

Trabalho de Graduação  
Curso de Graduação em Geografia

**Análise Morfométrica da Bacia do Rio Cabeça (SP)**

Marina Zumpano Camargo

Prof<sup>a</sup>.Dra. Cenira Maria Lupinacci

Rio Claro (SP)

2017

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

MARINA ZUMPARO CAMARGO

ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO CABEÇA (SP)

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  
2017

551.4281 Camargo, Marina Zumpano  
C172a Análise morfométrica da bacia do Rio Cabeça (SP) / Marina Zumpano  
Camargo. - Rio Claro, 2017  
68 f. : il., figs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Geografia) -  
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientadora: Cenira Maria Lupinacci

1. Geomorfologia - Brasil. 2. Influências tectônicas. 3. Bacia  
hidrográfica. 4. Relevo regional. I. Título.

MARINA ZUMPARO CAMARGO

## ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO CABEÇA (SP)

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

Cenira Maria Lupinacci (orientador)

Andréia Medinilha Pancher

Sérgio dos Anjos Ferreira Pinto

Rio Claro, 7 de dezembro de 2017.

Assinatura do (a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

*Marina Zumparo Camargo*

*Cenira M. Lupinacci*

## **Agradecimentos**

À Deus, concededor de todos os meus caminhos;

À minha família, por sempre me incentivar em relação aos estudos;

À Prof<sup>a</sup> Dra. Cenira Maria Lupinacci, pelo conhecimento que proporcionou durante esse trabalho e por sua enorme competência;

À Dra. Lucimari Aparecida Franco Garcia Rosetti, por ter me ajudado no georreferenciamento das cartas do IBGE;

As minhas amigas que fiz durante a graduação;

À FAPESP, pelo financiamento da pesquisa 2016/19564-0.

## Resumo

O contexto regional de formação da Depressão Periférica Paulista e das Cuestas Arenito-Basálticas é muito complexo. Ab´Saber (1969) afirma que devido ao processo de desnudação marginal, aos poucos foi surgindo uma grande depressão periférica subsequente, a qual produziu um segundo patamar de sedimentos, desenvolvendo-se o *front* do relevo cuestiforme para o interior. As cuestas são denominadas por Troppmair (2000) como sendo um degrau na geomorfologia da paisagem, localizando-se regionalmente com direção geral SW-NE do Estado, representando uma área de cerca de 14.000 km<sup>2</sup>. Assim, a Depressão Periférica Paulista apresenta um relevo bem erodido e em poucas áreas uma formação ondulada (TROPPMAIR, 2000). Dessa maneira, a presente pesquisa teve por objetivo estudar os elementos morfoestruturais que compõem a bacia do rio Cabeça, cujas nascentes encontram-se no *front* e reverso imediato da cuesta, tendo como propósito avaliar as influências tectônicas no relevo regional. Para alcançar tal finalidade foram realizados mapeamentos no SIG/ ArcGis 9.2, os quais tiveram por base folhas das cartas topográficas do IBGE (1:50.000), que auxiliaram na elaboração dos mapas de densidade de drenagem, profundidade de drenagem, declividade e lineamentos. A partir dos mapeamentos, foi efetuada uma avaliação dos dados, para que se identificassem as influências tectônicas marcantes na área de estudo e auxiliasse em um melhor entendimento na configuração do relevo atual.

**Palavras-chave:** Influências Tectônicas; Bacia Hidrográfica; Relevo Regional.

## **Abstract**

The regional context of formation of the Paulista Peripheral Depression and Cuestas Basálticas are very complex. Ab'Saber (1969) states that due to the marginal denudation process, gradually emerging a large peripheral subsequent depression, which produced a second landing sediment, developing the relief *front* cuestasiforme inwards. The cuestas are called by Troppmair (2000) as a step in the landscape of geomorphology, locating regionally in the SW-NE direction of the state, representing an area of 14,000 km<sup>2</sup>. Like this, the Paulista Peripheral Depression has a well eroded relief and few forming a corrugated areas (Troppmair, 2000). Thus, this research aimed to study the morphostructural elements that make up the river basin head, whose sources are in the *front* and immediate reverse of the cuesta, wich had the purpose to assess the tectonic influences on regional relief. To achieve this purpose, mappings were held at ArcGis program, which will be based on the topographic maps of the IBGE (1:50.000), wich assisted in the preparation of drainage density maps, depth, drainage, slope and lineaments. From the mapping, evaluation of the data was made so that to identify the tectonic influences in the study area and to aid in a better understanding of the configuration of the current relief.

**Keywords:** Tectonic Influences; Hydrographic basin; Regional Relief.

## Lista de ilustrações

Figura 1: Localização da área de estudo .....	13
Figura 2: Formações geológicas da área de estudo .....	20
Figura 3: Solos da área de estudo .....	25
Figura 4: Carta clinográfica .....	47
Figura 5: Carta de profundidade de dissecação de drenagem.....	48
Figura 6: Carta de densidade de drenagem.....	49
Figura 7: Carta de lineamentos .....	50
Figura 8: Esporões na bacia, evidenciando sua declividade e formação geológica..	52
Figura 9: Cursos fluviais com nascentes no reverso cuestiforme e a alta densidade de drenagem no setor de <i>front</i> nessa região.....	53
Figura 10: Destaque para a carta de lineamentos.....	54
Figura 11: Curso fluvial e erosão na área de estudo.....	55
Figura 12: Carta de lineamentos no setor analisado .....	55
Figura 13: Diques aluviais presentes no rio Cabeça, indicados pela seta.....	56
Figura 14: Terraço aluvial no fundo de vale do rio Cabeça .....	57
Figura 15: Cotovelos de drenagem no Córrego do Ubá e afluente ao sul.....	58
Figura 16: Cotovelo do rio Cabeça, registrado em campo .....	59
Figura 17: Cotovelo em afluente do Córrego da Serra e sua alta profundidade.....	60
Figura 18: Morro Pelado, à esquerda e Morro da Guarita, à direita .....	61
Figura 19: Morro do Bizigueli e diferentes formações geológicas .....	61
Figura 20: <i>Front</i> sendo rompido na imagem à esquerda e lineamento em crista e em canal de primeira ordem evidenciado no recorte do mapa.....	62

Figura 21: Diagrama de roseta geral.....	63
Figura 22: Diagrama de roseta de lineamentos identificados em canais de primeira ordem.....	63

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO .....	9
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	12
3 MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS .....	31
3.1 Carta clinográfica .....	31
3.2 Carta de profundidade de dissecação de drenagem .....	33
3.3 Carta de densidade de drenagem .....	37
3.4 Carta de feições lineares.....	42
4 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	45
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	65
REFERÊNCIAS .....	65

## 1 INTRODUÇÃO

O rio Cabeça é um dos principais afluentes do rio Corumbataí, localizado no setor centro-leste do estado de São Paulo. A bacia do rio Cabeça encontra-se em setor de transição entre a Depressão Periférica e as Cuestas Basálticas, originado relevos bem diferentes entre si.

A Depressão Periférica Paulista é uma das mais características unidades geomorfológicas e geográficas do território paulista. Segundo Almeida (1974), a denominação dada a esta por L.F. de Moraes Rego é perfeitamente compreensível, pois se trata de uma área rebaixada pela erosão, localizada entre o Planalto Atlântico e os topos mais elevados das Cuestas Basálticas.

A região de estudo situa-se predominantemente na da Depressão Periférica sofreu processos de aplainamento, os quais causaram o arrasamento do relevo, proporcionando a formação de uma superfície de erosão, podendo ser identificada entre as bacias do Tietê e do Piracicaba. A área foi chamada por Ab'Sáber (1969) de "Superfícies interplanálticas desdobradas e marcadamente poligênicas", geradas ao longo do Terciário e separadas pelas superfícies de cimeira, mais conhecidas pelos topos das escarpas arenítico-basálticas (PENTEADO, 1968).

Essa grande província morfológica e geográfica do estado de São Paulo foi distinguida em 3 paisagens, dividindo-se em 3 sub-regiões naturais. Desta maneira, identificam-se as Zonas do Mogi Guaçu, do Médio Tietê e do Paranapanema. A Zona do Médio Tietê, onde se encontra a área de estudo em questão, pertence à porção centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista, cuja região possui características próprias (PENTEADO, 1968).

A zona do Médio Tietê, segundo Almeida (1974), é constituída de sedimentos, derrames e intrusões basálticas. Há uma predominância de colinas baixas, de topos suavizados, as quais estão separadas por vales jovens e, portanto, sem planícies aluviais importantes. A rede de drenagem é tida como bem organizada, composta pelo rio Tietê e seus afluentes, como o Piracicaba e Sorocaba.

De acordo com Almeida (1974), a subsidência da Bacia do Paraná, no Cretáceo Superior, contribuiu para que ocorresse o recobrimento do basalto por

sedimentos detríticos pertencentes ao Grupo Bauru. Ab' Saber (1969) afirma que essa subsidência foi o último “re-embaciamento” da Bacia Sedimentar do Paraná. Após a este movimento, houve um soerguimento que proporcionou a superimposição da drenagem, a qual, ao erodir a cobertura cretácea, fez com que os derrames fossem expostos, dando origem aos *fronts* cuestiformes.

Com o soerguimento lento da bacia sedimentar, uma superfície de erosão se desenvolveu, atuando nas camadas sedimentares de resistências diferenciadas. Com o entalhe da depressão e o surgimento das cuestras, devido à retomada da erosão, a rede hidrográfica se instala de acordo com a inclinação topográfica e normalmente não conforme o mergulho das camadas (PENTEADO, 1968).

No nordeste do Estado, encontra-se 160 metros de arenito eólico da Formação Botucatu intercalado com os derrames, o que proporcionou o surgimento da dupla “cuesta” basáltica. A base desses derrames é constituída de rocha maciça, que varia de textura, podendo ser afanítica fina a mediana. Na parte superior, a rocha apresenta-se vesiculada, a qual pode se alterar muito rapidamente devido à ação de água subterrânea (ALMEIDA, 1956).

Almeida (1956) não aceita a hipótese de falhamentos na formação do relevo original, mas sim de derrames, um inferior e outro superior, os quais afloraram em diferentes locais e deram origem a uma cuesta com frente festonada, devido à ação erosiva dos rios.

Para Penteado (1968), os falhamentos provocaram o desnivelamento dos blocos, criando escarpas incipientes, que favoreceram a erosão e a escavação de compartimentos individualizados, constituindo o conjunto da Cuesta e Depressão Periférica. Como já ressaltado, tais processos foram feitos na fase de entalhe e aplainamento, provocados pelo clima, a umidade e aridez, uma vez que a Bacia Sedimentar do Paraná possui todas as condições para o desenvolvimento de um relevo de cuesta, tais como: existência de camadas inclinadas que se alternam com diferentes durezas; e uma região que foi sofrendo processos erosivos à medida que a epirogênese se desenvolvia. Ainda, segundo a autora, a erosão nas escarpas é comprovada pela disposição dessas em arco concêntrico, indicando regiões de desnudação periférica.

De acordo com Facincani (2000), nas serras de São Pedro, Itaqueri e o Cuscuzeiro, próximas da área estudada, a drenagem é influenciada pelas feições estruturais, que tem como característica mudanças abruptas de direção, além das cachoeiras, cujas estruturas estão estritamente relacionadas às descontinuidades do relevo, tais como juntas de falhas normais e transcorrentes. A autora também identifica zonas de dissecções diferenciadas, as quais possuem vertentes retilíneas a convexas, cujo padrão da drenagem é predominantemente dendrítico- retangular, localizadas em área de transição entre a região serrana, as colinas médias e pequenas. Tais características são representadas pelos vales do rio Corumbataí, Passa Cinco, Cabeça, Ribeirão Araquá e tributários do Rio Piracicaba, que são típicos da Depressão Periférica Paulista. A Bacia do rio Corumbataí ganha maior destaque, uma vez que se encaixa nas feições indicativas de *landforms tectonics*, particularmente o rio Passa Cinco. Este é controlado pelo alinhamento de NW-SE, enquanto que o lineamento do Rio Corumbataí é na direção NE-SW, sendo o responsável por separar as colinas mais dissecadas, decorrentes dos processos mais intensos em sua borda, das colinas amplas com topos aplainados.

Diante desse cenário geomorfológico, o objetivo da pesquisa foi estudar os elementos morfoestruturais que compõem a bacia do rio Cabeça, com o propósito de avaliar possíveis influências tectônicas no relevo regional. Para alcançar tal finalidade, foram realizados mapeamentos referentes à densidade de drenagem, profundidade de drenagem, declividade e lineamentos.

A metodologia utilizada para a produção do material cartográfico foi baseada nas obras de Hupb (1988) e De Biasi (1970, 1992), cujos autores contribuíram significativamente para superar os desafios dessa pesquisa, abrangendo técnicas capazes de serem adaptadas ao meio automático, através do software *ArcGis 9.2*.

## **2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

O rio Cabeça, um dos principais afluentes do rio Corumbataí, sendo sua bacia localizada no setor centro-leste do estado de São Paulo, situada entre as coordenadas 22°15' e 22°12' S e 47°49' e 47°40' W (Figura 1). A área de estudo posiciona-se em Rio Claro. Os terrenos da área estudada distribuem-se entre as províncias da Depressão Periférica Paulista e Cuestas Basálticas.

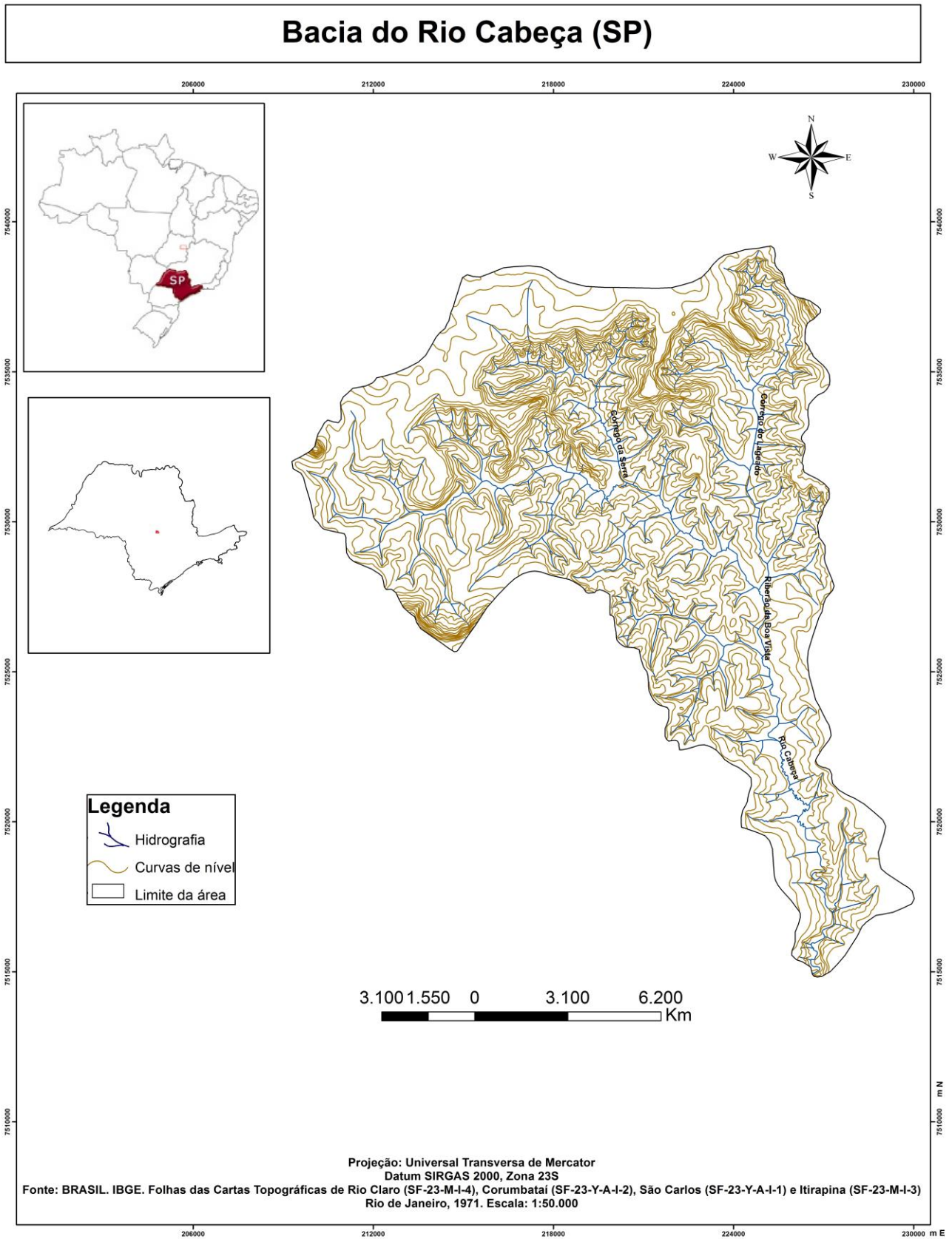


Fig. 01: Localização da área de estudo e dados topográficos. Org. CAMARGO, M. Z.

A zona de transição entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental retrata um relevo com grande complexidade nas formas, os quais apresentam fatores estruturais e climáticos bem articulados e com grande interdependência (BARRETO, 1970). Visando entender a evolução do relevo, se apresentará um estudo sobre os aspectos fisiográficos, buscando integrá-los de maneira que proporcionem analisar as formas, os processos estruturais e erosivos.

