

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO**

Análise Morfométrica da Alta Bacia do Rio Jacuí

Felipe Porto Medeiros Santos

Orientador: Prof. Dr. Peter C. Hackspacher

Co-orientador: Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro

**Monografia apresentada ao Instituto
De Geociências e Ciências Exatas -
Campus De Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita
Filho, para obtenção do grau
De Bacharel em Geografia**

Rio Claro

Outubro/2012

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

FELIPE PORTO MEDEIROS SANTOS

ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA ALTA BACIA DO RIO JACUÍ

Trabalho de Graduação apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
para obtenção do grau de Bacharel em
Geografia.

Rio Claro - SP

2012

FELIPE PORTO MEDEIROS SANTOS

ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA ALTA BACIA DO RIO JACUÍ

Trabalho de Graduação apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Bacharel em Geografia.

Comissão Examinadora

_____ (orientador)

Rio Claro, ____ de _____ de _____.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

**“A humildade é a base e o fundamento de todas as virtudes
e sem ela não há nenhuma que o seja” (Miguel Cervantes)**

Agradecimentos

Gostaria de fazer alguns agradecimentos, as pessoas que estiveram ao meu lado desde o início da minha jornada na graduação e antecipadamente pedir desculpas se por ventura me esquecer de alguém.

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais Regina e Vinícius, pela fundamental contribuição na minha formação como pessoa, e por todo o conhecimento e esforço que dedicaram a mim. Costumo dizer, que em São José dos Campos, eu moro em uma república de família, onde eu divido espaço, experiências, carinho, companhia e muitos outros bons sentimentos com minha mãe Regina, minha irmã Camila, minha avó Helô e o seu marido Wlamir, meus tios Raul e Paulinho. Agradeço a Deus pela família maravilhosa que tenho, e por tudo que eu aprendi e que ainda irei aprender com eles.

Agradeço a minha namorada Ana Clara, por ter aparecido na minha vida ano passado e ser uma pessoa incrível e maravilhosa comigo e por ser minha companheira, amiga, amante, enfim, não tenho nem palavras para descrever o quão bem ela me faz.

Agradeço aos meus irmãos-parceiros de São José, pelos anos de amizade, pela partilha de conhecimentos e experiências, enfim por fazerem parte da minha vida. Obrigado, Kaquinho, Tata, Fabiano, Igor, Yuri, Léo, Beto, entre muitos outros.

Agradeço aos meus amigos de vida unespiana, que através das trocas de experiências, me fizeram engrandecer como pessoa, e viver em uma realidade desconhecida da grande maioria das pessoas, que é a vida numa cidade universitária. Se pudesse dar um conselho a alguém, diria para algum dia sair de casa e viver em uma república com pessoas bem diferentes, onde terás um aprendizado riquíssimo em todos os sentidos.

Portanto agradeço ao Frango, Chuck, Hanna, Lola, Fernanda, Tatu, Doug, Preguiça, Flor, Douglinhas, Maresia, Mogli, Scar, Quinze, Renato, Mozilla, Gambé, entre outros, com quem tive o prazer de morar junto e compartilhar uma infinidade de momentos

fantásticos, e pelas amizades sinceras que pudemos formar. Além deles, agradeço a todos os outros amigos com quem compartilhei momentos mais do que agradáveis aqui em Rio Claro, e que com certeza levarei para toda a minha vida.

Agradeço ao Prof. Peter, meu orientador, por acreditar em mim e me dar confiança para seguir em frente na vida acadêmica e me fazer ter outras perspectivas a cerca do meu futuro.

Agradeço e muito ao pessoal do Grupo de Pesquisa de Traços de Fissão por me receber tão bem e pela disposição em ajudar quando necessário, agradeço em especial a minha co-orientadora Marli Carina Siqueira Ribeiro e a Carolina Doranti que me ajudaram muito e foram de fundamental importância na realização deste trabalho, obrigado pela paciência, dedicação, atenção e confiança.

Enfim, termino aqui reiterando que a experiencia de ser aluno da UNESP foi maravilhosa em todos os sentidos, e peço desculpas por alguns erros que cometi em minha graduação. Espero que todos que passaram por aqui possam levar as experiências para as outras pessoas de seu convívio e lutar para que possamos ter um mundo mais justo e uma realidade mais feliz.

Resumo

O presente trabalho de conclusão de curso está vinculado aos trabalhos do grupo de pesquisas do Núcleo de Cronologia e Cronometria da UNESP- Rio Claro e propõe a aplicação de técnicas de análises morfométricas da rede de drenagem, através da aplicação de métodos de Índice Relação Declividade e Extensão e ainda da aplicação do perfil longitudinal no extremo leste da região sudeste, mais precisamente na divisa entre os estados de São Paulo e Rio Janeiro, na sub-zona geomorfológica da Serra da Bocaina. A pesquisa foi realizada na bacia hidrográfica do rio Jacuí visando salientar influências neotectônicas e de controles estruturais na configuração da paisagem, e também classificar a rede de drenagem em relação aos padrões propostos até então nas literaturas atuais.

Palavras Chave: Geomorfologia, Drenagem, Análise Morfométrica, Perfil Longitudinal.

Abstract

This course conclusion project is linked to the work of the research group at the Chronology and Chronometry Center of UNESP-Rio Claro and also proposes the application of morphometric analysis techniques of the drainage network, by applying Slope Index Value and Extension methods and also the application of longitudinal profile in the far east of the southeast region, more precisely on the border between the states of São Paulo and Rio de Janeiro, in the geomorphological sub-zone of Serra da Bocaina. The research was conducted in the watershed of Jacuí river, in order to outline neotectonical influences and structural controls on the landscape configuration, and also sort the drainage network in relation to the proposed standards in the literature so far today.

Key Words: Geomorphology, Drainage, Morphometric Analysis, Longitudinal profile.

Sumário

1. Introdução	1
2. Objetivos	2
3.. Localização e Vias de Acesso	3
4. Caracterização da área de estudo	4
4.1 Contextos Geológicos Regionais	4
4. 2 Geologia da Área de Estudo	7
4.2.1 Complexo Paráiba do Sul	7
4.2.2 Complexo Costeiro	8
4.2.3 Sedimentos Terciários (Bacia de Taubaté)	8
4.2.4 Sedimentos Quaternários	9
4.3 Aspectos Geomorfológicos Regionais	13
4.3.1 Planalto da Bocaina	15
4.3.2 Planalto do Paraitinga	15
4.3.3 Serrania Costeira	17
4.3.4 Serra do Mar	18
4.3.5 Morraria Costeira	18
4.3.6 Baixadas Litorâneas	19
4.4 Aspectos Climáticos	20
5. Redes e Padrões de Drenagem	21
6. Métodos e Técnicos	25
6.1 Análises dos perfis longitudinais	25
6.2 Cálculos dos índices RDEs para os cursos fluviais da referida bacia.	26

7. Resultados e Discussões	28
7.1 Índices de RDE	28
7.2 Perfil Longitudinal	35
8. Considerações Finais	38
9. Referências Bibliográficas	41

1. Introdução

A contribuição dos processos atuantes na configuração geomorfológica do sudeste brasileiro durante o período Cretáceo Superior e o Paleoceno vem sendo amplamente descrito na literatura desde a década de 30 por MORAES REGO (1932), ao ressaltar a formação de um peneplano pós-cretácico na porção que delinea a Serra do Mar ou através de alternância de fases de peneplanação e pediplanação após o Cretáceo Superior como postulado por FREITAS (1951) e KING (1956), respectivamente. Na região sudeste existem várias evidências de que a região foi palco de inúmeras reativações gerando soerguimentos, subsidências e acentuação dos processos denudacionais (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998, ZALAN & OLIVEIRA, 2005); além da formação de superfícies erosivas que requerem um período de estabilidade tectônica para a origem e evolução das mesmas (GUNNEL, 2008). Estas feições morfológicas têm sido vistas como testemunhos de uma história tectônica e denudacional que sofreu variações ao longo do tempo geológico; muitas vezes a cronologia relativa destes testemunhos geomorfológicos são dadas apenas pela sua distribuição ao longo das cotas topográficas, tornando a cronologia destes eventos incerta. Para melhor estabelecer a cronologia dos eventos morfodinâmicos que atuaram na elaboração destes relevos com características bem distintas foram realizadas as análises morfométricas utilizando métodos de Perfis Longitudinais e Índices de Relação Declividade *versus* Elevação, para a caracterização e distinção de áreas homogêneas dentro de uma bacia, bem como para a detecção de deformações tectônicas.

2. Objetivos

O objetivo desta pesquisa foi realizar o reconhecimento, análise e interpretação das redes de drenagem do alto curso do rio Jacuí no município de Cunha, estado de São Paulo, visando à detecção e controle relacionados aos episódios tectônicos ocorridos durante o Mesozóico-Cenozóico correlacionados à gênese e evolução da Serra do Mar.

Concomitantemente as análises e interpretações realizaram-se com a comparação do perfil longitudinal do Rio Jacuí com o alto e médio curso do Rio Paraitinga, bem como a interpretação dos resultados de RDEs, a fim de inferir distinções de padrões da rede de drenagem bem como os seus traçados e diferenças na morfologia do relevo promovidas pelos processos erosivos e/ou tectônicos.

Para a elaboração do presente trabalho foram realizados trabalhos de campo de gabinete para descrição das características geomorfológicas, geológicas, climáticas e termocronológicas da área de estudo; além da utilização de metodologias apresentadas por BRUNETTI e SCHUMM (1983) para perfis longitudinais e por HACK (1973) para RDEs.

Foram realizadas interpretações dos parâmetros morfométricos da rede de drenagem com base nos modelos de evolução da paisagem propostos por THOMAS & SUMMERFIELD (1985); GILCHRIST & SUMMERFIELD (1991, 1994). Posteriormente estas interpretações foram correlacionadas com os dados termocronológicos de traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas compilados dos trabalhos de SIQUEIRA-RIBEIRO (2007), SIQUEIRA-RIBEIRO *et al.*, (2011).

3. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo situa-se na divisa entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, entre as cidades de Cunha e Parati, região sudeste do Brasil (Figura-1).

