renovado, reduzindo seu conteúdo na matéria orgânica restante. A meia vida do ^{14}C segundo o *National Bureau of Standard* é de 5730 ± 30 anos, o que significa que se um organismo morreu há 5730 anos, ele tem atualmente a metade do seu conteúdo original em ^{14}C (BUSO JUNIOR, 2015).

Dessa forma, o método de datação por ^{14}C fundamenta-se na mensuração da quantidade de isótopo radioativo restantes em materiais de origem orgânica. Por apresentar meia vida moderadamente curta o ^{14}C permite datação de material orgânico de até aproximadamente 60 mil anos AP (anos antes do presente). As datações são realizadas por algumas técnicas como a Espectrometria de Cintilação Líquida de Baixo Nível de Radiação de Fundo, metodologia utilizada no CENA- USP (PESSENDA e CAMARGO, 1991), Contador Proporcional Gasoso (CPG) e Acelerador de Partículas Acoplado a um Espectrômetro de Massa (AMS – *Accelerator Mass Spectrometry*). Todas essas técnicas possibilitam datar a idade de sedimentos, madeiras, carvões, carbonatos, matéria orgânica, ossos etc (LORENTE, 2015).

Especificamente a datação pela espectrometria de aceleração de massa (AMS) baseia-se na contagem de átomos presentes na amostra, além de possibilitar a utilização de amostras de menores dimensões (5-10mg), conseguindo maior precisão e maior alcance máximo (da ordem de 50 ka). De acordo com Broecker (2003) esse método apresenta menores margens de erros, além de possibilitar aferição de amostras menores e mais antigas. A datação ^{14}C se tornou uma ferramenta muito importante utilizada em estudos de caráter paleontológico, sedimentológico, oceanográfico, paleoclimático, arqueológico ou ainda com o objetivo de reconstituir os paleoambientes (COLINVAUX et al., 1996a, b, 2000; LEDRU et al, 2009; PESSENDA et al., 2012; BUSO JUNIOR, 2015; LORENTE, 2015).

É necessária segundo recomendação do laboratório de análise a coleta de 10 gramas de material orgânico (matéria orgânica e/ou plantas) que deve necessariamente ser armazenada em saco com fecho *ziplock* para evitar contaminação. Na coleta utilizaram-se ferramentas de jardinagem obrigatoriamente metálicas e luvas de PVC, para evitar contaminação, sendo prescrito também o manuseio de uma amostra por vez. Após coleta, escreve-se no saco a profundidade e nome da amostra. As alíquotas assim processadas foram submetidas à datação no laboratório Beta Analytic, em Miami/Flórida, USA (**Figura 07**).

A redistribuição dos materiais orgânicos e minerais nos perfis pode ocorrer pela biopedoturbação da macrofauna do solo (PATUCCI et al., 2018), ou ainda pela percolação de água e infiltração de raízes, o que se mostra como limitação comum aos dois métodos de datação LOE e ^{14}C . Essa alocação do carbono recente nos perfis de solo pode contaminar a amostra ocasionando o rejuvenescimento ou aumento da dispersão dos valores das idades (YBERT, 1999; BATEMAN et al., 2003).

Figura 07 – Amostra de coleta do material orgânico para datação de ^{14}C

Fonte: elaboração própria.

4.4.12 Análise Palinológica

Para realização da análise palinológica foi coletado um testemunho de Espodossolo contendo 50 cm de profundidade. O material testemunho foi coletado manualmente, utilizando-se ferramentas de jardinagem obrigatoriamente metálicas e luvas de PVC, sendo essencial o manuseio de uma amostra por vez. Foram coletadas amostras a cada 2 cm³ de profundidade, sendo estas devidamente armazenadas em saco com fecho *ziplock* para evitar contaminação e posteriormente refrigeradas.

A análise palinológica qualitativa preliminar foi realizada nas profundidades 12-10 cm, 26-24 cm e 48-46 cm, cm do material testemunho, com o intuito de verificar a fertilidade do material para palinomorfos, além de se observar as características e especificidades morfológicas destes grãos. Paralelamente ao diagnóstico de grãos de pólen, foram contados os esporos de briófitas e pteridófitas e algas. Não foi introduzido o marcador exótico *Lycopodium clavatum* (1 pastilha = 18.584 esporos) uma vez que o objetivo não era fazer a contagem do número absoluto de cada palinomorfo por cm³, mas sim observar se o testemunho era fértil ou não. As etapas de preparação estão sumarizadas abaixo.

O processamento palinológico conforme procedimento padrão para sedimentos quaternários fundamentou-se em Faegri & Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999). O procedimento consiste no tratamento de amostras com HCL 10% para eliminação dos

carbonatos, HF (ácido fluorídrico) para eliminar os silicatos, KOH 5% (hidróxido de potássio) para eliminar os ácidos húmicos e por fim, a mistura de acetólise (9 partes de anidrido acético – $(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$ e uma parte de ácido sulfúrico – H_2SO_4) a fim de eliminar a celulose e a matéria orgânica do sedimento, com o objetivo de facilitar a visualização das características morfológicas dos palinomorfos.

O resíduo final desse processo foi montado com gelatina glicerizada líquida em lâminas de microscopia de luz. A identificação preliminar dos grãos de pólen e esporos ocorreu por meio da observação das lâminas em microscópio óptico, e pela comparação com bibliografia especializada e lâminas da coleção de referência. As fotomicrografias foram tomadas com aumentos de 400x e 1000x com óleo de imersão. Maiores detalhes da metodologia podem ser observados abaixo (**Figuras 08 e 09**), baseados nos treinamentos realizados no CENA/USP e IGC/USP.

Para identificação taxonômica dos tipos polínicos foram utilizados materiais desenvolvidos por Tryon e Tryon (1982), Salgado-Labouriau (1973), Colinvaux et al. (1999), Lorenzi (1992; 2009), Souza e Lorenzi (2005), Nascimento et al. (2013), Lorente et al. (2017) e Nepomuceno et al. (2018). Alguns gêneros apresentam grãos de pólen muito semelhantes e de difícil diferenciação. Nestes casos, utilizou-se o termo “tipo” após a detecção do táxon mais característico para a vegetação de Mata Atlântica.

Figura 08 – Coleta dos testemunhos para análise palinológica, sendo A coleta de 2cm³ de amostra, B armazenamento, C refrigeração, D material orgânico tratado, E lâmina e F análise taxonômica em microscópio óptico

Fonte: PATUCCI (2018).

Figura 09 – Procedimento palinológico para sedimentos quaternários segundo Faegri e Iversen (1989) e Colinvaux et al. (1999)

Fonte: LORENTE, F. L. (2015).

5 AS CAPTURAS FLUVIAIS: UM PANORAMA GLOBAL

5.1 PRENÚNCIO SOBRE AS CAPTURAS FLUVIAIS

As capturas fluviais foram preliminarmente reconhecidas no final do século XIX, por pesquisadores americanos e franceses em estudos pontuais. No início do século XX o interesse pelo assunto ainda era diminuto, quadro que foi alterado apenas na metade daquele século pela retomada de pesquisas. Os sistemas classificatórios acerca das capturas, seus indicadores e processos influenciadores, nascem nesse momento (OLIVEIRA, 2010).

Grove Karl Gilbert (1877) e William Morris Davis (1889) foram os geocientistas precursores na literatura geomorfológica ao observarem o importante papel das capturas no desenvolvimento da rede de canais e consequentemente na evolução de bacias hidrográficas. A captura era compreendida como uma consequência da evolução das paisagens, que ocorria por intermédio de estágios de desenvolvimento. As etapas de desenvolvimento estariam relacionadas à ação da erosão regressiva ocasionadas por diferenças de nível de base ou gradientes hipsométricos.

Mediante as explicações geomorfológicas admitidas, as capturas também eram nomeadas pela possibilidade de ocorrência dentro do quadro evolutivo, como por exemplo: capturas em vias de execução, iminente, previsível, recente ou antiga. Os autores também pontuaram a importância do processo para a geração de novos escarpamentos, rebaixamento do relevo e desenvolvimento de feições morfológicas fluviais (OLIVEIRA, 2010).

Em 1877 Gilbert realizou pesquisas de campo para fins de levantamentos geológicos nas Montanhas Henry, região desértica de grande interesse para a geologia e, especificamente ao sul de Utah e na margem direita do Rio Colorado, nos Estados Unidos. Detectou que no Planalto do Colorado predominavam-se rochas sedimentares com intrusão de lacólitos e que processos de erosão modificaram vertentes e divisores, promovendo captura de rios paralelos.

Em 1889, Davis iniciou suas pesquisas sobre o tema nas capturas que ocorreriam na Pensilvânia, onde preliminarmente sugere que as mesmas teriam ocorrido por migração de divisores. Adiante, em 1895, investiga de forma mais criteriosa o fenômeno e as suas evidências na região de Lorena na França, nas bacias fluviais do rio Seine, Meuse, Moselle.

Influenciado por M. Emm. De Margerie Boblaye (1829), Gilbert (1877) e estudos publicados na Alemanha e na Inglaterra, Davis nomeou, mapeou e identificou feições morfológicas associadas aos rearranjos de drenagem. Algumas terminologias e explicações

conceituais foram apresentadas pelo autor especificamente para reordenações de drenagens advindas de capturas fluviais.

No caso da captura do rio Meuse pelo rio Moselle, Davis (1896, 1909) inicialmente atentou para a mudança no traçado da drenagem entre os rios, tendo constatado um vale abandonado que comprovaria que o curso d'água que o ocupava anteriormente teria tido um volume notável. Foi também observado um cotovelo de captura bem demarcado, o que explicaria a hipótese de que um afluente do rio Moselle desviaria uma drenagem do rio Meuse em seu benefício.

Sobre o termo “rio pirateado”, aqueles que tiveram seus leitos alterados por influência de drenagem de outra bacia hidrográfica, foi utilizada a nomenclatura “*river piracy*”. Feições resultantes do entalhamento do canal fluvial que ocasionou o desvio foram chamadas de garganta e vale entrincheirado “*gorge*” e “*intrenched valley*” respectivamente, remetendo a localização do ambiente acima ou abaixo do cotovelo de captura. Essas categorias são consideradas temporárias devido ao alargamento do rio capturado com o tempo.

Os vales secos, mortos ou abandonados localizando-se em meio aos divisores de bacias correspondem aos antigos leitos e ou terraços fluviais dos rios que sofreram captura os quais foram denominados “*winding valleys*” nomenclatura também encontrada na literatura como “*wind gap*” (MILLER, 1915). Aos cotovelos de capturas “*elbow of capture*” designou como as curvaturas bruscas e acentuadas, com angulação próxima a 90°, encontradas no trecho superior de um rio interceptado por um canal capturador.

A redução em termos de área sofrida pelos canais de drenagem devido ao desvio de parte dos leitos foi classificada como “*beheaded river*”, já o termo “*inverted streams*” refere-se aos novos e pequenos canais que podem se estabelecer com fluxo em direção ao cotovelo de captura, sendo bastante curtos se a captura for recente. Por fim, o autor menciona o processo resultante da captura ocorrendo com os rios decapitados como “*reverted streams*”, em que o rio decapitado formaria um pequeno lago devido à diminuição de sua competência e, conseqüentemente, do regime hidrológico.

O estudo de processos de rearranjos de drenagem, especialmente as capturas fluviais, se justifica pelo seu papel na evolução das bacias hidrográficas e da paisagem como um todo. Na literatura geomorfológica, a partir da segunda metade do século XX, a captura fluvial (*river piracy*, *river capture* ou *stream piracy*) passou a corresponder ao processo natural de desvio de águas de uma bacia fluvial para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (AB´SÁBER, 1956; THORNBURY, 1957; CHRISTOFOLETTI,

1975, 1977, 1981). Para Summerfield (1991) e Hugget (2007) a captura é um processo de apreensão de um curso fluvial e sua área de contribuição, realizado por cabeceira à montante.

Usando o denominativo “pirataria” ou “*piracy*” de Thornbury (1957), Miller (1915) refere-se à expressão para explicar que o rio conquista o seu vizinho. De acordo com Christofolletti (1975, 1977, 1981) e Douglas et al. (2009) classificam a captura fluvial como um processo natural de deslocamento de parte do fluxo hídrico de um canal para outro, onde uma bacia hidrográfica captura drenagens de outra bacia. Douglass et al. (2009) citam ainda que a “pirataria” resulta em uma “drenagem transversa pirateada”, de forma a ser considerada um agente de reorganizações fluviais (SORDI et al., 2015 a, b).

Para Bishop (1995) a captura é um tipo de rearranjo das drenagens consequente de evento erosivo localizado na extensão remontante de cabeceiras. Marent et al. (2013) e Paixão et al. (2019) também as relacionam com a erosão diferencial e recuo de cabeceiras controladas por nível de base, em que bacias localizadas em cotas altimétricas inferiores ao nível de base apresentam elevado potencial erosivo. Mikesell et al. (2010) pontuam que a captura ocorre mediante a expansão de uma bacia hidrográfica, processo que provocaria erosão remontante acelerada ou incisão fluvial na parte alta de seus rios, influenciando na retenção e mudança de rota de canais pouco ativos.

Para Oliveira (2010) as capturas, ocorrem devido à erosão ativa pela drenagem de um rio sobre outro. Para a autora o rio que executa a captura ou “pirataria” é chamado de capturador, beneficiário ou captador e a região à montante do curso captado é chamada de capturada ou decapitada. É considerada importante por ser um processo morfogenético de esculturação das paisagens (CHEREM et al., 2013; SORDI et al., 2015a, b) e também pelo seu papel na morfodinâmica e evolução das redes de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1975, 1981; PRINCE et al., 2010; SALGADO et al., 2016, 2018).

Pode estar sujeita ou não, a controles litoestruturais (SUMMERFIELD, 1991; MATHER, 2000a, b; SCHUMM, 2005), influência de pulsos tectônicos (MATHER, 2000a, b; SCHUMM, 2005; MIKESELL et al., 2010) e mudanças climáticas (BULL, 1990; PEDERSON, 2001; STANGE et al., 2013; PATUCCI et al., 2018).

5.2 SISTEMAS CLASSIFICATÓRIOS

Segundo Christofolletti (1999) as bacias hidrográficas, pelo critério da funcionalidade, podem ser compreendidas como um sistema não isolado aberto, o qual recebe e permite a

troca de matéria e energia, onde a saída de um subsistema torna-se a entrada do subsistema seguinte. Pode ainda ser avaliada pelo critério da composição integrativa, que é compreendido pelos sistemas morfológicos, em sequência ou em processos-respostas. Os morfológicos respondem ao fluxo de matéria ou energia, os em sequência representam subsistemas relacionados por um curso de matéria e energia e por fim, a combinação destes dois últimos forma os sistemas de processo-resposta, que norteiam os sistemas classificatórios.

Em outras palavras, o sistema morfológico responde à “forma”, ou seja, a resposta do funcionamento, enquanto que o sistema em sequência indica o “processo”. Modificações na forma podem alterar os aspectos que mantem o funcionamento do processo, causando discrepâncias qualitativas na entrada de energia. Desta maneira, faz-se necessário o conhecimento dos aspectos físicos e de forma das bacias com vistas ao conhecimento de seu comportamento hidrológico, estabelecendo relações e comparações entre eles (VILLELA e MATTOS, 1975). Christofolletti (1980) menciona que as análises integradas vinculando aspectos litológicos, morfológicos e hidrológicos podem contribuir com o entendimento de dinâmicas que envolvem a evolução de uma bacia hidrográfica e processos específicos como as capturas fluviais.

Thornbury (1954) cita que a captura advém da erosão ativa de um rio sobre outro, ocasionando o desvio de parte de suas águas para o rio vizinho. A partir de influências davisianas, apresenta cenários explicativos para prognósticos de capturas fluviais divididos em duas grandes categorias. A migração lenta dos divisores, representando um ciclo juvenil da evolução da drenagem e a migração rápida dos divisores, representando um ciclo senil. No primeiro caso o deslocamento avançado dos divisores das bacias ocorreria por processos erosivos nas vertentes mais íngremes, gerando desvios e no segundo caso, a migração dos divisores ocorre de maneira abrupta ocasionando perturbações (**Figura 10**).

Figura 10 – Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Thornbury (1957)

Fonte: elaboração própria.

Nesse sistema os desvios são caracterizados como um processo ativo em que a atuação dos rios nas alterações dos canais fluviais é direta e depende, por exemplo, do tipo de corrente e da carga de sedimentos. Já na perturbação, o processo é considerado passivo, pois a alteração dos leitos vai depender de outros fatores de atuação, como por exemplo, epirogênese (soerguimentos e subsidência) ou orogênese (dobramentos e falhamentos).

A perturbação desdobra-se em desvios por pirataria, que ocorrem devido à diferença de altitude entre o canal pirateado e o canal com maior competência e em desvios por agração, que são explicados pelo preenchimento acelerado de vales e depressões, atingindo o mesmo nível do divisor e ocasionando transbordamento. Por fim, mencionam-se quatro possibilidades para a ocorrência das piratarias: a abstração, no qual ravinas e voçorocas influenciariam a agregação de canais menores; a erosão regressiva, que ocorre devido à diferença de resistência de rochas e altitude dos canais; o aplanamento lateral, ocorrendo por erosão lateral dos canais regulares e o desvio subterrâneo, nas regiões cársticas.

No modelo de evolução de capturas fluviais de Small (1977) são iniciadas discussões acerca das correlações entre a permeabilidade das rochas do canal, capacidade de infiltração da água e escoamento sub-superficial das áreas nas quais ocorre o processo de captura (**Figura 11**), colocações vinculadas ao regime climatológico até então não mencionadas pelos modelos pretéritos. Small (1977) aproxima-se das descrições de Thornbury (1957) somente ao mencionar o “alargamento lateral do vale” como uma forma da captura ocorrer, entretanto direciona a discussão para as taxas de erosão, para o regime climático/hídrico, para a classe de solos e por fim, para a qualidade das rochas e sedimentos existentes nos canais.

Na classificação de Small (1977), a pirataria pode ocorrer primeiramente pelo desvio superficial simples, o que significa que a área possui rochas impermeáveis e que o canal capturado preserva seu fluxo até suceder o desvio devido à natureza da rocha. No desvio superficial precedido pela abstração subterrânea, as áreas apresentam rochas permeáveis, o que atenuaria o fluxo dos canais capturados e permitiria o escoamento em sub-superfície para a bacia captitante. Na migração dos divisores, verifica-se a transição da área de escoamento entre bacias e no alargamento lateral do vale, a erosão lateral dos canais regulares.

Small (1977) menciona que uma das evidências do processo dá-se pela observância do perfil longitudinal do rio ao se analisar as rupturas de declives advindas do rebaixamento de seu nível de base no local, onde ocorreu a captura. Porém, o autor cita que não é obrigatório que os degraus topográficos tenham gradientes ampliados e dependendo dessa diferença, não é necessária a formação de um nível de base local para ocorrer a captura.

Figura 11 - Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Small (1977)

Fonte: elaboração própria.

Uma vez que o prognóstico de Small (1977) assim como a morfometria de bacias dependem diretamente da relação entre a litologia, escoamento, infiltração, ciclos de erosão e os regimes de precipitação, é possível estabelecer hipóteses auxiliares e complementares utilizando essas metodologias. Em especial alguns cálculos de parâmetros areais e lineares (CHRISTOFOLETTI, 1970) que relacionem discussões acerca do comportamento hidrológico.

Partindo dessa perspectiva, a análise morfométrica de uma bacia hidrográfica é imprescindível para a qualificação e compreensão da dinâmica hidrogeomorfológica. Os parâmetros matemáticos de uma bacia permitem caracterizá-la de modo preciso, pois possibilitam a avaliação do controle que as propriedades estruturais exercem sobre a drenagem e sobre os relevos e solos, informação fundamental para uma análise integrada, pressuposto metodológico da presente pesquisa. Porém, segundo Tonello (2005) e pressuposto também adotado nessa pesquisa, nenhum desses índices isoladamente pode ser compreendido como capaz de simplificar os processos complexos os quais permeiam a evolução das bacias.

Trata-se de uma metodologia importante para precisar a evolução das bacias de drenagem, e consequentemente prognóstico de capturas, pois evidencia as possíveis similaridades ou distorções morfológicas e morfométricas ocasionadas pelas alterações no embasamento litoestrutural, movimentação tectônica ou oscilações paleoclimáticas. A análise quantitativa de bacias hidrográficas (GUERRA e GUERRA, 2003) é o estágio preliminar para se avaliar as origens de modificações naturais ou associações entre variáveis ambientais, como características geológicas, litológicas, tectônicas, pedológicas, climáticas, geomorfológicas e outras, com as alterações pelas quais as bacias passam ou passaram.

A correlação das redes de drenagem com a forma da bacia, a hierarquização dos canais, processos de escoamento, descarga, erosão, e outras variáveis ambientais explicativas, auxiliam na compreensão de fatores do meio físico que direcionaram processos naturais que ocorreram nas bacias em outro período geológico (BERTOLINI et al., 2019).

No caso dos parâmetros de área podemos citar a relação entre a natureza dos desvios e as densidades de drenagem “Dd” e densidades hidrográficas “Dh” (CHRISTOFOLETTI, 1970), uma vez que a capacidade de infiltração das rochas em um mesmo ambiente climático repercute imediatamente nesses índices. O comportamento litológico segundo Christofolletti (1970) e Carlston (1963) influi na permeabilidade, uma vez que facilitará ou dificultará a infiltração, que consequentemente apresenta relação direta com o potencial de Runoff (COLANGELO, 2005). Segundo os autores as densidade aumentam quando a transmissibilidade diminui.

Isso ocorre, pois nas rochas onde há maior dificuldade de infiltração (no caso granitos e gnaisses), há um maior escoamento superficial gerando possibilidade maior de modelação de canais permanentes. A justaposição dos canais ao litosubstrato eleva a densidade de drenagem e hidrográfica, o que justamente ocorre no planalto e escarpas, cenário que pode influenciar a probabilidade de um processo de captura (OLIVEIRA, 2011).

O estudo e análise das densidades fluviais oferecem grande apreço à geomorfologia, pois indicam o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem de uma bacia (ANTONELI e THOMAZ, 2007). A Densidade hidrográfica representa o número de canais em dada ordem, enquanto que a densidade de drenagem relaciona a área da bacia com comprimento total dos rios de todas as ordens. Os dados referentes à densidade de drenagem embora não possuam relação direta com os de densidade hidrográfica, podem ser avaliados em conjunto com estes, justamente por ambos responderem aos mesmos fatores de influencia como litoestrutruura, clima e relevo (SCHUMM, 1987, 1993, 2005).

As piratarías ocasionadas por migração dos divisores e por alargamento lateral dos vales podem ser relacionadas com o coeficiente de manutenção “Cm” e com a extensão do percurso superficial “Eps” (CHRISTOFOLETTI, 1970), já que ambos os índices respondem à infiltração, litologia e a classe de solos. O “Cm” avalia o escoamento sobre vertentes e interflúvios a fim de gerenciar a manutenção de 1m de escoamento fluvial, ou seja, define a área mínima necessária para manutenção dos canais. Enquanto que “Eps” representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente.

Os parâmetros “Dd”, “Dh”, “Cm” e “Eps” refletem a influência de sistemas físico-naturais, como por exemplo aportes hídricos advindos de eventos pluviométricos e natureza do litosubstrato. Especificamente os parâmetros “Cm” e “Eps” ao serem relacionados às classes de solos e substratos rochosos, conseqüentemente respondem à capacidade de escoamentos superficiais e sub-superficiais em solos, conhecido como coeficiente de Runoff (COLANGELO, 2005). Enquanto que os índices de forma (K) e circularidade (C) respondem à evolução das bacias em relação a adaptação as forçantes climática e tectônica (CHRISTOFOLETTI, 1970; SCHUMM, 1987,1993, 2005).

Diferenças na natureza de propriedades de rochas também exercem influência sobre as taxas de erodibilidade dos sedimentos, taxas de expansão total da drenagem (MATHER, 2000 a, b), taxas de infiltração no solo (SMALL, 1977) e sobre as quantidades e características mineralógicas dos sedimentos fornecidos para os sistemas fluviais (CHRISTOFOLETTI, 1981). A influência dessas propriedades no embasamento pode ser observada na morfologia e na hidrodinâmica dos canais fluviais (SCHUMM, 2005) e na morfometria de bacias de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1970).

A combinação de parâmetros morfométricos variados dentro de uma análise integrada da paisagem permite a diferenciação de regiões que aparentemente seriam homogêneas. A resposta dos parâmetros pode evidenciar indicadores físicos específicos para um determinado local, de forma a qualificarem as mais diversas alterações físicas. Já em outras áreas, os mesmos parâmetros podem perder a expressão, exibindo indicadores que se integram de modo diverso (ANTONELLI e THOMAZ, 2007).

Em relação à tectônica, por meio de epirogênese (soerguimentos e subsidência) ou orogênese (dobramentos e falhamentos), ocorre a formação de degraus topográficos, compartimentações do relevo e basculamento de blocos, alterando a dinâmica e a esculturação da paisagem como um todo. Segundo Mather (2000a, b) e Mather et al. (2017) ambientes geotectônicos oriundos de dobramentos e falhamentos também podem ocasionar diferenças nos gradientes topográficos necessários para a reorganização da drenagem.

Christofolletti (1981) cita que a reorganização espacial dos canais de drenagem e mudanças no aporte de sedimentos gerando mudanças no nível de base são os principais critérios para se inferir a ocorrência das capturas. Entretanto, estudos a respeito de procedimentos metodológicos para inventário de indicadores, mapeamento de tendências e interpretação dos aspectos evolutivos do processo de captura objetivando a sua comprovação ou futura ocorrência, ainda são escassos.

A classificação de Christofolletti (1981) para os diferentes tipos de capturas advém de influências diretas do modelo desenvolvido por Thornbury (1957), a qual apresenta cinco caracterizações (**Figura 12**). As tipologias de capturas fluviais abrangem a absorção de um rio por outro (*abstraction*), o recuo de uma das cabeceiras (*headward erosion*), o aplanamento lateral (*lateral planation*), o transbordamento de um rio (*déversement*) e o desvio subterrâneo de um rio (*subterranean diversion*) (OLIVEIRA, 2010).

Figura 12 - Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Christofolletti (1981)

Fonte: elaboração própria.

Por absorção, dá-se a integração das menores linhas de drenagem a partir de ravinas e voçorocas e o desaparecimento de pequenos canais em função do rebaixamento dos divisores e da diminuição de relevo. Ocorre competição entre os rios devido as diferentes velocidades de entalhamento, onde com o alargamento de seus vales, passam a capturar cursos adjacentes.

Como exemplo de captura por absorção podemos citar o estudo de Gilbert (1877) nas montanhas Henry, localizadas na região oeste do rio Colorado nos Estados Unidos. O autor detectou que a erosão intensa de região desértica em consonância com o litoestrutura composta por rochas sedimentares e intrusão de lacólitos, modificou a concavidade e convexidade de vertentes, ocasionando a captura de rios vizinhos (OLIVEIRA, 2010).

Pelo recuo de cabeceiras a captura decorre devido à erosão regressiva das cabeceiras, onde predomina a diferença de altitude ou a resistência diferencial das rochas. A captura por recuo das cabeceiras é a tipificação mais recorrente do processo de rearranjo de drenagem (**Figura 13**), sobretudo em áreas serranas que apresentam degraus nos relevos. Cherem et al. (2013), Magalhães et al. (2017) e Salgado et al. (2018) pontuam que nesses casos, a captura ocorre devido o avanço das cabeceiras de maior energia que drenam a frente das escarpas, sobre as cabeceiras de menor energia que drenam planaltos superiores.

Podemos citar alguns casos clássicos de capturas por erosão regressiva de cabeceiras,

como por exemplo: o caso estudado por Davis (1895, 1896) entre o rio Meuse e Moselle na região de Lorena, na França, o caso do rio Roanoke nos Apalaches na região oriental dos Estados Unidos (PRINCE et al., 2011), na região dos Ghats Ocidentais na Índia (PRINCE et al., 2010), a captura dos rios Snickers, Ashby e Manassas (THORNBURY, 1957) e a captura fluvial do alto rio Guaratuba na Serra do Mar em Bertioga-SP (OLIVEIRA, 2003).

Há ainda outros trabalhos precursores que elucidam este tipo de captura, como os de Bowman (1904), Fenneman (1938), Thompson (1939), Bethune (1948), Ritter (1972) nos Estados Unidos e de Hubert (1912), Forbes (1932) e Pouquet (1966) na África. É interessante salientar que todas essas pesquisas aqui citadas apontam a presença de canais captadores e decapitados, de vales secos e dos cotovelos de captura como feições morfológicas comuns nas áreas onde se defende que ocorreu a captura.

Figura 13 – Captura por erosão regressiva de cabeceiras

Fonte: IBGE (2009), adaptado de Sobrinho (2012).

A captura por aplanamento lateral realiza-se quando o rio principal migra lateralmente cortando o interflúvio que o separa do canal tributário e desvia a parte montante do mesmo. A jusante do rio decapitado é possível observar a presença de um colo, que muitas vezes pode conter registros sedimentológicos e seixos rolados (*fluvatile graves*) (PEDERSON, 2001).

Mediante aplanamento lateral podemos citar a captura do rio Mocátan pelo rio Inferno e um afluente deste pelo rio Hueli, em Sorbas, no Sudeste da Espanha (MATHER, 2000a, b). As capturas na região tem influência da litologia e de lineamentos estruturais, além do soerguimento da área que afetou os gradientes topográficos regionais e das oscilações climáticas que estimularam os ciclos de agradação e degradação das bacias hidrográficas

(OLIVEIRA, 2003, 2010). O resultado final desses rearranjos apresenta uma série de capturas e de vales adjacentes, cada qual apresentando um histórico geomorfológico próprio.

A captura decorrente de transbordamento sucede-se quando um canal recebe carga elevada de sedimentos e entalha seu leito, dessa forma os canais oscilam sobre a superfície de inundação podendo atravessar os colos em degraus inferiores. Geralmente o processo está associado ao rompimento de divisores devido a pulsos tectônicos que provocam a migração progressiva do canal. Para fins de exemplo menciona-se nos Estados Unidos, o caso do rio Furnace Creek Wash pelo Gower Gulch no vale da Morte, Califórnia (POUQUET, 1964).

O processo ocorreu devido a movimentos tectônicos após o Pleistoceno, que influenciaram o reordenamento das redes de drenagem. Foi observado por Pouquet (1964) uma barragem aluvial de 3m próxima ao cotovelo de captura, o que significaria que a barragem era alimentada por um afluente do Furnace Creek, agora tributário do Gower Gulch (OLIVEIRA, 2003, 2010).

Por fim, o modelo de Christofolletti (1981) propõe que as capturas podem decorrer de desvios subterrâneos, processo predominante em regiões cársticas ou com rochas carbonatadas, devido à velocidade de dissolução desses tipos de rochas e ao escoamento subsuperficial, quando um rio erode sua cabeceira subsuperficialmente (OLIVEIRA, 2010).

A captura fluvial subterrânea pode ser exemplificada por Woodward (1936), na Virgínia (EUA), que ocorreu por erosão regressiva onde a drenagem formou um túnel natural em rochas que sofreram intemperismo químico até capturar o outro rio que corria em direção oposta. O rio que foi capturado, pelo interior do túnel, desloca consigo todos os canais de drenagem de sua bacia, devido ao aumento de energia potencial no sistema subterrâneo. Devido à forte incisão e aumento do fluxo subterrâneo, o túnel do teto foi solapado, deixando canyons como indicadores do processo (OLIVEIRA, 2003, 2010).

Independentemente da forma pelo qual a captura procede, pesquisas recentes realizadas por Salgado et al. (2018) demonstram que as diferenças de nível de base, a litoestrutura e a tectônica constituem os fatores determinantes para a incidência dos processos. Porém, Christofolletti (1977) e Summerfield (1991) citam que as capturas podem estar ou não sujeitas às oscilações climáticas e controles estruturais, como por exemplo: redução da precipitação ou aumento da evapotranspiração e percolação e a migração de níveis de base locais.

As capturas, segundo Christofolletti (1977) são uma ocorrência importante para a evolução das redes de drenagem e conseqüentemente das bacias hidrográficas. O autor chama

atenção para as capturas ocorridas por recuo de cabeceiras, em que a diferença altimétrica dos canais é um fator importante. Nesse prognóstico, a erosão do divisor acontece devido aos tributários dos canais estarem em degrau topográfico inferior. Observância realizada pela primeira vez de forma processual na literatura geomorfológica brasileira.

Bishop (1995) interpreta a captura como um rearranjo das drenagens no qual ocorre via interceptação ativa, a total ou parcial transferência do fluxo de um canal e sua área de contribuição à montante, para outro canal nas adjacências. A probabilidade de um rio capturar outro dependerá desse em manter seu canal em um nível abaixo que o do rio superior e de estar sobre litoestruturas menos resistentes à erosão. Nessa conjectura, o autor especifica os principais aspectos influenciadores da erosão mecânica dos rios: alta energia, vantagem erosiva e grau de inclinação.

No seu sistema de classificação as capturas são os tipos mais habituais de rearranjo de drenagem, incluindo também os desvios e decapitações (**Figura 14**). Bishop (1995) menciona fundamentos conceituais principais, os quais dão embasamento para sua interpretação acerca dos rearranjos de drenagem. Dentre eles, o critério primordial é a diferenciação entre o rearranjo dos rios e o rearranjo das zonas de escoamento superficial das bacias envolvidas.

Bishop (1995) menciona que a litologia, a reorganização das linhas de drenagem, a dinâmica de escoamento subsuperficial e superficial e a distinção entre processos “*bottom - up*” (de cima para baixo) e “*top - down*” (de baixo para cima) são as principais variáveis explicativas das capturas fluviais. Segundo o autor, os cotovelos de captura, vales secos e semelhanças entre os materiais depositados em áreas não mais conectadas, são os principais indicadores desse tipo de rearranjo.

No rearranjo de drenagem tipo captura fluvial ou “*bottom – up*” o deslocamento do canal dá-se de forma passiva sendo a interceptação efetuada pelo rio capturador posicionado em cota altimétrica inferior, movimento geralmente associado ao avanço de cabeceira das drenagens. No rearranjo tipo desvio ou “*top – down*” o canal participa ativamente de sua migração para outra bacia “empurrando-se” e o processo associa-se à ideia de “transbordamento” de Christofolletti (1977, 1981), onde com a carga elevada de sedimentos sucede o entalhe de seu leito. Pode acontecer devido à deslizamentos, migração de canal ou ainda pelo rompimento dos divisores hidrográficos por pulsos tectônicos, mantendo-se preservadas as linhas de drenagem.

A decapitação associa-se com a “migração de divisores” do prognóstico de Small (1977) e pode ser explicada pela transferência progressiva de áreas de escoamento superficial

de uma bacia para outra, sem redistribuição das linhas de drenagem. As taxas de infiltração, potencial de *Runoff*, litologia e a classe de solos associados a eventos tectônicos são os agentes do processo. A decapitação, segundo Mikesell et al. (2010) modifica as formas das bacias bem como altera o aporte de sedimentos, acarretando remodelações morfológicas.

Figura 14 - Fases de um prognóstico de capturas fluviais segundo Bishop (1995)

Fonte: elaboração própria.

Os tipos de rearranjos de drenagem, segundo Bishop (1995) transcorrem pela migração lateral e avanço de cabeceira de drenagens que sejam distintas ou avanço de cabeceiras de tributários inferiores (**Figura 15**).

Como exemplo dos rearranjos por migração lateral podemos citar na região do médio vale do Paraíba do Sul a captura do Córrego Alegre pelo ribeirão Barreira de Baixo associada à basculamento de blocos para NW e erosão remontante por decapitação (GONTIJO, 1999; CASTANHEIRA et al., 2006). Nesta pesquisa, ainda se destacam vales secos com depósitos coluvionares, mudança de direção dos canais de NE para N e as capturas na porção jusante dos rios Sesmarias e Bananal (OLIVEIRA, 2010).

Enquanto que o avanço de cabeceiras realiza-se pelo aplanamento dos divisores de sistemas distintos, no qual o que estiver no degrau altimétrico inferior, capturara o superior. Os indicadores dessas anomalias de drenagem são observados por aspectos pedológicos, geológicos, geomorfológicos e sedimentológicos (BISHOP, 1995; GONTIJO, 1999; PEDERSON, 2001; OLIVEIRA, 2010; SANTOS, 2017; PATUCCI et al., 2018).

Figura 15 – Exemplos de rearranjos de drenagem e indicadores provenientes de capturas de drenagem, segundo Bishop (1995). A linha pontilhada é o divisor hidrográfico. (a) Formação de vales seco e cotovelo por recuo de cabeceira; (b) extensão da cabeceira de uma bacia de menor magnitude, em direção a bacia adjacente, levando consigo alguns tributários, (c) invasão lateral por migração ou tectonismo para uma bacia adjacente

Fonte: Silva e Santos (2010), modificado de Bishop (1995).

5.3 INDICADORES DO PROCESSO DE CAPTURAS FLUVIAIS

Nas áreas onde ocorreram capturas é possível observar um conjunto de indicadores morfológicos, geológicos e geomorfológicos que confirmam o evento, tais como: cotovelos de captura, padrões anômalos das redes de drenagem, morfologia de vales secos abandonados (*elbows of capture*), cascalhos e sedimentos, ruptura no perfil longitudinal, *knickpoints*, terraços escalonados. (BISHOP, 1995; GONTIJO, 1999; PEDERSON, 2001; CASTANHEIRA, 2006; OLIVEIRA, 2010; CHEREM et al., 2013; SANTOS, 2017; PATUCCI et al., 2018; REZENDE et al., 2018; SALGADO et al., 2018 e PAIXÃO et al., 2019). Benaïchouche et al. (2016) também indicam como evidências de capturas mudanças repentina na direção das drenagens e a mineralogia de sedimentos dos terraços aluviais.

Entende-se que a captura só é constatada definitivamente quando se observam na paisagem alguns dos indicadores expostos. De acordo com Bishop (1995), apesar da maior confiabilidade das evidências geológicas como os cotovelos e *knickpoint*, elas estão sujeitas à escala temporal dos dados, o que pode alterar respostas. A análise dos indicadores deve ser feita de forma integrada, utilizando métodos e técnicas multidisciplinares a fim de trazer respostas mais precisas para a explicação da captura, assim como para a reconstituição paleoambiental da paisagem (PATUCCI et al., 2018).

Os cotovelos de captura (*elbows of capture*) caracterizam-se como uma anomalia na rede de drenagem, pois correspondem a uma inflexão brusca no eixo plano do canal por influência geológica, formando uma angulação de 90°. Suas causas estão comumente associadas à resistência litológica ou a tectônica regional (COELHO NETTO, 2003). Porém,

Zaprowski et al. (2002) destacam que nos casos onde os rios capturador e capturado tem mesmo embasamento litoestrutural e fluxos nas mesmas direções, não há cotovelos.

Bishop (1995) e Christofolletti (1981) mencionam que ao longo do tempo, as modificações na forma do leito e na hidrodinâmica fluvial tendem a se ajustar às estruturas de rochas aflorantes mais duras e compactas, à medida que a água encontra maior facilidade de corrosão e cavitação ao longo de falhas, fraturas e lineamentos.

A natureza litológica em resposta à morfologia de bacias e a consequente perda de área também podem ser considerados indicadores do processo de captura. Benaïchouche et al. (2018) desenvolveram uma modelagem numérica para estudar as consequências de sucessivas capturas que promoverão ao longo dos próximos milhões de anos a diminuição do rio Moselle e, conseqüentemente, de sua bacia em relação a bacia do Meuse na França. No estudo é comprovada a relação entre a evolução das bacias com eventuais mudanças de área e forma, sobretudo diminuição de áreas naquelas bacias que sofreram capturas.

Em relação ao formato dos canais especificamente, as redes de drenagem que apresentam entre seus tributários e canal principal vários cotovelos com inflexão superior a 90°, são consideradas anômalas. A esse padrão gráfico denomina-se *barbed*, que é considerado por Summerfield (1991) e Pederson (2001) um indicador de reversão de drenagem. Mikesell et al. (2010) explicam que o padrão *barbed* ocorre quando rios à montante transpassam barreiras topográficas.

No Brasil, esse indicador foi relatado na pesquisa de Santos (2017) na bacia do Capivari e nos estudos de Lisbôa e Castro (1998) na captura do rio Camaquã pelo rio Jacuí, na Depressão Periférica Sul-Rio-Grandense. Foi também relatado na Espanha no rio Guadiana Menor, capturado pelo Guadalquivir (CALVACHE e VISERAS, 1997) e na bacia do rio Clarence na Austrália (HAWORTH e OLLIER, 1992) com uma sequência de cotovelos.

Ainda sobre padrões anômalos de drenagens, avaliando-se a captura do alto Guaratuba, na Serra do Mar Paulista (OLIVEIRA, 2003, PATUCCI et al., 2018), é possível observar por fotointerpretação as linhas de drenagens indefinidas na região do vale seco, enquanto que em outros setores apresenta-se como treliça e sub-paralelo.

Os colos ou vales mortos, secos ou abandonados (*cols* ou *wind-gaps*) e localizam-se nas adjacências do ponto de captura. Indicam a segmentação do vale fluvial capturado e apresentam ausência de canais de drenagem após o processo de pirataria (MIKESELL et al., 2010). Oliveira (2010) cita que o vale seco é um colo no topo do interflúvio de nascentes

opostas e que foi cortado pelo recuo das cabeceiras. O termo *wind-gap* é explicado por Miller (1915) e Oliveira (2010) pela passagem de vento no vale que no passado se passava um rio.

A altitude relativa do colo está nivelada com a de terraços fluviais próximos, assim como pode estar correlacionada ao perfil longitudinal das cabeceiras dos rios que sofreram capturas em cenário onde ainda não correu o rebaixamento do nível de base (SMALL, 1972). A avaliação do posicionamento topográfico é um importante componente para a compreensão da evolução da captura (MATHER, 2000a; MATHER et al., 2017).

Colos são indicadores pós-captura e normalmente estão localizados entre os cotovelos e as novas cabeceiras dos rios capturados, podendo apresentar sedimentos fluviais (BISHOP, 1995). A presença de seixos rolados no colo tem sido considerada como um indicador de passagem de fluxo hídrico pretérito no local (SMALL, 1972; PRINCE et al., 2011). Bishop (1995) atenta para que sejam analisados e comparados minuciosamente os seixos com cascalhos de outras localidades, pois a origem dos seixos aglomerados no colo pode ser atribuída também à intemperismo rochoso local.

Douglass et al. (2009) associam os eventos de captura e a presença dos cascalhos em vales secos próximos aos cotovelos de capturas como indícios de drenagem reversa mais jovem do que a elevação, esclarecendo portanto o fato dos cascalhos do paleocanal confinados estarem localizados nos horizontes mais superficiais. Mikesell et al. (2010) também indicam a importância de se estudarem os cascalhos superficiais normalmente distribuídos no vale seco próximos ao cotovelo e os caracterizam como provável evidência dos limites de um paleocanal. Santos (2017) no estudo da captura do Capivari localizado em região úmida e próximo à Serra do Mar, também interpreta a presença de cascalhos com indicador do processo.

A pesquisa de Castanheira et al. (2006) relata o encontro de seixos rolados próximos ao cotovelo de captura do Córrego São João, antigo afluente do rio Paraíba do Sul. O mesmo acontece com a pesquisa de Oliveira (2003), Neves (2012) e Patucci et al. (2018) onde cascalheiras de 10 cm até 1m de largura foram encontradas no colo e terraços próximos ao cotovelo de captura do Guaratuba, que era afluente do rio Claro em contexto pré-captura.

A avaliação mineralógica, morfooscópica e granulométrica dos sedimentos e seixos localizados em depósitos fluviais hoje encontrados em colos e terraços, e que antes representavam o leito pretérito, pode prover evidência de reconexão das áreas e confirmar a captura (PATUCCI et al., 2018). Na Nova Zelândia, provou-se a conexão entre os rios New e Roanoke a partir da avaliação de cascalhos (PRINCE et al., 2011). Vandenbergue (2008)

pontua que o formato dos seixos e a fração granulométrica dos sedimentos encontrados nas planícies aluviais são caracterizados pelo clima.

Já o perfil longitudinal do rio (*river profile*) indica se houve rupturas no declive no momento de rebaixamento do nível de base durante a captura (CHRISTOFOLETTI, 1977). As rupturas de declives constatadas nos perfis possibilitam a identificação de níveis de base temporários ou locais. Ao longo da observação do perfil longitudinal de um rio, os níveis de base são considerados degraus topográficos. Os degraus tornam o perfil do rio mais declivoso, o que influencia diretamente no potencial erosivo do mesmo, sendo sua origem atribuída a influência tectônica, climática ou devido às diferenças litológicas (CROSBY e WHIPPLE, 2006)

Podem-se citar ainda como evidência geomorfológica de capturas fluviais, os níveis de base locais, degraus topográficos ou *knickpoints*, desde que interpretados em contexto local com outros indicadores já explanados (PATUCCI et al., 2018). A partir dessa premissa, devem estar localizados próximos aos cotovelos de captura que refletem justamente a diferença altimétrica nos dois rios envolvidos, condição necessária para o início do processo (SMALL, 1972). Essas feições influenciam na angulação do perfil longitudinal de um rio, promovendo maior energia potencial e competência erosiva (SMALL, 1972).

Segundo Small (1972) preserva-se à montante do *knickpoint* o perfil longitudinal do canal capturado, sendo eventualmente possível conectar o antigo perfil ao colo, região do antigo leito do canal capturado, se este ainda estiver preservado na paisagem. Além da natureza do embasamento litológico, os degraus são também associados às oscilações climáticas, movimentação tectônica, acúmulo de detritos provenientes de escorregamentos ou ainda rearranjos fluviais (SCHUMM, 1993; MIKESELL et al., 2010; KIRBY e WHIPPLE, 2012). *Knickpoints* se colocam nas paisagens como rápidos (*rapids*) ou cachoeiras (WHIPPLE e TUCKER, 1999; PEDERSON, 2001; CROSBY e WHIPPLE, 2006) devido alteração no perfil longitudinal.

