



UFRJ

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

CAROLINA BARBOSA LEITE DA CRUZ

**ASPECTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS DAS
VERTENTES OCEÂNICA E INTERIORANA DA SERRA
DOS ÓRGÃOS (RJ)**

**Trabalho de Conclusão de Curso
(Geologia)**

Rio de Janeiro
2020



UFRJ

CAROLINA BARBOSA LEITE DA CRUZ

**ASPECTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS DAS VERTENTES
OCEÂNICA E INTERIORANA DA SERRA DOS ÓRGÃOS (RJ)**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Profa. Dra. Telma Mendes da Silva
(Depto. Geografia, IGEO/UFRJ)

Coorientador:

Geógrafo M.Sc. Felipe Pacheco da Silva
(Programa de Pós-graduação em Geografia, IGEO/UFRJ)

Rio de Janeiro
2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE

UFRJ/REDE SIBI/BIBLIOTECA CENTRAL DO CCMN

B
C 957a

Barbosa Leite da Cruz, Carolina
Aspectos geológico-geomorfológicos das vertentes oceânica e interiorana da Serra dos Órgãos/ Carolina Barbosa Leite da Cruz.
Rio de Janeiro, 2020. 53 f.

Orientadores: Claudio Limeira Mello. Telma Mendes da Silva
Coorientador: Felipe Pacheco da Silva.
Trabalho de conclusão de curso (Graduação) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Geologia, 2020.

1.Geologia. 2. Trabalho de Conclusão de Curso. I. Limeira Mello, Claudio, orient. II. Mendes da Silva, Telma, orient. III. Pacheco da Silva, Felipe, coorient. IV. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III.
Título.

CAROLINA BARBOSA LEITE DA CRUZ

**ASPECTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS DAS VERTENTES
OCEÂNICA E INTERIORANA DA SERRA DOS ÓRGÃOS (RJ)**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello
(Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

Profa. Dra. Telma Mendes da Silva
(Depto. Geografia, IGEO/UFRJ)

Coorientador:

Geógrafo M.Sc. Felipe Pacheco da Silva
(Programa de Pós-graduação em Geografia, IGEO/UFRJ)

Aprovada em: 19/11/2020

Por:

Orientador: Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)

Orientadora: Telma Mendes da Silva (IGEO/UFRJ)

Coorientador: Felipe Pacheco da Silva (IGEO/UFRJ)

Julio Cezar Mendes (IGEO/UFRJ)

Thiago Pinto da Silva (Depto. de Geografia/UFF Campos)

Rio de Janeiro
2020

Agradecimentos

A meus orientadores, professores Telma Mendes da Silva e Claudio Limeira Mello, pela orientação, pela confiança e por todo o suporte ao longo do desenvolvimento dessa pesquisa e, especialmente pela amizade e incentivos ao longo dessa trajetória.

Agradeço imensamente a meu coorientador Felipe Pacheco da Silva por todo conhecimento passado, pela orientação, pela amizade e incentivos ao longo de todo processo metodológico do trabalho.

Ao PIBIC-UFRJ, por me conceder a oportunidade de ser bolsista nesse projeto.

A Universidade Federal do Rio de Janeiro e ao Departamento de Geologia, por proporcionar um ensino público de qualidade.

Aos professores Cícera Neysi de Almeida (UFRJ), Julio Cezar Mendes (UFRJ), Renato Rodriguez Cabral Ramos (UFRJ), pela atenção e incentivo ao longo da graduação.

A minha família, principalmente minha mãe Sara Barbosa Leite de Souza, por todo incentivo, apoio, carinho e amor durante minha trajetória. Aos meus amigos, principalmente Isaack Esdras de Negreiros Encarnação, Júlia Quintarelli e Vinicius Coelho da Silva Alvarenga, por todo suporte, apoio, e especialmente pela amizade e por todos os momentos vividos durante a graduação.

E a Deus, por ter me dado força e resiliência para enfrentar as adversidades e realizar meu sonho.

RESUMO

A dinâmica geológico-geomorfológica da porção leste do território brasileiro, a partir do Eocretáceo e durante o Paleógeno, levou à formação de uma série de escarpamentos que compõem o conjunto formado pelas serras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço (chamado de “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”), que separam áreas relativamente mais suavizadas em direção ao interior. Como discutido na literatura, este aspecto morfológico contrastante foi e é comandado pela existência de diferentes níveis de base para os distintos lados da elevação que, em associação a uma rede de drenagem bem hierarquizada, são responsáveis por taxas denudacionais diferenciadas. Dentro deste contexto, o presente trabalho tem como objetivo analisar aspectos geomorfológicos das bordas escarpadas da Serra dos Órgãos, que constitui uma parte da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro, com uma borda voltada para o oceano, com rede de drenagem direcionada para Baía da Guanabara, e outra voltada para o interior, em direção ao rio Paraíba do Sul. A área de investigação corresponde àquela coberta pelas cartas topográficas de Itaipava, Miguel Pereira, Cava e Petrópolis (1:50.000 – IBGE) e as atividades de pesquisa realizadas constaram da: a) revisão bibliográfica dos temas abordados; b) organização do banco de dados, compreendendo o tratamento dos MDEs e *shapefiles* dos mapas geomorfológico e geológico-estrutural, sendo esses necessários para a execução das próximas etapas no *software* ArcGis 10.3; c) confecção de perfis de relevo em varredura de forma automatizada e de perfis topográficos e perfis longitudinais aos canais fluviais, que buscaram detectar relações intra e intercompartimentos geológico-geomorfológicos e, assim, subsidiar o entendimento da estruturação geomorfológica; d) reconhecimento e espacialização de *knickpoints* (níveis de base locais); e e) pareamento de informações geológicas aos perfis de relevo e longitudinais aos canais fluviais, para a análise de controles tectônicos e/ou litológicos e a interpretação de *knickpoints*. Os dados reunidos permitiram identificar uma dinâmica distinta entre a vertente serrana oceânica e a voltada para o interior. A vertente interiorana aparentemente está sendo bem mais dissecada na atualidade em comparação com a vertente oceânica; esta se encontra em condição de melhor equilíbrio entre taxas de erosão/denudação do relevo, registradas, principalmente, pela conformação dos perfis longitudinais dos rios. Além disso, observou-se que existem controles tectônicos e/ou litológicos associados às distintas taxas de erosão/denudação na área serrana em estudo.

Palavras chaves: Bordas serranas, Perfis de relevo, Perfis fluviais

ABSTRACT

The geological-geomorphological dynamics of the eastern portion of the Brazilian territory, from the Eocretaceous up to the Paleogen, led to the formation of a series of escarpments known as Serra do Mar, Mantiqueira and Espinhaço (called “Great Escarpment of Brazil Oriental ”), which separate relatively smoother areas towards the interior. As discussed in the literature, this contrasting morphological aspect was and is controlled by the existence of different base levels for the different sides of the elevation, which, in association with a well-hierarchized drainage network, are responsible for differentiated denudational rates. Within this context, the present work aims to analyze geomorphological aspects of the rugged edges of the Serra dos Órgãos, which are part of the Serra do Mar in the state of Rio de Janeiro, which as an edge facing the ocean including a drainage network directed to Guanabara Bay, and another facing inland, towards the Paraíba do Sul River. The research area corresponds to that covered by the topographic maps of Itaipava, Miguel Pereira, Cava and Petrópolis (1: 50,000 - IBGE) and the research activities carried out consisted of: a) bibliographic review of the topics covered; b) organization of the database, including the treatment of the MDEs and shapefiles of the geomorphological and geological-structural maps, which were necessary for the execution of the next steps in the ArcGis 10.3 software; c) making of automated sweeping relief profiles and of topographic and longitudinal profiles to fluvial channels, which sought to detect intra- and inter-geological-geomorphological relationships between compartments and, thus, support the understanding of geomorphological structuring; d) recognition and spatialization of knickpoints (local base levels); and e) pairing of geological information with the relief and longitudinal profiles to the river channels, for the analysis of tectonic and / or lithological controls and the interpretation of knickpoints. The collected data allowed to identify a distinct dynamic between the oceanic mountain range’s hillside and the inland one. The interior hillside aspect is apparently being much more dissected today compared to the ocean hillside aspect; this is in a condition of better balance between rates of erosion / denudation of the relief, recorded mainly by the conformation of the longitudinal profiles of the rivers. In addition, it was observed that there are tectonic and / or lithological controls associated with the different erosion / denudation rates in the mountain area studied.

Keywords: Mountain edges, Relief profiles, Fluvial profile.

Lista de Figuras

Figura 1 - Modelo esquemático clássico de Grande Escarpamento adjacente à margem passiva. Fonte: modificado MARENT (2016).....	1
Figura 2 - Representação esquemática das margens passivas maduras de grande elevação, indicadas pelas linhas tracejadas. Adaptado de SUMMERFIELD (1991).....	2
Figura 3 - Esquema dos principais fatores tectônicos que controlam a evolução das margens passivas. Adaptado de SUMMERFIELD (1991).....	3
Figura 4 - Compartimentação morfológica do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”. Fonte: MARENT (2016).....	4
Figura 5 - Localização do trecho serrano da Serra dos Órgãos em estudo, indicado pelo polígono na cor vermelha e correspondente à articulação das cartas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000, de Cava, Petrópolis, Miguel Pereira e Itaipava.	6
Figura 6 - A) Localização da área de estudo no contexto do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”, marcado pelo polígono na cor vermelha. Fonte: modificado Marent (2016). B) Indicação da área de estudo no estado do Rio de Janeiro, assinalada pelo retângulo em vermelho (modificado de figura cedida por Laura Delgado Mendes)	7
Figura 7 - Modelo esquemático da evolução tectônica da margem continental do Sudeste do Brasil durante o Mesozoico-Cenozoico. A - estágio pré-rift valley; B - estágio rift valley; C - estágio proto-oceânico; D - estágio oceânico. Modificado de Asmus & Ferrari (1978).....	10
Figura 8 - Perfil geológico esquemático da Serra da Mantiqueira aos Maciços Litorâneos (A-A'). T- Terciário, K- Cretáceo. Modificado de Asmus & Ferrari (1978).....	10
Figura 9 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira e (D) Marítimo, de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Fonte: Zalán & Oliveira (2005)	11
Figura 10 - Mapa geológico da área de estudo realçado sobre MDE. Fonte: PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012)..	Erro! Indicador não definido.
Figura 11 - Mapa das estruturas tectônicas na área de estudo realçado sobre MDE. Fonte: PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012).	16
Figura 12 - A) Mapa dos domínios morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro. (SILVA, 2002) B) Mapa geomorfológico da área de estudo (extraído de SILVA, 2002).	20
Figura 13 - MDE correspondente à área em estudo com a localização dos polígonos delimitados.	23
Figura 14 - Exemplo da execução do perfil topográfico A-A': a linha em preto corresponde ao eixo do polígono representativo do perfil em varredura A-A', também apresentado na figura..	25

Figura 15 - Mapa geomorfológico com localização dos perfis em varredura.....	28
Figura 16 - A) Perfil em varredura A-A' bidimensional. B) Perfil em varredura A-A' tridimensional.....	30
Figura 17 - A) Perfil em varredura B-B' bidimensional. B) Perfil em varredura B-B' tridimensional.....	31
Figura 18 - A) Perfil em varredura C-C' bidimensional. B) Perfil em varredura C-C' tridimensional.....	34
Figura 19 - A) Perfil em varredura D-D' bidimensional. B) Perfil em varredura D-D' tridimensional.....	35
Figura 20 - A) Perfil de varredura E-E' bidimensional. B) Perfil de varredura E-E' tridimensional.....	36
Figura 21 - Perfil morfoestrutural interpretado do Gráben da Guanabara, assimétrico, com borda falhada (Serra do Mar) e borda flexural (Maciço da Tijuca). A linha vermelha no perfil A-B indica como os blocos basculam em direção ao interior. Fonte: ZÁLAN & OLIVEIRA.....	37
Figura 22 - Perfil topográfico A-A' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha apresentado no mapa geológico que está no canto superior direito (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico). A seta vermelha indica a localização do vale encaixado; a seta azul faz referência à intercalação de litologias do Complexo Rio Negro com a Suíte Serra dos Órgãos no compartimento serrano; a seta verde se refere à alternância de litologias do Complexo Rio Negro e Suíte Serra dos Órgãos no compartimento rebaixado.	39
Figura 23 - Perfil topográfico C-C' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha apresentado no mapa geológico que está no canto superior direito (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico). A seta em vermelho indica a localização do vale encaixado.....	41
Figura 24 - Perfil topográfico E-E' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha, apresentado no mapa geológico que está no canto superior (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico).....	42
Figura 25 - Perfil longitudinal de canal do Rio Saco, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.....	43
Figura 26 - Perfil longitudinal de canal do Rio Fagundes, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.	44
Figura 27 - Perfil longitudinal de canal do Rio Piabanha, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.	44

Figura 28 - Perfil longitudinal de canal do Rio Iguaçu, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.	45
Figura 29 - Perfil longitudinal de canal do Rio Estrela, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.	45
Figura 30 - Perfil longitudinal de canal do Rio Estrela, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.	46
Figura 31 - Mapa hipsométrico da área estudada com knickpoints indentificados e indicação dos canais fluviais realizados os perfis longitudinais: rios Saco, Fagundes e Piabanha, na vertente interiorana; e rios Iguaçu, Estrela e Santo Antônio, na vertente oceânica.	47
Figura 32 - Mapa geológico-estrutural a presença dos níveis de base locais.	48

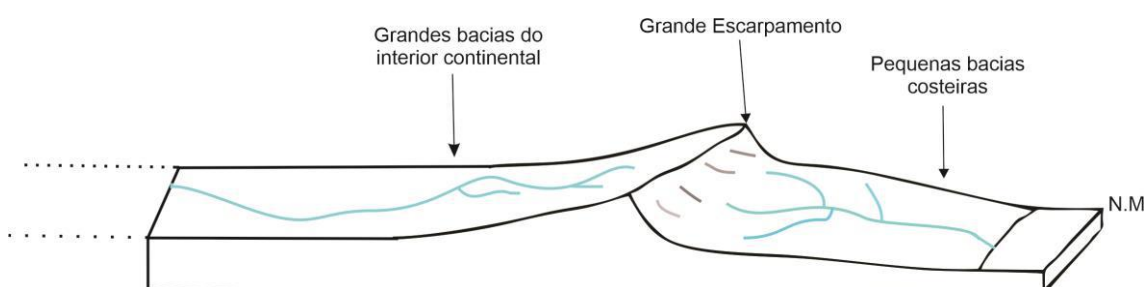
SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
RESUMO	ii
ABSTRACT.....	iii
Lista de Figuras	iv
1 - Introdução	1
1.1- Hipótese do trabalho	5
1.2 - Justificativa	5
2 - Objetivo	5
3 - Área de Estudo.....	6
3.1 - Contexto Geológico	7
3.1.1 - Unidades Geológicas e Principais Estruturas Tectônicas na Área de Estudo	12
3.2 - Contexto Geomorfológico	19
4 - Materiais e Métodos.....	21
4.1 - Modelos Digitais de Elevação e Produtos Derivados	21
4.2 - Compartimentação Geomorfológica	21
4.3 - Confecção de perfis de relevo em varredura.....	22
4.4 - Confecção de perfis topográficos e longitudinais aos canais fluviais.....	24
4.5 - Reconhecimento e espacialização dos níveis de base locais (<i>knickpoints</i>).....	26
4.6 - Pareamento de informações geológicas	27
5 - Resultados e Discussões	28
5.1 - Perfis de relevo em varredura bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D).....	28
5.2 - Perfis topográficos integrados a dados litológicos e estruturais	38
5.3 - Perfis longitudinais de canais e níveis de base locais identificados.....	43
6 - Considerações Finais	49
7 - Referências Bibliográficas	51

1 - Introdução

O relevo da porção leste do território brasileiro é definido por uma série de escarpamentos, como as serras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço (MARENT, 2016). De maneira geral, esses escarpamentos separam áreas costeiras mais rebaixadas, com pequenas bacias hidrográficas, de um planalto interiorano mais elevado, drenado por grandes bacias hidrográficas do interior continental (Figura 1). Desse modo, são gerados diferentes níveis de base em ambos os lados dessas elevações (MARENT, 2016).

Figura 1 - Modelo esquemático clássico de Grande Escarpamento adjacente à margem passiva.



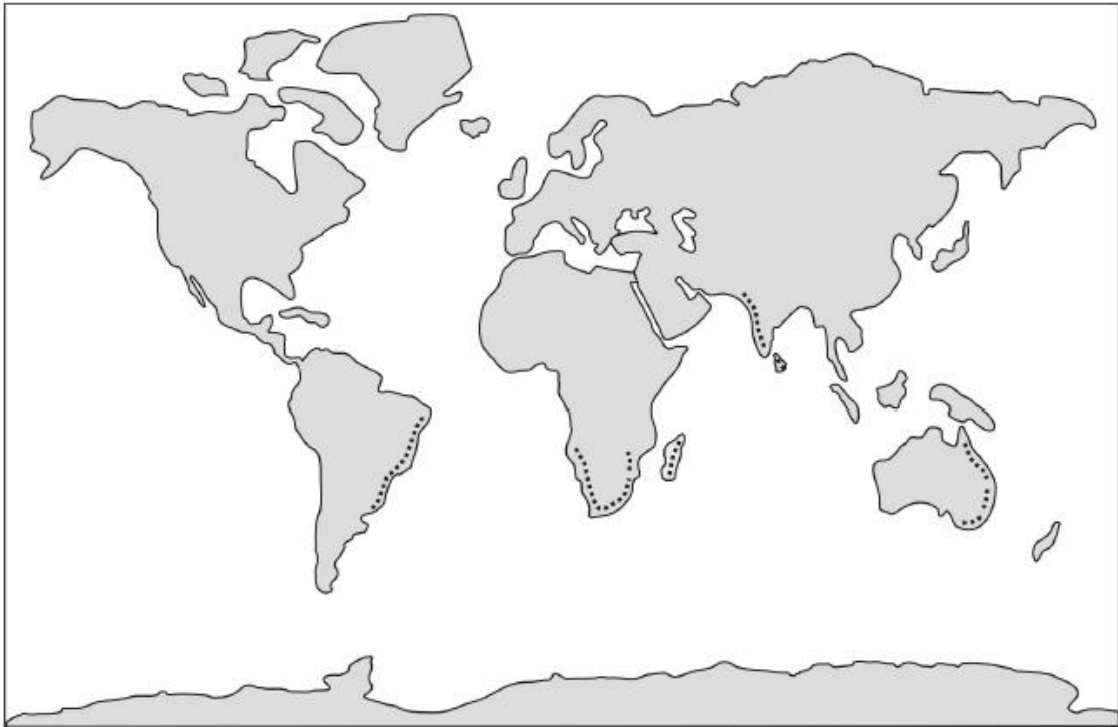
Fonte: modificado MARENT (2016).