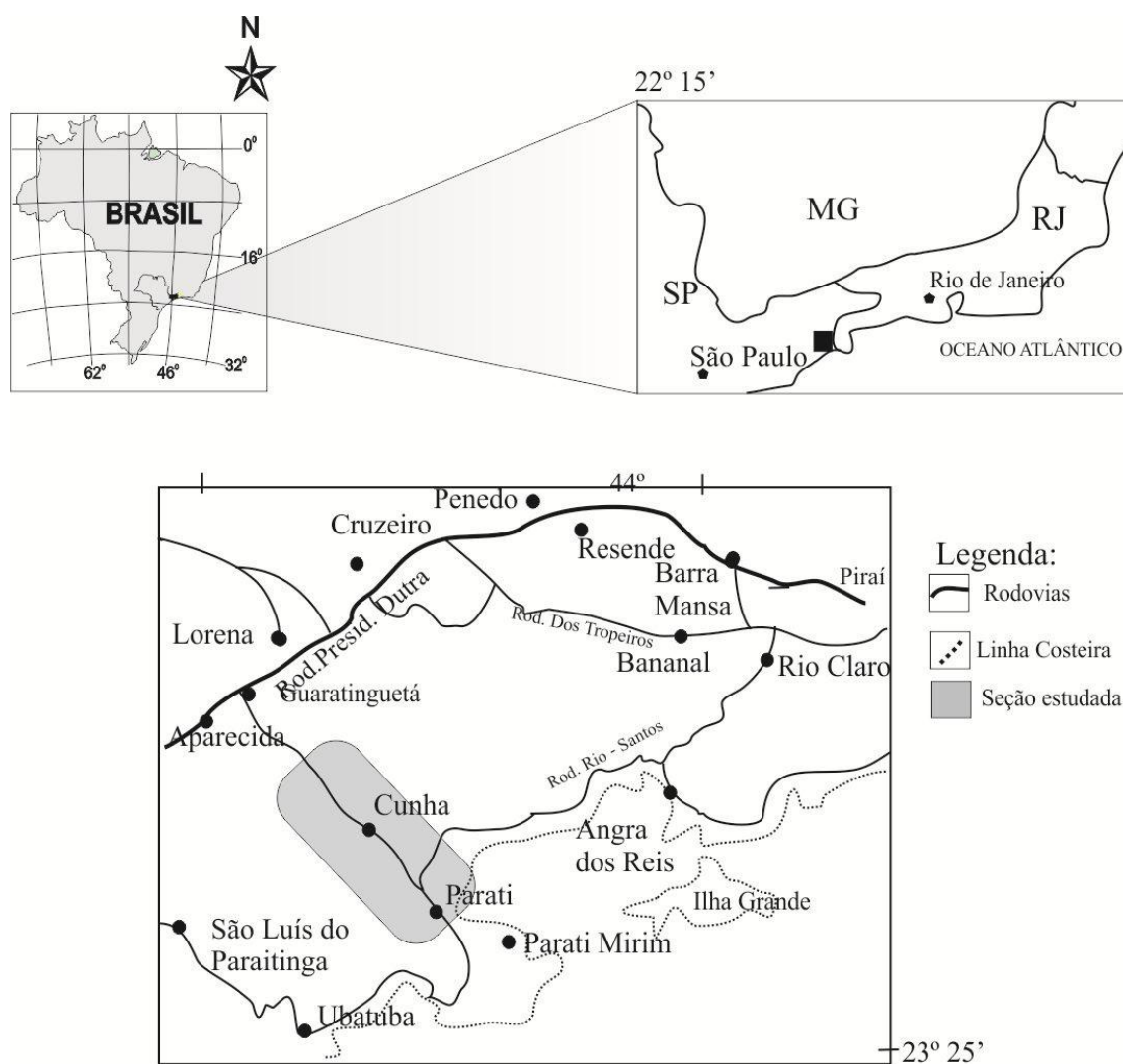


Figura- 1: Localização da área de estudo

4. Caracterização da Área de Estudos

4.1 Contextos Geológicos Regionais

A área está inserida na Província Tectônica Mantiqueira que inclui uma série de fragmentos crustais de diferentes idades e evoluções tectônicas (Figura-2). Esta província surgiu da aglutinação do supercontinente Gondwana durante o Neo – Proterozóico (CORDANI *et al.*, 2000).

O segmento central do setor nordeste da Província Mantiqueira insere-se em um sistema de nappes frontais, os Terrenos Socorro-Guaxupé, que estão estruturalmente controlados por cavalgamentos com orientações de rumo ENE, respectivo ao grupo Araxá (CAMPOS NETO & CABY, 1999). Este sistema inclui rochas do embasamento de diferentes idades, incluindo gnaisses de alto grau do complexo Amparo de idade arqueana, assembléias de arco magmático e unidades vulcano – sedimentares do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico. Estas rochas foram deformadas por um grande evento colisional, no momento em que o cráton do São Francisco colidiu com a área cratônica do Paraná em episódios anteriores à Orogênese Brasileira na aglutinação do oeste do Gondwana (CORDANI *et al.*, 2000).

A área de estudo está inserida no Cinturão Ribeira. Este setor é cortado por zonas de cisalhamento de direções nordeste, separando os blocos tectônicos nos quais estão inseridos os terrenos Juiz de Fora, Costeiro, Apiaí, Embu, Socorro-Guaxupé.

O Cinturão Ribeira (CR) possui idade Neoproterozóica ao início do Paleozóico, estende-se por 1400 km aproximadamente com direções NE-SW ao longo da costa brasileira (CORDANI *et al.*, 2000). Uma reconstrução tectônica mostra que (CR) é parte de um largo sistema orogênico desenvolvido em resposta à convergência do cráton do São Francisco, Congo e um terceiro bloco presentemente escondido sob as seqüências paleozóicas da Bacia do Paraná (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995;

HEILBRON *et al.*, 2000). Em direção ao sul, o Cinturão Ribeira é limitado pelo cráton Luís Alves. Ao norte existe uma transição lateral para o Cinturão Araçaí. À noroeste e sudeste do estado de Minas Gerais é limitado pelo Cinturão Brasileiro.

O Cinturão Ribeira faz parte de uma rede contínua de cinturões móveis do Neoproterozóico ao início do Paleozóico gerados a cerca de 700 a 450 Ma, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana (TROMPETTE, 1994). Na América do Sul e África estes eventos orogênicos são referidos como orogenias Brasileiras e Pan-Africanas respectivamente. O principal período de atividade orogênica do Cinturão Ribeira ocorreu durante o intervalo 670 a 480 Ma (TROW *et al.*, 2000).

No Cinturão Ribeira são reconhecidas quatro associações litológicas:

- a) Embasamento Paleoproterozóico/ Arqueano retrabalhado,
- b) Sucessões Neoproterozóicas a Mesopaleoproterozóicas deformadas;
- c) Rochas granitóides Brasileiros.

Após os episódios da Orogênese Brasileira inicia-se a formação de bacias do tipo *pull-apart* (*afastamento*), onde ocorre a deposição de sedimentos molassóides. A Bacia de Pouso Alegre, situada na região de Pouso Alegre e Eleutério, possuem idade eopaleozóica e juntamente com os depósitos da Bacia Eleutério são os únicos depósitos eopaleozóicos da região (TEIXEIRA, 1995).

O Paleozóico foi um período no qual foram instalados, no sul do país, a Bacia do Paraná, não perfazendo a área de trabalho deste estudo. Este período estendeu – se até o final do Triássico, quando então tiveram início os processos de abertura continental, culminando com manifestações magmáticas de natureza básica – intermediária, alcalina e alcalina ultrabásica. Na área de estudo o magmatismo básico sofreu grande influência de diques com direção nordeste que geraram o enxame de diques máficos da Serra do Mar (EDSM) (PEATE *et al.*, 1990).

Durante o Cretáceo o surgimento da intrusão alcalina de Poços de Caldas, originou uma feição positiva entre as rochas do embasamento da região oriental da estrutura Socorro-Guaxupé, sendo esta formada por rochas nefelinas-sienitos, brechas, fonólitos, piroclásticas. Esta estrutura soergueu os sedimentos da Bacia do Paraná, pois são encontrados arenitos dentro do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (correlacionáveis à Formação Botucatu) (ULBRICH & ULBRICH, 1992). Além dos demais tipos de rochas são também encontradas rochas sedimentares epiclásticas observadas comumente como ocorrências descontínuas ao longo do corpo alcalino e no embasamento; geralmente cortadas por diques e corpos menores de fonolito (ULBRICH & ULBRICH, 1992).

A ocorrência de sedimentos terciários encontra-se na porção sudeste do perfil na Bacia de Taubaté. RICCOMINI (1989) atribuiu a designação de Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) à feição denominada anteriormente de sistema de rifts da Serra do mar (ALMEIDA, 1976) representada por uma estreita faixa alongada e deprimida de direção ENE, com extensão aproximada de 800 km, englobando as Bacias de Curitiba (PR), São Paulo, Taubaté (SP), Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Barra de São João (RJ), e os grabens de Sete Barras (SP) e da Guanabara (RJ).

Cobrindo as áreas do cristalino ocorrem diversos corpos sedimentares caracterizados por depósitos sedimentares caracterizados por depósitos fluviais, clásticos e epiclásticos gerados por barramentos tectônicos e oscilação climática durante Terciário.

Grande parte do registro sedimentar neoquaternário foi identificado na região de Bananal (SP/RJ) por MOURA & MELLO (1991) ordenado com base em suas relações aloestratigráficas, evidenciando freqüentes intercalações entre depósitos de encosta e fluviais, sendo reconhecidas regionalmente.

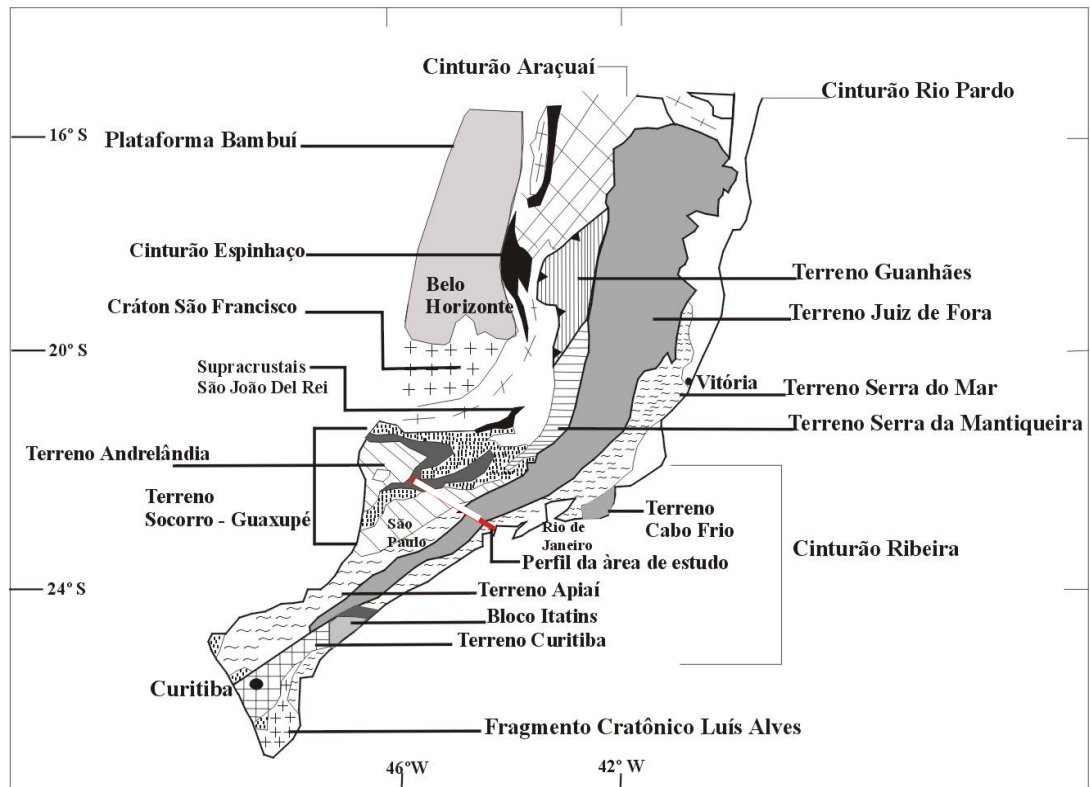


Figura 2: Principais unidades tectônicas de parte norte da Província Mantiqueira (Modificado de CORDANI *et al*, 2000).

4.2 Geologia da Área de Estudo

4.2.1 Complexo Paraíba do Sul

O Complexo Paraíba do Sul situa-se na Província Mantiqueira (CORDANI *et. al.*, 2000), no Cinturão Ribeira descrito por HEILBRON *et. al.*, 1995 e MACHADO *et.al.*, 1995. É formado por biotita gnaisses, biotita xistos, gnaisses migmatíticos, metapelitos com sillimanita, intercalações de quartzitos, calciossilicáticas, mármore e anfibolitos; e rochas graníticas e granitóides diversos (HASUI & OLIVEIRA, 1984; CAMPOS NETO & FIGUEREIDO, 1990; CPRM, 1999) (Figura-3).

4.2.2 Complexo Costeiro

O Complexo Costeiro está inserido na Província Mantiqueira (CORDANI *et. al.*, 2000) dentro do Cinturão Ribeira, limitado pelas zonas de cisalhamento Paracambi – Arcádia Areal e Cubatão Paraíba do Sul.

O Complexo Costeiro é caracterizado por granitos, gnaisses e migmatitos bandados com intercalações de rochas calciossilicáticas e metavulcânicas, quartzitos, e núcleos esparsos ou bolsões de charnockitos e kinzigitos enderbitos (HASUI *et. al.*, 1984, CAMPOS NETO & FIGUEREIDO, 1990, CPRM, 1999) (Figura-3).