Nas paisagens os *knickpoints* são caracterizados como rápidos (*rapids*) ou cachoeiras (WHIPPLE e TUCKER, 1999; PEDERSON, 2001; CROSBY e WHIPPLE, 2006) devido alteração que promovem no perfil longitudinal. A respeito dos *knickpoints* e *knickzonas* quando utilizados como indicadores de capturas fluviais em respostas à forçantes externas ou variáveis litológicas, deve-se ter cautela em sua aplicação avaliando e distinguindo caso a caso a sua formação, tendo como base interpretativa a perspectiva sistêmica de análise. Scheingross e Lamb (2017) e Scheingross et al. (2017, 2019) em experimento proposto sugerem que cachoeiras podem ser capazes de emergir em paisagens com litologia uniforme,

submetidas a forçante externa constante, o que poderia levar à identificação errônea de mudanças no clima e na tectônica em mudanças no perfil longitudinal do canal.

Os autores propõem que cachoeiras possam se formar de forma autogênica, ou seja, por meio de feedbacks internos entre fluxo de água, transporte de sedimentos e incisão do leito rochoso, na ausência de perturbações externas ou controles litológicos. No experimento, a dinâmica da rocha sofrendo erosão por abrasão formou ondulações que se transformaram em cascatas, provando que a origem das cachoeiras podem ser autogênicas. A distinção entre cachoeiras autogênicas e as formadas por fatores externos, trarão respostas que podem alterar completamente a interpretação das forçantes tectônica e climática na evolução da Serra do Mar e outros processos evolutivos nas paisagens.

Schumm (1993) e Bishop (1995) mencionam que o nível de base local é um fator que controla diretamente o potencial erosivo e deposicional, além do gradiente-descarga de um rio, uma vez que correspondem a um afloramento rochoso ou inflexões no canal, que são resistentes ao intemperismo. Mudanças nas altimetrias dos rios reativam a erosão remontante pelo recuo de cabeceira, ocasionando a captura. Os autores citam que após a captura fluvial, o canal capturado sofre queda abrupta no seu nível de base gerando nova reorganização nas redes de drenagem ou ainda migrações para montante e jusante dos próprios *knickpoints*.

Maher (2007), Prince et al. (2010), Mather et al. (2017) argumentam que terraços fluviais são dificilmente produzidos por capturas fluviais, sendo na maior parte das vezes respostas a adaptações do sistema fluvial à tectônica, às mudanças climáticas ou ainda variação global do nível do mar. Terraços fluviais produzidos por capturas geralmente são parelhados (CHRISTOFOLETTI, 1980), distribuídos de forma coincidente em dada região (BULL, 1990) e restritos às proximidades dos rios afetados (PRINCE et al., 2010).

Os terraços fluviais também podem apresentar indicadores do fluxo do rio em situação de pré-captura (ZAPROWSKI, 2002), ou ainda conter depósitos de sedimentos que indiquem alterações na hidrodinâmica dos canais (CHRISTOFOLETTI, 1980). Os sedimentos acumulados respondem à forma do transporte de sedimento, aumento ou diminuição de erosão mecânica e alterações de descarga (PRINCE et al., 2011). Por essa gama de fatores os sedimentos, podem ser considerados registros paleoambientais, uma vez que permitem a reconstrução de mudanças ambientais passadas, assim como a explicação dessas mudanças (CORDIER et al., 2017).

O estudo dos materiais de recobrimento superficial dos terraços fornecem subsídios para a compreensão da evolução de feições no Quaternário (MATHER et al., 2002, 2017)

além de indícios sobre o índice de balanço dos sedimentos, variando entre as incisões e assoreamentos ou agradações (VANDENBERGUE, 1995, 2003; BOGAART et al., 2003a, b). À partir de técnicas da sedimentologia e estratigrafia, por meio da semelhança, disposição ou mudanças abruptas nas características dos sedimentos presentes em registros estratigráficos, inferi-se o processo de capturas em áreas hoje não mais conectadas (BISHOP, 1995).

É possível, por exemplo, realizar estudos geocronológicos a fim de se avaliar os momentos de deposição de materiais de superficiais em feições morfológicas produzidas por capturas fluviais utilizando-se a técnica do LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) para datação de sedimentos arenosos e ^{14}C por Espectometria de Massa por Aceleradores (AMS) para datação de compostos orgânicos (STAMM et al., 2013; MATHER et al., 2017); SANTOS, 2017; OLIVEIRA et al., 2018; PATUCCI et al., 2018). Pesquisas geocronológicas revelam acerca dos ciclos de agradação de sedimentos e compostos orgânicos, além da sucessão de florestas, vinculados às oscilações paleoclimáticas (LEDRU et al., 2008; VANDENBERGUE, 2002).

Não menos importante, pode-se mencionar o estudo de paleossolos nos materiais de recobrimento superficial, uma vez que sua gênese ocorreu em condições climáticas diferentes das atuais ou ainda devido mudanças internas no sistema hidrológico e nas taxas de erosão/deposição (BULL, 1990; VANDENBERGUE, 1995). Os paleossolos produzem nas feições fluviais vários indicadores, como por exemplo: horizontes com acúmulos de ferro e matéria orgânica também denominados “*ortstein*”, acúmulo de matéria orgânica em subsuperfície, mudanças na coloração e preservação de pólen (PATUCCI, et al., 2018).

Outra técnica muito interessante, mas pouco difundida na avaliação de terraços ou feições fluviais provocadas por capturas, é a paleopalinologia. Estudos taxonômicos de grãos de pólen contidos em sedimentos são referências para estudos de reconstituição paleoambientais (PESSENDA et al., 2015). Essa técnica avalia o registro de pólen fossilizados em turfeiras, lagos, regiões alagadiças ou solos com elevada concentração de compostos orgânicos, indicando informações sobre o clima pretérito, hidrodinâmica dos canais e a dinâmica da vegetação (COLINVAUX, 1999). As coletas do material orgânico são realizadas com o objetivo de verificar a fertilidade do material para palinórfos.

Larocque e Campbell (1998) explicam que a fração da matéria orgânica do solo também denominada húmus, presente em determinadas classes de solos, apresenta características vantajosas e aproveitáveis para estudos de levantamento polínico, primeiramente pela facilidade de amostragem e execução de réplicas. Os grãos de pólen

preservados no húmus representam a vegetação local e possibilitam estudos ecológicos que diagnostiquem a sucessão ecológica, adaptação, a competição interespecífica/intraespecífica e o efeito da influência antrópica.

Pesquisas paleopalinológicas realizadas por Ledru et al. (1993, 2005, 2007, 2009) ajudaram a constituir mapas paleoclimáticos do Quaternário no centro-sul do Brasil, de forma a indicar a sucessão vegetacional durante os ciclos glaciais e interglaciais. Os autores indicam que a região centro-sul do Brasil apresentou períodos áridos e que especificamente a região onde se encontra a Mata Atlântica, sofreu com mudanças na frequência de incursão do ar polar, e consequentemente cobertura de nuvens e precipitação. A latitude, a distribuição de umidade e as mudanças na duração da estação seca, segundo os autores, tiveram um forte impacto na distribuição das florestas na América do Sul durante a última glaciação.

5.4 MECANISMOS INFLUENCIADORES DO PROCESSO DE CAPTURAS FLUVIAIS

É importante mencionar o papel do escoamento de água subterrânea para o processo de capturas. Thornbury (1957) e Small (1972) consideram essa influência em seus sistemas classificatórios, mas Pederson (2001) afirma que os tipos e volumes dos fluxos subterrâneos, além dos solapamentos, participam ativamente na maioria das capturas. Segundo o autor, em um cenário pré-captura, a influência climática trazendo umidade e precipitação gera aumento de recarga e elevação dos níveis de água subterrânea, o que promove conexão entre os fluxos subterrâneos de rios envolvidos.

Durante os períodos mais úmidos, o rio a ser capturado fornece maior fluxo e energia potencial para o sistema subterrâneo por estar em cota altimétrica superior, enquanto que a incisão progressiva por parte do rio capturante promove maior fluxo subterrâneo, o que retroalimenta o sistema. As alterações nos fluxos subterrâneos ainda podem ocasionar perda no fluxo do rio pirateado, assim como acúmulo de sedimentos e aumento de energia no sistema. A pirataria seria então a consequência de um evento de maior magnitude (PEDERSON, 2001).

Podemos também mencionar a correlação dos processos de capturas com os condicionantes litoestruturais, por apresentarem correlação direta com a modelação do relevo, sobretudo os canais fluviais (MILLER, 1915). As estruturas presentes nas rochas como lineamentos, falhas e fraturas, assim como as características das próprias rochas como

clivagem, juntas, textura, resistência e arranjo mineralógico, são itens que aceleram ou diminuem as taxas de erosão fluvial diferencial em canais rochosos o que consequentemente influi sobre o intemperismo (SUGUIO, 1973; SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

O condicionamento geológico é um fator significativo para o desenvolvimento das redes de drenagem e evolução do relevo, pois conduz ao longo dos lineamentos e estruturas (falhas e fraturas), o desenvolvimento remontante da drenagem. O processo erosivo, em canais de velocidade aumentada, normalmente coincide com a maior concentração de lineamentos estruturais, o que segundo Sordi et al. (2015a) favorece a ocorrência de capturas fluviais. Nesse contexto, as capturas têm um papel central na morfodinâmica de escarpas por acelerarem a retração das mesmas pela incisão da área capturada (OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; CHEREM et al., 2013).

A diferença de resistência do substrato rochoso também influencia no realinhamento e direção dos fluxos de drenagens (BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001), no escoamento sub-superficial, no *Runoff* e nas quantidades de sedimentos que são disponíveis aos sistemas fluviais, o que automaticamente reflete na hidrodinâmica e atuação dos canais (SCHUMM, 1993, 2005). As linhas de fraqueza, que são constantemente exploradas pelos canais fluviais, podem conduzir erosão remontante, influenciando as capturas por rebaixamento no nível de base (PEDERSON, 2001). Todas essas correlações, segundo o autor promovem a ocorrência de capturas e rearranjos de uma forma geral.

Sordi et al. (2015a, b, 2016, 2018) em pesquisa no Planalto Catarinense, na região do tríplice divisor dos rios Itajaí-Açu/Paraná/Uruguai, detectaram processos fluviais de dissecação e denudação mais agressivos devido a alterações no nível de base. Os processos fluviais seguiram as linhas de fraqueza do embasamento e lineamento, ou seja, falhas e fraturas em rochas sedimentares e vulcânicas e promoveram rearranjos. Foi constatado então que os processos hidrográficos são dependentes do nível de base locais e regionais e da litoestrutura.

Na revisão realizada por Salgado et al. (2018), foi verificado que a tectônica seguida da litoestrutura foram os agentes influenciadores de pirataria ocorridas em macro e meso escalas nos grandes divisores hidrográficos Brasileiros. Resultado semelhante encontrado em Paixão et al. (2018) em pesquisas no divisor hidrográfico Paraná/ Paraíba do Sul, apresentando como resultados rearranjos respondendo à forte controle estrutural dos rios.

Em alguns casos de capturas, diferentemente dos citados acima, a influência climática é o fator que mais prevaleceu, dentre os elementos resposta mais significativos para o

processo. Na Nova Zelândia constatou-se que o aumento de índices pluviométricos promoveu diversas capturas que integraram as bacias dos rios Karori e Kaiwharawhara (LAUDER, 1962). Na Espanha é relatada a influência da alternância de estágios glaciais e inter-glaciais de mudanças climáticas plio-pleistocênicas para as capturas dos rios Sorbas e Carbonera (MATHER, 2000b). Twidale (2004) relata influência da aridificação ocorrida no Quaternário na região central e oeste da Austrália, promovendo alternâncias na hidrodinâmica de canais.

Os sistemas fluviais e seus padrões de atividade são extremamente sensíveis às mudanças climáticas, sobretudo as que ocorreram no Quaternário (BELL e WALKER, 2014). A mudança climática quaternária segundo Wegmann e Pazzaglia (2009) estimulou os processos geomórficos nos sistemas hidráulicos ao produzir descargas instáveis de água e sedimentos. Em fases de transição a entrada de mais umidade e precipitação nos sistemas promoveram a erosão e o intemperismo, aumentando o poder de corrente devido ao aumento da vazão e consequentemente gerando instabilidade de terraços e planícies com diminuição de vegetação (BULL, 1991; MIKESELL et al., 2010), o que contribui portanto para eventos de capturas (PEDERSON, 2001).

O principal fator que governa esses sistemas são as chuvas, porém seu impacto é modulado por outros componentes das paisagens como solos, vegetação, *runoff* e litologia (VANDENBERGUE, 1995). Consequentemente, as variações de incisão nos rios, as descargas, o desenvolvimento de terraços, mudanças de canais, a mineralogia e o carregamento de sedimentos são diretamente ou indiretamente determinados por mudanças climáticas (BELL e WALKER, 2014). Pederson (2001) defende que a alternância e a durabilidade de eventos paleoclimáticos explicam muitas capturas ao provocar alterações nos níveis de base pelo acréscimo ou decréscimo de energia no sistema após tempo prolongado e sucessivos eventos de erosão remontante.

As transições paleoclimáticas atribuem a ora períodos mais secos ora mais úmidos os estágios de erosão e deposição de sedimentos, os quais influenciam na formação de solos e relevo (RÖMER et al., 2002), na hidrodinâmica das redes de drenagem, na sucessão ou retração da vegetação, na quantidade de sedimentos aportados nos leitos e na descarga fluvial (BULL, 1990, 1991; VANDENBERGUE, 1995, 2003; BOGAART et al., 2003a, b; SCHUMM, 2003, 2005; MIKESELL et al., 2010).

Bigarella e Ab' Saber (1964), Bigarella, Mousinho e Silva (1965), Bigarella e Mousinho (1966), Bigarella e Becker (1975), Ab'Sáber (1979), Brown e Ab'Saber (1979), Modenesi (1988) explicam que em áreas tropicais ou de baixa latitude, como é o caso do

Brasil, as flutuações climáticas quaternárias promoveram mudanças nos regimes de chuvas e evapotranspiração apresentando alternância entre condições de aridez e umidade. Para os autores, o clima seco tropical corresponderia nas médias e altas latitudes do hemisfério norte a períodos glaciais, enquanto que condições de maior umidade tropicais correspondem nas médias e altas latitudes a períodos interglaciais.

Entretanto, estudos mais recentes sobre registros palinológicos e geocronológicos de Colinvaux et al. (1996a, b, 2000) na terras baixas da floresta Amazônica, de Pessenda et al. (2009; 2012) na Mata Atlântica Montana e em manguesais do litoral Sudeste Brasileiro, de Ledru et al. (1996) no planalto meridional do Brasil e De Oliveira (1992) em Serra Negra no Estado de São Paulo demonstram que no último máximo glacial, especificamente entre ~ 48.000 A.P e ~ 23.000 A.P as condições climáticas apresentaram nuances frias e úmidas e entre ~ 15.800 A.P e ~ 12.500 A.P muito úmidas, respectivamente, com fases secas curtas.

O registro palinológico consiste na avaliação de grãos de pólen e/ou esporos preservados nos sedimentos das feições morfológicas fluviais, sendo um auxílio importante na interpretação da dinâmica da vegetação uma vez que promove correlações com as oscilações climáticas e hidrogeológicas ocorridas em dado recorte temporal (COLINVAUX et al., 1999). As plantas frequentemente lançam grãos de pólen e de esporos no ar, podendo ser depositados em ambientes propícios à sedimentação, como lagos, terraços fluviais, pântanos e terrenos alagadiços (PESSENDA et al., 2015).

As pesquisas de Ledru et al. (1993) e Pessenda et al. (1996a) utilizando registros de palinomorfos e datação de isótopos de carbono respectivamente, encontraram evidências da fase mais árida do Pleistoceno tardio (mistura de plantas C3 e C4) e as fases úmidas do Holoceno inicial (predominância de plantas C3) na região Sudeste. Pessenda et al. (2009) cita que a depender da região do Brasil, foram registradas a presença de condições climáticas secas durante o período glacial e o último máximo glacial ou condições de maior umidade.

A umidade aumentada durante o último período glacial decorreu principalmente à influência de mudanças nos contrastes de temperatura entre o mar e a terra e nos padrões de circulação atmosférica que controlam a monção de verão na América do Sul (CRUZ et al., 2007). As precipitações de monções por sua vez coincidem com as altas fases de insolação de verão nas escalas de tempo de Milankovitch e com períodos frios no hemisfério norte durante os eventos de Heinrich (CRUZ et al., 2006a, b). Ambos os fatores alteram o regime de chuvas das monções de verão e o transporte de umidade da bacia Amazônica para sul e sudeste do Brasil, o que impacta diretamente a dinâmica fluvial e a sucessão da vegetação.

Ledru et al. (2005, 2007, 2009) comprovam que a diminuição da concentração de grãos de pólen e consequentemente da sucessão vegetacional e de elementos arbóreos em regiões tropicais diminuem em períodos mais áridos. Os ciclos de resposta erosivos-deposicionais além de alimentarem os sistemas fluviais superficiais e em sub-superfície, em períodos secos de agração influenciam no acúmulo de sedimentos, na formação de superfícies e consequentemente na pedogênese (RÖMER et al., 2002), enquanto que em períodos úmidos promovem o entalhamento dessas superfícies e estabilização de vertentes com a sucessão de florestas (BOGAART et al., 2003a , b).

Vanderbergue (1995, 2001, 2002, 2003, 2008) os estudar os ciclos fluviais caracteriza a fase climática curta como um período instável, de transição entre os períodos glaciais e interglaciais. Cita que as respostas aos estados de mudanças de clima em fases curtas de altas latitudes, promovem a incisão fluvial, justamente o período onde ocorre a formação de solos, maiores taxas de infiltração e a estabilidade da cobertura vegetal. Enquanto que a fase longa é caracterizada por ser um período estável que promove a agração, ou seja, um longo período de estabilidade, entre os episódios de instabilidade nas fases curtas, geralmente expresso por desenvolvimento de planícies fluviais e os processos de transporte de sedimentos, ao invés de espessos mantos deposicionais.

O autor avalia ainda que o comportamento erosional e os diferentes estilos de atividades fluviais são diferentes em períodos glaciais e interglaciais, o que influencia na morfologia do vale pelas taxas de incisão, na taxa de migração lateral e no desenvolvimento da planície de inundação. A erosão no início de um período frio não é muito profunda e tem extensão lateral ampla apresentando padrão de rios trançados, em contrapartida, em períodos quentes, a incisão é bastante profunda e estável, com extensão lateral limitada apresentando padrão de rios anastomosados. Por fim, ocorre também que os sedimentos formados durante as fases estáveis são diferentes dos formados em fases instáveis. As planícies de inundação formadas em período frio são caracterizadas por sedimentos de grão grosso e planícies formadas em períodos mais quentes, apresentam grãos finos (VANDENBERGUE, 2008).

Vandenbergue (1995, 2001, 2002) indica que o tempo de resposta dos processos fluviais em relação as mudança climática é multiforme, mas se restringe a sensibilidade dos sistemas fluviais para se adaptarem as oscilações climáticas curtas. O impacto do clima é largamente transferido para estes sistemas pela coesão do solo e descargas, sendo esses fatores especialmente relacionados à cobertura vegetal. O tempo de resposta dos sistemas fluviais às ciclicidades climáticas ou outras condições externas em termos morfológicos e

sedimentológicos é de 10^5 e 10^6 anos, porém, como muitas oscilações ocorrem também em fases curtas, os sistemas estão em constante tentativa de reestabelecer o equilíbrio às novas condições (SCHUMM, 1977; BULL, 1991; MATHER et al., 2017).

O suprimento de sedimentos nos sistemas fluviais é influenciado principalmente pela coesão do solo. No caso de sedimentos não consolidados, a coesão é, em grande medida, uma função da cobertura vegetal, que em condições periglaciais também pode ser reforçada pelo estado congelado do solo. Quantidades relativamente grandes de sedimentos foram fornecidas aos rios durante os períodos glaciais, mas que, todavia, dependiam da capacidade de transporte periodicamente elevada desses rios (VANDENBERGUE, 2001, 2002, 2003).

Segundo Vandenbergue (2001, 2002, 2003) a dinâmica fluvial é determinada pela razão entre a quantidade de sedimentos a transportar e a energia disponível para esse transporte. Como um resultado, as feições fluviais desenvolvem-se por erosão ou deposição, no caso de equilíbrio dinâmico (tendem a) adaptar a sua forma de plano e dimensões à energia específica disponível e necessária (VANDENBERGUE, 2002, 2003; STANGE et al., 2013). Rios podem sofrer dramáticas mudanças quando apenas uma pequena alteração na hidrologia ou características do sedimento ocorre (SCHUMM, 1977).

Bogaart et al. (2003a, b) desenvolveram um modelo matemático a fim de compreender as respostas dos sistemas às ciclicidades climáticas. As previsões são feitas para a descarga, transporte de sedimentos canal, padrão de canal e potencial de incisão, e são comparadas com observações geomorfológicas. Os dados climáticos são derivados de reconstruções geológicas e modelos de circulação atmosférica. A conclusão para as respostas dos sistemas fluviais à forçante climática é de que não existe uma correlação única e exclusiva, mas uma rica diversidade de fatores correlacionados ao clima, que controlam o desenvolvimento fluvial (VANDENBERGUE, 2003).

A influência climática, mesmo essencial, não é o único mecanismo a promover alterações nos sistemas fluviais, sendo necessária muitas vezes uma ação conjunta de outros fatores, como a tectônica, para que processos de rearranjos fluviais ocorram. Suguio e Bigarella (1990) e Stange et al. (2013) mencionam que os estudos acerca de feições morfológicas fluviais e seus sedimentos são fundamentais para a compreensão da evolução de paisagens no Quaternário.

De acordo com Bigarella e Becker (1975) e Suguio e Bigarella (1990) os pulsos tectônicos pleistocênicos e holocênicos em consonância com alternâncias climáticas e consequentes mudanças na dinâmica fluvial, promoveram acumulação de materiais

formadores das feições morfológicas fluviais. Os autores citam que a formação das feições poderia ocorrer independente da tectônica, a qual também aconteceria por diversas alterações de intensidades de condições hidrológicas.

De acordo com Mather (2000a, b) em regiões onde ocorrem capturas fluviais a sensibilidade das bacias em resposta às reorganizações das drenagens é amplamente governada pela estrutura e litologia. A autora avalia que a resposta de um sistema fluvial individual é dependente do equilíbrio entre a magnitude e a frequência da atividade tectônica em comparação com o poder de fluxo disponível e da sensibilidade do sistema fluvial ao clima e proximidade com limiares geomórficos internos (MATHER, 2000a, b).

A tectônica influencia, por exemplo, nas diferenças nos gradientes topográficos por meio da epirogênese e da orogênese e no rebaixamento do nível de base regional ou local que ocasiona a incisão fluvial e erosão diferencial, necessários para a reorganização da drenagem (PEDERSON, 2001; STANGE et al., 2013; MATHER 2000a, b; MATHER et al., 2017). A morfoestrutura atua diretamente nos processos denudacionais, inclusive nos vinculados à reorganização fluvial, o que afeta toda a morfologia das bacias (SORDI et al., 2015a, b).

As explicações encontradas com mais frequência na literatura acerca da influência da tectônica nos sistemas fluviais é de que movimentos tectônicos como falhamentos, dobramentos ou soerguimentos e mesmo diferentes resistências litológicas, promovam degraus topográficos nas paisagens capazes de alterar a dinâmica e o ambiente fluvial dos rios (MATHER 2000a, b; CASTANHEIRA et al., 2006; CHEREM et al., 2013). O rebaixamento do nível de base e consequente incisão acompanhada de erosão à montante (TWIDALE, 2004; MIKESEEL et al., 2010), a alteração na sinuosidade de canais (SCHUMM, 1977, 1993) inclusive via migração lateral por basculamento (SCHUMM, 2005), e os barramentos de cursos fluviais vinculados aos falhamentos ou aumento de gradientes (RÖMER et al., 2002), são desdobramentos bastante comuns causados por tectônica.

Associada à tectônica extensional (subsidência e elevação da bacia), as escarpas de margem passiva dos continentes estão entre as principais formas de relevo em todo o globo e são resultantes do rompimento da placa continental, abertura de riftes e expansão oceanográfica oriundas de episódios epirogênicos no Cenozóico (SUMMERFIELD, 1991; SORDI et al., 2018). Essas escarpas possuem gradientes hipsométricos que favorecem capturas fluviais e a título de exemplo podemos citar a Serra do Mar na região Sul-Sudeste do Brasil. Nesse contexto, a pesquisa de Sordi et al. (2018) demonstra que as bacias que drenam para os oceanos apresentam dissecação agressiva e possuem maior taxa de denudação do que

as que drenam para o interior. Segundo os resultados do estudo, a maior área capturada da margem passiva da América do Sul, o Rio Itajaí-Açu, ainda está evoluindo por meio de intensa dissecação promovida por rearranjos de rede de drenagem.

De acordo com Prince et al. (2011), em contexto de tectônica ativa, ocorrem nas margens continentais a queda rápida do nível de base que originam gargantas no embasamento, migração de *knickpoints* e superfícies remanescentes. Essas feições, por sua vez, separam as drenagens reajustadas às novas condições das drenagens de condições anteriores. Em resposta transitória às alternâncias climática e tectônica, as redes de drenagem evoluem como um sistema dinâmico ajustando-se às forças. Os ajustes são observados nos rios com importantes setores convexos e *knickpoints* em seu perfil longitudinal, além da migração de *knickpoints* e do aumento de gradiente por mudanças dramáticas no nível de base (STRUTH et al., 2019).

A tectônica distensiva cenozoica na região Sudeste do Brasil teria provocado uma inversão nos cursos de drenagens que iriam inicialmente para áreas planálticas continentais a partir de capturas fluviais (AB'SÁBER, 1954; OLIVEIRA, 2010; CHEREM et al., 2013; SORDI et al., 2015a, b; SALGADO et al., 2016; PAIXÃO et al., 2019). O recuo erosivo de escarpas, em resposta à alteração do nível de base local e potencial diferencial erosivo, promoveu a captura de diversos rios planálticos por recuo da cabeceira (AB'SÁBER, 1956; OLIVEIRA, 2010; PRINCE et al., 2010; CHEREM et al., 2013; SALGADO et al., 2016; SANTOS, 2017; PAIXÃO et al., 2019), como os rios Guaratuba, Capivari, Paraíba do Sul etc.

Buscher et al. (2017) em pesquisas sobre evolução das redes de drenagem nos Apeninos do sul (Itália) mencionam que os processos tectônicos e climáticos são geralmente aceitos como propulsores para a construção de paisagens montanhosas, mas que entretanto, avaliar de forma individual o papel de forças externas que ocorrem em escalas espaciais e temporais diferentes é um desafio, principalmente pela natureza transitória de elevação e erosão na geração do relevo topográfico. Os autores citam que o desenvolvimento dos sistemas fluviais depende principalmente da descarga do sedimento que responde à influência climática, do movimento vertical em larga escala que responde à influência tectônica e da força de substrato que responde à litologia. Foi detectado na região que a tectônica extensional em consonância com a litologia resistente à erosão trabalharam juntas para manter área de topografia elevada e uma divisão de drenagem separada.

Benaïchouche et al. (2016) em estudos sobre a evolução contínua das bacias dos rios Meuse e Moselle na França, a fim de detectar novas possibilidades de capturas utilizando o

modelo de evolução de paisagem (*LEM*), foi observado que as piratarias que ocorreram na bacia do Meuse, na escala de 1 milhão de anos, sucederam por vários mecanismos não exclusivos como recuo de cabeceira, transbordamento, controle morfoestrutural e erosão subterrânea, em respostas às forçantes climáticas e tectônicas.

Perfis longitudinais, leques aluviais e a dinâmica fluvial são indicadores de deformação crustal contínua (SCHUMM et al., 2002; SCHUMM, 2005; BENVENUTI et al., 2016). A deflexão da drenagem por deformação superficial, mudanças na inclinação da superfície do canal, mudanças no tamanho do grão da carga do leito, a frequência de inundação e inclinação acentuada dos gradientes do canal também são respostas comuns à perturbação tectônica (KIRBY et al., 2008; BENVENUTI et al., 2016). Whitfield e Harvey (2012), Benvenuti et al. (2016) e Struth et al. (2019) mencionam que falhas e dobras, ao promoverem aumento diferencial, afetam nível de base aluvial, induzindo piratarias e migração de *knickpoints*. Por fim, processos tectônicos extensionais e erosionais, por influência diferencial, promovem a migração e separação de divisores de drenagem (BUSCHER et al., 2017).

O papel da tectônica deve ser compreendido em longo prazo uma vez que os movimentos tectônicos que deram origem à escarpa da Serra do Mar foram vagarosos, iniciando-se no Cretáceo e se mantendo irregulares no Cenozóico (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005; COGNÉ et al., 2011), os quais ao longo do processo estimularam o avanço da incisão fluvial pela produção de falhamentos, fraturamentos e escalonamentos topográficos. Esse contexto geotectônico, de acordo com Ab'Sáber (1957) alteraria a dinâmica dos canais causando uma inversão progressiva nos mesmos, que passaram a descer a escarpa ao invés de continuar sentido interior. Riccomini et al. (2004) atentam acerca da importância de movimentos tectônicos mais recentes em nível regional desde o Pleistoceno tardio até o Holoceno, os quais reativaram falhas inversas de direção N-S podendo também produzir alterações nas drenagens locais. Entretanto, especificamente para a área de estudo, não foi encontrada na literatura menção a movimentações recentes nas falhas que atravessam os rios principais.

5.5 A MORFOGÊNESE DA ESCARPA DA SERRA DO MAR E AS CAPTURAS FLUVIAIS NO SUDESTE BRASILEIRO

A Serra do Mar representa um conjunto de escarpas com cerca de 1000 km de dimensão, entendendo-se do litoral do Estado do Rio de Janeiro ao litoral norte do Estado de

Santa Catarina, ao longo da margem passiva da América do Sul (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). De acordo com a classificação de Ross (1985), a Serra do Mar encontra-se na unidade morfoescultural dos Planaltos em Cinturões Orogênicos, no subcompartimento dos Planaltos e Serras do Atlântico Leste-Sudeste. No Estado de São Paulo está posicionada na borda oriental do Planalto Atlântico, nivelada em altitudes variando de 800 a 1200m.

Segundo Ross (1985) e Ross e Fierz (2018) o relevo do Planalto Atlântico é montanhoso, composto por formas convexas, vales profundos e encaixados, vertentes com declividades acentuadas e rede hidrográfica justaposta a zonas de cisalhamentos e rochas de falhas reativadas. O embasamento é constituído por rochas ígneas do Pré-Cambriano, como granitos, granodioritos, sienitos e metamórficas de diferentes graus, como quartzitos e gnaisses. Os autores mencionam que a gênese da Serra do Mar responde aos vários ciclos de dobramentos, acompanhados de metamorfismos regionais, falhamentos e intrusões subjacentes do Pré-Cambriano Superior, o que promoveu no embasamento arqueamentos/basculamentos acompanhados de falhamentos reativados.

Almeida e Carneiro (1998) pontuam que a origem e evolução da Serra do Mar estão vinculadas a processos tectônicos de movimentos verticais ocorridos no Cenozóico. Especificamente sua origem e a da Serra da Mantiqueira devem-se aos eventos tectônicos do Paleoceno na Superfície Japi. Os autores compreendem que a atual Serra do Mar originou-se da Falha de Santos, a partir do soerguimento do bloco ocidental e subsidência do bloco oriental da mesma, seguida da erosão regressiva a partir de falha localizada na Plataforma Continental, em respostas à adaptação litológica e pulsos tectônicos (SANTOS, 2017; ROSS e FIERZ, 2018).

A interpretação acerca do recuo da escarpa da Serra do Mar feita por Almeida e Carneiro (1998) é dividida em estágios de evolução. Primeiramente o soerguimento ocorrido no Cretáceo e a deposição nas bacias intracratônicas de Santos e do Paraná (**I**), desenvolvimento da Superfície de aplanamento Japi no Cretáceo (**II**), deformação da Superfície Japi no Paleoceno e o soerguimento da Serra do Mar ao longo da falha na Plataforma Continental, a plataforma continental começa a se desenvolver (**III**) e recuo erosivo da Serra do Mar para a posição atual e Depressão Periférica é indicada (**IV**). Os autores também mencionam que a direção da Serra do Mar acompanha a do Escudo Atlântico, que é ENE.

Ponçano e Almeida (1993) e Almeida e Carneiro (1998) avaliam a Serra do Mar sob a perspectiva de processos erosivos em resposta à forçante tectônica. Os autores descrevem as

escapas festonadas como um compartimento topográfico residual gerado pelo recuo erosivo e avaliam que sua evolução se deu pela atuação de processos químicos em rochas basálticas e alcalinas de natureza mineralógica, textural e granulométrica diversificadas, (VERVLOET e ROSS, 2012). As pesquisas de Ross (1991, 1992), Vervloet (2009) e Ross e Fierz (2018) também compreendem que a diversificação litológica responde de forma singularizada aos processos de erosão diferencial que ocorreram desde o Cretáceo Superior e que se mantiveram ao longo do Cenozóico.

Silva (1999) constata utilizando a análise geomorfológica sequencial que a evolução desse complexo litológico no Sudeste (ROSS e FIERZ, 2018) ocorreu pela sucessão de três grandes eventos tectônicos globais: convergência e agregação das massas de terras continentais no Pré-Cambriano (**I**), no Mesozóico a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico com a separação dos Continentes Africano e Sul-americano (**II**) e a neotectônica que promove torque dextral da Placa Sul Americana, devido ao soerguimento andino (**III**).

Almeida (1981), Riccomini et al. (1989), Riccomini e Assumpção (1999) e Cherem et al. (2013) avaliam que o relevo escalonado do Sudeste Atlântico foi um produto de eventos tectônicos distensivos específicos. São eles: a separação do continente Gondwana no Cretáceo do Mesozóico com o estabelecimento de uma margem passiva (**I**), o desenvolvimento do Sistema de Riftes Cenozóicos durante as épocas Eoceno-Oligoceno do período Terciário (**II**) e finalmente, a tectônica distensiva jovem no Quaternário (**III**).

Riccomini et al. (2004), Riccomini et al. (2010) e Paixão et al. (2019) admitem que o relevo na região Sudeste do Brasil evoluiu a partir de esforços tectônicos compressivos durante a era Neoproterozoica e distensivos durante o período Paleógeno da era Cenozóica. A diversidade da natureza litológica e as estruturas geológicas herdadas de eventos anteriores condicionaram a modelação da superfície por fatores exógenos. Salgado et al. (2018) consideram a Serra do Mar como uma fronteira física entre bacias Atlânticas e continentais, assim como o divisor entre os compartimentos geotectônico-geomorfológico da Bacia do Paraná com o antigo Orógeno da Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981).

A região Sudeste do Planalto Atlântico, por estar situada na Plataforma Sul Americana, foi afetada em maior ou menor escala por esforços tectônicos distensivos na passagem do Mesozoico para o Cenozoico, o que originou o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (RICCOMINI et al., 1989; 2010; ZÁLAN e OLIVEIRA, 2005). Modeseni-Gautierri (2002), Zálan e Oliveira (2005), Cogné et al. (2012, 2013) e Salgado et al. (2016) descrevem que a topografia do Sudeste do Brasil exibe um legado de processos tectônicos

Cenozóicos que ocorreram após a abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo Inferior e da reativação Mesozóica-Cenozóica da margem do rifte.

Na região entre as cidades do Rio de Janeiro e São Paulo a Serra do Mar apresenta características que diferem da maioria das escarpas de margem passivas no mundo (SALGADO et al., 2016). Essa diferença ocorre, de acordo com Bigarella et al. (1989) e Bigarella et al. (2004), porque a encosta interior está voltada para o Rifte Continental do Sudeste do Brasil. O estudo de Riccomini et al. (1989; 2010) detalha a gênese dos riftes do Sudeste após a separação continental do Mesozóico (ZÁLAN e OLIVEIRA, 2005) englobando a Serra do Mar, o graben do Paraíba do Sul, a Serra da Mantiqueira e depressões tectônicas. Explica a formação das escarpas morfológicas nas áreas e demonstra também atividade tectônica ativa no complexo até o período Quaternário associado a regime compressivo em direção E-W, o que esclarece o delineamento da Serra do Mar atual.

A neotectônica citada por Riccomini et al. (1989), por se localizar na margem continental passiva, encontra complexos rochosos em níveis crustais mais rasos, ou seja, em condições de ruptura (OLIVEIRA, 2003). Cherem et al. (2013), Oliveira (2010) e Riccomini e Assumpção (1999) mencionam que durante todo o Cenozóico, a região serrana do Sudeste continuou em desenvolvimento progressivo, o que ativou novas estruturas e reconectou estruturas anteriores formadas, relacionando-se fraturas, planos de fraqueza e diaclases que afetam coberturas quaternárias e neogênicas (OLIVEIRA, 2010).

Hasui et al. (2000) e Hasui (2010) demonstram que a neotectônica nos domínios morfotectônicos do Sul e Sudeste, ainda que relativamente calma no Neogeno e Quaternário, contempla processos distensivos, compressivos e transtensivo-transpressivos, induzidos por binário destrai E -W, que pode ser vinculado à rotação da Placa Sul-Americana. A mais expressiva manifestação da neotectônica é representada pelos sismos em falhas neoformadas, onde é possível dizer que descontinuidades preexistentes tenham um papel importante.

A despeito da avaliação citada acima acerca da evolução causada pela movimentação neotectônica recente Contijo-Pascutti (2012) mencionam sobre as incertezas de vincular a origem da Serra do Mar especificamente ao recuo erosivo a partir da Falha de Santos. São necessários como citam os autores e Hasui (2010) avaliações sismotectônicas com demarcações e comprovações em estudos de campo mais direcionados, a fim de acompanhar os deslocamentos de falhas geológicas.

Ainda sobre as imprecisões relativas à origem da Serra do Mar, Hiruma et al. (2010) afirmam que não está vinculada à erosão da escarpa, mas sim a evolução denudacional

complexa relacionadas às reativações pré-cambrianas e a deformação do rifte. Para Cogné et al. (2011) sua origem estaria vinculada à episódios de denudações lentas e rápidas, orogênese andina, deposição e reativação do rifte, além de fases de resfriamento ocorridas Cretáceo e Terciário. Dados de AFT identificaram pelo menos 4 km de descenterramento.

É possível avaliar que muitas questões envolvendo processos morfogenéticos e morfodinâmicos no âmbito da interpretação da atuação de processos erosivos e da tectônica Cenozóica na modelagem das paisagens do Sudeste Brasileiro ainda não foram plenamente respondidas. Essas colocações abriram espaço então para a formação da escola de abordagem morfoclimática a ser explanada abaixo (VERVLOET e ROSS, 2012).

A evolução de paisagens tropicais e subtropicais e os processos derivados dessa, ainda podem ser discutidos de acordo com Bigarella e Ab'Sáber (1961), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella, Mousinho e Silva (1965), Ab'Sáber (1968, 1969a, b) utilizando-se as abordagens morfoclimáticas e paleoclimáticas para a compreensão da gênese do modelado que caracteriza tal conjunto planáltico. Nos primeiros trabalhos da escola morfoclimática encontram-se discussões acerca da influência dos paleoclimas, de modificações nos processos que regem o sistema climático e da relação entre flutuações climáticas com os ciclos erosivos-deposicionais.

Os autores embasam suas perspectivas nas alterações e oscilações climáticas nos últimos 20.000 anos durante o Quaternário, especificamente no Pleistoceno e Holoceno, as quais influenciaram a formação da paisagem pelos processos erosivos-deposicionais e consequentemente a composição e manutenção das redes de drenagem. Nessa perspectiva, é possível inferir pelas pesquisas citadas, que as variáveis tectônicas têm um papel secundário na compartimentação das terras do planalto, sendo de natureza epirogenética positiva. Também são periféricas as discussões sobre o deslocamento e compartimentação dos blocos e desníveis altimétricos que ocorrem nas terras altas de planalto (VERVLOET e ROSS, 2012).

Nos períodos glaciais, o clima das regiões escarpadas do Sudeste Atlântico teria condições semi-áridas a sub-úmidas, predominantemente mais seco, com formação de superfície aplanadas, vegetação de porte pequeno e pouco solo. Enquanto que em períodos inter-glaciais o clima seria mais úmido, apresentando entalhamento dessas superfícies pela erosão fluvial, maior estabilidade de vertentes e vegetação densa sob solos profundos, proveniente de intemperismo químico. Todos esses fatores interviriam diretamente na morfogênese e hidrodinâmica dos canais, por conseguinte nos rearranjos fluviais.

Ainda de acordo com os autores estudos sistêmicos que abordem a relação das dinâmicas geomorfológica, hidrológica, pedológica e sedimentológica em resposta às modificações paleoclimáticas ocorridas no Quaternário, possibilitam o entendimento de feições geomorfológicas atuais. A avaliação integrada da paisagem viabilizaria, portanto, a interpretação da evolução das feições pela geocronologia e a busca por indicadores que respondem às mudanças nos processos morfogenéticos e pedogenéticos.

Cassetti (1994) atribui às oscilações climáticas do Pleistoceno a diferenciação dos processos morfogenéticos, pelas distinções entre formas erosionais e depósitos correlativos, considerando a evolução do relevo como poligênica. O clima úmido seria responsável pela evolução vertical do relevo pelo entalhamento das drenagens e pela variação de esforços tectônicos ou de gradiente de canal. Em contrapartida, em clima seco a evolução do relevo ocorre de forma horizontal, pelo recuo paralelo de vertentes, destruindo formas até essas chegarem a condições de aplanamento ou ainda por alargamento de vales.

Queiroz Neto (2001) atenta para a concomitância dos processos formadores do relevo e dos solos para a interpretação da evolução do Quaternário, envolvendo ora processos pedogenéticos, ora morfogenéticos, a depender também das oscilações climáticas, entretanto não somente delas. Esse conjunto de condições pode levar à reorganização da drenagem por pirataria ou desvio (DOUGLASS et al., 2009), que pela ação de fluxos de matéria e energia, produz feições morfológicas próprias. Indicadores que de acordo com Christofolletti (1981) e Suguio e Bigarella (1990), são habitualmente utilizados para a compreensão de processos pedogenéticos e morfogenéticos.

Pesquisas contemporâneas realizadas na região Sudeste do Brasil por Römer et al. (2002), Hiruma et al. (2013) e Kirchner et al. (2015), local onde também se situa a área de estudo, apontam que a forma e intensidade de processos consequentes das oscilações climáticas divididas em épocas de aridez e esfriamento, com período de maior significância no Holoceno e Pleistoceno, foram fatores cruciais para a evolução da paisagem em termos de aggradação e degradação. Outro ponto é a importância dos teores mais elevados de vapor d'água no aquecimento da atmosfera, que em escala local ampliaram a frequência de chuvas orográficas e o efeito de brisas marítimas e em escala regional, promoveram chuvas frequentes e intensas.

Continuando a discussão acerca de maior umidade na região Sudeste do Brasil no Pleistoceno tardio e Holoceno, pesquisas recentes de reconstituição paleoambiental com foco palinológico e geocronológico apresentam respostas que refutam as bases da escola

morfoclimática tradicional, de que climas períodos glaciais eram primordialmente áridos em regiões tropicais. Resultados encontrados demonstram que no último máximo glacial as condições climáticas apresentaram-se como frias e úmidas (PESSEDA et al., 2009, 2012).

Tanto a corrente tectônica como a morfoclimática buscam sanar questões quanto à explicação de processos morfodinâmicos e morfogenéticos referentes à origem e evolução do modelado terrestre. Há antigos paradigmas assim como novos resultados que precisam ser rediscutidos e reavaliados por novas técnicas de pesquisa, sobretudo na área da geologia e da geomorfologia estrutural e dinâmica (VERVLOET e ROSS, 2012). Nesta presente pesquisa utilizaremos o arcabouço das duas escolas a fim de complementar à discussão sobre capturas.

Os pulsos tectônicos pós Cretáceo teriam provocado então, pela erosão regressiva da Serra do Mar, uma inversão nos cursos fluviais que iriam inicialmente para o interior do Estado de São Paulo (AB´SÁBER, 1954). Podemos citar, por exemplo: as antigas cabeceiras do rio Tietê que foram anexadas pelo rio Paraíba do Sul (AB´SÁBER, 1956; PASA, 2013), a captura do rio Capivari (SANTOS, 2016, 2017) e a captura do rio Guaratuba (OLIVEIRA, 2003; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007)

Ab’Saber (1956) discute os rearranjos de drenagem que ocorrem no Sudeste Brasileiro apresentando um embasamento paleogeográfico e tectônico para explicar o processo de pirataria de drenagem no médio Paraíba, no qual por erosão regressiva das cabeceiras, o antigo alto curso do rio Tietê haveria sido capturado. A origem tectônica da planície do Paraíba, colocando-a num nível altimétrico inferior, verificou-se como uma decisiva vantagem sobre o Tietê, esse gradiente entre as duas bacias teria favorecido as drenagens do rio Paraíba, decorrendo maior declividade e poder erosivo (CHRISTOFOLETTI, 1981).

King (1956), ao interpretar a paisagem anterior à captura, cita a influência do *Graben do Paraíba*, do embasamento lito estrutural e de alterações tectônicas regionais. Nos períodos Cenozóico e Mesozóico ocorreram a reativação e movimentos de blocos regionais, processo que promoveu a inversão da direção do médio Paraíba do Sul, que no passado tributava suas águas no rio Tietê. Esse reequilíbrio geomorfológico por sua vez gerou a ruptura de tributários com as cabeceiras do Tietê e captura de parte de suas drenagens por recuo erosivo (PASA, 2013). O rearranjo na drenagem ocorrido na área apresenta como resultante o cotovelo de Guararema e do vale seco detectado por Pasa (2013), ou seja, da localização do divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Tietê e Paraíba do Sul.