As grandes escarpas no interior de margens “passivas maduras”¹, como as do Brasil oriental, estão presentes também em outros lugares do globo, como no sudoeste e sudeste da África, oeste da Índia e leste da Austrália (Figura 2) (MARENT, 2016). Elas recebem a designação “Grande Escarpamento” e são compostas por extensas elevações paralelas à costa, formadas a partir de rifteamentos, com a consequente ruptura continental e geração de uma rede de drenagem hierarquizada (SUMMERFIELD, 1991).

O relevo das áreas de margens passivas continentais apresenta duas morfologias principais: (i) margens de baixa altitude; e (ii) margens de grande altitude (MARENT *et al.*, 2013). Segundo Gilchrist & Summerfield (1994), as margens de baixa altitude aumentam gradualmente em direção ao interior a partir da planície costeira, enquanto as margens de grande altitude possuem um flanco elevado que separa o grande escarpamento costeiro de seu interior continental, que possui menor amplitude altimétrica.

¹ Margens passivas maduras são margens continentais com mais de 60 milhões de anos que se localizam distantes do limite de placas, cujo tempo seria mais que suficiente para ocorrer o desmonte erosivo do soerguimento marginal (GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1994).

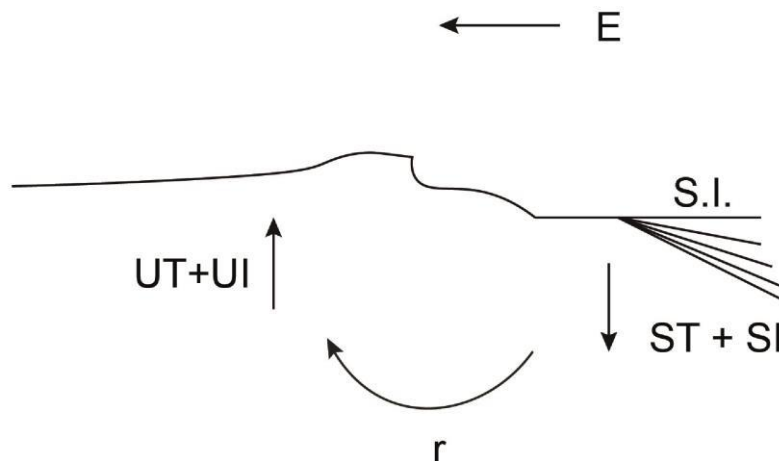
Figura 2 - Representação esquemática das margens passivas maduras de grande elevação, indicadas pelas linhas tracejadas.



Fonte: Adaptado de SUMMERFIELD (1991).

Segundo o modelo proposto por Gilchrist & Summerfield (1994), os processos que estão relacionados com as margens passivas maduras elevadas envolvem a persistência do soerguimento da margem continental, com canais de baixo gradiente drenando as bacias interioranas e canais de elevado gradiente drenando as bacias costeiras que esculpem o grande escarpamento. Assim, pode-se dizer que o processo de denudação é mais agressivo no escarpamento voltado para vertente oceânica e, enquanto a porção continental perde massa, a porção oceânica adjacente sofre uma sobrecarga pela deposição de sedimentos. A partir disso, gera-se uma subsidência na vertente oceânica e um soerguimento isostático na vertente interiorana. Tal mecanismo é ainda impulsionado pela subsidência térmica oriunda do resfriamento da margem que se afasta da região do manto ascendente, ocorrendo uma rotação flexural na margem elevada (MARENT *et al.*, 2013). Os principais processos presentes neste modelo evolutivo estão sintetizados por Summerfield (1991) e representados na Figura 3.

Figura 3 - Esquema dos principais fatores tectônicos que controlam a evolução das margens passivas.



UT = soerguimento termal induzido
 UI = soerguimento isostático associado com a descarga denudacional
 ST = subsidência termal derivada
 SI = subsidência isostática associada com a carga sedimentar
 r = rotação da margem em função de UI e SI
 E = retração do escarpamento pelo processo denudacional
 S.I = nível do mar

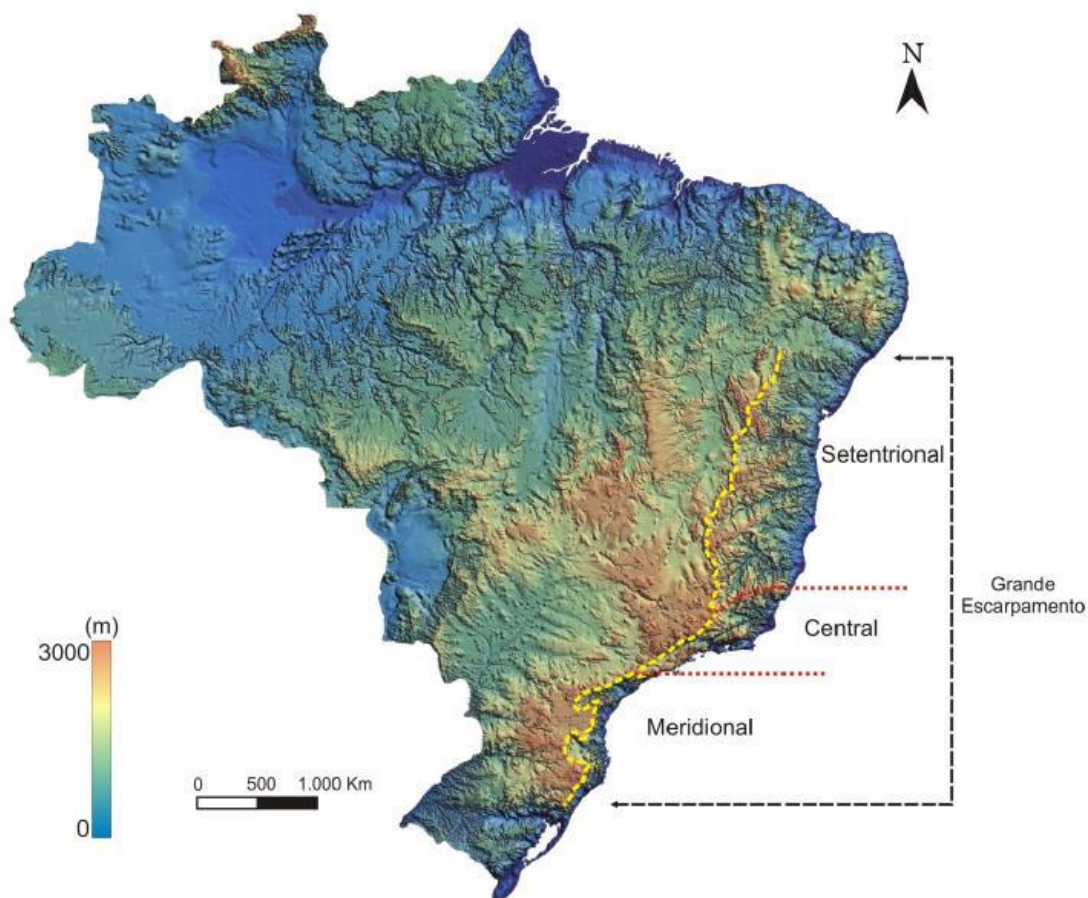
Fonte: Modificado de: SUMMERFIELD (1991).

Para esse modelo de evolução pressupõe-se que ocorra uma elevação da margem continental que continua na fase de margem passiva madura, com o soerguimento migrando em direção ao interior continental (MARENT *et al.*, 2013). Já que a denudação mais agressiva do escarpamento está relacionada ao seu recuo, as vertentes oceânicas apresentam declives acentuados. Este modelo pressupõe, portanto, dois componentes: o modelo de denudação do terreno e o modelo de isostasia flexural (GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1994).

Outro aspecto importante relacionado ao Grande Escarpamento é a organização da rede hidrográfica e como essa influencia no recuo da região serrana, e além disso como ela interfere e modifica o relevo. Segundo Summerfield (1991), áreas escarpadas podem evoluir a partir de alguns condicionantes ao longo da evolução geológica, como por exemplo: mudanças de nível de base; existência de heterogeneidade litoestrutural; e alterações na direção da drenagem.

No sudeste do Brasil, a origem dos escarpamentos está relacionada à tectônica distensional que afetou o Brasil Oriental durante o Mesozoico (ALMEIDA, 1976; ASMUS & FERRARI, 1978; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; RICCOMINI *et al.*, 2004; ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005), no processo de rifteamento que levou à abertura do Atlântico Sul, e envolve a reativação de antigas estruturas herdadas desde o Arqueano-Proterozoico (HASUI, 1990). Morfologicamente, o “Grande Escarpamento do Brasil Oriental” (MARENT & VALADÃO, 2015) pode ser dividido em três grandes áreas (Figura 4): (i) a porção setentrional, recuada a centenas de quilômetros da costa; (ii) a porção central, recuada de dezenas a centenas de quilômetros, apresentando também outra escarpa a leste, que flanqueia o oceano e separa uma planície costeira de baixa altitude do interior continental elevado; e (iii) a porção meridional, recuada de dezenas a centenas de quilômetros, com a escarpa adjacente diretamente ao oceano (MARENT, 2016).

Figura 4 - Compartimentação morfológica do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”.



Fonte: MARENT (2016).

Outro episódio tectônico marcante é representado pela reativação que ocorreu no período entre o Cretáceo Final e o Eoceno, com o desenvolvimento do chamado *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB; Ricominni, 1989). É uma depressão alongada, com pouco mais de 900 km de comprimento, localizada entre Tijuca do Sul (PR) e a área submersa defronte Macaé (RJ), incluindo diversas bacias sedimentares paleogênicas. Ao longo das suas bordas existe uma abundância de corpos de rochas alcalinas neocretáceas a paleogênicas. Zonas de cisalhamento neoproterozoicas de direção NE a EW, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, facilitaram a instalação e a deformação das bacias que compõem o RCSB (Ricominni *et al.*, 2004).

A pesquisa aqui apresentada está fundamentada nestas propostas de evolução das escarpas adjacentes a margens passivas e foi realizada em um trecho da Serra dos Órgãos, que constitui parte da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro, na porção Central do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”.

1.1- Hipótese do trabalho

Desse modo, considerando a evolução da escarpa adjacente a margem passiva e como esta afeta a configuração geomorfológica da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro, é considerada a hipótese de que essa evolução interfere diretamente e diferencialmente nos processos de dissecação do relevo e no arranjo da rede de drenagem das vertentes oceânica e interiorana.

1.2 - Justificativa

Este presente trabalho tem como justificativa demonstrar a importância da investigação de dinâmicas distintas das escarpas serranas, procurando subsidiar à compreensão da evolução atual do relevo na área de estudo.

2 - Objetivo

O objetivo que norteia esta pesquisa é caracterizar aspectos geológico-geomorfológicos das bordas escarpadas da Serra dos Órgãos (correspondendo a uma parte da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro), cuja borda oceânica apresenta rede de drenagem direcionada para a Baía da Guanabara e a borda interiorana apresenta drenagem voltada para o rio Paraíba do Sul.

Busca-se avaliar a influência de condicionantes litoestruturais e/ou tectônicos (estes ligados à evolução mesozoico-cenozoica) na configuração geomorfológica do escarpamento e como afetam o arranjo da rede de drenagem.

3 - Área de Estudo

A área de estudo está compreendida pelas cartas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000, de Petrópolis, Miguel Pereira, Itaipava e Cava (Figura 5), onde está presente o compartimento serrano (reconhecido pela denominação local de “Serra dos Órgãos”) e que está inserido no “Grande Escarpamento do Brasil Oriental” - Figura 6 e áreas rebaixadas adjacentes. Ressalta-se que nesta área são observadas feições morfológicas de serras escarpadas, isoladas e locais, colinas, morros e planícies fluviais e flúvio-marinhas (SILVA, 2002).

Figura 5 - Localização do trecho serrano da Serra dos Órgãos em estudo, indicado pelo polígono na cor vermelha e correspondente à articulação das cartas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000, de Cava, Petrópolis, Miguel Pereira e Itaipava.

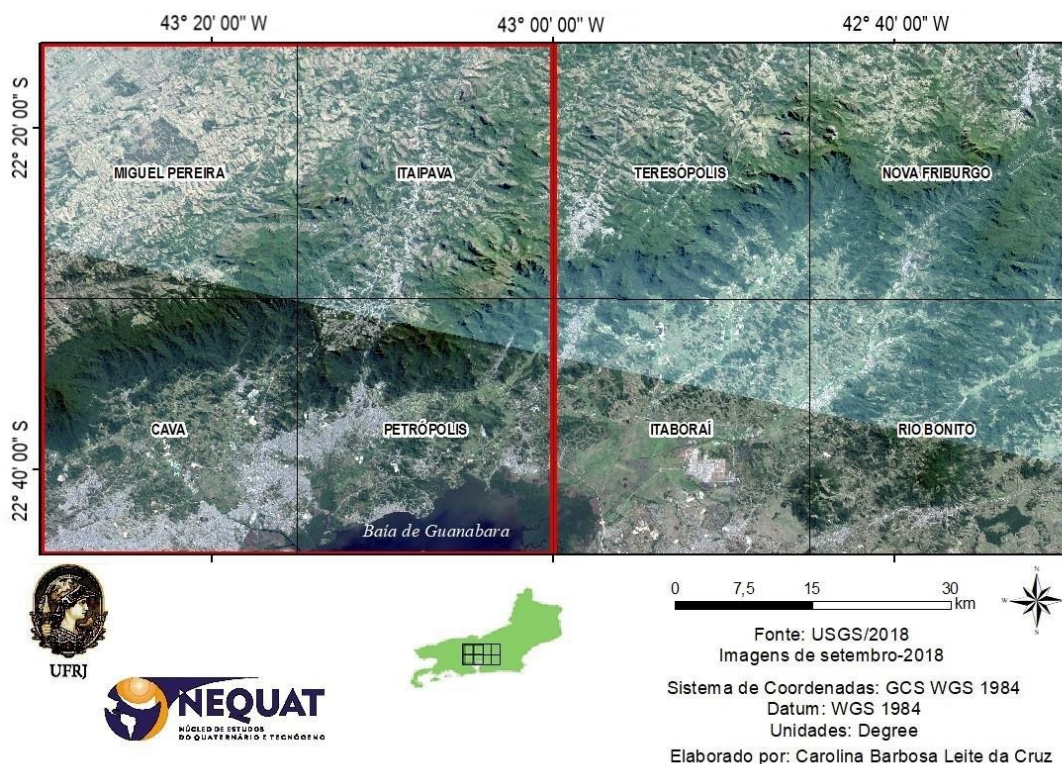
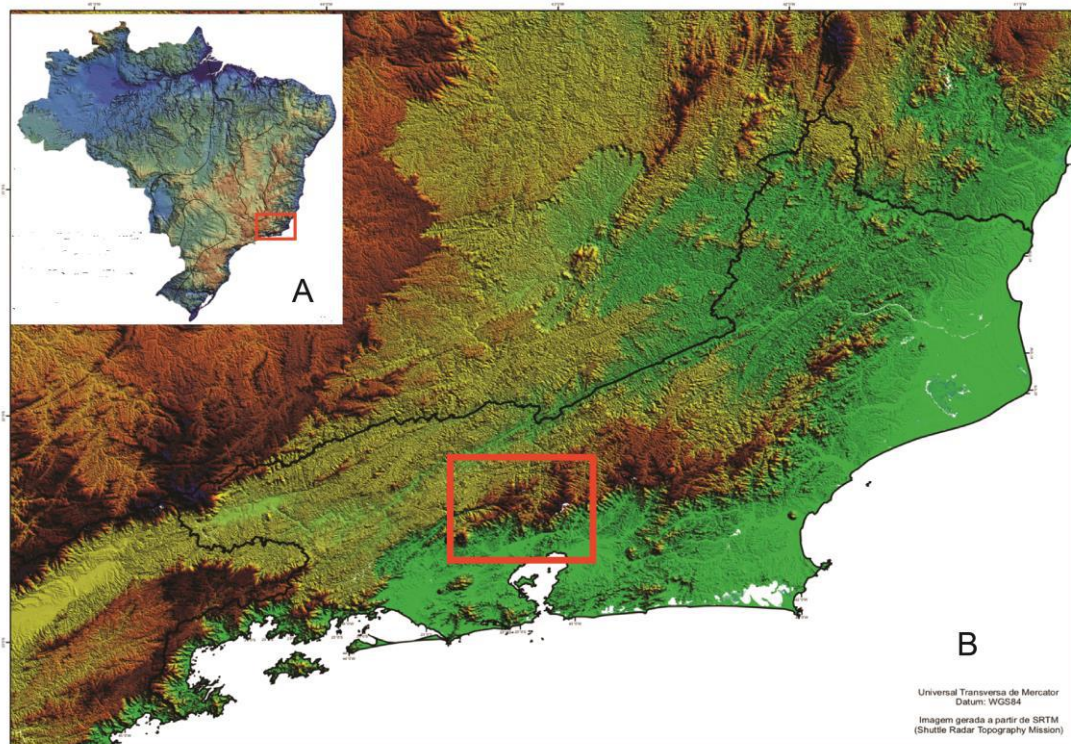


Figura 6 - A) Localização da área de estudo no contexto do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”, marcado pelo polígono na cor vermelha. **B)** Indicação da área de estudo no estado do Rio de Janeiro, assinalada pelo retângulo em vermelho



Fonte: A) Modificado Marent (2016). B) Modificado de figura cedida por Laura Delgado Mendes.

3.1 - Contexto Geológico

No que se diz respeito aos principais momentos da evolução geotectônica do Sudeste do Brasil, podem ser destacados três eventos marcantes (HEILBRON *et al.*, 2012): a Orogenia Brasileira, que resultou na formação da denominada “Faixa Ribeira” durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana, a qual estão relacionadas as rochas do embasamento cristalino, no período compreendido entre Neoproterozoico e o Cambriano (de 1 Ga a 450 Ma. aproximadamente); o processo de rifteamento e ruptura do Supercontinente Gondwana, com a abertura do Atlântico Sul e a formação das bacias marginais de Espírito Santo e Campos, datado do Cretáceo Inicial (em torno de 130 Ma.); e uma significativa reativação tectônica da margem continental sudeste no final do Cretáceo e início do Paleógeno (em torno de 70 a 45 Ma.), que resultou em um amplo arqueamento crustal inicial, sucedido pelos processos de rifteamento geradores das serras do Mar e da Mantiqueira e das bacias que compõem o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, com magmatismo alcalino associado (ALMEIDA,

1976; ASMUS & FERRARI, 1978; RICCOMINI, 1989; ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005; dentre outros).

