

Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geografia

**Morfoestruturas e processos evolutivos na faixa de transição Cuesta-
Depressão Periférica – região de Analândia (SP)**

Estêvão Botura Stefanuto

Prof^a Dra. Cenira Maria Lupinacci

Rio Claro (SP)

2016

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

ESTÊVÃO BOTURA STEFANUTO

MORFOESTRUTURAS E PROCESSOS EVOLUTIVOS NA
FAIXA DE TRANSIÇÃO CUESTA-DEPRESSÃO PERIFÉRICA
– REGIÃO DE ANALÂNDIA (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso 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

2016

551.42 Stefanuto, Estêvão Botura
S816i Morfoestruturas e processos evolutivos na Faixa de
Transição Cuesta-Depressão Periférica - região de Analândia
(SP) / Estêvão Botura Stefanuto. - Rio Claro, 2016
49 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. 2. Ação tectônica. 3. Drenagem. 4.
Dissecação do relevo. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

ESTÊVÃO BOTURA STEFANUTO

MORFOESTRUTURAS E PROCESSOS EVOLUTIVOS NA
FAIXA DE TRANSIÇÃO CUESTA-DEPRESSÃO PERIFÉRICA
– REGIÃO DE ANALÂNDIA (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso 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 (orientadora)

Andréia Medinilha Pancher

Sérgio dos Anjos Ferreira Pinto

Rio Claro, ____ de _____ de _____.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Marli e Jamil, que sempre me apoiaram na minha escolha, me incentivando e auxiliando nas tomadas de decisões;

Ao meu irmão, Tiago, e a todos meus familiares, pela convivência e partilha;

À Sônia Regina Botura Bueno (*in memoriam*), geógrafa a qual me despertou para o conhecimento desta ciência;

À Prof.^a Dra. Cenira Maria Lupinacci, pela competente orientação e auxílio em meu processo de desenvolvimento dentro da ciência geográfica;

À minha amada Daiane, que neste último ano me propiciou apoio e incentivo na caminhada;

Aos amigos de graduação, Inná, João Francisco, João Paulo, João Vitor, Luan, Milla, Rodrigo, Thiago, Victor Hugo e Wesley pelas convivências, construções e conversas;

Aos amigos de infância, Ana Maria, João Bissi, João Albanese, Leonardo (*in memoriam*), Marcelo Henrique, Marcelo Monari, Maurício, Paulo, Rafael, Raul, Renan, Vinicius e Vitor, pelos momentos de conversas, crescimentos e descontrações;

Aos meus professores de ensino fundamental e médio, pelas contribuições em meu processo de escolarização e formativo;

Aos colegas Leandro e Ramon, pelo auxílio no início deste projeto;

Aos professores da UNESP, pela contribuição quanto ao conhecimento geográfico;

Aos funcionários do DEPLAN, pela prestatividade;

À FAPESP, pelo financiamento do projeto 2014/11697-5.

Resumo

O relevo de cuesta constitui-se em uma feição geomorfológica importante no modelado paulista, uma vez que possui um *front* abrupto que é acompanhado por uma larga depressão periférica, intitulada no Estado de São Paulo de Depressão Periférica Paulista. Portanto, o relevo de cuesta, ao considerar bibliografias antigas e atuais, possui arcabouço considerável de estudos ao seu respeito, no entanto, as mesmas não elucidam todas as questões pertinentes à gênese desse compartimento. Assim, faz-se necessário retomar alguns pontos e analisá-los em escala de maior detalhe. Objetivou-se com este trabalho analisar as formas do relevo no contato cuesta-depressão periférica a partir de levantamentos morfoestruturais, na escala de 1:50.000, no recorte espacial do setor *cuestiforme* de Analândia (SP). Para isso, foram elaborados levantamentos morfoestruturais a partir da confecção das cartas de densidade de drenagem, profundidade de drenagem, declividade e feições estruturais lineares. A técnica utilizada permitiu a sobreposição de informações geomorfológicas e tectônicas, as quais são pertinentes para áreas como a deste estudo. Portanto, o trabalho apresenta o levantamento de algumas hipóteses sobre a evolução do relevo da área estudada sendo possível verificar que o *front cuestiforme* possui características variadas. Alguns setores são bastante íngremes e com alta densidade e profundidade de dissecação; já outros são mais suavizados, com menor densidade de dissecação. Esses fatos apontam para variações na resistência das litologias, assim como para diferenciações na frequência e intensidade de estruturas lineares na região.

Palavras-chave: Geomorfologia, ação tectônica, drenagem, dissecação do relevo.

Abstract

The Cuesta relief stands as a greatly relevant geomorphological trait in the Paulista shape, once it owns an abrupt front that is accompanied by a large peripheral depression, recorded in São Paulo State of Paulista Peripheral Depression. Thus, the Cuesta Relief, by considering old and new bibliography, it has a considerable draft of studies all around, though, they did not elucidate all pertinent questions regarding the genesis of such compartment. Therefore, it remains necessary to take back some aspects and analyze them at a more detailed scale. The present article objectifies to analyze relief forms in the contact peripheral cuesta-depression as from morphostructural survey, at the scale of 1:50,000 in the spatial area of Analândia's cuestiform sector. Then, morphostructural surveys have been elaborated from confected drainage density letters, depth of drainage, declivity and linear structural traits. The technique used allowed the overlapping of geomorphological and tectonic information, which are pertinent for targeted study areas such as these. Therefore, this paper presents the rising of some hypotheses about relief evolution in the approached area, being possible to verify that the cuestiform front has varied features. Some sectors are quite steep, and a high density as well as desiccation depth whereas some are slightly softened, consisting of lower desiccation density. These points spot out variations on lithology resistance, then so differences between frequency and intensity of the region's linear structures.

Keywords: Geomorphology, tectonic activity, drainage, desiccation of relief.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Localização da área de estudo.....	14
Figura 2- Serra do Cuscuzeiro – Analândia (SP).....	15
Figura 3 – Geologia de superfície da área estudada.....	19
Figura 4 – Solos da área de estudo.....	23
Figura 5 – Carta de Densidade de Drenagem.....	37
Figura 6 – Carta de Profundidade de Dissecção.....	38
Figura 7 – Carta de Declividade.....	39
Figura 8 – Carta de Declividade. Localização dos Córregos Santa Terezinha e do Feijão, setor sudoeste da área pesquisada.....	40
Figura 9 – Faces trapezoidais e triangulares expressas no <i>front cuestiforme</i> , setor sul da área pesquisada.....	41
Figura 10 – Carta de Densidade de Drenagem e possíveis áreas de ocorrência de capturas por recuo de cabeceiras representadas pelas circunferências, setor noroeste da área pesquisada.....	42
Figura 11 – Carta de Densidade de Drenagem. Setor de possível formação de <i>cut-off</i> e ocorrência de morro residual.....	43
Figura 12 – Diagrama de roseta geral, com todos os lineamentos mapeados.....	44
Figura 13 - Diagrama de roseta de lineamentos identificados em canais de primeira ordem.....	44
Figura 14 – Carta de Feições Estruturais Lineares.....	46

Sumário

1.	Introdução	10
2.	Área de Estudo	14
3.	Materiais, Métodos e Técnicas.....	25
	3.1. Carta de Declividade.....	26
	3.2. Carta de Densidade de Drenagem	28
	3.3. Carta de Profundidade de Dissecção	31
	3.4. Carta de Feições Estruturais Lineares.....	33
4.	Resultados e Discussões.....	35
5.	Considerações Finais	47
6.	Referências Bibliográficas	48

1. Introdução

A área de estudo situa-se no município de Analândia (SP), na porção central do relevo cuestiforme paulista que se estende quase continuamente na direção NE-SW, ou seja, desde a região de Franca (SP) até a região de Ourinhos (SP). No entanto este estudo se restringiu a porção cuestiforme intitulada por Christofolletti e Queiroz Neto (1961) como Serra do Cuscuzeiro, que se constitui no divisor de águas do Piracicaba e Mogi-Guaçu.

O relevo de cuesta, segundo Almeida (1974, 1949), é classificado como um relevo acidentado, atravessado pelos principais rios consequentes deste complexo: o Tietê, o Paranapanema, o rio Grande, o Pardo e o Mogi-Guaçu, que são responsáveis pela abertura das *percées*, além de, segundo Chardonnet (1955 apud PENTEADO, 1968, p.32), ser um relevo dissimétrico em saliência, com talus de declives mais suaves provenientes do acúmulo de detritos das camadas tenras.

Utilizando-se de uma macro-escala o município de Analândia localiza-se, juntamente com a área de estudo, na borda leste da bacia sedimentar do Paraná. Assim, segundo Petri e Fúlfaro (1983), é no Eocarbonífero que as três bacias intracratônicas brasileiras tornam-se bem definidas, uma vez que, as espessuras de sedimentos em suas calhas passam a se pautar na ordem de 4.000 a 5.000 metros de sedimentos apresentando, segundo Casseti (2001), característica de sinéclises. Assim, a porção central das bacias e as suas bordas sofrem subsidência, devido à compensação isostática, soerguimento que dá origem a um relevo suavizado com mergulho de camadas na ordem 1° a 2° de inclinação para Petri e Fúlfaro (1983), 1° a 8° (CAILLEUX e TRICART, 1972 apud CASSETI, 2001, p. 75) ou até 30° para Casseti (2001) e Penteado (1974).

Para Casseti (2001), as *cuestas* têm ainda origem em locais de contatos estruturais, a partir da ação dos agentes erosivos, com destaques para os de ordem fluvial. Destaca-se ainda que os cursos de ordem cataclinal e ortoclinal são os principais responsáveis pela evolução do relevo de cuesta.

Press (2006, p. 345) também relaciona a ação erosiva desenvolvida pelas drenagens com a evolução de determinado relevo, citando que através da abrasão e

dos intemperismos físicos e químicos, há o alargamento e aprofundamento de vales fluviais.

Guerra e Guerra (2010, p.178) elencam as condições imperativas para a formação de uma frente de *cuesta*:

As condições necessárias para existência de um relevo de *cuesta* são: existência de camadas inclinadas, alternância de camadas de dureza diferentes, e ataque da erosão fazendo sobressair a frente de *cuesta* com a sua *depressão subsequente*.

Penteado (1974) defende a esculturação do relevo de *cuesta* a partir do entalhamento de drenagens. Os principais rios que compõe esta rede de drenagem e agem preponderantemente na evolução do sistema de *cuesta* de São Paulo são: o Tietê, o Paranapanema, o rio Grande, o Pardo, o Piracicaba e o Mogí-Guaçu. Os referidos rios caracterizam-se como drenagens consequentes e têm suas nascentes, segundo Almeida (1949), situadas no interior do planalto cristalino, responsável por agregar energia às águas de tais rios.

A autora supracitada relaciona ainda a evolução das *cuestas* a dois elementos: ocorrência de estruturas monoclinais e alternância de resistência das camadas, que segundo a autora são elementos indispensáveis na formação de frentes de *cuestas* e depressões periféricas. Acrescenta ainda, como elemento preponderante na morfogênese das *cuestas*, a ocorrência da epirogênese positiva nas bordas da bacia.

Assim, a borda dos derrames basálticos ocorridos no Estado de São Paulo apresenta-se como elevadas e festonadas *cuestas*. Os derrames basálticos exercem a função de carapaça para o relevo *cuestiforme* e possibilitam sua menor degradação a partir da ação de agentes erosivos. Para Almeida (1949) os derrames basálticos das *cuestas* localizadas na borda oriental da Bacia do Paraná possuem em média 300 m de espessura, mas podendo chegar, como em Santa Catarina, a ocorrer derrames basálticos na ordem de 1000 m, que formam intensas barreiras à evolução de tal relevo. Christofolletti e Queiroz Neto (1961) em estudo aplicado a Serra de Santana, região adjacente a área deste estudo, também relatam a ocorrência de derrames basálticos subdividindo-os em três conjuntos: o superior, responsável por capear os espigões mais altos da Serra de Santana; o intermediário, indicado como sustento das escarpas da Serra; e o inferior, onde há a

origem da soleira estrutural na qual desenvolve-se grande parte do planalto de Campo Alegre.

Os cursos fluviais, de acordo com Almeida (1974) e Penteado (1974), exercem grande ação na esculturação do relevo de *cuesta*, sendo os mesmos responsáveis por festonar o *front* da *cuesta* quando de ordem obsequente. Através das erosões remontantes e do entalhamento dos talvegues, os rios anaclinais são responsáveis por modelar a frente de *cuesta*, avançando através dos pontos de maior fragilidade.

Ainda em relação às drenagens Penteado (1968), em seu estudo aplicado a Bacia de Rio Claro (SP), região adjacente à área deste estudo, chama a atenção para a retilinearidade e o paralelismo presente na rede de drenagem e a ocorrência de direções preferenciais nessa, nas cristas e nos traçados das escarpas arenítico-basálticas no limite da depressão periférica, comprovando assim a ocorrência de falhamentos na dada região. A ocorrência de falhas na região de São Pedro, Piracicaba e Rio Claro são segundo Penteado (1968), relatadas na bibliografia desde os anos 1930.

Fúlfaro, Landim, Ellert (1967 apud PENTEADO, 1968, p. 34) atrelam a origem e evolução do relevo da depressão periférica a intensa ação da tectogênese, responsável pela subsidência ou soerguimentos de blocos, que dá origem ao relevo movimentado da região com a ocorrência de escarpas de falha como a Serra de São Pedro. Os autores afirmam ainda que os degraus formados pelas movimentações da tectogênese podem ser confundidos com sobreposições de derrames magmáticos.

Em contraponto, Almeida (1956) rejeita a hipótese de falhamentos, atribuindo a formação da depressão periférica e consequente formação das *cuestas*, a ocorrência de dois derrames, inferior e superior, que afloram em diferentes áreas de tal relevo, originando segundo Almeida (1974) e Penteado (1974), após a ação erosiva das drenagens, uma frente de *cuesta* festonada.