Segundo Pasa (2013) a insuficiência de estudos e dados de pesquisa, ou mesmo ausência de estudos aprofundados e integralizados acerca da região de Guararema,

especificamente tratando da separação das drenagens e de aspectos pedológicos e geológicos no médio curso do Paraíba do Sul e alto Tietê. Cita-se a contribuição de Ricominni e Coimbra (1992) como a mais recente para a área, entretanto o trabalho de Pasa (2013) foi pioneiro no levantamento das primeiras evidências geomorfológicas e pedológicas acerca do fenômeno de captura com a menção a feições, como: vales secos, alterações nas classes texturais dos solos e encontro de Organossolos nas duas bacias hidrográficas estudadas, indicando, portanto, a possibilidade de conexão entre ambas.

Porém, não foram encontradas cascalheiras e indícios diretos de captura e o trabalho, de enfoque geológico regional, indica a viabilidade de indícios de novas capturas do rio Paraíba do Sul por processo erosivo na região. A autora não aprofunda nas análises pedológicas e sedimentológicas do vale seco, assim como não utiliza a geocronologia como técnica a corroborar com embasamento de seus resultados finais, o que justifica a continuidade de estudos no local.

Ab'Sáber (1956) menciona que do ponto de vista planimétrico, o rearranjo de drenagem mais significativo no entorno da cidade de São Paulo, seria das cabeceiras do Rio Branco da Conceição, que tem como tributário o rio Capivari. O autor ainda cita o traçado incomum no percurso do Capivari até sua foz, o que é explicado por ele devido erosão regressiva da Serra do Mar e oscilações paleoclimáticas vinculadas ao Quaternário Inferior.

De acordo com Santos (2017), o alto curso do rio Capivari haveria sofrido uma captura acerca de 8.000 anos A.P (antes do presente) devido às oscilações quaternárias do Quaternário tardio, movimentações tectônicas recentes, fraturas no embasamento litológico e forte gradiente hipsométrico proporcionado pela Serra do Mar. Os indicadores do processo de capturas encontrados pelo autor foram: cotovelos, colos, padrões de drenagem tipo *barbed* nas sub-bacias, rupturas em perfis longitudinais, terraços fluviais, presença de knickpoint e semelhanças sedimentológicas em áreas hoje não mais conectadas por sistemas fluviais.

O rio Guaratuba tem suas nascentes no planalto interno da Serra do Mar, próximo à represa Ribeirão do Campo. Seus canais tem direção NE – SW até a escarpa da serra, onde apresenta cotovelo de captura que se estende por uma distância de 300 m e deságua na planície litorânea. A pesquisa desenvolvida por Oliveira (2003) detectou a interferência da tectônica na morfologia do relevo e processos de erosão, o que explicaria a área deprimida onde se encontram as bacias do rio Guaratuba e do rio Claro. O estudo pontua ainda que o rio Guaratuba foi capturado pela erosão regressiva da escarpa da Serra do Mar, por recuo de cabeceira, processo que permitiu a mudança da direção original do rio.

Indicadores geológicos como a cascalheira assinalada por Rossi (1999), Oliveira (2003), Oliveira (2011) e Neves (2012) caracterizada na região do vale seco do rio Guaratuba, especificamente à NW do cotovelo, pressupõem o testemunho de um terraço fluvial abandonado referente ao seu antigo leito, que se dirigia para o Rio Claro, anteriormente à sua captura. O vale seco relativamente extenso entre as drenagens do rio Claro e do rio Guaratuba foi considerado pelos pesquisadores o divisor de água das bacias, área analisada na pesquisa. Essa região ainda apresentou perfis de solo caracterizando transição de Espodossolos para Gleissolos e Organossolos, o que pode sugerir possíveis momentos diferentes de deposição fluviais do antigo leito do alto Guaratuba.

Neves (2012) utilizando o método de datação de quartzo por LOE concluiu que as quatro amostras dos sedimentos datados no cotovelo de captura, encontram-se dentro do período geológico teoricamente estabelecido para processos relacionados à evolução da Serra do Mar, correspondendo do final do Mesozóico (Cretáceo) ao Cenozóico, alcançando o Pleistoceno (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; MODENESI-GAUTTIERI et al., 2001). Entretanto, a autora salienta que as amostras não apresentaram o resultado esperado, sendo possível inferir que o resultado da datação foi inconcluso.

Como citado no detalhamento acima foram observados nas áreas de estudo vestígios semelhantes na paisagem causados por processos vinculados às piratarias de drenagem (THORNBURY, 1957), como: indicativos pedológicos (transição de solos com materiais de origem diferentes, solos com características macromorfológicas semelhantes), geológico (cascalheiras e *knickpoint*), estratigráficos (camada “ortstein” nos solos do Guaratuba) e geomorfológicos (vale seco, feição que representaria antigo leito do rio) que corroboram com a hipótese de que as capturas apresentem indícios e características próprios em regiões intertropicais. Pederson (2001) considera a pirataria fluvial um importante processo geológico, o qual produz alterações nos padrões de sedimentação, morfologia e mineralogia dos sedimentos, o que demonstra a importância de se estudarem os padrões pedológicos e sedimentológicos dos vales secos.

Embora Rossi (1999), Oliveira (2003), Oliveira (2011), Neves (2012), Pasa (2013) e Santos (2017) indiquem a presença de vales secos e de prováveis indicativos contidos nessa feição, não foi objeto de pesquisa dos autores um estudo de abordagens sedimentológicas e pedológicas que vinculem a gênese das coberturas superficiais dos vales secos, sua cronologia e distribuição espacial, ao processo de capturas fluviais. Também não foi foco do estudo

desses pesquisadores levantar indicadores pedológicos, estratigráficos ou palinológicos vinculados às capturas fluviais.

Em Minas Gerais a pesquisa geocronológica de Oliveira et al. (2018) para a caracterização e interpretação de capturas fluviais de afluentes do rio Doce por afluentes do rio Paraíba do Sul, ocorridas especificamente nos rios São Manuel e rio dos Bagres, discutiu a interpretação de condições geomorfológicas paleodeposicionais. Na Zona da Mata Mineira, planaltos escalonados contendo degraus morfológicos (CHEREM et al., 2013) drenados por diferentes bacias são relativamente comuns.

As drenagens da bacia do rio Paraíba do Sul estão localizadas em cota altimétrica inferior e drenam a vertente oceânica da Serra da Mantiqueira, enquanto a bacia do Doce drena a vertente continental da Serra e localiza-se em cota altimétrica superior. Essa diferença altimétrica resulta em diferentes potenciais erosivos das cabeceiras, favorecendo as capturas.

A datação para fins de reconstituição paleoambiental foi realizada pelo método LOE e os autores concluíram que ocorreram incongruências nos resultados laboratoriais esperados devido à pedogênese e ao coluvionamento. Os resultados indicam que esses processos podem ter “contaminado” os pacotes deposicionais com materiais de outras origens ou transformado as condições de exposição. Conclusões semelhantes ocorreram na pesquisa de Neves (2012) aplicando o mesmo método de datação.

Os autores pontuam que o bom controle de campo permite a melhor criticidade dos resultados e avaliam que a datação colocou-se como ferramenta complementar às evidências de campo como, por exemplo: a alteração no nível de base e no perfil longitudinal, vale seco, interflúvios rebaixados, depósitos e aproveitamento das linhas de falhas pelas drenagens.

A captura do alto curso do Rio dos Bagres, pertencente às drenagens do rio Paraíba do Sul foi previamente estudada por Cherem et al. (2013), que a classificou como inicial. A pesquisa de Cherem et al. (2013) avaliou a influência de três grandes capturas fluviais nos rios São Vicente de Paula, de Carandaí e de Vilas-Boas. Analisou-se o papel do processo na morfodinâmica de relevos escalonados nas três bordas interplanálticas em importantes bacias hidrográficas do Sudeste do Brasil: São Francisco, Doce, Paraná e Paraíba do Sul.

Com o entendimento de que a tectônica distensiva cenozoica afetou a Plataforma Sul-Americana no SE do Brasil e interferiu na modelagem do relevo local, os autores concluíram que as capturas por recuo de cabeceiras aceleram a retração das escarpas, o que está contribuindo para o rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas. Em um cenário de longo prazo está ocorrendo a perda de áreas e volume de relevo em bacias em cota altimétrica

superior, em contrapartida ganho de área e volume de relevo em bacias de cota altimétrica inferior. A situação percebida é de as capturas encontram-se em diferentes níveis evolutivos e que a bacia do Paraíba do Sul captura áreas da bacia do Doce que, por sua vez, se apodera de áreas das bacias do São Francisco e do Paraná.

A pesquisa de Salgado et al. (2016) conceitua a escarpa da Serra do Mar como uma típica margem passiva, a qual tem sua origem vinculada à abertura do oceano Atlântico Sul. Os autores avaliaram as taxas de denudação utilizando isótopo cosmogênico (^{10}Be) em trecho do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), em bacias que drenam os dois *horst* de fenda continental, incluindo a Serra do Mar e Serra da Mantiqueira. É discutido que as bacias que desaguam para o oceano, nesses tipos de escarpa, tem taxas de denudação mais elevadas do que as que drenam para o continente, o que faz com que as escarpas geralmente evoluam por recuo erosional sentido interior. As capturas e outros rearranjos que ocorrem na região da escarpa da Serra do Mar, também podem influenciar as taxas de denudação.

Os autores concluem que as escarpas voltadas para o mar de ambas as serras apresentam taxas médias de desnudamento 1,5 vezes maior que as escarpas continentais. As escarpas do *horst* próximo ao oceano (Serra do Mar) exibem maiores taxas de desnudação (média de 30,2 m Ma) do que as escarpas de *horst* continental (Serra da Mantiqueira) (média de 16,5m Ma). Por fim, é mencionado que os parâmetros que controlam estas taxas de desnudação são o relevo e litologia da bacia, o gradiente da encosta, a rocha e o clima. A neotectônica (Quaternário médio ou anterior) pode também exercer controle sobre a intensidade dos processos de denudação apresentando taxas moderadas e baixas com médias de 20 m Ma, porém para comprovar essa hipótese são necessários estudos geocronológicos.

A borda oeste do rifte continental do sudeste do Brasil (RCSB) e o gráben do rio Paraíba do Sul, divisores hidrográficos regionais em forma de degraus no relevo das bacias que drenam para o rio Paraíba e rio Grande, foram palco de diversas capturas de drenagens na Serra da Mantiqueira e objeto de avaliação morfogenética realizada por Paixão et al. (2019). Os autores reconhecem o papel de eventos distensivos cenozoicos na formação das escarpas morfológicas do Sudeste Brasileiro, tendo esses eventos suas ações condicionadas pela resistência litológica ou estruturas geológicas herdadas.

A densidade de *knickpoints*, a análise de perfis longitudinais, os cotovelos, os vales superdimensionados, mudança de nível de base e outros indicadores morfológicos tipos de captura, indicam que áreas do planalto interior que drenavam para o Rio Grande foram capturadas por cursos fluviais que descem o degrau no relevo e se dirigem para o Rio Paraíba

do Sul. Concluiu-se que o rifteamento em função da mudança do nível de base e do *input* erosivo diferencial dos litotipos da região, iniciou o processo de dissecação por meio de erosão remontante, recuo de cabeceiras e capturas fluviais.

No Sudeste Brasileiro é comum que interflúvios que delimitam grandes bacias hidrográficas, como as bacias dos rios Grande e São Francisco, sejam serranos. O trabalho de Rezende et al. (2018) pesquisou a evolução da rede de drenagem do alto/média bacia do Rio Grande e a antiga conexão desta com a bacia do rio São Francisco. Os autores utilizaram a análise integrada entre dados sedimentares, anomalias de drenagem, dados termocronológicos disponíveis e eixos de soerguimento para comprovar essa hipótese. A avaliação conjunta dessas evidências demonstra que o atual alto curso do Rio Grande, hoje pertencente à bacia do rio Paraná, encontrava-se previamente direcionado para norte, rumo ao Cráton do São Francisco.

Um soerguimento generalizado no Mioceno Médio a partir da abertura de depressões ocasionou a superimposição da drenagem pela diminuição do nível de base e rompimento do divisor ancestral. O Rio Grande promoveu um intenso recuo erosivo em direção a ESE, concomitante ao aprofundamento da drenagem. Esse contexto promoveu a captura fluvial do antigo alto curso do Rio São Francisco e, conseqüentemente, a transferência de uma área de drenagem para a bacia do Rio Paraná. Foram detectadas feições como um baixo divisor anômalo, um cotovelo de drenagem, uma garganta e um antigo eixo de soerguimento, que evidenciam a captura.

É possível compreender que todas as capturas mencionadas, ocorridas nos interflúvios das bacias dos rios Paraná, Paraíba do Sul, São Francisco e Doce no sudeste de Minas Gerais, estão relacionadas a diferentes estágios de evolução em um cenário de morfodinâmica ativa e progressiva pelo sucessivo rebaixamento do relevo e recuo de escarpas. As capturas apresentam-se, portanto, como um processo conseqüente da evolução da paisagem regional que é composta por planaltos escalonados, divididos por escarpas erosivas predominando o relevo mamelonar. Todas elas produziram nas paisagens os mesmos indicadores, que são os vales secos e vales decapitados com canais desajustados (SALGADO et al., 2018).

Os estágios evolutivos de capturas que ocorrem em relevos escalonados e promovem recuo de escarpas são sintetizados por Salgado et al. (2018) nas seguintes etapas: **(I)** a cabeceira de drenagem alcança a planície fluvial de outro canal, **(II)** a cabeceira aumenta seu volume de água o que amplia o avanço da cabeceira causando a pirataria do planalto superior, **(III)** com a captura ocorre o rebaixamento do relevo pela incisão fluvial e recuo da frente da escarpa e **(IV)** o rebaixamento do relevo se acentua originando a nova modelagem de pontos distantes.

5.6 OUTROS EXEMPLOS DE CAPTURAS FLUVIAIS NO BRASIL

No Estado de Santa Catarina o rio Itajaí-Açú rompeu a Serra do Mar e tem suas cabeceiras situadas na Serra Geral em direção ao continente, no Planalto Catarinense. A Serra Geral constitui-se como um tríplice divisor de águas regional entre as três principais bacias da região sul do Brasil, bacias do Itajaí-Açú, Paraná e Uruguai. Poucos são os estudos que se dedicaram a avaliar a evolução dos grandes divisores, sobretudo na região Sul. Neste cenário, as pesquisas de Sordi et al. (2015a, b, 2016, 2018) e a revisão de Salgado et al. (2018) discutem a importância das capturas fluviais, processos hidrográficos e da dissecação do relevo para o entendimento da evolução do modelado regional.

Prince et al. (2010), Cherem et al. (2013) e Sordi et al. (2018) explicam que capturas e rearranjos de drenagens podem acontecer pela erosão de cabeceiras e incorporação de áreas, em bacias hidrográficas com maior grau de dissecação. Prince et al. (2010) citam a importância de interpretar o papel dos grandes divisores hidrográficos na dinâmica evolutiva do relevo continental, justamente pelas diferentes taxas de dissecação.

No estudo foram identificadas capturas nas bordas da escarpa da Serra Geral onde os tributários do Itajaí-Açu sofreram recuo por erosão remontante em direção ao planalto (trecho oeste), pirateando áreas das bacias dos rios Paraná e Uruguai, que anteriormente drenavam para o interior. É esclarecido pelos autores que as capturas ocorreram devido os tributários do Itajaí-Açu apresentarem maior amplitude altimétrica, energia e poder de dissecação, perfil topográfico declivoso e rebaixamento de nível de base.

As pesquisas no Planalto de Santa Catarina demonstraram que a evolução do tríplice divisor responde ao recuo da escarpa para oeste pelo avanço remontante de cabeceiras em direção ao planalto. Ademais, reagem a fatores morfoestruturais de forma diferenciada nas três bacias, como por exemplo: a erosão diferencial, falhas, fraturas e níveis de base locais e regionais. O recuo da escarpa especificamente é controlado por *knickpoints* e áreas com maior densidade de lineamentos estruturais.

Salgado et al. (2018) mencionam que os divisores hidrográficos das bacias do rio São Francisco e Paraná, em Brasília, também apresentam macrocaptura fluvial, porém em estágio inicial. A paisagem é descrita pelos autores como aplanada, sendo a bacia do Paraná associada à superfície de aplanamento Sul-Americana com altitude média de 900m, e a bacia do São Francisco associada a Depressão SanFranciscana com altitude média de 600m. Ambas

formadas a partir da degradação do Orógeno Brasileiro da Faixa Brasília, pertencente à Província Geotectônica Tocantins.

Resultados indicam que a captura ocorreu em drenagem com elevada vazão e potencial de canal, o que refletiu em maior potencial erosivo diferencial, energia, taxas de incisão do rio e aumento da densidade de drenagem, desequilibrando trechos da bacia capturada. Os materiais de recobrimento das planícies que tiveram suas feições remodeladas pela incisão fluvial e também do trecho superior da bacia que apresenta mudanças erosionais pontuais são do Quaternário, o que permite dizer indicar a fase inicial de evolução.

Outro importante exemplo de palco para macro capturas, não menos importante, é a Serra do Espinhaço que se constitui como um importante divisor hidrográfico entre a bacia do rio São Francisco e as bacias Atlânticas do Leste Brasileiro (Doce, Jequitinhonha, Contas e Paraguaçu). A serra apresenta em seu embasamento litológico materiais díspares nos setores norte (meta-arenitos) e sul (quartzitos) devido aos esforços tectônicos ocorridos no Brasileiro.

A pesquisa de Barreto et al. (2013) demonstrou que a litologia de elevada resistência do setor sul da Serra inviabilizou a ocorrência de capturas. O autor mediu as taxas de denudação Quaternárias utilizando isótopos cosmogênicos (^{10}Be), as quais foram consideradas baixas. Já a pesquisa de Cordeiro (2017) no setor norte, de litologia menos resistente, ratificou que o rio Paraguaçu e Santo Antônio romperam a Serra do Sincorá e capturaram áreas que anteriormente drenavam a bacia do São Francisco.

Salgado et al. (2018) pontua que ainda não foram realizadas pesquisas no divisor hidrográfico entre as bacias do rio São Francisco e a do rio de Contas, entretanto, indicadores morfológicos demonstram que o rio das Contas rompeu as escarpas da Serra do Espinhaço setentrional e capturou áreas do rio São Francisco. Tal fato haveria sucedido devido em razão da diferença litológica, uma vez que os meta-arenitos são menos resistentes à erosão/denudação que os quartzitos. Pode-se dizer então que a natureza litológica também influencia as piratarías fluviais e que as drenagens do setor norte da Serra do Espinhaço têm maiores propensões de romper a escarpa e realizar pirataria.

5.7 A ESCASSEZ DE ESTUDOS SOBRE CAPTURAS FLUVIAIS

Como pudemos observar nos excertos explanados acima, o processo de captura é bastante complexo, envolve diversos fatores e condições e promove muitos indicadores. Não há consenso na academia acerca da importância desses eventos para a pedogênese e morfogênese das bacias e também a respeito da frequência com que se sucedem.

Small (1972), Bishop (1995), Pederson (2001), Santos (2017) e Patucci et al. (2018) compreendem que as capturas demandam um cenário de processos específicos geralmente vinculados à morfogênese e especificidades litológicas, sedimentológicas, geomorfológicas, hidrodinâmicas e climáticas, que se complementam simultaneamente. Os autores mencionam, por exemplo, a obrigatoriedade do rebaixamento dos divisores, taxas anormais de erosão nas cabeceiras, diferença de altimetria entre as bacias próximas, incisão adequada para que o rio possa atingir vantagem erosiva, qualidade litológica, adequação das redes de drenagem, taxas de descargas anômalas e adaptações às alterações nos ciclos de precipitação.

Douglas et al. (2009) avalia casos de drenagens transversas na região Sudeste dos Estados Unidos e também pontua a escassez do processo. Davis (1896), Twidale (2004), Oliveira (2010), Cherem et al. (2013) e Sordi et al. (2018) qualificam a captura como um estágio na evolução das bacias de drenagens. Santos (2017) conclui que processos de rearranjos sejam comuns em toda a bacia do Capivari. Mikesell et al. (2010) mencionam que as capturas são comuns no mundo todo e que estão bem documentadas.

Rezende et al. (2018), Salgado et al. (2018), Sordi et al. (2018) e Paixão et al. (2019) concluem que as capturas fluviais são bastante comuns em grandes divisores hidrográficos que se caracterizam morfologicamente como um proeminente degrau no relevo na região sudeste. Neste contexto, as bacias que possuem seu piso topograficamente mais baixo do que o de suas vizinhas tende a piratear áreas delas.

Benaïchouche et al. (2016) consideram as capturas como eventos drásticos uma vez que mudam significativamente as áreas iniciais da bacia hidrográfica e, portanto, impactam a evolução da paisagem a longo prazo. Os autores pontuam ainda que as capturas não são processos comuns, mas que são observáveis na Europa Ocidental e no norte dos Estados Unidos. Em contrapartida, Salgado et al. (2018) concluem que capturas em grandes escala (macro e meso) são comuns nos principais interflúvios do Brasil.

Oliveira (2010) informa que têm sido propostos estudos de casos de capturas em várias escalas, sendo que alguns pesquisadores justificam que o processo ocorra em escalas menores e outros em escalas maiores. Sobre a forma como se sucede o evento também não há consenso. Porém, segundo a autora, a comunidade científica converge acerca de que os principais agentes das capturas sejam a água e a morfologia, em respostas à tectônica e oscilações climáticas (PEDERSON, 2001).

As condições do clima atual, em especial a ação dos escoamentos superficiais em consonância com a influência antrópica, acabam por destruir ou revolver a maior parte dos

indicadores do processo, tornando mais difícil o mapeamento dos indicadores. Esse contraponto faz com que os trabalhos da comunidade científica nacional e internacional sobre o tema sejam escassos e que as pesquisas geomorfológicas de uma forma geral, minimizem a importância de se estudarem esses fenômenos (PEDERSON, 2001; OLIVEIRA, 2010; SANTOS, 2017).

5.8 TERRAÇOS FLUVIAIS: FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO

Davis em 1905 explicou a formação dos terraços utilizando o conceito do equilíbrio, na qual ocorreria a tendência contínua do entalhamento fluvial até atingir a estabilidade. Essa teoria foi reinterpretada em 1935 por Henri Bauling que discutiu a influência regressiva de epíclis erosivos em função dos movimentos eustáticos, tendo como ingerência as glaciações e as consequentes fases deposicionais e erosivas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os terraços fluviais são formas de relevos e depósitos compostos por sedimentos aluvionares não-consolidados que se acumulam sobre “níveis” correspondentes ao tempo de deposição de sedimentos fluviais (PAZZAGLIA et al., 1998). Os depósitos integram processos e ajustes tectônicos, climáticos e geomórficos na escala das bacias hidrográficas (PAZZAGLIA, 2013), onde por meio de eventos pluviais, autogênicos e/ou estocásticos modulam a descarga e o suprimento de sedimentos (GALLEN et al., 2015). Apresentam formas residuais uma vez que são produtos da erosão fluvial e são constituídos por material detrítico aluvial, cujas estruturas sedimentares refletem os mecanismos e os processos deposicionais do leito fluvial (BULL, 1990).

Para Schumm et al. (1987) os terraços são expressões sedimentológicas e morfológicas de ajustes de forma e processo nos sistemas fluviais. São considerados terrenos hidrologicamente inertes sendo definidos também como antigas planícies de inundação que foram abandonadas (LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964; CHRISTOFOLETTI, 1980, 1981). Sua formação dá-se à partir do corte a jusante do rio em antigos canais ativos e planície fluvial (GAO et al., 2016), ou ainda pela alternância entre a incisão vertical e a planação ou deposição lateral (WEGMANN e PAZZAGLIA, 2002, 2009; GALLEN et al., 2015). Mouchéné et al. (2017) citam que especialmente a incisão fluvial, produz os “níveis” dos terraços de forma concomitante às mudanças climáticas.

Planícies aluviais e terraços fluviais são considerados indicadores da dinâmica de sedimentos e de processos geomorfológicos fluviais atuais e pretéritos (STOUT e

BELMONT, 2014). A análise estratigráfica ou de sequências podem ser utilizadas nessas feições para avaliar a resposta do canal à mudanças na vazão, no suprimento de sedimentos, nível de base ou ainda adaptações à outras forçantes (BULL, 1990; PAZZAGLIA, 2013; STOUT e BELMONT, 2014). Os terraços também são utilizados para inferir mudanças climáticas, tectônicas e outras alterações ambientais que modificam a capacidade erosional e a carga de sedimentos de um rio quando numericamente datado (SCHUMM, 1977; BULL, 1990; GAO et al., 2016).

Indicadores estratigráficos permitem reconhecer as alternâncias climáticas envolvidas no processo de aggradação e erosão que originaram os terraços (SUGUIO e BIGARELLA, 1990), ciclo que também reflete os diferentes impactos das forças de condução individuais (MATHER et al., 2017). Os depósitos ainda podem indicar mudanças nos gradientes-descargas, transortes e no estilo fluvial devido ao aumento ou redução de carga sedimentar e estabelecimento de regime de fluxos mais regulares (HANCOCK e ANDERSON, 2002). Entretanto, seus materiais de recobrimento superficiais estão sujeitos à dissecação, erosão e outros processos, o que faz com que a preservação de suas características seja descontinuada.

Para Larson et al. (2015) e Vandenbergue (2015) os terraços representam uma superfície plana adjacente a antiga planície de inundação ou a superfície do fluxo de um rio que foi abandonado. São classificados pelos autores como erosionais (*strath* e *fill-cut*) ou deposicionais (*fill* e *nested-fill*). Na fase deposicional o fornecimento detrítico se acumula nas áreas adjacentes e na fase de entalhamento, o canal fluvial escava e aprofunda o leito (CHRISTOFOLETTI, 1980, 1981). De acordo com Bull (1990, 1991), Pazzaglia et al. (1998) e Wegman e Pazzaglia (2002, 2009) os terraços são unidades não-consolidadas e aloestratigráficas e diferem-se quanto à natureza geológica existente podendo ser denominados “*strath*” e “*fill*” (Figura 16).

Figura 16 – Componentes erosionais e deposicionais de um terraço fluvial

Fonte: Wegman e Pazzaglia (2009).

Para Bull (1990) os terraços “*strath*” eram formados em canais com cortes chanfrados tectonicamente induzidos. Vandenbergue (2015) indica a utilização de “*erosional terraces*” em substituição a “*strath terrace*” devido este último apresentar restrição na explicação de sua formação morfológica, vinculando-a ao corte na rocha. Com essa modificação os terraços erosionais incluem também terraços que são formados por sedimentos não consolidados, por exemplo, em cascalhos fluviais mais antigos. A espessura do sedimento fluvial ligado ao terraço erosional é geralmente considerada equivalente à altura das elevações topográficas do leito do rio, no máximo.

Wegman e Pazzaglia (2002, 2009) interpretam que os terraços erosionais procedem de erosão fluvial por aplanamento lateral tipicamente cortado no leito rochoso e resultando em pouca cobertura sedimentar. Essas formações representam ainda um momento onde os alúvios em transporte e o canal estão em comunicação direta com o alicerce subjacente. Porém, pesquisas recentes de Larson et al. (2014, 2015) sugerem que sua formação ocorre pela incisão fluvial e por planações laterais de bancos enfraquecidos ou altamente erodíveis, mas também por erosão lateral ou vertical, onde apenas uma camada relativamente fina de sedimentos (de carga) é preservada (VANDENBERGUE, 2015).

Os terraços são comuns e tipicamente não pareados em áreas tectonicamente ativas (BULL, 1991) apresentando idades coincidentes com mudanças climáticas conhecidas. O impacto das mudanças climáticas no sistema fluvial funcionam como mecanismo condutor de modificações de forma de canal e processos que, alternadamente, alargam e estreitam o fundo do vale e, finalmente, levam à gênese e preservação de terraços erosionais (WEGMAN e PAZZAGLIA, 2002). A desestabilização de encostas por mudanças no clima e vegetação, por exemplo, são as fontes mais prováveis de alteração de fluxo de sedimentos que podem influenciar na formação dos terraços (PEDERSON, 2001).

Larson et al. (2015) mencionam que terraços de corte de preenchimento (*fill-cut*) apresentam formação semelhante, porém se diferenciam dos anteriores por não terem seu alicerce no embasamento litológico e por serem embutidos dentro dos terraços de preenchimento (*fill*). Na gênese dos terraços “*fill-cut*”, o vale fluvial enche-se de alúvios e que são erodidos lateralmente pelo córrego, para dar forma a uma superfície erosional, que é seguida então pela incisão nesta planície de inundação. Em outras palavras, esses terraços respondem diretamente à incisão fluvial.

Os terraços de depósito mais comuns são terraços de preenchimento (*fill*), que exigem um evento agradacional dentro do vale fluvial, demarcado por um período de formação de

planícies fluviais, e subsequente incisão do canal de fluxo abandonando essa planície de inundação (WEGMAN e PAZZAGLIA, 2009; LARSON et al., 2015). Os do tipo “fill” formam-se por resposta ao aumento de nível de base a jusante (STOUT et al., 2014) e por agradação seguida de incisão fluvial, apresentando proporções variadas de sedimentos aluviais (WEGMAN e PAZZAGLIA, 2009).

Compreendem depósitos predominantemente empilhados (VANDENBERGUE, 2015) sendo o resultado do preenchimento por sedimentos aluviais devido ao afluxo de carga no leito por glaciação ou mudanças no fluxo, que faz com que o vale que foi esculpido para baixo por um canal possa ser preenchido por material. O córrego ou o rio continuarão a depositar material na parte inferior do vale até que um equilíbrio seja alcançado. Este equilíbrio pode ser curto, como, após a glaciação, ou longo, se as condições não mudam (EASTERBROOK, 1999).

Outro exemplo são os terraços de preenchimento embutidos (*nested-fill*) onde o rio experimenta o processo de agradação seguido de incisão (**Figura 17**). Outra onda de agradação ocorre e essa superfície é abandonada, mas em nível inferior ao terraço de preenchimento inicial (EASTERBROOK, 1999; LARSON et al., 2015), de forma que as planícies de inundação primitivas podem ser parcialmente removidas ou revestidas por novos recobrimentos aluviais (CHRISTOFOLETTI, 1980, 1981).

Figura 17 - Exemplos de terraços deposicionais

Fonte: Adaptado de Larson et al. (2015).

Alguns aspectos diferenciam os terraços produzidos por capturas fluviais, como por exemplo: a exclusividade de sua localização às margens dos canais afetados (MAHER et al., 2007; PRINCE et al., 2010), ao fato de produzirem terraços parelhados devido a elevadas taxas de incisão fluvial (MOUCHENÉ et al., 2017) ou ainda apresentarem paleoindicadores

como cascalheiras e paleossolos (PATUCCI et al., 2018). Porém, os terraços produzidos por eventos tectônicos ou paleoambientais apresentem sincronidade regional (SANTOS, 2017).

A evolução de terraços fluviais apresentam como controles essenciais as forçantes climática (precipitação e umidade) e tectônica (elevação regional e mudança no nível de base) (SUGUIO e BIGARELLA, 1990; VANDENBERGUE, 2008, 2015; GAO et al., 2016; CORDIER et al., 2017). Vandenberghe (1995, 2008, 2015) sugeriu um modelo não-linear onde a incisão do rio ocorre geralmente durante épocas da instabilidade climática, o que influenciaria a hidrodinâmica do sistema fluvial, ocasionando uma maior sobrecarga detrítica e modificações no débito fluvial dos leitos. As evidências geológicas abundantes e os modelos numéricos confirmam esta perspectiva (VANDENBERGUE et al., 2011).

O impacto climático em processos fluviais leva à diferenciação sedimentológica e morfológica dos terraços. A influência do clima no desenvolvimento fluvial costuma ser bem aceita entre os geomorfólogos, porém o desenvolvimento exato do terraço dentro de um ciclo climático e outras questões, ainda estão em debate. Diferentes tipos de terraços e suas sucessões sedimentares podem ter origem em assoreamento, incisão ou migração lateral. Vandenbergue (2015) avalia que algumas questões ainda permanecem em aberto, como a explicação da sucessão sedimentar típica abaixo dos terraços, ou ainda sobre a origem genética de cada camada sedimentar, a avaliação das idades relativas dessas camadas e fases de erosão dentro de um ciclo climático.

Bigarella e Andrade (1965) também desenvolveram um modelo de evolução de terraços em regiões intertropicais baseado nos ciclos climáticos secos e úmidos, que favoreceriam respectivamente o aplanamento lateral e o entalhamento fluvial. De acordo com Bigarella e Becker (1975) e Suguio e Bigarella (1990) os movimentos tectônicos não seriam os únicos agentes ativos responsáveis pela evolução dos terraços e estrutura dos recobrimentos dos depósitos uma vez que, mesmo com os movimentos de orogênese e epirogênese, sem as oscilações climáticas e as alterações na hidrodinâmica nos sistemas fluviais ocorridos no Quaternário, os terraços não teriam sido formados.

Há ainda o argumento de que os terraços fluviais tem idade relativamente recente enquanto que os movimentos tectônicos são muito lentos, ou seja, largos ciclos na escala do tempo seriam necessários para que uma transformação tanto na altimetria quanto na capacidade hidrológica das bacias brasileiras ocorresse, o que validaria que a tectônica não seria um fator isolado na formação dessas feições (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964; SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

Suguio e Bigarella (1990), partindo dessa premissa, explicam a classificação dos terraços sobre três perspectivas. Aluviais quando o rio corta os sedimentos previamente depositados em sua planície de inundação, rochosos quando são esculpidos sobre embasamento rochoso e estruturais, mantidos pela camada de rochas mais resistentes. Os autores correlacionam essa tipificação e ciclos de deposição dos terraços com o clima em regiões intertropicais, sendo divididos: a-) agradação em fases de clima semi-árido, b-) erosão com a dissecação do terreno e remoção de sedimentos de recobrimentos previamente depositados e c-) desenvolvimento de planícies de inundação em fases de clima úmido.

Christofolletti (1981) e Suguio e Bigarella (1990) citam que em regiões quentes e úmidas a decomposição de rochas e o processo de intemperização são intensos, e que nesse contexto climatológico, a cobertura vegetal funcionaria como um agente controlador da erosão superficial, o que influenciaria, portanto, a dinâmica dos terraços. Dessa forma, haveria um estoque de sedimentos que poderia ser naturalmente ofertado aos terraços a partir de mudanças ecológicas e alterações climatológicas. Em fases de aridificação, as coberturas vegetais de porte arbóreo seriam substituídas por tipos arbustivos, o que diminuiria consequentemente a cobertura sobre o solo aumentando o desgaste das rochas, o escoamento superficial e em sub-superfície e favorecendo por fim, a acumulação de colúvios.

Já nas fases onde haveria maior concentração de vapor d'água disponível na atmosfera, as coberturas vegetacionais com estrutura florestal se restabeleceriam favorecendo a infiltração de água no solo, o desgaste de rochas, e a consequente concentração de cargas em suspensão e solução nos canais de drenagem. Durante a aridificação ocorreria a remoção acelerada do regolito decomposto e a quantidade de detritos provenientes das vertentes, enquanto que as épocas úmidas seriam conceituadas pela colonização das vertentes pela vegetação, o que diminuiria consideravelmente a quantidade e presença de materiais detríticos mais grosseiros.

Com o objetivo de melhor compreender os mecanismos intermitentes ou alternados que influenciaram o desenvolvimento e a evolução dos terraços, é necessária a utilização da análise integrada empregando diferentes procedimentos e critérios. Por exemplo, o uso de técnicas da sedimentologia (como a mineralogia, granulometria, estratigrafia, morfoscopia), a evolução pedogenética, o estudo de paleossolos, a correlação dos resultados com a altimetria e a datação geocronológica absoluta dos materiais de recobrimento dos terraços (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

5.9 MATERIAIS DE RECOBRIMENTO SUPERFICIAIS

As rochas matrizes formam os detritos que inicialmente sofrerão processos de intemperismo, sendo divididos em desintegração física ou decomposição mecânica, seguida da erosão dos materiais. Esses sedimentos ou materiais podem ser transportados pelo vento, por correntes, ou gelo, e em seguida, sedimentados ou litificados, formando os solos (SUGUIO, 1973), que conjuntamente com outros elementos sedimentológicos e orgânicos, podem vir a compor os depósitos fluviais. Os aspectos deposicionais e erosivos nos terraços são bastante complexos, pois dependem de fatores externos e da carga detrítica, que por sua vez, alteram os fatores hidráulicos.

O modo e a natureza dos transportes de sedimentos (por tração, saltação ou suspensão) são de vasta relevância sobre a estrutura dos depósitos, assim como as partículas que o compõem. Em ambientes fluviais, conforme Prince et al. (2010), o grau de arredondamento dos grãos de quartzo tendem a incremento devido o transporte ativo. As partículas podem variar de tamanho, forma, densidade e esfericidade. As áreas fontes dos sedimentos, ou seja, onde ocorre a erosão e intemperismo das rochas matrizes, apresentam formas detríticas, tamanhos e densidades muito diferentes, ao passo que os produtos sedimentares finais, são constituídos por cascalhos, areias, siltes e argilas selecionados.

As partículas originais transportadas e depositadas por água corrente dependem da energia e viscosidade do fluxo assim como do transporte seletivo. A segregação das partículas em função da granulação, forma e densidade, durante as fases de transporte e deposição, sugere que os sedimentos melhor selecionados são os que foram submetidos à retrabalhos longos e contínuos por agentes geológicos ou que foram sedimentados em ambientes deposicionais eficientes do ponto de vista energéticos (SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

A forma das partículas, segundo Suguio (1973), resulta do aspecto original do fragmento, da estrutura do fragmento (acabamento e clivagem), durabilidade do material (se é um fragmento de rocha ou mineral), natureza do agente geológico e o rigor de atuação e tempo pelo qual a ação é estendida. Propriedades como a porosidade e a permeabilidade tem influência direta sobre os componentes granulares dos sedimentos. Por fim, salienta que não existe um método absoluto para estudar a morfometria de seixos, onde todos que se apresentam são auxiliares devido à dificuldade de realização das etapas necessárias e a heterogeneidade dos sedimentos. No que se refere a textura superficial o autor cita que podem ser lisas, onduladas ou rugosas, a depender da origem das partículas.

De acordo com o autor os dados de pesquisas sobre forma e arredondamento e seus significados são incompletos, entretanto, aparentemente, o arredondamento responderia à maturidade do sedimento. Por exemplo, no caso das areias, seriam necessários muitos ciclos de retrabalhamento para apresentarem grãos arredondados, processo, que segundo o autor, ocorreria com maior facilidade em seixos. O transporte dos sedimentos quando ocorre em distâncias curtas produz grau de arredondamento semelhante nas partículas, enquanto que as partículas que sofreram abrasão prolongada tendem a apresentar alterações nos graus de arredondamento. A esfericidade também pode retratar as condições pretéritas dos ambientes de deposição no momento de concentração de sedimentos.

Os sedimentos ainda podem sofrer influências em sua composição em resposta a forma com que foram depositadas e/ou transportadas. A dimensão das partículas pode estar relacionadas à forma de transporte (deslizamento, rolamento, saltitação e suspensão) e à resistência estrutural, já o peso está correlacionado ao modo de transporte, a natureza mineralógica estaria relacionada ao equilíbrio físico-químico do meio e por fim, a resistência e dureza, que responderiam ao conjunto de ações mecânicas do meio.

Vandenbergue (1995) e Vandenbergue et al. (2011) citam que em regiões periglaciais, temperadas e tropicais o fornecimento estável de sedimentos é condizente com o reaparecimento de vegetação. A interrupção do acúmulo de sedimentos pela estabilidade tectônica em regiões elevadas, pode promover a formação de solos em regiões subsidentes. As alternâncias entre deposição (respectivamente, incisão) e formação de solo em regiões subsidentes (respectivamente elevadas) também podem ser desencadeadas climaticamente.

Vandenbergue (2001, 2015) demonstrou que as camadas de sedimentos mais grosseiros são formadas em períodos mais frios, tendo como exceção os sistemas fluviais Holocênicos. Vandenberghe (2008, 2015) e Gibbard e Lewin (2009) enfatizam o efeito erosivo (lateral) relativamente forte dos rios durante climas frios. Este é o cenário mais comum nas terras baixas, conforme documentado por Cordier (2006). Enquanto que na fase quente, depósitos orgânicos e inorgânicos podem ser formados na planície de inundação.

Os autores citam que em alguns casos, a sucessão fluvial torna-se mais complexa pela ocorrência de um depósito de grãos finos, muitas vezes orgânicos, posicionado dentro da parte inferior de grãos grosseiros da série de sedimentos. Normalmente, as areias ou cascalhos grossos com camadas paralelas horizontais são separados da sobreposição finamente laminada, com areias finas e sedimentos. Geralmente, o limite entre as duas unidades é nítido. No entanto, em alguns casos, a unidade de granulação grossa pode estar se movimentando

para cima, e camadas de areia fina ou arenosa fina podem ser intercaladas. Da mesma forma, a unidade de granulação fina pode conter preenchimentos de canal de granulação grossa (VANDENBERGUE, 2015).

As séries sedimentares dos terraços correspondem em grande parte às alternâncias climáticas. Elas caracterizam-se (da base ao topo) por um depósito grosseiro representando principalmente o leito ativo do rio em seus diferentes componentes (parte principal do período frio), por uma camada de grão fino que reflete diferentes aspectos de deposição (parte terminal do período frio e início do próximo período quente), finalmente cobertos por pedogênese (principalmente no próximo período quente) e, muitas vezes, uma cobertura eólica no topo (geralmente próximo período frio) (VANDENBERGUE, 2015).

Bigarella e Mousinho (1965) referem que os terraços devem ser compreendidos avaliando-se os processos envolvidos, da sedimentologia e das condições ambientais, sendo as estruturas sedimentais em conjunto com a mineralogia e a textura dos sedimentos, ferramentas importantes na compreensão, por exemplo, de paleoclimas. Estudos pedológicos em terraços fluviais também podem fornecer informações sobre a evolução dos processos de captura: mudanças climáticas e ajustes do sistema fluvial, por exemplo, podem levar ao desenvolvimento de múltiplos paleossolos nos terraços fluviais (BULL, 1990).

Segundo Castro (2002) a caracterização dos constituintes presentes nos solos auxilia a identificação, diagnóstico e prognóstico de seu comportamento, dando subsídios à pedologia no entendimento de gênese, morfologia, comportamento geoquímico, entre outros, além de subsidiar também a geomorfologia, permitindo uma melhor compreensão dos processos de depósitos e terraços correlativos e até mesmo da cronoestratigrafia, fatores que explicam a importância da inserção de análises pedológicas e sedimentológicas dos vales secos para discussão de processos de captura fluvial.

As idades dos terraços podem ser determinadas utilizando datação por LOE nos sedimentos arenosos (WINTLE e MURRAY, 2006; FUCHS et al., 2014) de forma que as idades absolutas revelam padrões regionais de processos tectônicos e mudanças climáticas (STANGE et al., 2013). Pesquisas recém publicadas por Storani e Perez Filho (2014), Dias e Perez Filho (2015), Storani e Perez Filho (2015), Souza e Perez Filho (2016), Santos (2017), Oliveira et al. (2018) e Patucci et al. (2018) a respeito da evolução de sistemas fluviais na região sudeste, apresentam os resultados da datação absoluta do material de recobrimento superficial de feições fluviais. A geocronologia remeteu os sedimentos ao período Quaternário, no qual ocorreu a modelação das paisagens tropicais por influência da tectônica

e oscilações climáticas. Esses estudos tornam-se referências importantes ao elucidarem em seus resultados o papel fundamental dos componentes formadores de feições morfológicas fluviais, citando também a relevância da análise geocronológica, sedimentológica e macromorfológica dos materiais.

O levantamento e a correlação das características sedimentológicas dos materiais de recobrimento de coberturas superficiais em feições morfológicas hoje separadas pelo reordenamento das drenagens, pode contribuir com a identificação da captura fluvial. Nos casos em que sejam encontrados constituintes sedimentológicos semelhantes nas áreas separadas, os quais não sejam mais concordantes com a atual dinâmica das feições, caracteriza-se como indicativo de rearranjos fluviais.

A utilização da datação, da sedimentologia e da análise da gênese dos solos em feições morfológicas para se discutir processos pedogenéticos e morfogenéticos apresenta-se como um caminho interessante a ser percorrido por pesquisadores. Porém, não ocorrem com frequência na bibliografia acerca de capturas fluviais menções a estudos que discutam abordagens pedológicas/sedimentológicas relacionando a gênese das coberturas superficiais dos vales secos e sua cronologia ao processo de evolução das capturas.

6. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS ASPECTOS NATURAIS DAS ÁREAS DE ESTUDO

6.1 LOCALIZAÇÃO

A área da pesquisa localiza-se no interflúvio das bacias hidrográficas do Alto rio Guaratuba e do rio Claro no município de Salesópolis-SP, na reserva Florestal de Casa Grande, que contém 16.450 ha de matas primárias administrada pela Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo (SABESP) e também, próxima da estação Biológica de Boracéia (E.B.B.), administrada pelo Museu de Zoologia da Universidade de São Paulo (USP). Situa-se no reverso da Serra do Mar Paulista e borda meridional do Planalto Paulistano aproximadamente a 110 km a leste da cidade de São Paulo, a 810 m de altitude. Limita-se a norte com o município de Salesópolis e a oeste com Biritiba-Mirim e Bertioga e a leste com Paraibuna, Caraguatatuba e São Sebastião, aproximadamente entre as coordenadas UTM X: 408254 e Y 7383482 / 7381982.

6.1.2 VALE SECO DO GUARATUBA

Os rios Guaratuba e Claro tem suas nascentes no planalto interno da Serra do Mar próximo à represa Ribeirão do Campo e apresentam direção E - W até a escarpa da Serra do Mar. A diferença altimétrica entre as duas bacias em relação aos seus níveis de base é de 10 m. Na região próxima à borda da escarpa os rios apresentam mudança brusca de direção, onde o rio Claro altera seu curso para ENE-SW e o rio Guaratuba para N-S passando a descer para o litoral bem encaixado em seu vale. Nessa área também se localiza o cotovelo de captura (**Figura 18**) que se estende por uma porção de 300 m.