A Faixa Ribeira é constituída por um sistema orogênico de direção NE-SW, estendendo-se por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, em consequência da colisão entre o Cráton São Francisco-Congo com a parte ocidental do Cráton Angola. Seu desenvolvimento ocorreu devido aos episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana durante o Neoproterozoico-Cambriano, com últimos estágios no Ordoviciano Inicial (HEILBRON *et al.*, 2008). A Faixa Ribeira pertence a um sistema orogênico maior, inserido na Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981).

Após um período de quiescência no Paleozoico, a região sudeste brasileira foi submetida, durante o Cretáceo Inicial a processos tectônico-magmáticos relacionados à quebra do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul (MILANI *et al.*, 2001).

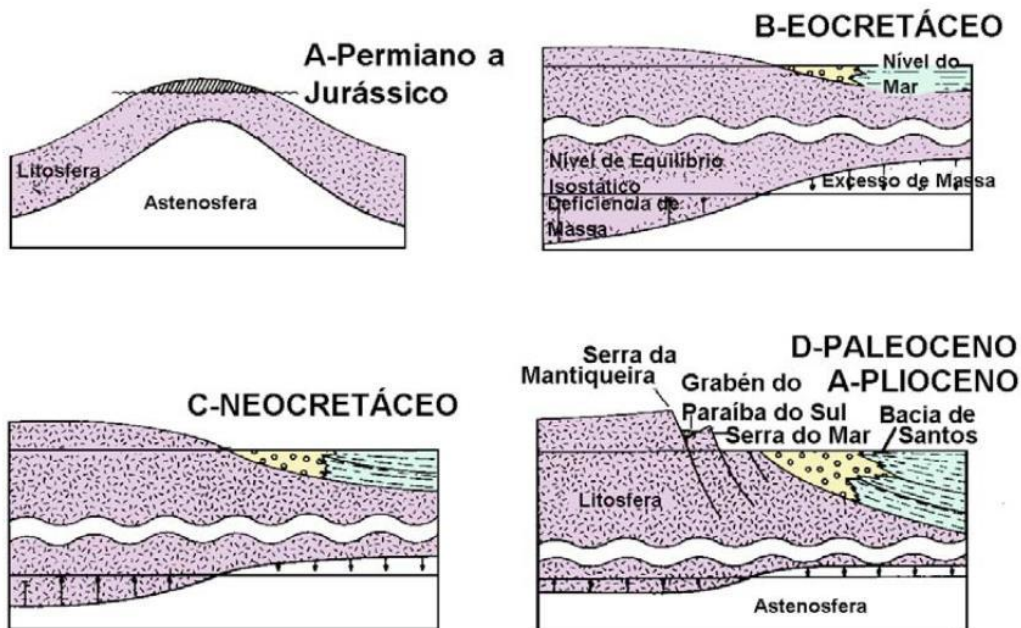
Segundo Chang *et al.* (1992), existem diferenças evolutivas entre as margens equatorial e leste do Brasil relacionadas à separação entre a América do Sul e África. A margem equatorial originou-se como resposta ao movimento direcional entre as placas Sul-americana e Africana; já a margem leste brasileira desenvolveu-se como uma margem passiva oriunda de uma distensão ortogonal. O principal evento de distensão da crosta teria ocorrido entre 130-120 Ma (Chang *et al.*, 1988). As bacias marginais, com espessura de sedimentos que variam entre 2,5 e 10 km, apresentam histórias de subsidência que são coerentes com os modelos de distensão litosférica e subsidência térmica (Mendes, 2013).

Segundo Asmus e Ferrari (1978), a margem sudeste é caracterizada pela ocorrência de estruturas que aparecem em uma estreita faixa emersa, com 50 a 100 km de largura, entre a borda leste da bacia do Paraná e o Oceano Atlântico, que se prolonga linearmente por cerca de 1000 km, desde do médio vale do rio Paraíba do Sul até a cidade de Florianópolis. Esses autores afirmam que tais estruturas são falhas normais, com rejeitos verticais em torno de 2000 a 3000 metros, que se originaram ao longo de antigas linhas de fraqueza do Pré-Cambriano, explicando as feições e eventos que se desenvolveram na margem continental do sudeste através de quatro estágios evolutivos (Figura 7): *pré-rift valley*, *rift valley*, proto-oceânico e oceânico. O estágio *pré-rift valley* ocorreu no Triássico-Jurássico e precede a ruptura da crosta continental, caracterizando-se por soerguimentos crustais, surgimento de bacias periféricas intracratônicas e sedimentação continental (ASMUS & FERRARI, 1978). O estágio *rift valley* ocorreu

no Eocretáceo e caracterizou-se pela ruptura da crosta continental, com a formação de bacias tectônicas estreitas, alongadas e profundas. Os estágios proto-ocêânico e oceânico ocorreram do Aptiano ao Recente, sendo marcados pelo processo de espalhamento do piso oceânico através do progressivo afastamento dos blocos continentais do Brasil e da África. Durante o estágio proto-ocêânico houve quiescência tectônica (nesse caso o principal evento foi a subsidência) e sedimentação evaporítica, enquanto durante o estágio oceânico movimentos verticais opostos (soerguimento e subsidência) e sedimentação marinha de plataforma rasa e costeira foram marcantes (ASMUS & FERRARI, 1978).

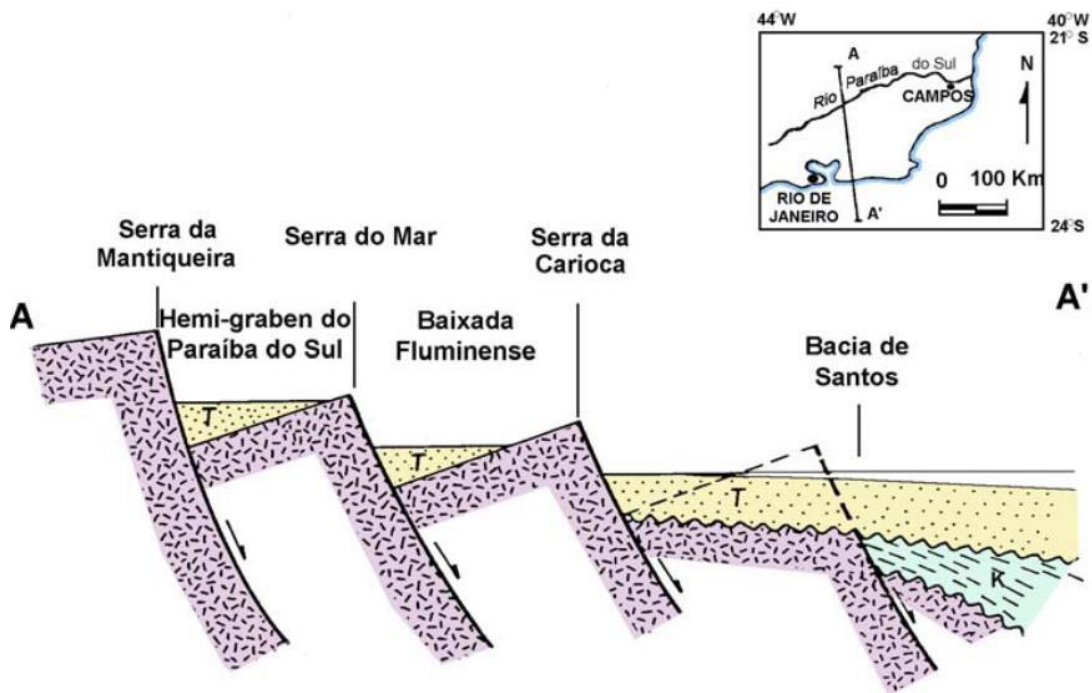
No Cretáceo Final, ocorreu um soerguimento por epirogênese que envolveu amplas regiões do embasamento da região da Serra do Mar e áreas adjacentes (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005) e, ao final desse soerguimento, foi formado um megaplano com altitudes estimadas entre 2000 e 3000 m, denominado Serra do Mar Cretácea (ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005). Nessa faixa soerguida, ocorreu um processo de denudação que acarretou no surgimento da Superfície de Aplainamento Japi, no sul e sudeste do Brasil (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). Esse estágio foi ainda marcado por eventos de falhamentos normais, abatimentos, vulcanismos e sedimentação continental. Os deslocamentos pela ação gravitacional ao longo de linhas de fraqueza, entre o Paleoceno e o Plioceno, favoreceram o basculamento de blocos crustais que estabeleceram os fundamentos estruturais da margem continental brasileira, como ressaltado por Asmus & Ferrari (1978), constituindo a configuração atual da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar (Figura 8).

Figura 7 - Modelo esquemático da evolução tectônica da margem continental do Sudeste do Brasil durante o Mesozoico-Cenozoico. A - Estágio pré-rift valley; B - Estágio rift valley; C - Estágio proto-oceânico; D - Estágio oceânico.



Fonte: Modificado de Asmus & Ferrari (1978)

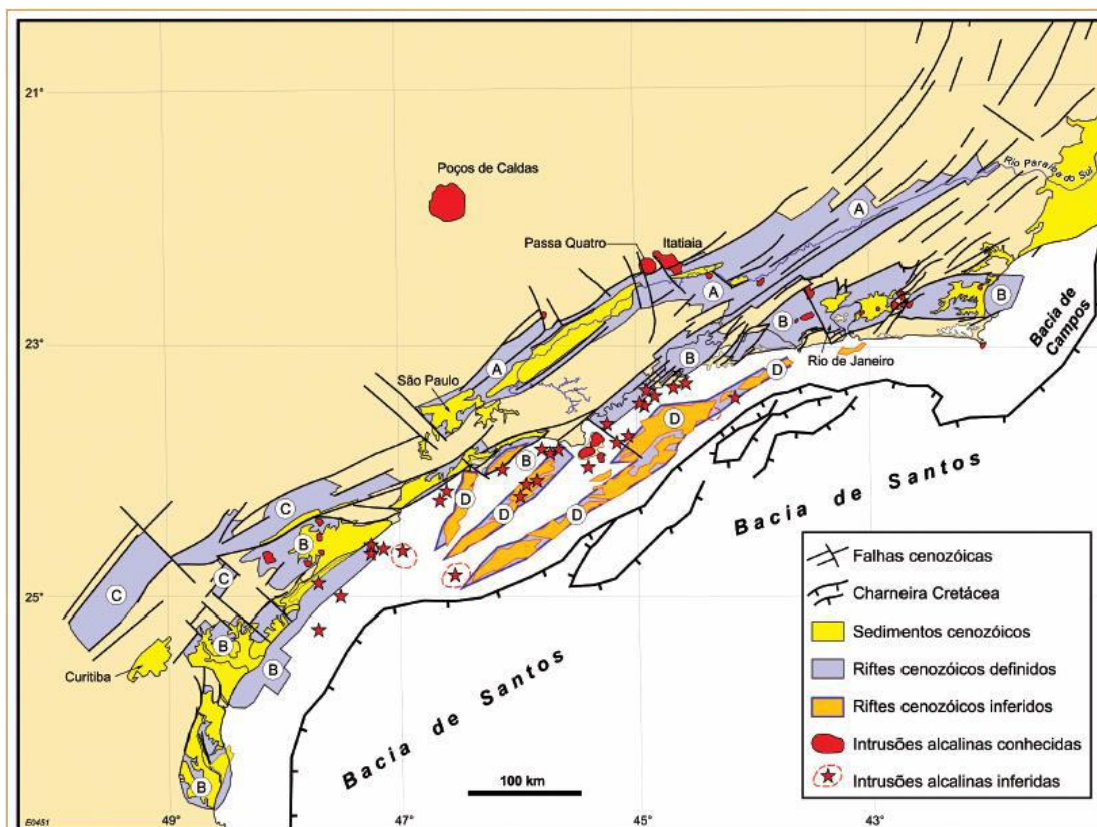
Figura 8 - Perfil geológico esquemático da Serra da Mantiqueira aos Maciços Litorâneos (A-A'). T- Terciário, K- Cretáceo.



Fonte: Modificado de Asmus & Ferrari (1978).

O desenvolvimento desses escarpamentos está associado ao importante episódio tectônico que se desenvolveu ao longo do Cretáceo Final e Eoceno e deu origem ao denominado Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) ou *Rift Continental do Sudeste do Brasil* (RICCOMINI, 1989) ou Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005) - Figura 9. Neste sistema de riftes há ocorrência de vales tectônicos complexos, com áreas de montanhas soerguidas derivadas de falhas geológicas e bacias sedimentares menores também de origem tectônica. Segundo Riccomini *et al.* (2004), esse sistema de riftes é considerado um dos aspectos topográficos e estruturais mais notáveis da margem atlântica das Américas, resultado de expressivos movimentos verticais opostos entre a Bacia de Santos e área continental vizinha. Morfologicamente, apresenta-se como uma faixa estreita e deprimida, alongada segunda a direção ENE-WSW, que segue a linha da costa atual por aproximadamente 900 km, alcançando o Oceano Atlântico em suas terminações sudoeste e nordeste (RICCOMINI *et al.*, 2004).

Figura 9 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira e (D) Marítimo, de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.



Fonte: Zalán & Oliveira (2005).

3.1.1 - Unidades Geológicas e Principais Estruturas Tectônicas na Área de Estudo

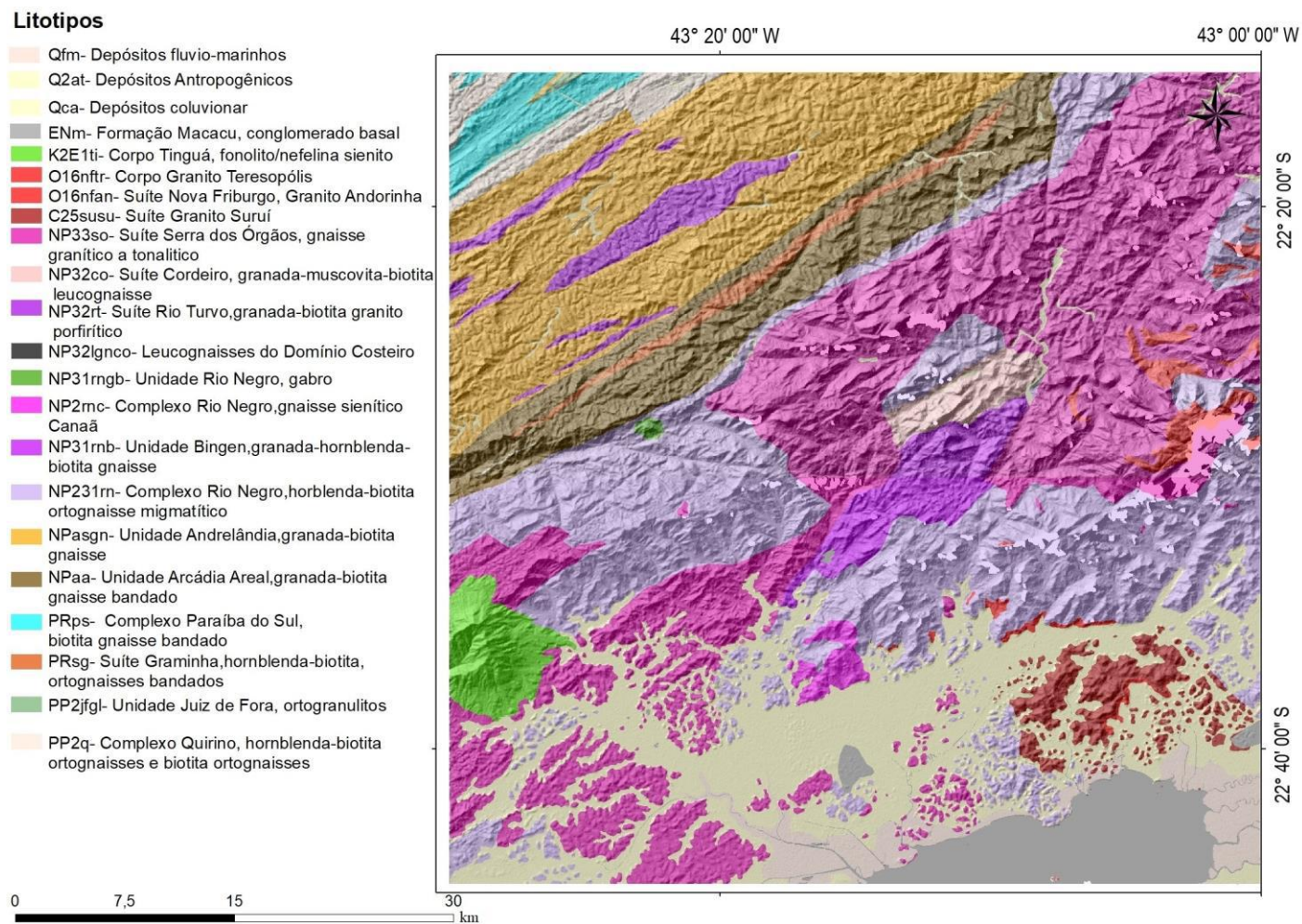
Os eventos tectônicos que ocorreram do Neoproterozoico ao Paleógeno propiciaram um conjunto de unidades litológicas bem diversas. De acordo com os dados disponibilizados pelo projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (Figura 10) e a descrição dada em Valladares *et al.* (2012a; 2012b), observa-se que as unidades geológicas da área de estudo compreendem as unidades litoestratigráficas relacionadas à Faixa Ribeira, unidades relacionadas ao magmatismo pré-colisional, sin-colisional e tardi a pós-colisional do Arco Magmático Rio Negro, unidades associadas ao magmatismo neocretáceo/eocenoico, unidades relacionadas ao Gráben da Guanabara e unidades quaternárias.

Segundo a subdivisão estratigráfica adotada para o segmento central da Faixa Ribeira proposta por Tupinambá *et al.* (2007), tais unidades são pertencentes ao Terreno Paraíba do Sul, Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora e Terreno Oriental/Domínio Costeiro.

As unidades que estão compreendidas no Terreno Paraíba do Sul são: Complexo Quirino e o Complexo Paraíba do Sul. O Complexo Quirino apresenta hornblenda-biotita gnaiss migmatítico e biotita-gnaiss migmatítico, com enclaves de rochas básicas; já o Complexo Paraíba do Sul é composto por biotita gnaiss bandado, com intercalações de silimanita-granada-muscovita-biotita xisto e rochas calcissilicáticas.

No Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora estão compreendidas a Suíte Graminha e a Megassequência Andrelândia. A Suíte Graminha é caracterizada por hornblenda granito porfiroide foliado com enclaves de rochas básicas e por biotita granito foliado. A Megassequência Andrelândia é dividida em Unidade Arcádia-Areal, caracterizada por granada-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, e Unidade Andrelândia, caracterizada por granada-biotita gnaiss bandado com intercalações de silimanita-granada-biotita gnaiss, quartzito, anfibolito e rochas calcissilicáticas.

Figura 10 - Mapa geológico da área de estudo realçado sobre MDE.



Fonte: PRONAGEO CPRM/UERJ (2012).

As unidades que compreendem o Terreno Oriental/Domínio Costeiro estão relacionadas com o Arco Magmático Rio Negro.

As unidades relacionadas ao magmatismo pré-colisional do Arco Magmático Rio Negro são: Unidade Rio Negro - caracterizada por complexos gabroicos; Complexo Rio Negro - caracterizado por hornblenda-biotita gnaisse migmatítico tonalítico a granítico; Unidade Bingen - caracterizada por granitoides homogêneos; e pela Suíte Canaã - caracterizada por gnaisses sieníticos a nefelina.

As unidades relacionadas ao magmatismo sin-colisional do Arco Magmático Rio Negro são: Suíte Cordeiro - caracterizada por granada-muscovita granito leucocrático, foliado e homogêneo e por leucognaisses do Domínio Costeiro; Suíte Rio Turvo - caracterizada por granada-biotita granito porfirítico foliado a granada leucogranito foliado com enclaves de rochas metassedimentares; e Suíte Serra dos Órgãos, composta por granada-hornblenda-biotita gnaisse granítico a granodiorítico.

As unidades relacionadas ao magmatismo tardi- a pós-colisional do Arco magmático Rio Negro são: Suíte Nova Friburgo, dividida em Corpo Andorinha (biotita granito por vezes porfirítico) e Corpo Teresópolis (granito porfirítico, leucogranito equigranular); e Suíte Suruí, composta por granito porfiroide a biotita, levemente foliado.

O Complexo Alcalino do Tinguá representa, na área, as unidades associadas ao magmatismo neocretáceo/eocenoico, sendo caracterizado por fonolito, nefelina-sienito, sienito, foyaíto, traquito e tinguáito (variedade hipoabissal de fonolito).

No que diz respeito às unidades litoestratigráficas do Gráben da Guanabara, é encontrada na área de estudo a Formação Macacu, composta por lamitos e arenitos lamosos, com seixos e fragmentos menores de quartzo e feldspato, com proporções subordinadas de conglomerados clasto e matriz-suportados e arenitos feldspáticos conglomeráticos, interpretados por Ferrari (2001) como depósitos de leques aluviais e fluviais.

As unidades quaternárias são compostas por depósitos flúvio-marinhos, depósitos colúvio-aluvionares e, ainda, por depósitos antropogênicos.

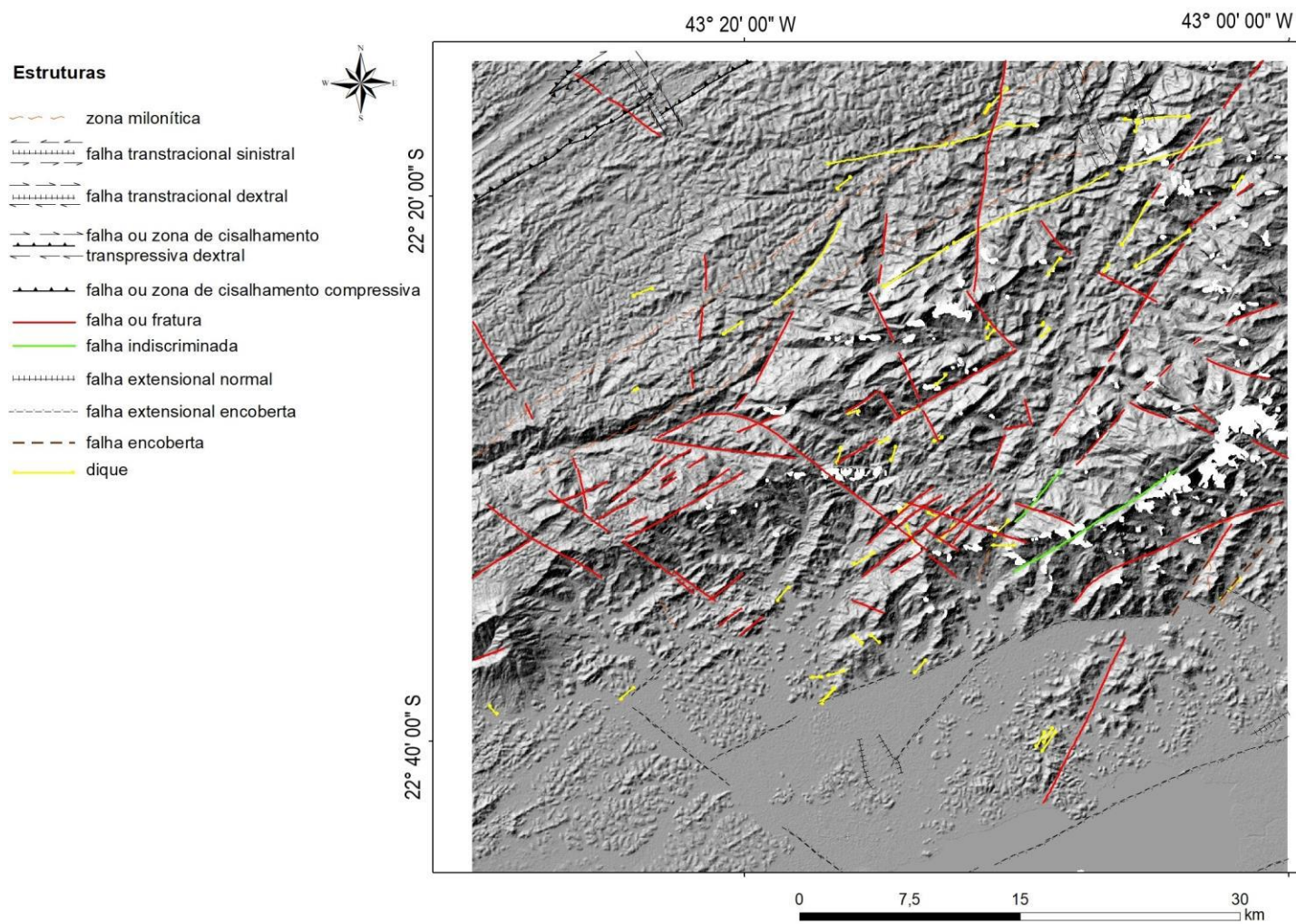
Quanto às estruturas tectônicas, de acordo com os dados disponibilizados pelo projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (Figura 11), observa-se a presença de zonas miloníticas, falhas transtracionais dextrais e sinistrais, falhas ou zonas de cisalhamento transpressivas dextrais, falhas ou zonas de cisalhamento compressivas, falhas normais,

falhas extensionais, falhas indiscriminadas, falhas encobertas fraturas e diques. As falhas e juntas/diáclases em sua grande maioria estão orientadas na direção NE-SW, com a ocorrência de diques toleíticos mesozoicos de mesma orientação principal.

Ferrari (2001), ao abordar a origem e a evolução do Gráben da Guanabara e a sua associação com as paleotensões locais e regionais, destacou a importância do soerguimento do Neocretáceo como possível desencadeador da formação do sistema de riftes no Paleoceno. Tais paleotensões atuaram na implantação de um binário sinistral E-W que controlou o magmatismo e a formação do Gráben da Guanabara, influenciados pelo soerguimento que o precedeu, associado a anomalias do manto.

Mendes (2013), através da termocronologia (U- Th)/He aplicada em amostras de apatita, identificou importantes pulsos de resfriamento rápido durante o Paleógeno (65-60 Ma, 62-59 Ma e 65 Ma), o que corrobora com a fase de reativação tectônica que promoveu a formação do Gráben da Guanabara. Outras amostras estudadas por Mendes (2013) forneceram idades mais jovens (49,7 Ma e 43,5 Ma), que correspondem ao Eoceno, podendo ser associadas à reativação tectônica que resultou na movimentação vertical diferencial de blocos e no magmatismo ultrabásico alcalino (ankaramitos) durante o Paleógeno.

Figura 11 - Mapa das estruturas tectônicas na área de estudo realçado sobre MDE.



Fonte: PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012).

Ferrari (2001) identificou a atuação de campos de paleotensões distintos entre o Cretáceo Final e o Holoceno, referentes a quatro eventos deformacionais rúpteis. O primeiro evento foi caracterizado por uma transcorrência sinistral, com atuação do Campaniano ao Eoceno inicial, definida por um eixo de tensão máxima (σ_1) horizontal posicionado na direção NE-SW. Esse campo de esforços controlou a implantação do Gráben da Guanabara a partir da geração da Bacia de São José do Itaboraí, a intrusão de corpos alcalinos e de diques a eles associados e o hidrotermalismo tardio representado pelas brechas tectônicas silicificadas. O segundo evento foi caracterizado por uma extensão NW-SE, que atuou do Eoceno inicial ao Oligoceno final e controlou a implantação e evolução tectonossedimentar da Bacia do Macacu. O terceiro evento foi marcado por uma distensão NE-SW associada a uma transcorrência dextral (com eixo de tensão máxima horizontal posicionado na direção NW-SE), com provável atuação no Pleistoceno, deformando os corpos alcalinos e o preenchimento sedimentar do gráben. O quarto evento foi marcado por uma distensão E-W, de idade holocênica, responsável pela segmentação dos depósitos da Bacia do Macacu.

Mendes *et al.* (2007) destacaram aspectos morfotectônicos no extremo norte do município de Petrópolis, área que está dentro do presente estudo, identificando quatro compartimentos delimitados por estruturas NE-SW, N-S e E-W. E que também possuem escalonamento tanto paralelo ao vale principal, NE-SW, no alto e médio curso, quanto perpendicular, controlado por direções NW e E-W. Esses autores reconheceram que as principais zonas de dissecação atual da paisagem possuem direções preferenciais NW-SE.

Hartwig & Riccomini (2009), ao estudarem o padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e a sua relação com a tectônica mesozoico-cenozoica do sudeste do Brasil, indicaram provável vigência de cinco fases tectônicas de deformação, desde o Neoproterozoico-Cambriano até o Recente. A primeira fase foi marcada por uma transcorrência sinistral com binário E-W e idade neoproterozoica-cambriana. A segunda fase e a terceira fases foram marcadas por transcorrência sinistral de idade eocretácea e neocretácea-paleocena, respectivamente, onde esses regimes foram responsáveis pela colocação do enxame de diques básicos na porção centro ocidental do Estado do Rio de Janeiro. A quarta fase foi marcada por uma distensão de direção NW-SE, de idade eocena, e foi considerada geradora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), a qual foi associado o predomínio de estruturas rúpteis de orientação NE-SW. A quinta fase foi marcada por uma compressão E-W, de idade holocênica. Estruturas de

orientação NW-SE foram relacionadas ao evento de transcorrência dextral E-W reconhecido por Ferrari (2001), sendo associado a uma retomada dos eventos erosivos, com desenvolvimento de drenagens ao longo de lineamentos de direção NW-SE.

Silva & Mello (2011), ao abordarem as reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, ao norte da área investigada no presente estudo, analisaram as relações entre diferentes padrões de fraturamento e as unidades geológicas, reconhecendo três fases neotectônicas correlacionáveis aos eventos descritos para o Sudeste do Brasil. A primeira fase foi marcada por uma transcorrência sinistral E-W, de idade miocênica, sendo as estruturas relacionadas a esta fase tectônica, em sua maioria, falhas normais NE-SW e normais dextrais NNE-SSW. A segunda fase foi marcada por uma transcorrência dextral E-W, datada do limite Pleistoceno-Holoceno, sendo as estruturas relacionadas, em sua maioria, falhas normais NW-SE e falhas normais dextrais NE-SW e NW-SE. Este evento foi correlacionado ao proposto por Ferrari (2001) para o Gráben da Guanabara. A terceira fase marcada por um regime distensivo NW-SE, de idade holocênica, sendo as estruturas pertencentes a essa fase falhas normais de direção NE-SW, que afetam desde o embasamento alterado até os sedimentos alúvio-colúviais holocênicos.

3.2 - Contexto Geomorfológico

Silva (2002) apresentou uma compartimentação do relevo do Estado do Rio de Janeiro levando em consideração a amplitude altimétrica. Segundo esse mapeamento geomorfológico, a área abrange parte de dois grandes domínios morfoestruturais: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozoicas.

De acordo com Silva (2002), as regiões morfoestruturais presentes no Domínio do Planalto Atlântico correspondem a: a) Planaltos e Escarpas da Serra da Mantiqueira; b) Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos; c) Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina e d) Planalto e Escarpas do Norte Fluminense. As regiões morfoestruturais presentes no Domínio das Depressões Tectônicas Cenozoicas são: a) Depressão Interplanáltica do Médio Paraíba do Sul; b) Região do *Rift* da Guanabara; c) Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé; d) Colinas e Morros do Leste Fluminense; e e) Tabuleiros Costeiros (Figura 12A).

A área de estudo está inserida nas regiões do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos, do *Rift* da Guanabara e da Depressão Interplanáltica do Médio Paraíba do Sul (Figura 12A e B).

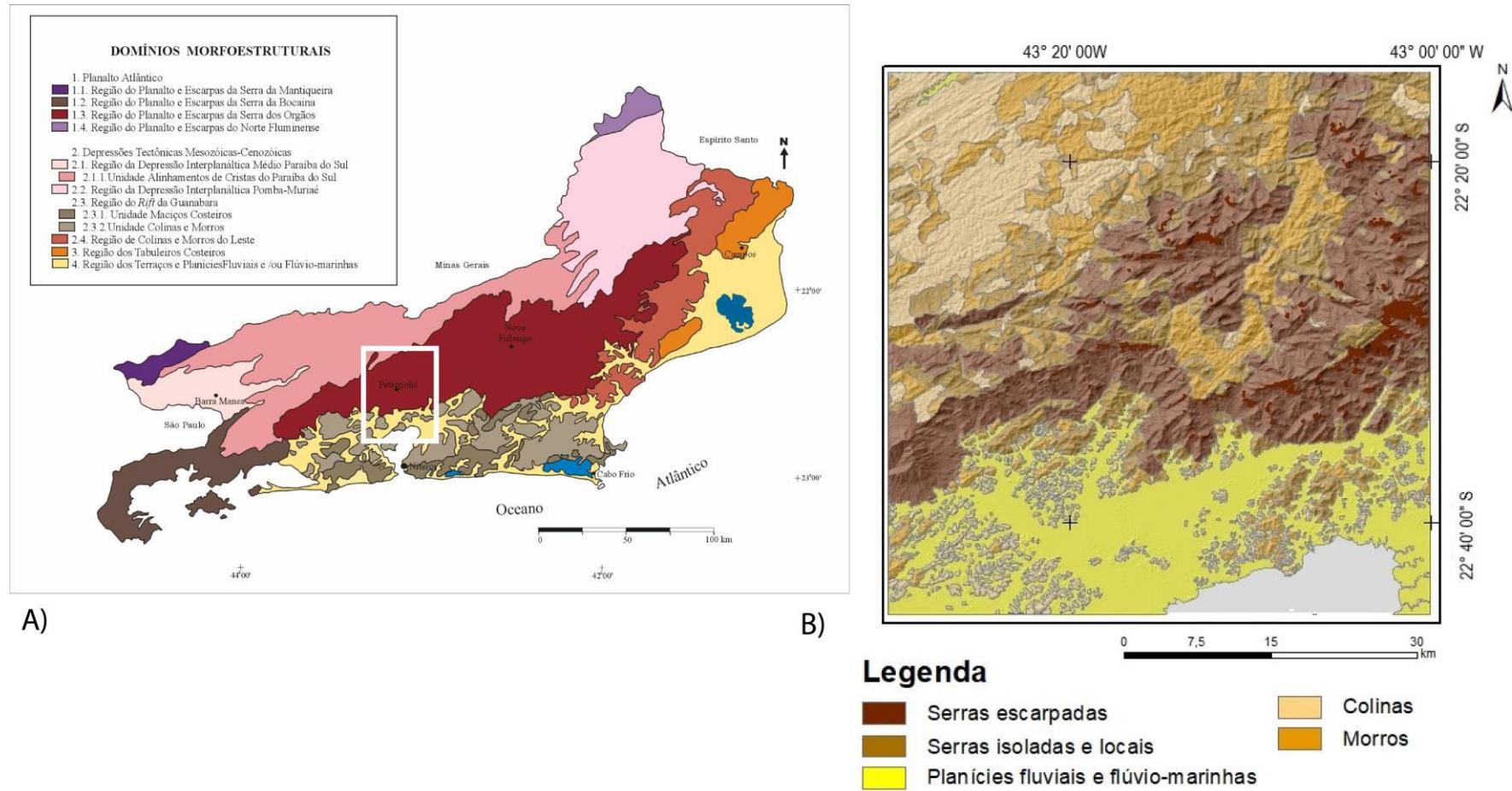
A Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos apresenta relevo de serras escarpadas, serras isoladas e locais.

A Região da Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul é caracterizada, na área, pela Unidade Alinhamento de Cristas do Paraíba do Sul, com relevo de colinas e morros.

A Região do *Rift* da Guanabara, na área de estudo, apresenta as seguintes unidades geomorfológicas: a) Maciços Costeiros, representados por um conjunto de feições de serras escarpadas e serras locais e/ou reafeiçoadas de orientação geral E-W, com inflexões para NE-SW; e b) Depressão da Baía de Guanabara, com relevo de colinas de altitudes de 40 a 150 m, características das baixadas do Rio de Janeiro, acompanhando a orientação regional NE-SW.

Terraços e planícies fluviais estão distribuídos descontinuamente ao longo das principais bacias de drenagem. As planícies flúvio-marinhas ocupam grande parte da região *Rift* da Guanabara, em meio às colinas, morros e maciços litorâneos.

Figura 12 - A) Mapa dos domínios morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro. **B)** Mapa geomorfológico da área de estudo.



Fonte: **A)** SILVA (2002). **B)** Extraído de SILVA (2002).