4.2.3 Sedimentos Terciários (Bacia de Taubaté)

Parte da área corta transversalmente a Bacia de Taubaté em sua porção mais ao norte, próximo a Aparecida/ Guaratinguetá no setor sudeste do perfil.

Segundo RICCOMINI (1989) os sedimentos cenozóicos que preenchem a Bacia de Taubaté pertencem a sistemas deposicionais diferenciados, subdivididas em três seqüências da base para o topo:

- a) Grupo Taubaté: compreende as formações Resende, Tremembé e São Paulo, além do Basanito Casa de Pedra, inter – relacionados, possuindo idade paleogênica.

A formação Resende corresponde a um sistema de leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados, de idade oligocênica, com sedimentação composta por rochas rudáceas sustentadas por matriz lamítica e conglomerados.

A formação São Paulo corresponde a um sistema meandrante sobreposto aos leques aluviais e sistema lacustre. Este sistema é representado por arenitos grossos, conglomeráticos, com granodecrescência ascendente até siltitos e argilitos.

- b) Formação Itaquaquecetuba de idade neogênica (COIMBRA *et al.*, 1983) encontra-se alojada em contatos ora erosivos, ora tectônicos, sobre rochas do embasamento pré-

cambriano, sendo representada por um sistema fluvial entrelaçado e composta por arenitos médios a grossos, mal selecionados, arcóseos, com níveis conglomeráticos.

- c) Formação Pindamonhangaba (RICCOMINI, 1989) é representada por um sistema fluvial meandrante, de idade neogênica a pleistocênica. Apresenta um nível conglomerático basal, em sentido ascendente para arenitos argilosos, grossos e mal selecionados e no topo para siltitos maciços ou estratificados.

4.2.4 Sedimentos Quaternários

Na área não foram estudadas as formações superficiais e suas possíveis correlações com as aloformações descritas por MOURA & MELLO (1991) na região de Bananal (SP/RJ) situada no sopé da Serra da Bocaina, dentro da área de abrangência do médio vale do rio Paraíba do Sul.

As seqüências sedimentares descritas por MOURA & MELLO (1991) evidenciam descontinuidades morfológicas e estratigráficas que parecem estarem relacionadas a eventos evolutivos diferenciados. De acordo com os estudos realizados os autores definiram nove aloformações.

- a) Aloformação Santa Vitória: possui idade pleistocênica é caracterizada por uma seqüência de colúvios avermelhados, mapeáveis exclusivamente em subsuperfícies, encontrados, em geral, em inconformidade com o embasamento cristalino muito alterado, algumas vezes delineado por linhas de seixos, estando preservados em interflúvios ou encostas laterais de anfiteatros (MOURA & MELLO, 1991). A Aloformação Santa Vitória parece corresponder a depósitos colúviais resultantes do retrabalhamento direto do embasamento cristalino alterado, ao qual a camada inferior assemelha-se bastante. A camada superior apresenta indícios de forte pedogênese ferralítica. O fato de esses depósitos

estarem associados a feições geomorfológicas quaternárias (rampas de colúvio), estratigraficamente abaixo de uma seqüência coluvial cujo solo nela desenvolvido data de aproximadamente 10000 anos.

- b) Aloformação Rio do Bananal: de idade pleistocênica é formada por uma seqüência coluvial que parece representar uma fase de intensa atividade na dinâmica de encostas, produzindo um espesso pacote coluvial que preencheu as reentrâncias dos anfiteatros (MOURA & MELLO, 1991).
- c) Aloformação Rio das Três Barras: de idade holocênica, correspondem a uma seqüência argilosa sendo dividida em duas camadas superpostas: a camada inferior é representada por argila cinza-escuro, apresenta laminações horizontais milimétricas, preservando matéria orgânica em grande quantidade (troncos e restos vegetais em geral). A camada superior é formada por material argiloso, rosado, também apresenta laminações horizontais milimétricas, com finos níveis de areia de granulometria fina intercamados, indícios de bioturbação e restos vegetais. A gênese para os depósitos da unidade Rio das Três Barras parece estar ligada a paleolago holocênico resultantes de represamentos locais dos cursos fluviais pela elevação de níveis de base locais, associados ao entulhamento dos fundos de vale pelos depósitos de encosta que compõem a aloformação Rio do Bananal.
- d) Aloformação Cotiara: de idade holocênica. Os depósitos da unidade Cotiara caracterizam-se como materiais argilo-arenosos a areno-argilosos, amarelos, com freqüentes grânulos de quartzo, extremamente mal selecionados, maciços, bastante friáveis, apresentando estrutura pedológica granular e podendo preservar localmente o paleo-horizonte A . A Aloformação Cotiara parece representar o retrabalhamento da unidade Rio do Bananal, documentado pelas relações

texturais, que apresentam decréscimo na fração de finos e pelas relações mineralógicas, bastante semelhantes. É encontrada somente no domínio das encostas, na tendo sido registradas relações de contato direto com os depósitos fluviais.

- e) Aloformação Rialto: de idade holocênica. É representada por uma seqüência predominantemente arenosa, onde podem ser reconhecidas três camadas principais. A camada inferior é caracterizada por areias médias a grossas, mal selecionadas, de cores variadas, esbranquiçadas, amareladas, avermelhadas, com freqüentes níveis de oxidação, apresentando estratificações cruzadas de médio porte, planares e acanaladas, com estratos bem desenvolvidos e níveis de cascalho fino. Uma camada intermediária caracteriza-se pela interceptação de lentes arenosas, silticas e cascalhos. A camada superior apresenta areias finas a médias, mal selecionadas, esbranquiçadas a acastanhadas, com estratificações cruzadas planares de pequeno porte; essencialmente quartzosas e micáceas. A gênese das areias da unidade Rialto parece estar relacionada a ambiente fluvial do tipo (*braided*) (*entrelaçado*).
- f) Aloformação Manso: possui idade holocênica. A composição dos seus depósitos é caracterizada por uma extrema heterogeneidade lítica, em nítida discordância erosiva sobre as unidades subjacentes, podendo mesmo ser encontrado em inconformidade com o embasamento cristalino alterado. A Aloformação Manso engloba uma seqüência sedimentar constituída por depósitos de encosta e fluvial intimamente intergitados, sendo reconhecidas três associações de fácies sedimentares principais, informalmente denominadas como fácies Campinho, fácies Quebra-Canto e Fácies Fazendinha, distinguíveis em superfície e subsuperfície (MOURA & MELLO, 1991).

- g) Aloformação Piracema: de idade holocênica. São depósitos que constituem uma seqüência coluvial em nítida discordância erosiva sobre as unidades subjacentes. Estes depósitos são encontrados em diversas situações quanto à topografia das encostas, nos interflúvios, encostas laterais ou preenchendo as reentrâncias dos anfiteatros, sendo registrados freqüentemente no topo dos terraços fluviais mais antigos (T₁) (MOURA & MELLO, 1991).
- h) Aloformação Resgate: possui idade holocênica. A principal feição distintiva da Aloformação resgate corresponde à notável discordância erosiva que separa a unidade dos depósitos fluviais mais antigos, relacionada a eventos, dentro da dinâmica neoquaternária de evolução da paisagem, de entalhe erosivo dos canais fluviais e formação do nível intermediário do terraço fluvial (T₂).
- i) Aloformação Carrapato: idade holocênica. A última unidade individualizada na coluna estratigráfica corresponde a uma seqüência coluvial. A Aloformação Carrapato é litologicamente constituída por materiais areno-argilosos castanhos, com grânulos de quartzo, extremamente mal selecionados, maciços, apresentando estrutura pedológica incipiente, com espessuras registradas da ordem de um metro. Esta seqüência coluvial parece registrar uma fase mais recente de remodelamento das encostas, que seria o último dos principais eventos identificados nos depósitos quaternários encontrados na região de Bananal para a dinâmica das encostas.

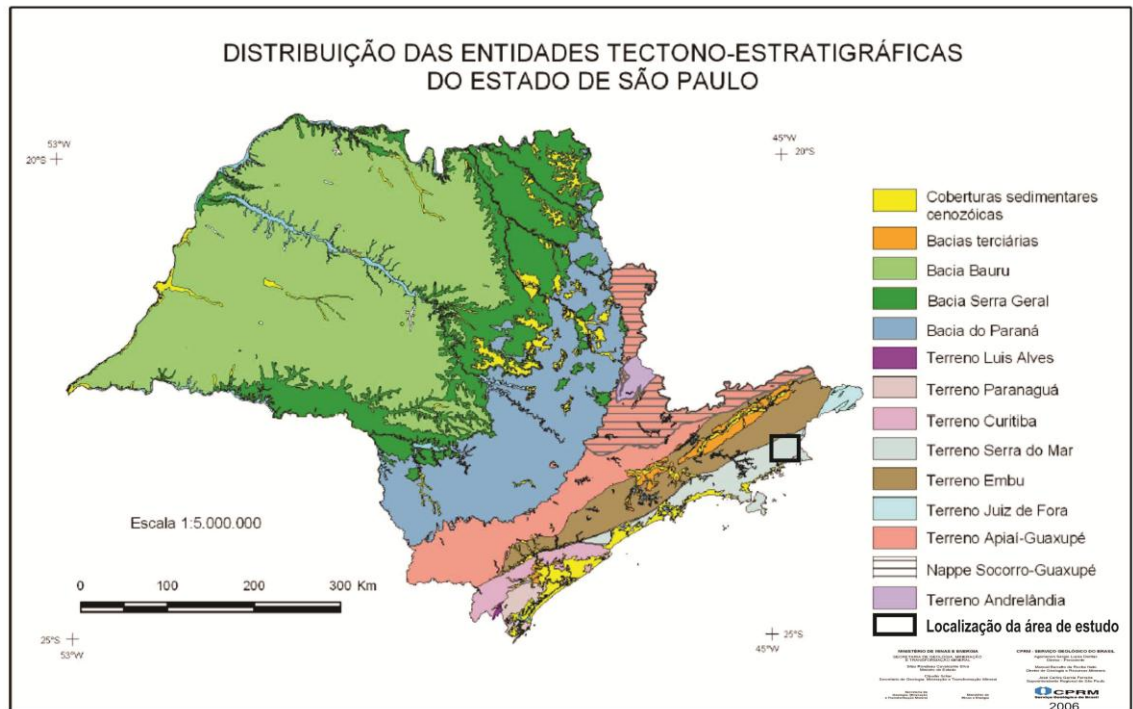


Figura 3- Mapa geológico das entidades tectono-estratigráficas do Estado de São Paulo (modificado de CPRM 2006)

4.3 Aspectos Geomorfológicos Regionais

Dentro do contexto regional das características geomorfológicas, as morfologias que compõem a área de estudo são compostas pela Serrania do Quebra-Cangalha, alta Morraria do Paraitinga (SP/RJ), Serrania Costeira, Baixadas Litorâneas e Morraria Costeira (Figura-4) definida por Ponçano *et al.* (1981) (Tabela-1).

Província Geomorfológica	Zonas	Sub-Zonas
	Planalto da Bocaina**	Serrania da Bocaina e Planaltos Isolados
	Planalto do Paraitinga*	3a-Morraria do Paraitinga** 3b-Morraria de Paraibuna** 3c-Serrania de Natividade da Serra-Quebra-Cangalha**
	1-Serrania Costeira	1a- Serra do Mar 1b-Serra do Paranapiacaba
	2-Baixas Litorâneas	
	3-Morraria Costeira	

Tabela-1: Compartimentos geomorfológicos da área de estudo baseado nas classificações propostas por Silva (2002, 2003)^{*}, Ponçano *et al.* (1981)^{**}).

4.3.1 Planalto da Bocaina

O Planalto da Bocaina apresenta-se como uma unidade geomorfológica maturamente dissecada, com eixo de inclinação principal para sudeste. Esta unidade geomorfológica foi dividida em duas subzonas: a Serrania da Bocaina (4a) e os Planaltos Isolados (4b). A Serrania da Bocaina é constituída por serras alongadas que separam os platôs situados a níveis topográficos superiores que passam gradualmente desde 1700 metros a noroeste, nas proximidades do Pico Tira-Chapéu, até 1000-1100 metros a sul e sudeste, nas bordas da Serra do Mar. As morfologias que constituem os Planaltos Isolados (4b) formam os restos de um planalto que representa uma superfície de erosão muito evoluída e dissecada, formada por um conjunto de relevos caracterizados por mar de morros e morros paralelos (Ponçano *et al.* 1981).