Constatada a complexidade do relevo *cuestiforme*, Penteado (1974, p.42) ainda afirma que:

[...] deixando a questão aberta até que estudos mais aprofundados de tectônica, cronogeologia e geomorfologia das zonas de contato

depressão-escarpa possam trazer mais luzes para resolver, efetivamente, o problema.

Assim, o relevo de *cuesta* possui, ao considerar bibliografias antigas e atuais, arcabouço considerável de estudos a seu respeito, contudo, algumas questões de caráter regional ainda necessitam de estudos mais pormenorizados. Dessa forma, faz-se necessário retomar alguns pontos e propiciar a esses novas análises a partir de técnicas diferenciadas.

Nesse contexto, o objetivo deste trabalho foi identificar e as formas de relevo no contato *cuesta*-depressão periférica, referentes à área intitulada de Serra do Cuscuzeiro, na região de Analândia (SP). Neste setor há certas especificidades na morfologia e morfometria do *front cuestiforme* que, em levantamento preliminar feito por Fancicani (2000), aponta para uma alta complexidade tectônica. Assim, buscou-se, através de levantamentos morfoestruturais, em escala de 1:50.000, representados pelas cartas de densidade de drenagem, profundidade de dissecação, declividade e feições estruturais lineares, compreender os elementos estruturais e denudativos atuantes sobre o relevo da região.

Como base técnica para o desenvolvimento do material cartográfico foram utilizadas as obras de Hubp (1988) e De Biasi (1970, 1992), visto que os referidos autores apontam metodologias e discussões pertinentes para superar os desafios deste estudo, apresentando técnicas possíveis de serem adaptadas ao método automático utilizado nesta pesquisa, que se deu através do programa de geoprocessamento *ArcGis 9.2*.

2. Área de Estudo

A área de estudo localiza-se na porção centro-leste do Estado de São Paulo conforme demonstrado pela Figura 1, entre as coordenadas geográficas 22 ° 07' 26'' S e 22 ° 06' 35'' S e 47° 42' 48'' W e 47° 42' 23'' W e apresenta-se com destaque no relevo regional (Figura 2).

Destaca-se ainda que a delimitação da área de estudo não seguiu os limites de uma bacia hidrográfica, uma vez que a metodologia empregada nesta pesquisa, definida por Hubp (1988), propõe uma unidade de análise mediante a área de quadriculas, com células de 250X250 m. Assim, definiu-se o setor de estudo de forma a abarcar a área concernente a Serra do Cuscuzeiro.

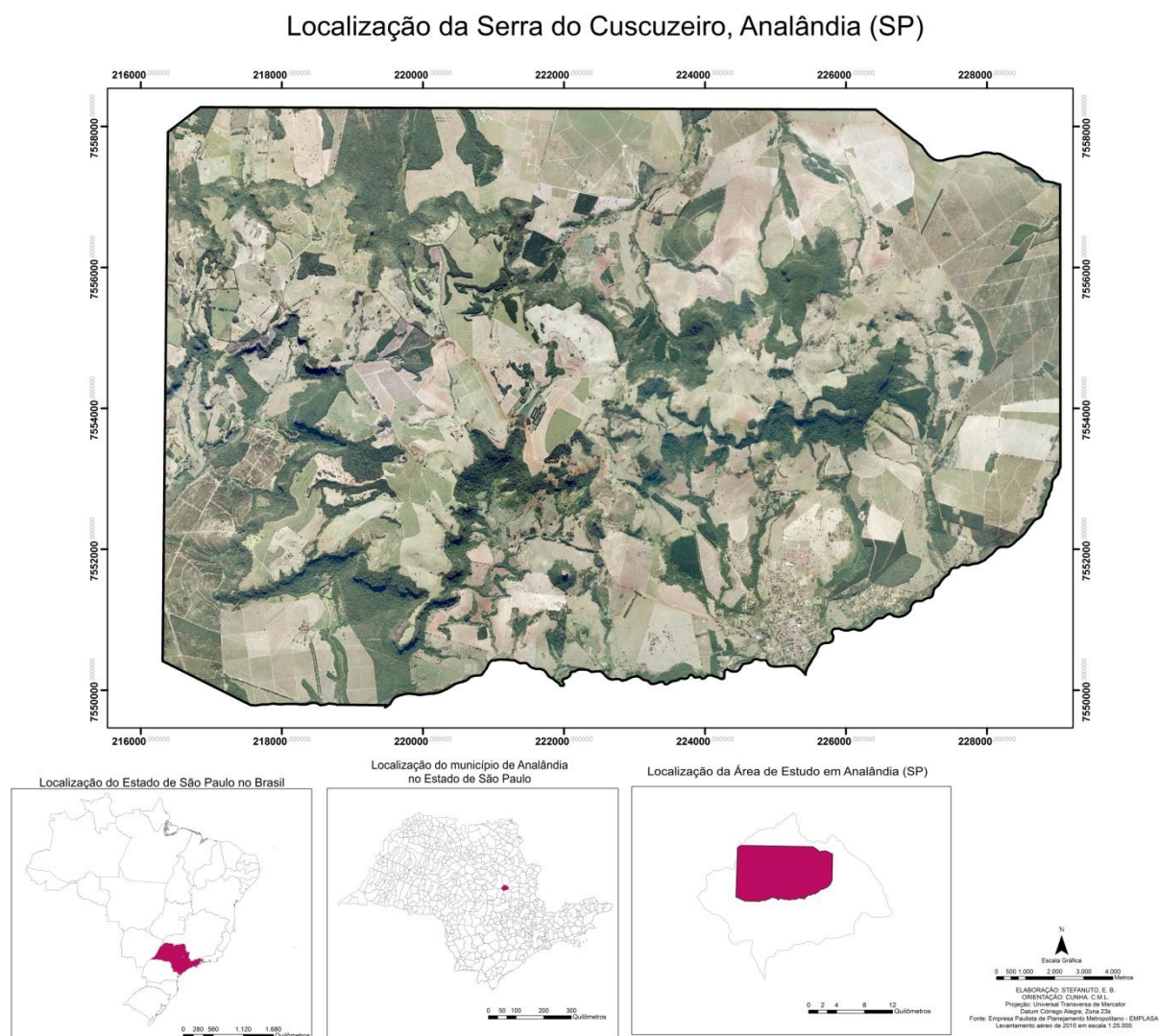


Figura 1 – Localização da Área de Estudo.



Figura 2 – Serra do Cuzuzeiro – Analândia (SP).

A seguir, apresenta-se uma caracterização dos elementos fisiográficos regionais, com destaque para o relevo, a vegetação, o clima e os solos, além de uma caracterização do uso e ocupação da terra de áreas congruentes à dessa pesquisa.

A área aqui pesquisada localiza-se no setor leste da Bacia Sedimentar do Paraná. Esta unidade é classificada por Casseti (2001) como a segunda maior bacia sedimentar do Brasil, caracterizando-a com quatro mil metros de profundidade no que se refere ao pacote sedimentar. No interior da Bacia do Paraná ocorre a zona de contato entre o compartimento da Depressão Periférica Paulista (assim intitulada no Estado de São Paulo) e o relevo *cuestiforme*. A primeira forma de relevo constitui-se em uma área rebaixada por processos erosivos sendo delimitada a leste pelas terras altas do Planalto Atlântico e a oeste pelas *cuestas* basálticas. A segunda origina-se na borda dos derrames basálticos de São Paulo e apresenta-se como elevadas e festonadas *cuestas*, tendo a leste a área de circundenudação paulista e a oeste o Planalto Ocidental (ALMEIDA, 1974).

A Depressão Periférica Paulista pode ser subdivida, segundo Almeida (1974), em três zonas: a do Médio Tietê, do Paranapanema e do Mogi-Guaçu.

A Zona do Médio Tietê, onde a área deste estudo localiza-se, encontra-se delimitada pelos divisores de águas da bacia do rio Tietê com as dos rios Mogi-Guaçu e Paranapanema. De modo geral, a topografia desta zona é pouco movimentada, apresentando desníveis regionais que chegam ao máximo de 200m

(ALMEIDA 1974) e declividades entre 5% e 10% (IPT, 1997). Almeida (1974, p. 63) afirma ainda que:

Por toda parte predominam colinas baixas, de formas suavizadas, separadas por vales jovens, sem planícies aluviais importantes, determinados pela interseção dos perfis convexos das vertentes. É toda a zona coberta por rede de drenagem bem organizada, em cuja hierarquia se salientam três rios: o Tietê e seus dois afluentes, os rios Piracicaba e Sorocaba (...).

A dissecação do relevo da Zona do Médio Tietê é classificada como média, apresentando vales entalhados e densidade de drenagem que varia de média à alta. Apresentando ainda áreas com grande susceptibilidade erosiva, devido às amplas regiões de terrenos dissecados a leste, onde se encontram arenitos provenientes das Formações Botucatu e Pirambóia (IPT, 1997). Salientam-se nas adjacências da Zona do Médio Tietê os relevos *cuestiformes*, onde se identificam camadas de litologias de resistências variadas, tendo as resistentes, destaque topográfico no relevo da região (IPT, 1981a).

As camadas litologicamente resistentes, em grande parte, são provenientes dos derrames basálticos que adicionam à *cuesta* um *front* no formato festonado. Os derrames basálticos exercem a função de carapaça para o relevo *cuestiforme* e possibilitam menor degradação de tal relevo por agentes erosivos. Para Almeida (1949), os derrames basálticos das *cuestas* possuem em média 300 m de espessura, podendo chegar a ocorrer derrames basálticos na ordem de 1000 m, como em Santa Catarina onde se formam intensas barreiras à evolução de tal relevo.

Christofolletti e Queiroz Neto (1961), em estudo realizado na Serra de Santana, região adjacente à área deste estudo, também relatam a ocorrência de derrames basálticos, subdividindo-os em três conjuntos: o superior, responsável por capear os espigões mais altos da Serra de Santana; o intermediário, indicado como sustento das escarpas da Serra; e o inferior, onde há a origem da soleira estrutural na qual se desenvolve grande parte do planalto de Campo Alegre.

São importantes modeladores do relevo na Zona do Médio Tietê as drenagens de curso obsequente responsáveis por dissecarem numerosos *fronts*

serranos festonados, relevos tabulares - em alguns casos isolados – e morros testemunhos que caracterizam fortemente o relevo da área desta pesquisa.

No que se refere à litologia, a área estudada está localizada, segundo mapeamento do Instituto Geológico (1984), sobre as formações Itaqueri e Santa Rita do Passa Quatro, além de possuir afloramentos dos depósitos mesozóicos do Grupo São Bento, compreendidos pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral.

A Formação Itaqueri constitui-se em uma formação pós-basáltica, dotada de arenitos com cimentação argilosa, carapaças ferruginosas, folhelhos e conglomerados. Atesta a ocorrência de condições climáticas do tipo savana, uma vez que apresenta déficit hídrico (FACINCANI, 2000).

A Formação Santa Rita do Passa Quatro tem sua origem atrelada aos depósitos cenozóicos, sugerindo uma deposição com características colúvio-eluviais. É formada por sedimentos de areias finas, compostos majoritariamente por quartzo e apresentando de 77% a 94% de areia, onde se evidenciam solos poucos espessos (variando de alguns centímetros a metros) e *stone lines* constituídas de quartzo e fragmentos de limonita (FACINCANI, 2000).

As formações Pirambóia e Botucatu são constituídas basicamente por arenitos finos e representam ciclos de sedimentação que refletem alternâncias climáticas, ou seja, de condições quentes e úmidas para desérticas (ALMEIDA & BARBOSA, 1953, *apud* FACINCANI, 2000).

A Formação Pirambóia, segundo IPT (1981b), data do período entre o Triássico Inferior e Jurássico Superior. Possui estratificação cruzada do tipo diagonal, constituindo-se na estrutura mais frequente registrada nesta formação. Apresenta sedimentos de origem fluvial relacionados a rios meandantes e pequenas lagoas com condição climática dominante de oxidação. Salientam-se também estruturas deformacionais produzidas por deslizamentos, como: estruturas convolutas e brechas intraformacionais (BÓRIO, 1973, *apud* FACINCANI, 2000).

A Formação Botucatu tem sua idade estabelecida como do Triássico-Médio Superior ao Cretáceo Inferior (IPT, 1981b). Sua deposição ocorre em um ambiente

dominantemente desértico com intercalações de sedimentos fluviais e lacustres (SCHNEIDER, et. al. 1974, apud FACINCANI, 2000). Formada em grande parte por arenitos silicificados, possui apenas nas parcelas mais altas do relevo pontos com rochas eruptivas que caracterizam a Formação Serra Geral, como afloramentos basálticos. A Formação Botucatu apresenta ainda espessura muito variável, raramente ultrapassando 150 metros, estando sua média entre 50 e 70 metros de espessura.

A Formação Serra Geral origina-se de um intenso vulcanismo de fissura iniciado sob o domínio climático desértico da Formação Botucatu, indicando idades de 120 e 130 milhões de anos (LENIZ, 1949 apud FACINCANI, 2000). Seu início ocorre no término do Jurássico e seu desenvolvimento é datado do Cretáceo Inferior (FACINCANI, 2000). Assim, a Formação Serra Geral caracteriza-se como uma sequência de derrames basálticos, diques e soleiras de formação intrusiva, além de possuir camadas arenosas que capeiam as formações gondwânicas da Bacia do Paraná (IPT, 1981b).