4 - Materiais e Métodos

Para a realização da presente pesquisa foram utilizados como principais materiais: Modelo Digital de Elevação (MDE), derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM; cartas topográficas digitais do IBGE em escala 1:50.000 (Miguel Pereira, Itaipava, Petrópolis e Cava); e *shapefiles* dos mapeamentos geológicos disponibilizados pelo projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ.

Foram confeccionados **perfis de relevo em varredura**, que tiveram como principal objetivo analisar o comportamento dos blocos de relevo nas vertentes oceânica e interiorana; **perfis topográficos de relevo**, com o objetivo de analisar a relação da topografia com as unidades litoestratigráficas; e **perfis longitudinais aos canais fluviais**, que buscaram avaliar o processo de dissecação do relevo. Foi realizado ainda o **reconhecimento e espacialização dos níveis de base locais**

A fim de avaliar a influência dos condicionantes litoestruturais e/ou tectônicos na evolução do relevo na área estudada, foi efetuado o pareamento das informações topográficas com informações geológicas (litologias e estruturas).

4.1 - Modelos Digitais de Elevação e Produtos Derivados

Para a elaboração dos perfis de relevo e confecção dos mapas de geomorfologia, geológico, altimetria e estrutural utilizou-se Modelo Digital de Elevação (MDE) confeccionado a partir dos dados do STRM e que estão disponibilizados no site USGS *Earth Explore* (Serviço Geológico dos Estados Unidos). O MDE foi tratado no *software* ArcGis 10.5 através de uma ferramenta do *ArcToolbox* chamada *Hillshade*, com o intuito de gerar um relevo sombreado.

4.2 - Compartimentação Geomorfológica

As informações referentes à compartimentação geomorfológica são de autoria de Silva (2002) e os *layers* foram obtidos a partir de consulta ao projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ, sendo, posteriormente, tratados no *software* ArcGis 10.5. Após os dados serem organizados foi possível se obter um panorama das principais morfologias que caracterizam a área de estudo, sendo elas: serras escarpadas, serras isoladas e locais, colinas, morros e planícies fluvias e flúvio-marinhas.

4.3 - Confeção de perfis de relevo em varredura

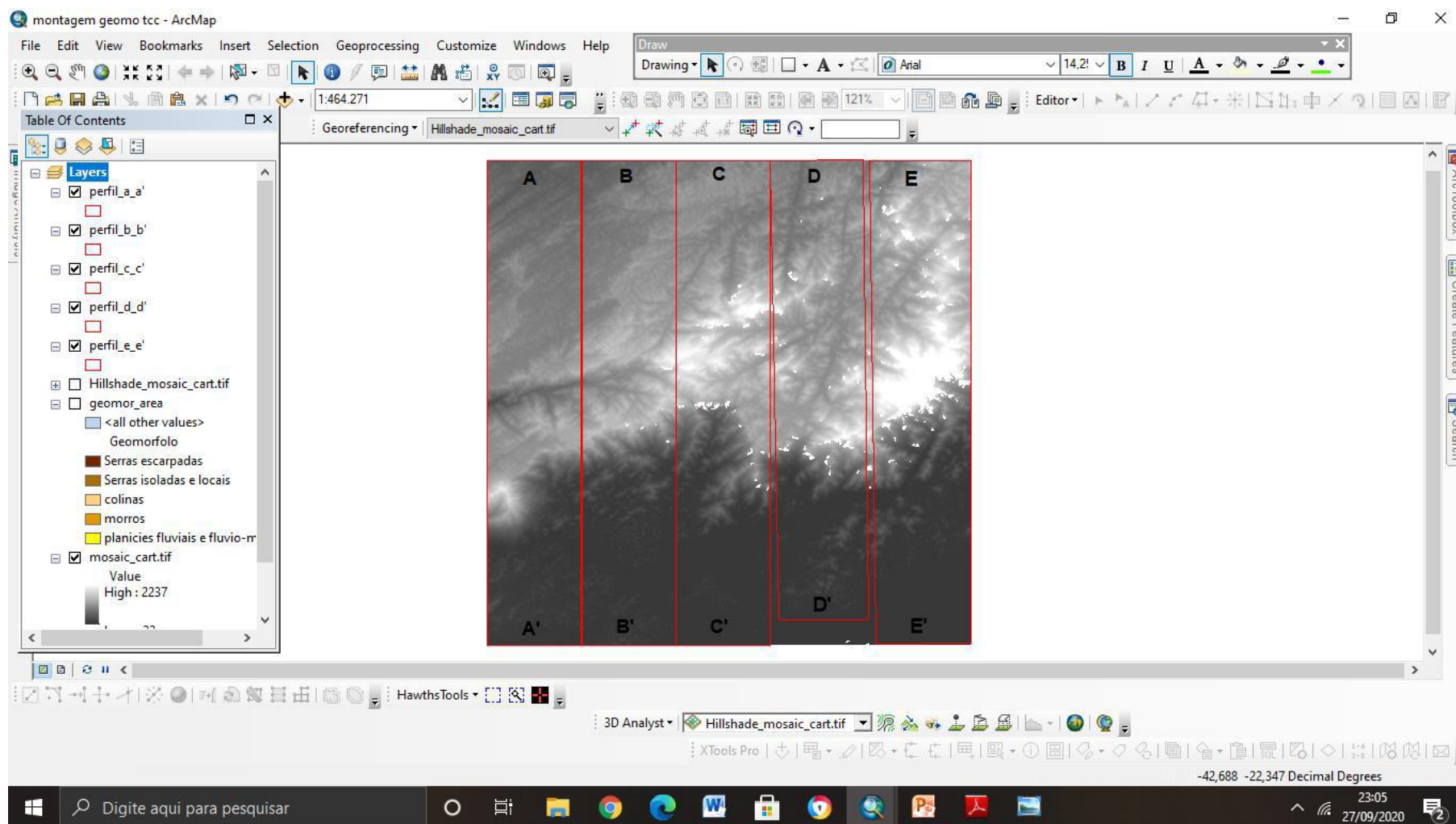
O perfil de relevo em varredura é uma técnica cartográfica muito utilizada nas pesquisas de Geomorfologia Tectônica. Foi proposta por Meis *et al.* (1982) e automatizada por Silva & Silva (2018). Refere-se a um gráfico em pontos confeccionado para representar os valores de altitudes (eixo Z) e de comprimentos (eixo X) e largura (eixo Y) variáveis, sendo gerado a partir de informações de altitude e distância existentes em uma base cartográfica. À vista disso, esse perfil possibilita a visualização e interpretação de blocos tectônicos, já que vai apresentar o conjunto de pontos que representam altos e baixos topográficos da área estudada e, desse modo, demonstrar o comportamento das variações da altitude de blocos do relevo, possibilitando também a identificação de inclinações dos blocos topográficos (MEIS *et al.*, 1982).

Essa etapa foi realizada seguindo a proposta apresentada por Silva & Silva (2018).

Para a sua execução foi obtido no site do USGS *Earth Explore* (Serviço Geológico dos Estados Unidos) o Modelo Digital de Elevação (MDE) a partir dos dados do STRM. Posteriormente, iniciou-se a organização dos dados no *software ArcGis 10.5*, optando-se por criar cinco polígonos de orientação norte-sul (A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E') – Figura 13, com o intuito de mostrar a maior variação morfológica da área, além de cobrir toda as quatro cartas topográficas. utilizadas.

Foram criados cinco novos *shapefiles* em formato de polígonos que possibilitaram a criação dos cinco perfis, apresentando largura correspondente no terreno a 10 km e com uma distância de 55 km. Esses *shapefiles* foram georreferenciados em SIRGAS 2000 UTM Zona 23S.

Figura 13- MDE correspondente à área em estudo com a localização dos polígonos delimitados.



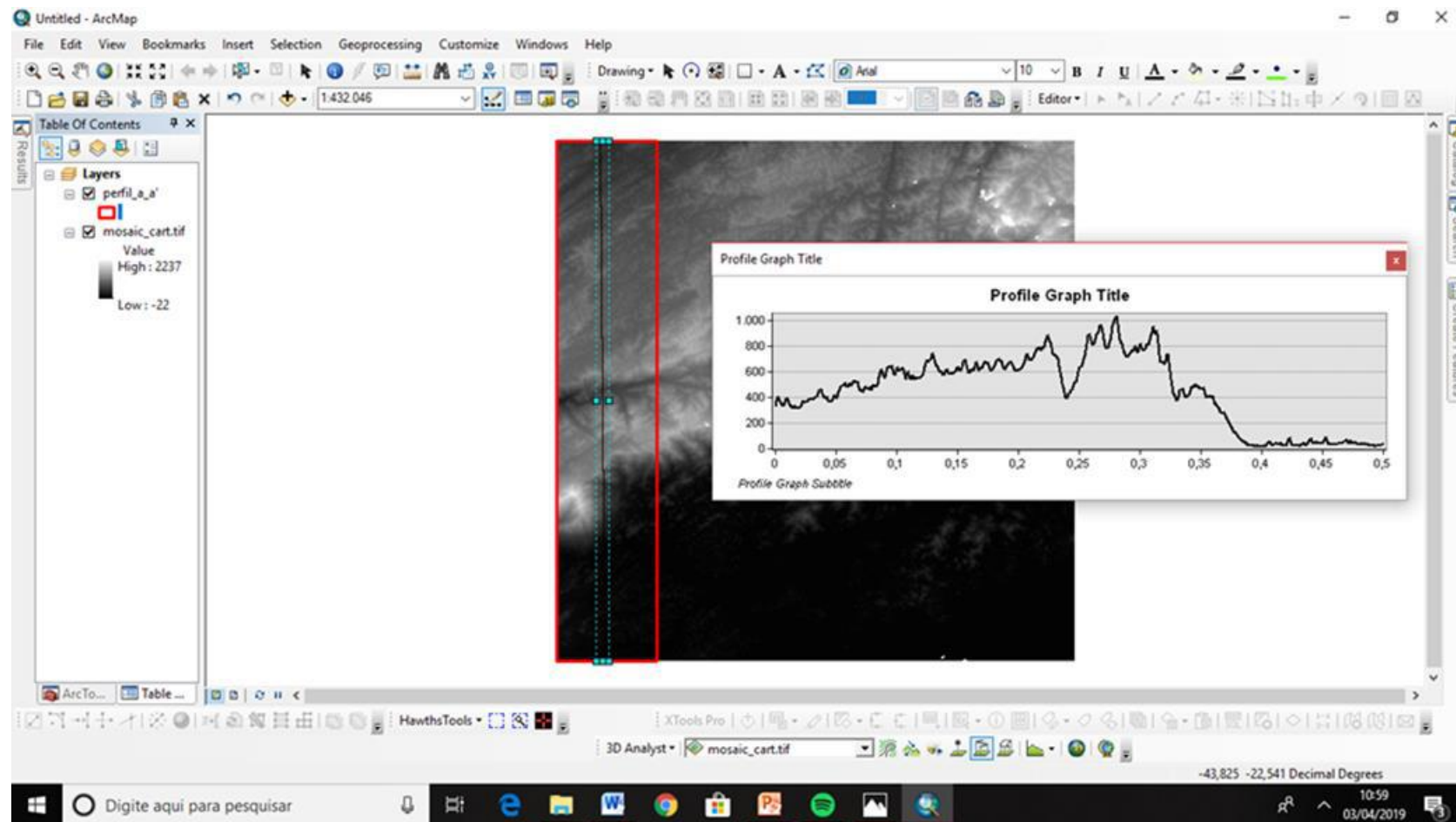
Em seguida, recortou-se o MDE de acordo com os polígonos para a aplicação do método automático de criação do perfil de relevo proposto por Silva e Silva (2018). Esse método consiste na utilização de duas ferramentas de extensão no *ArcGis*: o *TopoMap 1.0* e *Hawths Tools*. O *TopoMap 1.0* é utilizado com o intuito de obter os pontos cotados de forma rápida. O MDE foi submetido primeiramente ao comando “*Delimitar as bases hidrológicas dos morros*”, que cria um raster de direção de escoamento com base no MDE invertido. O segundo passo foi a delimitação dos pontos cotados através do comando “*Delimitar os pontos cotados*”. No passo seguinte, utiliza-se o *Hawths Tools* que possibilita a criação de um *grid*, gerando uma tabela de dados referentes aos eixos X, Y e Z. Tais dados são referentes à latitude, longitude e altitude dos valores de topos das elevações detectados pelo *TopoMap 1.0*.

Para finalizar essa etapa automática foi necessário exportar os dados gerados no *ArcGis 10.5* para o programa *Excel* em formato de tabela. No *Excel* os dados referentes à altitude (Z), longitude (Y) e latitude (X) foram utilizados para a elaboração de um gráfico de dispersão, gerando os perfis em varredura bidimensional. Vale ressaltar que se optou deixar os dados em metros, para não ter problemas de conversão e para dar mais celeridade ao processo. Para se obter uma visualização complementar, foram aplicados os dados presentes na tabela em outro programa chamado *Surfer*, que possibilitou a visualização tridimensional do perfil em varredura

4.4 - Confecção de perfis topográficos e longitudinais aos canais fluviais

Para a confecção dos perfis topográficos utilizou-se o MDE da área de estudo e, através da ferramenta *3D Analyst* do *ArGis 10.5*, foi possível traçar uma linha no meio de cada um dos cinco polígonos criados para gerar o perfil topográfico (Figura 14). O eixo X corresponde à altitude em metros e o eixo Y corresponde ao comprimento em quilômetros.

Figura 14 - Exemplo da execução do perfil topográfico A-A': a linha em preto corresponde ao eixo do polígono representativo do perfil em varredura A-A', também apresentado na figura.



O perfil longitudinal de canais fluviais representa um elemento muito importante para estudos em Geomorfologia. Segundo Laure (2008), esse perfil contribui para a compreensão da configuração do sistema fluvial, pois é resultado da interação entre a incisão fluvial, a litologia e as variações no nível de base. Dessa maneira, o perfil longitudinal indica influências geológicas, tectônicas e de mudanças de nível de base, além de influenciar nos processos fluviais de erosão e deposição (RICHARDS, 1982).

Segundo Souza *et al.* (2017), a litoestrutura do substrato geológico irá condicionar a direção e, também, a conformação dos perfis longitudinais dos canais fluviais, promovendo a erosão diferencial do relevo. E isto leva à formação de níveis de base locais que são denominados *knickpoints* e definidos como desníveis topográficos ao longo do perfil longitudinal de um rio, causando forte influência nos processos de erosão e sedimentação nas bacias fluviais (EIRADO SILVA *et al.*, 1993).

Para a elaboração dos perfis longitudinais de canais fluviais, primeiro obteve-se os *shapefiles* fornecidos pelo site do IBGE referentes à rede de drenagem e as curvas de nível da área estudo. Ao analisar essas informações e realizar a hierarquização da rede de drenagem no *software ArcGis 10.5*, optou-se por escolher três rios de maior comprimento voltados para vertente interiorana e outros três rios voltados pra vertente oceânica. Os seis rios selecionados foram: rio Saco, rio Fagundes, rio Piabanha (vertente interiorana); e rio Iguazu, rio Estrela e rio Santo Antônio (vertente oceânica).

Para a confecção desses perfis longitudinais utilizou-se uma ferramenta de extensão chamada *Xtools Pro*, que possibilita correlacionar os arquivos vetoriais da hidrografia com as curvas de nível. A partir dessa correlação é possível gerar os valores das cotas e das distâncias em metros entre cada cota, sendo esses valores exportados para o *Excel*. E, assim, tais valores são aplicados em um gráfico de dispersão, onde o eixo X corresponde aos valores referentes à distância e o eixo Y corresponde aos valores de altitude de cada cota.

4.5 - Reconhecimento e espacialização dos níveis de base locais (*knickpoints*)

Para a execução dessa etapa foi também utilizado o modelo digital de elevação (MDE). A organização das informações foi efetuada no *software ArcGis 10.5*, através da utilização da ferramenta *knickpoints*, instalada no *ArcToolbox*, o que possibilitou que fossem identificados e gerados automaticamente os *knickpoints*. Para finalizar, adicionou-se o *shapefile* referente aos seis rios selecionados, com o intuito de analisar a

relação entre os perfis longitudinais de canais com a espacialização dos *knickpoints* na área de estudo.

4.6 - Pareamento de informações geológicas

Para a realização do pareamento das informações geológicas (litologias e estruturas), foram considerados os dados produzidos pelo projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ, sendo utilizados os *softwares ArcGis 10.5* e *Excel*.

Primeiramente, os *shapefiles* referentes às litologias reconhecidas para as folhas Três Rios e Baía de Guanabara (escala 1:100.000) foram organizados no *Arcgis 10.5*, sendo unidos em um só arquivo através das ferramentas *union* e *merge* do *ArcToolbox*. Após esse procedimento foi realizado o recorte referente à área de estudo, para que se pudesse correlacionar às informações litológicas com a topografia através de duas etapas: a) a primeira consistiu em marcar cada perfil como uma linha, pela função *3D Analyst*, gerando um gráfico e exportando seus dados para o *Excel*; b) a segunda etapa consistiu em criar um *shapefile* em formato de linha, traçando-o exatamente sobre a linha do perfil e, em seguida, com o auxílio de uma ferramenta do *Geoprocessing* chamada *intersect*, realizou-se uma intersecção desse perfil com os dados presentes no *shapefile* referente às unidades litoestratigráficas e, por fim, iniciou-se a edição desse *shapefile* gerado, selecionando todos os seus itens presentes na tabela de atributos. Após estas etapas, para finalizar o processo, foi realizada a edição avançada do arquivo gerado pelo *intersect* utilizando a ferramenta *explode multipart feature* para unificar as informações litológicas e topográficas em um único *shapefile*.

Para concluir o pareamento de informações, se exportou uma tabela com todos os dados necessários para o *Excel*, onde estes foram organizados de forma que as altitudes estivessem relacionadas com as suas respectivas litologias, sendo possível, assim, através de um gráfico de linha 2D, criar um perfil topográfico associado com informações geológicas.