A Depressão Periférica Paulista é marcada pela presença de uma superfície aplainada. Aziz Ab'Saber identificou a existência de tal feição em 1954, devido a sinais de pediplanação parcial, de idade recente, que proporcionou o nivelamento das estruturas cristalinas em relação ao topo das plataformas interfluviais formadas nos terrenos carboníferos. Como resultado desse nível de aplainamento, surgiu uma superfície inicial de entalhamento dos cursos d'água, sendo seus vales identificados na evolução do quaternário (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

A bacia de sedimentação de Rio Claro, a qual é drenada pela bacia do rio Corumbataí, possui superfícies e níveis em seu interior que se formaram recentemente na história da região, tendo início com o grande aplainamento que configurou a Superfície de Cimeira, que se localiza no reverso das cuevas regionais. Esse período de aplainamento ocorreu entre o Eoceno e Mioceno, de acordo com Ab'Saber (1964). Dessa forma, posteriormente ao Eo-terciário a drenagem passou a ser exorreica, em clima úmido, sendo norteada pelas linhas tectônicas reativadas e ainda possivelmente por deslocamento de blocos. Assim, possibilitou a escavação da bacia, por meio de fases consecutivas de entalhamento e aplainamento (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Os processos erosivos que ocorreram pós Eo-Terciário foram identificados como responsáveis por fazer à macro-compartimentação da Depressão Periférica em seu estágio inicial. A fase de pediplanação foi responsável por produzir o assoalho primitivo da Bacia Sedimentar de Rio Claro. Dessa forma, esse período deixou vestígios na concavidade dos talus das escarpas, assim como influenciou no recuo dos pedimentos, na frente das cuevas e nos altos patamares e interflúvios adjacentes. Ainda, esses vestígios podem ser localizados nas dejeções detríticas como nas cascalheiras de seixos de quartzo e blocos de canga retrabalhados. Assim, se constituiu um patamar a 100 metros acima do que se encontra a

drenagem atual. Segundo Penteado e Christofolletti (1970) esse foi um dos mais altos pedimentos obsequentes produzido em relação às cuestas. Contudo, poucos vestígios restaram nas adjacências das cuestas, como o planalto localizado no Morro da Guarita, em que estão sob a forma de plataformas interfluviais, local onde se encontra os rios Passa Cinco e o Cabeça (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

O processo de escavação se iniciou novamente, devido ao processo de soerguimento epeirico dos velhos escudos e da cobertura sedimentar do Paraná. As linhas tectônicas serviram para nortear a rede de drenagem e tal fase de entalhe não deixou vestígios na forma de depósitos, uma vez que tinha capacidade para evacuar os detritos (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Com a fase de glaciação do Quaternário inferior, houve uma mudança climática de longa duração, passando para condições mais secas que a atual. Foi uma das fases em que mais se encontram vestígios nas superfícies interplanálticas, proporcionando nivelar os cimos dos interflúvios da Depressão Periférica. O aplainamento acontecido no Pleistoceno gerou recuos nos rebordos do antigo planalto Neogênico indo até o sopé das escarpas das cuestas ao oeste e norte da bacia de Rio Claro (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

O reativamento de antigas falhas na direção oposta ao canal da drenagem do rio Corumbataí no período pleistocênico, proporcionou o represamento e seccionamento da bacia, favorecendo a deposição de material aluvial e coluvial. As condições de semi-aridez que aconteciam permitiu que as chuvas intensas ocasionassem lençóis de lama de grande intensidade e, portanto sem a aptidão seletiva. Esses fatos explicam as cascalheiras e as cangas que podem ser encontradas na Formação Rio Claro (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Com o fim da fase seca, o regolito havia sido retirado e restaram os afloramentos nus de arenito Botucatu e basalto. Dessa forma, eram facilmente erodidos pelo intemperismo químico e pela erosão mecânica, formando um material arenoso que encobriu os depósitos basais da bacia de Rio Claro. Assim, o pediplano tinha em torno de 600 a 650 metros. Essa superfície foi responsável pela reesculturação da superfície da Depressão Periférica mais antiga. Essa segunda

fase de pedimentação deixou os terraços mais altos no Corumbataí, além das colinas mais elevadas, ao redor dos interflúvios, como relíquia (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Posteriormente a esse extenso período de pediplanação, a qual originou os depósitos da bacia de Rio Claro, houve outros episódios de mudanças climáticas rápidas, que esculpiu os patamares intermediários, baixos terraços e várzeas. Com os reentalhamentos epicíclicos, surgiram os níveis intermediários, que se caracterizam por ter uma forma alongada e retilínea, com uma inclinação de 10 a 15°. A formação dessa feição pode ter ocorrido em uma oscilação climática seca, por processos de pediplanação (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Na fase úmida os pedimentos e patamares foram reentalhados, criando um patamar suave, o qual proporcionou distinguir os baixos pedimentos e terraços de 4 a 5 metros. As primeiras feições citadas formaram-se em uma fase mais úmida que a atual, que possibilitou a escavação das várzeas atuais (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

Os depósitos rudáceos encontrados na base das escarpas, como na Serra de Itaqueri, são oriundos das últimas variações climáticas e caracterizados por blocos de tamanhos variados, sem qualquer arredondamento. Esses se encontram entalhados nas ravinas. Na base das ravinas estão os cones de dejeção de detritos grosseiros, que são materiais remobilizados por desmoronamento das escarpas. Tal remobilização é resultado da última fase seca, que possibilitou a deposição do paleopavimento (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

A fase úmida atual foi responsável por inúmeras modificações na paisagem, como os depósitos nas várzeas, substituição de cerrado por florestas, predominância do intemperismo químico e arredondamento das vertentes. Portanto, na Depressão Periférica as formas de relevos foram produzidas devido a fatores tectônicos, estruturais e morfoclimáticos, sendo que os depósitos e as paleoformas possibilitam a interpretação evolutiva na morfogênese regional, principalmente para se compreender a cronologia do Quaternário (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

A extremidade dos derrames basálticos em São Paulo se caracteriza pelas elevadas altitudes, com Cuestas festonadas, que foram formadas pelo pequeno mergulho regional das camadas a noroeste. De acordo com Almeida (1974), as Cuestas são consideradas uma faixa de relevo montanhoso, que separa a Depressão Periférica do Planalto Ocidental, cuja origem está ligada aos derrames basálticos na região, os quais possuem grande espessura e resistência.

As Cuestas se configuram como um relevo dissimétrico, formado por uma vertente íngreme na frente escarpada e no reverso por uma rampa suave. Na escarpa erosiva ou mais conhecida como *front*, encontra-se a cornija, constituída por um material resistente que proporciona a existência dessa feição. Também se encontra o *talus*, caracterizado por ser um depósito de detritos que se posiciona na base do *front*, o qual se formou por relações processuais diferenciadas. Ao contrário da cornija, o *talus* apresenta forma concavizada, enquanto que a mesma se caracteriza pela sua verticalidade. O reverso corresponde ao compartimento de cimeira da cuesta até o centro da bacia sedimentar. Segundo Penteado (1968), é um topo de planalto, que se localiza no sentido oposto do *front* e está diretamente ligado a estrutura.

Para Almeida (1956), a gênese das cuestas está relacionada à superfície de erosão basal do Grupo Bauru, que cortava obliquamente as camadas do Grupo São Bento. Contudo, com a subsidência da Bacia do Paraná houve o recobrimento de basalto, que muitas vezes ultrapassavam 300 m de sedimentos detríticos. A drenagem se localizava na área cristalina, especificamente na borda da bacia sedimentar para o interior, herança de uma condição pretérita. Com o soerguimento da região, a drenagem se superimpôs aos derrames basálticos, fazendo surgir grandes cuestas de *front* externo, devido a sua inclinação ser maior para o interior da bacia.

Segundo Penteado (1974), outros dois elementos estão envolvidos na evolução das cuestas: a alternância da resistência das camadas e a formação das estruturas monoclinais. Contudo, a autora (1968) também acrescenta a epirogênese positiva na borda da bacia sedimentar como elemento indispensável na morfogênese desse relevo, diferente de Almeida (1956) e Ab'Saber (1949, 1954) que afirmam ocorrer por circundesnudação periférica. No que diz respeito aos

fatores estruturais que afetam a porção sedimentar, Oppenheim e Malamphy (1936 apud PENTEADO, 1968) afirmam a grande importância das intrusões magmáticas na forma de diques, além das fraturas e falhas que se caracterizam por serem de pequena projeção vertical e de grande extensão no território. Tais autores apontam a ocorrência de intrusões violentas, que fluem de falhas e fraturas já existentes ou ainda abrindo novos caminhos para o deslocamento das camadas.

Barreto (1970) esclarece que o relevo de *cuestas* não aparenta ter evoluído somente pela circundesnudação periférica, mas ainda sofreu grande influência dos fatores de ordem estrutural, litológica e tectônica. Além disso, os processos morfocimáticos antigos e atuais possuem grande importância sobre todos esses elementos. No Cretáceo, com a pediplanação intensa sofrida, o Planalto Atlântico e Ocidental foram nivelados, gerando as “Superfícies das Cristas Médias” (MARTONNE, 1943 apud BARRETO, 1970). Os movimentos que ocorreram no pós-cretáceo que atingiram a Bacia Sedimentar, não produziram condições catastróficas, mas sim ressaltos e escarpas. Os rios, por sua vez, obedeceram às linhas tectônicas, saindo do Planalto Cristalino em direção ao centro da bacia. Assim, a tectônica se tornou responsável pela direção dos rios, destacando-se o Piracicaba que tem orientação subsequente. O recuo da escarpa aconteceu devido à erosão regressiva, a qual foi facilitada pela presença das linhas tectônicas. Ademais, Barreto (1970) relata que as mudanças climáticas tiveram um papel importante na individualização das formas; tais oscilações ocorreram no final do Terciário e principalmente no Quaternário.

Fúlfaro (1989) afirma que os movimentos positivos da escarpa da Serra Geral, podem ser comprovados pela abundância de depósitos de *talus* existentes na região e que se encontram no sopé dessas elevações. Dessa forma, estes acabam expondo afloramentos de rocha sã. O autor também explica que são muito comuns os deslizamentos de blocos de arenito e basalto, sendo o solo pouco espesso e predominantemente litólico. Ainda, o autor ressalta que há indícios de soerguimento na Depressão Periférica Paulista e nas *Cuestas Basálticas*, como nas regiões na serra de Itaqueri, Santana, Botucatu e São Pedro, assim como vários autores já destacados.

No traçado do rio Corumbataí e de seus afluentes, observa-se que as direções são orientadas e se correlacionam entre si e com o relevo regional. A direção relatada é de NW-SE tanto no curso médio do Corumbataí, quanto nos seus afluentes da margem direita, paralelos entre si, como: ribeirão Araras e ribeirão Jacutinga; córrego Batista Ferraz, médios cursos dos rios da Cabeça e Passa Cinco; ribeirão Água Vermelha e o alto curso do ribeirão Claro (CHRISTOFOLETTI; PENTEADO, 1970).

As características geológicas e pedológicas da área estão relacionadas à constituição do relevo da região, as quais refletem as diferentes resistências litológicas, fornecendo importantes informações para o estudo da evolução do relevo, indicando as áreas com maiores fragilidades. A seguir apresentam-se tais características visando avaliar as referidas fragilidades.

As diferentes unidades estratigráficas encontradas na área de estudo, são: Formação Tatuí (Grupo Tubarão), Formação Itaqueri (Grupo Bauru), Formação Irati e Corumbataí (Grupo Passa Dois) que estão ligadas aos depósitos do Paleozoico; já as formações Serra Geral e Intrusiva Básica Associada, Pirambóia e Bocutatu (Grupo São Bento), estão relacionadas à evolução ocorrida no Mesozoico. Além disso, registram-se os sedimentos cenozóicos representados pela Formação Rio Claro e depósitos aluvionares. A seguir são apresentadas as características geológicas da área de estudo (figura 2)

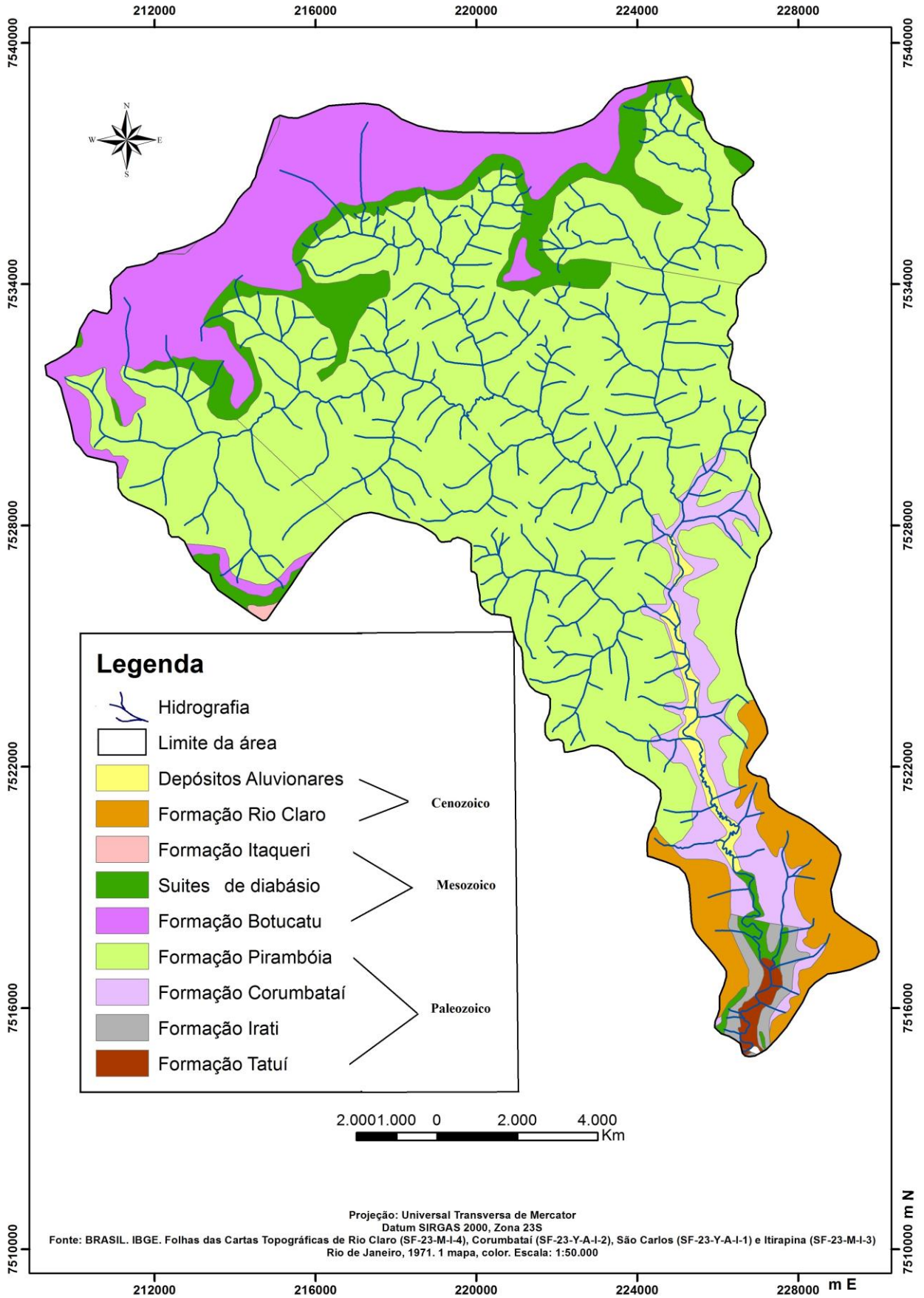


Fig. 02: **Formações geológicas da área de estudo.** Fonte: Atlas Digital da Bacia do Rio Corumbataí: CEAPLA. Org. CAMARGO, M. Z.

O Grupo Tubarão é composto por sedimentos clásticos, oriundos da era glacial e periglacial. Apresenta estrutura do tipo estratificada, possuindo a coloração cinza a amarelada (MODENESI, 1974 apud FACINCANI, 2000). A Formação Tatuí, a qual é pertencente a esse grupo, tem como característica o registro de era pós-glacial. Ainda, é composta por sedimentos marinhos costeiros, com destaque para abundância em siltitos, arenitos finos, calcários, folhelhos e sílex (SCHNEIDER et al. 1974; ALMEIDA, 1981 apud FACINCANI, 2000).

A Formação Irati foi dividida nos membros Taquaral e Assistência, sendo que o primeiro foi definido como basal e o segundo sendo como topo. O membro Taquaral é composto por folhelhos e siltitos, enquanto que o membro Assistência possui folhelhos cinza escuro, folhelhos pirobetuminosos e calcários associados (SCHNEIDER, et al, 1974). Sua litologia indica uma deposição em ambiente marinho de águas rasas, com três ciclos transgressivos e um regressivo (HACHIRO, 1991 e 1993 apud FACINCANI, 2000). A Unidade Irati possui maior extensão de afloramentos nas adjacências do Distrito de Assistência/ Rio Claro e no Município de Ipeúna, os quais são utilizados para a extração de recurso mineral. Segundo Facincani (2000), o padrão de fraturamento dessa formação possui duas principais direções, que são em torno de N135/88 N230/88; ainda constam-se pequenas concentrações em N280/85 N185/85.

A Formação Corumbataí se desenvolveu em ambiente marinho, sendo este em águas rasas, sob condições climáticas oxidantes e sofrendo influencia de marés de sedimentação litorânea (SCHNEIDER, et al, 1974). Nessa é possível encontrar fósseis de animais ou vegetais, principalmente escamas e dentes de peixes, em diversos níveis. A mesma apresenta como características siltitos e argilitos arroxeados e acinzentados, possuindo intercalações de arenitos finos em sua porção superior, enquanto que na inferior é constituída de siltitos maciços esverdeados. A estrutura sedimentar predominante é a estratificação rítmica, a qual possui marcas onduladas e gretas de concentração. No que diz respeito ao fraturamento, a Formação Corumbataí apresenta um padrão denso, com diaclases de mergulhos subverticalizados em torno de 70° a 90°, normalmente de 3 a 4 famílias entrecruzadas (FACINCANI, 2000.)

O Grupo São Bento é composto pelas formações Botucatu, Pirambóia e Serra Geral e Intrusiva Básica Associada. Destaca-se que as duas primeiras são formadas por arenitos finos a médios, enquanto que a terceira formação é constituída de basalto, com camadas de arenitos intertrapeanos (DUARTE, 1980 apud FACINCANI, 2000).

A Formação Pirambóia possui litologia sedimentar continental fluvial, com aglomerações em rios meandранtes e lagoas pequenas relacionadas a condições climáticas oxidantes (SCHNEIDER et al, 1974). Ainda, os corpos magmáticos encontrados nessa unidade se caracterizam por serem intrusivos normalmente pouco espessos e extensos (SOARES, 1973 apud FACINCANI, 2000). Essa unidade é composta por sucessivas camadas arenosas, de coloração que varia do vermelho ao amarelo-esbranquiçado. Os arenitos possuem uma granulação de média a fina e em alguns lugares específicos apresenta arenitos grossos e conglomeráticos. As estratificações são planares, acanaladas e cruzadas de médio porte. O fraturamento da Formação Pirambóia tem como orientações preferenciais N110/87, N205/87 e N330/88 (FACINCANI, 2000).