Figura 18 – Cotovelo de captura

Fonte: elaboração própria.

Especificamente, o vale seco, objeto de estudo localiza-se no “corredor” posicionado na direção NW-SE do interflúvio das duas bacias em altitude de 790 m, apresentando a extensão de aproximadamente 1 km (**Figura 19**). Rossi (1999), Oliveira (2010), Oliveira (2011), Neves (2012) e Patucci et al. (2018) observaram a ocorrência de um “corredor” relativamente extenso entre as drenagens da bacia do Rio Claro e do Alto Rio Guaratuba em 810 m, contendo camadas com seixos rolados de vários diâmetros na extensão, de aproximadamente 1 km a SW do cotovelo. Essa evidência corrobora com a hipótese de que a cascalheira corresponderia ao terraço do antigo leito do próprio Rio Guaratuba, num trajeto anterior à sua captura.

Essa feição morfológica, também denominada vale seco, é caracterizada por solos da classe Espodossolos Hidromórficos transicionando para Gleissolos Pouco Húmicos (**Figura 20**). Também contempla Organossolos e Cambissolos. Os materiais apresentam como cobertura a Floresta Pluvial Tropical de Planalto, que se caracteriza como uma vegetação de mata arbustiva e arbórea com porte médio a baixo (8 m a 15 m de altura).

Figura 19 – Localização do quadrante de estudo

Fonte: elaboração própria.

Figura 20 – Cascalheira no vale seco

Fonte: elaboração própria.

6.2 CLIMA

O contexto climático próximo às regiões de escarpas é vinculado a fatores regionais e locais, como por exemplo: latitude, exposição à radiação solar, a altimetria, rugosidade do relevo apresentando importantes gradientes hipsométricos, circulação atmosférica regional e por fim, os efeitos das brisas marítimas pela proximidade com o Oceano Atlântico. Em longo prazo na escala de tempo, esse conjunto de fatores somados aos ciclos climáticos (frios e quentes) promovem a morfodinâmica e ajustes nos sistemas fluviais, sobretudo as mudanças nos índices de precipitação. Essas influem diretamente nas taxas de denudação, nas mudanças de nível de base, incisão fluvial e outros processos intempéricos e erosivos, assim como nas densidades de drenagem e dinâmica de transporte e descarga de água e sedimentos (WEGMANN e PAZZAGLIA, 2009; GALLEN et al., 2015; LARSON et al., 2015; VANDENBERGUE, 2015; CORDIER et al., 2017).

Nunes et al. (2009) mencionam que os efeitos de sistemas frontais e convectivos advindos do choque de sistemas de baixa e alta pressão atmosférica (sistemas tropicais e extratropicais) em consonância com a radiação solar, podem ocasionar circunstâncias que promovam conjunturas mais drásticas do clima. Essas precipitações extremas, segundo os autores, ocorreriam devido ao resfriamento adiabático dos ventos vindos de sul quando perpassam a escarpa. Em complemento a esta idéia Vandenbergue (1995, 2001, 2003) explica que a sazonalidade e a intensidade dos eventos de precipitação têm mais relevância, assim como os eventos extremos, do que a precipitação anual total, para a entrada de sedimento nos sistemas fluviais.

Ledru et al. (2005, 2007, 2016) discorrem acerca da importância da brisa marítima e, por conseguinte, do estado perene de umidade necessários para o dinamismo do microclima da floresta atlântica no sudeste, o que explica a praticamente inexistência do período de estação seca. Sobre esse fator, Nunes et al. (2009) assinalam que a evapotranspiração das florestas, a evaporação vinda do oceano e os núcleos de condensação em conjunto com a radiação, propiciam a constatare umidade e precipitação, além de funcionarem como regulador térmico. Esses efeitos, segundo os autores, também respondem às latitudes e rugosidade da área. As bacias do Guaratuba e do Claro recebem então a entrada de massas de ar úmidas que se precipitam quando encontram a escarpa, gerando chuvas periódicas ao longo do ano.

No Brasil central e no sul as estações do ano são controladas pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No inverno, a ZCIT permanece ao norte do Equador e a

célula de alta pressão do Atlântico Sul abrange uma grande parte do Brasil. As massas polares do ar advectivas rumam para o Equador, onde entram no contato com o ar tropical morno na latitude de 25-30° S, e induzem a precipitação. No verão, a ZCIT se move para sua posição Sul, ao sul do Equador. A célula de alta pressão do Atlântico Sul está enfraquecida trazendo precipitação de verão para as latitudes 15 – 25° S (PESSEDA et al., 2012).

O clima da área de estudo é caracterizado por KOPPEN como clima tropical úmido o qual sofre influência da Massa Tropical Atlântica (mTa), que é quente e úmida. Apresenta temperaturas médias elevadas (em torno de 22°C) e certa instabilidade no verão, devido ao elevado índice pluviométrico (acima de 2.000 mm/ano). A chuva periódica dá-se justamente pelo contato entre a brisa úmida do oceano com a escarpa da serra, além disso, esse contato ainda favorece uma alta taxa de umidade relativa durante o ano todo. Conti e Furlan (2005) citam que a precipitação pode apresentar médias ainda maiores (aproximadamente 4.000 mm/ano) na Serra do Mar entre as regiões de Bertioga e Taiaçupeba.

Para melhor compreensão da influência do clima na área do estudo, foi desenvolvido o mapa de pluviosidade média utilizando os valores anuais totais médios de precipitação para a série histórica entre 1946 e 2016 (**Figura 21**). Foram utilizadas informações acerca das normais climatológicas obtidas no Instituto Nacional de Meteorologia - INMET das (**Tabela 01**). Como os dados da estação E2-026 para o município de Paraibuna não tem informação para 2015, tivemos que diminuir o recorte temporal, de 70 para 65 anos (de 1946-2016 para 1946-2011) e usar os dados da E2-038 para completar os anos de 1958 a 1961, que não constam nos dados obtidos para a E2-026. Ambas as estações estão na mesma lat/long e tem altitudes próximas.

Tabela 01 – Dados das estações climatológicas

Município	Prefixo	Nome	Altitude	Latitude	Longitude	Período	Intervalo (anos)
BERTIOGA	E3-042	REPRESA ITATINGA	720	23° 45' 00"	46° 08' 00'	1937-2016	79
PARAIBUNA	E2-026	ALFERES	670	23° 22' 00"	45° 41' 00"	1943-2016	73
PARAIBUNA	E2-038	PARAIBUNA (DER)	620	23° 22' 00"	45° 41' 00"	1943-1971	28
SALESOPOLIS	E2-054	SALESOPOLIS	770	23° 32' 00"	45° 51' 00"	1946-2016	70
SAO SEBASTIAO	E2-045	SAO FRANCISCO	20	23° 46' 00"	45° 25' 00"	1943-2016	73

Fonte: INMET (2018).

A partir da análise dos dados de precipitação média mensal e anual, constata-se que os maiores valores concentram-se nas adjacências da escarpa, resultado esperado devido efeitos dos mecanismos climáticos acrescidos da orografia e altimetria. Observam-se pelos dados da série histórica em todas as estações climatológicas estações secas e chuvosas bem demarcadas, com invernos mais secos e verões bastante chuvosos.

O setor onde se localiza o vale seco apresenta os maiores totais anuais médios de precipitação nas duas bacias, com isoietas em torno de 2000 a 2300 mm. Os maiores totais mensais também estão concentrados nesse setor, sendo superiores a 350 mm no mês de Janeiro, mês considerado o mais chuvoso do ano em todas as climatológicas de monitoramento. Ocorre nessa área a constância de entrada de nevoeiros em praticamente todo o ano, que advém da dinâmica climática da região exposta acima.

Figura 21 – Mapa de Pluviosidade

6.3 VEGETAÇÃO

Os principais fatores para o desenvolvimento de formações vegetais são a umidade, a temperatura e a quantidade de insolação. A variedade de microclimas e relevos encontrados no domínio Atlântico contribuem para a diversidade de ambientes e ecossistemas a ele associados. As diferenças fisionômicas e estruturais da vegetação na área de estudo, evidenciadas pela distribuição dos tipos arbóreos, sugerem a existência de adaptação associada a fatores edáficos, condições microclimáticas, frequência e intensidade de perturbações antrópicas (devido à construção da adutora e estradas de acesso para as áreas de captação de água), histórico de preservação, como também os reflexos da heterogeneidade ambiental intrínseca da região. Conti e Furlan (2005) avaliam que os componentes arbóreos da Mata Atlântica hoje são espécimes sucessores de florestas que sofreram perturbações devido às alternâncias de clima no Último Máximo Glacial no Pleistoceno.

De acordo com Ledru et al. (2005), sob aspectos fitogeográficos e fisionômicos, o domínio de Mata Atlântica inclui diferentes tipos florestais com associações ecológicas comuns, como por exemplo: a floresta de Araucária em alguns pontos, floresta semi-decídua e a floresta tropical costeira. Ledru et al. (2016) discutem que somente na década de 80 por intermédio do projeto RADAMBRASIL e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) que as florestas atlânticas foram definidas de acordo com os diferentes componentes geográficos e altimétricos em: baixa Montana, alta Montana, Submontana, enquanto a mata Atlântica *stricto sensu* foi limitada à faixa costeira.

Ledru et al. (2009) avaliam que as florestas tropicais de baixa latitude têm a maior biodiversidade, porém estão sendo rapidamente desmatadas e correm o risco de desaparecer antes de ter tido a sua riqueza e seu comportamento durante as alterações climáticas estudados. Para os autores a Mata Atlântica é considerada um *hotspot* de biodiversidade devido à região apresentar grande diversidade baseada em níveis de riqueza e endemismo adaptados a diversos microclimas e altimetria. É ainda importante e necessário levar em consideração os efeitos latitudinais e regionais ao interpretar mudanças de larga escala na distribuição e composição da Mata Atlântica (LEDRU et al., 2007).

Ledru et al. (2016) atentam para o fato de que a Mata Atlântica representa a segunda maior floresta tropical úmida do mundo, sendo, porém, um dos ecossistemas mais ameaçados e fragmentados, já tendo perdido pelo menos 70% de sua cobertura original (LEDRU et al., 2009). Os autores avaliam que ao longo do século passado, em parte relacionado ao

desenvolvimento econômico do Brasil, a floresta úmida foi desmatada em detrimento das monoculturas de café e cana-de-açúcar; uma definição, denominações e limites precisos da Mata Atlântica teriam impedido o desenho de políticas de conservação adequada, o que só veio a surgir na década de 80.

As bacias do Alto Guaratuba e Claro localizam-se no planalto, especificamente no reverso da Serra do Mar, o que faz com que recebam diariamente massas de ar úmidas, o que explica o nevoeiro constante na área. Essa condição de saturação promoveu o desenvolvimento da Floresta Pluvial Tropical de Planalto e, por exemplo, a melhor adaptação de bromélias e epífitas na região, sendo observadas indiferentemente no solo e nas árvores (ROSSI, 1999). Já na zona da escarpa ocorre o decréscimo de espécimes devido a menor insolação dentro da mata. É possível observar que as florestas de planalto e escarpas são individualizadas em função de condições edafoclimáticas e também quanto a sua composição. Segundo Rossi (1999) a fitofisionomia da vegetação na área de estudo é dividida em Floresta Pluvial Tropical de Planalto, Vegetação Campestre e Floresta Tropical Pluvial de Encosta.

De acordo com Rossi (1999) a Floresta Pluvial Tropical de Planalto encontra-se subdividida nas seguintes unidades descritas (**Figura 22**):

- (I) **Mata de porte Arbóreo alto (20 a 25 m de altura):** com sub-bosque denso com presença de epífitas e bromeliáceas nos solos e troncos, ocorrendo frequentemente no relevo de morros altos e topos convexos, nos outros compartimentos ocorre na média/baixa vertente e fundo de vale;
- (II) **Mata de porte Arbóreo médio (15 a 20 m de altura):** também com presença de epífitas e bromeliáceas nos troncos e solos, são frequentes em topos de morro de substrato gnáissico de alta /média vertente no planalto. Indivíduos não se sobressaem do dossel;
- (III) **Mata de porte Arbóreo baixo (8 m de altura):** possui fisionomia homogênea sem copas emergentes, localiza-se no compartimento aluvial do relevo de morros convexos e planícies fluviais.
- (IV) **Mata de porte Arbóreo médio (15 m de altura):** encontra-se em topos de morros e morretes convexos e baixos, em altas e médias vertentes e em parte dos outros compartimentos geomorfológicos. Sempre em substrato gnáissico ou granítico, com indivíduos que se sobressaem do dossel.

Figura 22 - Mosaico da floresta pluvial tropical de planalto: bromélia no solo e em troncos, mata de porte arbóreo baixo, médio e alto.

Fonte: elaboração própria.

A vegetação campestre é caracterizada pela predominância de vegetação herbácea (ervas), caracterizada principalmente por arbustos, gramíneas e vegetação rasteira, formando um verdadeiro “tapete” com até 1m de altura. É notória a inexpressiva presença do elemento lenhoso, quando muito restrito a poucas espécies de hábito arbustivo ou sub-arbustivo. Localizada em áreas de solos rasos, situadas em morros e pequenos morros alongados e em topos aplanados (**Figura 23**).

Figura 23 – Vegetação campestre: arbustos, gramíneas e vegetação rasteira

Fonte: elaboração própria.

De acordo com Rossi (1999) a Floresta Tropical de Encosta (**Figura 24**) encontra-se subdividida em:

- (I) **Mata de porte Arbóreo alto a médio (20 a 15 m de altura):** ocorre em fundos de vales graníticos e encosta de escarpas; possui um dossel não denso e mantém espécimes como bromeliáceas;
- (II) **Mata de porte Arbóreo médio a baixo (15 a 10 m de altura):** não mantém copas emergentes, ocorrendo em altas vertentes com topos graníticos angulosos e convexos, encontram-se epífitas;
- (III) **Mata de porte Arbóreo médio (15 m de altura):** nas baixas vertentes com vegetação adensada em sub-bosque denso, em fundos de vale e sem indivíduos emergentes.

Figura 24 – Floresta tropical de encosta: porte arbóreo alto a médio

Fonte: elaboração própria.

6.4 REDE DE DRENAGEM

Ocorreu certa dificuldade para delimitar as bacias, uma vez que os mapas disponíveis são imprecisos e desconexos. Situação semelhante já havia sido relatada por Oliveira (2003), entretanto, continua recorrente. A carta Salesópolis, em escala 1:50.000, aponta que o interflúvio entre as bacias cruza a estrada de captação de água do Guaratuba (limite escolhido

para ser utilizado usado nesse presente trabalho). Já as cartas Serra Guaratuba e Fazenda Florestal do Rio Grande, escala 1:10.000, o divisor encontra-se mais para o sul. Mesmo em campo, devido à dificuldade de deslocamento dentro da área, também fica muito complicado de se afirmar as delimitações com precisão.

A rede hidrográfica no planalto e na escarpa é densa, todavia, menos densa na planície litorânea, como podemos observar na **figura 25**. As bacias dos rios Guaratuba e Claro são de 5ª ordem e se distribuem nos seguintes compartimentos: planalto e reverso da escarpa (**1**), escarpa (**2**) e planície litorânea (**3**) e planalto e reverso da escarpa (**1**), respectivamente. A bacia do Guaratuba tem 113,525 km² de área enquanto a bacia do Claro 160, 759 km².

No planalto pode-se observar um padrão de drenagem treliça para dendrítico, com forte controle estrutural. Devido ao intemperismo intenso ocasionado em tempos geológicos passados resultou-se o fraturamento da estrutura e o bandamento das rochas com orientação em grande parte NE – SW, e subordinamente N – S. Ainda como característica relevante possui um número elevado de nascentes e canais de segunda ordem de ramificação e rios com ângulos agudos a retos. Nesse compartimento encontram-se os dois rios principais, Guaratuba e Claro.

Na escarpa nota-se um controle geológico local, proveniente de falhamentos e fraturas, com direcionamento NE – SW e NW – SE e rios localmente retos. Diferentemente do caso anterior, o padrão hidrográfico desse compartimento apresenta rios mais curtos no sentido leste com padrão sub-paralelo e rios mais longos próximos as escarpas e altas, médias e baixas vertentes, com padrão dendrítico.

Na planície litorânea existe baixa densidade de rios, e estes quando percorrem os sedimentos continentais estão encaixados em zonas de falhas ou fraturas na direção NW – SE e NE – SW, como na escarpa. Próximo à foz nota-se a densidade de drenagem bem baixa, com comportamento meandrante e paralelo, alinhados à linha da costa e restinga.

Grande parte dos rios no estado de São Paulo seguem para o continente, em direção ao rio Paraíba do Sul ou bacia do Paraná devido movimentos de ascendimento ocorridos no escudo cristalino pré-cambriano. Essa movimentação positiva fez com que a erosão mantivesse expostas suas estruturas, mantendo os produtos da erosão acumulados na bacia sedimentar a NW (ALMEIDA, 1964). Cruz (1974) cita que a epirogênese positiva do Quaternário favoreceu o desenvolvimento dos vales fluviais e seu encaixamento nos períodos úmidos, enquanto que nos períodos secos ocorreu o alargamento dos vales e colos.

Figura 25 – Hierarquia da rede de drenagem

Fonte: elaboração própria.

O Quaternário promoveu a saída das drenagens para o Oceano Atlântico, segundo De Martonne (1943) pelo rebaixamento da plataforma continental e segundo Ab'Sáber (1954) pelo rebaixamento dos níveis de base ocorridos pelo tectonismo pós-cretáceo no sudeste do Planalto Atlântico. As drenagens formadas no planalto adaptaram-se então às formas amorreadas seguindo as direções de lineamentos estruturais antigos (NE-SW) (AB'SÁBER, 1957). Nas escarpas normalmente encontra-se rios mais curtos, onde as cabeceiras localizadas no alto da serra enfrentam rupturas de declives abruptos.

A rede de drenagem responde diretamente às condições de produção, remoção, transporte e disposição dos sedimentos, dinâmica que se expressa nas características dos materiais de recobrimentos superficiais de feições morfológicas (CHRISTOFOLETTI, 1981). Christofoletti (1980) indica que a forma e os padrões dos canais fluviais estão ajustados ao material rochoso, ao débito e aos sedimentos ofertados pelas bacias, o que permite com que os canais sejam estudados como um sistema morfológico. O autor ainda cita que é comum que os débitos sejam aumentados em direção jusante em áreas úmidas.

Gianninni e Riccomini (2003) discorrem sobre os sedimentos e explicam que a natureza litológica e a precipitação associadas aos processos de intemperismo, erosão, remoção, transporte e deposição, são os principais fatores para a dinâmica hídrica-sedimentológica nas bacias de drenagem. O transporte inicial ocorre pelas torrentes fluviais ou movimentos gravitacionais nas encostas, sendo o clima e o relevo fatores de influência na intensificação do intemperismo e no desgaste mecânico, respectivamente. Enquanto relevos mais íngremes promovem transportes abruptos e rápidos, relevos mais planos promovem transportes mais contínuos e duradouros.

Utilizando a fotointerpretação é possível reconhecer as drenagens com padrão treliça e capões de mata baixa e alta no setor B. O setor A representaria o vale seco onde a drenagem é indefinida (OLIVEIRA, 2003) e muito semelhante com o padrão de drenagens da bacia rio Claro, apresentando vegetação de campo sujo e úmido com mata baixa. A análise do setor C demonstra menor densidade de canais, rios mais longos e mata alta, enquanto que no setor D a ausência de vegetação pelo afloramento rochoso e a drenagem com padrão sub-paralelo (**Figura 26**). A bacia do Claro em toda sua extensão apresenta padrão muito semelhante ao setor B do planalto, com rios mais curtos e padrão treliça para dendrítico aberto, com exceção para o vale seco, onde também apresenta padrão indefinido.

Figura 26 – Padrões de drenagem

Fonte: elaboração própria.

6.5 GEOLOGIA

As bacias do Claro e do Guaratuba localizadas no complexo da Serra do Mar são caracterizadas por formações geológicas do Pré-Cambriano e Cenozóico. A partir da última orogênese Pré-Cambriana e ao longo de parte do Mesozóico, as cadeias de montanhas geradas, ligadas então a um tectonismo paralelo à costa, passam a sofrer erosão (ALMEIDA, 1974). Freitas (1976) refere aos paredões da escarpa, a resistência da litologia do Pré-Cambriano, composta por granitos e gnaisses. Ab'Sáber (1985) assinala que as escarpas da Serra do Mar retratariam uma faixa de dobramentos com dissecação marcada pela drenagem e controle estrutural com direção NE-SW a ENE-SSW.

A herança Pré-Cambriana para a formação do atual relevo consiste na qualidade e diversidade dos tipos litológicos, principalmente em relação às características texturais, granulométricas e sedimentológicas e também na trama estrutural de primeira ordem, caracterizada pelos grandes feixes de direção NE-SW, os quais controlam estruturas de menor grandeza que podem conter rochas milonitizadas (OLIVEIRA, 2003). As rochas milonitizadas, ou seja, de granulação fina, segundo a autora são mais facilmente erodíveis o que faz com que nesses locais se instalem as drenagens, que por sua vez são controladas pela estrutura refletindo as linhas de falhas e fraturas, comuns na Serra do Mar e adjacências.

De acordo com o mapeamento realizado pelo Radambrasil (1983), Rossi (1999) e levantamentos de campo realizados ao longo desta pesquisa para fins de classificação, as bacias do Claro e Guaratuba são representadas por formações geológicas do Complexo Migmatítico do Pré Cambriano e Arqueano, compostas por granitos e gnaisses bandados predominantemente tonalíticos (**Figura 27**). Especialmente os planaltos e escarpas pelo levantamento são caracterizados por granitos com áreas restritas migmatíticas. Por fim, o também é encontrado a região paleossoma xistoso gnáissico ou com quartzo e mica.

Em relação a outras feições geológicas são encontradas no planalto e na escarpa falhas /fraturas transcorrentes e traços de foliação, com consequente deslocamento de blocos. A drenagem nos dois compartimentos é orientada pelos lineamentos controlados pela natureza da rocha apresentando direção NE-SW (ROSSI, 1999; OLIVEIRA, 2003; NEVES, 2012).

No planalto, observam-se na bacia do Claro migmatitos homogêneos granitoides. Na região do divisor de bacias especificamente encontra-se o complexo gnáissico apresentando diferentes texturas e mesmos minerais, correspondente ao Complexo Paraíba do Sul, do Arqueano (**Figura 27**). São gnaisses bandados, tonalíticos, com migmatitos estromáticos com

foliação e compostos por quartzo, mica e feldspato. Ainda no planalto e reverso da escarpa observam-se gnaisses, granitos e depósitos sedimentares ocorridos no Quaternário oriundos de processos morfoclimáticos vinculados a pedogênese (sedimentos fluviais, colúvios e cascalheiras), podendo ainda encontrar micas, quartzo e feldspato.

A mudança de compartimento geomorfológico é nítida (planalto-escarpa) e apresenta ruptura de declive abrupta, onde é possível notar o limite do complexo gnaissico do planalto e dos granitos que compõem a escarpa. A escarpa é composta por granitoides foliados do Proterozóico Superior que correspondem a suítes graníticas pós-tectônicas com texturas tonalíticas a graníticas. Por fim, no contato da escarpa com a planície litorânea, foram encontrados colúvios de natureza areno-siltico-argilosa, enquanto que na planície litorânea depósitos indiferenciados como sedimentos coluviais, aluvio-coluviais, de mangue, turfeiras, marinhos e praias (RADAMBRASIL, 1983; ROSSI, 1999).

Oliveira (2003) destaca que especificamente na área abordada da pesquisa, do divisor de bacias, a diversidade litológica é praticamente homogênea apresentando um embasamento cristalino constituído por gnaisses de grãos finos a médios, de composição granítica com ou sem veios e bolsões quartzosos associados e foliações miloníticas bem ou muito bem desenvolvidas. Apesar de litologia similar ocorre tendência direcional da textura devido ao arranjo granulométrico, o que acaba também por condicionar as drenagens e interflúvios.

Figura 27 – Mapa Geológico

Fonte: FARIA, M. de SOUZA.

6.6 SOLOS

De acordo com Rossi (1999) e Oliveira (2003), as bacias possuem solos diferenciados devido às peculiaridades bioclimáticas e do substrato geológico de cada compartimento. Encontram-se solos relativamente rasos nas escarpas situadas sobre granitos, e principalmente nas médias e altas vertentes, de declividade acentuada, rochas resistentes a alterações e vultosos índices pluviométricos. No planalto os solos são pouco profundos tendo como embasamento os gnaisses, com variações locais de inclinação dos bandamentos e de textura da rocha. Essa condição litológica aliada à declividade, expressa circunstâncias de alteração distintas e, por conseguinte, a formação de materiais de recobrimento com diferentes espessuras e profundidades.

É possível observar pelo mapeamento realizado por Rossi (1999) em consonância com dados coletados em trabalho de campo que culminaram nas pesquisas de Oliveira (2003), Neves (2012) e Patucci et al. (2018) as seguintes associações de solos localizadas no planalto e escarpa: Argissolo Vermelho-Amarelo + Cambissolo, Argissolo Vermelho-Amarelo raso + Cambissolo, Cambissolo + Latossolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo + Argissolo Vermelho – Amarelo e por fim, Gleissolo Pouco Húmico + Espodossolos Hidromórficos, Neossolo Litólito + Cambissolo. As seguintes unidades de solos são descritas em maiores detalhes abaixo.

(I) Latossolos Vermelho – Amarelos: solos minerais, não hidromórficos, moderadamente profundos em razão do relevo acidentado que ocorrem. Localizam-se em baixas vertentes das escarpas com declives de 12 a 21% sobre granitos e nos planaltos com declives de 3 a 21% sobre gnaisses. São distróficos, álicos, apresentam acidez elevada e textura média. Na região do divisor de bacias são dominantes e no reverso imediato da escarpa associam-se com Cambissolos;

(II) Argissolos Vermelho – Amarelos: solos minerais, não hidromórficos, predominam em relevo ondulado a escarpado. Na escarpa localizam-se sobre granitos, em vertentes com declive de 21 a 46% ou 12 a 21% e no planalto em declives variados sobre gnaisses. A textura pode variar de arenosa/média a média/argilosa;

(III) Gleissolos Pouco Húmicos: solos hidromórficos, pouco profundos. Encontrados no planalto especificamente nos divisores das bacias do Claro e Guaratuba, em morros paralelos com planície de inundação sobre sedimentos fluviais, áreas com declives mínimos de 0 a 3%.

Também se localizam nos sopés da escarpa com declives de 0 a 3% e na planície litorânea sobre sedimentos continentais. Apresentam cascalheiras de até 75 cm de profundidade, textura arenosa e média/arenosa, geralmente apresentando-se como álicos e ácidos. Seus horizontes de materiais diversos, formados em condições climáticas e sedimentológicas diferenciadas, influem na variação de índices químicos;

(IV) **Cambissolos:** solos minerais, não hidromórficos. Por serem pouco drenados e pouco profundos, estão associados a relevos ondulados e escarpados do planalto sobre gnaisses. Encontram-se generalizados na escarpa sobre granitos e por fim, nas planícies fluviais dos cursos de água. São solos ácidos, com textura média;

(V) **Neossolos Litólicos:** solos minerais pouco desenvolvidos com textura média. Ocorrem em áreas de relevos movimentado a escarpado, normalmente associados à fraturamento rochoso. É encontrado sobre o gnaiss em morros com alto grau de fraturamento, altas vertentes e acima de 21% de declividade e sobre granitos em morros altos de baixa vertente com declive acima de 21%.

(VI) **Espodossolo Hidromórfico:** solos com horizonte B espódico e notória diferenciação entre horizontes superficiais e subsuperficiais. Apresentam horizontes álbicos demonstrando a perda dos óxidos de ferros e manganês. Ocorrem a oeste da Estação de Captação do Rio Guaratuba sobre sedimentos fluviais seixosos e arenosos, em relevos de morros paralelos em áreas aplanadas de antiga planície fluvial. Tem textura arenosa, são ácidos e apresentam cascalheiras de até 75 cm de profundidade.

6.7 MORFOLOGIA DO RELEVO

A variação altimétrica da bacia do Guaratuba vai desde o nível do mar até 1300 m de altitude no lado leste, subdividindo-se em planalto, escarpa e planície, enquanto que a bacia do Claro apresenta a variação altimétrica de 800 m até 1300 m no lado leste e localiza-se somente no compartimento do planalto. A ruptura de declive acentuada, na escarpa, representa um desnível altimétrico que varia entre 800 m a 1000 m. Os mapas hipsométrico (**Figura 28**) e de declividade (**Figura 29**) apresentam informações que caracterizam a configuração geral dos principais conjuntos de formas do relevo da área de estudo, que pode ser dividido em compartimentos e subcompartimentos. Será dado o foco descritivo para a área que representa o divisor de bacias, localizado no planalto e reverso da Serra do Mar.

As cabeceiras dos rios estão no planalto em direção NE e em cotas mais altas. O planalto, segundo o levantamento de Rossi (1999) e Oliveira (2003) e dados confirmados em campo e fotointerpretação, apresenta relevo de denudação associado a falhas e fraturas, além de morros e pequenos morros, vertentes convexas e altitudes que variam de 700 m a 1300 m. A declividade se apresenta entre 0 a 30%. Ocorrem também planícies nas adjacências dos principais cursos d'água. Os relevos de degradação em planaltos dissecados para fins de caracterização podem ser subdivididos segundo Rossi (1999) em:

- (I) **Relevo de morros paralelos:** morros alongados que ocorrem sobre gnaisses em área com falhamentos e fraturas e altitude entre 790 m e 930 m;
- (II) **Morros altos e baixos com topos convexos:** os morros altos sobre rochas gnáissicas e granito-gnáissicas localizam-se a N das bacias, em área com falhamento, em cotas entre 800 a 900 m e declividade entre 10 a 30%. Enquanto que os morros baixos ocorrem sobre rochas gnáissicas, localizando no trecho oeste das bacias e menor influência de fraturamento, estando entre 900 a 1000 m de altitude e apresentando a declividade de até 20%;
- (III) **Morros com topos convexos e planícies fluviais dos rios principais ou de alto fraturamento paralelo:** altitude entre 790 m e 942 m sobre gnaisses e pouco fraturamento, com declividade de 6 a 10%. Os morros de alto fraturamento então entre 800 e 900 m sobre gnaisses e apresentam vertentes retilíneas ou convexas com declives entre 20 e 46%, região onde também se observa afloramento rochoso;
- (IV) **Morros altos com topos convexos alongados:** são observados na região central do planalto seguindo o curso do Guaratuba, encontrados sobre granitos e gnaisses e altitudes variando entre 870 m e 1100 m, apresentando topos convexos e vertentes íngremes, com declividade entre 20 e 45%;
- (V) **Morros alongados e topos angulosos no leste do planalto:** em substrato granítico com presença de rochas como o pegmatito, altitudes variando entre 900 m a 1300 m com declives de até 46% e afloramentos rochosos podem ser observados;
- (VI) **Relevo de pequenos morros convexos baixos, com topos convexos e topos aplanados:** o relevo de morros baixos se localiza sobre granitos e gnaisses no reverso da escarpa apresentando baixa dissecação e pouco fraturamento, com altitudes entre 790 m e 1000 m. Os pequenos morros de topos convexos também se localizam no reverso da escarpa com altitudes variando entre 800 a 900 m e declividade de até 12%. Por fim, os pequenos morros com topos aplanados que ocupam o centro do reverso da escarpa com altitudes entre 900 a 1000 m e declives entre 5 a 12%.

A escarpa tem como material de origem principal os granitos, é caracterizada por relevo de denudação com grande desnível altimétrico e paredões inclinados no sentido da planície litorânea caindo abruptamente, apresentando os maiores desníveis do lado leste das bacias atingindo 1300 m. Conforme Rossi (1999) apresenta cicatrizes de escorregamentos, exposição rochosa em altas vertentes, esporões representando o principal divisor de bacias a oeste e tem seu limite com o planalto caracterizado por rupturas de declives convexas bruscas, sem cornija rochosa. A escarpa, ou relevo de transição, para fins de caracterização pode ser subdividida segundo Rossi (1999) em:

(I) Altas e médias vertentes na parte central da escarpa e parte alta a leste: sobre granitos e declives acentuados passando 46%, tendo o limite planalto/escarpa demarcado por cornijas rochosas e esporões importantes a leste que representam os divisores da bacia do Guaratuba e sub-bacias no centro. Observam-se ainda cicatrizes de escorregamento e início de recomposição vegetal e afloramentos rochosos.

(II) Altas e médias vertentes a oeste e média e baixa vertente a leste: sobre granitos e declives entre 20 a 46%, os mais acentuados em alta vertente. O limite planalto/escarpa apresentam ruptura de declives bruscos e sem cornijas rochosas. Esporões importantes a oeste que representam os divisores da bacia do Guaratuba com afloramento rochoso. Observam-se ainda cicatrizes de escorregamento e início de recomposição vegetal e ruptura côncava do contato entre baixa vertente e baixada.

(III) Médias e baixas vertentes próximas ao sopé da escarpa: localizada em substrato de sedimentos coluviais e alúvio-coluviais, em relevo de agradação, englobando os cones de dejeção (base da escarpa). Apresentam declives entre 6 a 20% e o contato entre a baixa vertente e a baixada ocorre em forma de linha com ruptura côncava. Os depósitos na região são resultado de intensa erosão atuante na escarpa devido aos índices pluviométricos em consonância com o declive.

Figura 28 – Mapa Hipsométrico

Fonte: elaboração própria.

Figura 29 – Mapa Clinográfico

Fonte: elaboração própria.

Os perfis topográficos (**Figura 30 e 31**) buscam reconhecer os compartimentos dispostos de norte a sul e leste a oeste das bacias, incluindo o vale seco entre o rio Claro e Guaratuba. Características adicionais podem ser contempladas nos mapas hipsométrico e de declividade expostos acima. No perfil 1, o rio Claro apresenta sua nascente sentido S-N em altas vertentes do leste na altitude de 1140 m e segue com seu curso diminuindo de altitude até próximo de 960 m, quando sofre inflexão e muda de direção para E-W. O perfil 2 demonstra a nova direção do rio Claro (E-W) em altitude de 960 m com canal encaixado em amplo vale demarcado por morros altos e baixos em progressiva diminuição altimétrica até encontrar uma região deprimida na cota aproximada de 845 m quando seu leito sofre nova inflexão para direção SE-NW.

A tendência de diminuição altimétrica continua no perfil 3 que demonstra a nova direção do rio Claro (NW-SE) em altitudes aproximadas entre 810 e 815 m com o vale embutido meio a pequenos morros na região SE. São também observados morros altos na região NW chegando a 970 m próximo a represa Ponte Alta, correspondendo ao divisor de águas com os rios Grande e Pote, não sinalizados na cartografia.

Por fim, o perfil 4 NW-SE, corta o divisor de águas entre os rios Claro e Guaratuba entre 920 e 890 m com desnível de 70 a 115 m da região norte da bacia. Com destaque nesse perfil para a área deprimida entre elevações norte e sul que demarcam os divisores, que se encontra na cota aproximada de 840 m. Na extremidade NW encontra-se o planalto e no limite SE a elevação na borda imediata da escarpa com o leito do Guaratuba descendo sentido litoral. A declividade de todo o percurso do rio Claro engloba majoritariamente índices entre 2 a 15%, com exceção do perfil 4, que em sua extremidade chega até a escarpa com declives entre 16 a 50%.

Em perfis topográficos realizados especialmente na região dos divisores, Oliveira (2003) também descreve uma zona deprimida entre os rios Claro e Guaratuba especificamente entre as cotas 830 e 850 m, entre elevações ao norte e ao sul que atingem respectivamente, 970 e 910m. A autora comenta que esse aspecto levantado *in locu* e também pelos perfis, confere ao relevo da região que engloba o vale seco uma aparência de “*horst* e *graben*” (para as áreas elevadas e para a área deprimida, respectivamente). É também observado nos perfis o desnível de 970 m aproximados da bacia do Claro para aproximadamente 900 m nos divisores e 810 m nas áreas deprimidas, em ligeira regressão.

Em relação aos perfis topográficos do rio Guaratuba o perfil 4, apresenta sua nascente sentido S-N em morros alongados do leste do planalto na altitude aproximada de 907 m e

segue com seu curso diminuindo de altitude até próximo de 897 m, quando sofre inflexão e muda de direção para E-W. O perfil 2 demonstra a nova direção do rio Guaratuba (E-W) em altitude de 897 m com vale encaixado entre morros altos e baixos no reverso da escarpa com progressiva diminuição altimétrica até chegar em aproximadamente 800 m quando seu leito sofre nova inflexão para direção N-S.

Os perfis 1 e 3 demonstram a nova direção do rio Guaratuba (N-S) em altitude de 800 m. No cotovelo de captura seu vale é encaixado e estreito, apresentando 80 m de largura, após o cotovelo o desnível chega a apresentar mais de 500 m numa garganta estreita de 130 m de largura. A partir desse trecho os perfis apresentam degraus mais suaves até chegar a cota altimétrica de 100 m e por fim 0 m na planície litorânea. A declividade de todo o percurso do rio Guaratuba demonstrada nos perfis apresenta índices entre 2 a 15% no planalto, 16 a 50% na escarpa, 2 a 15% no sopé da escarpa entre altas, médias e baixas vertentes e 0 a 2% na planície litorânea.

Sobre os perfis topográficos e longitudinais Oliveira (2003) também apresenta resultados semelhantes às descrições aqui expostas, onde as drenagens originárias do Claro dirigem-se para o rio Tietê e a do Guaratuba para o Oceano Atlântico. Enquanto o rio Guaratuba apresenta mudança brusca de declividade a partir do cotovelo e nuances menos bruscas somente no litoral, o Claro é caracterizado por degraus mais suaves. Os níveis de base utilizados pela autora também foram confirmados no presente trabalho, com o rio Claro com 810 m, o Guaratuba com 800 m (cotovelo) e divisores de águas entre aproximadamente 860 a 880 m.

Figura 30 – Perfil Topográfico da bacia do rio Claro

Fonte: elaboração própria.

Figura 31 – Perfil Topográfico da bacia do rio Guaratuba

Fonte: elaboração própria.

6.8 GÊNESE E EVOLUÇÃO DO PLANALTO PAULISTANO

A gênese e evolução do modelado da região, como já discutido anteriormente, estão relacionadas com a orogenia andina ocorrida no Pré-Cambriano e epirogenia do continente sul-americano ao longo do Mesozóico e Cenozóico. Esses movimentos geraram falhamentos, intrusões e metamorfismos de ordem regional, acompanhado de dobramentos. O Planalto Paulista diz respeito a uma parte do Planalto Atlântico no qual prevalecem relevos denudacionais em colinas e morros altos e médios com topo convexo, formando um complexo altamente dissecado. Encaixada no escudo cristalino está a bacia sedimentar Cenozóica de São Paulo, com relevo menos dissecado e atravessada em sentido E-W pelo Rio Tietê (ROSS e MOROZ, 1997; RICCOMINI et al., 2004).

De Martonne (1943) foi o precursor na interpretação da evolução do relevo Tropical Atlântico, indicando que o mesmo teria evoluído de superfícies pediplanadas (aplanadas). Saliência que a Serra do Mar, na segunda metade do Paleogeno, era um alinhamento de escarpas até se iniciarem os aplainamentos que reduziriam as irregularidades dos blocos, ou seja, representa uma superfície de erosão Neogênica. O autor identifica três superfícies de aplainamento na região formadas em contextos geológicos diferenciados: Superfície de Campos, Superfície de Cristas Médias e a Superfície Neogênica, esta última com maior desenvolvimento nas bacias do Paraíba do Sul e Alto Tietê.

Moraes Rego (1946) discute que as mudanças de nível de base, o escavamento de vales e o entalhamento de superfícies da Serra do Mar são respostas aos movimentos epirogênicos do Plioceno, os quais teriam alterado seu formato inicial de peneplanície. Freitas (1951) introduz a discussão acerca da influência da tectônica na gênese do modelado paulistano, atribuindo a ela a atividade erosiva dos planaltos, estruturação de linhas de drenagem, além do cisalhamento de estruturas geotectônicas. Um pouco mais adiante, Ab'Sáber (1956, 1968) também explica a formação da paisagem Atlântica de Sudeste, entretanto por influências de mudanças climáticas profundas, onde os climas secos teriam gerado superfícies aplanadas (pediplanos) e pedimentos (níveis embutidos nos vales) (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965).

Almeida (1964) renomeia a Superfície de Cristas Médias para Superfície Japi, a qual seria responsável pelo nivelamento dos topos das Serras do Mar e da Mantiqueira. Zálan e Oliveira (2005) a consideram como o único nível de correlação regional no embasamento cristalino pré-cambriano do Sudeste Brasileiro. Hoje em dia os autores mencionam que, em

função de pulsos tectônicos deformadores de riftes essa superfície encontra-se desnivelada, podendo ser encontrada nos reversos da Serra do Mar e Mantiqueira entre 1000m e 1300m.

Ross (1991) e Römer (2008) convergem ao discutir que a diferenciação de níveis altimétricos não deve ser interpretada somente pelo viés das superfícies de erosão. Afirmam que a altimetria concordante pode se suceder em respostas a diversas origens ou a combinação de processos de ajustes de longo prazo, como por exemplo: tectonismo cenozoico que teria promovido o posicionamento de blocos e, por consequência, reajustes altimétricos, resistência e erosão diferencial das rochas, fechos de sedimentação, denudação, incisão fluvial e controle estrutural/litológico nos compartimentos.

Em relação às capturas fluviais, para De Martonne (1943) o processo estaria vinculado às altimetrias mais elevadas na Serra do Mar no sentido longitudinal, ou seja, nas linhas de cumeada, as quais também funcionariam como divisor de águas. Nesse sentido, é possível citar consecutivas decapitações de rios de planalto em diversos fragmentos da Serra do Mar, como os casos dos rios Itapanhaú e Cubatão de Cima em São Paulo e do Ribeirão de Lajes no Rio de Janeiro (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998), além do rio Capivari (SANTOS, 2017) e do Alto Guaratuba (OLIVEIRA, 2010; NEVES, 2012; PATUCCI et al., 2018) em São Paulo.

A região da bacia do Alto Guaratuba e do Claro pertence ao Complexo Costeiro, sendo correspondente ao planalto ou reverso da Serra do Mar, sendo também incluída no domínio dos “mares de morros” (AB´SÁBER, 1966). Esse domínio demonstra uma circunstância morfoclimática propensa à profunda decomposição de rochas cristalinas e mamelonização de vertentes médias e baixas (1000 - 1200 m). No Planalto Atlântico há também o predomínio de formas convexas, elevada densidade de drenagem e vales profundos.

Em relação aos aspectos geológicos, a sua influência na gênese e evolução do relevo atual são abreviadas a seguir: gênese de rochas cristalinas e desenvolvimento de arranjos estruturais no Pré-Cambriano, erosão e aplanamento da Gondwana no Mesozóico, gênese de rochas basálticas e alcalinas e composição de macro-feições que controlam o relevo atual entre Mesozóico e Paleógeno, no Mioceno reativação de estruturas com a geração de diaclases que facilitam a percolação de água e consequentemente o escoamento e por fim, a dinâmica de processos erosionais e morfológicos no Quaternário (OLIVEIRA, 2003).

Todos os dados geomorfológicos e pedológicos que puderam ser extraídos de trabalhos de campo, mapas, fotografias aéreas, imagens de satélite compõem as características fisiográficas atuais da área, que podem ser resumidas em: presença de calhas aluviais em vales adaptados a diaclases tectônicas, densidade de drenagem perene e densa, decomposição

profunda de rochas cristalinas, homocromia de feições (pedimentos, terraços fluviais, superfícies niveladas e inselbergs) herdadas em fases climáticas anteriores devido a intensidade e periodicidade da mamelonização, solos e cascalheiras em morros cristalinos de nível intermediário que estão respondendo à oscilações climáticas ocorridas no Quaternário e latossolos e argissolos nos interflúvios de morros arredondados (OLIVEIRA, 2003).

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 INDICADORES MORFOMÉTRICOS

Os índices morfométricos, por si só, não são suficientes para indicar um estágio evolutivo das paisagens morfológicas e hidrológicas (CHRISTOFOLETTI, 1981). Entretanto, ao utilizar alguns cálculos de parâmetros areais e lineares (CHRISTOFOLETTI, 1970) que detalhem e classifiquem aspectos morfológicos e hidrogeológicos dos compartimentos geomorfológicos, é possível elucidar questões relacionadas ao entendimento da dinâmica local e regional (TEODORO et al., 2007). As análises morfométricas normalmente são discutidas em escalas regionais, porém, em se tratando do estudo de capturas, é interessante utilizar escalas maiores, compreendendo as resultantes específicas do processo. Abaixo os índices areais calculados para a bacia do Guaratuba e do Claro (**Tabela 02 e Tabela 03**).

Tabela 02 – Atributos areais das bacias do rio Claro e do rio Guaratuba

Dados Areais	Bacia do Rio Claro	Bacia do Guaratuba
Perímetro da Bacia (m)	101.999	52.547
Área da Bacia (m ²)	160.758.785	113.525.160
Área da Bacia (km ²)	160,8	113,5
Número de Canais de primeira Ordem	530,0	210,0
Comprimento total dos rios (km)	455,5	273,8

Fonte: elaboração própria.

Pode-se observar pelas características gerais de área que as bacias são bastante ramificadas, porém a bacia do rio Guaratuba é 29% menor em termos de área (km²) e seu perímetro é 48% menor, se comparados os valores com a bacia do rio Claro. Consequentemente, as nascentes, ou os canais de primeira ordem, apresentam um déficit de 60% e o comprimento total dos rios (km) um déficit de 40% em comparação com os mesmos parâmetros da bacia do rio Claro.