Segundo Silva (2006), o Planalto da Bocaina é caracterizado por paisagens montanhosas úmidas, sendo umas das suas principais características a presença de vales suspensos, demonstrando os desnivelamentos ou rupturas de declive ao longo dos canais fluviais de primeira ordem. O Planalto da Bocaina apresenta porções de relevos colinosos de baixa amplitude topográfica, alternado por segmentos mais dissecados formados por vales encaixados e encostas íngremes, evidenciando variações locais nos níveis de erosão do planalto.

4.3.2 Planalto do Paraitinga

O Planalto do Paraitinga é caracterizado por uma região drenada pela bacia do rio Paraíba do Sul a montante do município de Guararema, estabelecendo-se nos limites entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, próximo ao começo do Planalto da

Bocaina. Morfológicamente trata-se de um planalto cristalino, maturamente dissecado, composto por relevos de “mar de morros” e longas serras longitudinais. Suas altitudes decrescem para WSW, chegando a alcançar até 1300 metros, com amplitudes locais de relevo que atingem de 200 a 300 metros (Almeida, 1964).

Uma das principais características físicas do Planalto do Paraitinga são suas variações morfológicas, o que permitiu que este planalto fosse subdividido em 3 subzonas: 3 a-Morraria do Paraitinga, 3b-Morraria do Paraibuna e 3c-Serra de Natividade-Quebra-Cangalha (Ponçano *et al.* 1981).

A Morraria do Paraitinga (3a) é constituída por relevos de mar de morros, cujas morfologias são extensas, arredondadas e suavizadas, não apresentando relevos controlados por antigas estruturas.

Os relevos situados na Morraria do Paraibuna (3b) ocorrem na região do rio Paraibuna, apresentando morros com altitudes médias, rede de drenagem densa e ausência de planícies aluvionares. Seu sistema de relevo é caracterizado por morros paralelos, exceto nas proximidades do município de Paraibuna (SP), onde o relevo é formado por mar de morros, e junto às bordas do planalto temos a ocorrência de morrotes baixos (Ponçano *et al.* 1981). O sistema de relevos que separa as morrarrias do Paraitinga e Paraibuna é formado por um conjunto de serras alongadas que representam o divisor de águas das duas grandes bacias hidrográficas (os rios Paraitinga e Paraibuna, respectivamente). As litologias predominantes neste compartimento geomorfológico são rochas granitóides que constituem o imenso batólito de Natividade, cujos limites são aproximadamente os mesmos da região serrana descrita. Estes limites coincidem com grandes falhas transcorrentes (a norte, o Falhamento de Taxaquara, e a sul o Falhamento de Natividade), que colocam em contato a região granítica com áreas migmatíticas (*op. cit.*).

Na porção norte do Planalto de Paraitinga, entre os municípios de Aparecida e Lorena (SP), situa-se os relevos que compõem a Serrania da Natividade e Quebra-Cangalha (3c). Esta serra é representada por relevos de escarpas festonadas e um degrau topográfico que separa a Morraria do Paraitinga da Morraria do Médio Vale do Paraíba.

4.3.3 Serrania Costeira

A Província Costeira corresponde, segundo Almeida (1964), ao rebordo do Planalto Atlântico (Figura-3), compreendendo em sua maior parte uma região serrana contínua (Serrania Costeira) drenada diretamente para o mar, que próximo à costa cede lugar a uma seqüência de planícies. A Serrania Costeira é constituída pelas Serras do Mar e Paranapiacaba, as Serranias do Itatins, Ribeira e os Planaltos Interiores, que apresentam desníveis totais da ordem de 800 a 1200 metros de altitude com as baixadas litorâneas. Os limites desta província são bastante variáveis, enquanto na região adjacente à Ilha de São Sebastião ela é estreita, com 20-40 km de largura, no vale do Ribeira este limite se desloca para o interior, penetrando até 170 km do litoral, graças à erosão remontante do Rio Ribeira de Iguape e seus afluentes.

Segundo Hasui e Almeida (1978) o quadro geomorfológico é controlado estruturalmente e litologicamente; enquanto que a bacia deste rio se aloja em terrenos essencialmente filíticos e xistosos do Cinturão Ribeira, os divisores entre afluentes e as bordas da bacia de drenagem são sustentados por rochas granitóides, quartzíticas e carbonáticas.

4.3.4 Serra do Mar

Esta subzona é constituída por escarpas festonadas e degraus topográficos. Os degraus topográficos por sua vez representam os planaltos situados em diferentes níveis altimétricos. Na porção sul da área de estudo, na região de Peruíbe (SP), as morfologias que compõem a Serra do Mar e do Paranapiacaba sofrem uma intensa dissecação decorrente da expansão da bacia do rio Ribeira de Iguape, descaracterizando completamente as morfologias que formam a Serrania Costeira.

4.3.5 Morraria Costeira

A Morraria Costeira é uma extensa área de relevos arrasados, constituídos de morrotes e colinas que se destacam da planície costeira e das vastas planícies aluviais do trecho inferior do rio Ribeira de Iguape. Os limites desta zona a norte coincidem com a primeira ruptura regional de declividade, na passagem para o relevo montanhoso da Serra do Paranapiacaba.

Os relevos presentes na Morraria Costeira foram classificados por Ponçano *et al.* (1981) apresentando os seguintes tipos de morfologias: colinas isoladas, morrotes em meia laranja, morros paralelos e localmente morros com serras restritas.

4.3.6 Baixadas Litorâneas

Segundo Suguio (2003), as planícies costeiras são superfícies geomorfológicas deposicionais de baixo gradiente, formadas por sedimentação predominantemente subaquosa que margeiam corpos de água de grandes dimensões, como mar ou oceano, representadas comumente por faixas de terrenos recentemente (em termos geológicos) emerso e composto por sedimentos marinhos, continentais, flúvio-marinhos, lagunares, paludiais, etc, em geral de idade quaternária. Na região entre a Serra do Mar e o oceano, são constituídas em grande parte pelos aluviões e terraços marinhos que se fundiram no litoral com as areias trabalhadas pelo mar. Esses planos aluviais (várzeas) são geralmente compostos por sedimentos areno-siltíticos-argilosos e alúvio-coluvionares, provenientes do intemperismo das rochas das serras que circundavam a baía no período Quaternário (Holoceno).

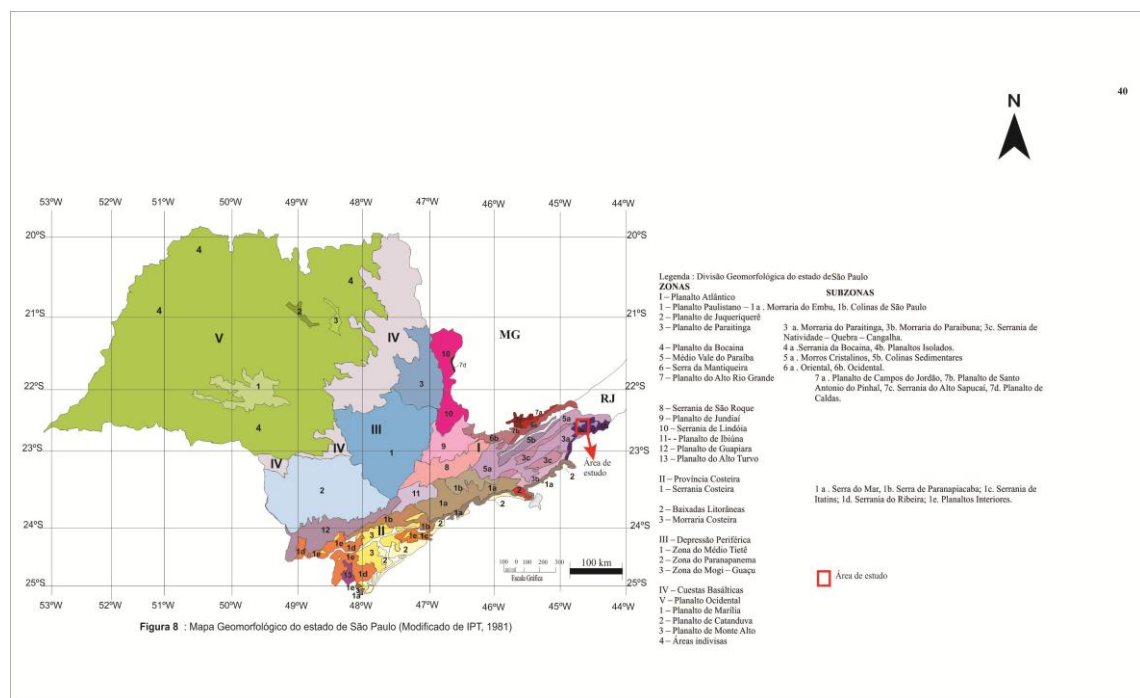


Figura-4: Províncias Geomorfológicas do estado de São Paulo definidas por Ponçano *et al.* (1981)

4.4 Aspectos Climáticos

O sudeste brasileiro é uma região do país onde há grande diversidade climática, situando-se entre os paralelos de 14° a 25° sul, resultando em praticamente toda a sua área estar localizada na zona tropical. A variabilidade climática por sua vez está relacionada a alta taxa de evaporação devido a proximidade da região com superfícies líquidas. O sudeste, localizado a leste do continente possui litoral em toda a sua extensão possui um intenso processo de evaporação e condensação. Esses processos também estão relacionados com a radiação solar devido a tropicalidade regional, o sol emite sua radiação com maior intensidade.

O relevo da região, é outro fator que evidencia a diversidade do clima. A topografia abrange grandes diferenças de altitude, variando desde o nível do mar até as superfícies altamente acidentadas da Serra do Mantiqueira, do Mar, do Espinhaço, entre outras, cujos pontos culminantes estão acima de 2700m na Mantiqueira e 2200 na Serra do Mar, o que favorece as precipitações, devido a turbulência do ar pela ascendência orográfica das correntes.

Segundo NIMER (1979) fatores como o relevo, a latitude, a continentalidade ou maritimidade, incluindo as correntes marítimas agem sobre o clima de uma determinada região interagindo-se com os sistemas regionais de circulação atmosférica. No sudeste alguns fatores como o escoamento atmosférico médio, condições do oceano e a situação dos centros de ação e perturbações gerais, influenciam a penetração de sistemas atmosféricos. A região ainda sofre a influência de alguns fenômenos de grande escala como o El Niño e La Niña.

A área em que o presente trabalho retrata, está em uma zona de transição entre os litorais de São Paulo e Rio de Janeiro, mesclando características de regiões montanhosas, onde as altitudes sobrepõem-se à influência da latitude, fazendo com

que os verões sejam amenos e os invernos mais rigorosos, com características de regiões de altitudes mais baixas, em que as médias de temperaturas anuais variam entre 19°C e 21°C.

Em relação a pluviosidade da região, CAVALCANTI (2009) destaca que a distribuição das chuvas é altamente influenciada por fatores geográficos da paisagem e pela dinâmica dos sistemas atmosféricos que atuam na área. A disposição do relevo exerce forte controle sobre essa distribuição, que ainda conta a continentalidade e com a atuação das frentes polares para caracterizar por completo o regime e distribuição pluvial. A média de precipitação da área em estudo ultrapassa os 2000 mm ao ano, sofrendo influencia direta da Serra do Mar.

5. Redes e Padrões de Drenagem

A drenagem fluvial constitui um conjunto de canais de escoamento interligados. Alguns fatores como, o regime de precipitação, a evapotranspiração e a infiltração influenciam e ditam o ritmo dessa rede de drenagem.

O conceito de bacia hidrográfica é atribuído a área drenada pelo sistema fluvial, onde cada bacia possui características únicas determinadas pelo relevo, textura do solo, manto vegetal, litologia e estrutura das rochas, etc.