As características litológicas da Formação Botucatu indicam deposição eólica em ambiente desértico, contudo apresenta uma contribuição de sedimentos fluviais areno-conglomeráticos, além de siltitos e argilitos lacustres em sua parte basal (SCHNEIDER et al, 1974). A espessura da unidade não ultrapassa os 150 metros, sua área de ocorrência é na parte inferior da Serra Geral, se esta for silicificada, localizando-se em morros testemunhos recobertos por areais aluvionares e coluviais. É constituída de arenitos bem selecionados, com granulação que varia de média a fina. As estruturas sedimentares mais habituais são aquelas que apresentam estratificação cruzada de grande porte. As famílias de juntas se encontram em torno de N80/87, N170/87, e N235/87 (FACINCANI, 2000).

A Formação Serra Geral e Intrusiva Básica Associada tem origem em um vulcanismo de fissura, quando as condições desérticas eram predominantes na deposição da Formação Botucatu. Tal evento foi um dos maiores registrados na Terra (IPT, 1981 apud FACINCANI, 2000). A unidade é encontrada na região de São Pedro, Itaqueri e adjacências, sendo composta por basalto com níveis de arenitos intertrapeanos. Os diques e sills compõem a paisagem da região, contudo aparecem

dispersamente, cortando os sedimentos paleozoicos das formações Irati, Tatuí, Corumbataí, e mesozoicos das formações Pirambóia e Botucatu. Ganha destaque os leitos fluviais dos rios Cabeça, Passa Cinco e Corumbataí. Facincani (2000) ressalta que os diques de diabásio são encontrados na área de estudo e são importantes na sedimentação e feições geomorfológicas. O padrão de fraturamento dessa unidade indica as direções de N 355/85, N 40/85, N 315/90, N 300/70 e N255/75.

O Grupo Bauru, representado na área de estudo pela Formação Itaqueri, é constituído por sedimentos oriundos de leques aluviais e sedimentos lacustres, fluviais e eólicos (FACINCANI, 2000). Essa unidade é formada por bancos alternados de arenitos com cimento argiloso, crostas ferruginosas, folhelho e conglomerados. Na porção basal possui um acúmulo de conglomerados. Ainda, os níveis de ferruginização e silicificação e depósitos mais novos indicam as oscilações climáticas que ocorreram no Terciário e Quaternário (MELO E PONÇANO, 1983 apud FACINCANI, 2000). No reverso da cuesta, a unidade aparece como manchas irregulares.. A formação possui fraturas moderadas, com duas famílias de diaclases entrecruzadas e bem marcadas, que apresenta concentração entre N 140/87 e N 223/89 (FACINCANI, 2000).

A Formação Rio Claro se originou de processos de agradação e degradação em clima semi-árido, que ocorreu em bacias alveolares escalonadas em seu eixo antigo de drenagem. Considera que esses escalonamentos estão relacionados a reativações cenozóicas das falhas do Rio Corumbataí e que funcionou como soleira tectônica para a deposição de material. A unidade é encontrada com bastante expressividade na região, sendo formada por arenitos, juntamente com lentes intercaladas de argilitos e níveis de conglomerados, com espessura de 2 a 30 metros. O padrão de fraturamento apresenta mergulhos de subverticais de 70° e 90°, o sistema de juntas possui duas famílias, com máximas concentrações de N 50/89 e N190/86, seguido da família N 325/70 e N 005/80 (PENTEADO, 1976 apud FACINCANI, 2000).

De acordo com Facincani (2000), os Sedimentos Continentais Quaternários de origem colúvio-aluvionares se formaram nos baixos terraços e regiões de

planície, rampas, rampas de colinas amplas e terraços elevados. Tais sedimentos constituem a cobertura final das paisagens terrestres.

Sobre tais condições litológicas, tem-se uma variedade significativa de tipos de solos. Assim, os solos contidos na Depressão Periférica Paulista, possuem predominantemente os arenitos como material de origem para sua formação, sendo estes caracterizados por uma textura arenosa, com predomínio de macroporos e um pH em torno de 4.5 e 5.5. Enquanto que os solos da Cuesta têm como material de origem o arenito associado com o basalto, apresentando textura argilosa e areno-argilosa, com abundância nos microporos, que retém a água capilar (TROPMAIR, 2000).

Em seguida apresentam-se os tipos de solos presentes na área de estudo (figura 3)

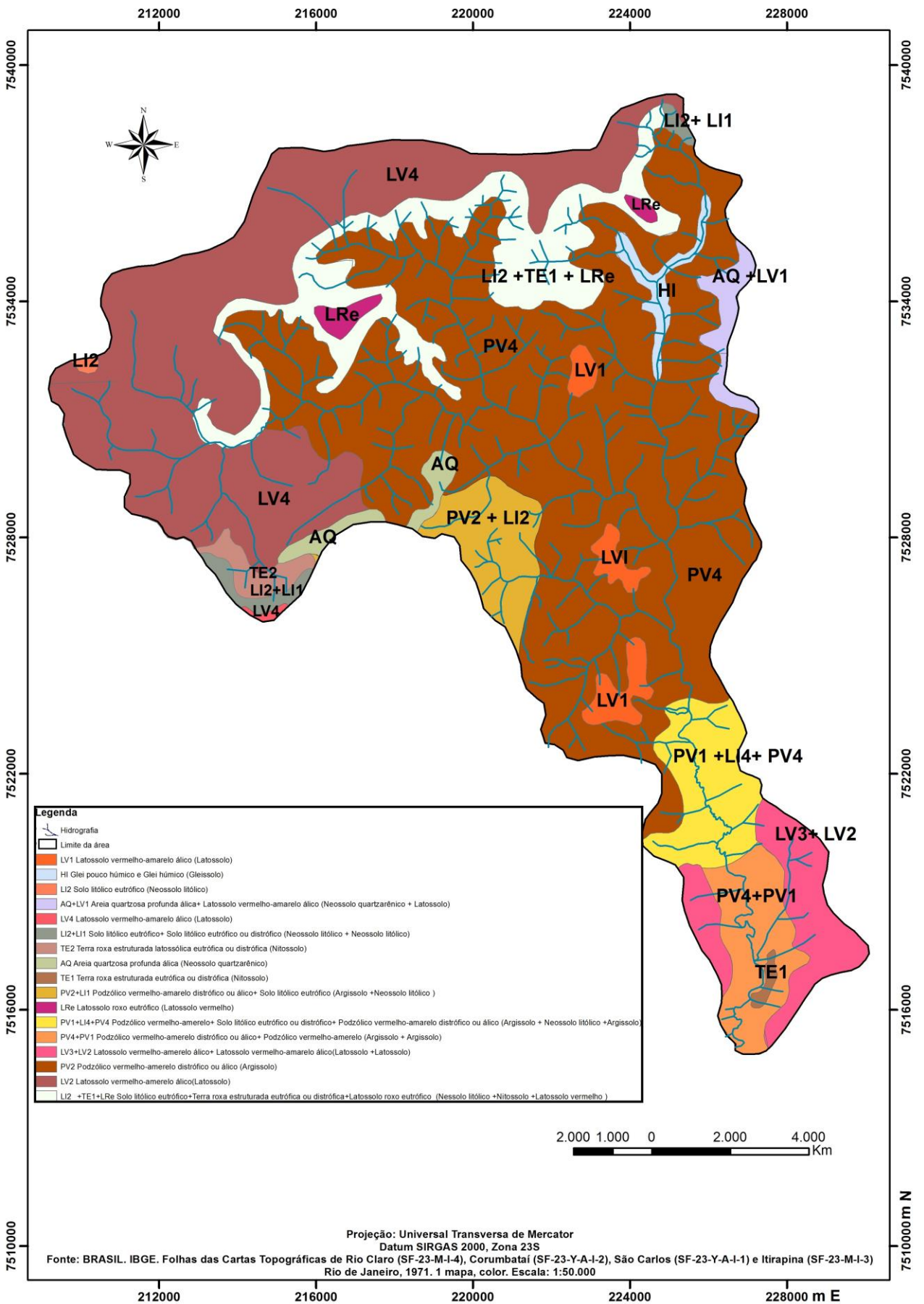


Fig. 03: Solos da área de estudo. Fonte: Koffler (1992). Org. CAMARGO, M. Z.

Koeffler (1992) realizou em estudo detalhado da região, através de mapeamento pedológico, indicando quais solos podem ser encontrados no *front*, reverso da cuesta e na Depressão Periférica Paulista na bacia do rio Corumbataí. Com relação às classes de solo, apresenta-se a nomenclatura original, utilizada por Koeffler (1992) e entre parênteses sua classificação atual, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006).

No reverso da cuesta se encontra o Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO) e uma pequena concentração de Solo Litólico Eutrófico (NEOSSOLO LITÓLICO). Enquanto que no *front*, região das nascentes, constata-se uma mistura de solos, como o Litólico Eutrófico (NEOSSOLO LITÓLICO), Terra Roxa Estruturada Eutrófica ou Distrófica (NITOSSOLO) e ainda o Latossolo Roxo Eutrófico (LATOSSOLO VERMELHO). Em pontos localizados são encontrados, porções de Latossolo Roxo Eutrófico (LATOSSOLO VERMELHO). O solo de maior extensão na bacia do rio Cabeça é o Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico ou Álico (ARGISSOLO), sendo que, em poucos setores, tem-se o Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO). No córrego do Lageado, o qual apresenta uma área de inundação considerável, o solo é composto pelo Gleí pouco Húmico ou Gleí Húmico com ou sem Solo Orgânico (GLEISSOLO). No setor leste, se encontra uma mistura de Areia Quartzosa (NEOSSOLO QUARTZARÊNICO), com Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO).

Em um dos divisores de água da bacia localizado a oeste, em seu topo se encontra o Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO), na vertente uma mistura de Solo Litólico Eutrófico (NEOSSOLO LITÓLICO) com Solo Litólico Eutrófico ou Distrófico (NEOSSOLO LITÓLICO), como também na parte leste da bacia e em sua base a Terra Roxa Estruturada Latossólica Eutrófica ou Distrófica (NITOSSOLO). Destaca-se também a presença das Areias Quartzosas (NEOSSOLO QUARTZARÊNICO) em pequenos pontos específicos. Continuando na porção oeste, outro solo ganha destaque o Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico ou Álico (ARGISSOLO) juntamente com o Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO).

No baixo curso do rio Cabeça, próximo a foz, se localiza uma mistura de Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico ou Álico (ARGISSOLO), com o Podzólico Vermelho Amarelo (ARGISSOLO). Também se encontra o Latossolo Vermelho Amarelo Álico (LATOSSOLO) juntamente com Latossolo Vermelho Álico (LATOSSOLO), uma mistura de Podzólico Vermelho Amarelo (ARGISSOLO), com Solo Litólico Eutrófico ou Distrófico (NEOSSOLO LITÓLICO) e Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico ou Álico (ARGISSOLO). A Terra Roxa Estruturada Eutrófica ou Distrófica (NITOSSOLO) se localiza em porção específica.

Os argissolos, de forma geral, apresentam material mineral em sua composição, com a presença de horizonte B textural, logo abaixo do horizonte A ou E (EMBRAPA, 2006). São os solos mais comuns do Brasil e apresentam diversidade em atributos com interesses agrônômicos. Caracterizam-se por terem grande suscetibilidade à erosão, que se torna mais intensa conforme a declividade aumenta. Normalmente os distróficos e os álicos se destacam por possuir restrições no que diz respeito à fertilização, devido à toxicidade pelo alumínio encontrada (OLIVEIRA et al, 1992).

Os gleissolos são constituídos de material mineral com horizonte glei, sendo este abaixo do horizonte A ou hístico, com menos de 40 centímetros de espessura, ou ainda glei a partir de 50 centímetros da superfície do solo. Esses solos não apresentam horizonte textural B (EMBRAPA, 2006). Caracterizam-se por se desenvolverem em locais de terra baixa associadas ao excesso de água, por isso são muito mal ou mal drenados. Em relação ao uso agrícola, possui sérias limitações devido às inundações ou alagamentos frequentes, além do lençol freático ser elevado. Esse solo por possuir essas limitações, requer grandes investimentos financeiros para que seja drenado ou ainda sua acidez neutralizada (OLIVEIRA et al, 1992).

Os latossolos são compostos por um material mineral, com um horizonte B latossólico abaixo do horizonte A, possuindo 200 ou 300 centímetros de solo, se o horizonte A tiver mais que 150 centímetros de espessura. Enquanto que os latossolos vermelhos são constituídos de  $Fe_2O_3$  nos primeiros 100 centímetros do horizonte B (EMBRAPA, 2006). Ocupam grandes extensões do território brasileiro, são os mais utilizados para a agricultura ou pastagens, quando se encontram em

relevo plano, ondulado ou com suaves ondulações. Possuem baixa fertilidade devido a teores reduzidos de bases trocáveis, fósforo, micronutrientes e altas concentrações de alumínio (OLIVEIRA et al, 1992).

Os neossolos litólicos possuem um horizonte A com menos de 40 centímetros de espessura, seja abaixo de uma rocha, ou sobre um horizonte C ou Cr ou ainda sobre algum material de volume 90% ou sobre fragmentos de rocha com diâmetro de 2mm, que estejam em contato lítico até 50 centímetros (EMBRAPA, 2006). Dessa forma, são pouco evoluídos, bem rasos, o que dificulta a penetração do sistema radicular das plantas, contudo conseguem ultrapassar fendas entre fragmentos de substrato rochoso. Seu substrato é composto por rochas mais fragmentadas. Por outro lado, a água de percolação tem seu fluxo diminuído ao chegar à rocha, fazendo com que essa seja exposta. Essa mesma característica restringe a aplicação de implementos agrícolas para preparar a terra (OLIVEIRA et al, 1992).

Os neossolos quartzarênicos são constituídos de areia ou areia franca até 150 centímetros de profundidade ou até um contato lítico, além de ter areia grossa e fina com 95% ou mais de quartzo (EMBRAPA, 2006). Apresentam limitações quanto à capacidade de armazenamento de água, devido à grande quantidade de areia. Assim, são facilmente lixiviados, o que possibilita a diminuição da quantidade de fósforo quanto menor for o teor de argila (OLIVEIRA et al, 1992).

Os nitossolos têm como característica material mineral sendo que apresenta um horizonte B nítido, abaixo de horizonte A ou nos primeiros 50 centímetros do horizonte B. São solos de grande importância agrônômica, por isso são bastante utilizados. Os eutróficos e distróficos possuem grande potencial nutricional e os álicos são facilmente corrigidos por fertilizantes (OLIVEIRA et al, 1992).

Outro importante modelador do relevo é o clima, o qual é responsável por atuar diretamente na sua esculturação. Monteiro (1973) classifica, na Depressão Periférica Paulista, o clima como “Tropical” apresentando média anual de 21° C. Por ser uma área deprimida, as massas polares são facilmente deslocadas no inverno. A precipitação anual é de aproximadamente 1.100 a 1.200 mm/ano, sendo que 1.000 mm de chuva no verão e 200 mm no inverno (TROPPEMAIR, 2000).

Essa região da Depressão Periférica Paulista, no passado, era caracterizada pela vegetação do Cerrado e pela Mata Atlântica nas áreas de terra roxa (TROPPMAIR, 2000). Segundo Troppmair (2000), nos dias atuais estas formas vegetacionais foram quase todas suprimidas pelo homem, sendo substituídas por culturas agrícolas.

Em relação ao clima no setor das Cuestas, Monteiro (1973) o classifica como sendo “Tropical com 2 estações”. O degrau que apresenta de 100 a 150 metros, segundo Troppmair (2000) exerce influência direta no clima, uma vez que os ventos são forçados a circularem de maneira ascendente, favorecendo a redução da temperatura, condensação e a ocorrência das chuvas orográficas. No verão a precipitação fica em torno de 1.100 mm e no inverno 300 mm de chuva. As temperaturas médias dessa localidade são de 20 a 21 ° C (TROPPMAIR, 2000).

A cobertura vegetal nessa área, apesar de ter sofrido com as ações antrópicas, é conhecida como Mata Atlântica Tropical de Encosta no *front*, que se caracteriza por ser de porte médio (10 a 15 metros) e sistema radicular pouco profundo. No reverso predomina o resto de Cerrado, em associação com a Mata Tropical de Encosta, formando os inúmeros habitats e refúgios da flora e fauna (TROPPMAIR, 2000).

Azevedo (2003) relatou sobre a degradação das matas ciliares na bacia dos rios Cabeça e Passa Cinco, fazendo uma análise dos anos 1962 a 1995 em relação à dimensão das mesmas no espaço e tempo. No período de 1961, 1972 e 1978 o autor constatou uma diminuição da mata. Tal situação foi resultado da agricultura, cana-de-açúcar e mineração de areia. Entre os anos de 1988 e 1995, houve um aumento da vegetação ripária, principalmente nas áreas onde se encontram o rio Cabeça e seus afluentes. O autor esclarece que o aumento nesse período ocorreu devido ao abandono das áreas cultivadas e ainda as áreas de cana-de-açúcar que se transformaram em campos sujos.

As fontes energéticas renováveis estão sendo muito valorizadas atualmente, o que tem contribuído para que novas áreas de plantação de cana-de-açúcar sejam cultivadas para a produção do álcool combustível. Na bacia estudada, de acordo com Moraes (2013), nota-se uma expansão nesse tipo de cultura, podendo causar

maiores danos ambientais devido à aplicação de herbicidas, pesticidas e fertilizantes, no decorrer dos diferentes estágios desse vegetal. Ainda, podem ser agravados tais efeitos se unidos com a devastação das matas ciliares, gerando degradação dos recursos hídricos e das áreas adjacentes.

Morais (2013), ao analisar o pH das águas do rio Cabeça, relatou que as nascentes possuíam um caráter mais ácido e todos os pontos de coletas mostraram valores diferenciados, ocasionados por diversos fatores ambientais, antrópicos e naturais. O pH adequado para os rios deve que ficar em torno de 6,0 a 9,0, sendo que nas nascentes foram encontrados os valores abaixo de 6,0. Tal resultado foi analisado pelo autor como sendo um fator natural, devido às condições geológicas e pedológicas que influenciam as águas da região. Em relação à turbidez e a cor aparente da água, os períodos chuvosos tem os piores valores, pois o escoamento superficial é mais intenso, o que acaba refletindo na qualidade na água. O índice de Oxigênio Dissolvido (OD) indicou oxigênio em abundância  $9,0 \text{ mg.L}^{-1}$  nas águas do rio Cabeça no período seco, sendo que o valor mínimo estabelecido de  $5 \text{ mg.L}^{-1}$ , essa grande quantidade de oxigênio se deve a existência das quedas e cachoeiras que permitem o turbilhonamento da água.