É interessante ressaltar que os canais de primeira e segunda ordens das duas bacias localizam-se no planalto entre altitudes de 900 m a 1300 m apresentando direção E-W, algo comum em outras bacias e também correlato com a direção de avanço da frente de captura e do recuo da escarpa (SORDI et al., 2015a). Pela influência da morfoestrutura a direção das nascentes é coincidente com a orientação de rotação da Placa Sul-Americana, bem com a orientação dos movimentos tectônicos mais recentes oriundos da abertura do Oceano Atlântico Sul.

O compartimento geomorfológico planáltico localiza-se no reverso da Serra do Mar, associado a falhas e fraturas, apresenta forte controle estrutural na direção NE-SW, direção geral brasileira. Expressa declividade em torno de 15% e compreende gnaisses, granitos e migmatitos em sua litologia. É caracterizado como um relevo de denudação, marcado por forte intemperismo e erosão diferencial, que ocasionam o rebaixamento da área.

Considerando os mapeamentos já apresentados, nota-se que os rios principais de ambas bacias também apresentam estreita correlação com a litologia e morfoestrutura. Os rios Claro e Guaratuba apresentam direção NE-SW seguindo o forte controle do alinhamento estrutural do embasamento cristalino planáltico até a região do cotovelo de captura, onde o rio Claro muda sua direção geral para S-N e o rio Guaratuba abre uma garganta estreita com 130m de largura e passa a descer em direção à escarpa sentido litoral (N-S).

É possível constatar que a bacia do rio Claro é mais extensa e diversificada, e que seus tributários têm maior participação e influência na composição do sistema fluvial regional, o que aumenta a possibilidade de que no passado geológico o rio Guaratuba e seus afluentes do reverso da escarpa tenham sido tributários da bacia do rio Claro. Ab'Saber (1954) explica essa hipótese de inversão nos cursos de drenagens, de que iriam inicialmente para o interior do Estado de São Paulo pelo tectonismo pós – cretáceo do Sudeste do Planalto Atlântico.

Tabela 03 – Atributos lineares das bacias do rio Claro e do rio Guaratuba

Ordem do canal	Nº de Canais Bacia do Rio Claro	Nº de Canais Bacia do Rio Guaratuba	Comprimento	Comprimento
			Médio (m) - Canais da Bacia do Rio Claro	Médio (m) - Canais da Bacia do Rio Guaratuba
1º	530	210	534	744
2º	264	99	305	521
3º	106	51	355	561
4º	33	44	363	528
5º	1	1	42.229	14.173

Fonte: elaboração própria.

A quantidade de canais da bacia do rio Claro apresenta correlação inversa com a extensão dos canais da bacia do Guaratuba, o que pode ser explicado pela natureza litológica e pela alteração da compartimentação geomorfológica, no caso da bacia do Guaratuba. A partir da inflexão, a bacia do Guaratuba amplia sua área e se diversifica em termos de compartimento geomorfológico, passando a compreender também a escarpa da serra e a planície litorânea, enquanto que a bacia do Claro mantém-se somente no planalto. A escarpa da Serra do Mar apresenta em sua litologia um alicerce cristalino composto por suítes graníticas enquanto que a planície litorânea depósitos detríticos e litorâneos indiferenciados.

A alteração no embasamento litológico dos compartimentos da bacia do Guaratuba e consequente diminuição da quantidade de canais de primeira, segunda e terceira ordens, respondem ao aumento de 427% nas mesmas ordens na bacia do Claro. Ocorre mudança dessa tendência para os canais de 4ª ordem que apresentam redução de 25% na bacia do Claro. Entretanto, os comprimentos médios dos canais do Guaratuba até a quarta ordem chegam a ser até 214% maiores do que os comprimentos médios dos canais do rio Claro, com exceção do canal principal, da 5ª ordem, que é 198% maior.

Schumm (1993, 2015) explica que as mudanças altimétricas no nível de base ou *knickpoints* em conjunto com grandes mudanças ambientais, podem rejuvenescer as redes de drenagem de bacias hidrográficas inteiras, aumentando, inclusive, as cargas de sedimento a jusante, com certa descarga de água, o que requer que um gradiente deva ser restaurado pela erosão ou deposição. Menciona ainda que a morfologia das bacias e vales e a rugosidade, forma e a dimensão dos canais, também se ajustam a fim de absorver a mudança no nível de base. Se o nível de base for baixado abruptamente, como em uma escarpa, os resultados de adaptação dos canais serão muito diferentes de quando o nível base é reduzido gradualmente.

Todos esses fatores podem explicar as variações nas extensões e quantidades de canais nas bacias do Claro e Guaratuba, sobretudo porque a área do cotovelo de captura, apresenta também um *knickpoint* em cota altimétrica inferior ao vale seco. O rebaixamento da região pode ser observado pela diminuição altimétrica do vale seco sentido escarpa (810 m) para o cotovelo de captura (800 m). O *knickpoint* permaneceu na paisagem como um limite entre as regiões a jusante, que respondem a um nível de base mais rebaixado da bacia litorânea daquelas a montante, em que o nível de base correspondia ao próprio planalto, num cenário muito semelhante ao encontrado por Santos (2017) na captura do alto Capivari.

Cherem et al. (2013), Sordi et al. (2015a, b), Paixão et al. (2019) concluem que o rebaixamento do nível de base, a presença de *knickpoints*, a natureza litológica, a forma do

relevo e os controles estruturais influenciam diretamente os processos denudacionais, e, conseqüentemente, a reorganização fluvial, que para Bishop (1995) e Mather (2000a, b) é mais influenciada pelas capturas fluviais propriamente. As reorganizações fluviais ocasionam alterações em toda a morfologia e na morfodinâmica, o que resulta intensos *inputs* erosivos nos interflúvios. A influência morfoestrutural é também observada pelos autores pela direção dos canais principais e de primeira e segunda ordens, o que ocorre, segundo Antón et al. (2014), pela influência tectônica na evolução da rede de drenagem.

Novamente, assim como índices areais, os índices lineares também demonstram que a bacia do rio Claro apresenta um sistema de maior dimensão e influência regional e que, aparentemente, pode significar que a bacia do Guaratuba esteja em um estágio mais jovem do seu desenvolvimento. Como já dito acima, é muito provável que no passado a região dissecada e rebaixada pelo processo de recuo da escarpa da Serra do Mar, onde se encontram hoje os rio Guaratuba e seus afluentes, fariam parte do sistema rio Claro. A seguir, serão interpretados alguns índices.

Para Lima (1986) os índices que expressam as formas são alguns dos parâmetros mais complexos a serem descritos matematicamente, visto que o formato dos sistemas hídricos pode ser influenciado por diversos parâmetros físicos, sobretudo a geologia, podendo atuar simultaneamente em outros índices. Romanovski (2001) e Tonello (2005) defendem que a forma da bacia contribui com o tempo de concentração de águas no sistema e com o seu tempo de escoamento, ou seja, quanto maior o tempo de concentração, mantidas outras características, menor será a vazão máxima dos deflúvios (VILLELA e MATTOS, 1975).

Morisawa (1962) e Christofolletti (1970) sintetizam que a área e o comprimento dos canais estão estreitamente relacionados com o escoamento fluvial, assim como a forma da bacia responde a intensidade do escoamento e ao débito. Salientam que o maior número de canais por unidade de área possibilita o processamento do escoamento mais facilmente, relação essa que explicita os valores das densidades hidrográficas.

Christofolletti (1970) explica que o cálculo dos valores dos índices de forma e circularidade tem a finalidade de comparar a forma de uma bacia em relação a um círculo, considerado como a expansão areal a mais bem correlacionada com o escoamento fluvial. Pode se considerar que quanto maiores os referidos índices, maior será a concentração de águas carregadas pelos afluentes e maior probabilidade de as cheias serem brutais e diversificadas.

Em relação ao índice de forma e circularidade, a bacia do Claro apresentou os valores de 2,269 e 0,19 (adimensional), respectivamente, indicando um formato mais retangular e alongado que favorece o nível moderado de escoamento, não contribuindo então para a concentração de águas que promovam cheias rápidas em condições normais de precipitação. Já a bacia do Guaratuba, apresentou os valores de 1,391 e 0,52 (adimensional) aos índices, sinalizando apresentar um formato mais circular, o que favoreceria o nível mais intenso de escoamento.

Müller (1953), Schumm (1956), Christofolletti (1970) e Antoneli e Thomaz (2007) sinalizam que as bacias que apresentam índice de circularidade menor ou igual a 0,51 são as bacias mais alongadas que favorecem o escoamento, enquanto aquelas acima de 0,51 são circulares, que favorecem o processo de cheias rápidas. Porém, a bacia do Guaratuba apresenta o índice de circularidade limiar, o que significa que suas cheias respondem aos tipos e frequências de precipitações. Os baixos índices de circularidade, segundo Christofolletti (1970), assim se apresentam devido, sobretudo, às condições morfoestruturais e movimentação topográfica, o que significa que alterações poderão ocorrer no futuro naquelas bacias, em busca do equilíbrio dinâmico em sua evolução.

A captura fluvial do Guaratuba e o consequente rebaixamento do nível de base na escarpa cristalina da Serra do Mar promoveram uma complexa reorganização nas redes de drenagem dos sistemas tributários da drenagem principal após a alteração, sobretudo o desenvolvimento da drenagem subsequente no cenário pós-captura. Caso semelhante de rebaixamento de nível de base associado a processos de capturas foram estudados por Mather (2000a, b), na bacia Sorbas no Sudeste da Espanha. A autora menciona a sensibilidade do sistema fluvial em relação às alterações dependentes do clima, geologia e proximidade com os limiares geomórficos internos. As respostas dos sistemas são geralmente complexas e as variáveis espacial e temporal associam-se em função do equilíbrio entre esses fatores localmente na bacia.

Segundo Antón et al. (2014), as análises morfométricas e morfológicas em larga escala destacam a resposta evolutiva transitória de toda a bacia a uma redução do nível de base de captação, ilustrando a importância das capturas de drenagem como potenciais condutores internos de modificação paisagística, morfológica e topográfica. Particularmente em áreas submetidas à elevação epirogênica, como por exemplo, em escarpas cristalinas, a captura de rios em região de interflúvios tem sido demonstrada como o principal agente modificador do ambiente fluvial (MATHER, 2000a, b; OLIVEIRA, 2010; CHEREM et al.,

2013; SANTOS, 2017; OLIVEIRA et al., 2018; PATUCCI et al., 2018; RESENDE et al., 2018; SALGADO et al., 2018; SORDI et al., 2018; PAIXÃO et al., 2019) o conseqüentemente explicaria a diferenciação na forma das duas bacias.

Benaïchouche et al. (2018) observam que na França, no caso da captura do Moselle pelo Meuse, a alteração da forma das bacias se justifica em resposta direta ao processo de evolução morfodinâmica de forma que a captura de rios muda significativamente as áreas iniciais das bacias e, portanto, impacta a evolução da paisagem no longo prazo. Tendo em vista esses resultados, é possível traçar um paralelo interpretativo com o que ocorre com as bacias do Claro e especialmente do Guaratuba, essa com drenagens rejuvenescidas, reorganizadas e morfologia alterada, respondendo ao processo de evolução pós-captura.

Christofolletti (1970) avalia que, em um mesmo ambiente climático, o comportamento hidrológico das rochas e do regolito responde diretamente à frequência dos cursos d'água. Dessa forma, as densidades menores que 7,5 são consideradas baixas, entre 7,5 e 10 médias e valores maiores que 10 são considerados altos. Os valores obtidos para densidade hidrográfica nas bacias do rio Claro e Guaratuba são D_h “3,30 /km²” e D_h “1,85 km²” respectivamente, sendo ambos considerados baixos. A interpretação dos dados da densidade hidrográfica surge da consideração de dois aspectos principais, a litologia e o relevo, onde aquele é o principal e este é o elemento de variação.

A bacia do Claro possui em sua composição especificamente rochas migmatíticas, gnaisses, gnaisses-granitos e granitos, associados a evolução de cadeias orogênicas e está localizada no compartimento geomorfológico do planalto, o que explica o maior valor do índice. A bacia do Guaratuba apresenta a mesma composição de rochas na região que compreende o planalto e escarpa, onde as densidades são maiores, porém, ao expandir-se para o compartimento da planície litorânea as densidades diminuem e a litologia se altera caracterizando-se por coberturas detríticas e depósitos litorâneos indiferenciados. As drenagens presentes na planície costeira somente na bacia do Guaratuba, explicam a diminuição do índice.

Christofolletti (1970) explica que não há relação direta entre a densidade hidrográfica e de drenagem, porém é enfático ao analisar que ambos podem ser explicados em suas grandes linhas, ou seja, pela litologia e pelo relevo. Os valores obtidos para densidade de drenagem nas bacias do Claro e Guaratuba são D_d “4,42 km/km²” e D_d “2,41 km/km²” respectivamente, sendo ambos considerados baixos. A bacia do Claro localizada somente no planalto apresenta regolitos recobrimdo as vertentes, enquanto que a bacia do Guaratuba

apresenta condição semelhante para o planalto, mas regolitos menos espessos e porções com afloramentos rochosos na escarpa e depósitos indiferenciados na planície litorânea.

Na bacia do Claro e parte da bacia do Guaratuba que está no planalto os regolitos funcionariam como rocha friável facilitando a incisão de talvegues, enquanto que na bacia do Guaratuba especificamente na escarpa ocorre o favorecimento do escoamento superficial devido às dificuldades de infiltração e do entalhamento do talvegue. O relevo com declividades acentuadas no planalto faz com que comprimento dos cursos d'água na bacia do Claro seja menor, o que diretamente repercute na densidade de drenagem. Considerando o espessamento do regolito resultado de ação mais ou menos eficaz da meteorização em ambas as bacias e a maior ou menor permanência à estabilidade, o comportamento litológico está respondendo mais assertivamente. Resultados semelhantes foram apresentados por Christofolletti (1970) em estudo morfométrico em bacias localizadas no Planalto de Poços de Caldas-MG.

Segundo Christofolletti (1970) e Carlston (1963) a densidade de drenagem aumenta quando a transmissibilidade diminui, ou seja, a natureza litológica, o escoamento superficial e sub-superficial são partes do mesmo sistema hidrológico controlado pela transmissibilidade da rocha e dos regolitos. Essas conclusões gerais foram consideradas válidas nas bacias do Planalto de Poços de Caldas-MG assim como para as bacias do Claro e Guaratuba. Porém, a litologia apresenta-se como fator dominante porque a região sofre influência dos mesmos fenômenos meteorológicos.

Em suma, a capacidade de resistência das rochas e a diferença dos materiais formadores do solo em um mesmo ambiente climático repercutem diretamente nas densidades, porque nas rochas onde há maior dificuldade de infiltração (no caso granitos e gnaisses) há elevado escoamento superficial gerando possibilidade maior de modelação de canais permanentes. Onde há regolito poroso, a drenagem é pouco densa, pois há uma rápida infiltração, e em áreas de rochas pouco permeáveis, a densidade de drenagem é maior. Tal condicionamento, ocorre principalmente no planalto e escarpas, diferentemente da planície que possui alto grau de infiltração sub-superficial e superficial, tendo a densidade baixa.

Os baixos índices de drenagem considerando uma bacia em região com elevada pluviosidade mensal e anual também podem ser respondidos pelo fato de se extrapolar a análise morfométrica desenvolvida em microparcels de um mesmo compartimento geomorfológico (SCHUMM, 1956) para escalas de maior grandeza e diferentes compartimentos geomorfológicos, o que conseqüentemente geraria distorções.

O valor obtido pela extensão do percurso superficial é similar quanto à interpretação do coeficiente de manutenção. A diferença reside que, enquanto o coeficiente de manutenção define a área mínima necessária de escoamento pluvial sobre vertentes e interflúvios a fim de gerenciar a manutenção de 1 metro de canal, a extensão do percurso superficial indica a distância percorrida pelas águas pluviais até estas encontrarem o canal. Os índices estabelecem uma relação direta entre capacidade de infiltração e escoamentos superficiais e sub-superficiais, servindo, portanto, para caracterizarem o tamanho médio da “área vazia” em relação aos cursos de água e distanciamento médio entre canais fluviais. Esses resultados permitem inferir as diferenças de litologia e natureza de materiais de recobrimento das bacias, o que explica a quantidade de áreas vazias e de áreas preenchidas por canais.

Os resultados obtidos para o coeficiente de manutenção e extensão do percurso superficial foram 226 m² e 113 m² para a bacia do Claro e 415 m² e 207 m² para a bacia do Guaratuba, respectivamente. Esses índices refletem que quanto menores forem os valores, maior será a quantidade de canais de drenagem participantes do sistema fluvial. Essa diferença entre as bacias pode ser explicada pela natureza litológica e regolitos dos compartimentos geomorfológicos, uma vez que ambos respondem à eficiência do escoamento, como já discutido. No caso da bacia do Guaratuba, a absorção de água pelo tipo de material de cobertura localizado nas planícies litorâneas favorece o aumento dos índices, enquanto que na bacia do Claro a absorção de água é menor, diminuindo os índices.

O estudo de rearranjos de drenagem por meio das perturbações sofridas nas bacias possibilita o entendimento da evolução morfológica da paisagem passada, atual e futura (STRUTH et al., 2019). As bacias do Claro e Guaratuba se ajustaram às modificações na paisagem para alcançar um equilíbrio entre a erosão fluvial e as variações do nível de base (HOWARD, 1965). Esse ajustamento morfológico e fluvial das bacias e seus tributários em respostas às influências tectônica ou climática (KIRBY e WHIPPLE, 2012) e consequentemente mudança nas taxas de erosão diferenciais (GALLEN et al., 2015; WANG et al., 2017) embasam a modificação da forma das bacias apresentadas.

Dessa forma, é possível inferir, que o padrão morfométrico da bacia do Guaratuba é consequência da captura pretérita de um tributário de grande porte, que originalmente alimentaria a bacia do rio Claro (de maior expressão e maturidade). As mudanças observadas nas altimetrias dos rios provavelmente reativaram a erosão remontante pelo recuo de cabeceira, ocasionando a captura. Após a captura fluvial, o canal capturado teria sofrido queda abrupta no seu nível de base, gerando nova reorganização nas redes de drenagem a

montante e jusante, o que explicaria a diferenciação na forma das duas bacias, assim como a quantidade e formato dos canais, sobretudo na região dos divisores (SCHUMM, 1993; BISHOP, 1995).

Devido à queda rápida do nível de base, o novo rearranjo fluvial nas drenagens localizadas no reverso da Serra do Mar, também promoveu a formação dos vales secos, do cotovelo de captura, de garganta no embasamento e superfícies remanescentes. Por sua vez, essas feições, separam as drenagens de condições anteriores das drenagens reajustadas às novas condições (SCHUMM, 1993; BISHOP, 1995). As novas condições teriam originado a bacia do Guaratuba, mais jovem, com canais rejuvenescidos escoando sentido litoral, novos canais na planície litorânea e estágio logicamente em um estágio de evolução inferior ao da bacia do Claro. Esse rearranjo fluvial também promoveu a formação dos vales secos, do cotovelo de captura, do *knickpoint* e criou novas drenagens na planície litorânea. De forma geral, os parâmetros morfométricos estão respondendo às influências climática e tectônica e ao comportamento litológico e consequente “hidropedogeológico” dos regolitos.

7.2 INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS

Na presente pesquisa, o estudo dos indicadores sedimentológicos da captura fluvial do Guaratuba concentra-se no vale seco, localizado entre os divisores das bacias do Claro e Guaratuba. A aplicação da metodologia de Zaprowski et al. (2002) baseada na mineralogia de cascalhos foi dificultada pelo baixo nível do detalhamento do mapeamento geológico disponível para a região, que normalmente é dividido em macro-zonas geológicas. Nesse caso, foi necessária portanto a utilização de técnicas complementares como a granulometria, mineralogia e morfoscopia da fração areia e cascalho.

Selecionaram-se cinco pontos dentro do vale seco, sendo três na bacia do Guaratuba (**pontos 1, 2 e 4**) e dois na bacia do Claro (**pontos 3 e 5**). Após a interpretação das fotografias aéreas e conferência *in locu*, foram realizadas as coletas de sedimentos. Os resultados da avaliação macromorfológica estão expostos no **Quadro 01**, e para as análises química e granulométrica, mineralógica, morfoscópica das frações areia estão apresentados no **Quadro 02**; as análises mineralógica e morfoscópica da fração cascalho estão exibidos no **Quadro 03**.

O levantamento de materiais das coberturas superficiais do vale seco do Guaratuba apresentou peculiaridades e semelhanças entre si. A caracterização dos solos em campo baseou-se no registro das principais morfologias e no agrupamento de atributos conhecidos dentro do sistema taxonômico de classificação. Foram encontradas no levantamento pedotopográfico três classes de solo localizadas em relevos de morros paralelos com planícies

fluviais sobre gnaiss como material geológico predominante. Os Cambissolos localizam-se em altitudes maiores, enquanto que os Gleissolos Pouco Húmicos e Espodossolo na área depressa, sendo solos comumente encontrados em ambiente redutor e ácido (**Figura 32**).

Os Cambissolos (**ponto 5**) são solos minerais formados por uma heterogeneidade de materiais, apresentam horizonte B câmbico (em formação), contém minerais primários em seus horizontes (herdados da rocha) e não são hidromórficos. Estão localizados no final do vale seco sobre gnaisses e vegetação de porte médio (15 a 20 de altura) apresentando epífitas e bromélias e ausência de indivíduos emergentes. São solos “jovens” com ausência de grande desenvolvimento pedogenético, de características bastante variáveis, moderadamente drenados e pouco profundos, encontrados principalmente nas planícies fluviais de cursos de água localizadas próximas ao rio Claro.

Figura 32 – Levantamento pedotopográfico do vale seco do Guaratuba

Fonte: elaboração própria.

Os Cambissolos apresentaram estrutura em blocos angulares, textura arenosa (2 a 14% de argila) a média (20 a 26% de argila), cores variando entre bruno escuro (5YR 3/2), amarelo oliváceo (10YR 6/6), vermelho amarelado (2.5YR 5/6) e vermelho (10YR 4/6). Apresentou nas análises alitização (saturação por alumínio superior a 50%) e distrofimo (saturação por bases inferior a 50%), baixa soma de bases devido, maiormente, a micas e minerais primários que disponibilizam elementos pela sua alteração e pH que raramente ultrapassou 5,0, em consequência de elevados teores de carbono orgânico.

Por fim, os Cambissolos exibem cascalheiras esparsas com até 3 cm de profundidade, compostas por componentes muito pequenos e pouco arredondados. Pela análise do perfil e seus componentes, é possível inferir que essa região não sofreu intensamente com o fluxo de correntes ou condições de saturação permanentes, podendo significar que ela seria uma antiga planície de inundação mais distante, hoje suspensa como terraço do Guaratuba, tópico que será discutido adiante no item 5.3. A difratometria de raio X da fração argila realizada por Rossi (1999) indicou baixo nível de intemperismo nesses solos.

Os Gleissolos Pouco Húmicos (**pontos 1, 2 e 3**) são solos minerais hidromórficos (formados em condição de saturação por água), pouco profundos e com horizonte A proeminente subsequente de horizonte “gleizado” por influência de afloramento do lençol freático. São frequentemente encontrados em planícies com influência de lençol d’água de subsuperfície ou planícies fluviais inundáveis. No vale seco, essa classe de solo perfaz aproximadamente 800 m de extensão, encontrando-se na planície aluvial formada por substrato de sedimentos fluviais.

Estão recobertos por vegetação de porte baixo (8 a 10 m de altura) com fisionomia heterogênea e sem indivíduos emergentes, formados por sedimentos recentes não consolidados, com textura arenosa (2 a 14% de argila) nos horizontes superficiais e alternando a média (20 a 26% de argila) e arenosa nos subsuperficiais. A difratometria de raio X da fração argila realizada por Rossi (1999) indicou uniformidade do material originário do perfil.

Foram identificados nas análises químicas pH ácidos, alitização e distrofismo em todos os horizontes. Pelo fato de ser um solo que passou por diversos momentos de deposição de materiais, os valores de alumínio trocável, soma de bases e carbono orgânico se tornam muito variáveis, inclusive a própria saturação de bases e por alumínio. As cores no horizonte superficial variam de bruno acizentado muito escuro (5YR 3/2), bruno oliváceo escuro (10YR 3/4) à preto (5YR 2.5/1) e nos horizontes subperficiais, de oliva (2.5Y 4/4) , amarelo oliváceo (2.5Y 6/6), oliva claro acinzentado (2.5Y 6/3) à bruno oliváceo claro (10YR 5/8Y).

Apresentaram em sua composição estrutura maciça e camada de cascalheiras com até 75 cm de profundidade compostas por seixos e cascalhos arredondados de variados tamanhos, sobrepostos a material fino siltoso e micáceo de alteração de gnaiss, interpenetrado por matéria orgânica e ferro. Ao avaliar essa classe de solo, suas características e componentes, localização (paralela ao fundo de vale) e extensão, conjectura-se que essa região sofria no passado influência de inundações e consequentemente com o longo período de solo saturado. Ademais, que a camada onde estão localizadas as cascalheiras, pela sua grande expressão,

sofreu com fluxo intenso de corrente e teria sua origem da deposição fluvial em antiga planície fluvial, hoje suspensa como terraço, conforme será abordado com mais profundidade no item 5.3.

Os Espodossolos (**ponto 4**) são constituídos por materiais minerais, extremamente arenosos, com o horizonte diagnóstico B espódico (acúmulo iluvial de matéria orgânica associada a complexos de sílica-alumínio ou húmus-alumínio, podendo ou não conter ferro) e clara distinção entre horizontes superficiais e subsuperficiais. Desenvolveram-se sobre camadas justapostas de areias com matéria orgânica sobre camadas descontínuas de seixos e cascalhos assentada por material siltoso e micáceo da alteração de gnaiss, por vezes interpenetrado por matéria orgânica e ferro.

Em sequência ao horizonte A, observa-se o horizonte E álbico (horizonte esbranquiçado podendo apresentar estrutura granular ou ausência de estrutura) também superficial, seguido dos horizontes subsuperficiais Bh e “ortstein” (camada enrijecida composta por matéria orgânica e ferro). Coelho (2008) cita que os Espodossolos mais evoluídos e antigos, aqueles com horizontes “ortstein”, podem ser considerados indicadores de sedimentos pleistocênicos quaternários, sendo possivelmente considerados paleossolos. O autor ainda menciona que a sua preservação nos perfis atuais também estão relacionadas às condições de drenagem, se mal drenados apresentando a coloração preta. Alguns milhares de anos em sua evolução são necessários para a cimentação do horizonte Bh e a formação do “ortstein”, e por isso, este pode ser considerado um indicador litoestratigráfico, e aquele um paleossolo (COELHO et al., 2010).

No processo pedogenético predominante de formação de Espodossolo, ou na sua podzolização, ocorre a eluviação da matéria orgânica humificada e do alumínio de horizontes superiores e sua iluviação no horizonte Bh, que normalmente ocorre quando o lençol freático encontra-se mais baixo. Ou seja, o húmus originariamente encontrado em camadas superiores passa a ser acumulado no horizonte Bh devido a mobilização da matéria orgânica pelo movimento de pedoturbação da fauna do solo, raízes e água. Estão localizados na zona aplanada do vale seco, antiga planície de inundação hoje suspensa sobre sedimentos fluviais arenosos e seixosos sob vegetação de porte baixo (8 m de altura) que apresenta componentes rasteiros e arbustos. Apresentam textura extremamente arenosa e baixos teores de silte e argila, as estruturas nos horizontes superiores são granulares, o horizonte E não apresenta estrutura e próximo ao Bh a estrutura é maciça.

Cores variando entre preto (2.5Y 2.5/1) cinzento (2.5Y 6/1), cinzento muito escuro (2.5Y 3/1), Cinzento Claro (2.5Y 7/2) no horizonte superior e Bh e cores pálidas como cinza claro (2.5Y 7/2) a branco (2.5Y 9.5/1) nos horizontes E. Nas análises químicas são considerados distróficos, álicos e ácidos com o pH inferior a 4,0. Essas características são consequentes dos elevados teores de carbono orgânico especialmente na superfície e subsuperfície, o que influencia as baixas nos valores da soma de bases e saturação por bases e o aumento de alumínio trocável e C.O. A movimentação da matéria orgânica em conjunto com o alumínio e o ferro é componente obrigatório da dinâmica específica dessa classe de solo. A difratometria de raio X da fração areia realizada por Rossi (1999) indicou mineralogia composta por picos de 1ª e 2ª ordens bem definidos para os quartzos, caulinita e mica.

Possivelmente o Espodossolo tenha se originado em condição paleoclimática mais seca, que favoreceria a sedimentação e morfopedogênese, pois além dessa classe não ser encontrada em outras localidades no planalto e posições de vertentes, necessitaria da elevação do lençol freático para a acumulação de compostos organometálicos. As diversas camadas de acumulação de matéria orgânica e ferro mostram variados níveis de sedimentação de um canal fluvial pretérito da superfície para baixo, o que significa que esta era uma região alagadiça, explicando as cascalheiras encontradas nas camadas. As cascalheiras evidenciam ter havido deposição de torrente ou pelo menos forte energia de transporte, sendo indicadoras de condições climáticas diferentes das atuais.

Nessa perspectiva paleoclimática e paleoedáfica, quando a umidade diminui ocorre a podzolização e quando a umidade aumenta possibilita a formação do Gleissolo e desmantelamento do Espodossolo (situação atual). Porém, esses materiais vêm sendo desmantelados com a migração vertical da matéria orgânica ácida proveniente da vegetação de cobertura associada às boas condições de drenagem (clima úmido atual). O desmantelamento de Espodossolos, mesmo das camadas cimentadas, segundo o autor também pode ocorrer devido às alterações no nível de base local e/ou reordenamentos de fluxos hídricos (COELHO, 2008), percepção que corrobora com o argumento central da tese, de que houve um processo de reordenamento fluvial.

Tem-se, portanto, que a evolução do Gleissolo depende da drenagem e a evolução do Espodossolo depende da disponibilidade e diferenciação (migração e acúmulo) de matéria orgânica proveniente de vegetação florestal que produzem serapilheira ácida. Dessa forma, os solos devem ter se desenvolvido em ambiente quente e úmido, mas com estação seca no início (Espodossolo) seguida de estação úmida (Gleissolo) (ROSSI, 1999; ROSSI e QUEIROZ

NETO, 2002). Tendo como base essas premissas, sugere-se que ambos se desenvolvem indiferentes às modificações dos materiais (cascalhos e gnaiss), mas dependentes de ambientes sucessivos. Coelho (2008) avalia que os Espodossolos não associados a questões de hidromorfismo em sua condição atual são considerados solos mais “evoluídos”, sendo normalmente localizados em altitudes mais elevadas e originados em sedimentos pleistocênicos.

À vista disso, as classes de solo, as características macromorfológicas, e aspectos químicos, granulométricos e mineralógicos aqui citados, mostram tendências semelhantes aos descritos por Rossi (1999) para os solos da região do vale seco. Independentemente de sua posição topográfica no relevo, são ácidos, exibem elevados índices de saturação por alumínio, baixos valores de saturação por bases, baixos teores de soma de bases e pouca capacidade de troca catiônica, características que respondem ao clima muito úmido praticamente o ano todo e as altas temperaturas, que causam a lixiviação dos componentes. A constituição mineral das classes citadas, observadas pela difratometria de raio X é caracterizada principalmente de caulinita e gibbsita e picos menores e bem definidos de mica e/ou vermiculita (ROSSI, 1999). Ademais, nota-se que os solos mantêm os mesmos minerais das frações argila e areia, indicando que os materiais de origem têm composição semelhante e que os solos se relacionam com os substratos onde se desenvolvem.

Quadro 01 - Classes de solo, localização e características macromorfológicas do material de recobrimento das coberturas superficiais do vale seco localizado no interflúvio entre as bacias do Claro e Guaratuba

Classe de solo	Foto	Perfil	Hori zontes	Prof.	Cor	Textura	Estrutura			Porosidade			Cerosidade		Consistência			
				cm	solo úmido		Tipo	Tam anho	Grau	Tamanho	Quanti- dade	Tipo	Grau	Quanti- dade	Solo Seco	Friabilidade	Plasti- cidade	Pegajo- sidade
Gleissolo Pouco Húmico		P1	1	0 - 6	Preto (2.5/1 7.5YR)	Arenosa	Grumosa	Medio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			2	6 - 48	Bruno Oliváceo Escuro (3/4 10YR)	Arenosa com Calhaus	Bl. Subangul.	Grande	Fraca	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Lig.Plástica	Não Pegajosa
			3	48 -60	Oliva Acinzentado muito escuro (3/2 5YR)	Arenosa com Cascalhos	Bl. Angul.	Grande	Moderada	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			4	60 - 82	Bruno Escuro (3/3 7.5YR)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Forte	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Lig. Plástica	Não Pegajosa
			5	82 - 98	Oliva (4/4 2.5Y)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Fraca	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Plástica	Pegajosa
			6	98 -165 +	Amarelo Oliváceo (6/6 2.5Y)	Silto -Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Fraca	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Plástica	Pegajosa
Gleissolo Pouco Húmico		P2	1	0 - 4	Bruno Acinz. Mt. Escuro (2.5Y 3/2)	Arenosa	Grumosa	Médio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			2	4 - 9	Bruno Oliváceo Claro (2.5Y 5/3)	Arenosa com Calhaus	Bl. Subangul.	Médio	Moderada	Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Não Plástica	Lig.Pegajosa
			3	9 - 18	Amarelo Claro Acinz. (5Y 7/4)	Arenosa com Cascalhos	Bl. Subangul.	Médio	Moderada	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Lig.Plástica	Lig.Pegajosa
			4	18 - 25	Preto (5Y 2.5/1)	Arenosa	Bl. Subangul.	Grande	Forte	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Mt. Dura	Muito Firme	Não Plástica	Não Pegajosa
			5	25 - 35	Cinzento (2.5Y 6/1)	Arenosa	Bl. Angul.	Médio	Moderada	Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			6	35 - 55	Cinzento (2.5Y 6/1)	Arenosa com Calhaus	Bl. Angul.	Médio	Fraca	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			7	55 - 62	Bruno Mt. Claro Acinz. (10YR 7/3)	Arenosa	Bl. Angul.	Médio	Fraca	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Plástica	Pegajosa
			8	62 -180 +	Amarelo (2.5Y 7/6)	Média Arenosa	Bl. Subangul.	Médio	Fraca	Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Plástica	Pegajosa
Gleissolo Pouco Húmico		P3	1	0 - 6	Preto (2.5/1 7.5YR)	Arenosa	Grumosa	Médio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			2	6 - 36	Bruno acinzentado muito escuro (2.5Y 3/2)	Arenosa com Calhaus	Bl. Subangul.	Grande	Fraca	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Lig. Plástica	Não Pegajosa
			3	37 - 44	Bruno Oliváceo Claro (5/8Y 10YR)	Arenosa com Cascalhos	Bl. Angul.	Médio	Moderada	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			4	44 - 49	Preto (2.5/1 5YR)	Arenosa	Bl. Angul.	Médio	Forte	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Mt. Dura	Muito Firme	Não Plástica	Não Pegajosa
			5	50 - 170 +	Oliva Claro Acinzentado (2.5Y 6/3)	Silto -Arenosa	Bl. Subangul.	Médio	Fraca	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Lig.Plástica	Lig.Pegajosa
Espodossolo Hidromórfico		P4	1	0 - 5	Cinzento Muito Escuro (2.5Y 3/1)	Arenosa	Grumosa	Médio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			2	5 - 30	Cinzento Escuro (2.5Y 4/1)	Arenosa	Bl. Subangul.	Grande	Moderada	Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			3	30 - 40	Cinzento Claro (2.5Y 7/2)	Silto -Arenosa	Bl. Subangul.	Médio	Moderada	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Mt. Dura	Muito Firme	Lig.Plástica	Lig.Pegajosa
			4	40 - 50	Bruno Claro Acinzentado (2.5Y 8/3)	Silto-Arenosa	Bl. Subangul.	Médio	Moderada	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biológica	Fraca	Pouco	Lig.Dura	Solta	Não Plástica	Lig. Pegajosa
			5	50 - 80 +	Branco (2.5Y 9.5/1)	Silto - Arenosa	Bl. Subangul.	Médio	Moderada	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Macia	Solta	Não Plástica	Pegajosa
Cambissolo		P5	1	0 - 4	Preto (2.5/1 7.5YR)	Arenosa	Grumosa	Médio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Macia	Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			2	4 - 7	Bruno Escuro (3/2 5YR)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Fraca	Pequeno	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Macia	Solta	Não Plástica	Lig.Pegajosa
			3	7 - 36	Bruno Amarelado Claro (6/3 10YR)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Moderada	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Macia	Muito Friável	Não Plástica	Não Pegajosa
			4	36 - 51	Amarelo Oliváceo	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Forte	Sem Poros Visíveis	-	-	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Lig.Plástica	Não Pegajosa
			5	51 - 58	Vermelho Amarelado (5/6 2.5YR)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Forte	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Lig.Plástica	Não Pegajosa
			6	58 -130 +	Amarelo (2.5Y 7/6)	Arenosa	Bl. Angul.	Medio	Forte	Muito Pequenos	Poucos Poros	Biologica	Fraca	Pouco	Dura	Friável	Lig.Plástica	Não Pegajosa

h = acumulação aluvial de matéria orgânica; i = desenvolvimento incipiente, imaturo; s = acumulação de óxidos de ferro e alumínio; g = cor glei (cinza); Bl = bloco; Angul = angular; Subangul = subangular; Mt = muito; Lig = ligeiramente.

Fonte:elaboração própria.

Os Cambissolos apresentaram 34% de areia média, 33% de areia fina e 20% de areia muito fina, os Gleissolos 32% de areia média, 39% de areia fina e 12% de areia muito fina e os Espodossolos 32% de areia média, 42% de areia fina e 16% de areia muito fina. Em termos de percentuais totais, temos 16% para areia muito fina, 38% para areia fina (modal), 33% para areia média, 10% para areia grossa e 3% para areia muito grossa.

São consideradas classes de textura arenosa, sendo que nos Gleissolos a areia corresponde a 83% da massa total, seguida de 11% de argila e 6% de silte, nos Cambissolos a areia corresponde a 69%, a argila 15% e o silte 16% e nos Espodossolos corresponde a 75%, a argila a 13% e o silte 12%. Na distribuição granulométrica nos Cambissolos e Espodossolos observam-se mudanças progressivas no perfil, com a areia fina e grossa declinando em profundidade, enquanto aumenta a proporção de areia muito fina e silte. A granulometria cada vez mais fina com a profundidade caracteriza uma granodecrescência descendente no perfil.

Nos Gleissolos, em profundidade, a fração areia diminui e as frações de argila e silte aumentam, respectivamente. No campo, a pegajosidade e plasticidade se elevaram com o aumento de argila, em conjunto com camadas de cascalheiras mais espessas e cascalhos mais arredondados. Esses indícios levantam a hipótese desse ponto ser uma antiga planície de inundação. A granodecrescência descendente também foi detectada por Santos (2017) no estudo na captura do alto Capivari, em alguns perfis de solo da antiga planície de inundação.

É possível observar que, tanto os Gleissolos como os Espodossolos, classes normalmente localizadas em planícies fluviais e frequentemente associadas a ambientes úmidos, possuem dados granulométricos muito semelhantes. Ambas classes apresentaram percentuais totais maiores de areia fina, o que pode significar influência de erosão mecânica prolongada, intemperismo e abrasão no desgaste desses materiais em momento anterior à sua deposição. O fato de somente 3% das areias serem grossas demonstra que a maior parte dos materiais já passou por algum tipo de erosão mecânica, obviamente de intensidades diferentes, podendo também indicar momentos de deposição diferenciados.

A análise mineralógica da fração areia demonstra que o quartzo é a espécie mineral mais abundante nessas três classes de solo, com proporção máxima de 77% e mínima de 62%, perfazendo um total de 68,9 % dentre todos os minerais diagnosticados. A proporção de mica, segundo mineral mais presente, foi 21% e mínimo de 12%, apresentando um total de 17,4% dos minerais analisados. A mica é mais abundante nos Espodossolos e Gleissolos, devido à alteração do gnaiss, material fonte. A proporção de muscovita corresponde a 7% e mínimo de 2% totalizando 4,0%.

A proporção de feldspato máxima é a de 6 % e a mínima a de 2%, representando um total de 3%. Turmalina e poliminerálicos são encontrados em baixa frequência, correspondendo juntos a 6%, sendo 3% para cada mineral respectivamente. Por fim, os nódulos ferruginosos totalizam 1%. Como é de se observar pela mineralogia, ocorre grande homogeneidade litológica em toda a região estudada, apresentando como embasamento granito e gnaisses, sobretudo gnaisses na região do vale seco, o que explica a fonte comum dos minerais. Nota-se, na avaliação da fração cascalho, uma participação ainda maior do quartzo na composição mineralógica dos sedimentos estudados, com 93%.

As análises morfooscópicas da fração areia visam avaliar o grau de arredondamento das partículas e sua textura superficial. Os materiais coletados nos Gleissolos, Cambissolos e Espodossolos localizados no vale seco apresentaram homogeneidade quanto à predominância do grau de arredondamento e textura em todos os perfis e horizontes avaliados, com preminência de textura lisa e grãos polidos, estabelecendo, respectivamente, 90% e 60% do total e grãos subarredondados e arredondados (classes 0,6 e 0,7) constituindo, em conjunto, 52% do total.

Os Cambissolos apresentaram em sua composição 34% nos grãos na classe de arredondamento 0,6, 21% na classe 0,7, 15% na classe 0,8 e 10% nos grãos de classe 0,9. Em relação à textura 91% dos grãos são lisos, 81% dos grãos são polidos e 18% são foscos. Os Gleissolos revelam em sua composição 26% nos grãos na classe de arredondamento 0,6, 25% na classe 0,7, 17% na classe 0,8 e 19% nos grãos na classe 0,9. Em relação à textura 88% dos grãos são lisos, 46% dos grãos são polidos e 39% são foscos. Os Espodossolos evidenciam 26% nos grãos na classe de arredondamento 0,6, 24% na classe 0,7, 17% na classe 0,8 e 25% na classe 0,9. Em relação à textura 92% dos grãos são lisos, 54% dos grãos são polidos e 44% são foscos.

A tendência geral é a do maior grau de arredondamento dos grãos nos Gleissolos e Espodossolos, respectivamente, não sendo encontrada correlação direta desse parâmetro com a profundidade. A proporção de partículas arenosas com texturas lisas é predominante em relação às texturas ondulada e rugosa nos Gleissolos e Espodossolos, mas não nos Cambissolos, que apresentou textura majoritariamente rugosa. Quanto ao fosqueamento das partículas foi observado o predomínio da textura brilhosa na maior parte das amostras, indicando que os sedimentos sofreram retralho e polimento em ambiente aquoso.

Enquanto a textura fosca observa-se que a característica é minoritária nas classes de solos, perfis e horizontes avaliados, porém encontra-se em maior quantidade nos Gleissolos, devido à incidência de argila nos sedimentos. Por fim, a proporção entre partículas inteiras e fraturadas não apresenta grandes variações nos perfis, entretanto os grãos em sua maior parte encontram-se inteiros, apresentando 58% e 32% para os grãos fraturados.

O elevado arredondamento dos grãos de areia no vale seco, característica mais bem definida dentro da análise morfoscópica dessa fração, pode ser explicada pela abrasão, processo físico de friccionamento, polimento ou raspagem pelo qual as partículas de rocha são erodidas pelo atrito da água corrente. Ou seja, poderiam esses grãos responder à alguma interferência fluvial local, mas que nada tem a ver com a fonte de materiais.

Prince et al. (2010) acerca desse aspecto, explica que as capturas poderiam auxiliar na entrada de sedimentos originários de outras áreas deposicionais, e que esses, por sofrerem mais fricção, logicamente seriam mais arredondados. Justamente para sanar esse tipo de questionamento, foi desenvolvida nesse presente trabalho uma metodologia com base na análise integrada tendo como respaldo técnicas multidisciplinares, pois somente a análise conjunta dos indicadores físicos e orgânicos coletados nas feições morfológicas adequadas, poderá trazer uma resposta assertiva quanto ao transporte e originação dos sedimentos.

[illegible]

[illegible]

[illegible]

A fração cascalho é avaliada num universo de 100 partículas por classe de solo, sendo Cambissolo (P1), Espodossolo (P3) e Gleissolos (P2, P4, P5, P6). Os cascalhos são apresentados pela profundidade da camada de cascalheira (**Figura 33 – Quadro 03**). No P1 a cascalheira apresenta 3 cm de profundidade e os cascalhos de 0,3 cm até 5 cm de diâmetro, no P2 30 cm de profundidade e os cascalhos com 2 cm até 7 cm de diâmetro, no P3 50 cm de profundidade e cascalhos com diâmetro de 3 cm até 9 cm, no P4 75 cm de profundidade e cascalhos de 3 cm até 10 cm de diâmetro, no P5, 50 cm de profundidade e cascalhos com diâmetro entre 4 cm e 10 cm e P6 21 cm de profundidade e cascalhos com diâmetro entre 3 cm e 11 cm. Em números absolutos para todas as classes de solo, em relação à textura superficial, ocorre a maior concentração de materiais polidos em relação aos ondulados e rugosos, com 57%, 40% e 3%, respectivamente e a prevalência da textura polida à fosca, com 56% e 44%, respectivamente.

Em relação ao arredondamento das partículas, 61% dos cascalhos apresentam-se inteiros, dentro os quais 43% são arredondados e 17% subarredondados, 32% são identificados como fraturados, dentro os quais 14% são arredondados (classes 0,7, 0,8 e 0,9) e 13% subarredondados (classes 0,6 e 0,5) e por fim, 7% são picotados, dentro os quais 3% são arredondados e 2% são subarredondados. Na mineralogia dos cascalhos, 93% é composto por quartzo, 5% são compostos por quartzo em associação com outros minerais formando partículas nas quais coexistem duas ou até três espécies minerais (quartzo-turmalina, quartzo-muscovita, quartzo-biotita, quartzo-biotita-muscovita).