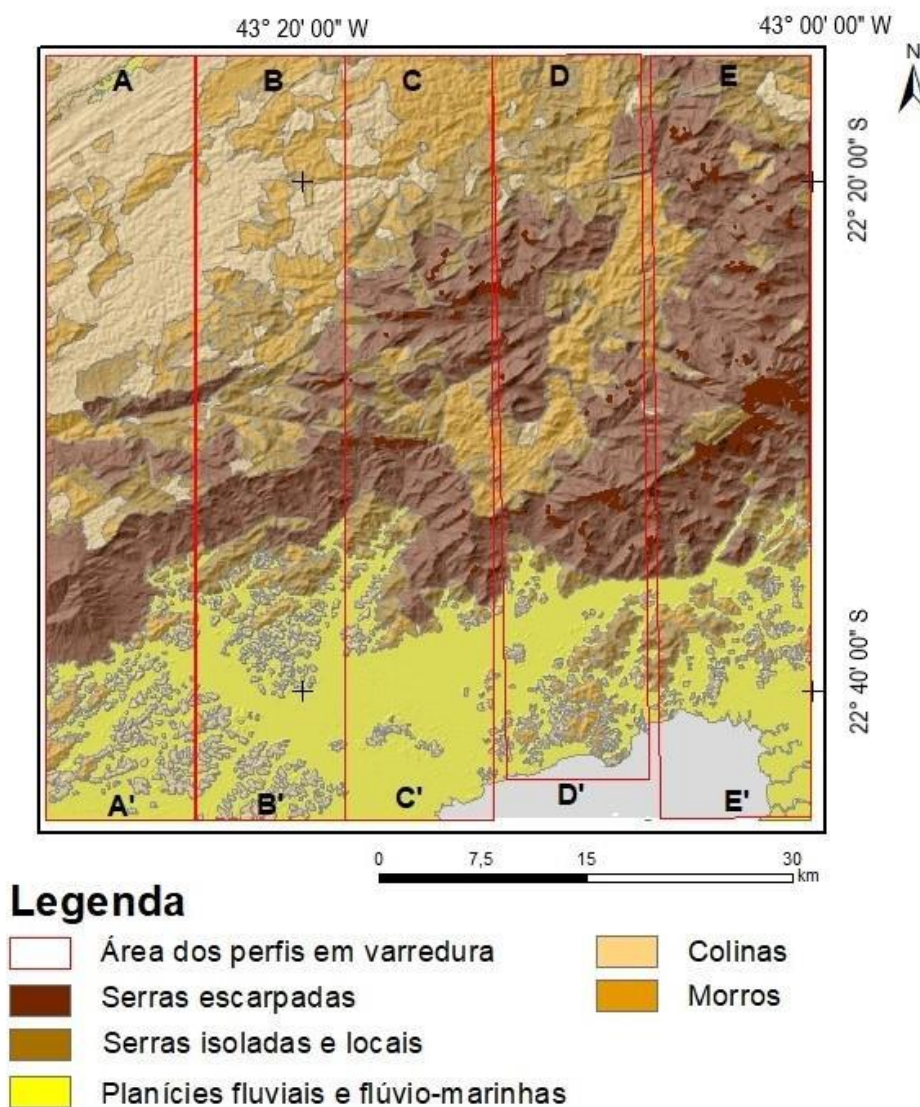
Em relação às estruturas, foram utilizados os *shapefiles* presentes nos arquivos de cada folha geológica sem modificá-los, com o intuito de analisar como essas estruturas se correlacionam com o relevo e, até mesmo, nos níveis de base locais presentes na área de estudo.

5 - Resultados e Discussões

5.1 - Perfis de relevo em varredura bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D)

Para esse trabalho, foram produzidos cinco perfis em varredura, que cobrem toda a área de estudo, buscando uma representação da organização do relevo. Estão localizados nas cartas topográficas de Cava, Itaipava, Petrópolis e Miguel Pereira, com orientação Norte-Sul, e são representados pelos retângulos marcados pela linha na cor vermelha no mapa geomorfológico apresentado na Figura 15.

Figura 15 - Mapa geomorfológico com localização dos perfis em varredura.



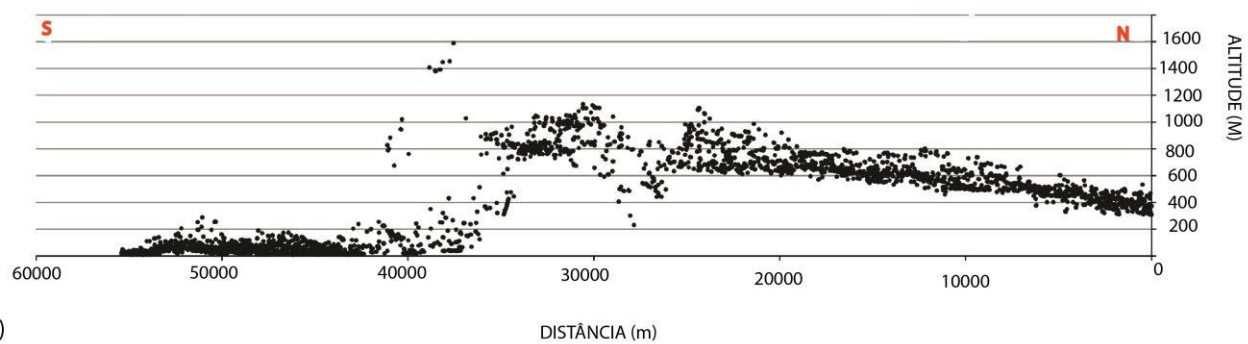
Fonte: Modificado de Silva (2002)

O perfil A-A', representado nas figuras 16A e 16B foi delimitado nas cartas topográficas de Miguel Pereira e Cava. As formas de relevo ao longo desse perfil são representadas por planícies fluviais e flúvio-marinhas, colinas, morros, serras isoladas e locais e serras escarpadas (Figura 15). Pelo perfil observa-se uma concentração dos valores dos topos rebaixados a partir de 43.000 m de distância e que em sua grande maioria não ultrapassam 200 m de altitude, porém alguns topos apresentam altitude variando de 300 m a 400 m (Figura 16A). Observa-se também que esta área rebaixada possui desnível significativo com as escarpas da Serra do Mar (Figura 16B). Já no trecho ao norte da escarpa serrana, voltado para o interior, nota-se uma maior concentração de valores altimétricos dos topos, que variam de 350 a 800 m, mas também é possível observar valores que variam de 800 a 1200 m. Observa-se a inclinação das superfícies de forma suave em direção ao interior continental. É possível identificar nesse perfil um vale bem encaixado na parte serrana, por volta de, aproximadamente, 28.000 m de distância, correspondente a uma estrutura geológica bem definida.

O perfil B-B', representado nas figuras 17A e 17B, foi delimitado nas cartas topográficas de Miguel Pereira e Cava. As formas de relevo presentes no perfil correspondem a planícies fluviais e flúvio-marinhas, colinas, morros, serras isoladas e locais e serras escarpadas (Figura 15). Observa-se uma concentração dos valores altimétricos dos topos da área rebaixada a partir de 37.000 m de distância e o desnível abrupto deste compartimento com a Serra do Mar. Já no trecho ao norte da escarpa serrana, voltado para o interior, há uma variação nos valores altimétricos de topo, indo de 400 a 1200 m. Observa-se a inclinação das superfícies de forma suave em direção ao interior continental. Ainda neste perfil (Figuras 17A e 17B) observa-se o vale encaixado, localizado a aproximadamente 25.000 m de distância no bloco elevado. Nota-se, no Planalto da Serra dos Órgãos, uma superfície de topos nivelados na altitude de 1.200 m (que pode corresponder à superfície de aplainamento denominada na literatura como Superfície Japi - ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005), que, ao norte da escarpa serrana, em direção ao interior, apresenta-se rebaixada inicialmente para uma altitude entre 1.000 e 800 m e, a seguir, para uma altitude entre 800 e 600m.

Figura 16 - A) Perfil em varredura A-A' bidimensional. **B)** Perfil em varredura A-A' tridimensional.

A)



B)

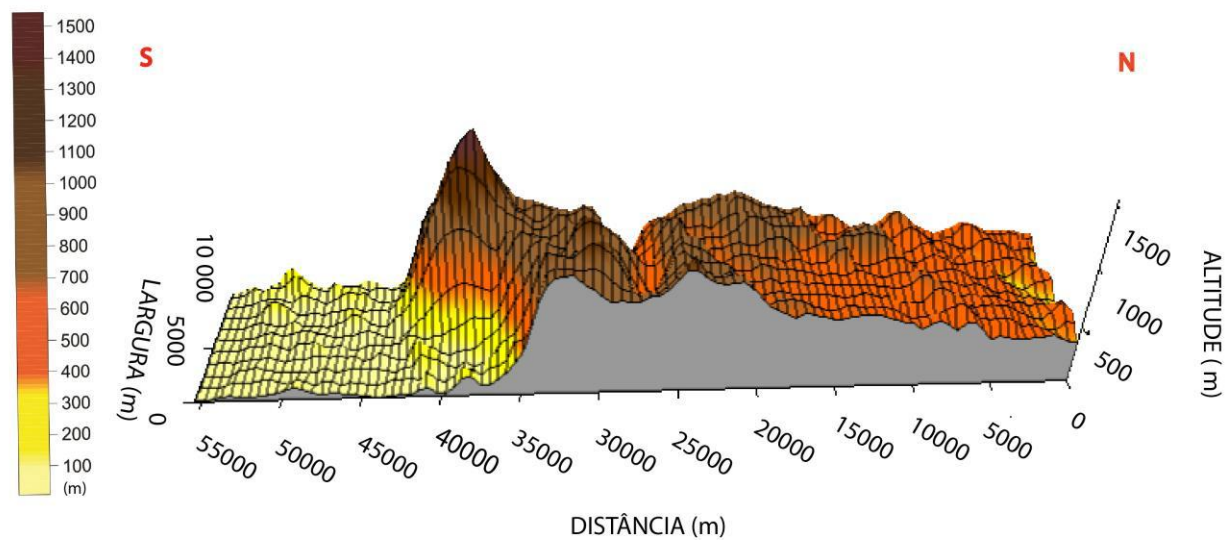
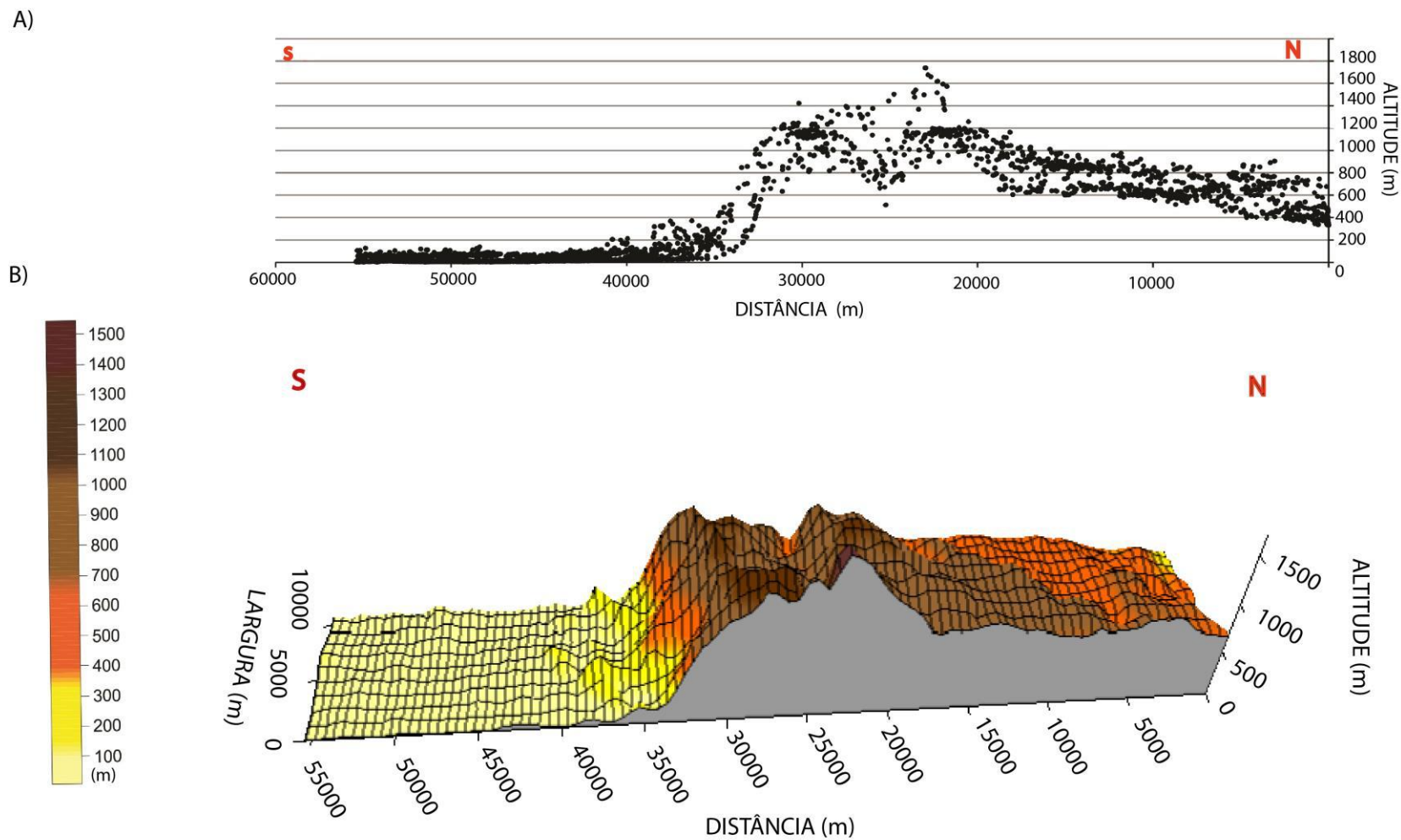


Figura 17 - A) Perfil em varredura B-B' bidimensional. **B)** Perfil em varredura B-B' tridimensional.



O perfil C-C' (Figuras 18A e 18B) foi delimitado nas cartas topográficas Cava, Miguel Pereira, Petrópolis e Itaipava. As formas de relevo existentes ao longo desse perfil (Figura 15) são representados por planícies fluviais e flúvio-marinhas, morros, serras escarpadas, isoladas e locais, sendo menor a presença das feições de colinas. Pelo perfil observa-se a uma concentração dos valores altimétricos dos topos da área rebaixada a partir de 35.000 m de distância, com altitudes que não ultrapassam 200 m. Neste perfil, pode-se notar que o desnível entre o bloco rebaixado e a Serra do Mar é escalonado, quando comparado com os perfis A-A' e B-B', apresentando uma variação dos valores de topos que vão gradativamente atingindo os valores mais elevados, com variação de 200 m até 1800 m. O bloco elevado se apresenta neste perfil com maior área e variação na concentração dos valores de topos (variando entre 800 e 1900 m). Já no trecho ao norte da escarpa serrana, voltado para o interior, há uma variação nos valores altimétricos de topo, indo de 300 a 1200 m, sendo nítido o predomínio do mar de morros comparado aos perfis A-A' e B-B'. Observa-se a inclinação das superfícies de forma suave em direção ao interior continental. Pode-se observar, também, por volta de 20000 m de distância (Figura 18B), a localização do início do vale encaixado bem marcado nos perfis A-A' e B-B'.

O perfil D-D' (Figura 19A e 19B) foi delimitado nas cartas topográficas Petrópolis e Itaipava. As formas de relevo ao longo desse perfil são planícies fluviais e flúvio-marinhas, colinas, morros, serras escarpadas, isoladas e locais. Quando comparados com todos os perfis anteriores, esse perfil apresenta compartimentos colinosos muito restritos. Pelos perfis observam-se valores de topos no compartimento rebaixado variando de 20 a 380 m, com o desnível desta área rebaixada com a Serra do Mar voltando a ser mais abrupto que no perfil anterior (C-C'). Nota-se uma variação na concentração dos topos altimétricos no compartimento serrano, entre 750 e 1800 m (Figura 19A). No trecho ao norte da escarpa serrana, voltado para o interior, há uma variação nos valores altimétricos de topo, entre 450 e 1100 m. Nota-se também a presença de uma superfície de topos nivelados, inclinada de suave em direção ao interior continental entre as altitudes de 1.000 a 800 m.

O perfil E-E' (Figura 20A e 20B) foi delimitado nas cartas topográficas Petrópolis e Itaipava. As formas de relevo ao longo desse perfil são planícies fluviais e flúvio-marinhas, colinas, morros, serras escarpadas, isoladas e locais. Quando comparados com todos os perfis anteriores, esse perfil apresenta compartimentos

colinosos muito restritos. Pelos perfis observam-se valores de topos no compartimento rebaixado variando de 20 a 380 m e o desnível abrupto deste compartimento com a Serra do Mar. Nota-se uma variação na concentração dos topos altimétricos no compartimento serrano entre 500 e 2200 m (Figura 20A). No trecho ao norte da escarpa serrana, voltado para o interior, há uma variação nos valores altimétricos de topo de 600 a 1200 m. Além disso, apresenta o reverso do compartimento serrano com a inclinação voltada para o oceano, sugerindo o basculamento do bloco.

Figura 18 - A) Perfil em varredura C-C' bidimensional. **B)** Perfil em varredura C-C' tridimensional.