Através dessa pesquisa bibliográfica sobre a área de estudo, pode-se identificar alguns processos formadores do relevo, assim como a influência tectônica atuante na região, que interferiu na direção dos canais fluviais. As variações de solos, litologia, vegetação e clima desses terrenos demonstram a complexidade dessa zona de transição, onde diferentes fatores atuaram para a formação dessas características. Cabe destacar que por possuir essa variação litológica, os canais possuem maior facilidade em se instalar em certos setores, assim como os processos erosivos. Por isso, com o auxílio dos mapeamentos realizados, cujas técnicas serão apresentadas no item foi possível identificar tais áreas que relevam essas características descritas acima, com destaque àquelas cuja morfologia aponta para a influência de ações tectônicas.

### **3 MATERIAS, MÉTODOS E TÉCNICAS**

Os produtos cartográficos resultantes deste trabalho referiu-se a carta clinográfica, profundidade de dissecação de drenagem, densidade de drenagem e lineamentos, com base nas cartas topográficas do IBGE 1:50.000, de 1971, folhas das cartas: Rio Claro (SF-23-M-I-4), Corumbataí (SF-23-Y-A-I-2), São Carlos (SF-23-Y-A-I-1) e Itirapina (SF-23-M-I-3).

As técnicas utilizadas para a confecção das referidas cartas foram baseadas nos pressupostos de Hubp (1988) e De Biasi (1970, 1992). Vale salientar, que as propostas foram desenvolvidas em meio manual. Por isso, foi necessária sua adaptação para o meio automático, a fim de agilizar e atingir com maior precisão os resultados dos processamentos dessas cartas e atualizar a metodologia.

O programa utilizado para o processamento foi o *ArcGis* 9.2, o qual se encontra disponibilizado no Laboratório do Geomorfologia (LAGEO), no DEPLAN/IGCE- UNESP Rio Claro.

Assim, nos itens subseqüentes estão expostas as técnicas utilizadas para a elaboração do material cartográfico e os ajustes feitos na metodologia de Hubp (1988) e De Biasi (1970, 1992), para a obtenção de maior precisão nos documentos cartográficos.

#### **3.1 Carta Clinográfica**

Para a elaboração da carta clinográfica, princípios técnicos de De Biasi (1970, 1972) foram aplicados para o estabelecimento das classes. O autor apresenta uma metodologia baseada em procedimentos manuais, porém estes foram adaptados para o meio automático.

De acordo com De Biasi (1992), ao se construir uma carta de declividade objetiva-se obter uma representação da inclinação do terreno.

No que diz respeito à definição das classes de declividade, pode-se optar por escolher as classes que mais se necessita de acordo com o objetivo do trabalho ou ainda pode-se utilizar as medidas estabelecidas pela lei para os diversos usos e

ocupação do território. Dessa maneira, o pesquisador elabora um documento cartográfico eficaz, no sentido técnico e normativo para o uso, seja urbano ou agrícola. Assim, propõem-se os seguintes limites de declividade (HERZ; DE BIASI, 1989, apud DE BIASI, 1992):

< 5%: Limite urbano-industrial, aplicado no âmbito internacional, além de trabalhos elaborados pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) e da Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano (EMPLASA), sobre planejamento urbano (DE BIASI, 1992).

-12%: O limite de 12 % (com algumas variações na bibliografia, entre 10 e 13%) refere-se ao limite máximo do emprego da mecanização na agricultura (CHIARINI e DONZELLI, 1973 apud DE BIASI, 1992).

12-30%: O limite de 30% foi estabelecido pela lei federal n. 6766/79, mais conhecida como Lei Lehmann, a qual fixa o limite máximo para urbanização sem restrições, sendo que o parcelamento do solo deve obedecer a exigências específicas.

30-47%: O código Florestal estabelece 25° ou 47% como o máximo permitido para o corte raso; a partir desse valor a exploração só é aceitável se for sustentada por cobertura de florestas.

>47%: No Código Florestal em seu artigo 10 define que de 25° a 45° ou ainda de 47% a 100%, não se pode derrubar árvores, somente a extração de toros se estes estiverem sobre um regime de utilização racional.

Contudo, nessa pesquisa foram empregadas estas classes de declividade: < 2%, 2-5%, 5-12%, 12-30%, 30-45% e >45%, as quais se mantêm próximas aos valores propostos por De Biasi (1992). O limite de 2% foi estabelecido visando separar as áreas de inundação.

Após a definição das classes de declividade, as classes de menor valor foram apresentadas por cores claras, enquanto que as classes de maior valor pelas escuras, conforme De Biasi (1970, 1992). A seguir, as etapas da construção da carta de declividade em meio digital serão apresentadas.

#### **a) Interpolação de dados altimétricos**

Para elaborar a carta clinográfica em meio digital adicionaram-se os *layers* das quatro cartas utilizadas, com as informações sobre curvas de nível, pontos cotados e drenagem da área de estudo. Estas cartas foram vetorizadas para estarem em ambiente de software.

Esses dados permitiram a geração Triangular Irregular Network (*TIN*), através das ferramentas existentes no *Arctoolbox=>Data Management =>Create TIN*. Assim, foi possível atribuir valores altimétricos a cada célula da imagem. No processo de geração do *TIN*, cabe destacar que no campo *Input Features* se inseriu três *layers* da área de estudo, o de curvas de nível, pontos cotados e drenagem, a fim de aumentar a qualidade do produto gerado. Por fim, o *layer* que delimitou a bacia do rio Cabeça, foi utilizado para criar a ferramenta do *Buffer*, que tem como função abranger maior área do que a delimitada, para que a triangulação gerada pelo *TIN* não seja comprometida e venha interferir no resultado.

Em um segundo momento, por meio da ferramenta *TIN to Raster*, que se localiza na aba *3D Analyst Tools, =>Conversion=>From TIN*, alterou-se o formato do produto de *TIN* para *Raster*, para que se minimizassem as falhas ocasionadas na proximidade com as curvas de nível. Na janela do processador *TIN to Raster*, os campos *Output Data Type, Method* e *Sampling Distance* foram preenchidos com os comandos *Float, Linear* e *Cellsize 3*. Destaca-se que o primeiro e segundo comando adicionado já estava presente no software, modificando somente o campo *Sampling Distance*, para *Cellsize 3*, para melhorar a qualidade do produto, diminuindo a área de abrangência de cada cubo gerado e assim minimizar a generalização.

## **b) Processamento da declividade**

Após se criar o arquivo no formato *Raster*, a ferramenta *Raster Surface* intitulada *Slope* foi utilizada para gerar a carta de declividade. Depois as seis classes predeterminadas foram adicionadas por meio do *Properties =>Symbolology => Show (Classified) =>Classify =>Method Manual*. Os valores foram apresentados em porcentagem.

## **3.2 Carta de dissecação do relevo**

Para a confecção da carta de dissecação do relevo utilizaram-se técnicas estabelecidas por Hubp (1988), as quais se baseiam em um método de elaboração manual. Para essa pesquisa, os procedimentos propostos pelo autor foram adaptados para o meio automático.

Segundo Hubp (1988), a carta de profundidade de dissecação de drenagem, que consiste na mensuração do entalhamento da drenagem, é baseada no desnível altimétrico ou ainda na altura vertical entre o talvegue e a linha de cumeada. Assim, trata-se do plano da distância transversal, a qual pode ser obtida pela diferença entre as cotas das curvas de nível.

De acordo com o autor, para elaboração da carta, as seguintes etapas devem ser cumpridas:

- Definem-se os cursos fluviais e seus divisores de água;
- O mapa é dividido em figuras geométricas iguais, sendo que o tamanho dessas é de acordo com as condições geomorfológicas. Como exemplo o autor cita um estudo feito México, o qual utilizou para escala de 1:50.000 polígonos que continham 5 Km<sup>2</sup>;
- Posteriormente, o desnível altimétrico é encontrado em cada forma geométrica e é anotado no centro da mesma.

A partir dessa etapa, realiza-se a interpolação desses valores com os vizinhos a fim de delimitar as isolinhas. No meio automático foram efetuadas as seguintes adaptações, sendo descritas a seguir:

Para a elaboração da carta de profundidade de drenagem se adicionaram os *layers* curvas de nível e limite da área de estudo com a faixa *buffer*, maior que o limite da bacia.

Um banco de dados foi criado e os *shapes* do limite da área de estudo *buffer* (conforme apontado na descrição da técnica da carta clinográfica) e curvas de nível foram adicionados, através da ferramenta *Import*.

Ao se importar os *shapes*, utilizou-se a opção *Feature Classe (Multiple)*, cuja função é de converter todos os *shapes* em um único processo. Dessa forma, os

mesmos foram inseridos no formato Banco de Dados, adicionados na aba dos *layers*, por meio do *Add Data*.

De acordo com os pressupostos de Hupb (1988), criou-se uma malha quadriculada, por meio da ferramenta *Create Fishenet*, localizada no *Arctobox=>Data Managent Tools*. Nos campos dessa ferramenta, inseriu-se o *layer* limite da área de estudo buffer no *Template extent*, assim como se usou os valores de 300 nos campos *CellSize Widht* e *CellSize Height*, devido a melhor adequação com a escala da carta (1:50.000). Já nos campos *Number of rows* e *Number of columns* se adicionou o valor 0 (zero); foi também foi desativada a *função Creat Label Point* e a opção *Polygon* selecionada no campo *Geometry type*.

Após esses comandos, foi gerada a malha quadriculada sobre o limite da área de estudo.

#### **a) Analisando os máximos e mínimos valores da quadrícula:**

Para articular os valores máximos e mínimos das curvas de nível de cada quadrícula, o comando *Join and relates =>Join* foi utilizado, o qual pode ser localizado nas funções do *layer* que criou as quadrículas.

Em *Join*, no campo *What do you want to join to this layer?* Foi selecionada a função *data from another layer based on spatial location*; além disso, no campo *Choose the layer to join to this layer* foi escolhido o *layer* curvas de nível e também selecionado as funções *minimum* e *maximum* no campo *You are joining*, que permite identificar à máxima e mínima elevação da quadrícula. Esse novo *shape* formado foi salvo do Banco de Dados.

Cabe relatar que as quadrículas que não possuíam curva de nível, os campos de Máxima e Mínima Elevação foram preenchidos pela opção *Null*, enquanto que as demais obtiveram seus respectivos valores de acordo com os dados apresentados pelas curvas de nível.

#### **b) Cálculo da Dissecação do relevo**

Para se realizar o cálculo da profundidade da drenagem foi necessário subtrair os valores mínimos dos máximos de elevação. Antes de realizar o cálculo, no *layer* proveniente da ferramenta *Join*, se adicionou um novo campo denominado de Amplitude. Para chegar a esse procedimento deve-se ir a uma das funções do mesmo, na Tabela de Atributos, acessar a ferramenta *Add Field* e no campo *Type* selecionar a opção *Double*. Por fim, colocar o nome do novo campo criado.

Para executar o cálculo, o novo campo da Tabela de Atributos foi selecionado (Amplitude) e com o botão direito do mouse foi aberta a função *Field Calculator*. Nos campos da *Field Calculator*, dois cliques foram dados em Máxima Elevação, após se subtraiu e se selecionou com dois cliques a Mínima Elevação, obtendo o valor final da equação, que foi salvo no campo amplitude.

Segundo Hupb (1988), o resultado dos valores das quadrículas obtidos através do cálculo, deve ser representado por um ponto central da célula base para posteriormente se fazer a interpolação.

Dessa maneira, a próximo processamento foi desenvolvido para criar pontos centrais em cada quadrícula, as quais contem seus respectivos valores.

### **c) Criação do ponto central da célula base**

Com a ferramenta *Feature to Point*, foi possível criar os pontos centrais, inserindo no campo *Input Features* o *layer* que possui os valores da profundidade de drenagem e, ainda no *Output Feature* foi salvo o procedimento em questão no Banco de Dados. Após essa etapa, os pontos foram formados no interior de cada quadrícula, sendo que cada continha seu respectivo valor de profundidade de drenagem.

Como explicado anteriormente, as quadrículas que não tinham valor de curva de nível receberam o valor nulo. Assim, tornou-se necessário atribuir o valor zero para os pontos nulos. Para realizar esse procedimento, o comando *Editor* foi ativado, selecionando-se a ferramenta *Start Editing*.

Com a ferramenta ativada, a coluna com os valores de profundidade de drenagem foi selecionada, a qual se encontra na Tabela de Atributos do *layer*

proveniente do comando *Feature to Point*. Para averiguar os valores formados no campo em questão, a ferramenta *Sort Acending* foi utilizada, podendo-se observar todo resultado oriundo do cálculo. As linhas que possuíam o valor nulo foram selecionadas na coluna Amplitude. Dessa forma, o comando *Attibutes* foi ativado, assim como se selecionou o *layer* proveniente do *Feature to Point* e se inseriu o valor zero no campo Amplitude, o qual continha anteriormente o valor nulo. Após foram salvas as alterações feitas e dado o *Stop Editing*.

Na última etapa, se realizou a interpolação linear dos valores da malha de pontos.

#### **d) Interpolação linear dos valores da malha de pontos:**

O procedimento foi iniciado gerando-se um arquivo *TIN*, por meio da ferramenta *Create TIN*. No campo *Coordinate System* se inseriu o sistema de coordenada no trabalho (SIRGAS 2000 Zone 23S), enquanto que no campo *Input Feature Class* se adicionou o *layer* derivado da ferramenta *feature to point*. Sendo que no mesmo modificou-se somente a coluna *Height Field* para a coluna Amplitude, a qual contém os valores gerados pelo cálculo da subtração entre a máxima e a mínima elevação e também do limite da área de estudo *buffer*.

Após esse procedimento, transformou-se o arquivo em *Raster*. Para isso, se usou a ferramenta *TIN to Raster*, no campo *Input TIN*, se inseriu o *TIN* e em *Output Raster*, selecionou-se o Banco de Dados, atribuindo-se nome ao arquivo. Além disso, em *Output data type* a função *float* foi mantida a opção automática do sistema, assim como a função linear em *Method*; em *Sampling Distance* se modificou a função *Cellsize* para o valor 10 e em *Zone factor* o valor 1 (um) foi mantido também.

Dessa forma, foram concluídas todas as etapas para a construção da Carta de Profundidade.

### **3.3 Carta de densidade de drenagem**

Para a elaboração da carta de densidade de drenagem, as técnicas de Hupb (1988) novamente foram utilizadas, a qual se baseia em malha regular.

Segundo o autor, o objetivo dessa carta é identificar os resultados ocasionados pela ação dos talwegues, ocorridos devido à erosão fluvial. Para alcançar tal propósito, o autor descreve as seguintes etapas para a elaboração da carta:

- Utilizar um mapa em grande escala (1:50.000), a fim de identificar os talwegues ativos e inativos;
- Devem-se demarcar todos os talwegues, independente de sua configuração e em seguida dividir o mapa da área de estudo em figuras geométricas, as quais tenham dimensões de 16 a 25 Km<sup>2</sup>. Desta maneira, em cada polígono mede-se a extensão de cada talwegue e divide-se esse valor pela área correspondente do mesmo. O valor encontrado deverá ser anotado no centro da célula.
- Posteriormente, é preciso fazer a interpolação dos valores de cada polígono com os vizinhos, para que se encontrem os valores complementares.
- Assim se configuram as isolinhas, que se agrupam em setores que possuem a densidade de dissecação igual.
- Dessa forma, as faixas delimitadas pelas isolinhas devem ser coloridas com tonalidades mais fortes conforme o valor aumenta.

Com isso, as técnicas de Hupb (1988) foram inseridas em meio automático, como será descrito a seguir:

Inicialmente, foi necessário criar o banco de dados para que se atenuassem os possíveis erros do processamento, além de calcular automaticamente o comprimento dos segmentos da drenagem.

A seguir os *shapes* limite da área de estudo *buffer* e drenagem foram inseridos no novo banco de dados, através da ferramenta Import. Essa ferramenta é encontrada no operador do *software* por meio de um clique com o botão direito do mouse sobre o banco de dados recém criado. Na aba da ferramenta *Import*,

escolheu-se a opção *feature classe (Multiple)*, que possibilita converter todos os *shapes* em uma única operação. Dessa forma, os *shapes* foram inseridos na aba dos *layers*.

De acordo com os pressupostos de Hupb (1988), criou-se uma malha quadriculada através da ferramenta *Fishinet =>Create Fishenet*, inserindo-se no campo *Template extent o layer* limite da área de estudo *buffer*, em *CellSize Widht* e *CellSize Height* o valor de 500 metros, devido a melhor adequação do resultado para carta1: 50.000. Já nos campos *Number of rows* e *Number of columns* se adicionou o numeral 0 (zero). Cabe destacar que a função *Creat Label Points* foi desativada e a opção *Polygon* selecionada no campo *Geometry type*. O *shape* referido foi salvo no banco de dados.

Com os comandos realizados, a malha quadriculada foi criada no limite da área de estudo.

#### **a) Segmentação da drenagem no interior da quadrícula**

A ferramenta *Intersect* foi utilizada buscando-se segmentar a drenagem e inserir os segmentos da drenagem no interior de cada quadrícula. No campo *Imput Features* selecionou-se os *layers* de drenagem e da malha quadriculada. Posteriormente ao procedimento, o *shape* foi salvo no Banco de Dados.

Ao se realizar o comando, pode-se observar que a drenagem foi segmentada no interior da malha de quadrícula; assim cada segmento de drenagem passou a ter um valor de comprimento específico.

#### **b) Soma dos comprimentos de cada segmento de drenagem**

Cabe relatar que algumas quadrículas continham mais que um segmento da drenagem, por isso realizou-se a soma dos comprimentos de cada segmento que forma uma quadrícula em específico. Esse procedimento foi feito por meio da ferramenta *Join and relates =>Join*, localizado nas funções do *layer* da malha de quadrícula.

Na janela *Join*, o campo “*What do you want to join to this layer?*” foi completado pela função *join data from another layer based on spatial location*. No campo “*Choose the layer to join to this layer*” o *layer* referente à segmentação da drenagem foi inserido e por último, a função *Sum* foi adicionada no campo “*You are joining*”. Dessa forma, formou-se uma nova malha, contendo a soma de cada segmento de drenagem.

A partir das etapas realizadas, foi possível realizar o cálculo da densidade de drenagem, que consiste na divisão do comprimento total dos segmentos de drenagem pela área de cada quadrícula.