No Cambissolo (P1) 82% dos cascalhos são ondulados e 53% são polidos, 58% são fraturados dentro os quais 39% são arredondados e 43% subarredondados (classes 0,5 e 0,6), sendo que 87%, 3% e 3% de sua mineralogia são compostos por quartzo, quartzo-muscovita e feldspato, respectivamente e 5% são representados por associações mineralógicas. No Espodossolo (P3) 93% dos cascalhos são lisos e 57% são polidos, 49% são inteiros dentro os quais 76% são arredondados e 23% subarredondados, sendo que 97% e 3% de sua mineralogia são compostos por quartzo e outras associações, respectivamente. Nos Gleissolos (P4, P5) 96% dos cascalhos são lisos e 60% são polidos, 84% são inteiros dentro os quais 72% são arredondados e 27% subarredondados, sendo que 95%, 1% e 4% de sua mineralogia são compostos por quartzo, turmalina e outras associações, respectivamente. Nos Gleissolos (P2, P6) 72% dos cascalhos são ondulados e 53% são polidos, 54% são fraturados dentro os quais 47% são arredondados e 40% subarredondados, sendo que 92%, 2% e 7% de sua mineralogia são compostos por quartzo, turmalina e outras associações, respectivamente.

Figura 33 – Pontos analisados no depósito de cascalhos

Fonte: elaboração própria.

Quadro 03- Morfoscopia e mineralogia do material cascalhento de recobrimento das coberturas superficiais do vale seco

Cascalhos			Text. superficial (%)					Grau de Arredondamento (%)										Mineralogia (%)							
Seção	Espessura da camada	Imagem	Lisa	Ondulada	Rugosa	Polido	Fosco	Tipo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Qtz	Tur	Mus	Bio	Qtz + Mus + Bio	Turmalina	Feldspato	Qtz + Fsp + Maf
P1	3 cm		12%	82%	6%	53%	47%	Inteiro				1	1	13	11	10	2	87	2	3	1	2			3
								Fraturado			1	16	12	13	4	7	5								
								Picotado				2	2												
P2	30 cm		16%	80%	4%	55%	45%	Inteiro				3	4	14	16	8	4	95	1	1		1	1		1
								Fraturado				8	5	7	8	10	4								
								Picotado				2	1	1	2	1	2								
P3	50 cm		93%	6%	1%	57%	43%	Inteiro				1	4	15	28	16	22	97	1	1	1				
								Fraturado				1	1	3	3	1									
								Picotado					2	1	2										
P4	75 cm		98%	2%	0%	62%	38%	Inteiro				6	12	23	25	20	96		1	1	1				1
								Fraturado				2	1	3	1	2									
								Picotado				2		1	1	1									
P5	50 cm		94%	6%	0%	58%	42%	Inteiro				1	9	13	21	23	16	94		1	1	1	1		2
								Fraturado				4	5	3	2										
								Picotado					2	1											
P6	21 cm		30%	65%	5%	51%	49%	Inteiro				1	4	8	6	3	3	88	2	2	2	3	2	1	
								Fraturado			2	7	12	20	17	5	4								
								Picotado			1	2	3	1		1									

Qtz - Quartzo | Tur - Turmalina | Mus - Muscovita | Bio - Biotita | Fsp - Feoldspato | Máf - Máfico
seco localizado no interflúvio entre as bacias do Claro e Guaratuba

Fonte: elaboração própria.

É relevante a comparação dos resultados dos cascalhos com aqueles referentes à fração areia nas três classes de solos, uma vez que avaliadas na paisagem, demonstram muita simetria e pequenas especificidades. Do conjunto de dados sedimentológicos apresentados nas duas frações, observa-se homogeneidade sedimentológica com a preminência de textura lisa e grãos polidos dos quais a maior parte são grãos arredondados e subarredondados, sendo principalmente formados por quartzos. Dentro desse contexto geral, notam-se algumas especificidades interessantes nos pontos de coletas. Os pontos que apresentam as menores profundidades de cascalheiras, que no caso são os P1, P2 e P6, sendo Cambissolo e Gleissolos respectivamente, apresentam textura majoritariamente ondulada e grãos fraturados com tendência de aumento nos valores de subarredondamento, enquanto que nos pontos P3, P4 e P5, respectivamente, onde se identificam cascalheiras mais profundas, as texturas são predominantemente lisas e os grãos inteiros e esféricos.

A distribuição da cascalheira entre os limites direito (SW) e esquerdo (NE) do vale seco demonstra similaridades e pequenas singularidades que respondem a proximidade ou distanciamento do rio Claro e cotovelo de captura. A cascalheira na cota de 810 m, já na bacia do Guaratuba, assim sendo mais próxima do cotovelo, apresenta partículas lisas mais esféricas, região que também congrega a cascalheira mais profunda composta por partículas maiores e distribuição frequente.

As cascalheiras já próximas ao rio Claro, na bacia do Claro em cotas altimétricas maiores, apresentam camadas menos espessas, distribuição de partículas mais espças e partículas mais onduladas e subarredondadas ou subangulares. Prince et al. (2010, 2011) indicam que a preservação dos cascalhos sugere que a estabilidade superficial da relíquia pode ser excepcional, ao contrário das paisagens tectônicas transitórias em que as taxas de erosão podem ser altas demais para preservação a longo prazo de depósitos superficiais. Dessa forma, a presença de cascalhos no vale seco do Guaratuba localizado entre os interflúvios e o cotovelo de captura, caracteriza-se como provável indicador do processo de captura (DOUGLASS et al., 2009; MIKESELL et al., 2010; SANTOS, 2017).

Fica evidente que os sedimentos e cascalhos do vale seco passaram por um processo de longo retrabalhamento e transporte fluvial, sobretudo os cascalhos e areias muito arredondados que compõem os Gleissolos e Espodossolos, classes localizadas principalmente na bacia do Guaratuba. No caso dos Cambissolos o retrabalhamento e o transporte ocorreram de forma diferenciada ou menos intensa que nos demais pontos, o que é incontestável pelas características dos cascalhos e areias. Acerca da sedimentologia de vales secos, Prince et al.

(2010) ao estudar capturas fluviais pela retração da escarpa *Blue Ridge* nos Apalaches do sul explica que os cascalhos espalhados pelos vales secos e em topos de colinas próximos ao divisor de bacias estão encalhados por uma redução de área da bacia como produto do recuo da escarpa associado a grandes eventos de capturas e pelas competências dos rios de planalto (vide discussão dos índices morfométricos, onde se constatou a diminuição da área da bacia do Guaratuba pela captura. Mesmo contexto que observamos na área.

A observância dos cascalhos mais arredondados nos horizontes superficiais indica maiores cargas fluviais, aumento do transporte fluvial progressivo e erosão mecânica intensa no ambiente em um passado não tão longínquo, também sugerindo uma modificação do estilo fluvial do rio (HANCOCK e ANDERSON, 2002), justificando então a drenagem indefinida na região do vale seco. Prince et al. (2010) avaliam que os cascalhos mais arredondados, que mostram a menor intensidade de intemperismo significam encalhe relativamente recente e, portanto, rápida destruição erosiva de sua bacia de depósito quando capturada. Esse cascalho comparativamente novo é visto pelos autores como evidência qualitativa adicional da dissecação rápida e do recuo da escarpa, associados a grandes eventos de captura.

Pela disposição, distribuição, tamanhos e formas dos materiais de recobrimento superficiais do vale seco, especificamente cascalhos, areias e classes de solos, é possível avaliar que a região no passado, respondia a um ambiente de saturação hídrica e fluxo de drenagem constante. A análise sedimentológica e macromorfológica criteriosa possibilitou o traçado dos limites da área que representaria a antiga planície fluvial e leito do Guaratuba, em situação de pré-captura (**Figura 34**). Os Gleissolos e as cascalheiras mais robustas e arredondadas, localizados na região mais central, sofreriam influência direta do fluxo do canal, enquanto que os Cambissolos e as cascalheiras menores com seixos menos arredondados nas regiões mais periféricas sofreriam influência indireta do fluxo do canal.

Esses fatos sugerem que antes de alterar seu curso o rio Guaratuba existia sob condições climáticas e consequentemente hídricas, diferentes das atuais, tópico a ser adequadamente discutido após a apresentação dos dados palinológicos e geocronológicos.

Figura 34 – Conexão fluvial estimada entre as bacias do Claro e Guaratuba, em situação de pré-captura

Fonte: PATUCCI (2018).

7.3 INDICADORES GEOCRONOLÓGICOS

Os sedimentos da cobertura superficial do terraço fluvial do vale seco foram submetidos a datações por LOE (**Tabela 04**), e os compostos orgânicos para datação ^{14}C – AMS (**Tabela 06**). As duas técnicas foram utilizadas nos cinco perfis de solo avaliados englobando as três classes já discutidas anteriormente, o que também possibilitou estimar as taxas de sedimentação (**Tabela 05**). Especificamente para o Espodossolo, foi acrescentado ao valor das idades datadas por ^{14}C o tempo de residência médio (TRM) da matéria orgânica, que representa a metade do intervalo desde que sua acumulação se iniciou (DE CONINCK, 1980; SCHWARTZ, 1988; COELHO, 2008; COELHO et al., 2010). Os pontos de coleta estão distribuídos ao longo do vale seco, localizado entre o cotovelo de captura (SW) e o rio Claro (NE) (**Figura 35**) em cota altimétrica aproximada de 810 m.

Figura 35- Geocronologia absoluta por LOE das coberturas superficiais em distintos níveis de terraços ao longo do vale seco

Fonte: elaboração própria.

Os resultados da datação absoluta por LOE são apresentados em número de anos antes do presente correspondente à última exposição do material sedimentar à luz solar, com uma faixa de variação ou erro. As datações absolutas das coberturas superficiais por meio desta técnica apresentaram resultados que remetem a eventos deposicionais ocorridos ao longo do

Quaternário, especificamente no Holoceno, Pleistoceno e Último Máximo Glacial, indicando domínio de climas frios e úmidos e intervalos com flutuações de clima seco.

Tabela 04 – Resultados de datação por LOE, em termos de dose anual, paleodose média e idade obtida

Classe de solo	Coleta	Profundidade (cm)	Formação Geomorfológica	Porte Vegetacional	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Paleodose média (Gy)	LOE (Idade Anos A.P.) ¹
Gleissolo	Ponto 1	69	Áreas aplainadas de várzea em	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	8.500 $\pm$ 415	124,6	14.650 $\pm$ 860
	Ponto 1	1.60	substrato gnaissico		17.200 $\pm$ 940	144,5	17.200 $\pm$ 940
Gleissolo	Ponto 2	82	Áreas aplainadas de várzea em	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	5.700 $\pm$ 315	196,7	34.560 $\pm$ 2.370
	Ponto 2	1.47	substrato gnaissico		5.615 $\pm$ 330	204,6	36.500 $\pm$ 2.380
Gleissolo	Ponto 3	60	Áreas aplainadas de várzea em	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	3.650 $\pm$ 250	92,1	25.220 $\pm$ 2.050
	Ponto 3	1.50	substrato gnaissico		5.400 $\pm$ 370	178,6	33.080 $\pm$ 2.520
Espodossolo	Ponto 4	60	Áreas aplainadas de várzea em	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	6.730 $\pm$ 290	161,9	24.070 $\pm$ 1.660
	Ponto 4	90	substrato gnaissico		6.550 $\pm$ 310	174,5	26.660 $\pm$ 1.510
Cambissolo	Ponto 5	60	Planície fluvial em substrato gnaissico	Porte médio (de 15 até 20 m de altura)	3.175 $\pm$ 215	16,6	5.230 $\pm$ 1.220
	Ponto 5	80			3.060 $\pm$ 190	18,8	6.160 $\pm$ 1.570
	Ponto 5	1.10			4.480 $\pm$ 240	106,6	23.800 $\pm$ 9.140

¹ A.P : Antes do Presente

Dados fornecidos: Datação SA.

Fonte: elaboração própria.

Conforme os resultados, não ocorrem inversão de idades, sendo as amostras mais profundas de idades superiores às amostras mais superficiais. Levando-se em consideração os resultados das datações nas três classes de solo que compõem os diferentes níveis de terraços fluviais, é possível pressupor a existência de uma relação entre as idades atribuídas a eles e a pulsos de oscilações climáticas, em que a incisão ou entalhamento e a migração do paleocanal estariam vinculados ao aumento de umidade enquanto que a sedimentação ou a constituição do terraço corresponderia a períodos de clima mais seco.

As taxas de sedimentação são determinadas pela distância vertical (ΔH) entre as amostras divididas pelas idades obtidas (Δt) e indicam valores bastante elevados. Com 0,36 mm/ano, 0,34 mm/ano e 0,11 mm/ano nos Gleissolos representados pelos pontos 1, 2 e 3, respectivamente, 0,12 mm/ano no ponto 04 representado pelos Espodossolos e por fim, exibem 0,22 mm/ano no ponto 05 representado pelos Cambissolos. Os valores demonstram

que as taxas de sedimentação neste antigo ambiente fluvial não eram constantes e que respondiam diretamente às oscilações climáticas que ora determinaram incisão fluvial, ora sedimentação. As taxas são mais elevadas e muito semelhantes nos Gleissolos próximos ao cotovelo de captura (Pontos 1 e 2) sendo também representativas no Cambissolo localizado próximo ao rio Claro (Ponto 5). Por fim, são praticamente análogas na região central do vale seco representadas pelo Gleissolo e Espodossolo (Pontos 3 e 4).

Os aumentos das taxas nos Gleissolos e Cambissolos estão provavelmente associados a um período muito úmido, enquanto as diminuições das taxas no Espodossolo e Gleissolo na região central são interpretadas como uma perda de material pelo processo de oxidação relacionado a um período seco, ou a um processo erosional causado por um período úmido. Considerando o período muito úmido anterior (maior profundidade), a segunda hipótese parece mais adequada. Conclusões semelhantes acerca das taxas de sedimentação foram discutidas por Pessenda et al. (2009) em pesquisa realizada também no planalto, especialmente no núcleo Curucutu do Parque Estadual da Serra do Mar. Os autores associaram o aumento das taxas às condições mais frias e úmidas detectadas desde 28.460 a 22.780 anos A.P, o incremento de algas comprovando novamente maior umidade entre 19.450 e 19.000 anos A.P e por fim a diminuição da taxa entre 19.000 e 15.650 anos A.P com processo de erosão.

Tabela 05 – Taxas de sedimentação inferidas a partir das idades médias das amostras

Intervalo	ΔH (mm)	Δt (anos)	$\frac{\Delta H}{t}$ (mm/ano)
Ponto 1	910	2.550	0,36
Ponto 2	650	1.940	0,34
Ponto 3	900	7.860	0,11
Ponto 4	300	2.590	0,12
Ponto 5	200	930	0,22

Fonte: elaboração própria.

Iniciaremos a discussão à partir das idades mais recentes. A datação do material de cobertura superficial do Cambissolo (Ponto 5) entre 60 cm e 80 cm remete ao Holoceno, apresentando idades variando entre 5.230 ± 1.220 anos A.P e 6.160 ± 1570 anos A.P, respectivamente. Essas idades indicam condições climáticas mais quentes e secas. Estudos de reconstituição paleoambiental realizados nas cidades de Botucatu, Jaguariúna e Pirassununga por Scheel-Ybert et al. (2003) comprovaram paleoincêndios na região durante o Holoceno, indicando período mais quente e seco entre 10.000 e 6.000 anos A.P. Salgado-Laboriau

(1997) identificou um período de transição climática com aumento de umidade à partir de 6.000 anos A.P, com incidências de pequenos períodos secos entre 3 a 5 meses no ano. Ratificando essa constatação, Ledru (1993), Ledru et al. (1996) e De Oliveira et al. (2005) em estudos palinológicos realizados no Brasil central e no Estado de São Paulo demonstraram que no intervalo entre 5.600 e 3.600 anos A.P ocorreu um aumento na taxa de umidade, apresentando um clima de transição de quente e seco para quente e úmido.

Dias e Perez Filho (2015) na avaliação de antigos terraços do rio Corumbataí no interior do Estado de São Paulo, observaram condições de alternâncias climáticas na esculturação do modelado. Climas quentes e secos atuando no período de 5.060 ± 570 anos A.P, seguido por um período de maior umidade até 3.600 anos A.P, continuado por período de condições climáticas mais secas entre 2.570 ± 500 anos A.P e 1.070 ± 190 anos A.P e por fim, clima mais úmido a partir de 1500 anos A.P. Corroborando com esses resultados, pode-se também citar a pesquisa de Storani e Perez Filho (2015) nos baixos terraços do rio Mogi Guaçu na Depressão Periférica Paulista, onde foi comprovada a influência de clima mais seco em idade de 1900 ± 225 anos A.P, seguido de período úmido que possibilitou o desenvolvimento das características pedológicas, adiante por nova fase seca com idade aproximada de 1.150 anos A.P.

A captura do Capiiravi identificada por Santos (2017), também situada no planalto na região do reverso da escarpa da Serra do Mar, foi considerada Holocênica por apresentar em seus terraços idades aproximadas de 8.000 anos. Acredita-se que a captura assim como o desenvolvimento dos terraços da região, tenham sido influenciados por alternâncias climáticas do período. Ledru et al. (2005) em pesquisa palinológica na Cratera de Colônia localizada a apenas 4 km de distância a NNE dos pontos avaliados pelo autor, indica que de aproximadamente 10.400 anos A.P até 3.955 anos A.P as condições climáticas passavam de secas a úmidas, o que ficou constatado pelo aumento de pólenes arbóreos nas amostras. A transição de clima seco-úmido estimula a incisão fluvial devido ao solo estar desprotegido de torrentes (COELHO-NETTO, 1999), o que teria sido um catalisador para a captura do Capiiravi, seja pela expansão remontante acelerada, seja pela maior incisão em seu leito.

Na profundidade de 1.10 cm a idade identificada foi de 23.800 ± 9.140 anos A.P, que remete a clima frio e úmido. Em pesquisa realizada em pólenes de sedimentos lacustres, em Serra Negra no Estado de São Paulo, De Oliveira (1992) constata que entre aproximadamente 35.000 anos A.P e 24.000 anos A.P e entre 15.800 anos A.P e 12.500 anos A.P o clima era mais frio e úmido e muito úmido, respectivamente, com fases secas curtas.

A cronologia dos materiais de cobertura superficial dos Gleissolos e do Espodossolo reporta-se ao Pleistoceno Médio retratando períodos mais úmidos, com pequenos ciclos secos. O Gleissolo (Ponto 1) entre 69 cm e 1.60 cm apresenta idades variando entre 14.650 ± 860 anos A.P e 17.200 ± 940 anos A.P, respectivamente. O Gleissolo (Ponto 2) entre 82 cm e 1.47 cm exibe idades entre 34.560 ± 2.370 anos A.P e 36.500 ± 2.380 anos A.P, respectivamente. O Gleissolo (Ponto 3) entre 60 cm e 1.50 cm retrata idades entre 25.220 ± 2.050 anos A.P e 33.080 ± 2.520 anos A.P, respectivamente. Por fim, o Espodossolo (Ponto 4) entre 24.070 ± 1.660 anos A.P e 26.660 ± 1.510 anos A.P.

Acerca do contexto climático que engloba os períodos aqui detectados, Ledru et al. (1996) em estudos palinológicos no Planalto Paulistano a 980 m de altitude no Salitre, próximo à cidade de Serra Negra, detectaram um período frio e árido a aproximadamente 50.000 anos A.P, contínuo por um aumento gradual de umidade e eventuais quedas de temperatura entre próximo de 45.000 a 33.000 anos A.P representando um aumento de tipos arbóreos de floresta semi-decídua. De 17.000 anos A.P em diante respondendo aos impactos das advecções polares na altitude de Salitre principalmente nos últimos 10.000 anos A.P, detectou-se uma rápida sucessão de diferentes tipos florestais interpretados como reflexo de mudanças climáticas rápidas, por exemplo, florestas adaptadas às inundações sazonais, floresta de araucária, floresta semi-decídua e cerrado.

No Brasil central, Ledru (1993) já havia detectado evidências de florestas montanhosas (com 78 a 91% de espécies arbóreas) e clima fresco/úmido de 34.000 a 17.000 anos A.P. De acordo com a autora de 17.000 a 14.000 anos A.P as espécies arbóreas declinaram 24% devido a mudanças em relação ao clima seco e frio (-6°C). De 15.800 anos A.P até aproximadamente 13.000 anos A.P as condições secas foram brevemente interrompidas pelo aumento de umidade. Entre 13.000 e 10.500 anos A.P (ainda fresco, mas úmido) ocorreu o aumento de espécies arbóreas. Um período mais seco duradouro de 10.500 a 10.000 anos A.P conduziu à diminuição de tamanho das árvores. E entre 9.000 a 5.500 anos A.P espécies arbóreas voltaram a aumentar, alcançando 30 a 72% devido às circunstâncias climáticas mais quentes e úmidas.

Pessenda et al. (2009) e Pessenda et al. (2012) em levantamentos polínicos para fins de reconstituição paleoambiental realizados no planalto e na planície litorânea do Estado de São Paulo, obtiveram resultados que corroboram com os anteriores aqui mencionados. Entre 40.000 anos A.P e 23.000 anos A.P foi detectado um período de maior umidade e clima frio na planície litorânea, enquanto que de 28.460 anos A.P a 22.780 anos A.P foi observado um

maior aumento de umidade e clima frio no planalto, com manutenção de umidade até a 19.000 anos A.P. Respostas de tipos polínicos específicos ao aumento de umidade para esses períodos aqui relatados, também foram detectadas por De Oliveira (1992), Colinvaux et al. (1996a, b), Colinvaux et al. (1999) e Cruz et al. (2006a, b, 2007).

É interessante mencionar que em torno de aproximadamente 25.000 anos A.P estava iniciando o Último Máximo Glacial, quando as geleiras se expandiram no hemisfério norte e nas terras altas do hemisfério sul, deprimindo as temperaturas e rebaixando os níveis do mar em até 100m abaixo do nível presente (SUGUIO et al., 2005; PESSENDA et.al.,2012). Esse período converge especificamente com algumas idades dos Gleissolos e com as idades do Espodossolo, o que explicaria, por exemplo, as várias camadas de horizontes Bhs se formando nesse solo e indicando níveis diferenciados de condição alagadiça e de maior umidade. Nos pontos de coleta, as cascalheiras estão localizadas acima das primeiras camadas onde foram realizadas as datações, com idades que indicam períodos com maior umidade. Os cascalhos e a camada de cascalheira mais representativos, que indicam deposição de torrente ou forte energia de transporte e condição climática diferente da atual (ROSSI e QUEIROZ NETO, 2001, 2002), estão localizados no Gleissolo (Ponto 3) e no Espodossolo (Ponto 4), os quais apresentam idades que respondem ao período.

Cruz et al. (2009) indicam que registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas propõem um novo cenário para o paleoclima no sul do Brasil, caracterizando o Último Máximo Glacial predominantemente úmido. Esses resultados sugerem alterações paleoambientais inferidas a partir dos registros de grãos de pólen e, consequentemente, da teoria dos “refúgios”. Algumas pesquisas palinológicas apontam para dominância de pastagens sobre florestas durante a última glaciação no Brasil subtropical devido a condições mais frias e secas (BEHLING, 2002), enquanto outros registros, incluindo os resultados deste presente trabalho, sugerem que a expansão de florestas úmidas ocorreram durante partes significativas deste período de acordo com as mudanças de precipitação inferidas de espeleotemas (LEDRU et al. 2005). Os autores indicam que a teoria do refúgio como consequência de uma estiagem em grande escala durante o período glacial precisa ser reavaliada, uma vez que robustas indicações de condições mais úmidas foram encontradas em várias áreas da América do Sul.

Oscilações em escala temporal orbital da precipitação e da circulação atmosférica combinadas com $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas sugerem que as variações de longo prazo na precipitação média no Brasil subtropical durante o Último Máximo Glacial e Holoceno são em geral encadeadas por mudanças na insolação de verão no hemisfério sul. A monção sul-

americana é intensificada em fases de alta insolação quando o transporte de umidade tropical de baixo nível da bacia Amazônica para o Sudeste do Brasil é amplificado devido aumento da liberação de calor latente nos trópicos. Em um contexto global, as condições glaciais do hemisfério norte possivelmente influenciaram no fluxo de umidade e convergência nos trópicos do hemisfério sul durante o verão austral. Este resultado é referenciado pelo excesso de chuvas na região de 70.000 a 17.000 anos A.P e especialmente no Último Máximo Glacial, como indicado por anomalias bastante negativas de $\delta^{18}\text{O}$, Mg / Ca e Sr / Ca durante este período (CRUZ et al., 2009).

O evento Heinrich no hemisfério norte é coincidente com aumentos de precipitação no Sudeste e Nordeste do Brasil, assim como com os intervalos de crescimento de espeleotemas e variações de $\delta^{18}\text{O}$ em milhares de anos. As alterações muito provavelmente respondem aos deslascamentos da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), resultando em precipitação nas baixas latitudes. Essas mudanças ainda sugestionam que alterações abruptas na precipitação na América do Sul tropical estão ligadas às condições climáticas no Atlântico Norte, no decorrer de mudanças na circulação meridional do Atlântico (*AMOC*) e feedbacks subsequentes do ar-mar tropical (CRUZ et al., 2009).

Enquanto as datações por LOE indicam períodos específicos do Holoceno, Pleistoceno e Último Máximo Glacial vinculado em maior parte às condições de elevação de umidade e ou precipitação na região Sudeste, as datações de ^{14}C via AMS apresentaram uma tendência positiva quanto ao rejuvenescimento em todas as amostras. Essa diferença reflete as técnicas e os materiais utilizados, porém, é importante rememorar que são datados processos diferentes nas duas técnicas. No LOE é contabilizado a última vez que os sedimentos foram expostos à luz solar o que vincula a técnica, portanto, as taxas de sedimentação dos grãos de quartzo, enquanto na datação de ^{14}C é contabilizada a dinâmica da matéria-orgânica presente no solo, que se infiltra a partir da superfície.

Em relação ao LOE segundo Jeong et al. (2007), Stockmann et al. (2013) e Buso Júnior (2015) os efeitos do intemperismo e da biopedoturbação podem alterar os resultados das amostras. A iluviação e a concentração de elementos radiativos em horizontes mais profundos podem originar maiores taxas de doses de irradiação nesses horizontes e consequentemente maiores paleodoses acumuladas. No caso da datação ^{14}C a distorção causando o rejuvenescimento devido à contaminação e incorporação por matéria orgânica atual ou carbono moderno em resposta a pedoturbação, invasão de raízes, infiltração de compostos orgânicos dissolvidos em água e influência de microorganismos é bastante

comum, sendo mais frequente quando as amostras provêm de níveis superficiais (contexto da pesquisa) ou quando a quantidade de material fornecida para a datação é pequena (caso da técnica AMS utilizada, onde são necessários somente de 1 até 10 g do material) (GOUVEIA et al., 1999; SCHEEL-YBERT, 1999). Devido as incertezas metodológicos de ambas as técnicas, é importante que elas sejam utilizadas sempre em conjunto com análises complementares, como por exemplo, a palinologia.

Especificamente em relação à biopedoturbação na Mata Atlântica Patucci (2015), Patucci et al. (2017) e Patucci et al. (2018) identificaram que os invertebrados que compõem a fauna edáfica influenciam na agregação, descompactação e mistura de solo, na porosidade e na percolação água em profundidade devido à construção de pedotúbulos e galerias ao se movimentarem. Nos parâmetros ecológicos, auxiliam na fragmentação e distribuição de resíduos vegetais, minerais e orgânicos, nos parâmetros químicos, são agentes na ciclagem de nutrientes e mineralização de resíduos orgânicos e nos biológicos, além de colaborarem com a decomposição e disseminação de esporos. Uma vez que o solo seja compreendido como um sistema, a dinâmica de biopedoturbação pode ocorrer em larga escala ocasionando a mistura e fluxo de materiais sedimentares e orgânicos entre superfície e profundidade incensantemente, o que explica eventuais alterações nas idades.

Tabela 06 - Resultados de datação por AMS, em termos de idade obtida e TRM no Espodossolo.

Classe de solo	Coleta	Profundidade (cm)	Formação Geomorfológica	Porte Vegetacional	¹⁴ C - AMS (Idade anos A.P) ¹	TRM do material orgânico
Gleissolo	Ponto 1	4 - 6	Áreas aplainadas de várzea em substrato gnaissico	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	5.850±30	-
	Ponto 1	46 - 48			10.420±30	-
	Ponto 1	1.38 - 1.40			10.432±0.39	-
Gleissolo	Ponto 2	35 - 37	Áreas aplainadas de várzea em substrato gnaissico	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	-	-
	Ponto 2	52 - 54			-	-
Gleissolo	Ponto 3	7 - 9	Áreas aplainadas de várzea em substrato gnaissico	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	-	-
	Ponto 3	45 - 47			-	-
Espodossolo	Ponto 4	14 - 16	Áreas aplainadas de várzea em substrato gnaissico	Porte baixo e rasteiro (até 10 m de altura)	220±30	440
	Ponto 4	40 - 42			10.471±0.39	20.942
Cambissolo	Ponto 5	3 - 5	Planície Fluvial em substrato gnaissico	Porte médio (15 a 20 m de altura)	1.140±30	-
	Ponto 5	80			-	-
	Ponto 5	90 - 1.00			10.524±0.39	-

¹ A.P : Antes do Presente

Dados fornecidos : Beta Analytic

Fonte: elaboração própria.

De forma geral, as idades mais recentes ocorreram nos materiais superficiais de recobrimento e as mais antigas em profundidade, sem ter ocorrido inversões. A idade mais recente ocorreu na camada superficial do Espodossolo, indicando um período moderno de incorporação de matéria orgânica devido à dinâmica da floresta montana atual. Apresentou idade aproximada de 220 ± 30 anos A.P e 440 anos se for considerado o intervalo desde que sua acumulação se iniciou. No Cambissolo, a idade de 1140 ± 30 anos A.P também na camada superficial, assinala período mais seco do Holoceno Tardio, corroborando com os resultados de Dias e Perez Filho (2015) e Storani e Perez Filho (2015). Por fim, no Gleissolo a camada superficial, datando aproximadamente 5.850 ± 30 anos A.P, demonstra um aumento na taxa de umidade, apresentando condições climáticas de características de transição de período quente e seco para quente e úmido, como também indicam Ledru (1993), Ledru et al. (1996), De Oliveira et al. (2005) e Dias e Perez Filho (2015).

Em todas as classes de solo estudadas as camadas em profundidades apresentaram idades variando os 10.000 anos A.P, que Salgado-Laboriau (1994) e Sant'Anna Neto e Nery (2005) assinalam um contexto no qual o clima interglacial apresentava temperaturas mais elevadas e umidade. Iniciava-se o Holoceno, fase que teve início ao final da última grande glaciação (*Würm*). A idade da amostra em profundidade do Espodossolo, quando se avalia o tempo de residência médio (TRM) da matéria orgânica, tem-se que a formação do horizonte B espódico iniciou-se em aproximadamente 20.000 anos A.P, período que é contextualizado com o Último Máximo Glacial, de maior umidade e quedas nas temperaturas, tópico discutido anteriormente. Esse resultado, inclusive utilizando a TRM, valida a idade de Espodossolos encontrados por Coelho et al. (2010) na planície litorânea do Estado de São Paulo.

Os dados geocronológicos não permitem apontar uma idade exata para o evento da captura, porém, é notório observando as idades e os outros parâmetros, que os materiais sedimentares e orgânicos assim como a hidrodinâmica dos canais fluviais, estão sendo trabalhados pelo aumento de umidade no sistema há pelo menos 36.500 A.P. O que significa inferir que a captura não foi um evento abrupto, mas sim gradual e que se relaciona totalmente à adaptação ao fluxo hídrico, não somente à erosão regressiva da escarpa, o que explicaria as drenagens indefinidas na região diagnosticadas por Oliveira (2003).

Tendo em vista os resultados, é possível vincular a mudança do nível de base entre os rios e a consequente captura do Guaratuba ao Último Máximo Glacial, a cerca de aproximadamente 25.000 anos A.P, quando ocorria elevação de condição de umidade por precipitação e quedas de temperatura. Deve-se considerar que o vale seco (810 m), com 20 m

de altura em relação ao cotovelo de captura (790 m), foi formado por uma incisão à taxa de 1.25 mm ano, no mínimo. Dessa forma, as taxas de incisão fluvial teriam sido, no mínimo, em torno de 7 vezes mais veloz do que a média das taxas de sedimentação (0,23 cm/ano). Seu desenvolvimento teria sido, portanto, dependente de condições úmidas. Ressalta-se que o valor obtido é próximo ao obtido por Santos (2017) em terraços de 16 m de altura no Capivari, localizado aproximadamente a 86 km de distância do local do presente estudo.

7.4 INDICADORES PALINOLÓGICOS

Segundo Larocque e Campbell (1998), apesar de todas essas potencialidades e possibilidades, os estudos palinológicos deveriam ser utilizados com mais frequência em pesquisas de reconstituição paleoambiental, mas não são uma vez que a ele são atribuídas comumente características negativas como, por exemplo: a má preservação dos grãos de pólen, dificuldade de se estabelecer uma cronologia confiável e estratigrafia duvidosa. De fato, essas dificuldades foram observadas durante a identificação dos tipos polínicos e justamente para sanar quaisquer imprecisões quanto a elas, decidiu-se pelo caráter de avaliação multidisciplinar e conjunta, na qual a palinologia é um dos componentes da análise integrada.

Sobre estudos palinológicos em Espodossolos, Dimbleby (1952) avaliou o histórico de mudanças da vegetação local da Inglaterra utilizando pólen e esporos preservados nessa classe de solos. Novamente no hemisfério norte em regiões temperadas e boreais Larocque e Campbell (1998) também mencionam estudos palinológicos em Espodossolos. Na região tropical, especificamente na Mata de Tabuleiros do nordeste do Espírito Santo – Brasil, estudos em Espodossolos foram realizados por Buso Júnior (2015).

A seguir são apresentados os resultados da análise taxonômica qualitativa preliminar realizada no material testemunho do vale seco, especificamente nos Espodossolos (**Figuras 36, 37, 38 e 39**). Todas as amostras apresentaram grãos de pólen, entretanto nem todos estavam bem preservados, sendo possível observar deteriorizações. Alguns apresentaram partes quebradas, outros em pedaços e muitos completamente dobrados, quadro geralmente causado pela ciclicidade climática. Campbell (1991) mostrou que as flutuações climáticas são muito eficazes para a degradação do pólen, uma vez que os danos mecânicos de colisões entre os grãos durante o transporte não são tão agravantes quanto aqueles grãos provenientes de horizontes de sedimentos subaquosos expostos a intemperismo subaéreo.

Foram encontrados 39 tipos polínicos em três profundidades diferentes do solo, os quais foram classificados em tipo, forma de vida, substrato, famílias e táxons (**Quadro 04**). Os tipos foram distribuídos em quatro grandes grupos, dos quais 26 famílias e 35 táxons. Quando se analisam o grupo das famílias tem-se a distribuição das mesmas em 4% de algas, 4% de gimnospermas, 77% de angiospermas e 15% de esporos. Já a distribuição dos táxons representa 3% de algas, 3% de gimnospermas, 69% de angiospermas e 26% de esporos.

A maior diversidade das famílias e táxons e o predomínio das percentagens encontradas estão nos grupos de angiospermas e esporos, respectivamente. Entretanto, a maior frequência entre todas as profundidades do material testemunho analisado demonstra predominância de uma gimnosperma da família Podocarpaceae especificamente do táxon *podocarpos sp*, recorrente na Mata Atlântica e outras formações vegetais da região Sul e Sudeste (SOUZA e LORENZI, 2008).

Especificamente para as angiospermas, as maiores frequências de táxons estão distribuídas entre as famílias Araliaceae (8%), Asteraceae (8%), Euphorbiaceae (13%), Meliaceae (8%), Myrsinaceae (13%) e Symplocaceae (8%), totalizando 58%, enquanto que as outras famílias juntas totalizaram 42% dos táxons totais, para esse grande grupo. Para os esporos as maiores frequências estão distribuídas entre as famílias Cyatheaceae (22%), Dennstaedtiaceae (22%), Polypodiaceae (44%) e Pteridaceae (11%). Por fim, ao se analisar por profundidade têm-se que 32% dos tipos foram encontrados nas camadas 10-12 cm e 24-26 cm e 37% na camada 46-48 cm.

A maior parte das famílias detectadas é higrófitas, ou seja, estão adaptadas em ambientes úmidos e permanentemente, ou esporadicamente alagadiços e mesmo em substrato aquático. Grande parte das famílias amostradas, segundo Lorente et al. (2017), tem boa representação em sedimentos do Quaternário, sendo consideradas então de grande importância para estudos desse período. Muitos táxons aqui presentes são encontrados em diagramas polínicos Quaternários (BUSO JUNIOR, 2015; LORENTE, 2015), sendo considerados indicadores de condições florestais, clima úmido e paleoambiente florestal.

Quadro 04 – Caracterização taxonômica dos palinoformos de amostras de Espodossolo

Tipos	Forma de vida	Substrato	Família	Gênero	Profundidade (cm)		
					10-12	24-26	46-48
Algas							
1	Aquática		Zygnemateceae	<i>Pseudoschizaea sp</i>	x		
Gimnosperma							
2	Arbóreo	Terrícola	Podocarpaceae	<i>Podocarpus sp</i>	x	x	x
Angiosperma							
3	Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Terrícola	Aquifoliaceae	<i>Ilex sp</i>	x		x
4	Arbusto/Arbóreo/Erva/	Aquático/Epífita/ Rupícola/Terrícola	Araliaceae	<i>Didymopanax sp</i> tipo 1		x	x
5	Arbusto/Arbóreo/Erva/	Aquático/Epífita/ Rupícola/Terrícola	Araliaceae	<i>Didymopanax sp</i> tipo 2		x	x
6	Erva/Liana/Palmeira/	Rupícola/Saprófita/Terrícola	Arecaceae		x	x	x
7	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/ Liana/	Aquático/Epífita/ Rupícola/Terrícola	Asteraceae	tipo 1	x		x
8	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/ Liana/	Aquático/Epífita/ Rupícola/Terrícola	Asteraceae	<i>Vernonia sp</i>		x	
9	Erva	Aquático	Bignoniaceae	<i>Tabebuia sp</i>			x
10	Erva/Arbusto/Arbóreo	Aquático/Rupícola/Terrícola	Boraginaceae	<i>Cordia sp</i>	x		
11	Erva/Arbusto/Arbóreo	Terrícola	Celastraceae	<i>Maytenus sp</i>			x
12	Arbusto/Arbóreo/	Terrícola	Chloranthaceae	<i>Hedyosmum sp</i>	x	x	
13	Arbusto/Arbóreo/	Terrícola	Cunoniaceae	<i>Weinmannia sp</i>			x
14	Erva/Arbóreo/Liana	Aquático/Rupícola/Terrícola	Euphorbiaceae	<i>Alchornea sp</i> tipo 1			x
15	Erva/Arbóreo/Liana	Aquático/Rupícola/Terrícola	Euphorbiaceae	<i>Alchornea sp</i> tipo 2		x	
16	Erva/Arbóreo/Liana	Aquático/Rupícola/Terrícola	Euphorbiaceae	<i>Alchornea sp</i> tipo 3			x
17	Arbusto/Arbóreo/	Terrícola	Meliaceae	<i>Trichilia sp</i>		x	
18	Arbusto/Arbóreo/	Terrícola	Meliaceae	<i>Cabralea sp</i>			x
19	Arbusto/Arbóreo/Liana	Epífita/Rupícola/Terrícola	Moraceae/Urticaceae				x
20	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Aquático/Terrícola	Myrsinaceae	<i>Myrsine sp</i> tipo 1			x
21	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Aquático/Terrícola	Myrsinaceae	<i>Myrsine sp</i> tipo 2			x
22	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Aquático/Terrícola	Myrsinaceae	<i>Myrsine sp</i> tipo 3	x		
23	Erva/Arbusto/Arbóreo/Liana	Aquático/Rupícola/Saprófita	Myrtaceae		x	x	

Tipos	Forma de vida	Substrato	Família	Gênero	Profundidade (cm)		
					10-12	24-26	46-48
Angiosperma							
24	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo	Aquático/Rupícola/Terrícola	Ochnaceae	<i>Ouratea sp</i>			x
25	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/ Bambu/	Aquático/Rupícola/Terrícola	Poaceae		x	x	
26	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo	Aquático/Rupícola/Terrícola	Rubiaceae	<i>Borreria sp</i>	x	x	x
27	Erva/Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Aquático/Rupícola/Terrícola	Solanacea	<i>Solanum sp</i>			x
28	Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Rupícola/Terrícola	Symplocaceae	<i>Symplocos sp</i> tipo 1	x		
29	Subarbusto/Arbusto/Arbóreo/	Rupícola/Terrícola	Symplocaceae	<i>Symplocos sp</i> tipo 2			
30	Arbusto/Arbóreo/Liana	Terrícola	Thymelaeaceae	<i>Daphnopsis sp</i>		x	
Pteridofita (Esporos)							
31	Erva/Arbóreo/	Rupícola/Terrícola	Cyatheaceae	<i>Cyathea sp</i> tipo 1		x	x
32	Erva/Arbóreo/	Rupícola/Terrícola	Cyatheaceae	<i>Cyathea sp</i> tipo 2	x	x	x
33	Erva	Rupícola/Terrícola	Dennstaedtiaceae	<i>Pteridium sp</i>	x		
34	Erva	Rupícola/Terrícola	Dennstaedtiaceae	Esporo Trilete	x		
35	Erva	Epífita	Polypodiaceae	<i>Polypodium sp</i>	x	x	
36	Erva	Epífita	Polypodiaceae	Monolete psilado	x	x	
37	Erva	Epífita	Polypodiaceae	Monolete verrucado tipo 1	x	x	
38	Erva	Epífita	Polypodiaceae	Monolete verrucado tipo 2		x	
39	Erva	Aquática/Rupícola	Pteridaceae	<i>Acrostichum sp</i>	x		

Fonte: elaboração própria.

Figura 36 – Prancha 01

Prancha 01: Alga - Zygnemateaceae *Pseudoschizaea* sp (A)

Gymnosperma - família Podocarpaceae *Podocarpus* sp (B;C;D)

Angiospermas - famílias: Aquifoliaceae *Ilex* sp (E) Araliaceae *Didymopanax* sp tipo 1 (F);

Didymopanax sp tipo 2 (G) Arecaceae (H,I).

Organização: PATUCCI e FARIA, M.

A região do vale seco possui mais de 1 km de extensão, o que significa segundo Traverse (2007) com que seja considerado um sítio grande (mais de 300 m de diâmetro); nesses casos, os grãos de pólen e esporos regionais são preeminentes e seu estudo refletirá a vegetação regional. Para o autor, sítios deposicionais pequenos (até 100 m de diâmetro) os grãos de pólen e esporos locais são mais frequentes refletindo a dinâmica da vegetação local. São apresentadas a seguir as descrições ecológicas e de habitat dos 36 palinomorfs, iniciando pelas respectivas famílias e gêneros da prancha 01 a fim de se discutir com mais detalhes a paleoclimatologia, paleobiogeografia e paleoecologia da área:

ALGA: Zygnemateceae *Pseudoschizaea* sp

As algas são importantes e essenciais indicadores de umidade, com distribuição global. O cisto de alga encontrado nas amostras pertence a família Zygnemateceae, sendo caracterizado por esporos elípticos, médios, hialinos, com estrias finas e concêntricas dispostas paralelamente em sua superfície. Nascimento et al. (2013) indica que esse táxon ocorre com frequência em solos úmidos e ambientes pantanosos ou alagadiços. Scott (1992) menciona que nos sedimentos, o táxon *Pseudoschizaea* poderia ser um indicador para climas relativamente quentes, com estiagem sazonal local. O autor menciona que exemplares deste gênero são frequentemente encontrados em sedimentos do Paleozóico, Mesozóico e Quaternário tardio.

Acerca de sua distribuição durante o Quaternário, a adaptação desse táxon estaria segundo o autor, vinculada às áreas terrestres relativamente quentes com fortes flutuações sazonais de umidade. Dessa forma, relacionado a solos úmidos ou depósitos lacustres de origem alóctone, originando canais de drenagem. A ocorrência de *Pseudoschizaea* está, portanto, associada a sedimentos pantanosos e solos sazonalmente úmidos, sendo abundante durante fases relativamente favoráveis quando as condições não são muito secas.

GIMNOSPERMA: Podocarpaceae - *Podocarpus* sp

A única gimnosperma detectada nas amostras foi a conífera *Podocarpus* sp. São árvores ou arbustos característicos de matas de altitude, ocorrendo no presente momento principalmente em Minas Gerais e do Rio de Janeiro até o Rio Grande do Sul, na floresta semidecídua de altitude e mata de pinhais. Seus exemplares apresentam dispersão descontínua e irregular ocorrendo normalmente em agrupamentos, porém, com populações totalmente fragmentadas (SOUZA e LORENZI, 2005).

Ledru e Salatino (2009) explicam que as coníferas endêmicas da Mata Atlântica pertencentes ao gênero *Podocarpus sp* são relíquias da Gondwana e características do hemisfério sul. Segundo as autoras, três espécies endêmicas são distinguidas hoje no Brasil: *Podocarpus lambertii* Klotzsch, *Podocarpus sellowii* Klotzsch ex-Endl na Mata Atlântica podendo ser encontrados juntos na região do planalto e *Podocarpus brasiliensis* Laubenfels no Cerrado. Sendo necessárias para sua adaptação umidade climática ou edáfica constante.