A classificação dos padrões de drenagem seguem um arranjo planimétrico dos cursos d'água onde esses são definidos de acordo com o escoamento, a gênese e a geometria: “Os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais que podem ser influenciados em sua atividade morfogenética pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas

diferenças de declividade e pela evolução geomorfológica da região (CHRISTOFOLETTI, 1980).

De acordo com o escoamento fluvial, as bacias de drenagem podem ser classificadas em:

Exorréicas: quando o escoamento das águas é contínuo até o oceano, ou seja, quando as bacias desembocam diretamente ao nível do mar.

Endorréicas: quando o curso das drenagens não percorre o caminho que irá desembocar no mar, e desembocam em lagos ou dissipam-se nas areias do deserto, ou perdem-se nas depressões cársticas.

Arréicas: quando uma bacia hidrográfica não está precisamente organizada, como em áreas desérticas onde a precipitação é negligenciada e a atividade dunária é intensa, obscurecendo as linhas e os padrões de drenagem.

Criptorréicas: quando as bacias são subterrâneas, como nas áreas cársticas. A drenagem subterrânea acaba por surgir em fontes ou integrar-se em rios subaéreos.

A gênese dos cursos de água foi classificada de acordo com CHRISTOFOLETTI (1980) e se baseia em relação à inclinação das camadas geológicas:

Consequente: são rios cujo curso foi determinado pela declividade da superfície terrestre, em geral coincidindo com a direção da inclinação principal das camadas.

Ressequente: são aqueles rios que fluem na mesma direção dos rios consequentes, mas nascem em nível mais baixo. Em geral, nascem no reverso de escarpas e fluem até desembocar em um subsequente.

Subsequente: são rios cuja direção de fluxo é controlada pela estrutura rochosa, acompanhando sempre uma zona de fraqueza, tal como uma falha, junta, camada rochosa delgada ou facilmente erodível. Nas áreas sedimentares, correm perpendiculares à inclinação principal das camadas.

Obsequente: correm em sentido inverso à inclinação das camadas ou à inclinação das camadas ou à inclinação original dos rios consequentes. Em geral, descem das escarpas até o rio subsequente.

Insequentes: estabelecem-se quando não há nenhuma razão aparente para seguirem uma orientação geral pre-estabelecida, isto é, quando nenhum controle da estrutura geológica se torna visível na disposição espacial da drenagem. São comuns nas áreas onde a topografia é plana e em áreas de homogeneidade litológica, como as graníticas.

A classificação dos padrões de drenagem, com base na geometria dos canais, apresenta os tipos fundamentais como:

Dendrítico: pode ser conhecido também como arborescente, devido a semelhança com a configuração de uma árvore, onde o rio principal corresponde ao tronco, os tributários aos ramos e galhos e as correntes de menor categoria aos pequenos ramos e folhas. Nos padrões dendríticos subsidiários, podem ser descritos como pinadas, subparalelas ou anastomosadas. O padrão pinado se estabelece através de rios tributários paralelos que se unem ao rio principal em ângulos agudos. No padrão dendrítico subparalelo existe a formação de ângulos muito pequenos entre a confluência de rios subsidiários e principal. O padrão dendrítico anastomosado é característico de planícies de inundação, constituindo canais onde ocorre bifurcações e confluências de maneira aleatória.

Paralelo: Ocorre quando os cursos de água escoam paralelamente uns aos outros. Localizam-se em áreas com escarpas acentuadas onde existem controles estruturais que permitem um certo espaçamento regular, quase paralelo.

Treliça: esse tipo de drenagem está sob forte controle estrutural, e geralmente há predomínio da linha reta nos cursos da água com ângulos retos quando há alguma alteração neste curso. É formado basicamente por rios principais consequentes, correndo paralelamente e de acordo com a inclinação do relevo, os afluentes do rio principal são considerados rios subsequentes, que por sua vez recebem rios obsequentes e ressequentes. Na maior parte dos casos a confluência entre os rios formam ângulos retos.

Retangular: possui esse nome devido a mudanças bruscas retangulares no curso das correntes fluviais, por conta de falhas, fraturas ou sistemas de juntas. Pode ser considerado uma modificação da drenagem em treliça.

Radial: é composta por correntes fluviais que apresentam disposição como raios de uma roda. Ou seja, as drenagens podem convergir para um ponto central, geralmente para áreas mais baixas (centrípeta), ou ainda podem divergir a partir de um ponto ou área que se encontra em posição mais elevada (centrifuga).

Anelar: este padrão se assemelha a forma de um anel, e se encontram em áreas profundamente entalhadas com camadas de rochas duras e frágeis que geram cursos subsequentes, recebendo tributários obsequentes e ressequentes.

Como o padrão geométrico relaciona-se com o ambiente geológico e climático local, é possível, através do estudo desses padrões, interpretar a natureza dos terrenos, a disposição das camadas e dos falhamentos, os processos fluviais e climáticos predominantes. A bacia de drenagem é a unidade fundamental em geomorfologia

dentro da qual podem ser estudadas as relações entre o relevo e os processos que os modificam (COSTA, 2005).

6. Métodos e Técnicas

6.1 Análises dos perfis longitudinais

O método de estudo do Perfil Longitudinal dos vales, apresentado por BURNETT e SCHUMM (1983) se baseou em dados e interpretações obtidos em trabalhos realizados nos estados de Mississippi e Lousiana (EUA). Analisando o estudo desses autores foi possível aferir que as drenagens que escoam em regiões deformadas ou sujeitas a tal, continuam ajustando seus canais de acordo com as variações de altimetria, e que estes ajustes se dão principalmente por alterações na sinuosidade do curso. CARETTA (2004) faz as seguintes considerações:

Por esta técnica plota-se o desnível altimétrico entre os pontos extremos do vale no eixo das ordenadas e a distância, em linha reta, entre os pontos no eixo das abscissas. Este procedimento elimina o efeito da sinuosidade do canal. Em seguida, sobrepõe-se ao perfil obtido à linha de melhor ajuste, o que permite definir, genericamente, áreas em subsidência e soerguimento. A linha de melhor ajuste, neste caso, corresponde a um simulacro matemático do perfil de equilíbrio do rio (Figura-5). Permite-se identificar áreas de deposição de sedimentos e sua relação com o arcabouço tectônico através desses procedimentos

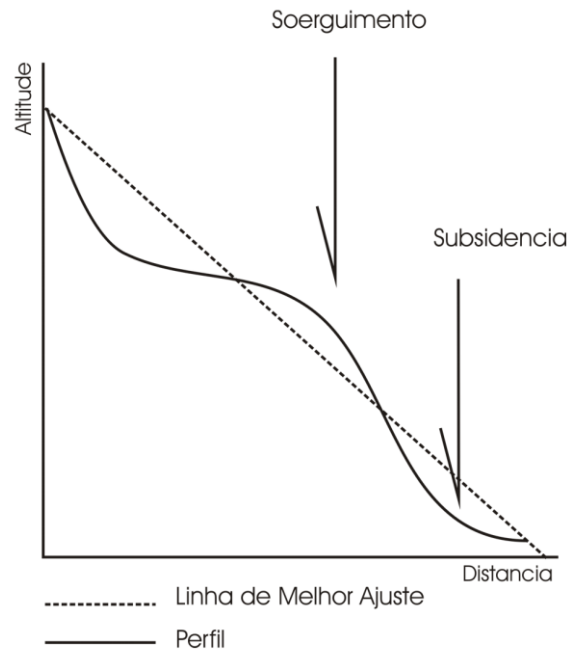


Figura 5: Modelo de perfil longitudinal (Modificado de CARETTA, 2004)

A técnica da análise do perfil longitudinal pode complementar a dos índices RDE, podendo auxiliar na verificação de possíveis controles de drenagem e deposição na bacia.

6.2 Cálculos dos índices RDEs para os cursos fluviais da referida bacia

O índice RDE é calculado como sendo a razão entre a amplitude altimétrica de cada curso d'água e o logaritmo natural de sua extensão. Os valores obtidos podem ser plotados em mapa (no ponto mediano de cada drenagem), possibilitando o traçado de linhas de isovalores (*isodefs*) (ETCHEBEHERE, 2004).

Os índices de Relação Declividade vs. Extensão de curso d'água (RDE) possibilitam a análise de perfis longitudinais de toda extensão de um curso fluvial (RDE_{total}) bem como de trechos selecionados (RDE_{trecho}), propiciando as bases para o estabelecimento de comparações entre cursos d'água de ordem e de porte diferentes.

Nesta pesquisa, devido à extensão da área e escala de análise, optou-se por utilizar somente o RDE total. O índice RDE pode ser calculado através da seguinte fórmula:

$$\text{RDE} = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um seguimento ao longo do curso d'água;

ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice está sendo calculado.

Os índices RDE podem ser utilizados como indicadores de áreas suspeitas de atividades tectônicas recentes e possibilitam a análise tectônica de áreas extensas.

Segundo ETCHEBEHERE (2000), o índice RDE resulta do método estabelecido por HACK (1973) e pode ser correlacionado com os níveis de energia da corrente (*stream power*), que se reflete na capacidade da mesma erodir o substrato e de transportar a carga sedimentar. Esses índices são indicadores sensíveis de mudanças na declividade de um canal fluvial, que podem estar associadas a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato lítico e à atividade tectônica. O índice cresce onde o rio flui por sobre rochas mais resistentes e decresce onde percorre um substrato mais friável. Pode-se suspeitar da atuação de processos tectônicos caso seja possível eliminar o fator litológico como causador principal da elevação do índice em algum determinado trecho do rio.

Deste modo, é fundamental constituir cuidados na avaliação de campo das anomalias encontradas em gabinete, já que os índices RDEs são capazes de mostrar áreas onde podem ter ocorrido atividades deformacionais recentes, passando assim a

constituir alvos de comprovação de dados em campo e ainda aumentando o poder de efetividade na questão de análises tectônicas.

Assim sendo a técnica da análise do perfil longitudinal completa a dos índices RDE, auxiliando na verificação de possíveis controles de drenagem e deposições na bacia. Para o cálculo do índice RDE procedeu-se da seguinte maneira:

- 1- Escolha dos trechos mais relevantes do Rio Jacuí e Paraitinga através de cartas topográficas na escala 1:50 000.
- 2- Digitalização das Bacias dos Rios Jacuí utilizando-se o software ArcGis 10
- 3- Através do software Global Mapper 13 foram extraídas as curvas de nível das quais faziam parte os cursos fluviais.
- 4- Medida do comprimento de cada trecho do canal fluvial
- 5- Tabulação e cálculo dos índices RDEs de quatro trechos do Rio Jacuí (comprimento do trecho, diferença de altitudes e extensão total do curso entre o ponto e a cabeceira da drenagem, que puderam ser obtidos através de ferramentas do Global Mapper 13).
- 6- Elaboração de Mapas e Tabelas permitindo a visualização e interpretação dos dados e consequentemente análises a respeito da presente área de estudo.

7. Resultados e Discussões

7.1 Índices de RDE

Para os cálculos de índices RDEs dos trechos do rio Jacuí, foi adaptado de ETCHEBEHERE (2004), os seguintes procedimentos:

1. Selecionou-se a drenagem referente ao alto curso do rio Jacuí nas folhas topográficas em escala 1:50 000.

2. Mediu-se, com o auxílio do software Global Mapper 13, o comprimento de cada trecho do rio, baseando-se no traçado das linhas azuis, ou seja, das drenagens das referidas cartas, já digitalizadas. Os valores alcançados correlatos à diferença altimétrica e comprimento total do curso d'água foram tabulados e colocados em uma planilha, na qual foi calculado o índice de RDE total, cuja média foi de 863,7.
3. Os valores calculados foram inseridos em uma planilha do software Surfer 8, para que se pudesse notar ao longo da extensão do alto curso do rio, os valores referentes aos RDEs.
4. Fez-se necessário calcular os índices por trechos da drenagem, para que assim fosse mais bem compreendido o padrão de distribuição dos valores de RDE da área de estudo. A extensão do curso do rio em análise atingiu valores em torno de 36.000 metros, sendo coerente, portanto a divisão do curso em quatro partes. Para a realização do cálculo de RDE por trecho, o procedimento foi semelhante ao cálculo de RDE total, onde os resultados serão apresentados através de tabelas.