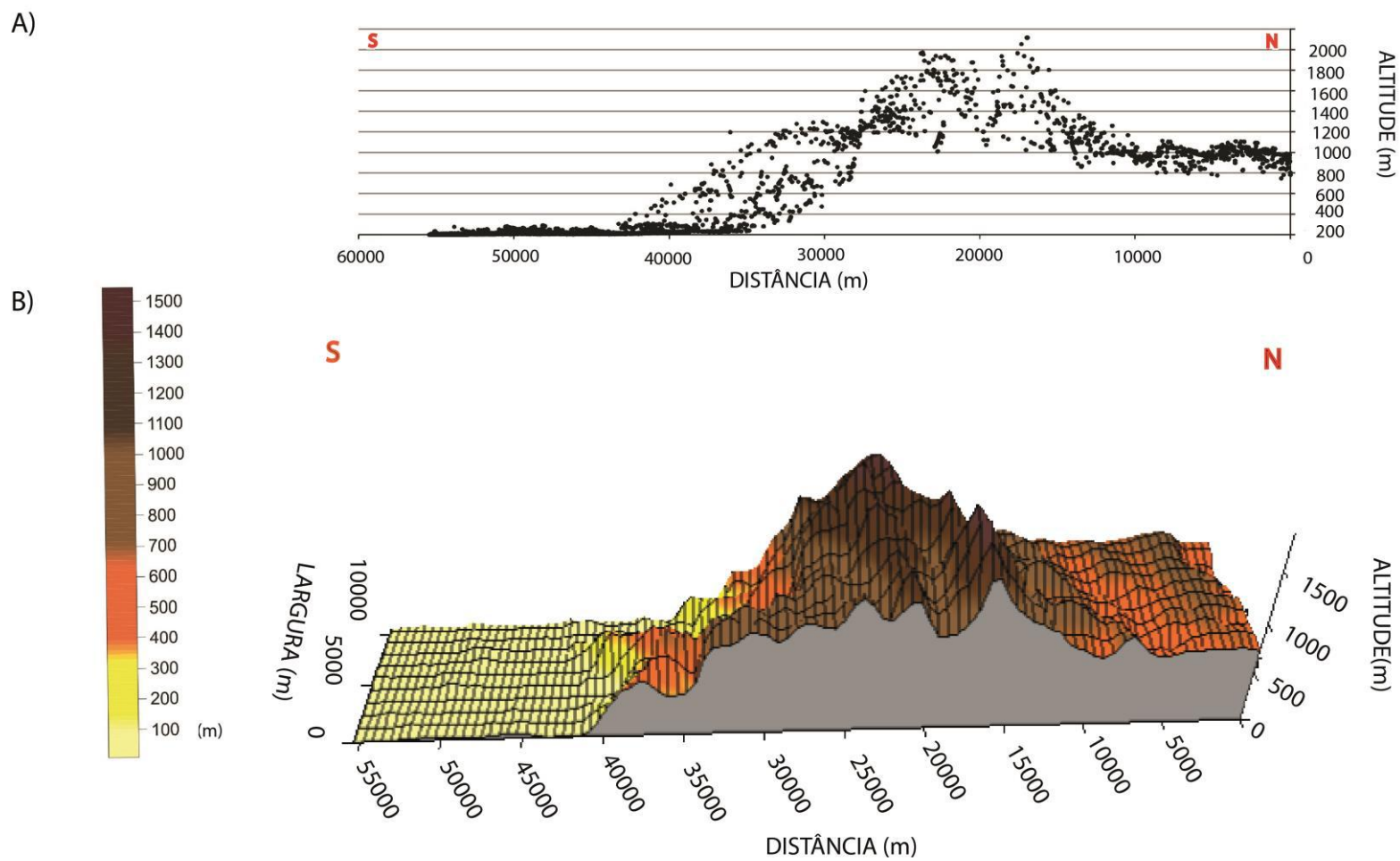
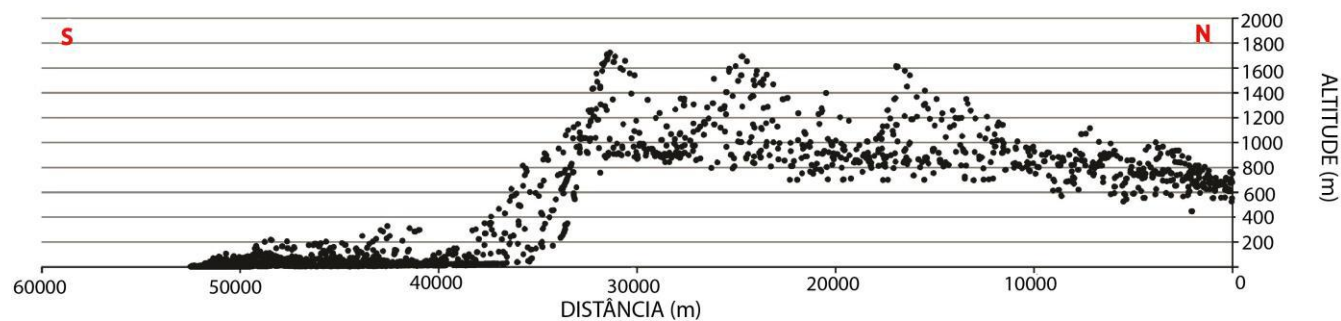


Figura 19 - A) Perfil em varredura D-D' bidimensional. **B)** Perfil em varredura D-D' tridimensional.

A)



B)

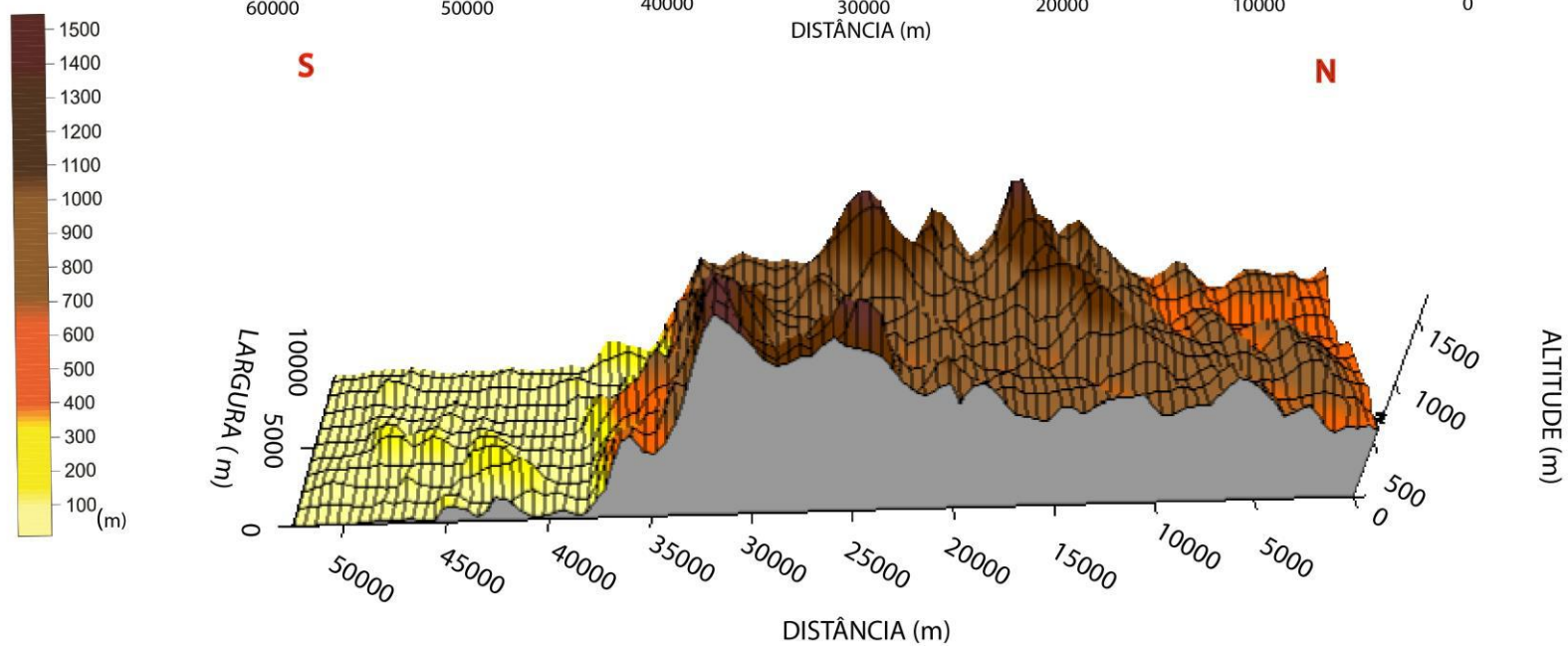
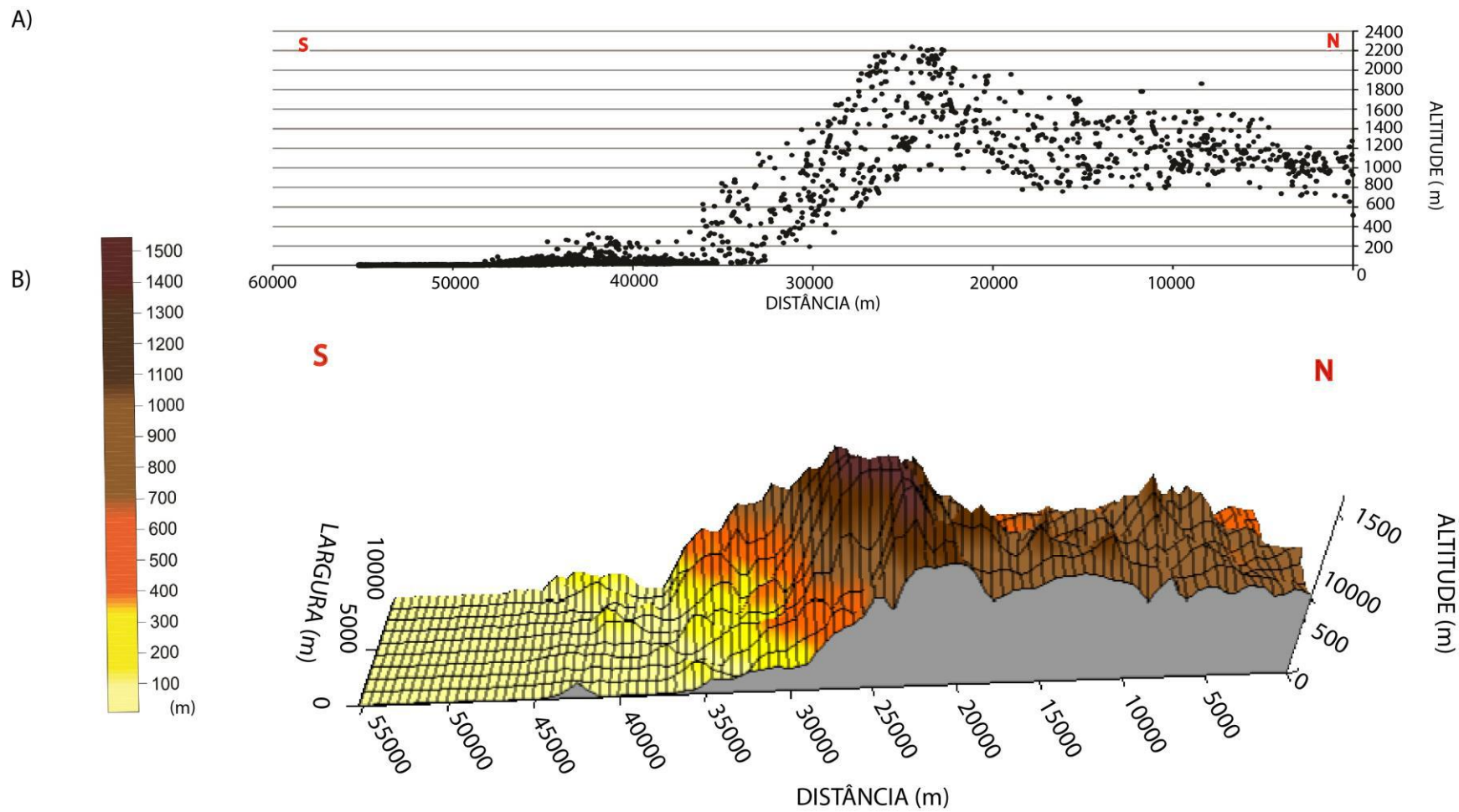


Figura 20 - A) Perfil de varredura E-E' bidimensional. **B)** Perfil de varredura E-E' tridimensional.

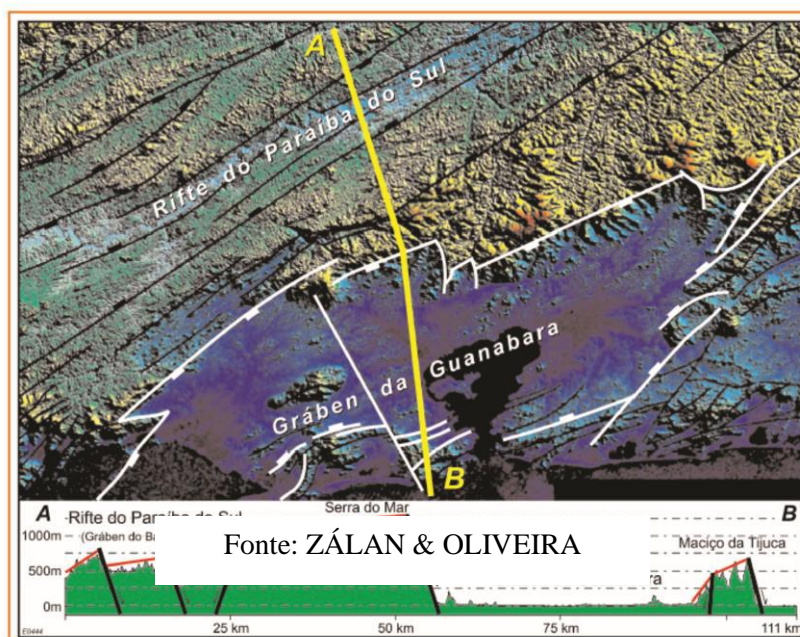


Ao se analisar os perfis bidimensionais e tridimensionais realizados, foi possível observar uma maior concentração dos valores altimétricos de topo na superfície geomorfológica rebaixada em relação aos valores variáveis de topos do nível mais elevado. Esse comportamento está diretamente relacionado com a compartimentação geomorfológica, já que os valores altimétricos de topo da superfície rebaixada são referentes às feições de planícies fluviais, colinas e morros (niveladas de 10 a 600 m) e os valores altimétricos variáveis de topos mais elevados (altitudes variando de 750 a 2200 m) são referentes às feições de serras escarpadas, isoladas e locais.

Observa-se que a vertente interiorana apresenta variações altimétricas que registram uma dissecação intermediária. Já os blocos de relevo que estão na vertente oceânica sugerem uma dissecação elevada e que tem forte relação com a tectônica: vales profundamente encaixados e encostas muito abruptas que apontam para uma associação tectônica (ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005).

O comportamento dos blocos que basculam em direção ao interior corrobora com a evolução tectônica proposta por Asmus & Ferrari (1978) para a Serra do Mar, bem como a configuração tectônica proposta por Zálan & Oliveira (2005) de que os compartimentos serranos sofreram um soerguimento, enquanto o hemigráben do Paraíba do Sul e da Baixada Fluminense sofreram uma subsidência (Figura 21).

Figura 21 - Perfil morfoestrutural interpretado do Gráben da Guanabara, assimétrico, com borda falhada (Serra do Mar) e borda flexural (Maciço da Tijuca). A linha vermelha no perfil A-B indica como os blocos basculam em direção ao interior.



5.2 - Perfis topográficos integrados a dados litológicos e estruturais

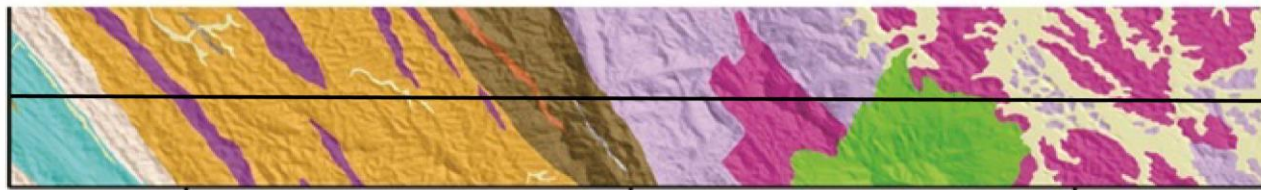
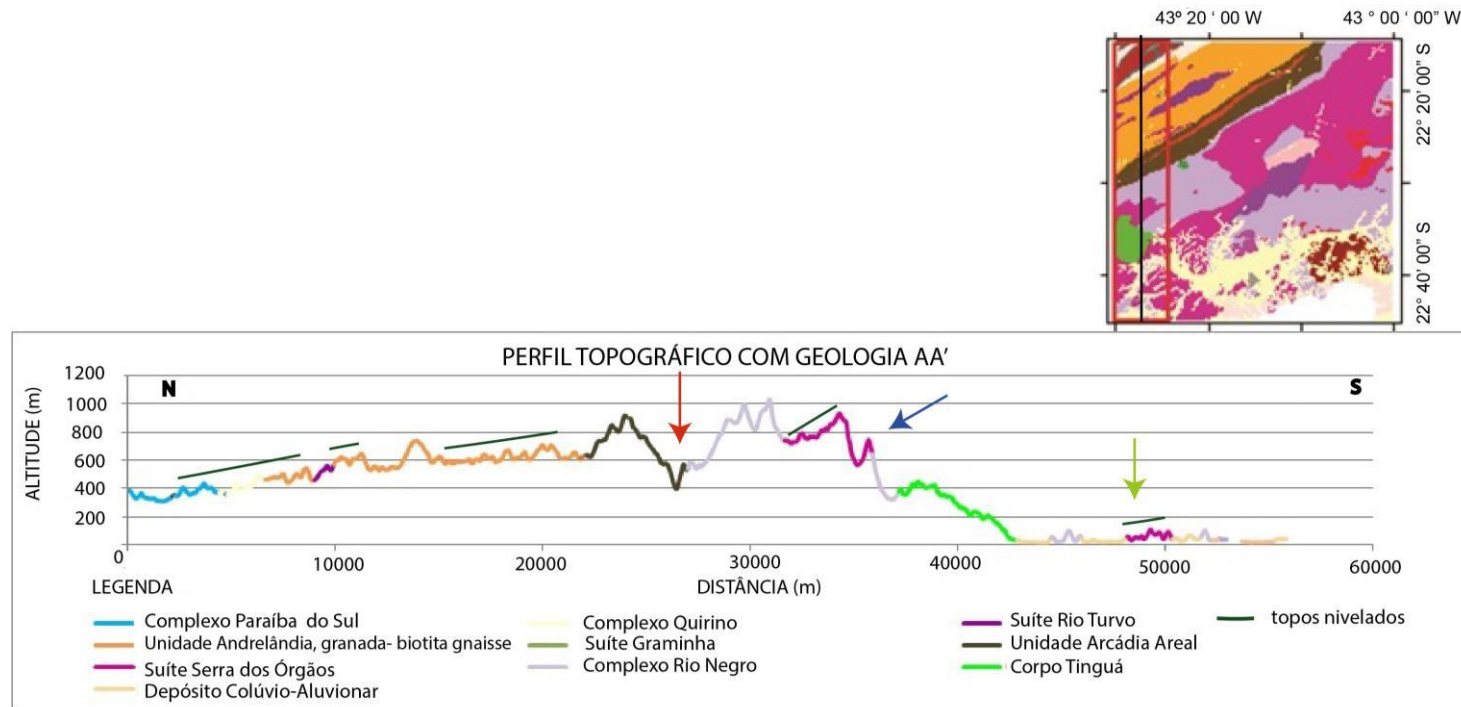
O principal intuito de correlacionar a topografia com as unidades geológicas é investigar o condicionamento litoestrutural e tectônico e se os mesmos poderiam ter relações com as taxas de erosão/denudação e dissecação do relevo. Desse modo, serão apresentados três perfis topográficos (A-A'; C-C'; E-E') dos cinco perfis desenvolvidos, por estes terem uma relação mais significativa entre topografia e informações de cunho geológico extraídas das bases disponibilizadas pelo PRONAGEO CPRM/UERJ.