Os grãos de pólen são encontrados atualmente na Mata Atlântica, Floresta Amazônica e Cerrado, sendo associados cada vez a táxons específicos. No sul do Brasil, a assembleia dos táxons *Podocarpus sp*, *Hedyosmum sp*, *Weinmannia sp* e *Ilex sp*, também encontrada na pesquisa, é interpretada como o desenvolvimento da floresta nublada e, quando adicionado ao gênero Araucária, a expansão da floresta de Araucária (LEDRU e SALATINO, 2009). Para os períodos mais antigos, apenas o registro da Colônia está disponível. *Podocarpus* é encontrado entre 27.000 e 21.000 anos atrás, entre 60.000 e 45.000 anos atrás e entre 100.000 e 90.000 anos atrás. No primeiro caso, está associado a espécies florestais úmidas e frias, em outros casos com espécies de floresta semidecídua (LEDRU et al., 2007).

Na Amazônia, a associação *Podocarpus sp*, *Myrsine sp*, *Ilex sp*, às vezes acompanhado de *Hedyosmum sp* e *Weinmannia sp*, como é o caso do vale seco, está registrada em dois momentos, no início da deglaciação, cerca de 18.000 anos antes do presente, e antes do máximo glacial, para 25.000 anos de idade (LEDRU, 2002). No cerrado, o *Podocarpus* é associado a *Ilex* e *Myrsine*, taxons que também são encontrados nas florestas dos Andes.

De acordo com Ledru et al. (2007) o táxon *Podocarpus sp* é um pólen considerado relativamente raro uma vez que não é transportado por longas distâncias e sua presença ou ausência tem significados precisos. É interpretado como um marcador paleoclimático indicativo de ambiente floresta úmido, clima e/ou solo permanentemente úmidos e clima frio quando em consonância com a assembleia de táxons (*Ilex sp*, *Symplocos sp*, *Weinmannia sp*, *Hedyosmum sp*, *Alchornea sp*, *Myrsine sp* e as famílias Myrtaceae/Poaceae/Asteraceae) (LEDRU, 1993; COLINVAUX, 1999; PESSENDA et al., 2009; PESSENDA et al., 2012).

GIMNOSPERMA: Aquifoliaceae *Ilex sp*

O gênero *Ilex sp* é frequentemente associado na Mata Atlântica, Cerrado e Floresta Amazônica à assembleia de táxons composta por *Podocarpus sp*, *Hedyosmum sp*,

Weinmannia sp, *Alchornea sp*, *Symplocus sp*, *Myrsine sp* e famílias Myrtaceae, Poaceae e Asteraceae. Segundo De Oliveira (1992), Ledru (1993), Ledru et al. (1996), Colinvaux et al. (1996b, 1999); Ledru (2002), Ledru et al. (2007), Ledru e Salatino (2009), Pessenda et al. (2009, 2012) esses táxons respondem a ambientes florestais úmidos, com solo permanentemente úmido ou ainda regiões pantanosas e sazonalmente alagadas, sob condições de climas frios e úmidos, sendo considerados portanto, marcadores paleoclimáticos e paleoflorestais do quaternário.

São plantas perenifólias, esciófitas, seletiva higrófitas e preferente da Floresta de Araucárias e Restingas, geralmente forando capões homogêneos. Normalmente sua ocorrência se dá em matas de altitude superior a 400 m, entre os estados do Mato Grosso do Sul, São Paulo até o Rio Grande do Sul, sendo frequente na mata dos pinhais dos 3 estados do sul do Brasil (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009).

Araliaceae *Didymopanax sp*

Planta perenifólia, heliófita ou de luz difusa, indiferente às condições físicas de solo e microclima. Sua ocorrência é bastante esparsa, porém contínua. Desenvolvem-se preferencialmente em matas pouco densas e em formações secundárias, como capoeiras e capoeirões. Gênero considerado plástico por apresentar dispersão desde a região Amazônica até o Rio Grande do Sul, adaptado, portanto, em várias formações florestais (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009).

Arecaceae

São espécies de palmeiras com distribuição pantropical, com abrangência vasta e diversa, ocorrendo em todos os ecossistemas Brasileiros. Em geral possuem entre 6 a 20 m de altura. São plantas perenifólias, heliófitas podendo ser também levemente higrófitas, característica da Mata Pluvial Atlântica, onde ocorre de maneira expressiva. Apresenta distribuição bastante regular em toda a floresta, tanto nas planícies aluviais, vales e encostas.

Nas planícies quaternárias espécies como a *Euterpe sp* chega a ocorrer como planta pioneira, sendo a primeira espécie mesófila a se instalar. Sua ocorrência na floresta semidecídua do Paraná é menor, porém ainda expressiva, principalmente em beira de rios e fundo de vales. Já na região amazônica essa espécie ocorre até a Bahia, na floresta pluvial de lugares úmidos. De forma geral, está muito bem adaptada à umidade sazonal e frequente. (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017).

Figura 37 – Prancha 02

Prancha II: **Asteraceae** tipo 1 (A) *Vernonia* sp (B;C) **Bignoniaceae** tipo 1 (D) *Tabebuia* sp (E) **Boraginaceae** *Cordia* sp (F) **Celastraceae** *Maytenus* sp (G) **Chloranthaceae** *Hedyosmum* sp (H) **Cunoniaceae** *Weinmannia* sp (I) **Euphorbiaceae** *Alchornea* sp tipo 1 (J) *Alchornea* sp tipo 2 (K) *Alchornea* sp tipo 3 (L) **Meliaceae** *Trichilia* sp (M) *Cabralea* sp (N).

Organização: PATUCCI e FARIA, M.

Asteraceae *Vernonia sp*

A família Asteraceae na flora brasileira é comumente representada por ervas e lianas, mas também por subarbustos ou árvores que podem chegar até a 20 m de altura. São particularmente comuns nas formações abertas do Brasil, principalmente no Cerrado. Nos campos são frequentes espécies arbóreas como a *Vernonia sp*, podendo ser relativamente comuns, como assa-peixe. Não se recomenda para estudos do Quaternário a associação de Poaceae a Asteraceae para indicar vegetação aberta, entretanto Ledru (1993) indica em seus resultados que a queda de famílias Poaceae e Asteraceae em associação com aumento de Myrtaceae, e dos gêneros *Alchornea sp*, *Podocarpus sp*, *Ilex sp*, em levantamentos polínicos, pode indicar a presença de floresta alagadiça (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009 e LORENTE, et al., 2017)

Bignoniaceae *Tabebuia sp*

Família de árvores, arbustos, lianas e ervas com extensa distribuição nos ecossistemas brasileiros. As árvores podem atingir de 5 a 30 m de altura e possuem distribuição pantropical. Destacam-se as plantas nativas do gênero *Tabebuia sp* que pode formar grandes agrupamentos em áreas alagáveis litorâneas.

Entre as três espécies de *Tabebuia sp* temos: *Tabebuia elliptica* (ipê-branco-da-restinga) ocorre nas restingas tanto em vegetação arbórea como em formações abertas da transição entre as dunas e restingas, frequente na costa da Bahia. *Tabebuia gemmiflora* (ipê-vermelho) planta caducifólia, exclusiva da caatinga região do Vale do Jequitinhonha, situada em terrenos pedregosos de solos secos e bem drenados. *Tabebuia ipe* (piúva-roxa) espécie característica e exclusiva das florestas ripárias da região do Pantanal Mato-grossense, ela possui grande capacidade de regeneração em áreas abertas (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017).

Boraginaceae *Cordia sp*

Família representada por árvores e ervas. Distribui-se em regiões temperadas e tropicais. No Brasil apresenta 14 gêneros, com destaque para *Cordia sp*, o maior gênero da família, que inclui plantas de pequeno porte, sendo majoritariamente seletivas higrófilas. São frequentes na Mata pluvial da vertente Atlântica e da submontana decídua, ou seja, estão adaptadas em solos úmidos. Também podem ocorrer em florestas úmidas da costa do Atlântico do Sudeste (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009).

Celastraceae *Maytenus sp*

Família de árvores, ervas e arbustos em vários ecossistemas Brasileiros. Segundo Souza e Lorenti (2005) o gênero *Maytenus sp* é relativamente comum, podendo aparecer em diversos tipos de vegetação. Em estudos do Quaternário destaca-se a presença de *Maytenus sp* em vários diagramas polínicos, indicadores de condições florestais (LORENTE et al., 2017).

Acerca dessa interpretação, Pessenda et al. (2009) identificou associação de *Maytenus sp*, *Alchornea sp*, *Podocarpus sp*, *Symplocos sp*, *Weinmannia sp*, *Ilex sp*, *Hedyosmum sp* com ambiente florestal sob influência de clima frio e úmido. Conclui-se que o gênero, nessa assembleia de táxons, é considerado um indicador de paleoclima úmido e frio e de paleofloresta com condições alagadiças.

Chloranthaceae *Hedyosmum sp*

O gênero *Hedyosmum* da família Chloranthaceae possui duas espécies no Brasil. A mais comum é o *Hedyosmum brasiliense*, endêmica ocorre em áreas alagáveis de altitude, por quase todo o território, exceto pela Amazônia e o Nordeste. Trata-se de uma planta sublenhosa, geralmente de pequeno porte (máximo 3 m) com folhas carnosas. A outra espécie é *Hedyosmum racemosum*, mais rara que a anterior, ocorrendo apenas no extremo norte do Amazonas e, ainda, na Região Andina (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009).

No sul do Brasil, um aumento frequências dos grãos de pólen dos gêneros *Podocarpus sp*, *Hedyosmum sp*, *Weinmannia sp* e *Ilex sp* são interpretados como um desenvolvimento do floresta nublada e, quando adicionado ao gênero *Araucária*, expansão da Floresta de Araucária (LEDRU e SALATINO, 2009). Na Amazônia, a associação *Podocarpus sp*, *Myrsine sp*, *Ilex sp*, às vezes acompanhado de *Hedyosmum sp* *Weinmannia sp*, está registrada no início da deglaciação, e antes do máximo glacial (LEDRU, 2002).

Pessenda et al. (2009), identificou *Hedyosmum sp* como um marcador de ambiente florestal sob influência de clima frio e úmido no quaternário. Resultado semelhante envolvendo o gênero *Hedyosmum sp* foi novamente pontuado por Pessenda et al. (2012) na planície litorânea, em região de manguezal, exatamente 170 km do núcleo Curucutu. Onde se detectou a assembleia com Myrtaceae, *Alchornea sp*, *Weinmannia sp*, Melastomataceae/Combretaceae, *Symplocos sp*, *Myrsine sp*, *Hedyosmum sp* e *Podocarpus sp* também respondendo ao ambiente de floresta sob condição de clima frio e úmido. Dessa

forma, conclui-se que o gênero, nessa assembleia de táxons, pode ser considerado um indicador de paleoclima úmido e frio e de paleofloresta com condições alagadiças.

Cunoniaceae *Weinmannia sp*

Árvores ou arbustos de 8-14m de altura dotada de copa irregular e de tronco um tanto quanto tortuoso. A família inclui 25 gêneros e 300 espécies (a maioria pertence ao gênero *Weinmannia sp*), concentradas na Ásia e Oceania. No Brasil ocorrem principalmente em florestas de altitude do Sul e Sudeste, sendo também encontradas em Mata de Restinga (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009).

Pessenda et al. (2009, 2012) concluíram que a associação do gênero *Weinmannia sp* com *Maytenus sp*, *Alchornea sp*, *Myrsine sp*, *Podocarpus sp*, *Symplocus sp*, *Ilex sp*, *Hedyosmum sp*, Myrtaceae, Melastomataceae/Combretaceae em fisionomias da floresta Atlântica, indica ambiente florestal sob clima frio e úmido. Dessa forma, conclui-se que o gênero, nessa assembleia de táxons, pode ser considerado um indicador de paleoclima úmido e frio e de paleofloresta com condições alagadiças.

Ledru et al. (2007) menciona que a Floresta de Araucária hoje restrita no Sudeste é caracterizada por uma combinação de mosaicos de vegetação onde espécies de uma relíquia de Floresta Conífera incluindo os gêneros andinos *Weinmannia sp* e *Hedyosmum sp* são misturados com espécies típicas da Mata Atlântica. Nestas florestas os autores explicam que *P. lambertii* crescem com *A. angustifolia*. Padrões florísticos fornecem evidências para um aumento em Solanaceae (*Solanum sp*), Aquifoliaceae (*Ilex sp*) e Asteraceae, e uma diminuição em Myrtaceae (*Eugenia sp*) com aumento de altitude.

Euphorbiaceae *Alchornea sp*

No Brasil a família apresenta 70 gêneros e 1000 espécies, com hábito arbóreo, herbáceo e lianas, sendo encontrados na maior parte dos ecossistemas. As árvores ou arbustos podem apresentar de 3 até 20 m de altura. Dentre os gêneros da família Euphorbiaceae, o *Alchornea sp* é o mais conhecido e mais amplamente distribuído na Amazônia. SOUZA e LORENZI, 2005, LORENTE et al., 2017).

Em estudos polínicos quaternários o gênero está associado ao espectro de pólen tropical de baixa altitude e áreas com florestas alagadiças, como os Igapós (LEDRU, 1993).

Também está associado à assembleia de táxons que indiquem floresta semidecídua (LEDRU, 2002) ou ambiente florestal e clima mais frio e úmido (PESSENDA et al., 2009, 2012).

Meliaceae *Trichilia sp*; *Cabralea sp*

Família de árvores e arbustos, sendo considerada indicadora de condição florestal e clima úmido em estudos quaternários. As árvores do gênero *Trichilia sp* possuem de 6 a 14 m de altura com tronco oco de 20 a 30 cm de diâmetro. Algumas espécies ocorrem preferencialmente no interior da floresta primária, situada em solos úmidos de planícies aluviais e início de encosta, bem como em solos pedregosos do topo de morro onde pode chegar a representar a espécie dominante. As árvores do gênero *Cabralea sp* possuem de 20 a 30 m com tronco de 70 a 120 cm de diâmetro. Apesar de ser mais comum na floresta primária, pode também ser encontrada como planta pioneira e secundária nas capoeiras e capoeirões. Observa-se sua adaptação em solos argilosos e úmidos de encostas (LORENZI, 1992, SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017).

Figura 38 – Prancha 03

Prancha III: **Moraceae/Urticaceae** (A) **Myrsinaceae** *Myrsine* sp tipo 1 (B) *Myrsine* sp tipo 2 (C) *Myrsine* sp tipo 3 (D) **Myrtaceae** (E;F) **Ochnaceae** *Ouratea* sp (G) **Poaceae** (H) **Rubiaceae** *Borreria* sp (I) tipo 1 (J) **Solanaceae** *Solanum* sp (K) **Symplocaceae** *Symplocos* sp tipo 1 (L) *Symplocos* sp tipo 2 (M) **Thymelaeaceae** *Daphnopsis* sp (N)

Organização: PATUCCI e FARIA, M.

Moraceae/Urticaceae

Na análise microscópica óptica, os grãos de pólen das famílias Moraceae/Urticaceae são muito semelhantes e praticamente impossíveis de serem separados, e por esse motivo sua ecologia e ocorrência são analisadas conjuntamente para a interpretação dos resultados. Ambas são indicadoras de ambientes florestais, muito frequentes em registros palinológicos de sedimentos quaternários. No Brasil o destaque da família Urticaceae é o gênero *Cecropia*, representante das embaúbas e da família Moraceae é o gênero *Ficus*, facilmente identificável pelo seu gênero elíptico. As plantas dessas famílias, geralmente apresentam distribuição predominantemente tropical e subtropical, com algumas espécies das regiões temperadas (LORENZI, 1992; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017)

Myrsinaceae *Myrsine sp*

Árvores de 4 a 12 m de altura, plantas seletivas higrófitas. Adaptadas em ambientes de encostas e beiras de córregos, ocorrendo até em altitudes acima de 2000m. Pode ser encontrada tanto em terrenos pedregosos onde o lençol freático aflora, como em planícies muito úmidas. É rara no interior da mata primária densa (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009). Como já discutido acima o gênero *Myrsine sp* é frequentemente associado na Mata Atlântica, Cerrado e Floresta Amazônica à assembleia de táxons que indiquem floresta semidecídua (LEDRU, 2002; LEDRU e SALATINO, 2009), relíquia de floresta de Araucária (LEDRU et al., 2007) ou ambiente florestal e clima mais frio e úmido (PESSENDA et al., 2009, 2012).

Myrtaceae

Família normalmente encontrada nos levantamentos polínicos, sendo caracterizada por árvores ou arbustos com ampla distribuição pela Mata Atlântica e Restiga, podendo também ser encontrada em todos os ecossistemas Brasileiros. É representada por 23 gêneros e aproximadamente 1000 espécies, com padrão de distribuição pantropical e subtropical, concentrada na região neotropical e na Austrália. Esta é uma das mais complexas famílias do ponto de vista taxonômico, tanto pelo número de espécies quanto pela escassez de estudos morfológicos específicos, sendo possível a identificação de somente um tipo polínico que permite a identificação de poucos tipos morfológicos (*Campomanesia caerulea*, *Eugenia dysenterica* e *Myrcia*) (SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 1992; LORENZI, 2009).

Nos levantamentos polínicos o aumento da família Myrtaceae e diminuição das famílias Poaceae e Asteraceae indicam condição de alagamento constante, enquanto sua diminuição e aumento dos demais, indicam que a inundação cessou e a condição pantanosa se estabeleceu (LEDRU, 1993).

A família Myrtaceae é frequentemente associada na Mata Atlântica, Cerrado e Floresta Amazônica à assembleia de táxons composta por *Ilex sp*, *Podocarpus sp*, *Hedyosmum sp*, *Weinmannia sp*, *Alchornea sp*, *Symplocos sp*, *Myrsine sp* e famílias Poaceae e Asteraceae. Segundo De Oliveira (1992), Ledru. (1993), Ledru et al. (1996), Colinvaux et al. (1996b, 1999), Ledru (2002), Ledru et al. (2007), Ledru e Salatino (2009), Pessenda et al. (2012) esses táxons respondem a ambientes florestais, com solo permanentemente úmido ou ainda regiões pantanosas e sazonalmente alagadas, sob condições de climas frios e úmidos, sendo considerados portanto, marcadores paleoclimáticos e paleoflorestais do quaternário.

Ochnaceae *Ouratea sp*

Família composta por ervas, arbustos ou árvores, com distribuição pantropical. No Brasil ocorrem 11 gêneros e cerca de 120 espécies, principalmente no Cerrado, Campos Ruprestres e florestas de Mata Atlântica e Amazônia. No Cerrado são típicas, especialmente *Ouratea spectabilis* e *Ouratea castanaefolia*, esta última mais comum na parte ocidental desta formação e ocorre preferencialmente em terrenos altos e bem drenados, tanto em formações primárias como secundárias (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017).

Poaceae

Erva geralmente rizomatosa que engloba espécies terrestres, aquáticas e às vezes lenhosas (bambus de pequeno a grande porte) adaptadas em florestas e vegetação aberta, além de também representar os cereais (arroz, trigo, milho, centeio, cana-de-açúcar, etc), que possuem extrema importância econômica. Essa família é o principal componente de formação campestre em todo o mundo, apresentando distribuição cosmopolita com cerca de 650 gêneros e 9000 espécies. Especificamente no Brasil ocorrem cerca de 180 gêneros e 1500 espécies (SOUZA e LORENZI, 2005).

Apresenta um só tipo morfológico (monoporado, psilado e escabrado, raramente microrreticulado) que engloba espécies de todas as formas de vida. Uma das grandes dificuldades nos estudos do Quaternário tem sido a sua interpretação, por alguns autores, da

Poaceae apenas de vegetação seca e de formações apenas abertas. O pesquisador do Quaternário deve sempre lembrar que muitas gramíneas são aquáticas e muitas vivem no estrato herbáceo de florestas fechadas (*Bambusa*, *Chusquea*, *Merostachys*) (LORENTE *et al.*, 2017).

Por exemplo, a diminuição de táxons não arbóreos das famílias Poaceae e Asteraceae, confirma a presença de uma floresta sazonalmente alagadiça, enquanto seus respectivos aumentos indicam que a condição pantanosa se estabeleceu (LEDRU, 1993). A família Poaceae, que são principalmente as gramíneas C3 quando representam uma porcentagem alta da vegetação em torno de 30%, são conhecidas como produtoras prolíficas de pólen do vento (COLINVAUX *et al.*, 1999; PESSENDA *et al.*, 2012).

A família Poaceae é frequentemente associada na Mata Atlântica, Cerrado e Floresta Amazônica à assembleia de táxons composta por *Ilex sp*, *Podocarpus sp*, *Hedyosmum sp*, *Weinmannia sp*, *Alchornea sp*, *Symplocos sp*, *Myrsine sp*, e famílias Myrtaceae e Asteraceae. Segundo De Oliveira (1992), Ledru (1993), Ledru *et al.* (1996), Colinvaux *et al.* (1996b, 1999); Ledru (2002), Ledru *et al.* (2007), Ledru e Salatino (2009), Pessenda *et al.* (2012) esses táxons respondem a ambientes florestais, com solo permanentemente úmido ou ainda regiões pantanosas e sazonalmente alagadas, sob condições de climas frios e úmidos, sendo considerados portanto, marcadores paleoclimáticos e paleoflorestais do quaternário.

Rubiaceae *Borreria sp*

Uma família de ervas, subarbustos, arbustos, árvores e lianas de distribuição cosmopolita. No Brasil apresenta 1500 espécies podendo ser encontrada na maioria dos ecossistemas Brasileiros. Muitos gêneros apresentam grande variabilidade morfológica, como é o caso de *Borreria sp*, que possui grãos porados a policolporados (LORENTE *et al.*, 2017). Dentre os gêneros da tribo Spermacoaceae o gênero *Borreria sp* é o que apresenta o maior número de espécies.

Arbustos ou ervas aquáticas que podem ocorrer também em mata úmida, nebulosa latifoliada ou em Mata de Araucária. As espécies *Borreria verticillata* (L.) G. Mey, *Borreria virgata* Cham & Schltdl e *Borreria scabiosoides* Cham & Schltdl são seletivas higrófilas podendo adaptar-se ao longo de cursos d'água, em áreas parcialmente alagadas e Floresta Subcaducifolia Tropical Pluvial (NEPOMUCENO *et al.*, 2018). O aumento dos gêneros *Borreria sp*, *Alchornea sp* e das famílias Poaceae e Asteraceae e diminuição da família

Myrtaceae, por exemplo, indicam estabelecimento de condição pantanosa ao invés de constante inundação (LEDRU, 1993).

Colinvaux et al. (1999), Colinvaux e Oliveira (2000) e Colinvaux et al. (2000) avaliam que o gênero *Borreria sp* tradicionalmente associado a formações vegetais abertas como savana e caatinga, normalmente são encontradas em solos muito úmidos ou em beira de lagos e lagoas, fora desses domínios fitogeográficos, o que pode gerar um erro de interpretação por parte dos palinólogos, classificando erroneamente o sinal polínico como de clima seco

Solanaceae *Solanum sp*

Família de ervas, arbustos e pequenas árvores, com distribuição cosmopolita concentrada na região neotropical e que possui grande variabilidade morfológica de grãos de pólen. Ao total são cerca de 150 gêneros e 3000 espécies, estando concentrados no Brasil 32 gêneros e 350 espécies. O maior gênero, *Solanum sp*, possui grande interesse econômico por incluir alimentos como o tomate, batata, berinjela e jiló. (SOUZA e LORENZI, 2005; LORENTE et al., 2017).

Symplocaceae *Symplocos sp*

Família composta por arbustos e árvores, que possui distribuição tropical e subtropical, incluindo somente o gênero *Symplocos sp*, com cerca de 250 espécies das quais de 40 ocorrem no Brasil. As espécies nativas concentram-se nas regiões Sul e Sudeste. Ocorre preferencialmente em áreas abertas de solos bem drenados, muitas vezes preferindo terrenos úmidos de beira de córregos (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009, LORENTE et al., 2017)

Thymelaeaceae *Daphnopsis sp*

Família de árvores e arbustos, também representada por algumas lianas e ervas. São plantas perenifólias e seletivas higrófitas, característica da floresta pluvial da encosta Atlântica. O gênero *Daphnopsis sp* é o mais comum do Brasil, sendo frequentemente encontrado nas florestas montana de Sul e Sudeste, associado a elementos de floresta de Araucária. É muito abundante nas planícies fluviais quaternárias brejosas ao longo de rios e córregos (LORENZI, 1992; SOUZA e LORENZI, 2005; LORENZI, 2009; LORENTE et al., 2017).

Figura 39 – Prancha 04

Prancha IV: **Cyatheaceae** *Cyathea* sp tipo 1 (A) **Cyatheaceae** *Cyathea* sp tipo 2 (B)
Polypodiaceae *Polypodium* sp (C) Monolete psilado (D) Monolete verrucado tipo 1 (E)
 Monolete verrucado tipo 2 (F) **Dennstaedtiaceae** *Pteridium* sp (G) **Pteridaceae** *Acrostichum* sp (H)
 Esporo Trilete (I).

Organização: PATUCCI e FARIA, M.

Cyatheaceae *Cyathea* sp

O esporo da família Cyatheaceae do gênero *Cyathea* ocorre preferencialmente em florestas montanas, ombrófila densa altomontana e nebulares ou em floresta de altitude, mas é também frequentemente encontrado em florestas úmidas de terras baixas. Ela cresce em encostas íngremes, em ravinas, ao longo de córregos e, no Brasil em florestas de galeria (*C. delgadii*) que são florestas que formam corredores ao longo dos rios e áreas úmidas. É considerado um gênero de samambaia típico de formação vegetal (PESSENDA et al., 2012).

Os indivíduos geralmente apresentam entre 2 a 6 m, mas podem atingir até 20 m de altura, com coroas foliares chegando até 6 m de diâmetro. Gênero adaptado em substrato terrestre, raramente apresentam gemas adventícias, com escamas, com um tapete denso (esteira) de raízes fibrosas, especialmente nas bases. Seus esporos triletes podem ser verrucados, psilados ou escabrados com um perisporo bem desenvolvido de filamentos mais ou menos conectados de material particulado como no *C. delgadii* e *C. pallescens* (TRYON e TRYON, 1982; LORENTE et al., 2017)

Polypodiaceae *Polypodium* sp

A família Polypodiaceae (samambaias, podendo ser epífitas ou terrestres) apresenta uma vasta gama de espécies e pouquíssimo material taxonômico, sendo necessária uma avaliação moderna dos grupos de espécies e gêneros empregando novos caracteres. O gênero *Polypodium* sp pode ser considerado plástico por estar adaptado aos mais variados ecossistemas Brasileiros, comumente encontrada em florestas e locais úmidos desde o nível do mar até os Andes. Porém, pode apresentar grandes diferenciações dependendo de sua localização, tropical ou subtropical. É considerado um gênero de samambaia típico de formação vegetal (PESSENDA et al., 2012).

Ocorre em árvores geralmente como epífitas baixas, pedras, ou madeira apodrecida. Na maioria das vezes é terrestre ou rupestre nas partes norte e sul de seu alcance e em seus limites altitudinais, no trópico é mais frequentemente epifítico. Na América tropical, o *Polypodium* sp costuma ser encontrado em florestas tropicais de baixa altitude, em florestas montanhosas ou floresta ombrófila densa altomontana, também em florestas de pinheiros e carvalhos e, às vezes, em florestas sazonalmente secas. Ocorre também em florestas de galeria, em savanas arbustivas, em pastos irregulares e em terrenos parcialmente recortados e como epífitas em palmeiras oleaginosas (TRYON e TRYON, 1982; LORENTE et al., 2017).

Dennstaedtiaceae *Pteridium* sp

Família pantropical e o gênero mais difundido, estando apenas ausente em zonas áridas e sub-áridas. A espécie *Pteridium aquilinum*, ocorre em todas as regiões temperadas e subtropicais dos hemisférios norte e sul. O gênero *Pteridium* sp é representado por samambaias terrestres com tecidos vasculares verdadeiros nos seus ramos, condição anormal nas pteridófitas plásticas que habitam vários ambientes, tais como florestas e formações abertas, bordas de florestas.

Ocorre geralmente em ambientes abertos perturbados, sendo considerado uma erva daninha devido sua elevada capacidade de disseminação, o que é explicado pela facilidade com que seu esporo leve, pode se desprender por longas distâncias. Seus esporos apresentam superfície granulada ou rugulada. É um indicador de sucessão ecológica e por isso sua importância em estudos do Quaternário (TRYON e TRYON, 1982; LORENTE et al., 2017).

Pteridaceae *Acrostichum* sp

Família com distribuição cosmopolita e gênero com distribuição pantropical, apresentando grande diversidade morfológica. O gênero *Acrostichum* sp apresenta grande interesse para estudos do Quaternário por ser uma pteridófito normalmente encontrada em mangue, que indica alterações na vegetação litorânea e oscilações oceânicas. Pode ser encontrado entre rochas, campos abandonados e florestas secundárias de até 800m de altitude. Especificamente a espécie *Acrostichum aureum* são consideradas anfíbias, por estarem adaptadas em áreas alagadiças (MACIEL e PIETROBOM, 2010; LORENTE et al., 2017).

Em termos gerais, a assembleia de táxons encontrados no vale seco (*Podocarpus* sp, *Ilex* sp, *Symplocus* sp, *Weinmannia* sp, *Myrsine* sp, *Alchornea* sp, *Mytenyus* sp, *Hedyosmum* sp, famílias Myrtaceae, Poaceae e Asteraceae) segundo Ledru. (1993), Colinvaux et al (1996b, 1999), Ledru et al. (2007), Ledru e Salatino (2009) e Pessenda et al. (2009, 2012), respondem à ambientes de florestas e climas frios e úmidos quaternários. Nesse contexto, é interessante mencionar que a assembleia composta por *Ilex* sp, *Symplocus* sp e as espécies *Podocarpus lambertii* e *Podocarpus sellowi* em conjunto com outros táxons de coníferas, compõem a floresta de Araucária (LEDRU et al., 1993), que necessita de chuvas regulares anuais entre 1300 mm e 3000 mm, baixas temperaturas e ausência de estação seca.

Já a assembleia de táxons também encontrados compostas por Myrtaceae, *Alchornea sp*, *Ilex sp* e *Podocarpus sp* (se assumirmos que seu registro representa a espécie *sellowi*) representa as florestas de Igapós e Matas de galerias modernas (LEDRU,1991). Como atualmente não há registros análogos modernos de uma floresta alagadiça (pantanosa, sazonalmente alagada, com solo permanentemente úmido) no vale seco, a assembleia contendo Myrtaceae e *Alchornea sp* indica um espectro de pólen tropical de vegetação de área alagadiça (BUSH e COLINVAUX, 1990). Segundo Ledru. (1993) essa assembleia pode representar uma borda de mata úmida com Myrtaceae no pântano. Entretanto, não é uma comunidade pura para planícies de inundação.

A presença de *Podocarpus sp* (se assumirmos que seu registro representa a espécie *lambertii*, de floresta montana) e outros tipos polínicos arbóreos adaptados à umidade contante e sazonal, indica uma assembleia mista com espécies de mata alagadiça e pantanosa e espécies de floresta montana. A baixa frequência de táxons de áreas alagadas indica acidez típica de um Igapó. Táxons não arbóreos também são pobremente representados pelas famílias Poaceae e Asteraceae, confirmando a presença de uma floresta de região aladadiça. A presença de táxons de área alagada em conjunto com os de floresta montana sugere um clima frio (LEDRU et al., 1993).

Pessenda et al. (2009) em pesquisa realizada no Parque Estadual da Serra do Mar, a 790 m de altitude, detectaram assembleia de táxons de elementos arbóreos (*Araucaria sp*, *Podocarpus sp*, *Myrsine sp*, *Symplocos sp*, *Weinmannia sp*) e não arbóreos (esporos de algas, famílias Asteraceae, Myrtaceae e Poaceae e *Cyathea sp* e *Polypodium sp*) semelhante com os táxons do vale seco localizado a 810 m de altitude. Pessenda et al. (2012) em pesquisa realizada na Ilha do Cardoso, especificamente no litoral do Estado de São Paulo, na região do manguezal ao nível do mar, também detectaram assembleia de táxons de elementos arbóreos (*Ilex sp*, *Alchornea sp*, *Weinmannia sp*, *Myrsine sp*, *Symplocos sp*, *Podocarpus sp*) e elementos não arbóreos (esporos de algas, famílias Myrtaceae, Poaceae e *Cyathea sp* e *Polypodium sp*) semelhante com a assembleia encontrada no vale seco.

A presença de ervas aquáticas, algas, famílias e ou gêneros higrófitos e samambaias típicas de formações florestais com idade aproximada de 24.070 ± 1.660 sugerem floresta adaptada a clima mais frio e úmido seja na região de campos limpos/sujos e de mangue, como mencionado acima, seja no vale seco do Guaratuba. Vale relembrar que a distância entre núcleo Curucutu e o sítio do estudo é de aproximadamente 92 km, enquanto que a distância da Ilha do Cardoso e a região do vale seco é de aproximadamente 262 km, o que significa que as

três áreas sofreram influência do mesmo tipo de fenômeno climático regional, com quedas nas temperaturas e aumento de umidade. Esses resultados, também revalidam e confirmam os resultados De Oliveira (1992), Ledru (1993), Colinvaux et al. (1996b, 1999), Ledru (1996) e Cruz et al. (2006a, b, 2007, 2009).

Os mecanismos climáticos que resultam em umidade aumentada e queda de temperaturas durante o Último Máximo Glacial incluem principalmente a influência da mudança da temperatura da superfície do mar em contraste com os padrões de circulação atmosférica, que controlam a monção de verão na América do Sul (CRUZ et al., 2007; PESSEDA et al., 2009, 2012). Segundo Cruz et al. (2006b, 2007) os registros de espeleotemas do Brasil subtropical indicam que períodos de chuvas de monções mais abundantes coincidem com as altas fases de insolação no verão em escalas de Milankovitch, períodos frios no hemisfério norte durante eventos de Heinrich e entre 70.000 anos de idade A.P e aproximadamente 20.000 anos de idade A.P. De acordo com os autores, ambos fatores afetam positivamente a localização média e / ou a atividade convectiva da monção de verão, resultando no aumento do transporte de umidade da bacia Amazônica para o Sudeste e Sul do Brasil. Isso ocorre porque o aquecimento continental resulta aumento da radiação solar ou da temperatura do mar na superfície do Atlântico tropical do norte.

O estudo palinológico tendo como base as assembleias de táxons encontradas no levantamento preliminar, mesmo que não se tenha feito a contagem de 300 grãos por profundidade, nos permite sugerir que a região do vale seco onde se encontram os Gleissolos e Espodossolos com as cascalheiras mais representativas era mais rebaixada e alagadiça ou pantanosa, fazendo parte de um complexo florestal regional úmido com coníferas adaptado ao clima regional úmido e frio. Os tipos polínicos encontrados em sua maior parte adaptados a ambientes frios e úmidos e constantemente ou sazonalmente alagadiços, são indicativos bastante importantes da presença de uma antiga planície pantanosa na região do vale seco, corroborando diretamente com a hipótese da pesquisa, de que o vale seco é uma feição morfológica fluvial produzida pela captura do rio Guaratuba.

7.5 FATORES PARA A OCORRÊNCIA DA CAPTURA FLUVIAL DO GUARATUBA

Primeiramente é importante mencionar a relevância do forte gradiente hipsométrico e consequentes diferenças dos níveis de base (OLIVEIRA, 2010) promovidos pela escarpa da Serra do Mar para o fomento de capturas fluviais, o qual proporciona maior energia potencial para a efetivação de processos flúvio-erosivos nessas áreas (MIKESELL et al., 2010). Em contrapartida, esse tipo de rearranjo fluvial, contribui com a evolução dessas mesmas feições por recuo erosivo (PRINCE et al., 2010, 2011). Como a análise hipsométrica das bacias do Claro e Guaratuba tornam evidentes, grande parte das bacias se estabelece em terrenos elevados em relação ao seu nível de base. Existe um gradiente de aproximadamente 1300 m desde o exutório até o morro mais elevado em seu interior no caso da bacia do Claro e 1120 m no caso da bacia do Guaratuba.

Segundo Stokes e Mather (2003) a incisão acompanhada de erosão remontante nos níveis mais baixos da escarpa é a resposta mais provável para redução tectonicamente ou climaticamente estabelecida no nível de base. O nível de base local apresenta-se como um fator que controla diretamente o potencial erosivo e deposicional, além do gradiente-descarga de um rio, uma vez que corresponde a um afloramento rochoso ou inflexões no canal, que são resistentes ao intemperismo (SCHUMM, 1993). À medida que os rearranjos de drenagem ocorrem, a energia repassada para as drenagens rejuvenescidas representadas por canais litorâneos ao longo da Serra do Mar torna-se cada vez maior, acrescentando vazão e potencial erosivo aos canais a jusante. Foi possível observar nas duas bacias que nos baixos cursos dos rios principais ocorre trabalho erosivo, o que contribui para a incisão e confirma sinal erosivo para os canais a montante.

As rochas presentes nas bacias do Claro e Guaratuba, compostas em maior parte por granitos e gnaisses, consideradas rochas resistentes, têm suas estruturas exploradas pelos sistemas fluviais de forma que ao longo do tempo a água encontra maior facilidade de erosão nas juntas, fraturas, falhas e demais lineamentos dessas rochas, o que demonstra a influência litoestrutural para os processos de reorganização fluvial. Já a influência morfoestrutural fica evidente pela direção dos canais de primeira ordem (E-W) coincidente com os movimentos tectônicos recentes, e pela direção dos canais principais concordantes com direção preferencial da zona de cisalhamento regional (NE-SW) (SORDI et al., 2015a).

A datação de sedimentos por LOE e compostos orgânicos pelo ^{14}C -AMS associados ao estudo palinológico e paleoclimáticos, além de características macromorfológicas,

morfoscópicas, granulométricas e mineralógicas da fração areia e cascalho dos materiais de recobrimento superficiais do vale seco, a própria identificação do vale seco e as taxas variáveis de sedimentação, constituem um conjunto de evidências que apontam a constituição de um ambiente alagadiço envolto de floresta em resposta ao paleoclima regional úmido e frio, sobretudo do Último Máximo Glacial. Ademais, nota-se a importância das transições paleoclimáticas, devidamente documentadas na área especialmente no Holoceno, em que as condições mais quentes e secas predominantes deram lugar a condições mais úmidas. Observa-se, portanto, por esses indicadores, a injeção de um maior fluxo de água na região dos rios da região devido às flutuações paleoclimáticas.

As evidências apontam para um papel significativo das flutuações paleoclimáticas para a evolução das bacias de drenagem em escala regional, e para a evolução de feições morfológicas fluviais em escala local. Vandenbergue (1995, 2001, 2002, 2003, 2008) ressalta a importância do clima, dentre as variáveis naturais que influenciam nos processos de rearranjos fluviais, pois somente o clima pode ser modificado em escalas menores de tempo. Dessa forma, as fases de agradação e degradação nos interiores das bacias respondem ao componente paleoclimático. Acerca do ciclo deposição-erosão Coelho-Netto (1999) indica que em condições mais quentes ocorreria o desenvolvimento de pedimentos, enquanto em fases mais úmidas eram marcadas pelo aumento de taxas de erosão, esvaziamento de fundos de vales pelo aumento de incisão fluvial e rebaixamento do nível de base.

O aumento de umidade em escala regional vinculada ao Último Máximo Glacial deve ter estimulado a captura do Alto Guaratuba, promovendo a partir de então, uma incisão direcionada em torno da região de captura, produzindo o terraço fluvial e consequentemente o vale seco. A incisão fluvial é promovida pelo rebaixamento do nível de base devido ao soerguimento tectônico ou mudança climática, de forma que a incisão é retomada em cada ciclo paleoclimático. A escala de processos tectônicos costuma ser longa enquanto a da de processos climáticos costuma ser curta (FUCHS et al., 2014), porém a maior parte dos indicadores remetem a períodos de umidade no Pleistoceno, Holoceno e no Último Máximo Glacial, o que também poderia transformar o clima como um agente que influencia o aumento da incisão fluvial (VANDENBERGUE, 1995, 2001, 2002, 2003). Como todos os indicadores respondem ao aumento de umidade no sistema, é possível dizer que o clima prioritariamente seguido da tectônica, contribuíram significativamente para a ocorrência da captura na região, o qual haveria de ser um evento gradual.

A partir da avaliação de todos os parâmetros sugere-se, em condições de precipitação mais elevadas que a atual, a recorrência do processo de captura fluvial nos rios de montante em continuidade com a erosão regressiva da escarpa atingindo o alinhamento NE-SW onde atualmente está encaixado o rio Guaratuba, como também concluiu Oliveira (2003). Este processo, em conjunto com maior condição de umidade, influenciaria o aumento da erosão nessas áreas e se transformaria em um mecanismo para a retração dos divisores e consequentemente da escarpa, de forma que poderão então ocorrer novas capturas pelas cabeceiras de drenagem próximas à borda escarpa (**Figuras 40 e 41**).

Deste modo, como também salienta Santos (2017), defende-se que a evolução da Serra do Mar está vinculada ao rejuvenescimento dos sistemas de drenagem da região planalto-litoral por sucessivos rearranjos de drenagens e rápida dissecação das bacias a montante, processo dependente de climas úmidos e precipitação constante. Dadas todas as considerações e discussões colocadas ao longo dessa presente pesquisa, avalia-se que as capturas fluviais são processos bastante eficientes para a retração de escarpas, corroborando com a proposta de evolução da Serra do Mar no Sudeste Brasileiro proposta por Oliveira e Queiroz Neto (2007), também utilizada por Santos (2017) para a captura do Capivari. Entretanto, expostos os resultados, destaca-se o papel da forçante climática regional como catalizadora para a evolução da Serra do Mar e planície litorânea no Sudeste Brasileiro.

Figura 40 – Drenagens próximas à borda da escarpa, possível ocorrência de futuras capturas (1)

Fonte: elaboração própria.

Figura 41 – Drenagens próximas à borda da escarpa, possível ocorrência de futuras capturas (2)

Fonte: elaboração própria.

8 CONCLUSÕES

A classificação macromorfológica possibilitou a descrição das três classes principais de solos encontradas na região do vale seco, ou antiga planície fluvial do Guaratuba, que foram: Gleissolo Pouco Húmico, Cambissolo e Espodossolo, solos ácidos, de ambiente redutor e úmido, localizados em planícies fluviais e extremamente arenosos. Os solos se desenvolveram independentemente das modificações de materiais (no caso seixos, granitos e gnaisses), mas mais dependentes da morfopedogênese, relacionada à alternância climática. A análise mineralógica indica que as principais espécies de minerais do vale seco são quartzos e micas. Nas avaliações de granulometria e morfoscopia é possível observar que grãos de quartzo e os cascalhos tornaram-se muito arredondados devido ao amplo desgaste proveniente da erosão mecânica, processo ocasionado por alterações na dinâmica fluvial, também relacionadas às oscilações do clima.

Alguns indicadores para reconstituição paleoambiental dos vales secos constituintes da antiga planície fluvial do Guaratuba mostraram-se bastante eficientes na pesquisa. A própria constatação de feições morfológicas como o cotovelo de captura, a garganta e o vale seco. A diminuição do nível de base do Guaratuba e as drenagens indefinidas no interflúvio indicam resposta à dinâmica fluvial diferenciada no passado. A mudança da fisionomia vegetacional

do vale seco em comparação com o entorno. As características morfométricas das bacias indicam rejuvenescimento da bacia do Guaratuba em resposta à captura. Os cascalhos arredondados evidenciam deposição de torrente ou forte energia de transporte, indicando paleoclima e condições hídricas diferentes das atuais. A camada “ortstein” pode se considerada como indicador litoestratigráfico uma vez que demora milhares de anos para se consolidar e o Espodossolo como um paleossolo, porque evoluiu em situações paleoclimáticas e paleopedogenéticas diferentes das atuais.

A assembleia de táxons formada por *Podocarpus sp*, *Ilex sp*, *Symplocus sp*, *Weinmannia sp*, *Myrsine sp*, *Alchornea sp*, *Mytenyus sp*, *Hedyosmum sp*, famílias Myrtaceae, Poaceae e Asteraceae respondem como indicadores de paleoflorestas úmidas e/ou alagadas e paleoclimas frios e úmidos. Essa associação polínica em cenário de pré-captura comporia na região, durante o Último Máximo Glacial, o complexo florestal regional úmido com coníferas adaptado ao clima regional frio e úmido. Os táxons encontrados em sua maior parte adaptados a ambientes florestais frios e úmidos e constantemente ou sazonalmente alagados, são indicadores bastante importantes da presença de uma região pantanosa no vale seco atual.

Os métodos utilizados na geocronologia para capturas fluviais exibiram respostas diferentes por ação da biopedoturbação e pedogênese, o que demonstra que os mesmos devem ser utilizados de forma a se complementarem, sobretudo em áreas de Mata Atlântica primária. Ambos comprovam um papel significativo das flutuações paleoclimáticas para a evolução das bacias de drenagem em escala regional e para a evolução de feições morfológicas fluviais em escala local. As datações indicam períodos específicos do Holoceno, Pleistoceno e Último Máximo Glacial vinculado em maior parte às condições de elevação de umidade e ou precipitação na região Sudeste.

É notório, observando as idades e os outros parâmetros, que os materiais de cobertura superficiais do vale seco, assim como a hidrodinâmica dos canais fluviais, estão sendo trabalhados pelo aumento de umidade no sistema há pelo menos 36.500 anos A.P. O que significa inferir que a captura não foi um evento abrupto, mas sim gradual e que se relaciona totalmente à adaptação ao fluxo hídrico, não somente à erosão regressiva da escarpa. Pela disposição dos seixos ao longo do vale seco, diminuindo de tamanho próximo ao cotovelo de captura e próximo ao rio Claro e aumentando na porção central entre ambos até o limite da planície fluvial, é possível inferir que a captura tenha ocorrido de forma sucessiva em um momento de alta demanda fluvial (período glacial).