Trechos	Reta	Comprimento	Altitude	RDE
Trecho 1	6900	9867	297	424,7
Trecho 2	7000	11819	300	506,5
Trecho 3	3900	5404	124	171,82
Trecho 4	6700	9341	71	98,9
			SOMA	1201,92
			MÉDIA	300,48

Tabela 2- RDE dos trechos da drenagem do Rio Jacuí

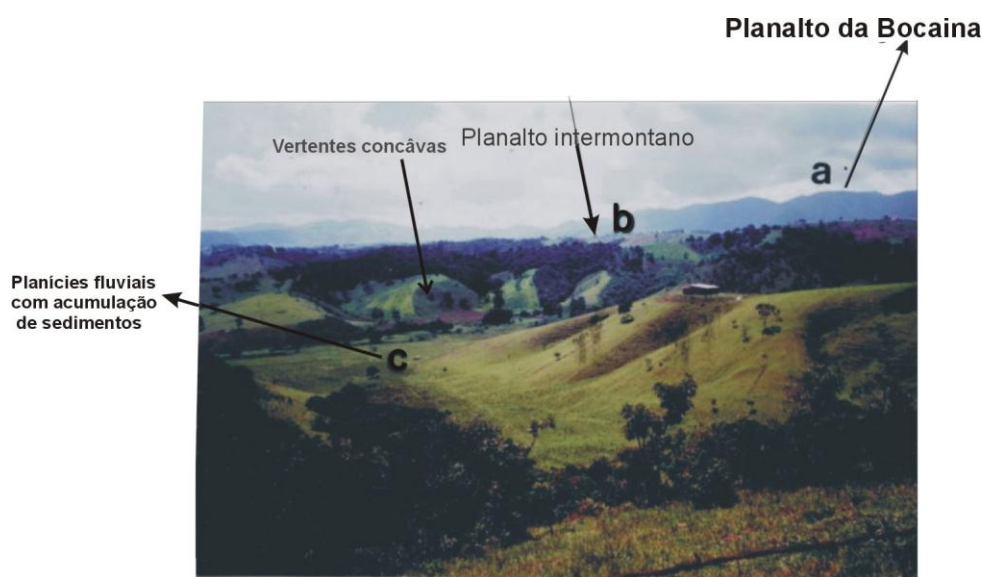
Rio	Reta	Comprimento	Altitude	RDE
Rio Jacuí	22355	36430	530	863.7

Tabela 3- RDE Total do Rio Jacuí

Pode-se notar valores acima da média RDE para o trecho 1 e trecho 2 à montante do rio Jacuí, onde inclusive encontram-se a nascente do rio. Ambos os trechos localizam-se em maiores altitudes do que os outros trechos. Consequentemente percebe-se o padrão de que quanto maiores às altitudes, maiores os índices de RDE.

Na configuração da bacia do rio Jacuí foram encontradas curvas acentuadas formando ângulos retos. O padrão da rede de drenagem é paralelo, seguindo a inclinação do relevo, sendo, portanto considerados rios consequentes, configurando um padrão de drenagem em treliça. Segundo CHRISTOFOLETTI (1980) este tipo de drenagem possui

um controle estrutural acentuado e é encontrado em estruturas sedimentares homoclinais, estruturas falhadas e nas cristas anticlinais, onde em muitas vezes as alterações do curso se fazem em ângulos retos. Esta área que perfaz parte da rede de drenagem do rio Jacuí é constituída pela Serrania do Quebra-Cangalha. As drenagens apresentam ordem de 3 e 4 graus segundo a classificação de STRAHLER E STRAHLER (1952). Os relevos que compõem a jusante do rio Jacuí (Figuras- 6 e 7) é constituído por planaltos intermontanos, fortemente intemperizados, com vertentes côncavas-convexas, fundos de anfiteatros entulhados e amplas planícies fluviais com forte acumulação de sedimentos (Fotografia-1). As distribuições dos planaltos intermontanos encontram-se alinhado na direção nordeste, acompanhando as direções das principais falhas (NE) que recortam e delimitam os relevos e os afluentes do rio Jacuí na área.

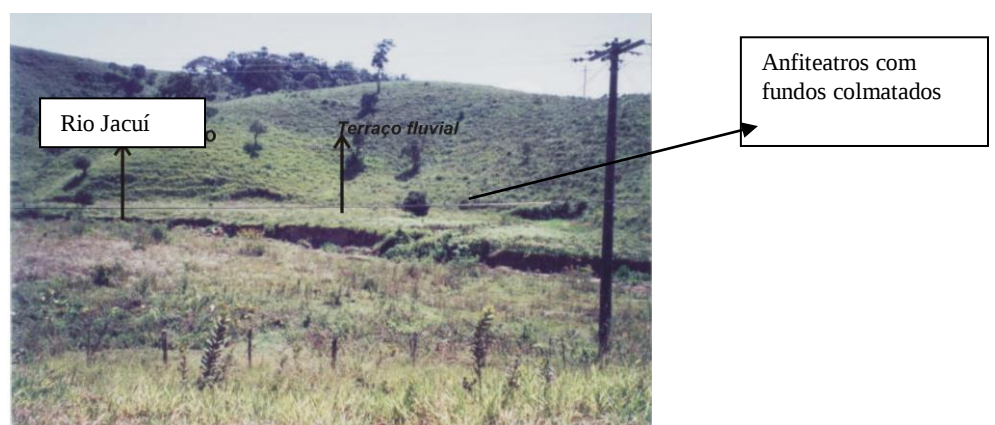


Fotografia-1: Morfologias encontradas na região da Serrania do Quebra-Cangalha Estrada Cunha-Campos de Cunha (SP).

Nas regiões próximas localizadas nas nascentes do rio Jacuí (Figura-6) com altitudes entre 1800 a 1200 metros apresentam uma distribuição dos divisores de drenagens fortemente controladas por lineamentos morfoestruturais com direção NE-

SW que coincide com a estruturação pré-cambriana dada pelas zonas de cisalhamento de Rio Bonito e Cubatão, (Hiruma *et al.* 2005). Neste trecho de acordo com os índices de RDE (Figura-7) apresentam 520 a 420 metros, correspondendo morfológicamente ao alinhamento de escarpas retilíneas e de cristas no Planalto da Bocaina.

Nas áreas situadas a altitudes entre 800-700 metros (Figura-6) que constituem a média Morraria do Paraitinga, representados por vales fluviais mais desenvolvidos do médio e baixo curso do rio Jacuí (Fotografia-2), pode-se verificar a existência de rios encaixados e terraços fluviais escalonados ao longo do vale assimétrico. As vertentes no trecho entre 800 a 700 metros de altitude são côncavas, com forte grau de intemperismo, evidenciado pela espessura do manto de intemperismo na área. Os índices de RDE (Figura-7) (Tabela-3) apresentam valores entre 380 a 80 metros decorrentes do da presença de amplos vales fluviais, com forte deposição evidenciado pela presença de terraços fluviais bem desenvolvidos (Fotografia-2), anfiteatros preenchidos por materiais rochosos e/ou solo húmico e espesso manto de alteração.



Fotografia-2: Morfologias encontradas na média Morraria do Paraitinga situado no intervalo de altitude de 800 a 700 metros. Próximo ao trevo de Cunha (SP). Rodovia Guaratinguetá -Cunha (SP).

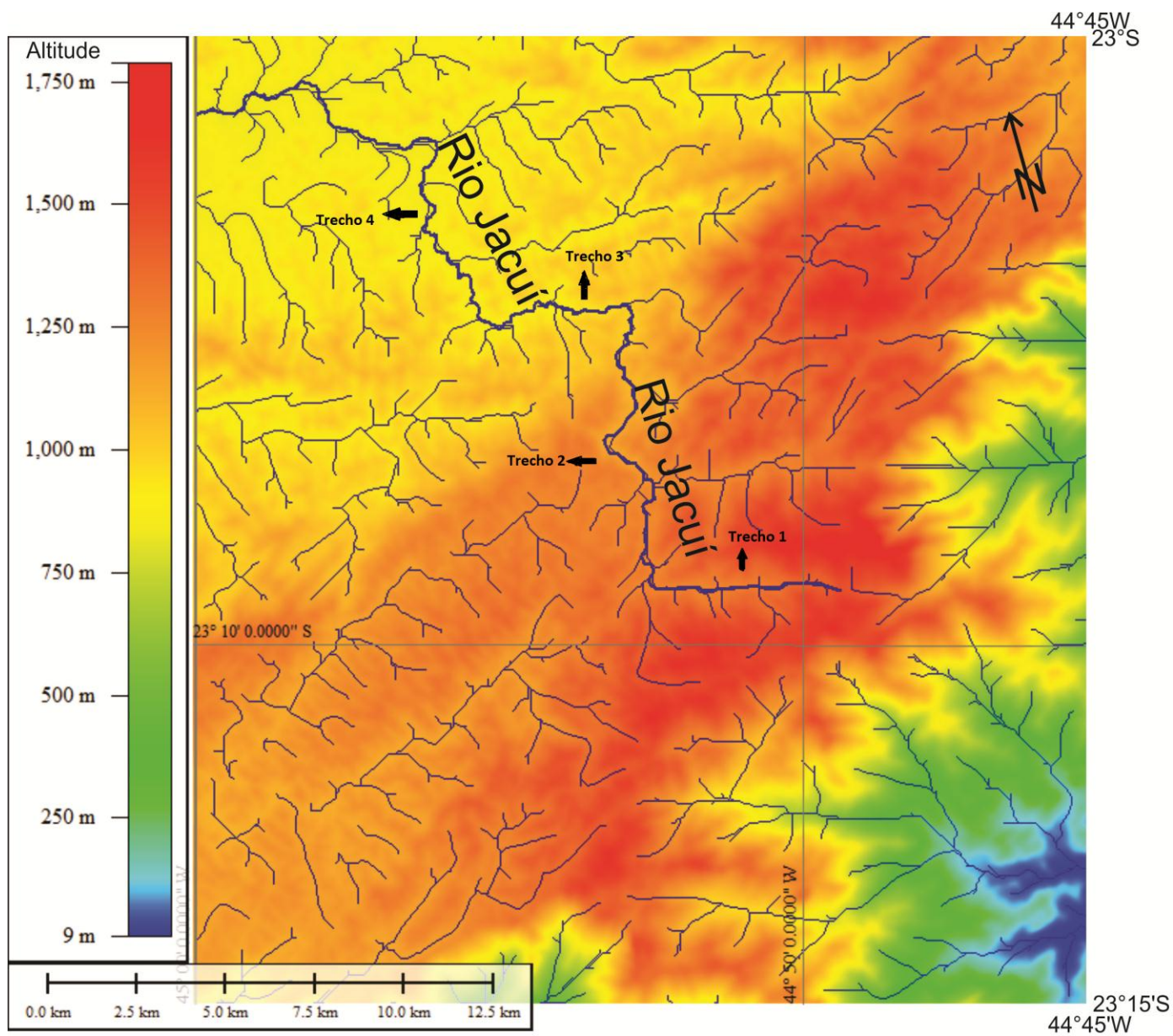


Figura 6: Mapa da bacia hidrográfica e altimetria da área de estudo.