Identifica-se na área também, segundo mapeamento de Facincani (2000), grande contingente de Sedimentos Continentais Quaternários de origem colúvio-aluvial e que formam planícies e baixos terraços fluviais, rampas de colinas amplas e rampas e terraços elevados. Tais elementos datados do Quaternário são de grande importância nesse estudo, sendo que, segundo Ab'Sáber (1969), os materiais geológicos datados do Quaternário são responsáveis pela roupagem final das paisagens terrestres, constituindo a estrutura superficial da paisagem.

A distribuição espacial das formações geológicas da área é apresentada na Figura 3:

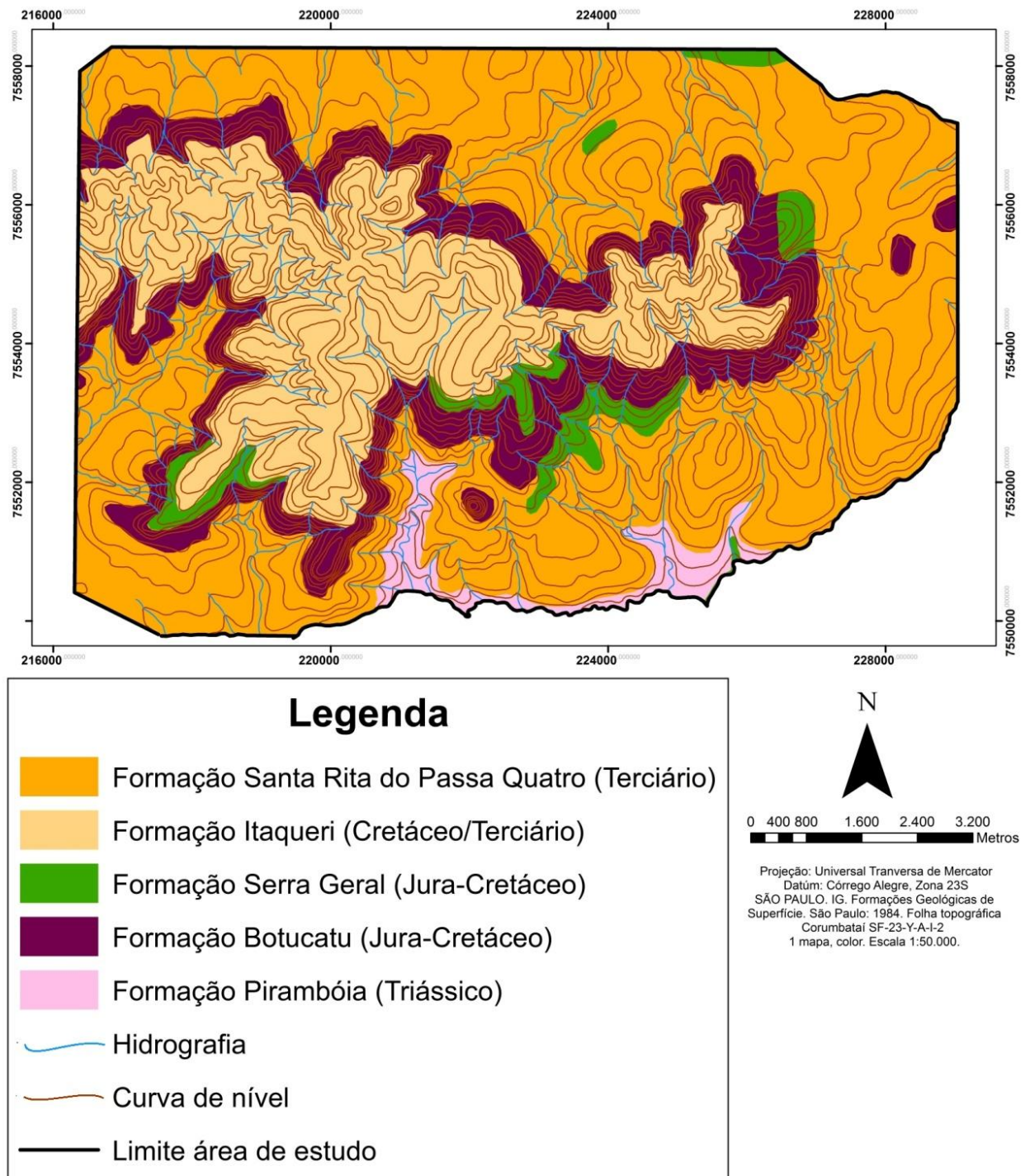


Figura 3 - **Geologia de superfície da área estudada.**

Sobre tais condições geológicas e de relevo, encontra-se na área deste estudo, na parcela da depressão periférica e reverso da *cuesta*, fragmentos da vegetação do Cerrado, confinados em pequenas áreas e em unidades de conservação que atestam a ocorrência de um paleoclima de característica mais seca. Identificam-se ainda fragmentos de Mata Atlântica que estão normalmente

associados às manchas de Nitossolos, provenientes da Formação Serra Geral (TROPPMAIR, 2000).

Na área do *front* da *cuesta*, devido à sua topografia, predomina a Mata Latifoliada Tropical de Encosta que apresenta espécies arbóreas de porte médio (10 a 15 metros), com sistema radicular pouco profundo, consequente da abundância de água no solo. O capeamento arenítico do reverso da *cuesta* possibilita ao solo da região alta taxa de infiltração de água, abastecendo fortemente o lençol freático que dá origem a diversas nascentes e pequenos riachos que possibilitam a formação de Matas de Grotão ou Galeria (TROPPMAIR, 2000). O dossel da região deste estudo varia ainda de 20 a 25 metros, apresentando indivíduos emergentes (ALMEIDA, 2001). Tal vegetação vincula-se diretamente as condições climáticas locais.

Troppmair (2000) utiliza a classificação climática proposta por Koppen para definir as condições predominantes na área de contato depressão periférica – *cuesta*. Assim, Troppmair (2000) define o clima da parcela da depressão periférica como “Cwa” – chuvas de verão e verão moderadamente quente – e a área *cuestiforme* como “Cwa” e “Cfa” - úmido em todas as estações do ano e verão quente.

Para Troppmair (2000) a temperatura média da região oscila entre 20 e 21°C, possuindo médias máximas de 29 a 30°C e médias mínimas de 11 a 12°C. Já Brino (1973) constatou temperatura média da área entre 19 e 18,5 °C, ocorrendo no mês de janeiro temperaturas médias na casa dos 22°C e no mês de julho temperaturas médias na casa dos 15,5°C.

A parcela deprimida do relevo (depressão periférica) cria para as massas polares de inverno um corredor de transição, vindo a ocasionar 2 a 3 dias no ano com temperaturas muito reduzidas e ocorrência de geadas. Já o relevo *cuestiforme*, devido a seu desnível, influencia no deslocamento dos ventos, forçando-os a acenderem para romper tal relevo, ocorrendo assim, a redução das temperaturas, a ocorrência de chuvas orográficas e dias de neblina (TROPPMAIR, 2000).

De acordo com Brino (1973), Analândia possui ocorrência de chuvas durante 82 dias do ano, totalizando 1.272,7 mm anuais em média. Segundo o autor citado, o

mês mais chuvoso do ano constitui-se em janeiro, no qual o índice pluviométrico ultrapassa 215 mm, tendo como mês mais seco julho ou agosto, com média pluviométrica que alcança os 30,9 mm.

Troppmair (2000) destaca ainda a ocorrência de chuvas torrenciais na região, com volumes de 150 mm em um período de 24h e que ocasionam o desenvolvimento de erosões, principalmente de origem laminar e linear.

A parcela da área de estudo contida no domínio da depressão periférica tem seu solo formado basicamente pelos processos pedogenéticos atuantes sobre o arenito. Os arenitos são responsáveis por agregar aos solos desta região textura arenosa, predomínio de macroporos (alta infiltração, percolação e lixiviação) e pHs variando entre 4.5 e 5.5. Já a parcela do relevo *cuestiforme* apresenta arenitos e basaltos como rochas de origem de seus solos, sendo as mesmas responsáveis por solos com textura argilosa ou argilo-arenosa e com predomínio de microporos responsáveis por reter bom contingente de água por capilaridade (TROPPMAIR, 2000).

Koffler (1992) realiza uma caracterização mais específica da área deste estudo, elencando, através de um mapeamento pedológico, quais solos podem ser encontrados no *front*, talus e reverso da *cuesta*.

Visando uma melhor organização dos dados pedológicos, apresenta-se entre parênteses às nomenclaturas atuais de cada solo segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da Embrapa (2006) e as siglas utilizadas na legenda do mapeamento pedológico apresentado nesta pesquisa. As informações apresentadas por Koffler (1992) foram comparadas e completadas pelo Levantamento Pedológico Semi-Detalhado do Estado de São Paulo desenvolvido pela Secretaria da Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo (1981).

No *front* encontram-se, normalmente, Solos Litólicos Eutróficos (NEOSSOLOS LITÓLICOS Eutrófico – Li2+Li1) e Solos Litólicos Eutróficos ou Distróficos (NEOSSOLOS LITÓLICOS Eutróficos ou Distróficos – Li2+Li1) que se constituem em solos pouco evoluídos nos quais o horizonte A encontra-se assentado diretamente sobre um horizonte C ou Cr ou sobre material com mais de

90% de seu volume constituído por fragmentos rochosos; ainda, registra-se a associação entre Solos Litólicos Eutróficos (NEOSSOLOS LITÓLICOS Eutrófico – Li2+Te1) e Terra Roxa Estruturada Eutrófica ou Distrófica (NITOSSOLOS Eutróficos ou Distróficos – Li2+Te1) sendo esta última classe caracterizada por solos com 350g/kg ou mais de argila, tendo assim textura argilosa ou muito argilosa.

Nos setores de talus são encontrados Latossolos Vermelho-Amarelo Álico (LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO – LV2), que possuem origem mineral e não se enquadram nas classes LATOSSOLOS VERMELHOS E LATOSSOLOS AMARELOS; encontra-se também Areia Quartizosa Profunda Álica (NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS - AQ) que são solos com textura arenosa em todos os horizontes até o contato lítico, tendo as frações areia grossa e areia fina com 95% ou mais de quartzo; registram-se ainda Latossolos Roxo Distróficos (ARGISSOLOS VERMELHOS – LRd+Te1), que possuem argilas de baixa ou alta atividade de troca catiônica, podendo apresentar horizonte plíntico e Terra Roxa Estruturada Eutrófica ou Distrófica (NITOSSOLOS Eutróficos ou Distróficos – LRd+Te1).

Por fim, no reverso, identificam-se solos Podzólicos Vermelho-Amarelo Distróficos (ARGISSOLOS VERMELHO-AMARELO Distróficos – PV6) que possuem horizonte A proeminente ou chernozêmico e textura média ou argilosa; e áreas de Latossolos Vermelho-Amarelo Álico (LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO – LV6+PI) que são solos com textura argilosa ou muito argilosa e Plintossolos Concrecionários (PLINTOSSOLOS PÉTRICOS Concrecionários – LV6+PI) sendo os mesmos compostos por material mineral no qual se identificam horizontes litoplínticos ou concrecionários.

As características pedológicas apresentadas distribuem-se pela área de estudo de acordo com a Figura 4:

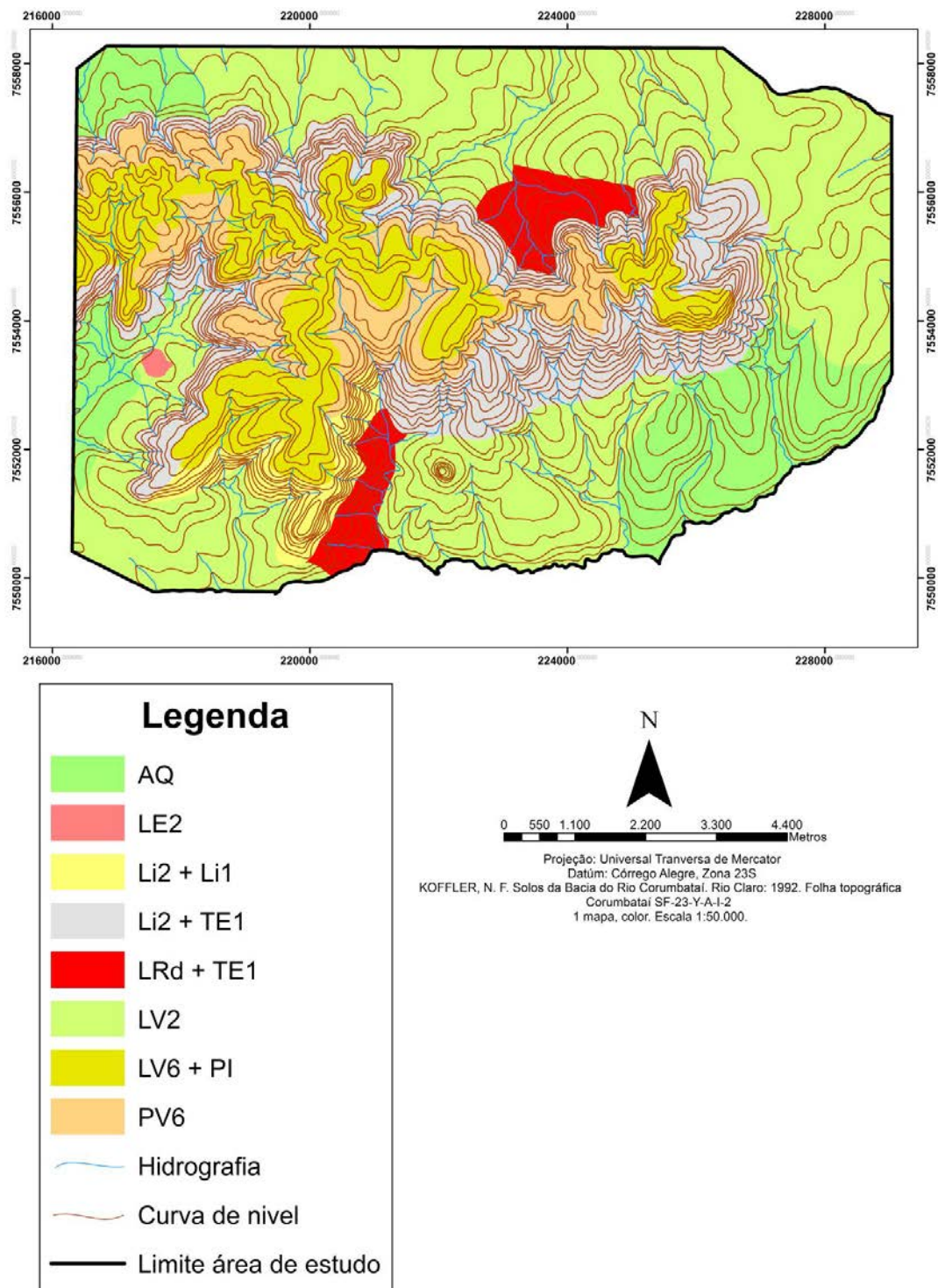


Figura 4 - Solos da área de estudo.