É plausível vincular a mudança do nível de base entre os rios e a consequente captura do Guaratuba ao Último Máximo Glacial, a cerca de aproximadamente 25.000 anos A.P, onde ocorria elevação de condição de umidade. As taxas de incisão fluvial teriam sido, no mínimo em torno de 7 vezes mais velozes que a média das taxas de sedimentação (0,23 cm/ano). Seu desenvolvimento teria ocorrido, portanto, dependente de condições úmidas.

As respostas do presente estudo sistêmico e interdisciplinar indicam a sucessão de ciclos pedogenéticos e morfogenéticos no Quaternário, nos quais condições mais quentes favoreceram o desenvolvimento de pedimentos, e fases mais úmidas foram marcadas pelo aumento de taxas de erosão, esvaziamento de fundos de vales pelo aumento de incisão fluvial e rebaixamento do nível de base. Os indicadores dessas flutuações climáticas pretéritas permanecem no contexto pedológico, estratigráfico e geomorfológico local atual, testificando a evolução dos sistemas fluviais do Estado de São Paulo, em especial na borda da escarpa, durante o Holoceno e Pleistoceno.

A morfogênese do relevo na borda da escarpa da Serra do Mar ocorreu a partir da reorganização da rede de drenagem, em função da mudança de nível de base imposta por pulsos tectônicos e mudanças climáticas. Essa condição teria induzido então um *input* erosivo iniciando a dissecação por meio da erosão remontante e captura fluvial. Em cenário de mudança climática, com elevadas taxas de precipitação, seria retomado o cenário de aumento da erosão em áreas próximas à borda da escarpa, o que se transformaria em um mecanismo para a retração dos divisores e, consequentemente, da escarpa, de forma que poderão então ocorrer novas capturas pelas cabeceiras de drenagem nessa região. As capturas fluviais são fundamentais para a retração de escarpas e consequente para a evolução da Serra do Mar e da planície litorânea no Sudeste Brasileiro, tendo como força propulsora a condição climática regional úmida.

Recomenda-se para futuros estudos de capturas fluviais na região da borda da escarpa da Serra do Mar ou em outro contexto geomorfológico, para maior segurança na discussão e interpretação dos dados avaliados, a utilização da abordagem sistêmica tendo como base técnicas multidisciplinares complementares, como na presente pesquisa. Essa abordagem implica avaliação e mapeamento de paleoindicadores em escala local e regional, que conjuntamente indicarão com mais assertividade o contexto paleoambiental da situação de pré-captura e pós-captura, respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. A Geomorfologia do Estado de São Paulo. In: CONSELHO NACIONAL DE GEOGRAFIA (Brasil). **Aspectos geográficos da Terra Bandeirantes**. Rio de Janeiro: IBGE, 1954. p. 1-97.
- AB'SÁBER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 26, p. 38-49, 1956.
- AB'SÁBER, A. N. O domínio dos “mares de morros” no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 2, p. 1-9, 1966.
- AB'SÁBER, A. N. **Bases geomorfológicas para o estudo do Quaternário no Estado de São Paulo**. São Paulo, 1968. 299f. Tese (Provisionamento de Cátedra) – Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1968.
- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969a.
- AB'SÁBER, A. N. Uma revisão do Quaternário paulista: do presente para o passado. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 31, n. 4, p. 1-51, 1969b.
- AB'SÁBER, A. N. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno. Efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. **Inter Facies**, São José do Rio Preto, SP, n. 4, p. 1-19, 1979.
- AB'SÁBER, A. N. O Ribeira de Iguape: uma setorização endereçada ao planejamento regional. **Boletim SUDELPA**, São Paulo, n. 1, p. 1-35, 1985.
- AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p. [Coletânea de artigos já publicados e inéditos]
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim DGM/DNPM**, Rio de Janeiro, v. 241, p. 1-36, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo, Universidade de São Paulo – Instituto de Geografia/IGEOG, 1974. 110p. (**Séries Teses e Monografia**, 14)
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVEZ, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- 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.
- ANTÓN, L.; DE VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.
- ANTONELI, V.; THOMAZ, E. L. Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga-PR. **Revista Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v. 8, n. 21, p. 46-58, 2007.
- BATEMAN, M. D.; FREDERICK, C. D.; JAISWAL, M. K.; SINGHVI, A. K. Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 1169-1176, 2003.

- BARRETO, H. N.; VARAJAO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOUR-LÉS, D.; SALGADO, A. A. R. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, v. 191, p. 1-13, 2013.
- BEHLING, H. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, v.177, p.19-27, 2002.
- BELL, M.; WALKER, M. J. **Late Quaternary environmental change: physical and human perspectives**. Routledge, 2014.
- BENVENUTI, M.; BONINI, M.; MORONI, A. Tectonic control on the Late Quaternary hydrography of the Upper Tiber Basin (Northern Apennines, Italy). **Geomorphology**, v. 269, p. 85-103, 2016.
- BIGARELLA, J.J; HARTKOPF, C.C; SOBANSKI, A; TREVISAN, N. Textura Superficial dos Grãos em Areias Arenitas. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 10, p. 253-275, 1955.
- BIGARELLA, J. J.; AB'SABER, A. N. Quadro provisório dos fatos sedimentológicos, morfoclimáticos e paleoclimáticos na Serra do Mar paranaense e catarinense. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 2/5, p. 91, Curitiba, 1961.
- BIGARELLA, J. J.; AB' SABER, A. N. Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlim, n. 3, p. 286-312, 1964.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Contributions to the study of the Brazilian Quaternary. In: **Geology Society American Special Publication**, v. 84, p. 433 - 451, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M R. Considerações a respeito de terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16 e 17, p. 153- 195, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. da. **Processes and environments of the Brazilian quaternary**. Curitiba: Imprensa da Universidade do Paraná, 1965.
- BIGARELLA, J. J; MOUSINHO, M R. Slope development in south-eastern and southern Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlim, n. 10, p. 150–160, 1966.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. Sea Level Changes. In International Symposium on the Quaternary. Curitiba. Topics for discussion. **Boletim Paranaense de Geociências**, v.33, p. 245- 251, 1975.
- BIGARELLA, J. J.; DOS SANTOS, G. F.; DE PAULA HERRMANN, M. L.; DE CARVALHO, S. M. C.; MENDONÇA, M. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Vol. I, Florianópolis: UFSC, 1994.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, p. 449-473, 1995.
- BOGAART, P. W.; VAN BALEN, R. T.; KASSE, C.; VANDENBERGHE, J. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change - I: model formulation and generic applications. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2077-2095, 2003a.
- BOGAART, P. W.; VAN BALEN, R. T.; KASSE, C.; VANDENBERGHE, J. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change II. Application to the River Maas (The Netherlands) during the Last Glacial-Interglacial Transition. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2097-2110, 2003b.

- BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record**. Oxford: Blackwell Publishing Limited, 2003.
- BROECKER, W. S. Radiocarbon. In: TUKERIAN, K. K; HOLLAND, H.D. (Eds.). **Treatise on geochemistry**. Elsevier, 2003, v. 4, p. 245 -260.
- BROWN JR., K. S.; AB'SÁBER, A. N. Ice-age Forest Refuges and Evolution in the Neotropics: Correlation of Paleoclimatological, Geomorphological and Pedological Data with Modern Biological Endemism. **Paleoclimas**, São Paulo, n. 5, p. 1-30, 1979.
- BULL, W. B. Stream-terrace genesis: implications for soil development. **Geomorphology**, v. 3, p. 351–367, 1990.
- BULL, W. B. **Geomorphic Response to Climatic Change**. Oxford University Press, New York, 1991.
- BUSCHER, J. T.; ASCIONE, A.; VALENTE, E. Decoding the role of tectonics, incision and lithology on drainage divide migration in the Mt. Alpi region, southern Apennines, Italy. **Geomorphology**, v. 276, p. 37-50, 2017.
- BUSH, M. B.; COLINVAUX, P. A. A pollen record of a complete glacial cycle from lowland Panamá. **Journal of Vegetation Science**, v. 1, p. 105-118, 1990.
- BUSO JUNIOR, A. A. **Dinâmica dos Espodossolos, da vegetação e do clima durante o Quaternário tardio na região nordeste do estado do Espírito Santo**. 2015. 162f. Tese (Doutorado em Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.
- BURBANK, D.; ANDERSON, R. **Tectonic Geomorphology**. Oxford: Blackwell Science, 2001.
- CALVACHE, M.; VISERAS, C. Long Term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.22, p. 93-105, 1997.
- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 1986. 94 p. (IAC-Boletim Técnico, 106).
- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 2009. 77p. (IAC-Boletim Técnico, 106).
- CARLSTON, C. W. Drainage density and Streamflow. **U.S.Geological Survey Professional Paper**, n.422-C, 8 págs, 1963.
- CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Editora contexto, 1994.
- CASTANHEIRA, M. V. S.; FREITAS, M. M.; SARTI, T. P. Evolução da rede de drenagem controlada por nível de base regional e evidências do processo de captura fluvial no médio vale do Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA/REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6, 2006, Goiânia. **Anais[...]**.Goiânia: Universidade Federal de Goiânia , 2006. Disponível em: <http://lsie.unb.br/ugb/sinageo/6/2/073.pdf> Acesso em 30 de out. 2018.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W, Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

- BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; BOETTCHER, N. Análise morfométrica da bacia do rio barra grande – oeste de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, 2019.
- BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Coordenação de recursos naturais e Estudos Ambientais. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.
- CAMPBELL, I. D. Experimental Mechanical Destruction of Pollen Grains. **Palynology**, v. 5, p. 29-33, 1991.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas**. 1970. 375f. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1970.
- CHRISTOFOLETTI, A. Capturas fluviais. **Enciclopédia Murador Internacional**. São Paulo, v. 5, p. 2049 – 2051, 1975.
- CHRISTOFOLETTI, A. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. **Geografia**, v. 2, n. 4, p. 81-102, 1977.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de sistemas em geografia**. São Paulo: Hucitec – Edusp, 1979.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 ed. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. Vol I. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1981.
- CRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. 3 ed. São Paulo: Edgard Blücher, Ltda., 1999.
- COELHO-NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid tropic region (SEBrazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, v. 3, n. 3, p. 21– 48, 1999.
- COELHO-NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 4, n.2, p. 69-100, 2003.
- COELHO, R. M.; MARTINS, M. V.; TORRADO, P. V.; SOUZA, C. R. G.; PEREZ, X. L. O.; VÁSQUEZ, F. M. Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 833-849, 2010.
- COELHO, R. M. **Caracterização e gênese de Espodossolos da planície costeira do Estado de São Paulo**. 2008. 270f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. Piracicaba, 2008.
- COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U-Th)/ He and fission –track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 309, p. 118-130, 2011.
- COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C.; GAUTHERON, C. Post- breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, (B11), p. 1-16, 2012.

- COGNÉ, N.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C.; GALLAGHER, K. Tectonic setting of the Taubate Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. **South America Earth Sciences**, v. 42, p. 194-204, 2013.
- COLANGELO, A. C. Sobre os modelos de magnitude e frequência e de estabilidade de vertentes. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 16, p. 11-23, 2005.
- COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E.; MILLER, M.C.; BUSH, M. B. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 247, p. 85-88, 1996a.
- COLINVAUX, P.A.; LIU, K.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B.; MILLER, M. C.; STEINITZ-KANNAN, M. Temperature depression in the lowland tropics in glacial times. **Climatic Change**, v. 32, p. 19-33, 1996b.
- COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P. E.; PATIÑO, J. E. M. **Amazon pollen manual and atlas. Manual e atlas palinológico da Amazônia**. Amsterdam: Harwood Academic Publications, 1999.
- COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P. E. Paleoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science**, v. 15, p. 347-356, 2000.
- COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 141-169, 2000.
- CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. Geoecologia: O Clima, os solos e a Biot. In: ROSS, J. L. S et al. (Eds.). **Geografia do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2005, p. 67-208
- CONTI, L. A. Paleodrainage Systems. In: JAVAID M. S. (Ed.) **Drainage Systems**. InTech, 2012, p. 3-20.
- CORDEIRO, C. M. **Evolução Tércio-Quaternária do relevo da Chapada Diamantina/BA a partir das capturas fluviais**. Qualificação de Doutorado – Universidade Federal de Minas Gerais, 2017.
- CORDIER, S. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (eastern Paris basin and Rhenish Massif). **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 1460-1474, 2006.
- CORDIER, S.; BRIANT, B.; BRIDGLAND, D.; HERGET, J.; MADDY, D.; MATHER, A.; VANDENBERGHE, J. The Fluvial Archives Group: 20 years of research connecting fluvial geomorphology and palaeoenvironments. **Quaternary Science Reviews**, v. 166, p. 1-9, 2017.
- CROSBY, B.T.; WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, p. 16 -38, 2006.
- CRUZ, O. **A Serra do Mar e o Litoral na Área de Caraguatatuba: Contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. São Paulo-Instituto de Geografia-USP- 1974. Série Teses e Monografias -11.
- CRUZ, O. A Serra do Mar e a Preservação de suas vertentes. **Instituto de Geografia – USP**. Orientação, São Paulo, v. 7, p. 39-45, 1986.
- CRUZ Jr, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in

subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, p. 495-507, 2006a.

CRUZ Jr, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A. 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 21–22, p. 2749-2761, 2006b.

CRUZ Jr, F. W.; BURNS, S. J.; JERCINOVIC, M.; SHARP, W. D.; KARMANN, I.; VUILLE, M. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, p. 2250-2263, 2007.

CRUZ Jr, F.W.; WANG, X.; AULER, A.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; EDWARDS, L. R.; KARMANN, I.; CHENG, H. Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: VIMEUX, F. et al. (Eds.). **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Berlin: Springer, 2009, p. 29-60.

DATAÇÃO, COMÉRCIO E PRESTAÇÃO DE SERVICOS LTDA. **Datação por TL/LOE (TL/OSL datig)**. Relatório Técnico. 2017.

DAVIS, W.M. The rivers and valleys of Pennsylvania. **National Geographic Magazine**, v. 1, p. 183-253, 1889.

DAVIS, W.M. La Seine, la Meuse, et la Moselle. *Annales de Géographie*. Paris. Armand Colin et Cie, Editeurs. p. 25-48. 1895. Traduzido por: Déborah de Oliveira. O Sena, o Mosa e o Mosela. **Revista Confins**, nº 4, 2008.

DAVIS, W. M. The Seine, the Meuse and the Moselle. **National Geographic**, v. 7, n. 6-7, p. 189-238, 1896.

DAVIS, W. M. Complications of the geographical cycle. In: 8th International Geographical Congress, Washington, D.C., p. 150-163, 1905.

DAVIS, W. M. The Valleys of the Cotteswold Hills. **Geologists Association Proceedings**, v. 21, p. 150-152, 1909.

DE CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, v. 24, p. 101-126, 1980.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, São Paulo, anos V e VI, n. 4 e 2, p. 3-30 e 3-26, 1943.

DE OLIVEIRA, P. E. **A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil**. 1992. 238f. Tese (Doutorado em estudos palinológicos). The Ohio State University, Columbus, USA, 1992.

DE OLIVEIRA, P. E.; BEHLING, H.; LEDRU, M.-P.; BARBERI, M.; BUSH, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; GARCIA, M. J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O. M.; BARROS, M.; SCHEEL-YBERT, R. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G et al. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. 1ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 52–74

DIAS, J. A. **A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos**. Disponível em: http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html_2004.pdf. 2004. Acesso em: janeiro de 2019

- DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, p. 341-349, 2015.
- DIMBLEDY, G. W. **The historical status of moorland in north-east Yorkshire**. New Phytologist, London, v. 51, n. 3, p. 349-354, 1952.
- DOUGLASS, J.; MEEK, N.; DORN, R. I.; SCHMEECKLE, M. W. A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, p. 586-598, 2009.
- EASTERBROOK, D. J. **Surface Processes and Landforms**. 2nd Edition. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall Publishing, 1999.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Brasília, 2013.
- FITZ, P. R. **Geoprocessamento sem complicação**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.
- FREITAS, R.O. de. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 7, p. 3-19, 1951.
- FREITAS, R. O. de. Definição petrográfica, estrutural e geotectônica das Cintas Orogênicas Antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto Geológico, 1976.176p.(Boletim, 1).
- FUCHS, M. C.; GLOAGUEN, R.; KRBETSCHEKB, M.; SZULC, A. Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. **Geomorphology**, v. 216, p. 79-92, 2014.
- GALLEN, S. F.; PAZZAGLIA, F. J.; WEGMANN, K. W.; PEDERSON, J. L.; GARDNER, T. W. The dynamic reference frame of rivers and apparent transience in incision rates. **Geology**, v. 43, n. 7, p. 623-626, 2015.
- GAO,H.; LI , Z.; JI , Y.; PAN, B.; LIU, X. Climatic and tectonic controls on strath terraces along the upper Weihe River in central China. **Quaternary Research**, v. 86, p. 326-334, 2016.
- GIANNINI, P. C. F.; RICCOMINI, C. Sedimentos e Processos Sedimentares. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T.R.; TAOLI, F. (Eds.) **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003, p.169-179.
- GIBBARD, P. L.; LEWIN, J. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. **Tectonophysics**, v. 474, p. 41-55, 2009.
- GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**, Washington. 141p., 1877.
- GONTIJO, A. H. F. **Morfometria 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) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1999.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASUI, Y.; SANTOS, M.; SOARES Jr, A. V.; SOUZA, I. A. As serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, B. (Eds.) **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012, p. 549-571.

- GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R. Datação da fração húmica da matéria orgânica do solo e sua comparação com idades ^{14}C de carvões fósseis. **Química Nova**, n. 22, v. 6, p. 810-814, 1999.
- GUERRA, A.T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário Geológico-Geomorfológico**. 3ªed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.
- HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, n. 9, p. 1131-1142, 2002.
- HASUI, Y.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; JIMENEZ-RUEDA, J. R. Intraplate neotectonics in South-East Brazil. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. **Abstract Volume...** Rio de Janeiro: IUGS, 2000. CD-ROM
- HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. **Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HAWORTH, R. J.; OLLIER, C. D. Continental rifting and drainage reversal: the Clarence river of Eastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 17, p. 387-397, 1992.
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationship to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, v. 18, p. 674-687, 2010.
- HIRUMA, S. T.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and paleoenvironmental consequences. **Boreas**, v.42, p. 306-316, 2013.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.
- HOWARD, A. D. Geomorphological systems-equilibrium and dynamics. **American Journal of Science**, v. 263, p. 305-312, 1965.
- HU, Z.; PAN, B.; WANG, J.; CAO, B.; GAO, H. Fluvial terrace formation in the eastern Fenwei Basin, China, during the past 1.2 Ma as a combined archive of tectonics and climate change. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 60, p. 235-245, 2012.
- HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. London Routledge. (Routledge Fundamentals of Physical Geography Series), 2007.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A (IPT). Mapa Geológico do Estado de São Paulo: Escala: 1.500.000. Série Monografias nº 05. 1 vol. São Paulo, 1981, 126p.
- JAIN, M.; MURRAY, A.S.; BOTTER-JENSEN, L. Optically stimulated luminescence dating e how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? **Quaternaire**, v. 15, p. 143-157, 2004.
- JEONG, G. Y.; CHEONG, C. S.; CHOI, J. H. The effect of weathering on optically stimulated luminescence dating. **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v.2, p117-122, 2007.

- KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, ano 18, n. 2, p. 3 – 12, 1956.
- KRUMBEIN, W. C. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 6, p. 84-90, 1941.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X.; HARKINS, N. Topography reveals seismic hazard. **Nature Geoscience**, v. 1, p. 485 - 487, 2008.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, v. 44, p. 54 – 75, 2012.
- LANG, S.; BLASCHKE, T. **Análise da paisagem com SIG**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- LAROCQUE, I.; CAMPBELL, I. D. **La stratigraphie pollinique em húmus de podzols**. Edmonton, Canada: Sustainable Forest Management Network, 1998. 25p. (Working Paper, 16).
- LARSON, P. H.; DORN, R. I.; FAULKNER, D.J.; FRIEND, D. A. Toe-cut terraces: A review and proposed criteria to differentiate from traditional fluvial terraces. **Progress in Physical Geography**, v. 39, n. 4, p. 417-439, 2015.
- LAUDER, W. R. The Kaiwharawhara capture, New Zealand. **Journal of Geology and Geophysics**, v. 5, p. 141-142, 1962.
- LAUER, T.; FRECHEN, M.; HOSELMANN, C.; TSUKAMOTO, S. Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben: new insights by quartz OSL dating. **Proceedings of the Geologists Association**, v. 121, p. 154–161, 2010.
- LEDRU, M. P. Etude de la Pluie Pollinique Actuelle des Forêts du Brésil Central: Climat, Végétation, Application à l'Etude de l'Evolution Paléo-climatique des 30000 Dernières Années. Ph.D. thesis, Musée National d'Histoire Naturelle, Paris, France, 1991.
- LEDRU, M. P. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90 – 98, 1993.
- LEDRU, M. P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIÈS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil) evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, p. 239-257, 1996.
- LEDRU, M. P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v. 49, p. 233-237, 1998.
- LEDRU, M. P. Late Quaternary history and evolution of the cerrados as revealed by palynological records. In: **The cerrados of Brazil: Ecology and natural history of a Neotropical savanna**. OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS R. J. (Eds.). New York, États-Unis, Columbia University Press, 2002, p. 33-52.
- LEDRU, M. P.; ROUSSEAU, D. D.; CRUZ Jr, F. W.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, v. 64, p. 444 - 450, 2005.
- LEDRU, M. P.; SALATINO, M. L. F.; CECCANTINI, G.; SALATINO, A.; PINHEIRO, F.; PINTAUD, J. C. Regional assessment of the impact of climatic change on the distribution of a

- tropical conifer in the lowlands of South America. **Diversity and Distribution**, v. 13, p. 761-771, 2007.
- LEDRU, M. P.; MOURGUIART, P.; RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 271, p. 140–152, 2009.
- LEDRU, M. P.; SALATINO, M. L. F. Les refuges à Podocarpus sp. pl. de la forêt atlantique brésilienne: une analyse du passé pour mieux les protéger dans le futur. **Bois et forêts des tropiques**, v. 1, n. 299, p. 64-70, 2009.
- LEDRU, M. P.; MONTADE, V.; BLANCHARD, G.; HÈLY, C. Long-term Spatial Changes in the Distribution of the Brazilian Atlantic Forest. **Biotropica**, v. 48, n. 2, p. 159-169, 2016.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. São Francisco: Freeman, 1964.
- LIMA, W. P. **Princípios de Hidrologia Florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. São Paulo: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 1986.
- LISBÔA, N. A.; CASTRO, J. H. W. Captura do sistema Fluvial Camaquã pelo Sistema Fluvial Jacuí – São Gabriel, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 25, n. 2, p. 67-71, 1998.
- LORENTE, F. L. **Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES-Brasil): uma abordagem multidisciplinar**. 2015. 213f. Tese (Doutorado em Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.
- LORENTE, F. L.; BUSO JÚNIOR, A. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; PESSEDA, L. C. R. **Atlas Palinológico: Laboratório ¹⁴C – CENA/USP**. Piracicaba: FEALQ, 2017.
- LORENZI, H. **Árvores Brasileiras: Manual de Identificação e Cultivo de Plantas Arbóreas Nativas no Brasil**. 1.ed. vol 2. Nova Odessa: Instituto Plantarum, 1992.
- LORENZI, H. **Árvores Brasileiras: Manual de Identificação e Cultivo de Plantas Arbóreas Nativas no Brasil**. 3.ed. vol 2. Nova Odessa: Instituto Plantarum, 2009.
- LOURENÇO, L. **Cadernos de Trabalhos Práticos de Geografia Física**. Coimbra: Faculdade de Letras, 1988.
- LUEDER, D. R. **Aerial Photographic Interpretation: Principles and Applications**. MacGraw-Hill New York, Book Co. Inc 1959.
- MACIEL, S.; PIETROBOM, M. R. Pteridaceae (Polypodiopsida) do Campo Experimental da Embrapa Amazônia Oriental, município de Moju, estado do Pará, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 24, n. 1, p. 8- 19, 2010.
- MAGALHÃES, C.; GEOFFROY, L. SALGADO, A. Identificação de relevantes capturas fluviais nos divisores de grandes bacias hidrográficas no estado de Minas Gerais: estudos preliminares. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 17, 2017, Campinas. **Anais[...]**.Campinas: IGE - Universidade Estadual de Campinas, 2017. Disponível em: <https://ocs.ige.unicamp.br/ojs/sbgfa/issue/view/75>. Acesso em 30 de out. 2018.
- MAHER, E.; HARVEY, A. M.; FRANCE, D. The impact of major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain. **Geomorphology**, v. 84, p. 344 – 356, 2007.

- MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com grande escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 235-240, 2013.
- MARTINELLI, M. **Cartografia temática: caderno de mapas**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2003.
- MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v. 34, p. 271-289, 2000a.
- MATHER, A. E. Impact of headwater river capture on alluvial system development. **Journal of the Geological Society (London)**, v. 157, p. 957-966, 2000b.
- MATHER, A. E.; STOKES, M.; GRIFFITHS, J. S. Quaternary landscape evolution: a framework for understanding contemporary erosion, SE Spain. **Land Degradation and Management**, v. 13, p. 1 – 21, 2002.
- MATHER, A. E.; STOKES, M.; WHITFIELD, E. River Terraces and Alluvial Fans: the Case for an Integrated Quaternary Fluvial Archive. **Quaternary Science Reviews**, v. 166, p. 74 – 90, 2017.
- MELO, M.S. RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.
- MIKESELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, p. 267-277, 2010.
- MILLER, A. M. Wind gaps. **Science**, Washington, v. 148, p. 571-573, 1915.
- MILLER, G. H. Additional dating methods. GOUDIE **Geomorphological Techniques**. Unwin Hyman: Londres, 1990.
- MÜLLER, V. C. **A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area**. New York: Virginia and Tennessee. Dept.of Geology. n. 3, 1953.
- MODENESI, M. C. Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão, São Paulo, Brazil). **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlim, n. 32, p. 425-440, 1988.
- MORAES REGO, L. F. As formações Cenozóicas de São Paulo. In: Anuário da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, v.2, p. 231-267, 1933.
- MORAES REGO, L. F. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. **Boletim Geográfico (C.N. G)**, Rio de Janeiro, ano IV, n. 38, p. 127-132, 1946.
- MORISAWA, M. E. Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 38, p. 86-88, 1957.
- MOUCHENÉ, M.; BEEK, P. V. D.; MOUTHEREAU, F.; CARCAILLET, J. Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: Chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France. **Geomorphology**, v. 281, p. 78-93, 2017.
- NASCIMENTO, T. C.; GARCIA, M. J.; DE OLIVEIRA, P. E.; MELLO, C. L.; PESSEDA, L. C. R. Palinomorfos Não Polínicos Quaternários de Sedimentos dos Lagos Juparanã e Durão, Espírito Santo, Brasil. **Revista Geociências - UNG**, v. 12, n.1, p. 12 -25, 2013.
- NEPOMUCENO, F. A. A.; SOUZA, E. B.; NEPOMUCENO, I, V.; MIGUEL, L. M.; CABRAL, E. L.; LOIOLA, M. I. B. O gênero *Borreria* (Spermacoceae, Rubiaceae) no estado do Ceará, Brasil. **Revista do Jardim Botânico do Rio de Janeiro**, v. 69, p. 715-731, 2018.

- NEVES, F. V. **Análise morfológica da evolução da captura do rio Guaratuba (Bertioga – SP) através da técnica de datação por fotoluminescência opticamente estimulada (LOE).** 2012. 96f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2012.
- NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. 2009. Clima da região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A et al. (Eds.). **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 243-258.
- OLIVEIRA, D. **A captura do Alto Rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia – SP.** 2003. 105 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2003.
- OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial. **Geosp – Espaço e Tempo**, v. 22, p. 73-88, 2007.
- OLIVEIRA, S. N.; JÚNIOR, O. A. de C.; SILVA, T. M. da GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. de S.; GUIMARÃES, R. F.; SILVA, N. C. DA. Delimitação automática de bacias de drenagens e análise multivariada de atributos morfométricos usando modelo digital de elevação hidrologicamente corrigido. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 1, p. 3-21, 2008.
- OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.
- OLIVEIRA, N. N. **Análise de parâmetros Morfométricos e Morfológicos da Bacia do Rio Guaratuba - Serra do Mar - Bertioga- SP.** 2011. 66f. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2011.
- OLIVEIRA, L. A. F.; COTA, G. E. M.; LIMA, JUNIOR, A. P. M.; CARVALHO, A. Aplicação da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais quaternárias: o caso da serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 679-690, 2018.
- PASA, V. **Estudo da conexão das drenagens do médio Paraíba do Sul e alto Tietê: o caso do cotovelo de Guararema-SP, Brasil.** 2013. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2013.
- PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M. Morfogênese do divisor hidrográfico Paraná/Paraíba do Sul : o caso da sub-bacia do Paraíbauna. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 119-136, 2019.
- PATUCCI, N. N.; OLIVEIRA, D.; CONCEIÇÃO, J. S.; FARIA, M. S.; SILVA, C. B.; SANTOS, A. H. B. dos. Caracterização Geocronológica como Ferramenta para Avaliação de Captura Fluvial Ocorrida no Rio Guaratuba, SP, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia-USP**, Volume Especial, p. 43 -56, 2018.
- PATUCCI, N.N. **Estudo da pedofauna como bioindicadora da qualidade de solos em fragmentos florestais urbanos.** 2015. 134 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) –

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo São Paulo, 2015.

PATUCCI, N. N.; FILHO, L. C. I. O; OLIVEIRA, D.; BARETTA, D.; BARTZ, M. L. C.; BRESCOVIT, A.D. Inventário de fauna edáfica como instrumento na avaliação de qualidade e biodiversidade de solos urbanos: estudo de caso do parque CienTec. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 96, p. 66-89, 2017.

PATUCCI, N. N.; FILHO, L. C. I. O; SILVA, C. B.; OLIVEIRA, D.; BARETTA, D.; BRESCOVIT, A. D. Bioindicadores Edáficos de Fragmentos Florestais Urbanos da Cidade de São Paulo (SP). **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 36, p. 77-90, 2018.

PAZZAGLIA, F. J.; GARDNER, T. W.; MERRITTS, D. J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K. J.; ELLEN, E. E. (Eds.). **Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels 107**. Washington: AGU, 107, 1998, p. 207–235.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: SHRODER, J. F (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, Academic Press, San Diego, 2013, p. 379 – 412.

PEREIRA, R. M.; ÁVILA, C. A.; LIMA, P. R. A. S. **Minerais em Grãos**: técnicas de coleta, preparação e identificação. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

PESSENDA, L. C. R.; CAMARGO, P. B de. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 98-103, 1991.

PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R. M.; MELFI, A. J. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon**, v. 38, p. 191–201, 1996a.

PESSENDA, L. C. R.; DE OLIVEIRA, P. E.; MOFATTO, M , MEDEIROS, V. B.; GARCIA, R. J. F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; LEITE, A. Z.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, p. 437-452, 2009.

PESSENDA, L. C. R .; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P. E.; ALVARO BUSO, A.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D. F.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J. A. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363-364, p. 57-68, 2012.

PESSENDA, L. C. R.; JÚNIOR, A. A. B.; GOUVEIA, S. E. M.; LORENTE, F. L.; FRANCISQUINI, M. I. **Estudos Interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e da marinha do Brasil**. 2.ed.rev.Piracicaba:CENA/USP,2015. (Serie Didática, v.2).

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

PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. **Cadernos IG/Unicamp**, v. 3, n. 1, p. 55-90, 1993.

POPPER, K. R. **A lógica da pesquisa científica**. São Paulo: Cultrix, 2001.

- PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge Escarpment, southern Appalachians: **Geomorphology**, v. 123, p. 305–319, 2010.
- PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, p. 823–826, 2011.
- QUEIROZ NETO e JOURNAUX. **A carta geomorfológica de São Pedro. Escala 1:50.000.** Convênio entre laboratório de pedologia e sedimentologia do Instituto de Geografia e Departamento de Geografia da FFLCH da Universidade de São Paulo e o Centre de Geomorphologie du C.N.R.S, 1978.
- RADAMBRASIL. Ministério de Minas e Energia. Levantamento dos Recursos Naturais – Folhas SF23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, v. 32, p. 775, 1983.
- RAIJ, B. van; ANDRADE, J. C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J. A. **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais.** Campinas Instituto Agrônômico, 2001.
- RAMOS, A. M.; CUNHA, P. P.; CUNHA, L. S.; GOMES, A.; LOPES, F. C.; BUYLAERT, J.-P.; MURRAY, A. S. The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal area (western central Portugal): geomorphological and sedimentological characterization of a terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy. **Geomorphology**, v. 165–166, p. 107–123, 2012.
- REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. Evolução da rede de drenagem e evidência de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande e São Francisco no Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 1-19, 2018.
- RICCI, M.; PETRI, S. **Princípios da aerofotogrametria e interpretação geológica.** São Paulo: Cia. Ed. Nacional, 1965.
- RICOMINNI, C.; COIMBRA, A. M. **Geologia da bacia Sedimentar.** In: NEGRO Jr, A.; FERREIRA, A. A.; ALONSO, U. R.; LUZ, P. A. C. (Eds.). Solos da cidade de São Paulo. São Paulo, ABMS/ABEF, 1993, p. 37 - 94.
- RICOMMINI, C. **O Rifte Continental do Sudeste do Brasil.** Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RICOMMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, p. 221-225, 1999.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004, p. 383-405.
- RICCOMINI, C.; GROHMANN, C. H.; SANT'ANNA, L. G.; HIRUMA, S. T. A Captura das Cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul. In: MONDENSEI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A. CARNEIRO, C. R. LISBOA, M. B. A. L (Eds.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber.** São Paulo: Beca-BALL edições, 2010, p. 157-169.
- RITTENOUR, T. M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, v. 37, p. 613-635, 2008.
- RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. D.; CAVALCANTI, A. P. B. **Geoeologia da paisagem: uma visão geossistêmica da análise ambiental.** 2.ed. Fortaleza: Edições UFC, 2007.

- ROMANOVSKI, Z. **Morfologia e aspectos hidrológicos para fins de manejo da microbacia da Rua Nova, Viçosa-MG, para fins de manejo**. 2001. 99f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2001.
- RÖMER, W.; KANIG, M.; PFISTERER, U. The influence of lithology on hillslope development in the area of the Jacupiranga Alkaline Complex and its surroundings (São Paulo, Brazil). **Catena**, v. 47, p. 151-173, 2002.
- RÖMER, W. Accordant summit Heights, summit levels and the origin of the “upper denudation level” in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): A study of hillslope forms and processes. **Geomorphology**, v. 100, p. 312-327, 2008.
- ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia-USP**, n. 4, p. 25-39, 1985.
- ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro, as Superfícies de aplanamento e os Níveis Morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia**, n.5, FFLCH- USP, São Paulo, 1991.
- ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, n.6, FFLCH-USP, São Paulo, 1992.
- ROSS, J. L. S. Análise e síntese na abordagem geográfica da pesquisa para o planejamento ambiental. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, v. 9, p. 65-75, 1995.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**: Escala 1:500.000. São Paulo: IPT/Fapesp, 1997.
- ROSS, J. L. S. Landforms and environmental planning: potentialities and fragilities. **Revista do Departamento de Geografia**, Volume Especial, p. 38-51, 2012.
- ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. S. M. A Serra do Mar e a Planície Costeira em São Paulo: morfogênese, morfodinâmica e suas fragilidades. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 100, p. 17-38, 2018.
- ROSSI, M. **Fatores formadores da paisagem litorânea: a Bacia do Guaratuba, São Paulo Brasil**. 1999. 168 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1999.
- ROSSI, M.; QUEIROZ NETO, J. P. Os solos como indicadores das relações entre sedimentos continentais e marinhos na planície costeira: rio Guaratuba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, p. 113-120, 2001.
- ROSSI, M.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução de espodossolo ferrocárbico em gleissolo háplico no planalto da Serra do Mar, Rio Guaratuba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 407-415, 2002.
- SALGADO-LABOURAU, M. L. **Contribuição à Palinologia dos Cerrados**. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 1973.
- SALGADO-LABOURAU, M. L. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America. **Journal of Quaternary Science**, v. 12, n. 5, p. 371-379, 1997.
- SALGADO-LABOURAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.
- SALGADO, A. A. R.; REZENDE, E. A.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; DA SILVA, J. R.; GARCIA, R. A. Relief evolution of the continental rift of Southeast Brazil revealed by in

situproduced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 88-99, 2016.

SALGADO, A. A. R.; CHEREM, L. F. S.; SORDI, M. V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese de novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, v. 9, p. 23-31, 2018.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: OLIVEIRA, A. M et al. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. 1ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 28–51.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de aiuruoca e evolução morfotectônica**. 1999. 134 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1999.

SANTOS, A. H. B. dos; OLIVEIRA, D. A influência de um impacto meteorítico na evolução da rede de drenagem no setor meridional do Planalto Paulistano-SP. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 1, p. 191-206, 2010.

SANTOS, A. H. B. dos; MELLO, M. A.; OLIVEIRA, D. Novas informações sobre a captura fluvial do alto curso do Rio Capivari (São Paulo-SP): resultados de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 11, 2016, Maringá. **Anais[...]**. Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2016. Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/3/3-182-263.html>. Acesso em 30 de out. 2018.

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

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. R. Gênese das linhas de pedra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 11, n. 2, p. 103- 108, 2010.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. Viçosa, MG, SBSC/EMBRAPA, 2013.

SILVA, J. C. C. **Contribuições aos estudos da geodinâmica ambiental do segmento leste do Pórtico Guanabarrino, Niterói, RJ**. 1999. 155f. Dissertação (Mestrado) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1999.

SCHEEL-YBERT, R. Considerações sobre o método de datação pelo carbono – 14 e alguns comentários sobre a datação de sambaquis. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, v. 9, p. 297-301, 1999.

SCHEEL-YBERT, R.; GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; COUTINHO, L. M.; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil ^{13}C analysis. **The Holocene**, v. 13, p. 73-81, 2003.

SCHEINGROSS, J. S.; LO, D. Y.; LAMB, M. P. Self-formed waterfall plunge pools in homogeneous rock. **Geophysical Research Letters**, v. 44, p. 200-208, 2017.

SCHEINGROSS, J. S.; LAMB, M. P. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, p. 2079-2104, 2017.

- SCHEINGROSS, J. S.; LAMB, M. P.; FULLER, B. M. Self-formed bedrock waterfalls. **Nature**, v. 567, p. 229-241, 2019.
- SCHNEIDER, H. E. Problems of quartz grain morphoscopy. **Sedimentology**, v. 14, p.325-335, 1970.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597- 646, 1956.
- SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Wiley Interscience, New York, 1977.
- SCHUMM, S. A.; MOSLEY, M. P.; WEAVER, W. E. **Experimental Fluvial Geomorphology**. Wiley Interscience, New York, 1987.
- SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- SCHWARTZ, D. Some podzols on bateke sands and their origins, people's Republic of Congo. **Geoderma**, v. 43, p. 229-247, 1988.
- SCOTT, L. Environmental Implications and Origin of Microscopic Pseudoschizaea Thiergart and Frantz ex R. Potonié emend in sediments. **Journal of Biogeography**, v. 19, n. 4, p. 349-354, 1992.
- 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. 156 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2013.
- SMALL, R. J. **The Study of Landforms: a Textbook of Geomorphology**. Cambridge: Cambridge, University Press, 1977.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. **Geosp – Espaço e Tempo** (Online), v. 20, n. 3, p. 636-656, 2016.
- SOUZA, V. C.; LORENZI, H. **Botânica Sistemática: Guia Ilustrado para identificação das famílias Angiospermas da flora brasileira, baseado em APG II**. Nova Odessa, SP: Instituto Plantarum, 2005.
- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em área de tríplice divisor de águas regional - O caso do planalto de Santa Catarina: uma análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 1-14, 2015a.
- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 579-592, 2015b.
- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J.C. Compartimentação geomorfológica em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do planalto de Santa Catarina. **Geociências**, v. 35, n. 4, p. 623-641, 2016.

- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÈS, D.; PAISINI, J. C.; LÉANNI, L. BRAUCHER, R.; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.
- STANGE, K. M.; BALEN, R. V.; VANDENBERGHE, J.; PEÑA, J. L.; SANCHÓ, C. External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. **Tectonophysics**, v. 602, p. 316–331, 2013.
- STAMM, J. F.; HENDRICKS, R. R.; SAWYER, J. F.; MAHAN, S. A.; ZAPROWSKKI, B. J.; GEIBEL, N. M.; AZZOLINI, D. C. Late Quaternary stream piracy and strath terrace formation along the Belle Fourche and lower Chayenne Rivers, South Dakota and Wyoming. **Geomorphology**, v. 197, p. 10-20, 2013.
- STOCKMANN, U.; MINASNY, B.; PIETSCH, T. J.; MCBRATNEY, A. B. Quantifying processes of pedogenesis using optically stimulated luminescence. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 64, p. 145-160, 2013.
- STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: The rio Almazora, Betic Cordillera, southeast Spain, **Geomorphology**, v. 50, p. 59-81, 2003.
- STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Datação Absoluta por meio de luminescência opticamente estimulada (LOE) de níveis de baixo terraço fluvial do rio do Peixe no contexto do Planalto Ocidental Paulista (SP). **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v. 10, n. 4, p. 37-40, 2014.
- STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 191-199, 2015.
- STOUT, J. C.; BELMONT, P. TerEx Toolbox for semi-automated selection offluvial terrace and floodplain features from lidar. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 569-580, 2014.
- STRAHLER, A. N. Dynamic Basis of Geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952.
- STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions American Geophysical Union banner**, n. 38, p. 913-920, 1957.
- STRAHLER, A. N. **Objective and Quantitative Field methods of terrain analysis**. New York: Harper & Row, 1960.
- STRUTH, L.; GARCIA-CASTELLANOS, D.; VIAPLANA-MUZAS, M.; VERGÉS, J. Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins: from endorheism to exorheism. **Geomorphology**, v. 327, p. 554-571, 2019.
- SUGUIO, K. **Contribuição à Geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba –Estado de São Paulo**. 1969. 106 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1969.
- SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente Fluvial**. 2ª ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 1990.
- SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 2003.

- SUGUIO, K.; ANGULO, R. J.; CARVALHO, A. M.; CORRÊA, I. C. S.; TOMAZELLI, L. J.; VITAL, H. Paleoníveis do Mar e Paleolinhas de Costa. In: OLIVEIRA, A. M et al. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. 1ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 114–129.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Londres: Prentice Hall, 1991
- TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília, DF. Embrapa, 2017.
- TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. **Revista Uniara**, Araraquara, v. 20, p. 137-156, 2007.
- TONELLO, K. C. Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das Pombas, Guanhães, MG. 2005. 69 f. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.
- THORNBURY, W. D. **Principles of Geomorphology**. New York: John Wiley and Sons, 1957.
- TRAVERSE, A. Paleopalynology. 2nd Edition. In: N. H. LANDMAN; D.S. JONES (Eds.). **Topics in Geobiology**. Springer, Dordrecht, The Netherlands, 2007.
- TRYON, R. M.; TRYON, A. F. **Ferns and Allied Plants With Special References of Tropical America**. Harvard University. Springer-Verlang. New York: Heidelberg Berlin, 1982.
- TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159-218, 2004.
- VANDENBERGUE, J. Timescales, climate and river development. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 631-638, 1995.
- VANDENBERGUE, J. The response of rivers systems to climate change. **Quaternary International**, v. 79, p. 1-3, 2001.
- VANDENBERGUE, J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. **Quaternary International**, v. 91, p. 17-23, 2002.
- VANDENBERGUE, J. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2053-2060, 2003.
- VANDENBERGHE, J. The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: a refinement of theory. **Geomorphology**, v. 98, p. 275-284, 2008.
- VANDENBERGHE, J.; WANG, X. Y.; LU, H. Y. Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang Shui catchment, NE Tibet Plateau). **Geomorphology**, v. 134, p. 171-185, 2011.
- VANDENBERGHE, J. River terraces as a response to climatic forcing: formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. **Quaternary International**, v. 370, p. 3-11, 2015.
- VELICHKO, A. A.; TIMIREVA, S. N.; KREMENETSKI, K. V.; MACDONALD, G. M.; SMITH, L.C. West Siberian Plain as a late glacial desert. **Quaternary International**, v. 237, p. 45-53, 2011.

- VERVLOET, R. J. H. M. **Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo**. 2013. 415f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2009.
- VERVLOET, R. J. H. M.; ROSS, J. L. S. Revisão dos conhecimentos sobre o relevo do Planalto Atlântico Brasileiro: incógnitas que ainda persistem. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 23, p. 187-216, 2012.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil LTDA, 1975.
- ZALÁN, P.; OLIVEIRA, J. A. B., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências**. Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.
- ZAPROWSKI, B. J.; EVERSON, E. B.; EPSTEIN, J. B. Stream piracy in the Black Hills: a geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education**, v. 50, n. 4, p. 380-388, 2002.
- WANG, X.; VANDENBERGHE, J.; LU, H.; VAN BALEN, R. Climatic and tectonic controls on the fluvial morphology of the Northeastern Tibetan Plateau (China). **Journal of Geographical Sciences**, v. 27, n. 11, p. 1325-1340, 2017.
- WEGMANN, K. W.; PAZZAGLIA, F. J. Holocene strath terraces, climate change and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, p. 731 -744, 2002.
- WEGMANN, K. W.; PAZZAGLIA, F. J. Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: Climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogeny. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, p. 137-165, 2009.
- WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, v. 41, n. 1, p. 369 – 391, 2006.
- WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. B22039, 2002.
- WHITFIELD, E.; HARVEY, A. M. Interaction between the controls on fluvial system development: tectonics, climate, base level and river capture - Rio Alias, Southeast Spain. **Earth Surface Processes and Landform**, v. 37, p. 1387–1397, 2012.
- YBERT, R.S. Considerações sobre o método de datação pelo carbono-14 e alguns comentários sobre a datação de sambaquis. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia – Notas**, São Paulo, v. 9, p. 297-301, 1999.