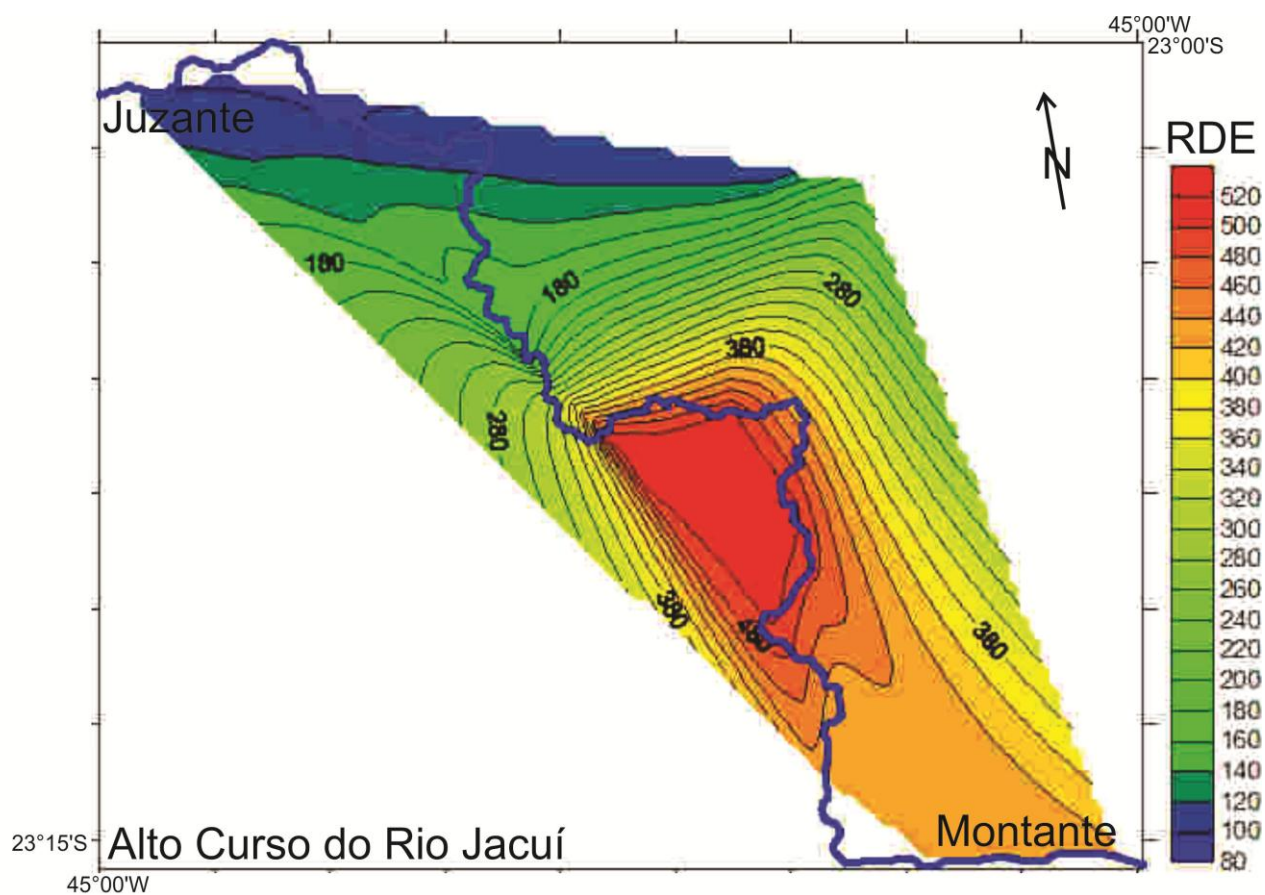


Figura 7: Mapa de isovalores de RDE sobrepostos a drenagem do Rio Jacuí

Trecho do Alto Rio Jacuí	X	Y	RDE
Trecho 1	23°09'10"	44°49'29"	424,7
	23°07'33"	44°52'27"	424,7
	23°08'30"	44°52'37"	424,7
	23°09'12"	44°51'34"	424,7
Trecho 2	23°06'50"	44°53'10"	506,5
	23°05'7"	44°54'54"	506,5
	23°05'49"	44°52'55"	506,5
	23°04'56"	44°53'35"	506,5
Trecho3	23°04'24"	44°55'39"	171,82

	23°02'40"	44°56'10"	171,82
	23°03'36"	44°56'13"	171,82
	23°04'6"	44°55'49"	171,82
Trecho 4	23°02'35"	44°56'4"	98,9
	23°01'56"	44°59'54"	98,9
	23°01'39"	44°58'48"	98,9
	23°02'10"	44°57'29"	98,9

Tabela 3: Tabela para criação de isolinhas em RDEs

7.2 Perfil Longitudinal

O perfil longitudinal do rio Jacuí foi elaborado a partir das seguintes etapas:

- 1- Primeiramente através da carta topográfica de Cunha 1:50000, determinou-se intervalos de 100m para as curvas de nível, para a medição do tamanho dos trechos da drenagem no software Global Mapper 13.
- 2- Os valores obtidos nas medidas foram lançados em uma planilha do Microsoft Excel e foi gerado um gráfico de dispersão com uma linha de tendência, correspondente à linha de melhor ajuste.

De acordo com as interpretações realizadas a área estudada possui variadas formas de relevo e a presença de diversas feições geológicas e geomorfológicas que foram sendo dissecadas ao longo do tempo pelo grande número de canais de drenagem contidos na área. Foram observados trechos no rio que apresentam índices anômalos sendo possível traçar um perfil na drenagem do alto curso do rio Jacuí e assim compreender basicamente as dinâmicas dos agentes que são capazes de realizar a modelação do relevo da área.

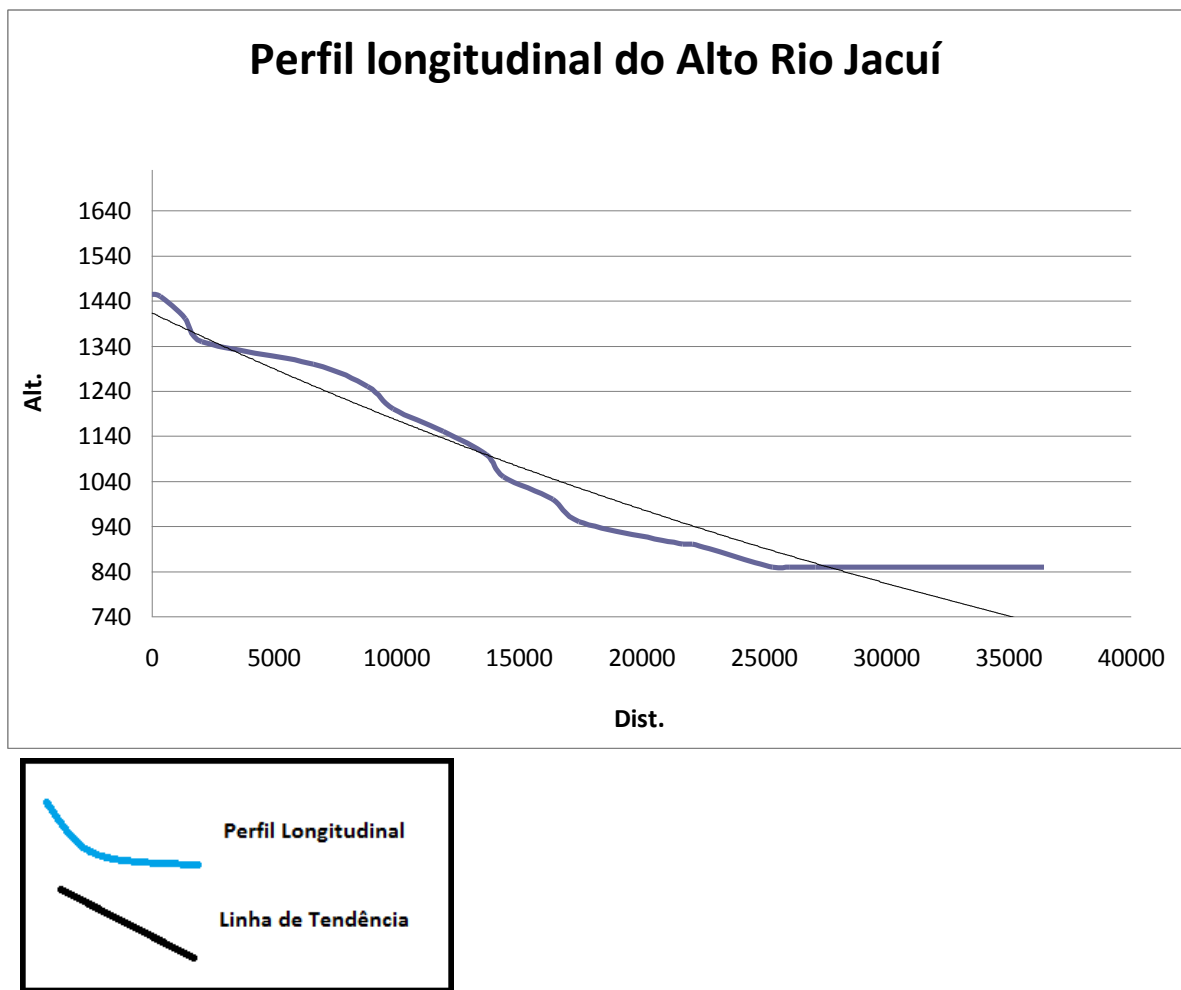


Figura 8: Gráfico do Perfil Longitudinal do Alto Rio Jacuí, apresentando o perfil bem próximo a linha de tendência

Analisando o gráfico obtido através do Perfil Longitudinal referente ao alto curso do rio Jacuí, é possível identificar algumas anomalias. Acredita-se que a nascente esteja em uma litologia mais resistente do que a litologia encontrada a partir da altitude de 1340m, pois a partir deste setor ocorre uma queda abrupta na altitude, de aproximadamente 100m. Observando-se o gráfico, fica bem claro que o perfil longitudinal do rio segue muito próximo a linha de tendência aproximadamente a 1100 metros de altitude, evidenciando um provável soerguimento no relevo, onde este possui estruturas de embasamento cristalino com direção NE-SW, mais resistentes aos agentes erosivos. O perfil da drenagem, de acordo com o gráfico, segue descendo a escarpa e esculpindo o

relevo por aproximadamente 300m, onde a partir dos 850m de altitude apresenta características de senilidade, tendo como principal função o transporte e deposição de sedimentos.