Portanto, buscando compreender de maneira integrada os dados apresentados nesta etapa, analisa-se que, a partir do predomínio atual de um clima quente e úmido com altas taxas pluviométricas, que possibilitam a formação de inúmeros canais fluviais, a área desta pesquisa apresenta processos morfogenéticos

influenciados de forma marcante pela ação das drenagens. As drenagens atuam, sobretudo, no *front cuestiforme* e possuem intensa energia de fluxo. Essa energia é propiciada pela elevada recarga hídrica advinda da alta taxa de infiltração, percolação e retenção de água, propiciadas pela Formação Itaqueri, localizada no reverso da *cuesta* e pelos solos da região que possuem, em sua maioria, textura arenosa com a presença de macro-poros. A ação dos canais fluviais sobre o *front* da *cuesta* é amenizada em alguns setores pela vegetação arbórea de porte médio ali instalada.

3. Materiais, Métodos e Técnicas

A terminologia morfoestrutura correlaciona-se, segundo Hubp (1988), a interação entre os processos endógenos e exógenos que ocorrem em determinada estrutura geológica. A partir das análises morfoestruturais tornou-se possível adicionar um novo elemento à classificação da geomorfologia estrutural, considerando os fatores clássicos, estrutura geológica e forma da superfície terrestre, e acrescentando os agentes internos que foram representados pelas estruturas monoclinais e anticlinais, falhas e elementos mais complexos, derivados, por exemplo, dos movimentos neotectônicos. Hubp (1988) acresce ainda que os mapas morfoestruturais proporcionam, simultaneamente, a sobreposição de informações geomorfológicas e de tectônica geral, permitindo assim fácil compreensão da área de estudo, mesmo quando essa apresenta dimensões de grande porte.

Permite-se ainda, por meio dos levantamentos morfoestruturais, a identificação de estruturas ocultas, que segundo Hubp (1988), podem ser inferidas por meio de elementos geométricos que se evidenciam em alguns casos no formato da rede fluvial. Identifica-se, por exemplo, o referido elemento em drenagens retilíneas com a formação de acotovelamentos, caracterizando assim uma drenagem encaixada em um sistema de falhas. Assim, Hubp (1988), atrela os processos exógenos ao substrato rochoso (litologia), uma vez que áreas moldadas por processos erosivos possuem suas faixas de maior intensidade erosiva em locais de fragilidade litológica.

Visando tal análise, o material cartográfico elaborado, constituiu-se de cartas de declividade, de densidade de drenagem, de profundidade de drenagem e de feições estruturais lineares, as quais tiveram como base cartográfica a carta disponibilizada pelo IBGE, datada de 1971, denominada folha Corumbataí, na escala de 1:50.000. Ainda, foi utilizada como fonte de dados e para possíveis reambulações da carta de lineamentos, as fotografias aéreas de 1988, em escala aproximada de 1:40.000, obtidas junto ao acervo de fotografias aéreas do DEPLAN/IGCE.

As técnicas propostas por Hubp (1988) e De Biasi (1970, 1992), utilizadas nessa pesquisa, foram originalmente desenvolvidas através de processo manual.

Desta forma, foi necessária a adaptação de tais metodologias a luz de processos atuais que se dão em meio automático disponibilizados pelo programa *ArcGis 9.2*. A partir deste processo buscou-se maior exatidão no processamento de tais cartas e atualização da metodologia.

Desta forma, buscar-se-á apresentar as técnicas utilizadas para o desenvolvimento do material cartográfico e os ajustes realizados nas propostas de Hubp (1988) e De Biasi (1970, 1992) para que os mesmos permitissem atingir com maior exatidão os objetivos aqui propostos.

3.1. Carta de Declividade

Inicialmente foram definidas as classes de declividade com os seguintes valores: < 2%, 2-5%, 5-12%, 12-30%, 30-45% e >45%, buscando manter nesta etapa a proximidade dos valores sugeridos por De Biasi (1992). As classes de baixa declividade foram demarcadas por cores claras, escurecendo o tom das mesmas com o aumento da declividade, como De Biasi (1970, 1992) recomenda. A seguir apresentam-se os procedimentos realizados para a construção da referida carta em meio digital.

Para confeccionar a carta de declividade em meio automático adicionou-se aos *layers* do programa as informações de topografia, de drenagem e de pontos cotados da área de estudo, com base na carta topográfica 1:50.000 do IBGE .

A partir dos *layers* adicionados gerou-se um produto de formato *TIN*, por meio das ferramentas presentes no *Arctoolbox*, *Data Management* e *Create TIN*, buscando atribuir com o referido comando valores altimétricos a cada célula da imagem e transmitir maior visibilidade de profundidade ao operador do *software*. Destaca-se que no campo *Input Features* foram adicionados os três *layers* de informação da área (topografia, drenagem e pontos cotados), visando elaborar o *TIN*.

A partir da ferramenta *TIN to Raster*, que se encontra na aba *3D Analyst Tools => Conversion =>From TIN*, alterou-se o formato do arquivo de *TIN* para *Raster*, visando minimizar as falhas geradas pelo *TIN* nas proximidades das curvas

de nível. Na janela do processador *TIN to Raster* foram adicionados nos campos *Output Data Type*, *Method* e *Sampling Distance* os seguintes comandos, respectivamente, *Float*, *Linear* e *Cellsize 3*. Os comandos *Float* e *Linear* foram definidos pelo *software*, alterando-se somente o campo *Sampling Distance* para *Cellsize 3*, buscando diminuir a área de abrangência de cada cubo gerado pelo *Raster*, minimizando desta forma a generalização do arquivo *Raster* processado.

Após a formulação do arquivo *Raster*, o mesmo foi submetido à ferramenta presente no *Raster Surface* intitulada *Slope*, dando início ao processamento da declividade.

Gerada a carta de declividade, as seis classes, previamente determinadas, foram definidas no programa através dos comandos *Properties => Simbology => Show (Classified) => Classify => Method Manual*, adicionando-se posteriormente a coloração de cada classe de forma manual pelo *Color Selector*. Os valores das classes foram definidos em graus, conforme exige o algoritmo do *software*. Para a legenda, tais valores foram indicados em porcentagem.

Após análise da carta gerada pela triangulação automática do programa, foram constatadas áreas cujas informações não proporcionavam clareza, uma vez que os topos presentes no reverso da *cuesta* apresentavam-se entre as classes de maior suavidade do relevo, ou seja, com característica plana, sendo que a área deste estudo está inserida em um ambiente de clima quente e úmido, onde os topos possuem formato convexo. Os vales fluviais também se apresentaram totalmente planos e simétricos, não se constituindo em algo expresso no terreno. A partir do exposto, a carta de declividade foi submetida a um método de correção proposto por Sanchez (1993).

Assim iniciou-se um processo de reambulação de algumas áreas mapeadas pela carta de declividade utilizando-se um ábaco complementar como propõe Sanchez (1993), sendo tal técnica adaptada para o meio semiautomático.

Para delimitar os divisores d'água, criou-se um novo *shape* do tipo linha. A partir desse ativou-se o *Editor* através da opção *Start Editing* e abriu-se a janela do *Create Features* selecionando o *shape* recém criado. Com a ferramenta do *Editor*,

Straight Segment, seleccionada traçaram-se os divisores de água artificiais nos topos da área onde haviam distorções. A partir da delimitação dos divisores d'água as referidas áreas ficaram aptas à aplicação do ábaco complementar. Destaca-se que nos fundos de vale o ábaco foi aplicado entre os canais fluviais e curvas de nível mais próximas dos mesmos.

Para realizar as mudanças necessárias, a partir da passagem do ábaco complementar, criou-se um novo *shape* do tipo polígono visando possibilitar a modificação de alguma área mesmo após a conclusão da correção, adicionando ao *shape* criado a legenda definida para a carta de declividade, havendo assim correspondência entre as áreas geradas pelo *software* e as áreas modificadas nesta etapa.

A este *shape* foram adicionadas seis classes de legenda através do comando *Properties => Simbology => Categories => Unique Values => Add Values*. As classes adicionadas tiveram suas propriedades de cor definidas a partir das classes já estabelecidas para a carta de declividade. Assim as áreas mapeadas de forma errônea pelo programa foram ajustadas.

3.2. Carta de Densidade de Drenagem

As técnicas propostas por Hubp (1988) para confecção da carta de densidade de drenagem foram submetidas ao processamento automático como será descrito no decorrer deste tópico. Para a elaboração deste documento cartográfico foram utilizados os *shapes* limite da área de estudo e drenagem. Primeiramente, foi criado um banco de dados visando reduzir possíveis erros no processamento e calcular de forma automática o comprimento dos segmentos da drenagem.

Em seguida, os *shapes* limite da área de estudo e drenagem foram adicionados ao banco de dados através da ferramenta *Import* do programa. Na aba disponibilizada pela ferramenta *Import*, a opção *feature classe (Multiple)* foi seleccionada, devido à possibilidade de converter todos os *shapes* em uma única operação. Os referidos *shapes*, agora no formato do banco de dados, foram adicionados à aba dos *layers*.

Seguindo a proposta de Hubp (1988), foi criada uma malha quadriculada através da ferramenta *Fishinet* => *Create Fishenet* adicionando-se ao campo *Template extent* o *layer* referente ao limite da área de estudo e o valor de 250 metros aos campos *Cell Size Width* e *Cell Size Height* visto que este trabalho está sendo desenvolvido na escala 1:50.000. Nos campos *Number of rows* e *Number of columns* foi adicionado o numeral zero, sendo a função *Create Label Points* desativada e a opção *Polygon* incorporada ao campo *Geometry type*. O *shape* em questão foi salvo no banco de dados. Após os referidos comandos, a malha quadriculada foi criada sobre o limite da área de estudo.

Visando segmentar a drenagem e incorporar os segmentos no interior da malha quadriculada, foi utilizada a ferramenta *Intersect*, selecionando-se no campo *Input Features* os *layers* referentes à drenagem e a malha quadriculada. Após esse procedimento, o *shape* foi salvo no banco de dados, mantendo as outras funções no formato padrão.

Executado o comando, a drenagem foi segmentada no interior de cada quadrícula, possuindo desta forma cada segmento da drenagem um valor de comprimento específico. Como poderia ocorrer de alguma quadrícula possuir mais que um seguimento da drenagem, realizou-se a soma dos comprimentos de cada segmento que ocorria no interior de uma mesma quadrícula. Tal procedimento foi realizado através da ferramenta *Join and relates* => *Join*, encontrada na aba de funções do *layer* da malha da quadrícula, e salvo no banco de dados.

Na janela *Join* o campo “*What do you want to join to this layer?*” foi preenchido pela função *Join data from another layer based on spatial location*; adicionou-se o *layer* referente à segmentação da drenagem ao campo “*Choose the layer to join to this layer*”, por fim, selecionou-se a função *Sum* no campo “*You are joining*”. Com este procedimento formou-se uma nova malha contendo a soma de cada segmento de drenagem identificado em suas quadrículas.

A partir desses procedimentos foi possível executar o cálculo da densidade de drenagem que se constitui: na divisão do comprimento total dos segmentos de drenagem de cada quadrícula pela área da quadrícula.

Para executar tal cálculo no programa, abriu-se a *Table Options* da segunda malha quadriculada adicionando-se uma nova coluna à tabela de atributos através da função *Add Field*. Para executar o cálculo, foi selecionada a coluna recém criada na Tabela de Atributos clicando com o botão direito do mouse sobre a mesma e selecionando a função *Field Calculator*. Com a função *Field Calculator* aberta selecionou-se o *Field* da soma dos comprimentos de cada drenagem contido em suas quadriculas dividindo o mesmo pelo *Field* referente à área das quadriculas, atribuindo assim à coluna recém-criada na Tabela de Atributos, os valores de tal operação.

De acordo com a proposta de Hubp (1988), os valores obtidos em cada quadricula devem ser indicados sobre o ponto central da célula base para posterior interpolação. Assim, a próxima etapa foi desenvolvida visando à criação de pontos centrais nas quadriculas ou células base contendo os respectivos valores de densidade de drenagem. Através da ferramenta *Feature to Point*, foi adicionado ao campo *Input Features* o *layer* processado pela ferramenta *Join* que continha os valores da densidade de drenagem, sendo salvo no banco de dados. Efetuando o referido comando foram gerados pontos centrais no interior de cada quadricula, cada ponto contendo um respectivo valor de densidade de drenagem.

Para alguns pontos foi atribuído o valor nulo na Tabela de Atributos do *layer* gerado, visto que nem todas as quadriculas possuíam fragmentos da drenagem. Neste contexto, tornou-se necessário atribuir o valor zero para os pontos nulos do novo *shape*, pois segundo metodologia de Hubp (1988), deve-se atribuir o valor zero para as quadriculas que não possuem segmentos de drenagem.