### **c) Cálculo da densidade de drenagem**

Para que o cálculo fosse realizado, no *Table Options* uma nova coluna na Tabela de Atributos foi adicionada, por meio da função *Add Field*. Essa coluna foi selecionada e logo após clicou-se com o botão direito ativando a função *Field Calculator*.

Com a função *Field Calculator*, selecionou o *Field* da soma dos comprimentos de cada drenagem, o qual foi dividido pelo mesmo *Field* responsável pela área das quadrículas. Dessa forma, a nova coluna passou a conter os valores referentes a essa operação.

Segundo Hupb (1988), os valores obtidos em cada quadrícula devem ser representados por um ponto central em cada quadrícula ou célula base, para posteriormente se interpolar os valores.

Assim, o próximo processo foi de criação de pontos centrais nas células base com seus valores respectivos.

### **d) Criação do ponto central da célula base:**

Na ferramenta *Feature to Point* foi inserido no campo *Input Features* o *layer* proveniente do processamento *Join*, o qual possuía os valores da densidade da drenagem e que foram salvos no Banco de Dados. Ao se executar o referido

comando, pontos centrais foram gerados no interior de cada quadrícula, sendo que cada um continha o valor da densidade de drenagem.

Observou-se na Tabela de Atributos que alguns pontos obtiveram o valor nulo, pois nem todas as quadrículas tinham fragmento de drenagem em si.

Por isso, tornou-se necessário atribuir o valor 0 (zero) para os pontos nulos, uma vez que os pressupostos de Hupb (1988) esclarecem que o procedimento deve ser realizado para as quadrículas que não possuem fragmentos de drenagem. Para realizar o processamento, o comando *Editor* foi ativado e a ferramenta *Start Editing* selecionada.

Com a ferramenta *Start Editing* ativada, a coluna contendo os valores da densidade de drenagem foi selecionada, a qual se encontra na Tabela de Atributos gerada após o comando *Feature to Point*. Com a janela aberta, deu-se um clique com o botão direito do mouse e selecionou a função *Sort Ascending*, buscando uma melhor visualização dos valores da densidade de drenagem. Assim, todas as linhas que possuem valor nulo foram selecionadas.

Com o comando *Attributes*, ativando o *layer* gerado do *Feature to Point*, pode-se atribuir o valor 0 (zero) para densidade de drenagem. Com isso, se encerrou a edição, através do *Stop Editing* e as modificações foram salvas.

Ao final, devem-se interpolar os valores da malha de pontos.

#### **e) Interpolação linear dos valores das malhas de pontos**

Para realizar tal procedimento, produziu-se um arquivo no formato *TIN*, através da ferramenta *Create TIN*. No campo *Coordinate System*, inseriu-se o sistema SIRGAS 2000 UTM Zone 23S, já nos campo *Input Feature Class* foi utilizado o *shape* oriundo do *Feature to Point*, modificando somente a coluna *Height Field* para os atributos que possuíam os valores da densidade de drenagem, além de utilizar o limite da área de *buffer*.

Para melhorar a resolução do documento cartográfico, o arquivo *TIN* foi transformado em *Raster*, por meio da ferramenta *TIN to Raster*. No campo *Input TIN*, se inseriu o *TIN* gerado, *Output Raster* se selecionou o Banco de Dados, em *Output*

*data type* a função *float* foi mantida, assim como o *Method* que se deixou a função linear; em *Sampling Distance* a função foi transformada para *Cellsize* 10 e em *Zone factor* se optou pelo valor 1 (um).

### **3.4 Carta de feições lineares**

A discussão proposta por Hubp (1988) relativa à elaboração de cartas de lineamentos ou de feições estruturais, consiste em enumerar os elementos do relevo que possuem um sentido dominante. Dessa forma, nessa pesquisa aplicou-se essa técnica cuja finalidade está em encontrar lineamentos.

A carta de lineamentos, segundo Hubp (1988) deve ser confeccionada em mapas de grande escala (1: 50.000), traçando as possíveis feições, com o auxílio de fotografias aéreas e um mapa geológico. Tais lineamentos podem ser agrupados e quantificados de acordo com superfícies semelhantes.

Para a elaboração desse documento cartográfico os *shapes* utilizados foram: drenagem, curvas de nível e limite da área de estudo.

#### **a) Drenagens pluviais**

Na base cartográfica foi necessário traçar os canais de drenagem pluvial, para que se identificasse um maior número de lineamentos na área de estudo. Assim, foi criado um novo *shapefile* a fim de distinguir os canais pluviais dos demais.

Dessa maneira, com a ferramenta de edição ativada, traçaram-se os cursos pluviais, com auxílio do dispositivo *straight segment*, em áreas da bacia estudada que apresentavam concavidades, as quais foram identificadas por meio da existência de curvas altimétricas com duas ou mais crenulações.

#### **b) Linhas de cumeada**

Para identificar tais feições utilizou-se a base cartográfica e o auxílio do *Google Earth*, sendo imprescindível primeiramente reconhecer os divisores de água das bacias menores.

Com a ferramenta de *straight segment* ativada, as linhas de cristas nas áreas de topo foram traçadas, sendo que foram identificados os pontos de maior saliência e alinhamento do relevo.

### **c) Demarcação dos lineamentos**

Inicialmente, para obter maior nível de detalhe, os lineamentos foram divididos em três ordens, os quais se destacam: primeira e segunda ordem ou superiores e os lineamentos sobre os canais pluviais. Para cada classe foi criado um *shape*, recebendo cores e espessuras diferenciadas.

Após observar os cursos fluviais da área de estudo, com seus alinhamentos e acotovelamentos, foram demarcados os lineamentos de primeira ordem, segunda ordem ou superiores e pluvial. Para isso, a ferramenta *straight segment* foi utilizada, visando medir as feições lineares, encontrando seu centro e assim a identificação de seu direcionamento, em graus.

### **d) Análise interpretativa dos dados e o diagrama de roseta**

Para compreender as orientações, tendências, distorções ou concentrações de lineamentos contidos na área de estudo, elaborou-se o Diagrama de Roseta, de acordo com os dados encontrados na carta de feições lineares. Cabe destacar, que foram construídos dois diagramas de roseta, a fim de encontrar similaridade ou diferença entre as feições. Assim, se confeccionou um contendo somente os lineamentos de primeira ordem e outro diagrama representado os demais (primeira e segunda ordem, pluviais e de cumeada).

Para iniciar o processo de identificação dos lineamentos, primeiramente foram apontados os rumos das feições lineares, que já tinham sido constatados no mapeamento de lineamentos. Para isso, usou-se um transferidor, sendo que os rumos de cada lineamento foram inseridos em uma nova coluna na tabela de atributos de cada *shape* correspondente a sua classe.

A rede polar do diagrama foi confeccionado no *software Corel DRAW X7*. Os ângulos dos rumos foram agrupados em direções com intervalos de 20 em 20 graus.

Em seguida, o número de lineamento de cada rumo (de 20 em 20 graus), foi transformado para centímetros de acordo com a escala do *Corel DRAW* pré-estabelecida. Assim, com a ferramenta de medição e de desenho (*point line*) do programa, os dados foram representados por um desenho de barras sobre a rede polar, indicando a quantidade de lineamentos por direção.

#### 4 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na bacia estudada os terrenos se caracterizam como área de transição entre a Depressão Periférica Paulista e as Cuestas, logo, são bem distintos entre si. Dessa maneira, o estudo bibliográfico realizado aponta para uma grande discordância litológica acompanhada de soerguimentos e aplainamentos da Bacia do Paraná, cuja associação com os processos erosivos, permitiu que as intrusões basálticas e os arenitos silicificados em função dessas fossem expostos, dando origem as Cuestas e a uma vasta Depressão Periférica. Assim, essas diferentes resistências litológicas dos terrenos implicaram diretamente nos índices morfométricos identificados através dos mapeamentos realizados, os quais apontam para diferentes graus de fragilidade do terreno, do ponto de vista natural. Ainda, com o trabalho de campo realizado, foi possível visualizar vários fatos constatados por meio da análise dos mapeamentos.

Na análise da carta clinográfica (figura 4) constatou-se que o setor quase ao norte, especificamente o *front* da cuesta, apresenta maiores índices de declividade, atingindo as classes de 30 a 45% e de 45 a 100%. O mesmo se observa nas nascentes e ao longo dos vales fluviais, os quais escavam o terreno, principalmente na parte central da área, além do grande morro testemunho ao oeste da bacia pesquisada. Esses setores, por possuírem índices altos de declividade, apresentam maior potencialidade ao desenvolvimento dos processos geomorfológicos. O extremo norte, área onde se localiza o reverso da cuesta, se caracteriza pela baixa declividade (5 a 12%), assim como o centro-sul da bacia ou o baixo curso (12 a 30%).

Na carta de profundidade de dissecação de drenagem (figura 5), as zonas com maiores índices, como o *front*, nascentes e os morros testemunhos, são observadas como uma faixa contínua, diferente da carta clinográfica que se mostra fragmentada. Apesar desse aspecto, muitas semelhanças podem ser apontadas. No reverso da Cuesta se apresenta uma dissecação mais baixa. Na Depressão também se destacam os baixos índices, se aproximando dos resultados obtidos com a carta clinográfica. Já o *front*, morros testemunhos e nascentes encontrados na porção quase ao norte e sudeste possuem altos indicadores de entalhamento, na ordem de 160 metros. As nascentes da margem esquerda do ribeirão da Boa Vista, se

sobressaíram no mapeamento, devido à alta dissecação, indicando que são drenagens com grande energia. A carta de densidade de drenagem (figura 6) difere-se das demais pelos seus resultados visto que os seus maiores valores são encontrados na Depressão Periférica. Assim, os maiores índices de densidade estão no entorno do curso principal, sendo uma indicação da grande potencialidade erosiva deste rio sobre o relevo. Os menores valores estão nos morros testemunhos, esporões e no setor norte-central da bacia. No baixo curso, o contato entre a Formação Corumbataí, Tatuí e Suites de Diabásio gera alta densidade, tratando-se de um ambiente mais diverso, com três unidades litológicas com características bem distintas, e por essa razão o sistema de drenagem se instala e escava seus vales com maior frequência, explicando a grande quantidade de rios nessa área.

Na carta de lineamento (figura 7), observam-se grande número de lineamentos, principalmente os de primeira ordem, evidenciando a tectônica da região estudada.

## Carta Clinográfica da Bacia do Rio Cabeça (SP)

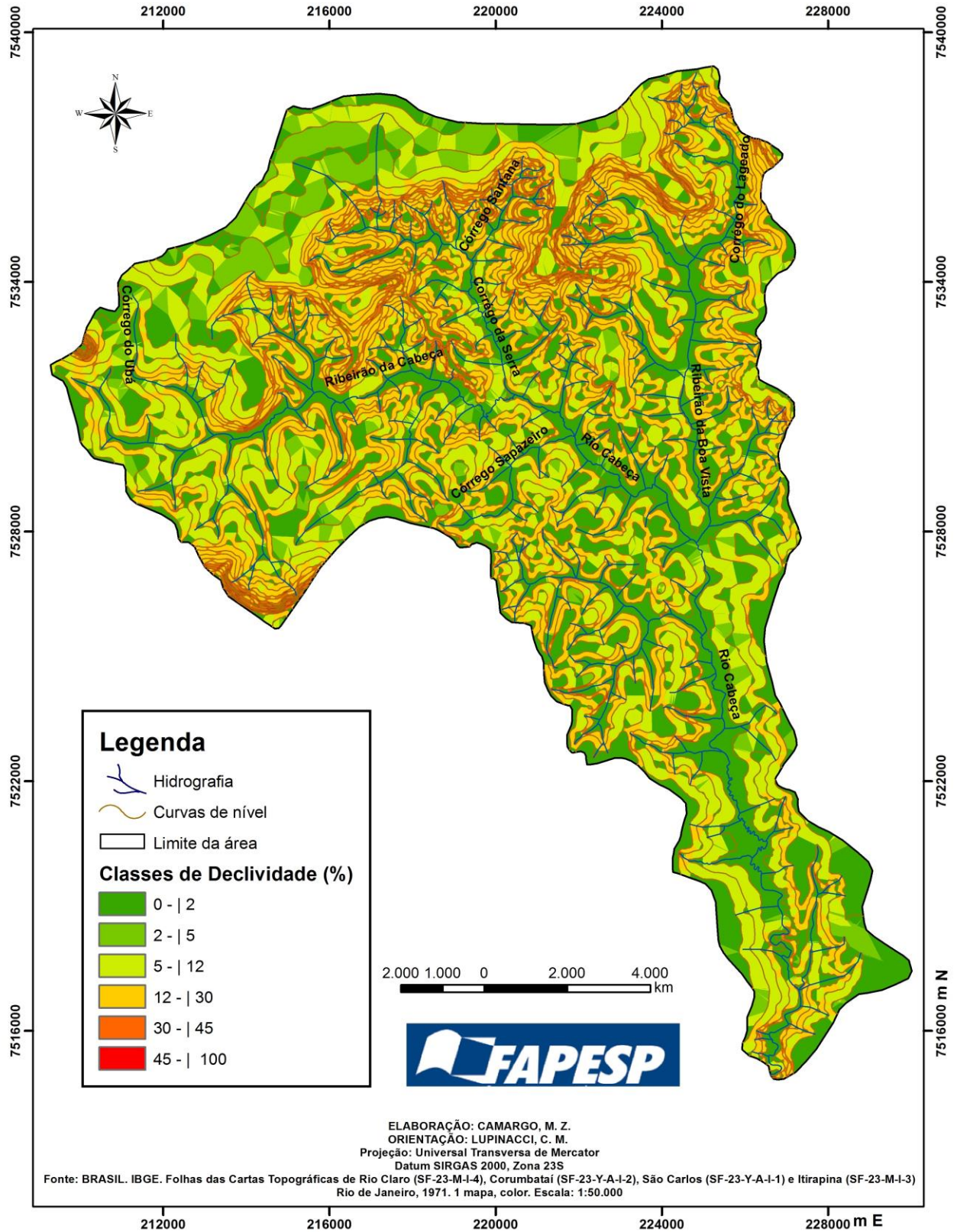


Fig. 4: Carta clinográfica. Org. CAMARGO, M.Z.

## Carta de Profundidade de Dissecação de Drenagem da Bacia do Rio Cabeça (SP)

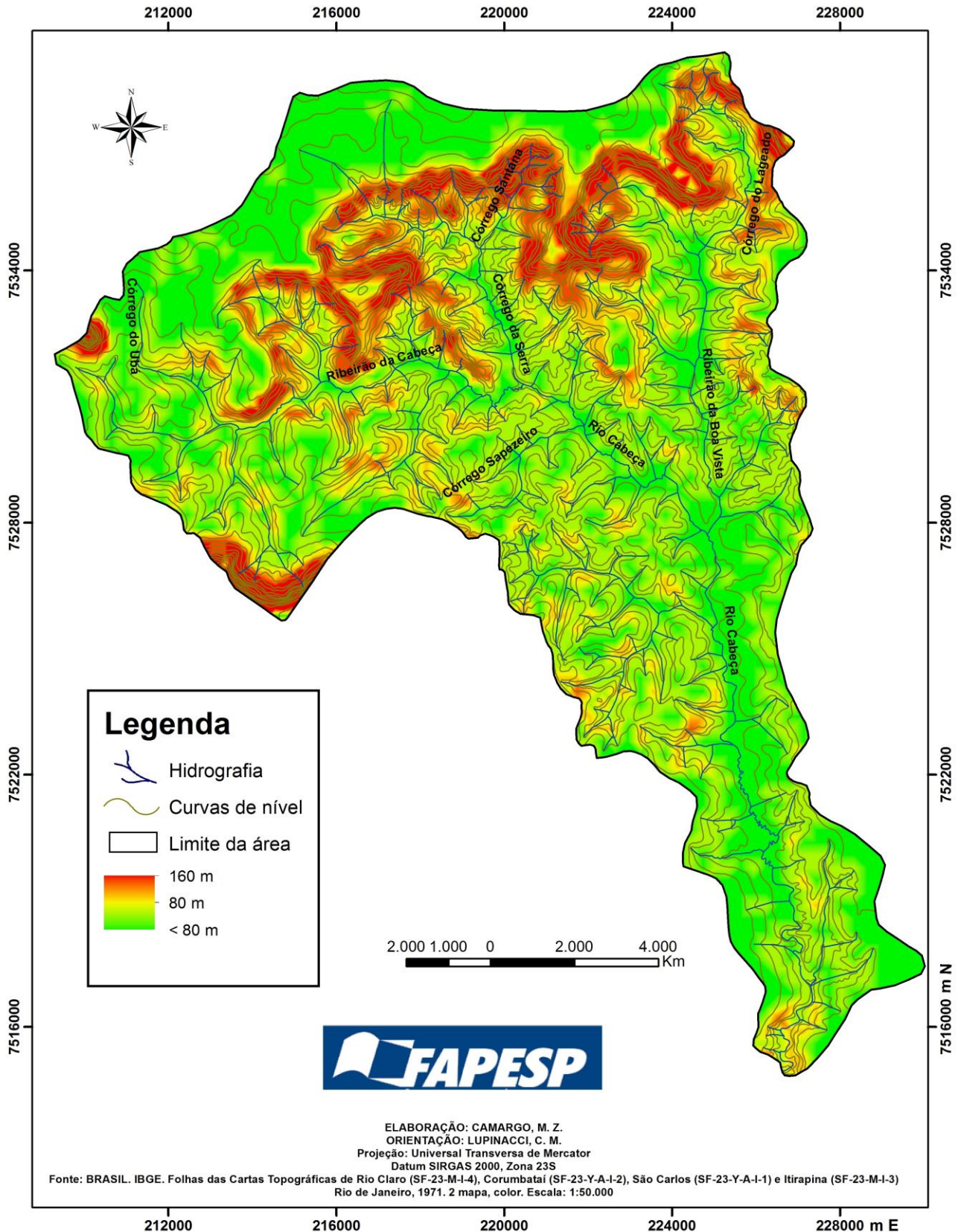


Fig.5: Carta de profundidade de dissecação de drenagem. Org. CAMARGO, M.Z.