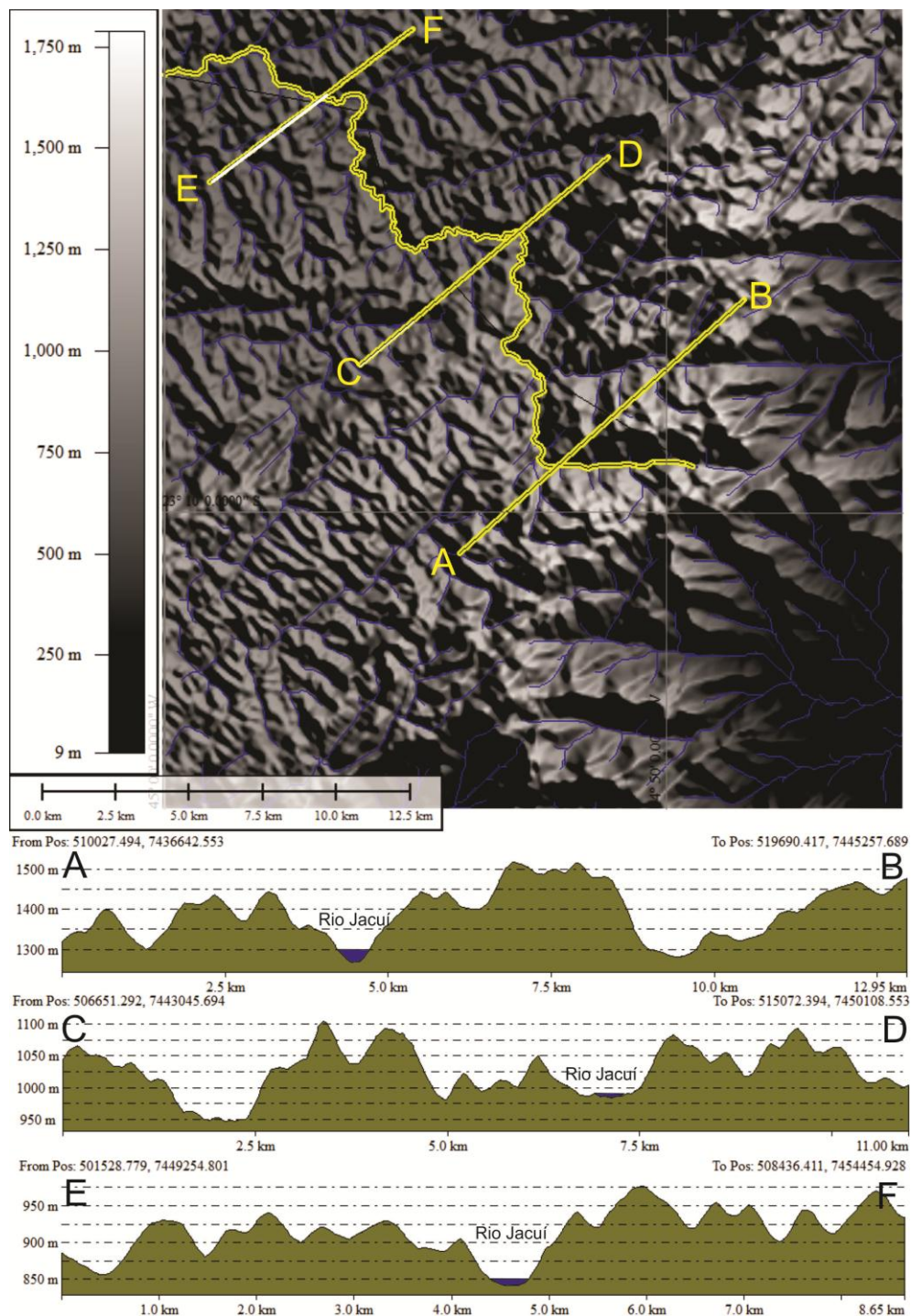


Figura 9: Perfis Transversais do Alto Rio Jacuí com ênfase na disposição do relevo

8. Considerações Finais

A aplicação dos índices RDE em conjunto com a confecção dos perfis longitudinais das drenagens, possibilitou distinguir diferentes comportamentos em relação a drenagem do alto curso do rio Jacuí. De acordo com o registro cartográfico existente e as informações obtidas por meio da análise topográfica, concluiu-se que a os afluentes do rio Jacuí está controlada por lineamentos de direção NE-SW, apresentando valores de RDE, nos trechos 1 e 2 (a montante) da drenagem indicaram valores acima da média (>300).

As análises de RDE para o trecho 1 e trecho 2 à montante do rio Jacuí estão situadas os índices de RDE. O trecho 1 apresentou os maiores índices de RDE enquanto que o 2 apresentou os menores índices de RDE.

Na área onde foram obtidos os maiores índices de RDE e o perfil longitudinal apresentou pequenos escalonamentos, representados morfologicamente a zona de transição entre os escarpamentos da Serra do Mar e Serrania do Quebra-Cangalha. Esta porção é constituída por planaltos intermontanos, fortemente intemperizados, com vertentes côncavas-convexas, fundos de anfiteatros entulhados e amplas planícies fluviais com forte acumulação de sedimentos. As distribuições dos planaltos intermontanos encontram-se alinhado na direção nordeste, acompanhando as direções das principais falhas (NE) que recortam e delimitam os relevos e os afluentes do rio Jacuí na área.

Nas áreas situadas do rio Jacuí com altitudes entre 800-700 metros foram obtidos os menores índices de RDE, enquanto que o perfil longitudinal apresentou nenhuma flutuação até a jusante do rio Jacuí. As morfologias nesta parte da área de estudo é formada pela Morraria do Paraitinga, representados por vales fluviais mais

desenvolvidos do médio e baixo curso do rio Jacuí, pode-se verificar a existência de rios encaixados e terraços fluviais escalonados ao longo do vale assimétrico.

As análises geomorfológicas ao longo do rio demonstraram que esta drenagem possui 2 padrões de esculturação distintos. O primeiro representando pela zona de transição das escarpas da Serra do Mar e a Serrania do Quebra-Cangalha onde são encontradas níveis de cimeira preservados e o desmantelamento destes níveis devido a atuação dos processos denudacionais mais acentuados na borda continental, conforme os modelos de regressão lateral de escarpa propostos por THOMAS & SUMMERFIELD (1987) e GILCHRIST *et. al.*, (1994) e com uma regressão erosiva mais suave em direção ao interior continental, onde temos a preservação de níveis planálticos escalonados. O segundo padrão de dados morfométricos obtidos indicaram que estes são decorrentes do retrabalhamento de superfícies erosivas, representado por fundos de vales preenchidos e vales fluviais amplos com espessos terraços fluviais.

De acordo com os dados termocronológicos de análises de traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas existentes na literatura na área de estudo (SIQUEIRA-RIBEIRO 2007, SIQUEIRA-RIBEIRO *et al.*, 2011) foi possível detectar dois episódios de resfriamento: Primeiro evento de resfriamento acima da isoterma de 120°C no Cretáceo Superior (90Ma) e o segundo no Paleoceno (65Ma).

Regionalmente, o primeiro evento está correlacionado com o soerguimento da Serra do Mar durante o Cretáceo Superior, o que ocasionou a fragmentação e o desnivelamento dos relevos. Os parâmetros morfométricos onde foram obtidas idades cretácicas apresentaram valores baixos. Provavelmente o desenvolvimento da drenagem até os dias de hoje seja decorrente deste processo resfriamento ocorrido no Cretáceo Superior (90Ma).

Segundo evento de resfriamento acima da isoterma de 120°C, datado do Paleoceno, regionalmente está associado com as reativações de antigas zonas de cisalhamento que

foram reativadas em pulsos distintos que causaram basculamento de blocos e/ou falhas normais, atuando como agentes que propiciaram a aceleração dos processos erosivos. Estas reativações tectônicas ocorridas durante o Paleógeno e estão relacionadas com o Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), que ocasionaram o soerguimento tectônico das morfologias que perfaziam a Serra do Mar, propiciando a dissecação dos níveis de superfícies que formavam a área em períodos mais tardios. Os parâmetros morfométricos onde foram obtidas idades paleocênicas apresentaram os valores mais elevados. Provavelmente o desenvolvimento da drenagem até os dias seja decorrente deste processo resfriamento ocorrido no Paleoceno (65 Ma), a atuação tectônica ocasionou o soerguimento, preservando as morfologias elevadas da Serrania do Quebra-Cangalha.

A aplicação de métodos de datação, por exemplo, Carbono 15, Luminescência Óptica Estimulada e isotópos cosmogênicos (^{26}Al) tornam-se uma ferramenta necessária para obter informações sobre a atuação de processos erosivos e/ou tectônicos mais recentes atuantes na rede de drenagem.

9. Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M. de 1964. Fundamentos Geológicos do relevo Paulista. *Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP* -São Paulo: v. 41, 169-263.

Almeida, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (suplemento), p. 15- 26.

Almeida, F.F.M., Carneiro, C. Dal Ré. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar, *Revista Brasileira de Geociências*, v.28, n.2, p.135-150.

Burnett, A. W. & Schumm, S. A. 1983. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222, p. 49-50.

Campos Neto, M. C. Da -2000 Orogenci systems from southerwestern gondwana na approach to Brasiliano- Pan african cycle and orogenci collage um southeastern Brazil. In: Cordani, U. G et al., (edited) *Tectonic Evolution of South America*. 1ª. Ed. Rio de Janeiro: 31º International Geological Congress, cap. 12, p.335-365.

Caretta, A. R., 2006. Análise Morfométrica da Bacia do Ribeirao Bom Jesus, Alto Rio Pardo SP/MG

Cavalcanti, I.F.A, Ferreira, N.J, Justi Silva, M.G.A, Silva Dias, M.A.F. *Tempo e Clima no Brasil, Oficina de Texto*, 2009, São Paulo.

Christofolletti, A. *Geomorfologia*, 2. ed – São Paulo: Editora Blucher, 1980.

Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Plataform. In: *Tectonic Evolution of South America*. Edited by: Cordani, H.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. 2000 pp. 19-40.

Costa, D. T. Compartimentação do relevo à luz dos indicadores geológicos, geomorfológicos e morfoestruturais entre a região de Miguel Pereira e Itaipava na Serra do Mar, estado do Rio de Janeiro. 2005. 169f. Tese (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2005.

Doranti, C. Comparação da Rede de Drenagem do Planalto de Monte Verde, MG, in: V Simpósio Nacional de Geomorfologia – I Encontro Sul-americano de Geomorfologia, 2004, Santa Maria. Anais... Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria. 1 CD-ROM.

Etchebehere, M. L. C., Saad A. R., Perinotto, J. A. J., Fulfaro, V. J. 2004. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências – USP – Série científica, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-36

Freitas, R. O. de. Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião. Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros, ano IV: N.º 4, p.16-30, maio de 1944.

Freitas, R. O. de. Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. Boletim Paulista de Geografia, Nº 07: p. 03-19. Março de 1951.

Gilchrist, A. R., Summerfield, M. A. 1994. Tectonics models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J. (eds.) Process Models and Theoretical Geomorphology, Wiley, Chichester, pp. 55-84.

Gunnell, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**, pp.115-132.

Hack, J. T. 1973. Stream profile analysis and stream gradient index. Journal Research of U. S. Geological Survey, v. 1, 421 – 429.

Hackspacher, P. C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M. C. S., Fetter, A. H., Hadler Neto, J. C., Tello, C. A. S, Dantas, E. L. 2004. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research* – nº 1, p.91 -101

Hasui, Y., Almeida, F.F.M. 1978. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG.v.1, pp.360-367.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves, orgs. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, pp.203-234.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Cartas topográficas – Cunha - escala 1: 250000 ano 1976.

King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, v.18, 2, pp.147-265, 1956.

Nimer, E. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 1979

Ponçano, W. L., Carneiro, C. D. R., Bistrichi, C. A., Almeida, F. F. M., Prandini, F. L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2: 94.

Ribeiro, M.C.S. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. 2007. 187f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2007.

Ribeiro, M.C.S., Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Doranti, C.; Hadler Neto, J.C. 2007. Evolução do relevo na porção centro-sul da Serra do Mar (SP) região sudeste do Brasil: aplicações de Termocronologia de baixa temperatura e Análises Geomorfológicas. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics, *Resumos Expandidos...* Natal-RN (maio/2007). pp.255-258.

Riccomini, C. 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. Tese (Doutoramento em Geologia Sedimentar) apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: pp. 190

Rosante, K. T. 2010. Análise Morfométrica da região do planalto de São Pedro de Caldas-MG. (Trabalho de conclusão de curso apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro).

Ross, J. L. S. Geografia do Brasil . 2. ed – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1998. pp. 13-51.

Silva, L.G.A.E. 2006. *A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 273pags.

Strahler, A.N.; Strahler, A. H. Geografia Física. 3 Ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1994.

Souza, D. H. Aplicação de Análise Morfométrica – Relação Declividade vs. Extensão e Perfil Longitudinal das Drenagens na Bacia do Ribeirão das Antas para

detecção de deformações neotectônicas no Planalto de Poções de Caldas. Disponível em:<<http://www.ufpe.br/revistageografia/index.php/revista/article/viewFile/322/251>> Acessado em: 02/10/2012

Suguio, K. 2003. Tópicos de Geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, fevereiro 2003, **n.01**, **vol., 02**, pp.03-40.

Thomas, M.F., Summmerfield, M. A . 1987. Long- term landform development: editorial introduction. In: Gardiner, V. (eds.) *International Geomorphology*. John Wiley & Sons, part II, pp. 927 – 933.

Trow, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. 2000. The central segment of the Ribeira Belt, pp. 287- 310. In: *Tectonic Evolution of South American*. Edited by: Cordani, H.G. et al., 2000, 854pp.

Ulbrich, H.H & Ulbrish, M. N. 1992. O maço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP: características petrográficas e estruturais. *Roteiro das Excursões do 37 Congresso Brasileiro de Geologia*, 285 pp.

Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B de. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de rifte Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências Petrobrás*, v. 13, n.2. p.269-300. maio/nov. 2005.