Por fim, realizou-se a interpolação linear dos valores da malha de pontos gerando primeiramente um arquivo *TIN* por meio da ferramenta *Create TIN*. Inseriu-se, no campo *Coordinate System*, o sistema de coordenada utilizado neste trabalho (Córrego Alegre UTM Zone 23S) e no campo *Input Feature Class*, o *layer* derivado da ferramenta *Feature to Point* alterando a coluna *Height Field* para a coluna de atributo com os valores da densidade de drenagem. O arquivo *TIN* não foi salvo no banco de dados.

Visando melhorar a resolução do produto final, o arquivo *TIN* foi transformado para *Raster* através da ferramenta *TIN to Raster*, selecionando no campo *Input TIN* o *TIN* gerado; em *Output Raster* o banco de dados correspondente; em *Output data type* a função *float*; em *Method* a função linear; em *Sampling Distance* a função *Cellsize 10*; e em *Zone factor* o valor 1, concluindo-se assim a carta de densidade de drenagem.

3.3. Carta de Profundidade de Dissecação

A profundidade da dissecação, segundo Hubp (1988), pode ser alcançada com um levantamento da altura vertical entre o talvegue e a linha de cumeada. Esse resultado pode ser obtido através da diferença de cotas entre as curvas de nível que demarcam tais setores do relevo. Assim, as técnicas propostas pelo autor foram submetidas ao processamento automático como está descrito no decorrer deste tópico. Destaca-se que a base cartográfica aqui utilizada e o processo de criação do banco de dados são idênticos aos já descritos na formulação da carta de densidade de drenagem.

Seguindo a proposta de Hubp (1988), foi criada uma malha quadriculada através da ferramenta *Fishinet => Create Fishenet* adicionando-se ao campo *Template extent* o *layer* referente ao limite da área de estudo e o valor de 250 metros aos campos *Cell Size Widht* e *Cell Size Height* visto que este trabalho está sendo desenvolvido na escala 1:50.000. Nos campos *Number of rows* e *Number of columns* foi adicionado o numeral zero, sendo a função *Creat Label Points* desativada e a opção *Polygon* incorporada ao campo *Geometry type*. O *shape* em questão foi salvo no banco de dados.

Visando identificar os valores máximos e mínimos de altitude que ocorrem em uma única quadrícula, foi realizado o comando *Join and relates => Join* encontrado na aba de funções do *layer* da malha da quadrícula. Na janela *Join* o campo “*What do you want to join to this layer?*” foi preenchido pela função *Join data from another layer based on spatial location*, adicionou-se o *layer* referente as curvas de nível ao campo “*Choose the layer to join to this layer*”, e, por fim, foi selecionada a função *minimum e maximum* no campo “*You are joining*”, visando identificar a mínima e máxima elevação das quadrículas. O novo *shape* foi salvo no banco de dados.

As quadrículas que não possuíam curva de nível tiveram seus campos de máxima e mínima elevação ocupados pela opção nulo; as quadrículas que possuíam curvas de nível tiveram as colunas de máxima e mínima elevação ocupadas pelos respectivos valores.

Posteriormente, foi realizado o cálculo referente à profundidade da drenagem que se constitui na subtração entre os valores máximos e mínimos de altitude. Os valores provenientes da operação matemática foram anexados a uma nova coluna criada na tabela de atributos do *layer* derivado da operação realizada junto à ferramenta *Join*.

Para executar o cálculo referente à profundidade da drenagem foi selecionada a coluna recém criada na tabela de atributos, intitulada de “Amplitude”, clicando com o botão oposto sobre a mesma e selecionando a função *Field Calculator*. Com a função *Field Calculator* aberta, selecionaram-se o *Field* da máxima elevação contida nas quadrículas subtraindo o mesmo pelo *Field* da mínima elevação, atribuindo o resultado a coluna “Amplitude”.

De acordo com a proposta de Hubp (1988), os valores obtidos em cada quadrícula devem ser indicados sobre o ponto central da célula base para posterior interpolação. Assim, a próxima etapa foi desenvolvida visando à criação de pontos centrais contendo os respectivos valores.

Através da ferramenta *Feature to Point*, foi adicionado ao campo *Input Features* o *layer* que contém os valores da profundidade da drenagem, sendo salvo no banco de dados. A partir do referido comando foram gerados pontos centrais no interior de cada quadrícula, cada ponto contendo um respectivo valor de profundidade de drenagem. Alguns pontos apareceram com valor nulo na tabela de atributos do *layer* gerado, sendo que nem todas as quadrículas possuíam curvas de nível. Neste contexto, tornou-se necessário atribuir o valor zero para os pontos nulos.

Por fim, realizou-se a interpolação linear dos valores da malha de pontos gerando primeiramente um arquivo de formato *TIN*, transformando-o posteriormente

para o formato *Raster* visando melhorar a resolução do arquivo final, como já descrito no processo de formulação da carta de densidade de drenagem.

3.4. Carta de Feições Estruturais Lineares

Hubp (1988) discute a confecção de cartas de lineamento ou de feições estruturais lineares. A análise de lineamentos para o autor corresponde em elencar elementos do relevo dispostos para um sentido dominante. Assim, foi possível aplicar a esta pesquisa tal técnica na busca de identificar fraturas e falhas.

Para a elaboração deste documento cartográfico foram utilizados os *shapes* limite da área de estudo, curvas de nível e drenagens. Inicialmente foram traçados sobre a base cartográfica os canais de drenagem pluvial, visando identificar maior número de áreas com ocorrência de lineamentos. Para isso foi criado um novo *shapefile* a fim de identificar tais canais separadamente dos de dinâmica fluvial.

Posteriormente foram traçadas a partir da base cartográfica e com o auxílio das fotografias aéreas de 1988, escala 1:40.000, linhas de cumeada, visando identificar os divisores de água das sub-bacias e as áreas de maior avanço da erosão regressiva. Para tal processo realizou-se o georeferenciamento das fotografias aéreas, buscando a sobreposição das informações dessas com a base cartográfica e criando um novo *shape* para incorporar as linhas de cumeada. Em seguida, com a ferramenta do editor *Straight Segment* ativada, traçaram-se as linhas de crista nas áreas de topo, sobre os pontos de maior saliência e alinhamento do relevo, identificados através das fotografias aéreas.

Visando a demarcação dos lineamentos, os mesmos foram inicialmente divididos em três ordens, buscando maior detalhamento dos dados. As classes definidas foram: lineamentos de primeira ordem, representados pelos canais fluviais retilíneos de primeira ordem, lineamentos de segunda ordem ou maior, representados pelos canais fluviais retilíneos de segunda ordem ou maior, e lineamentos pluviais, representados pelos canais pluviais traçados. Cada classe foi adicionada a um novo *shape*, recebendo cores distintas e linhas de variadas espessuras.

Observando os alinhamentos e acotovelamentos dos cursos fluviais, foram demarcados sobre esses, através da ferramenta do editor *Straight Segment*, os lineamentos de primeira ordem, segunda ordem ou maior e pluviais.

Procurando compreender as orientações, tendências e dispersões ou concentração de rumos dos lineamentos, confeccionou-se um diagrama de roseta a partir dos dados obtidos na carta de feições estruturais lineares. Assim, foram gerados dois diagramas de roseta, um com os lineamentos de primeira ordem e outro com as três classes de lineamentos.

Inicialmente, foram identificados os rumos das feições lineares presentes no mapeamento de lineamentos com o auxílio de um transferidor. Os rumos de cada lineamento foram adicionados a uma nova coluna na tabela de atributos de cada *shape* de acordo com sua classe.

A rede polar do diagrama foi confeccionada junto ao programa *CorelDRAW X7*, assim como o diagrama de roseta. A rede polar foi dividida em intervalos de 10 em 10 graus.

Posteriormente, os valores de rumo foram separados em grupos de direções equivalentes, listando-se as medidas entre os intervalos de 20 em 20 graus. Os intervalos foram definidos de 20 em 20 visando agrupar de forma mais expressiva os dados nas rosetas. Convém informar que vários intervalos foram testados, considerando-se que aquele com base em 20 graus foi o mais representativo.

O número de lineamentos de cada rumo, de 20 em 20 graus, foi transformado para centímetros de acordo com escala pré-estabelecida para a rede polar desenhada no *CorelDRAW*. Por fim, com o auxílio da ferramenta de medida e de desenho (*point line*) do *CorelDraw*, os dados foram desenhados sobre a rede polar, por meio de barras, que indicam o número de lineamentos em cada direção.

4. Resultados e Discussões

A área de estudo do presente trabalho contém formas de relevo que se caracterizam como área de transição entre o compartimento depressão periférica paulista e as *cuestas* basálticas. Nessa área se identifica abrupta discordância litológica proveniente do capeamento basáltico de arenitos, cuja resistência dá origem ao *front da cuesta*, sendo tal capeamento datado do término do Jurássico e início do Cretáceo Inferior. Essas características litológicas são evidenciadas a partir da formação de relevo abrupto, demarcado por uma declividade e esporões, que representam possíveis áreas de menor fragilidade.

Almeida (1974) aponta para a discordância ocorrida nos derrames basálticos da formação Serra Geral afirmando que a espessura média dos derramamentos é de 50 m, salva as exceções onde tal valor pode atingir 255 m de espessura.

A carta de densidade de drenagem (Figura 5), elaborada neste estudo, permite identificar áreas com densa rede fluvial, que atingem valores de densidade próximos aos 51 km^{-1} , onde o ataque sobre o *front cuestiforme* apresenta-se como marcante. A ação das drenagens anaclinais sobre o *front* gera um desnível topográfico facilmente identificável em alguns setores da área, nos quais a altitude relativa entre o topo da cornija e o tálus apresenta-se na casa da centena de metros. Em contra ponto, as áreas de menor densidade de drenagem apresentam *front cuestiforme* menos abrupto, que é acompanhado também de baixa ação das drenagens.

Compilando os dados levantados por Almeida (1974) e aqueles obtidos na análise da carta de densidade de drenagem, observa-se que a diferença de declive no *front da cuesta* é definida a partir da espessura do capeamento basáltico, responsável por proporcionar áreas de maior ou menor resistência, havendo assim uma correspondência com a densidade de drenagem que apresenta variações em sua configuração espacial.

Nesse contexto, o relevo da região é marcado por desnível altimétrico acentuado, sendo que os topos chegam a 1040 m, em setores localizados no reverso da *cuesta*, e a 640 metros, nos fundos de vale locados na depressão

periférica, além de apresentar, segundo a carta de profundidade de dissecação, valores de desnível altimétrico relativo na ordem de 138 m (Figura 6).

Para ilustrar a morfologia deste terreno, apresenta-se também a carta de declividade (Figura 7) em cujo centro forma-se uma faixa de terrenos representados pelas declividades de 12% a 30% (em vermelho) e de 30% a 45% (em marrom) caracterizando um *front* bem demarcado e com composição rochosa de possíveis variadas resistências, já que há diferenciações nos declives.

Os *fronts* com elevada declividade são responsáveis por agregar alto grau de energia às drenagens devido ao fator gravitacional. Assim, as drenagens que tem origem e/ou possuem seus afluentes na região do *front*, teoricamente, adentrariam a área do tálus e sopé da *cuesta* carregadas de energia, podendo apresentar maior atividade erosiva por consequência da alta capacidade dessas águas. Através da Figura 8 é expresso algo oposto a essa ideia, sendo que o baixo curso do Córrego Santa Terezinha e o alto curso do Córrego do Feijão apresentam elevado grau de sinuosidade, havendo assim a possibilidade de ocorrerem meandramentos. As nascentes e os afluentes de ambos os córregos estão localizados no *front cuestasiforme*, e ao adentrarem a área do tálus, apresentam uma energia de fluxo que permite tal sinuosidade.