### Carta de Densidade de Drenagem da Bacia do Rio Cabeça (SP)

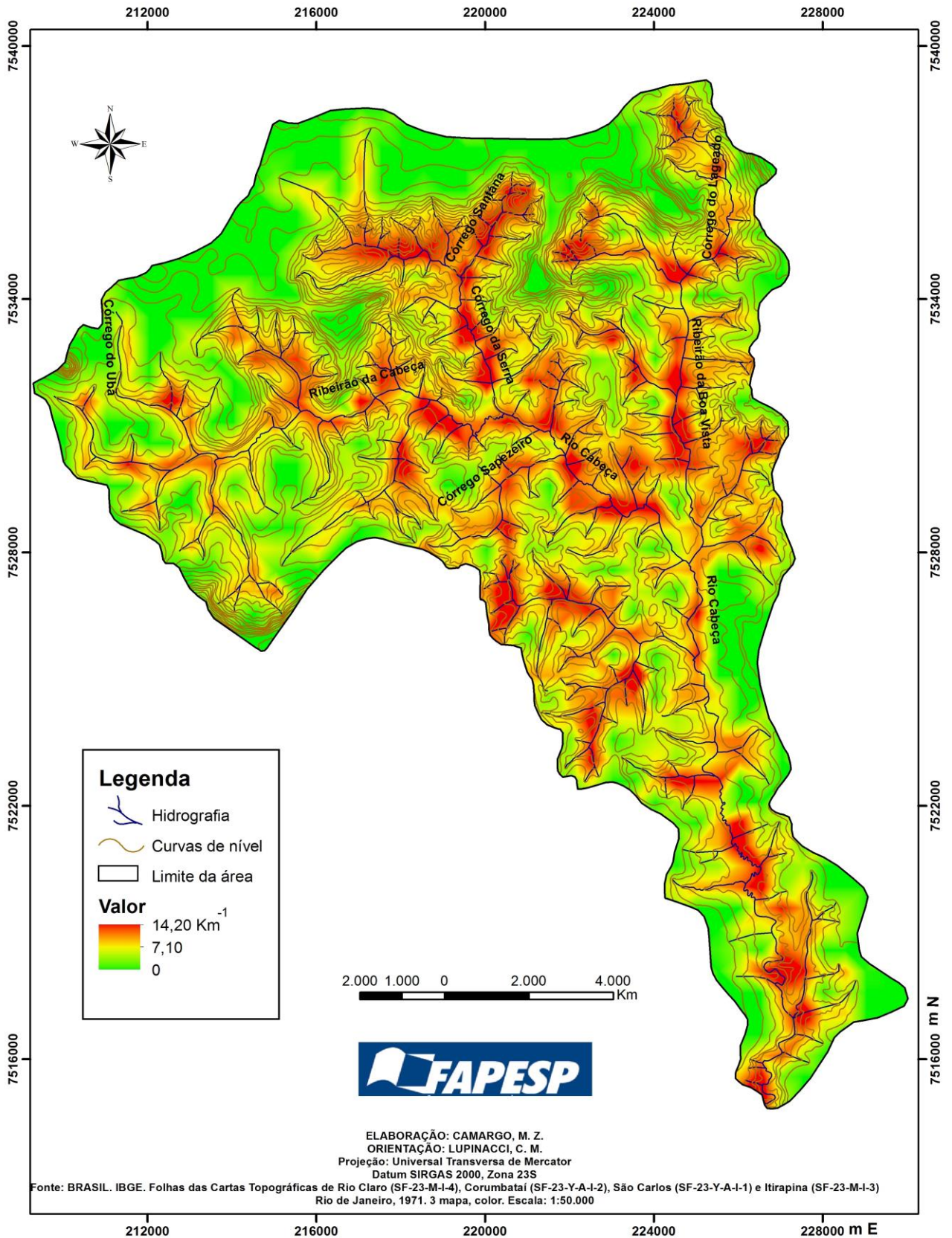


Fig. 6: Carta de densidade de drenagem. Org. CAMARGO, M. Z.

## Carta de Lineamentos da Bacia do Rio Cabeça (SP)

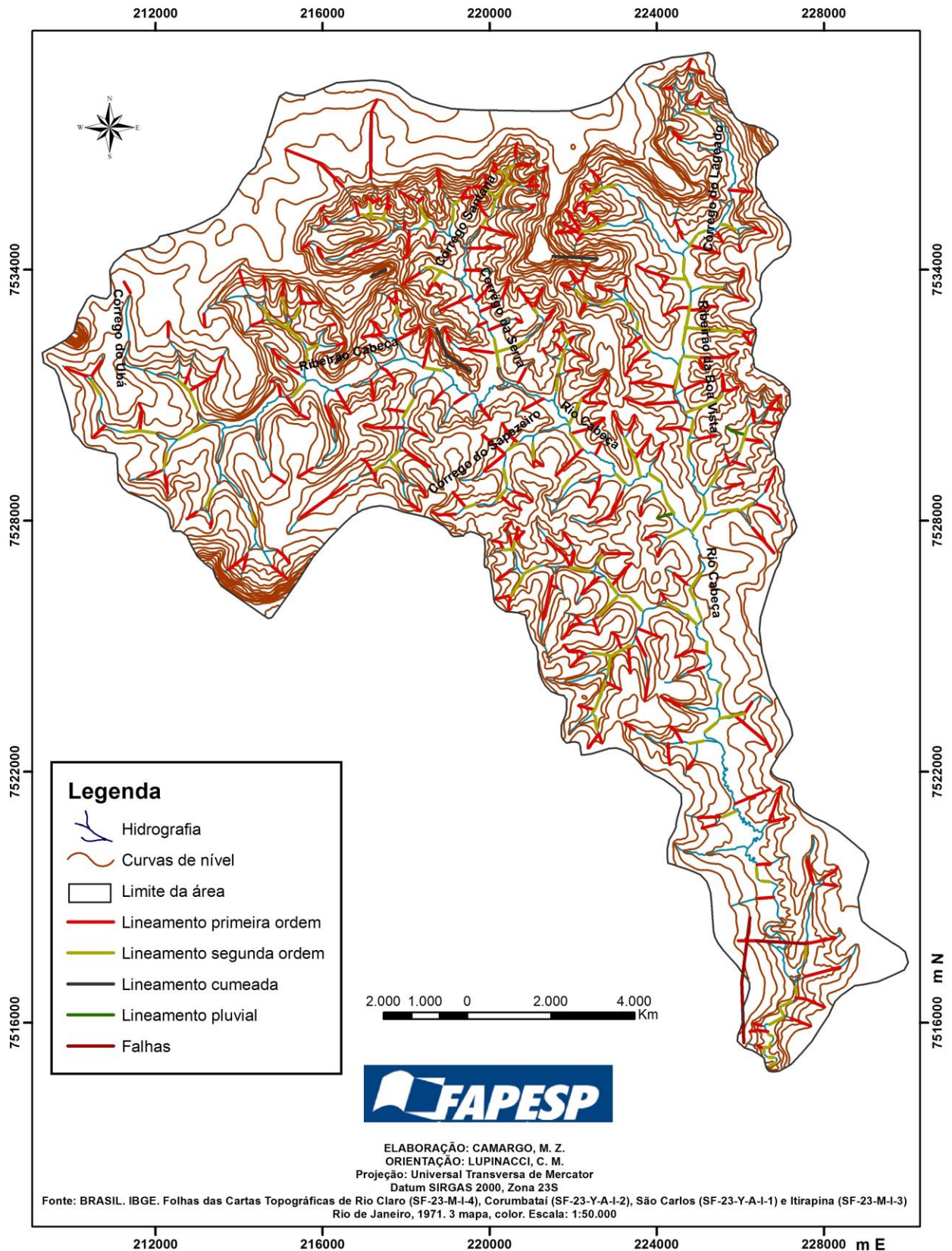


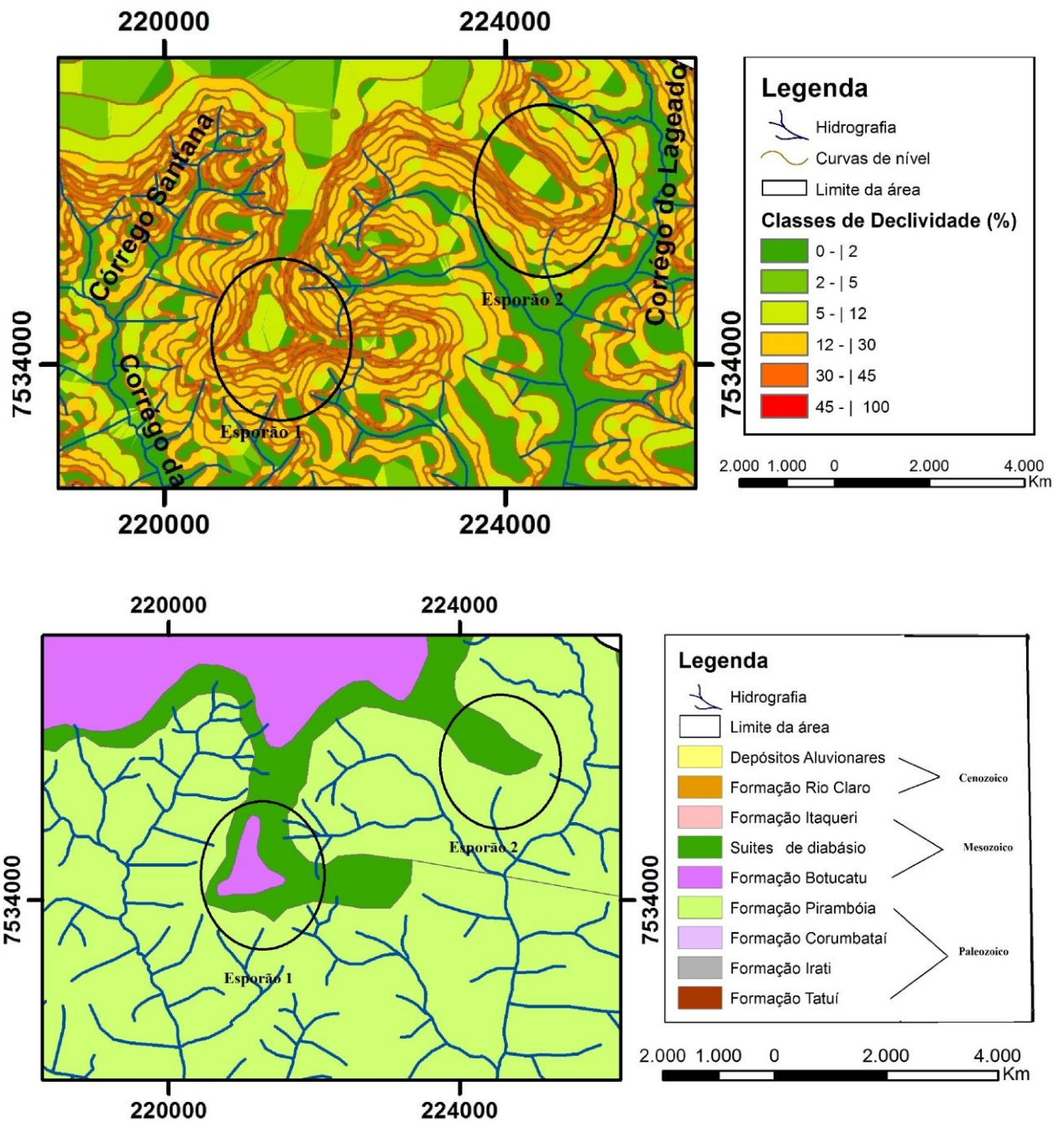
Fig. 7: Carta de lineamentos. Org. CAMARGO, M.Z.

A litologia da região (figura 2), apresentada no capítulo 2, destaca-se pela sua grande importância na configuração do relevo. O reverso da cuesta é composto por arenitos da Formação Botucatu, portanto, com bastante suscetibilidade aos processos erosivos. A resistência das Suites de Diabásio permitiu a formação de um grande degrau no relevo, o qual teve como fatores não só as diferentes litologias, mas as oscilações do clima e os eventos estruturais. No baixo curso da Bacia do Rio Cabeça, diferentes formações geológicas têm sido mapeadas através de pesquisas, inclusive apontando para falhas e fraturamentos locais.

Para Almeida (1956) o vulcanismo basáltico, cujas lavas constituem as denominadas eruptivas da Serra Geral, se desenvolveu por meio de geoclases de traçado sub-retilíneo, que tem a direção de 450 NW, no sul de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Nesses lugares, é constatada a presença de inúmeros diques, que variam em espessura e que são geralmente subverticais. Além da presença dos diques, os “sills” também se formaram, os quais possuem grande relevância por constituir zonas de terra roxa em bacia sedimentar, ambiente dominado por solos arenosos e pobres. Dessa maneira, se destacam os diversos tipos de solo da bacia, com a predominância de argissolos, relatados por Almeida (1956) como solos vulneráveis aos processos erosivos, fator que implica também em um número maior de nascentes nessa área. Além disso, no *front* ocorre a mistura de nitossolo, neossololítico e latossolo vermelho, sendo importantes para a formação da vegetação.

Para obter um melhor entendimento da formação do relevo e dos dados oriundos dos mapeamentos, selecionaram-se setores para se analisar de maneira mais detalhada, buscando compreender suas características geomorfológicas e a ação dos agentes erosivos. A morfologia do relevo deve-se em grande parte à ação das drenagens, que podem ser analisadas a partir da carta de declividade e de densidade. Dessa maneira, destaca-se o esporão (figura 8), que se apresenta bem dissecado, mas ainda é um dos mais extensos da bacia, evidenciando sua grande resistência aos agentes erosivos. A dissecção do esporão fica em torno dos 160 metros e sua declividade também é bastante expressiva. Já a densidade de drenagem se mostra bem baixa, apesar da proximidade de outros cursos fluviais. Analisando esses dados conjuntamente com a litologia, constata-se que o esporão 1 possui em seu topo vestígios da Formação Botucatu, que não é registrada no

esporão 2. Assim, considera-se que a presença dessa litologia aponta para diferenciações na ação dos processos erosivos sobre tais terrenos.

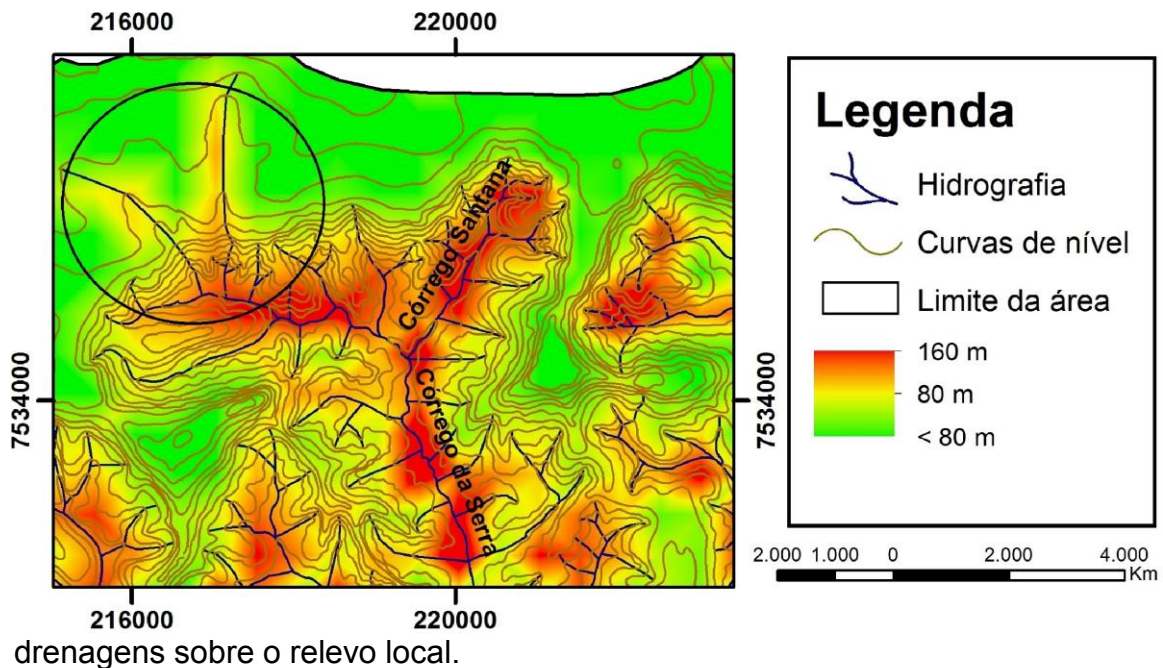


**Fig. 8: Esporões na bacia, evidenciando sua declividade e formação geológica. Org.**

CAMARGO, M.Z.

Por meio da figura 9, constata-se que algumas drenagens têm origem no reverso das cuestas. Essas nascentes possuem baixa declividade, de 0 a 2%, pois se encontram em uma parte muito suavizada do relevo da região. Nessa situação a

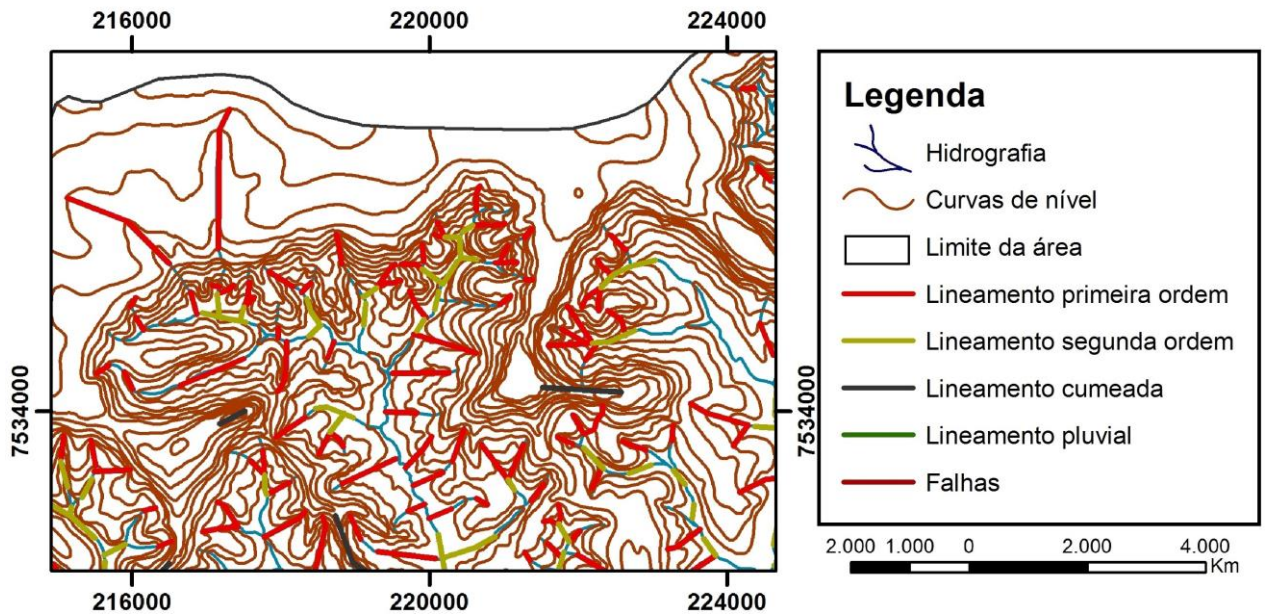
profundidade de dissecação é baixa e a densidade de drenagem relativamente alta, esculpindo o *front*. Outra questão refere-se à alta energia do Córrego da Serra, formado pelo Córrego Santana, o qual se caracteriza pela alta declividade das nascentes, com 30 a 45%, profundidade e densidade alta, indicando a grande dissecação do relevo, a qual potencialmente indica alta ação erosiva dessas



**Fig. 9: Cursos fluviais com nascentes no reverso cuestiforme e a alta densidade de drenagem no setor de *front* nessa região. Org. CAMARGO, M.Z**

Na carta de lineamentos, os canais em destaque também chamaram atenção, uma vez que evidenciaram duas grandes feições lineares, as quais revelam a fragilidade do terreno. Estas recebem energia ao passar pela Cuesta e adentram a Depressão Periférica com grande carga de energia. Ainda, os cursos fluviais se estendem sobre três formações geológicas diferentes: Botucatu, Suites de Diabásio e Pirambóia (figura 2). O mesmo acontece na área de pesquisa desenvolvida por Stefanuto (2016), localizado na área de Analândia (SP) próximo a área pesquisada, o qual relata que muitas drenagens nascem no reverso da Cuesta, assim como inúmeros outros autores citados na bibliografia. Dessa forma, com a mudança de declive ocorre a redução de energia, acarretando provavelmente a deposição da carga sedimentar. O autor apresenta como exemplos o alto curso do Córrego do

Feijão e baixo curso da Santa Terezinha, sendo que esses canais apresentam alto grau de sinuosidade.