Carta de Densidade de Drenagem, Front da Cuesta. Analândia (SP)

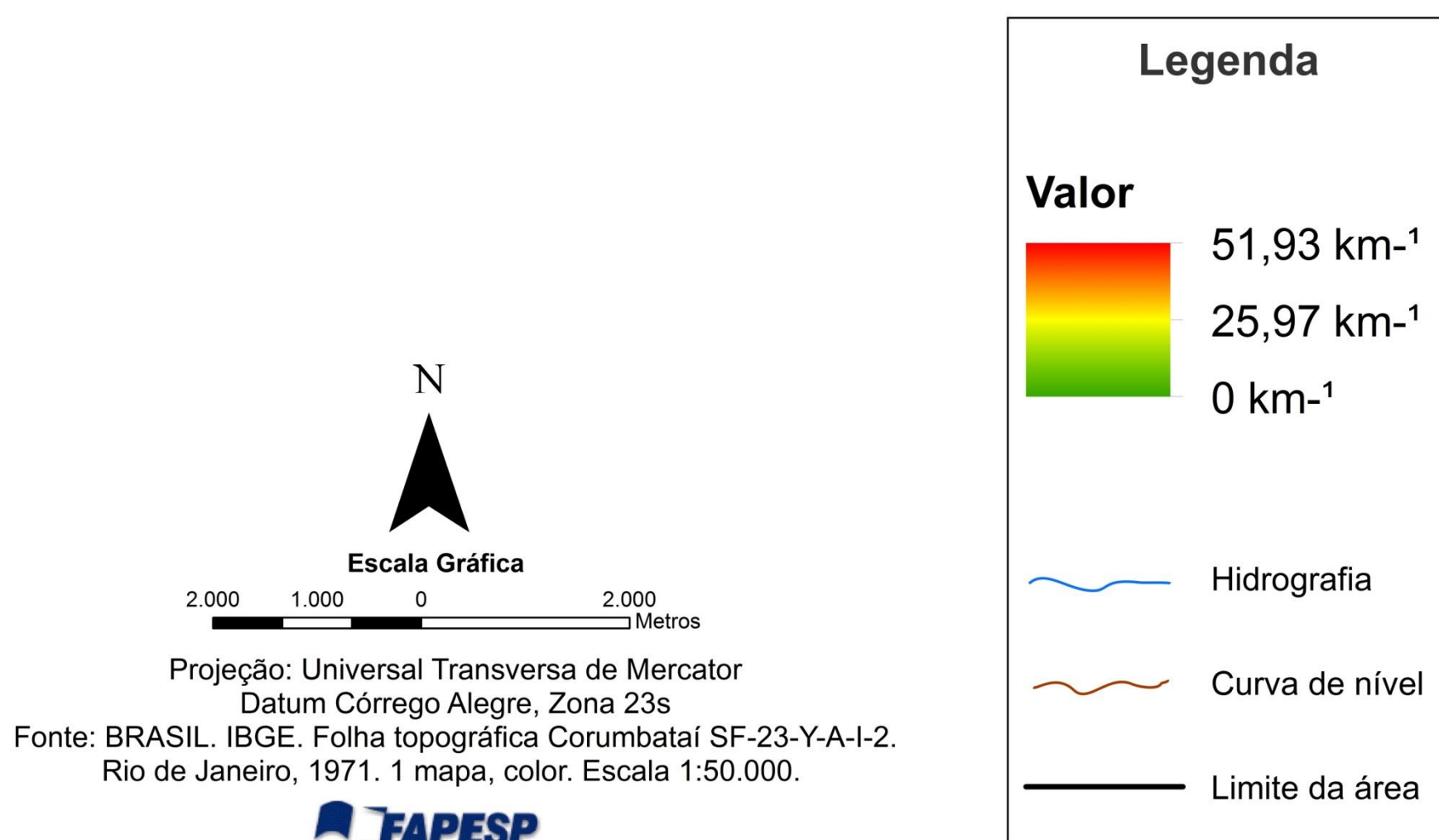
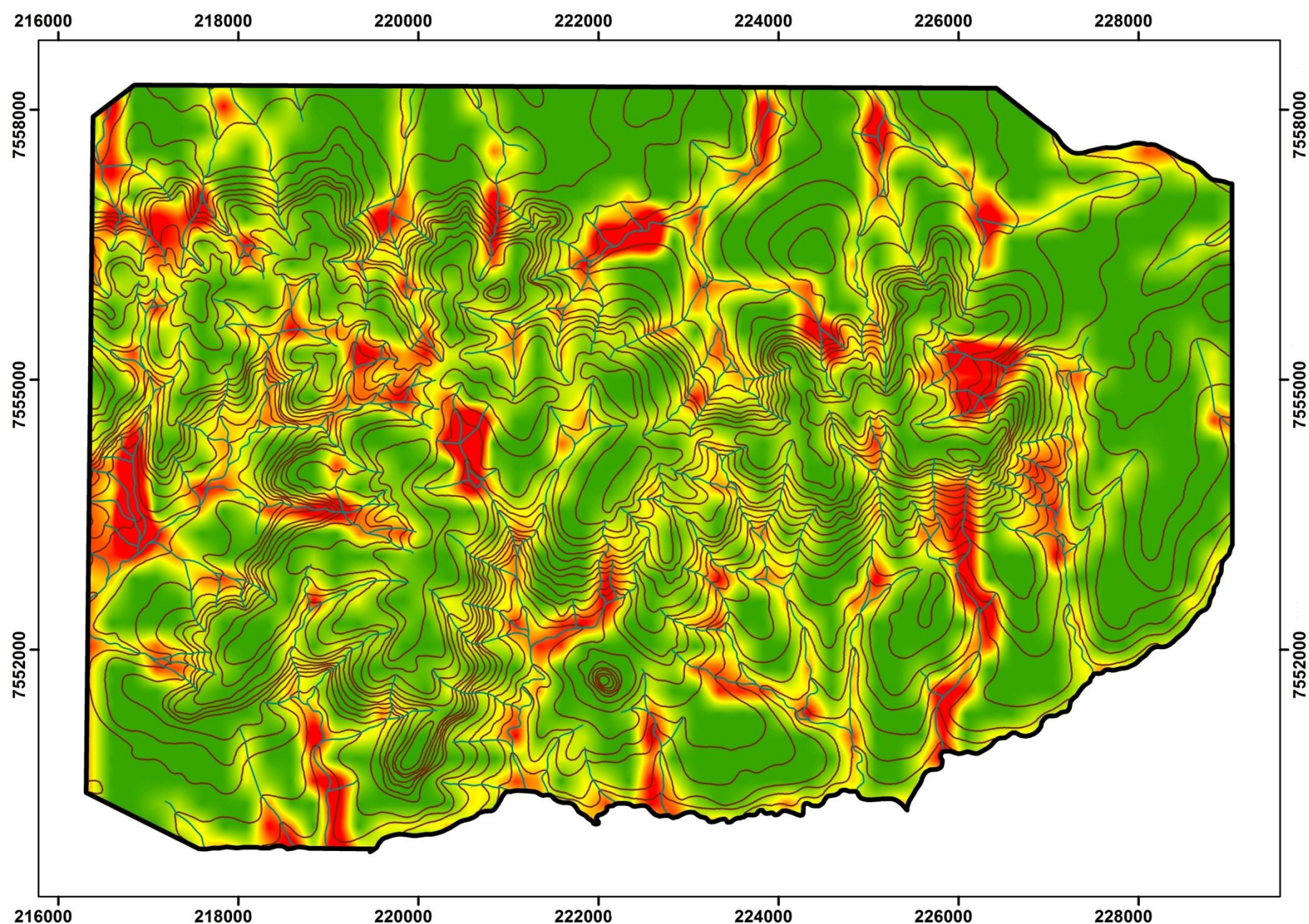


Figura 5 – Carta de Densidade de Drenagem.

Carta de Profundidade de Dissecação, Front da Cuesta. Analândia (SP)

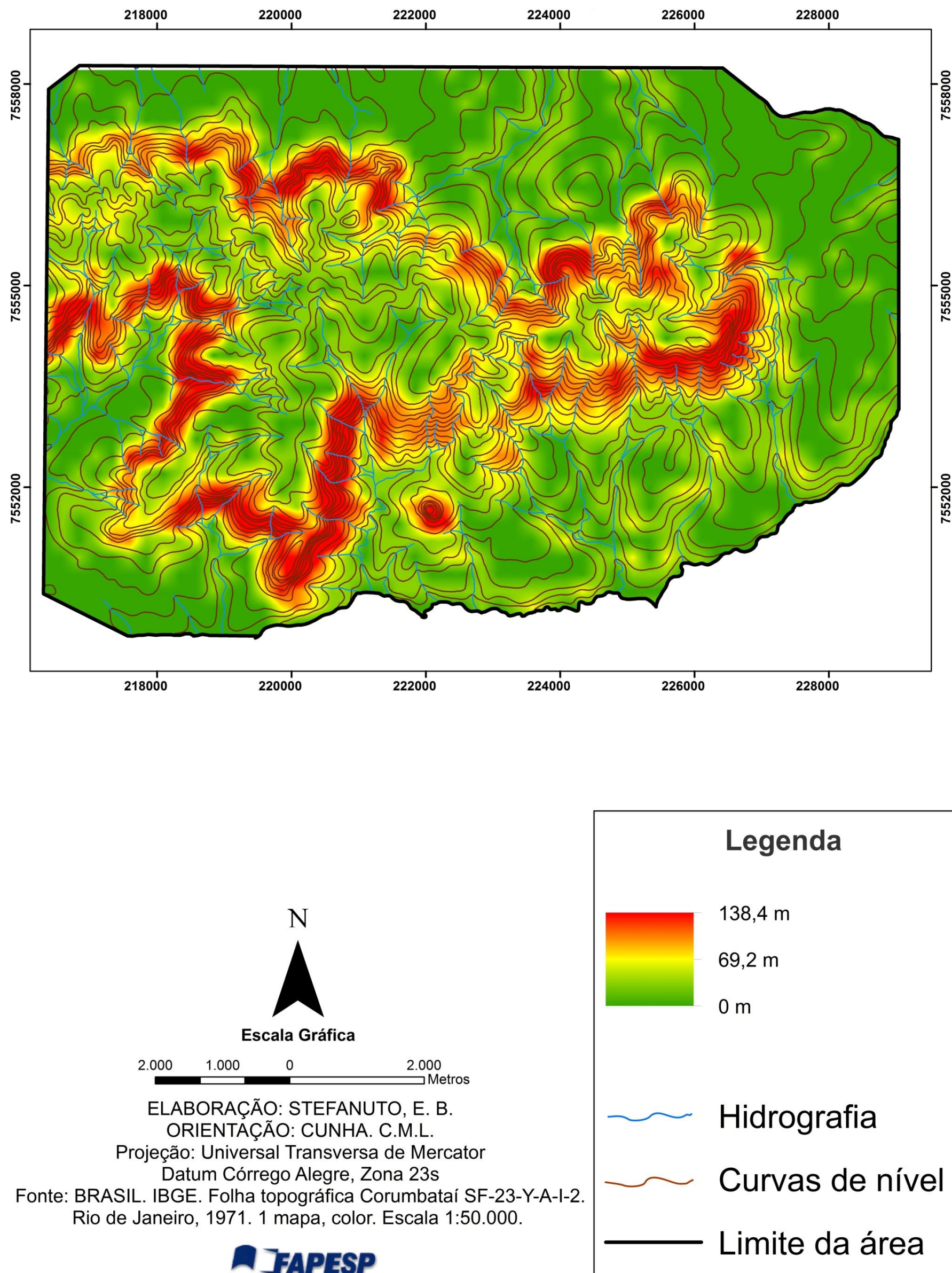


Figura 6 – Carta de Profundidade de Dissecação.

Carta de Declividade, Front da Cuesta, Analândia (SP)

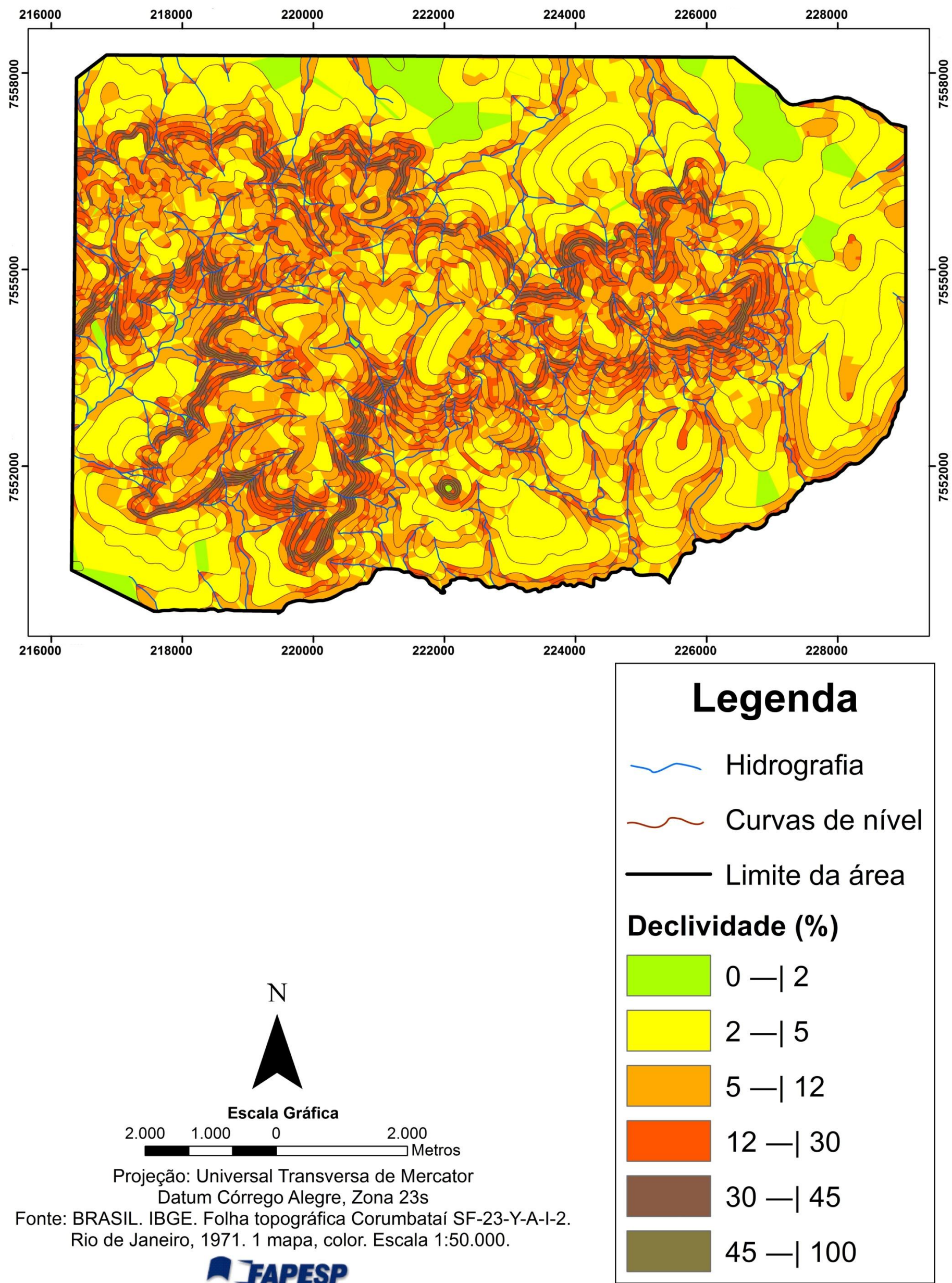


Figura 7 – Carta de Declividade.

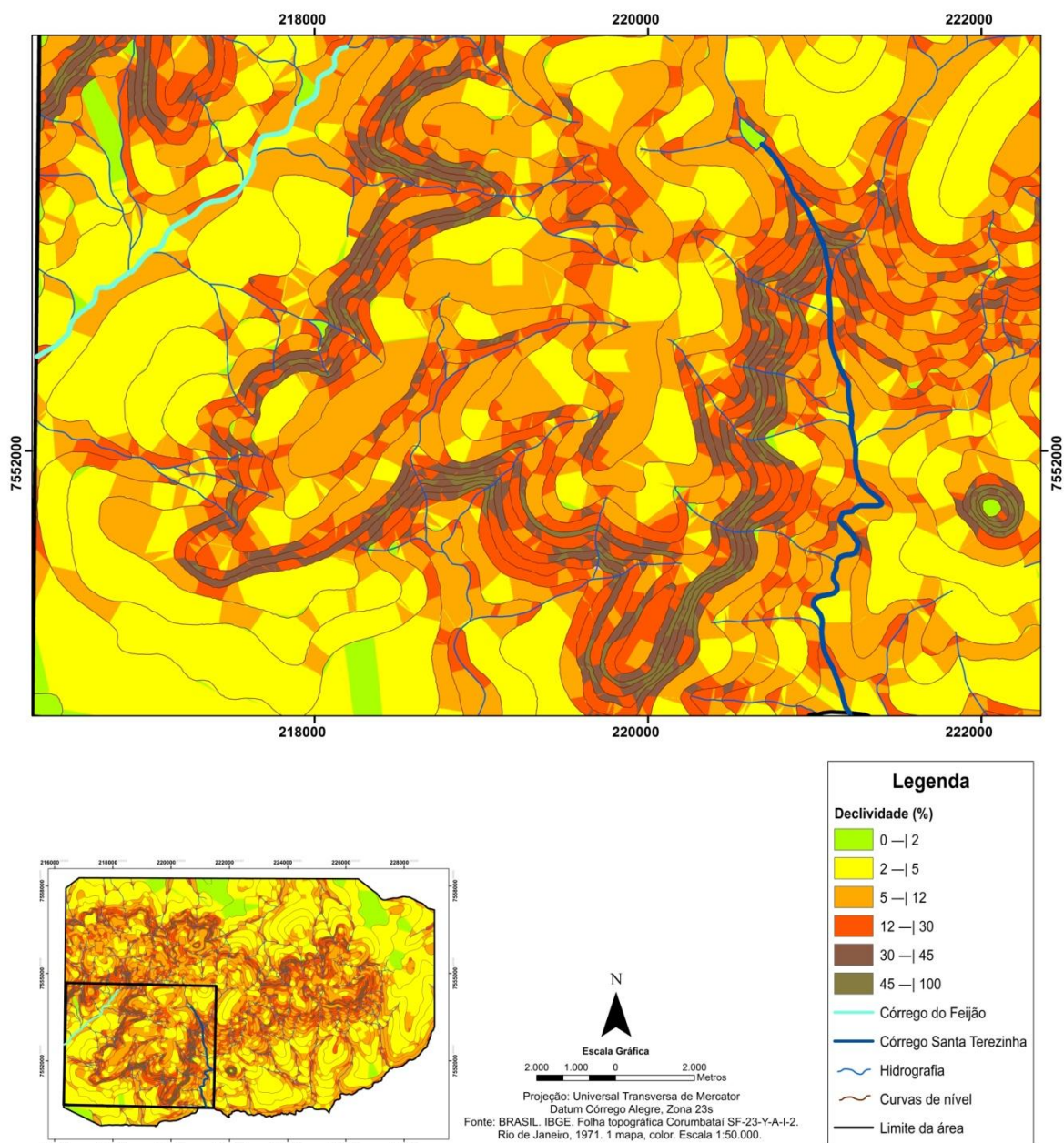


Figura 8 - Carta de declividade. Localização dos córregos Santa Terezinha e do Feijão, setor sudoeste da área pesquisada.

A quebra de energia e o início de um curso meandrante estão relacionados também a geologia local, constatando-se tal fator a partir do mapeamento de formações geológicas de superfície (Figura 3), na qual se identifica o baixo curso do Córrego Santa Terezinha localizado sobre a Formação Pirambóia e o alto curso do Córrego do Feijão posicionado sobre a Formação Santa Rita do Passa Quatro. Tais formações são compostas por arenitos de granulometria média ou fina, baixo grau de cimentação argilosa e com grau de fragilidade elevado em relação à Formação Serra Geral. Assim, os córregos Santa Terezinha e do Feijão encontram nestas

formações geológicas alta suscetibilidade à erosão, o que explica, em parte, o aumento da carga de sedimentos, fazendo com que os córregos passem a depositar sedimentos em seus cursos e ganhem sinuosidade, como expresso na Figura 8.

Constatou-se ainda, através da carta de declividade, de densidade de drenagem e de análises em campo, a intensa ação das drenagens no modelamento do relevo, agindo prioritariamente por erosão remontante de cabeceira, proveniente de cursos d'água obsequentes, dando origem à formação de faces trapezoidais e triangulares como é apresentado na Figura 9.



Figura 9- **Faces trapezoidais e triangulares expressas no *front* cuestiforme, setor sul da área pesquisada.**

A partir da ação das drenagens identificaram-se ainda locais onde o estreitamento das linhas de cumeada indica uma possível captura por recuo de cabeceira, como nas nascentes destacadas na Figura 10. Esses locais são marcados pela alta densidade de drenagem, atingindo os valores máximos (59,93 km⁻¹) em alguns casos, de acordo com as classes estipuladas neste trabalho. Constatou-se ainda, através do mapeamento de densidade de drenagem, que as áreas onde o *front* cuestiforme apresenta-se mais recuado correlacionam-se, em alguns casos, com as áreas onde a densidade de drenagem é mais elevada como apresentado na Figura 10.

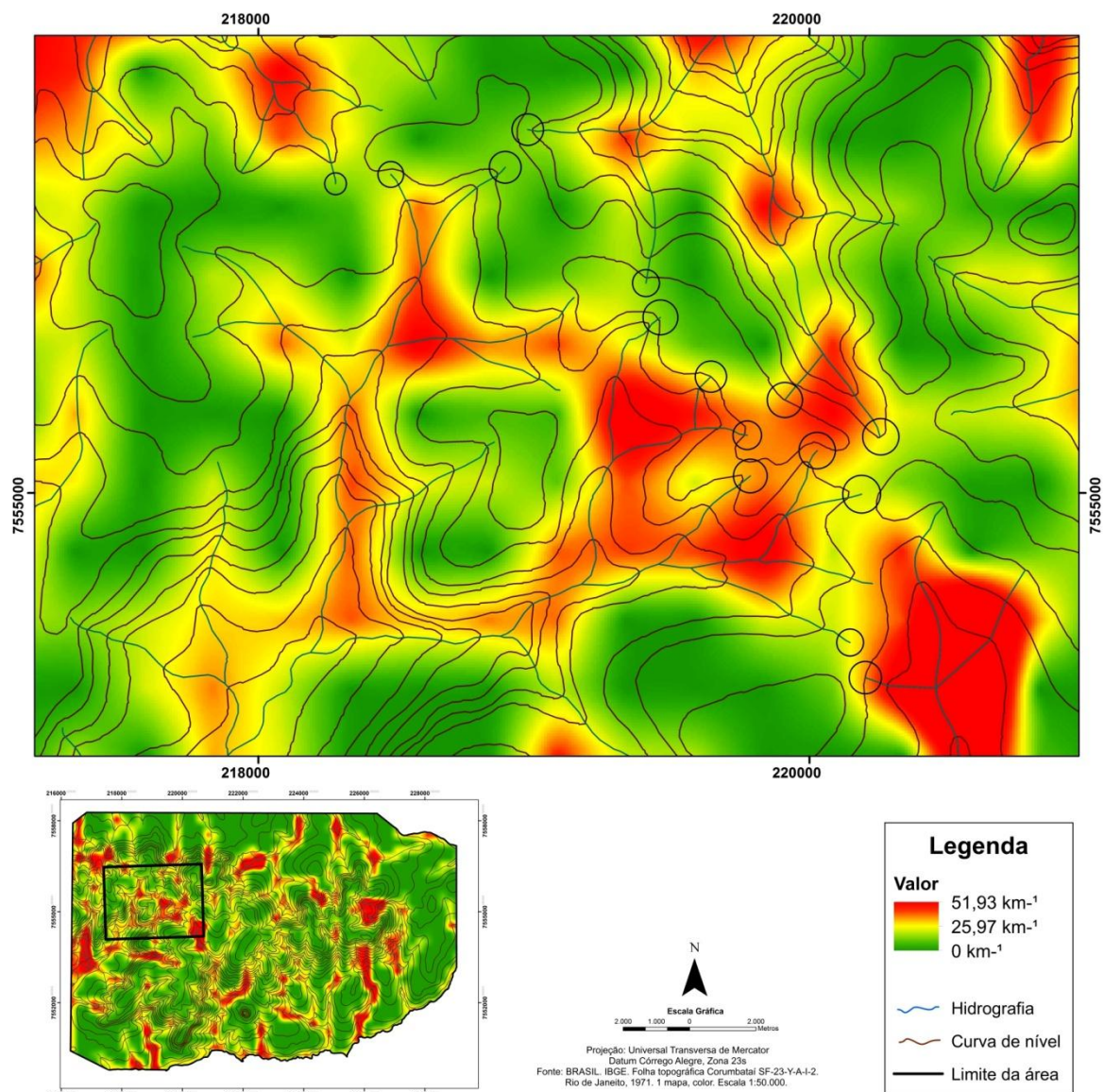


Figura 10 - Carta de densidade de drenagem e possíveis áreas de ocorrência de capturas por recuo de cabeceiras representadas pelas circunferências, no setor noroeste da área pesquisada.

Os canais fluviais atuam com maior eficiência em áreas de fraqueza do relevo, fraturas e falhas, nas quais encontram maior facilidade no entalhamento de seus talwegues. Assim, registra-se a probabilidade de ocorrência de captura de cabeceira pela ação de algumas drenagens provenientes do estreitamento da linha de crista. Ocorrendo a captura, essa poderá desencadear o entalhamento de um vale fluvial, que evoluirá vindo a formar uma área que Casseti (2001) define como *cut-off*, onde uma parcela do *front cuestasiforme* será isolada, dando origem a um morro residual.

De acordo com os dados obtidos nesta pesquisa, o isolamento da área exemplificada pela Figura 11 aponta para uma possibilidade de formação de um morro testemunho de grande porte na Serra do Cuscuzeiro. A possibilidade é indicada ao se constatar a alta densidade de drenagem, a possibilidade de ocorrência de capturas (cabeceiras dos rios distantes em média 159 metros umas das outras) e a intensa presença de falhas e fraturas (concentração de 18% do total de lineamentos) na possível área de cisão do relevo ou de formação do *cut-off*.

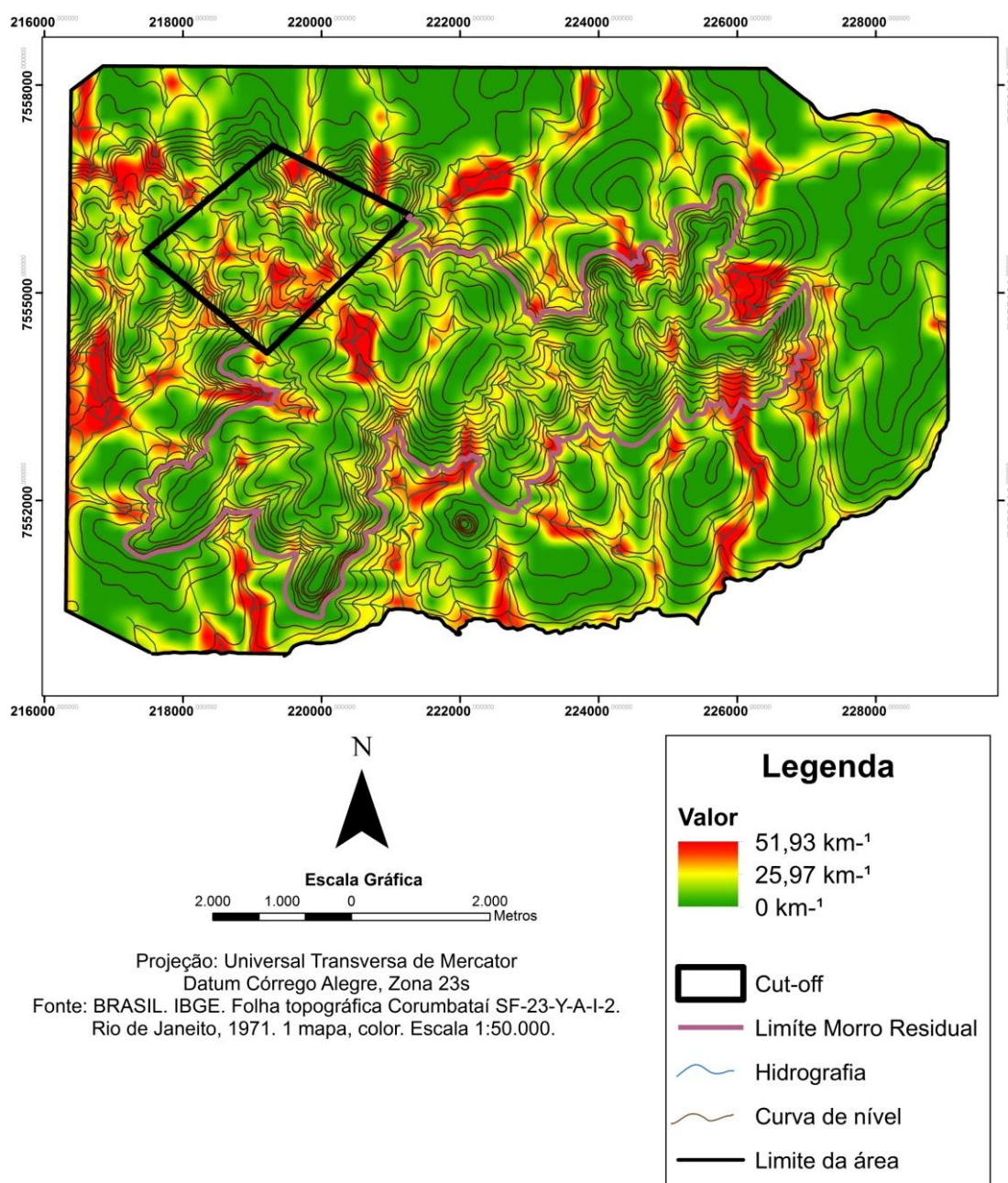


Figura 11 - Carta de densidade de drenagem. Setor de possível formação de *cut-off* e ocorrência de morro residual.