**Fig. 10: Destaque para a carta de lineamentos. Org. CAMARGO, M.Z.**

A ação dos rios pode ser comprovada e registrada em campo, pois a área de estudo, além da alta declividade e a profundidade de dissecação, se encontra em um setor de forte influência tectônica. Dessa maneira, os rios que compõem a bacia do Rio Cabeça, se mostraram bem entalhados, com terraços com bordas íngremes, como pode ser observado na figura 11. Portanto, a densidade de drenagem nesse local é mediana, demonstrando certa potencialidade erosiva do rio. Ainda nesse curso fluvial, de acordo com a carta de lineamentos, existe um canal de segunda ordem, indicando a atuação da tectônica. Observa-se ao fundo da mesma figura 11 a presença de diversas formas erosivas, como sulcos e ravinas, as quais se registram com frequência na área estudada. Cabe destacar que a litologia local, proveniente da formação Pirambóia, colabora para o aparecimento das feições devido ao ser caráter arenoso. Ainda, em áreas com a presença de pastagens e silvicultura, esses processos erosivos se mostraram mais intensos. Na borda do terraço fluvial, constata-se também a presença de sulcos gerados pelo caminho preferencial da água pluvial.



Fig 11 :Curso fluvial e erosão na área de estudo. Org: CAMARGO, M.Z.

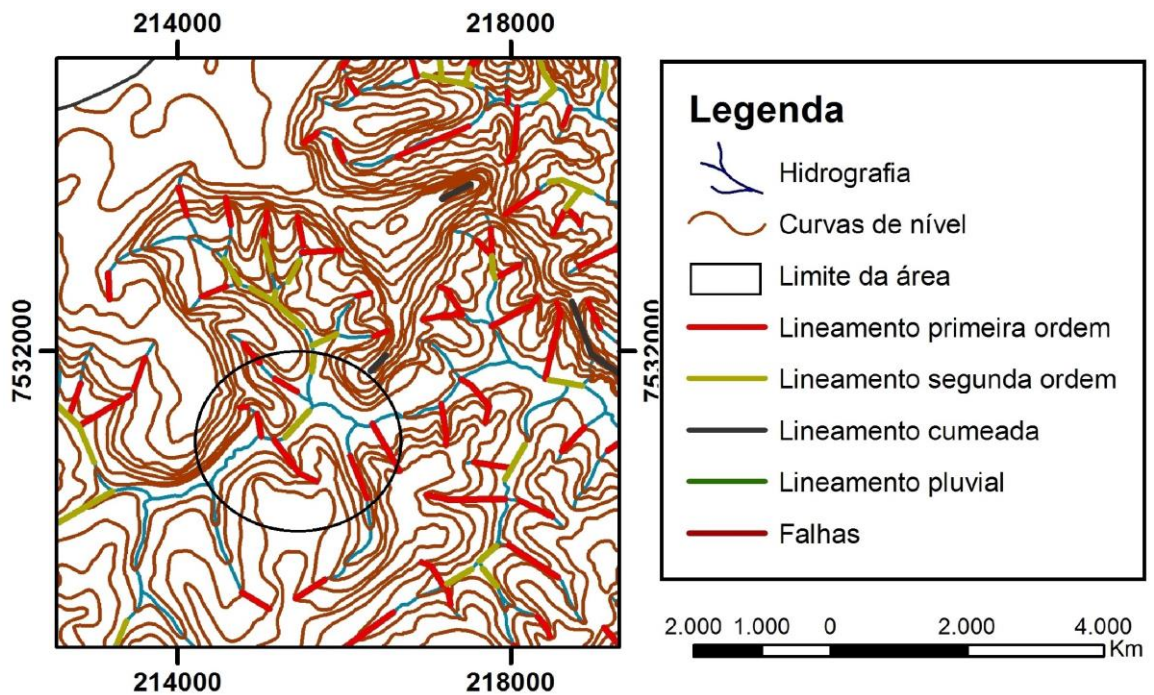
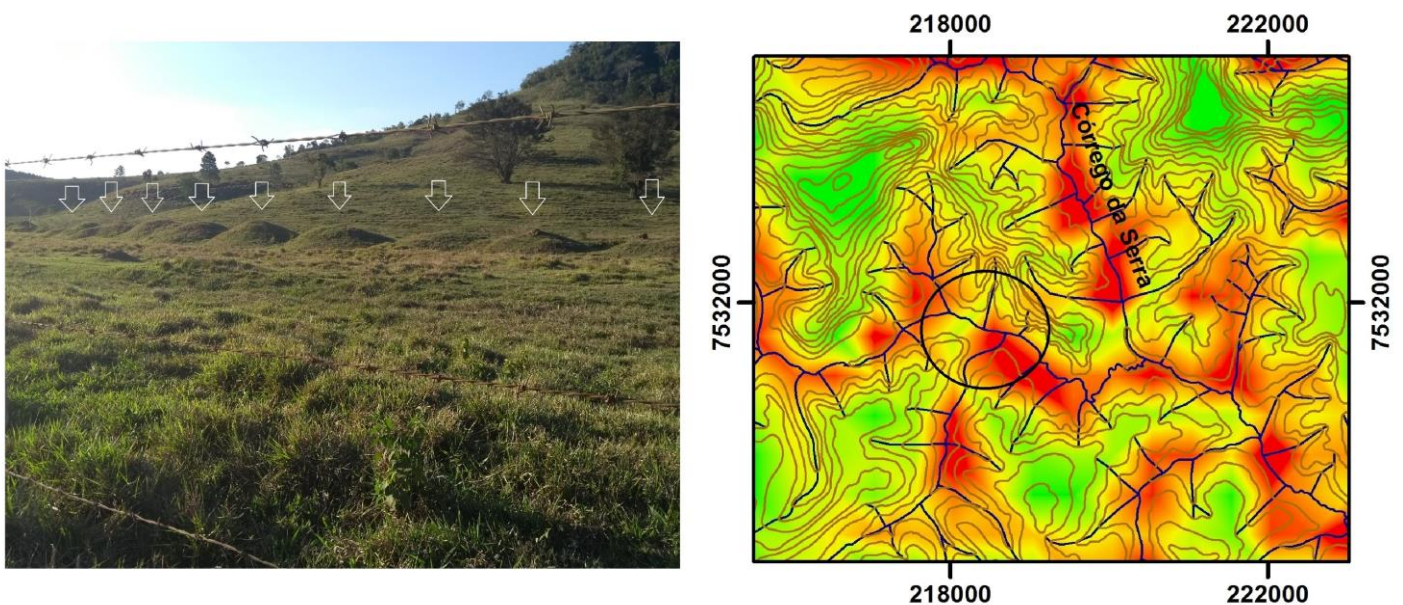


Fig. 12: Carta de lineamentos no setor analisado. Org. CAMARGO, M.Z

Constatou-se também uma significativa carga de sedimentos no Rio Cabeça. Na figura 13, esse fato se confirma a partir da presença de saliências alongadas nas margens fluviais as quais apontam para o aparecimento de diques marginais. A largura e altura desses dependem do tamanho do rio e da espessura do material (CHRISTOFOLETTI, 1980). Tais feições se destacam, pois estão em sequência e

em um número considerável na área de estudo. De acordo com Suguio e Biarella (1979), os diques são formados no período de cheias, quando ocorre o transbordamento das águas e estas, por sua vez, ao terem sua velocidade diminuída, depositam sua carga grosseira nas margens do canal. Considera-se assim que o rio da Cabeça caracteriza-se por grande carga grosseira de sedimentos, que são depositados em períodos chuvosos ao adentrar a Depressão Periférica com alta energia, devido à declividade (de 12%-30% e 30%-45%) e dissecação (na ordem de 160 metros) de drenagem registrada nas nascentes da bacia. Como é de se esperar, a densidade de drenagem é elevada, uma vez que evidencia a atuação das drenagens no modelamento do *front* e consequentemente colaboraram para o aparecimento dessas feições. A densidade acentuada deve-se também ao entalhamento do rio nessa área onde se encontram os diques.



**Fig. 13: Diques aluviais presentes no rio Cabeça, indicados pela seta.**Org. CAMARGO, M.Z

Os terraços também se encontram na área de estudo (figura 14), os quais representam planícies de inundação antigas, que são caracterizadas por patamares aplainados, de espessura variada e por uma escarpa que se limita em direção ao rio (CHRISTOFOLETTI, 1980). Segundo Suguio e Bigarella (1979), os terraços são gerados quando o rio corta os sedimentos que já se encontravam depositados na planície de inundação. Em seu estudo sobre a região, Facincani (2000) relata que os

terraços escalonados e embutidos são resultados do controle tectônico da drenagem, gerando feições morfotectônicas, isto é, feições do relevo, as quais são formadas pela atividade tectônica e climática. A área de estudo, por se encontrar em área semelhante descrita pela autora, apresentou também essa feição.



**Fig. 14: Terraço aluvial no fundo de vale do rio Cabeça. Org. CAMARGO, M.Z**

Outro destaque está no sistema de drenagem localizado no setor oeste (figura 15), que se difere das demais direções dos rios, pois nesse setor esses se apresentam mais alongados. Além disso, originou-se um cotovelo na nascente no córrego do Ubá e outro no ribeirão Cabeça, evidenciado pela mudança abrupta de direção, formando um ângulo de  $90^\circ$ . Esse tipo de feição está associado aos eventos estruturais. Segundo Facincani (2000), a mudança abrupta de direção são feições observadas no rio Cabeça, indicando a formação de cotovelos, os quais estão direcionados de acordo com os principais alinhamentos estruturais, marcados pela presença de diaclases e falhas. Em relação à dissecação, os cotovelos apresentam-se com baixos índices, uma vez que se posicionam a montante do *front*. O mesmo ocorre com a declividade, possuindo de 5 a no máximo 12%. Também a densidade de drenagem nessa área é mediana, contudo deve-se destacar que no curso principal do rio torna-se mais alta, assim como nas nascentes da margem esquerda do córrego do Ubá, as quais são acentuadas pela discordância entre a Formação Botucatu, Suites de diabásio e a Formação Pirambóia, favorecendo o entalhamento

de seus vales. Conseqüentemente, os índices de declividade e profundidade de dissecação são acentuados nessas áreas.

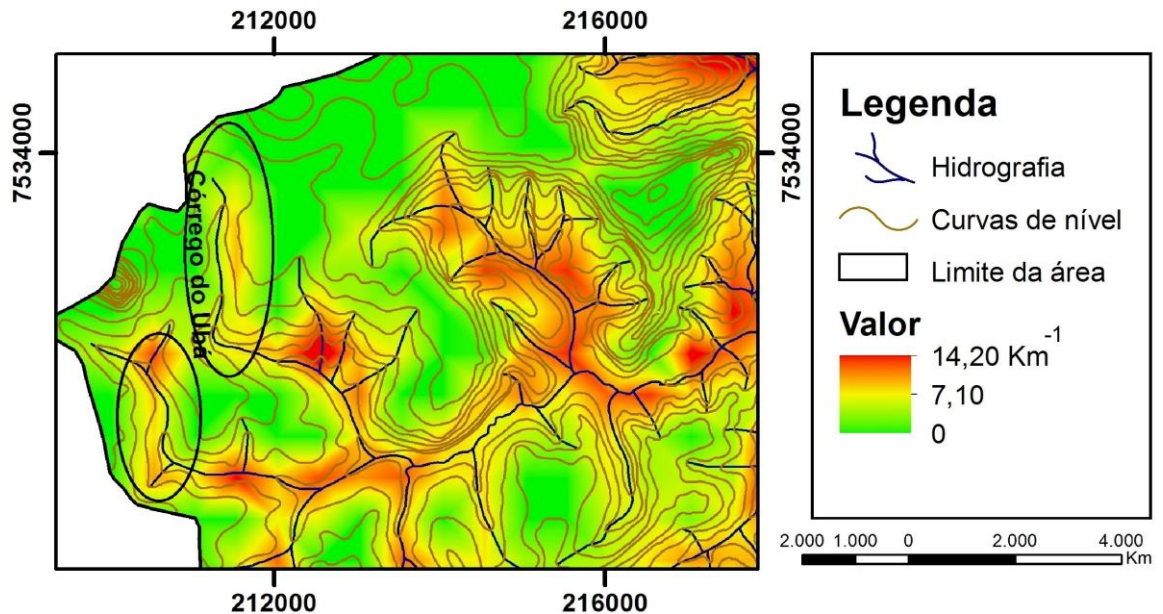


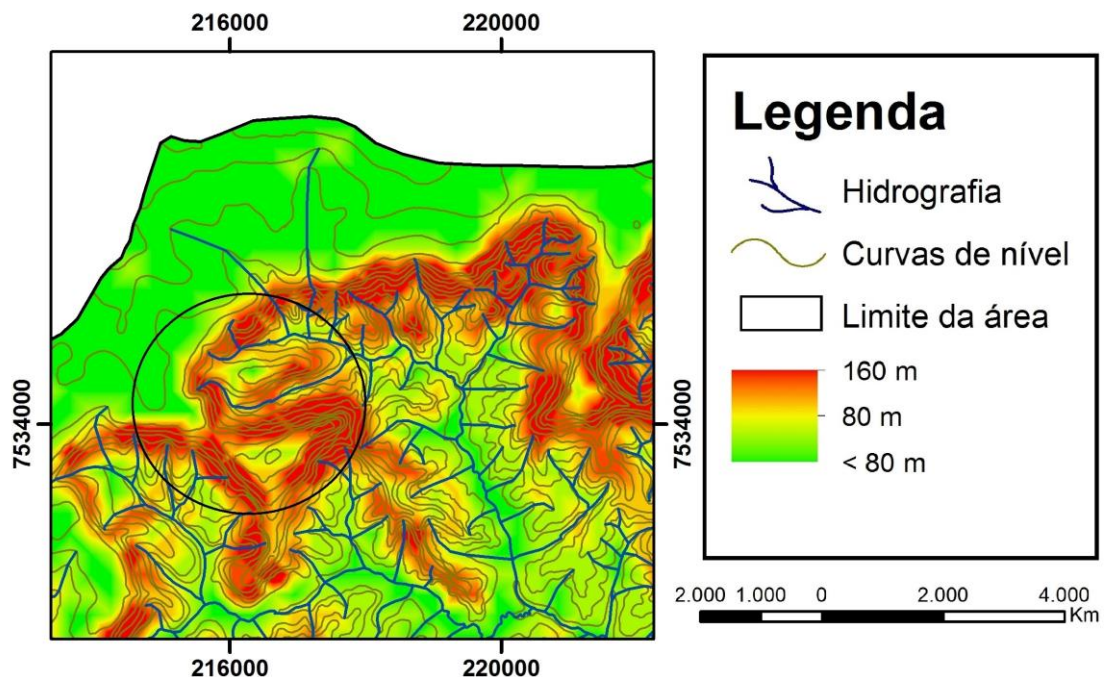
Fig.15: Cotovelos de drenagem no Córrego do Ubá e afluente ao sul. Org. CAMARGO, M.Z.

Ao realizar o trabalho de campo, o cotovelo do ribeirão da Cabeça (figura 16) foi analisado e pode-se evidenciar alguns aspectos. Primeiro, que o mesmo se localiza em um terreno de propriedade particular e bastante conservado do ponto de vista vegetacional. Segundo, existem outros cotovelos menores, pouco proeminentes, além de pequenas quedas de água, evidenciando a tectônica da área. Nesse local, o solo se mostrou muito arenoso, proveniente da Formação Pirambóia. Destacam-se as rochas ao longo do rio, as quais foram roladas de uma região do *front*, possuindo um tamanho considerável e que ocasionavam maior agitação das águas. O cotovelo do córrego do Ubá também foi observado, contudo houve muita dificuldade de registrá-lo, pois a vegetação era bastante densa.



**Fig. 16: Cotovelo do rio Cabeça, registrado em campo. Org. CAMARGO, M.Z**

Outro cotovelo bem expressivo na região está representado na figura 17, afluente da margem direita do córrego da Serra. Esse se encontra em um relevo movimentado, diferente do apresentado anteriormente, contudo destaca-se por possuir um padrão mais alongado. O cotovelo se caracteriza por possuir alta declividade (30 a 45%), assim como um entalhamento na ordem de 160 metros. A densidade de drenagem dessa bacia é baixa. As características geológicas dessa área contribuem para acentuar o desnível do curso fluvial, uma vez que é influenciado por duas Formações: Pirambóia e Suites de Diabásio.