Através do mapeamento de feições estruturais lineares (Figura 14) foram identificados 245 lineamentos no local de estudo, dados que, submetidos à representação por um diagrama de roseta, possibilitaram constatar um direcionamento preferencial no sentido N-S, como apresentado na Figura 12.

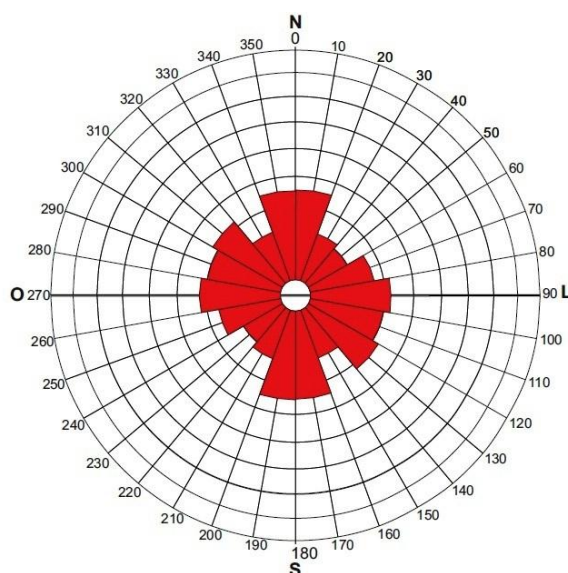


Figura 12 - **Diagrama de roseta geral, com todos os lineamentos mapeados.**

Visando correlacionar os dados, um segundo diagrama de roseta foi gerado a partir do direcionamento principal dos canais de primeira ordem. O resultado também evidenciou a predominância de um direcionamento N-S, como apresentado na Figura 13.

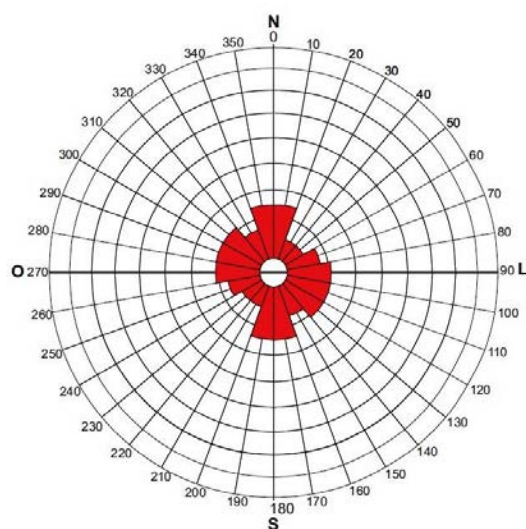


Figura 13 - **Diagrama de roseta de lineamentos identificados em canais de primeira ordem.**

Os lineamentos N-S mapeados sob os canais de primeira ordem apresentaram comprimento reduzido, variando de 70 a 500 metros, alcançando em casos esporádicos 1000 metros de comprimento. Já os lineamentos N-S, identificados a partir dos canais de segunda ordem ou maior, apresentaram maior dimensão, chegando a 1500 m de comprimento. Assim, pode-se afirmar que os lineamentos N-S apresentaram comprimentos que variaram de acordo com a ordem do canal.

Facincani (2000), em estudo aplicado às regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, áreas próximas à deste estudo, aponta que os lineamentos preferenciais ocorrem com o direcionamento NE-SW e E-W, possibilitando inferir que a área deste estudo possui especificidades estruturais a serem ainda melhor analisadas.

Sobrepondo os dados da carta de lineamentos com a carta geológica da área de estudo e submetendo-os a um processo quantitativo, compreende-se que a formação Itaqueri e a formação Botucatu apresentam suscetibilidade ao desenvolvimento de feições estruturais lineares, já que 39% e 35%, respectivamente, dos lineamentos mapeados na área estão sobre estas.

Assim, é possível afirmar que os lineamentos identificados marcam o *front cuestasiforme*, o qual é composto predominantemente pela Formação Botucatu, e o seu reverso, composto pela Formação Itaqueri. Dessa forma, esse relevo sobressalente nitidamente apresenta configuração morfológica que indica a atuação de fenômenos tectônicos os quais influenciaram a ação da dinâmica fluvial e, portanto, erosiva na morfogênese da área.

Carta de Feições Estruturais Lineares, Front da Cuesta. Analândia (SP)

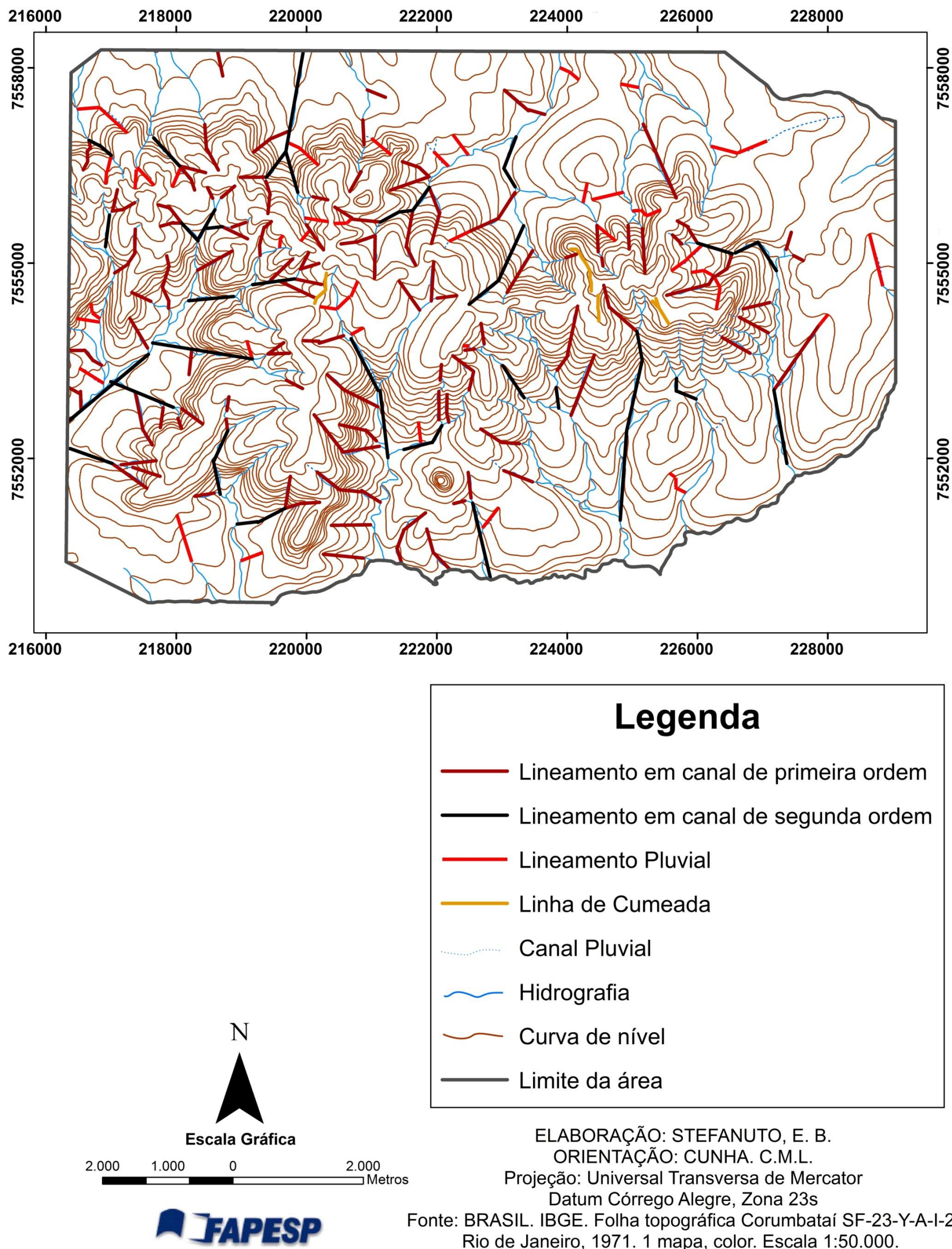


Figura 14 – Carta de Feições Estruturais Lineares.

5. Considerações finais

Este estudo apresenta o levantamento de algumas hipóteses sobre a evolução do relevo da área estudada, estabelecidas através da análise dos mapeamentos realizados e das bibliografias sobre o assunto.

Assim, foi possível verificar que o *front cuestiforme* possui características variadas na área de estudo. Alguns setores apresentam alta declividade e elevada densidade de drenagem e profundidade de dissecção; já outros são mais suavizados, com menor densidade de dissecção. Esses dados apontam para variações na resistência das litologias e para complexidade da área, sendo a mesma evidenciada pela formação de esporões, morros residuais e drenagens com extensa linearidade, que podem chegar até 1500 m de comprimento.

Constatou-se ainda, através da carta de declividade, de densidade de drenagem e observações em campo, a intensa ação das drenagens na esculturação do relevo, agindo prioritariamente por erosão remontante de cabeceira, proveniente de cursos d'água obsequentes, dando origem à formação de faces trapezoidais e triangulares. Destacam-se ainda áreas em que as cabeceiras dos rios apresentam-se próximas, evidenciando real possibilidade de ocorrência de capturas de cabeceiras, fator que possibilita a formação de uma área de *cut-off* e eventual formação de um morro testemunho.

No que concerne aos lineamentos, é possível afirmar ainda que as fraturas e falhas identificadas marcam o *front cuestiforme*, o qual é composto predominantemente pela Formação Botucatu, e o seu reverso, capeado pela Formação Itaqueri, formações as quais apresentam suscetibilidade ao desenvolvimento de feições estruturais lineares. Dessa forma, esse relevo *cuestiforme*, apresenta configuração morfológica que indica a atuação de fenômenos tectônicos associados a ação da dinâmica fluvial e, portanto, erosiva na morfogênese da área.

Os dados apresentados foram obtidos através da aplicação de técnicas em escala de 1:50.000, a partir de uma metodologia que utilizada como unidade de mapeamento uma malha de quadriculas, possibilitando assim a obtenção de informações que permitem aclarar algumas questões mencionadas na bibliografia sobre a dinâmica geomorfológica da área.

6. Referências Bibliográficas

- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Geomorfologia. São Paulo, 1969.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. São Paulo: IGEOG, 1974.
- ALMEIDA, F. F. M. de. O Planalto basáltico da bacia do Paraná. Boletim Paulista de Geografia. n. 24, p. 3-34, 1956.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Relevo de "Cuestas" na Bacia Sedimentar do Rio Paraná. Boletim Paulista de Geografia. n. 3, p. 21-33, 1949.
- ALMEIDA, R. J. de. Análise da relação vegetação-solo em três cotas altimétricas na floresta estacional semidecidual ocorrente em cuesta basáltica ("Parque Rawitscher" Fazenda Pedra Vermelha, município de Analândia – SP). Rio Claro, 2001.
- BRINO, W. C. Contribuição à definição climática da Bacia do Corumbataí e adjacências (SP), dando ênfase à caracterização dos tipos de tempo. 1973. 119 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1973.
- CASSETI, V.. Elementos de Geomorfologia. Goiânia: Editora UFG, 2001.
- CHRISTOFOLETTI, A. e QUEIROZ NETO J. P. Estudos Geomorfológicos a respeito da Serra de Santana, SP. Boletim Paulista de Geografia. n. 38, p. 3-20, jun.1961.
- 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.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos. Brasília, 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.
- GUERRA, A. T. e GUERRA, A. J. T. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico, 8. ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 2010.
- HUBP, J. I. L. Elementos de Geomorfologia Aplicada (Metodos Cartograficos). México D.F.: Universidad Nacional Autonoma de México, 1988.
- INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo: Nota Explicativa. São Paulo, 1981b.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo: Nota Explicativa. São Paulo, 1981a.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo: Nota Explicativa. São Paulo, 1997.

INSTITUTO GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO – IG. Formações Geológicas de Superfície. São Paulo, 1984.

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

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.

PETRI, S. e FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil. São Paulo: EDUSP, 1983.

PRESS, F. et al. Para entender a Terra. Tradução de Rualdo Menegat et al. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006.

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

SANCHEZ, M. C. A propósito das cartas de declividade. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, V. 1993, São Paulo. Anais... São Paulo, 1993. p. 311-314.

SECRETARIA DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO DO ESTADO DE SÃO PAULO – INTITUTO AGRONÔMICO. Levantamento Pedológico Semi-detalhado do Estado de São Paulo. Quadrícula de São Carlos. Escala: 1:100.000. Folha: SF.23-Y-A-I. 1981.

TROPPEMAIR, H. Geossistemas e geossistemas paulistas. Rio Claro: Helmut Troppe, 2000.