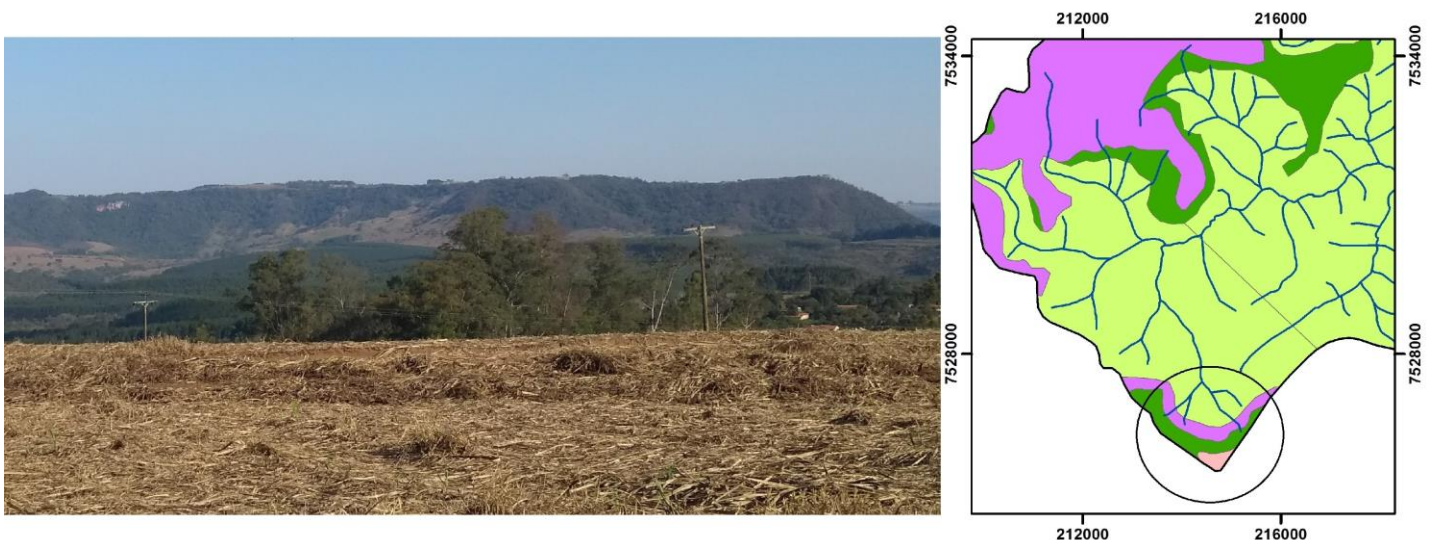
**Fig. 17: Cotovelo em afluente do Córrego da Serra e sua alta profundidade. Org. CAMARGO, M.Z.**

O morro Pelado localizado ao oeste da bacia é um dos importantes divisores de água, assim como o morro da Guarita a sudeste (figura 18). Nesse Facincani (2000) relata a presença de escarpamentos, sendo que os traçados dos mesmos são reconhecidos por quebras de relevo positiva, caracterizadas por vertentes retilíneas, além de declividades acentuadas e controladas por discontinuidades. Analisando os índices morfométricos, a declividade e a dissecação de drenagem (mapas 4 e 5) são altas tanto no Morro Pelado quanto no da Guarita. Para os dois morros, a declividade fica em torno de 12- 30% e 30- 45% e a profundidade da dissecação na ordem de 160 metros. Em relação à densidade de drenagem, os dois apresentam valores iguais e baixos, evidenciando que os mesmos não possuem como fator principal o modelamento pela ação da drenagem, mas sim pela atuação do clima sobre as diferentes resistências litológicas. Referente ao morro da Guarita que o mesmo é marcado pela presença das faces triangulares, bem nítidas na imagem.



**Fig.18: Morro Pelado, à esquerda e Morro da Guarita, à direita. Fonte:** Atlas Ambiental da Bacia do rio Corumbataí CEAPLA/UNESP. **Org. CAMARGO, M.Z**

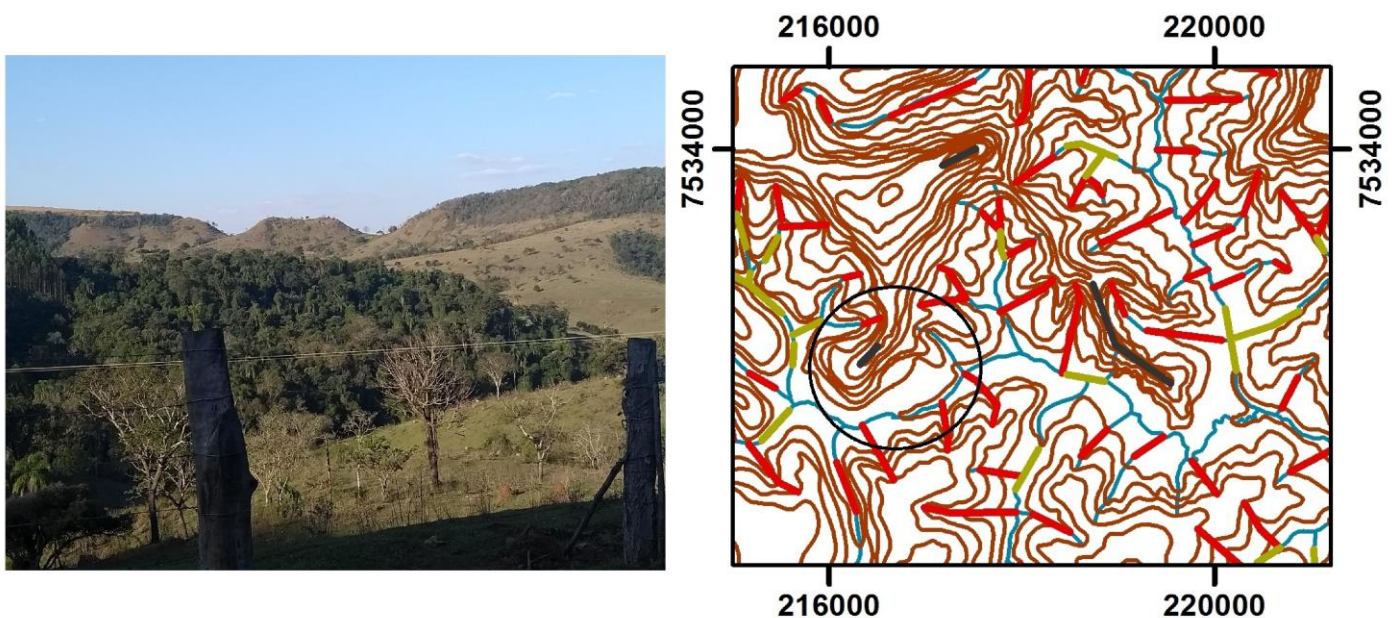
Diferentemente dos morros (figura 19), o morro do Bizigueli possui índices morfométricos um pouco diferenciados. A declividade fica em torno de 12-30% e de 30-45%, enquanto que a profundidade de dissecação é na ordem de 160 metros. Contudo, em relação à densidade, este possui um valor superior aos outros, devido ao entalhamento da drenagem (mapas 4 e 5). Ainda, os cursos fluviais encontram maior facilidade em se instalar, a qual pode estar relacionada aos contatos litológicos, entre a Formação Itaqueri, Suites de Diabásio e Botucatu (figura 19).



**Fig.19: Morro do Bizigueli e diferentes formações geológicas. Org. CAMARGO, M.Z.**

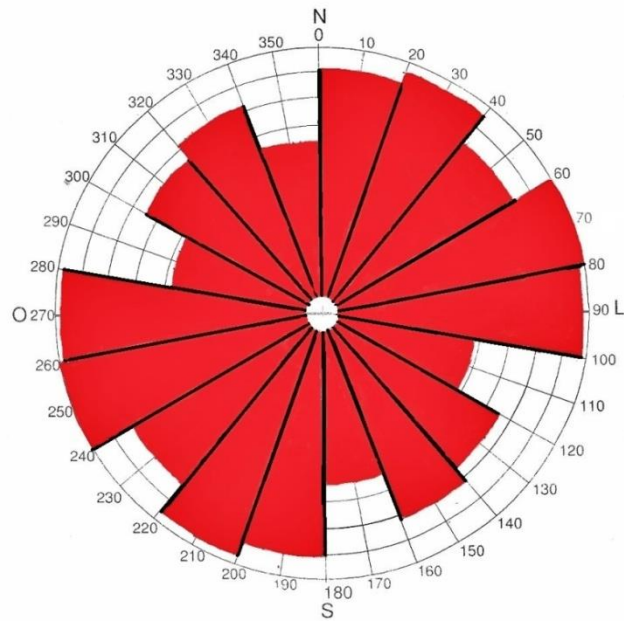
Na figura 20, fica claro que o *front* está sendo rompido e esse fato se deve a vários fatores. Primeiramente, esse local possui grande influência tectônica, evidenciada na carta de lineamentos, pois essas feições possuem facilidade em se

instalar nos setores de maior fragilidade do terreno. Esse fato pode ser comprovado pela existência de um lineamento em crista e por um lineamento em canal fluvial de primeira ordem (figura 20). Em relação à profundidade de dissecação e declividade, nesse local o primeiro se encontra na ordem de 160 metros, enquanto que a declividade está em torno de 30 a 45%. A densidade de drenagem é baixa, uma vez que ação da drenagem não é tão evidente. Dessa maneira, pode-se afirmar que essas feições estruturais associadas aos processos climáticos proporcionarão futuramente um desligamento do *front*, o que dará origem a um novo morro testemunho.



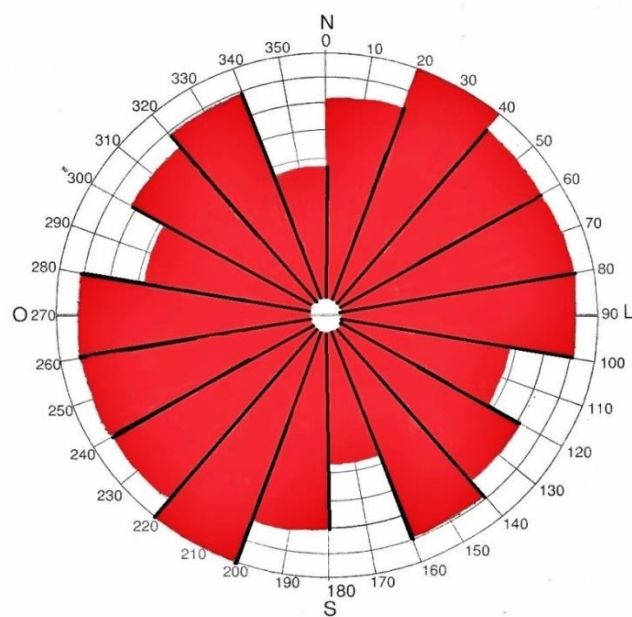
**Fig. 20: *Front* sendo rompido na imagem à esquerda e lineamento em crista e em canal de primeira ordem evidenciado no recorte do mapa. Org. CAMARGO, M.Z.**

Por meio do mapeamento das Feições Lineares identificaram-se 443 lineamentos na área de estudo. A partir dessa etapa, ocorreu a submissão dos dados a uma análise feita através do diagrama de roseta, a qual mostrou o direcionamento preferencial no sentido E-W e NE-SW (Figura 21 e 22).



**Fig.21: Diagrama de roseta geral. Org. CAMARGO, M.Z.**

Para melhor avaliar os dados, um segundo diagrama de roseta foi criado, indicando o direcionamento principal dos canais de primeira ordem. Dessa forma, o resultado evidenciou o mesmo daquele encontrado no diagrama geral.



**Fig. 22: Diagrama de roseta de lineamentos identificados em canais de primeira ordem. Org. CAMARGO, M.Z.**

Em seus estudos, Facincani (2000) apontou que para as regiões de São Carlos, Rio Claro, Piracicaba, os lineamentos analisados indicaram uma preferência para o direcionamento E-W e NE-SW. Esse resultado confere com os mesmos encontrados nessa pesquisa. Diferentemente, Stefanuto (2016), em seu estudo sobre a área pertencente à Analândia, obteve o direcionamento preferencial N-S, tanto no diagrama geral quanto no de primeira ordem. Logo, a pesquisa desse autor possui especificidades estruturais diferentes daquelas obtidas por Facincani (2000) e por esse estudo. Ainda, Stefanuto relatou sobre a importância de sobrepor a carta de lineamentos a geológica, pois concluiu que as formações geológicas que compõem sua área (Itaqueri e Botucatu) são suscetíveis ao desenvolvimento dessas feições, uma vez que a maior parte dos lineamentos mapeados estão sobre estas.

Portanto, a pesquisa sobre a bacia do Rio Cabeça relatada tem dois grandes destaques: evidências de atividade tectônica, constatada principalmente pelo encaixe dos rios, a qual proporcionou o entalhamento dos vales e a formação de terraços fluviais. Ainda, o *front cuestasiforme* marcado por lineamentos, os quais influenciaram na dinâmica fluvial. Segundo, a litologia arenosa da Formação Pirambóia marcante em toda área de estudo, colaborou para o entendimento da suscetibilidade da atuação dos processos erosivos, merecendo trabalhos futuros que detalhem tal questão.

Com os mapeamentos realizados, os quais possibilitam compreender melhor a área pesquisada, pode-se averiguar os diferentes índices morfométricos que caracterizam esse setor. Constatou-se que o *front*, nascentes e morros testemunhos possuem os maiores valores de declividade e dissecação, enquanto que a alta densidade se concentrou no curso principal. A influência da ação tectônica analisada na carta de lineamentos e constatada em campo, representada por rios com seus vales bem encaixados, com a presença de terraços e cotovelos, destacam a importância que esses eventos tiveram na configuração do relevo atual.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Essa pesquisa possibilitou compreender melhor o relevo da bacia pesquisada, por meio das bibliografias consultadas, que auxiliaram na fundamentação teórico-metodológico, além dos mapeamentos que contribuíram para analisar de maneira detalhada o relevo da região.

Nesse estudo, as cartas de declividade e profundidade de dissecação destacaram os altos índices da morfometria do *front*, morros testemunhos e nascentes, resultando em elevados valores. Contudo as classes da carta de dissecação apresentam-se de maneira contínua na configuração do relevo, diferente do registrado na carta clinográfica. Ressalta-se também que as formações geológicas contribuíram significativamente para a configuração do relevo, pois nas áreas em que se registraram discordâncias erosivas em função de contatos litológicos, os cursos fluviais conseguiram se instalar com maior facilidade, gerando altos índices de densidade de drenagem.

A carta de densidade de drenagem mostrou valores diferenciados das demais, pois ao longo do curso principal da bacia tais índices foram mais elevados, evidenciando o entalhamento do rio.

A influência tectônica na bacia, a qual pode ser compreendida pela carta de lineamentos e pelo trabalho de campo, foi de grande auxílio para entender a configuração do relevo. Primeiramente, os inúmeros cotovelos vistos nas cartas elaboradas nessa pesquisa, foram comprovados em campo, além da presença de outros menores. Ainda, os vales dos rios se mostraram bem encaixados, apresentando diques, terraços, os quais evidenciaram a alta carga de sedimentos dos cursos fluviais. A litologia extremamente suscetível aos processos erosivos ganhou atenção devido aos sulcos e ravinas encontrados. Assim, considera-se que essa pesquisa forneceu dados relevantes, que destacaram a atuação da tectônica de uma maneira clara e objetiva.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1974. (Série Teses e Monografias n.14).
- ALMEIDA, F. F. M. de. **O Planalto basáltico da bacia do Paraná**. **Boletim Paulista de Geografia**. n. 24, p. 3-34, 1956.
- AZEVEDO, T. S. **Análise espaço temporal fractal de matas ciliares na alta bacia do rioPassa Cinco – Centro leste do estado de São Paulo**. 2003. 161f. Dissertação (Mestrado em Geografia, Área de Concentração em Análise da Informação Espacial), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- BARRETO, M. M. R. Geomorfologia da área de São Pedro (SP). **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 10, n. 19, p. 47-61, junho/1970.
- CASSETI, Valter. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: Editora UFG, 2001. 137 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Editora Blucher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A.; PENTEADO, M. M. Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 10, n. 19, p. 35-46, junho/ 1970.
- DE BIASI, M. **A carta clinográfica: Os métodos de representação e sua confecção**. Revista do Departamento de Geografia (USP). São Paulo, n. 6, p. 45-60, 1992.
- DE BIASI, M. **Cartas de declividade: confecção e utilização**. Geomorfologia. São Paulo, n. 21, p. 8-13, 1970.
- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006.
- FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista e Cuesta Basáltica**: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba – SP. 2000. 222 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

HUBP, J. I. L. **Elementos de Geomorfologia Aplicada** (Metodos Cartograficos). Mexico, D. F.: Instituto de Geografia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 1988. 128 p.

KOFFLER, N. F. et. al. **Solos da bacia do Rio Corumbataí**. Rio Claro: Departamento de Cartografia e Análise da Informação Geográfica - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1992. Escala: 1:50.000.

MORAIS, E. B. d. **Indicadores microbiológicos, metais e índice de qualidade da água (IQA) associados ao uso e ocupação da terra para avaliação da qualidade ambiental da microbacia do rio Cabeça, na bacia do rio Corumbataí, SP**. 2010. 138 f. (Doutorado em Microbiologia Aplicada) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2010.

MONTEIRO, C. A. F. **A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo**. São Paulo: USP – Instituto de Geografia, 1973. 130p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1974. 141 p.

PENTEADO, M. M. **Implicações** tectônicas na gênese das cuestas da bacia de Rio Claro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.8, n.15, p. 19-41, junho/1968.

RIBEIRO, S. L. **Análise da sustentabilidade na bacia do rio Corumbataí (SP)**. 2006. 143 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

OLIVEIRA, J. B. d. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para o reconhecimento**. Jaboticabal, FUNEP, 1992.

SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...**Porto Alegre: SBG/RS, 1972. p. 41-65.

STEFANUTO, E. B. **Morfoestruturas e processos evolutivos na faixa de transição Cuesta- Depressão Periférica – região de Analândia (SP)**. Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Editora Universidade Federal do Paraná e Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1979.

TROPPEMAIR, Helmut. **Geossistemas e geossistemas paulistas**. Rio Claro: Helmut Troppmair, 2000. 107 p.

ZAINE, M. F. **Patrimônio da região de Rio Claro, Ipeúna e Serra dos Padres: análise da compatibilidade com a ocupação atual e consideração sobre a sua exploração e conservação**. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1996.