Ao analisar o perfil topográfico A-A' (Figura 22) podem ser reconhecidos dois domínios litológicos predominantes: granítico-gnáissico, presente na vertente oceânica; e gnáissico, presente na vertente interiorana. O domínio granítico-gnáissico é representado pelas unidades Complexo Rio Negro e Suíte Serra dos Órgãos; enquanto o domínio gnáissico é representado pelas seguintes unidades: Complexo Paraíba do Sul; Grupo Andrelândia (Unidade granada-biotita gnaisse, Unidade Arcádia-Areal, quartzito); Complexo Quirino; Suíte Rio Turvo.

Nota-se a presença de um vale encaixado próximo ao contato entre a Unidade Arcádia-Areal e o Complexo Rio Negro. A presença deste vale fluvial bem encaixado é um indicativo de um condicionamento estrutural.

Outros aspectos que indicam os controles litológicos na conformação do relevo podem ser notados ao longo do perfil, onde ocorrem intercalações do Complexo Rio Negro com a Suíte Serra dos Órgãos e a localização do Corpo Tinguá. Para se chegar a esta consideração, primeiro levou-se em conta a resistência diferencial das rochas a processos de intemperismo e erosão, denudação e dissecação do relevo, pois o domínio gnáissico é mais suscetível do que o domínio granítico, pois rochas gnáissicas são menos resistentes aos processos intempéricos e de remobilização, quando comparadas às rochas graníticas. Nota-se que as rochas mais resistentes sustentam, em geral, a configuração geomorfológica serrana, porém a presença de rochas gnáissicas associadas sugere um controle tectônico do domínio serrano, além do condicionamento litoestrutural.

Figura 22 - Perfil topográfico A-A' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha apresentado no mapa geológico que está no canto superior direito (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico). A seta vermelha indica a localização do vale encaixado; a seta azul faz referência à intercalação de litologias do Complexo Rio Negro com a Suíte Serra dos Órgãos no compartimento serrano; a seta verde se refere à alternância de litologias do Complexo Rio Negro e Suíte Serra dos Órgãos no compartimento rebaixado.



No perfil **C-C'** (Figura 23) também é possível observar distintos domínios litológicos: domínio gnáissico, representado pela Unidade Andrelândia granada-biotita gnaïsse, Unidade Arcádia-Areal e Suíte Graminha; e domínio granítico-gnáissico, representado pela Suíte Serra dos Órgãos, Unidade Bingen, Complexo Rio Negro; e ainda, os depósitos da Formação Macacu e depósitos quaternários representados por materiais colúvio-aluvionares, flúvio-marinhos e antropogênicos. Comparado com o perfil **A-A'**, nesse perfil a vertente interiorana é constituída pelos dois principais domínios litológicos característicos da área de estudo.

Nota-se, ainda, nesse perfil a continuidade do vale encaixado já observado no perfil **A-A'**. Contudo, diferente do primeiro perfil, a litologia característica nesta localidade é a Suíte Serra dos Órgãos, evidenciando, mais uma vez, que esta feição morfológica possui um condicionante estrutural. Nesse perfil, ainda é possível observar que nos blocos pertencentes à vertente oceânica ocorre alternância das unidades litológicas como no perfil **A-A'**.

Por fim, o perfil **E-E'** (Figura 24) é constituído apenas pelo domínio granítico-gnáissico, representado pela Suíte Serra dos Órgãos, Complexo Rio Negro, Corpo Andorinha e a Suíte Granito Suruí. Observou-se nesta área a existência de um forte controle litológico e também tectônico, pois é possível identificar a mesma litologia em altitudes diferentes. O Corpo Andorinha, por exemplo, está presente nas altitudes 1.800 a 2.200 m e nas altitudes 1.000 a 1.400 m). O Complexo Rio Negro também aparece em altitudes diferentes: a 100 a 600 m de altitude, na vertente oceânica; e, na vertente interiorana, entre 1.500 e 1.700 m de altitude.

Um aspecto que pode ser observado em todos os perfis é que os blocos topográficos, em sua grande maioria, estão basculados para o interior, o que pode ser associado aos esforços distensivos ocorridos no Paleógeno, mostrando o condicionamento tectônico. Mais uma vez, estes resultados corroboram com a configuração tectônica proposta por Asmus & Ferrari (1978) e por Zálan & Oliveira (2005), que associam os compartimentos serranos aos blocos que soergueram, enquanto o hemigráben do Paraíba do Sul e a Baixada Fluminense sofreram subsidência.

Figura 23 - Perfil topográfico C-C' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha apresentado no mapa geológico que está no canto superior direito (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico). A seta em vermelho indica a localização do vale encaixado.

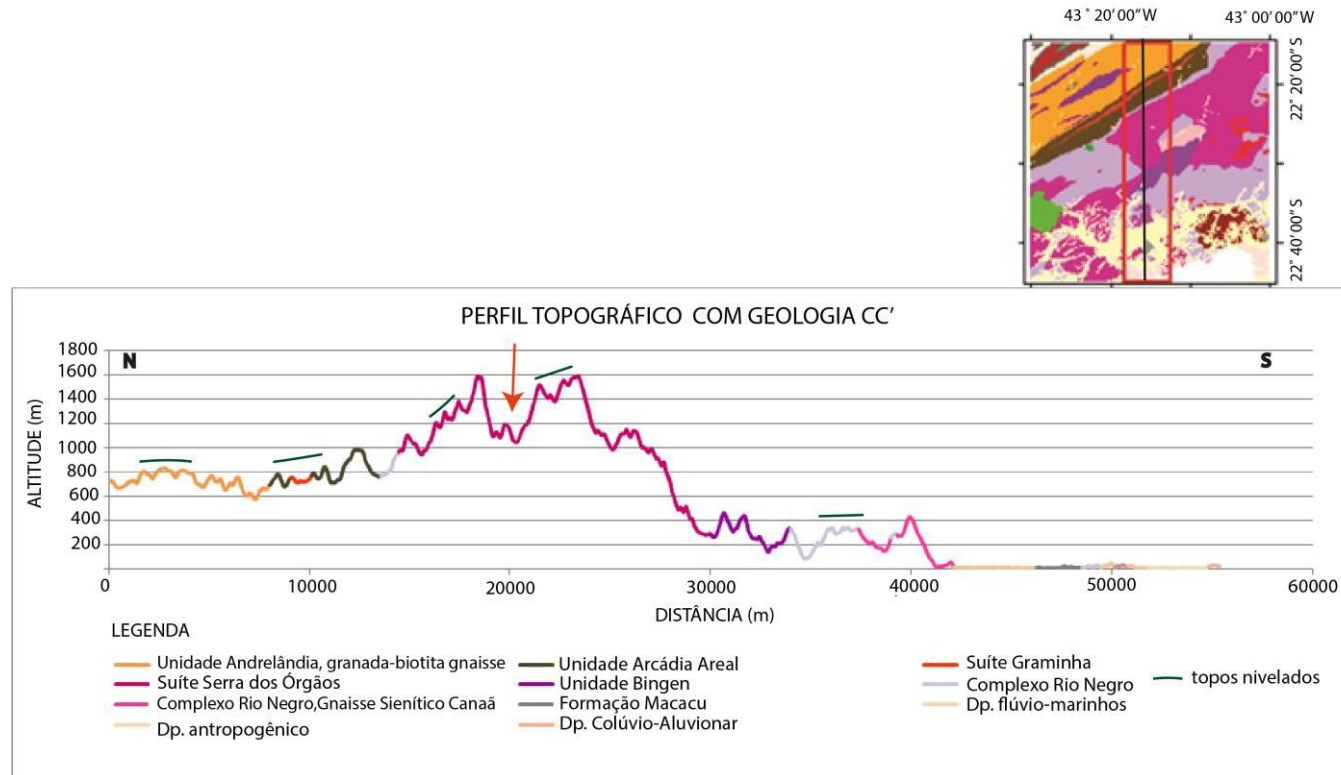
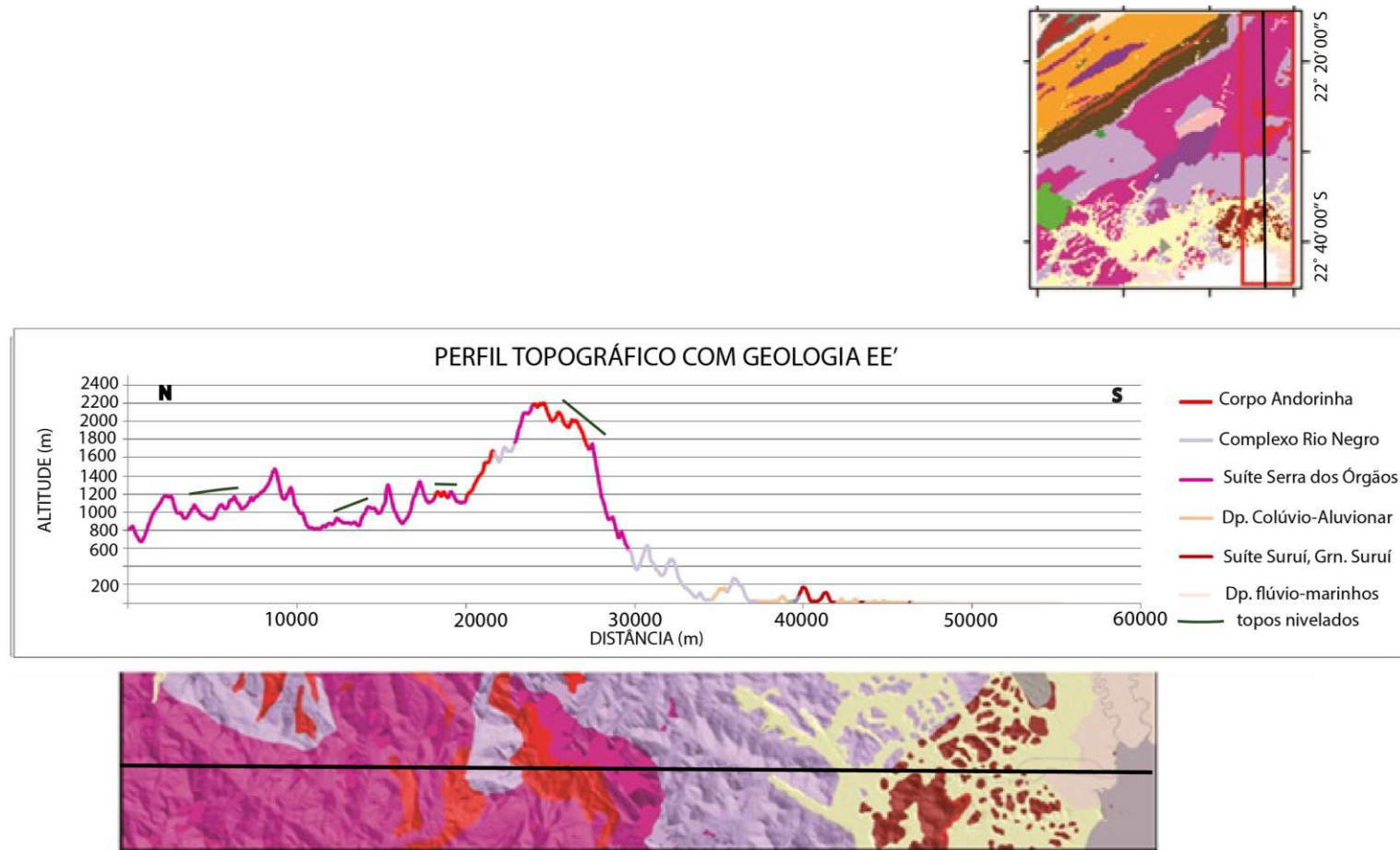


Figura 24 - Perfil topográfico E-E' associado ao recorte correspondente às unidades geológicas mapeadas pelo Projeto PRONAGEO-CPRM/UERJ (2012), destacado pelo retângulo em linha contínua em cor vermelha, apresentado no mapa geológico que está no canto superior (a linha em preto indica a posição do perfil topográfico).

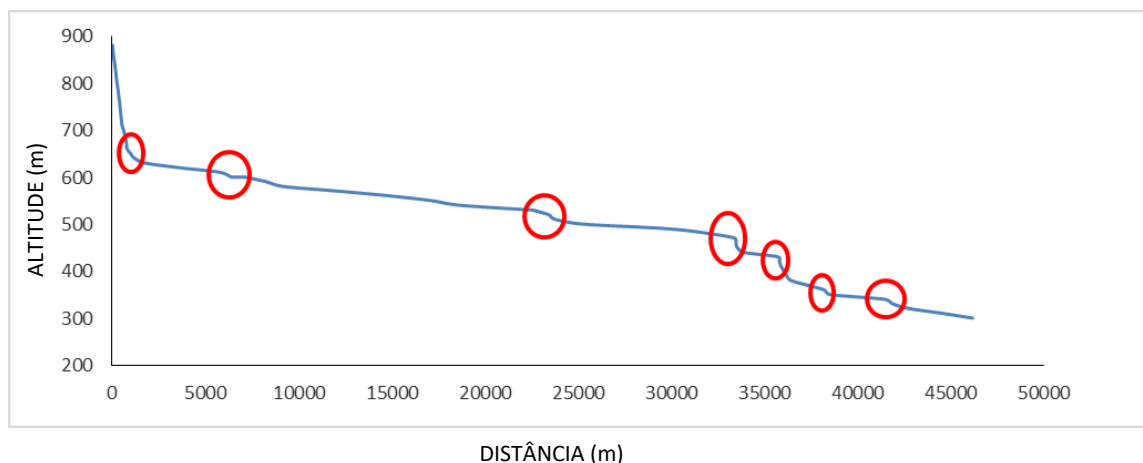


5.3 - Perfis longitudinais de canais e níveis de base locais identificados

Na área de estudo foram selecionados seis rios para análise dos perfis longitudinais e níveis de base locais de primeira ordem, levando em consideração sua extensão e como os níveis de base locais podem influenciar na dissecação do relevo. Na vertente interiorana foram selecionados os rios Piabanha, Saco e Fagundes; já na vertente oceânica foram selecionados os rios Iguazu, Estrela e Santo Antônio.

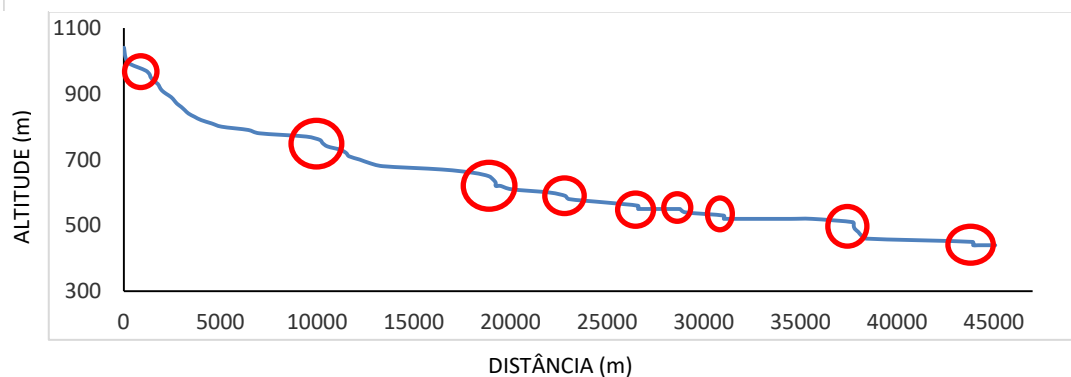
Ao analisar o perfil longitudinal do Rio Saco (Figura 25), é possível identificar a presença do primeiro nível de base a 650 m de altitude, e ele pode estar associado a um controle litológico, pois ao observar o mapa geológico-estrutural esse nível de base se encontra no contato entre a Unidade Arcádia Areal com a Unidade Andrelândia (granada-biotita gnaisse). O segundo nível de base é identificado a 600 m de altitude, podendo ser associado a um condicionante litoestrutural, pois ele está associado a unidade litológica Andrelândia (granada-biotita gnaisse). O terceiro nível de base está entre 550 a 500 m de altitude, e pode ser associado a um controle litológico, pois ao observar o mapa geológico-estrutural ele se encontra próxima ao contato da Unidade Andrelândia com a Suíte do Rio Turvo. Os quatro últimos níveis de base indicam uma quebra de relevo brusca comparados aos anteriores, e são identificados entre 550 m a 350 m de altitude, podendo ser associados a um condicionante estrutural/tectônico já que se encontram próximos a uma falha ou zona de cisalhamento compressiva.

Figura 25 - Perfil longitudinal de canal do Rio Saco, os círculos vermelhos marcam os locais dos níveis de base locais.



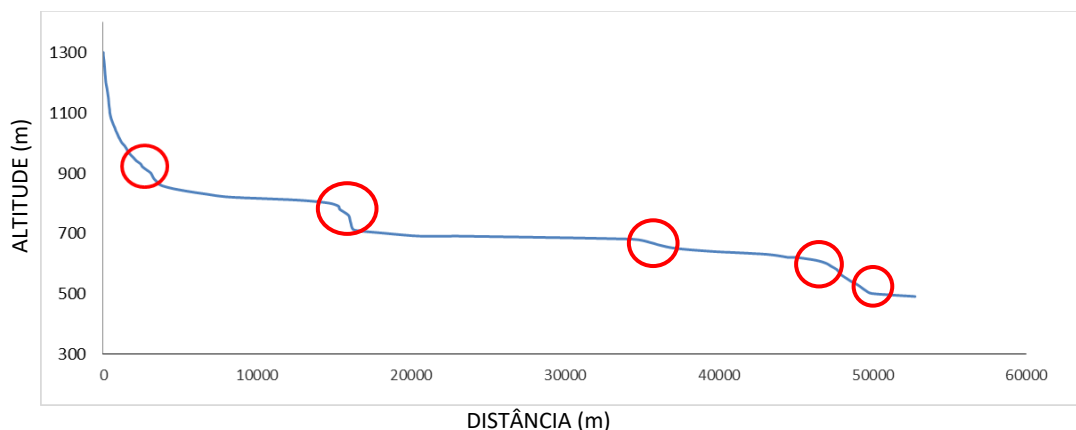
Pelo perfil longitudinal do Rio Fagundes (Figura 26) é possível identificar a presença do primeiro nível de base entre 1000 a 950 m de altitude, o segundo nível de base é identificado entre 800 a 700 m de altitude, os cinco seguintes níveis de base são identificados entre 680 a 580 m de altitude, o sexto nível de base é identificado entre 580 a 500 m de altitude e o último nível de base está a 480 m de altitude. Nota-se, ao observar o mapa geológico-estrutural, que todos os níveis de base estão associados a condicionantes litoestruturais.

Figura 26 - Perfil longitudinal de canal do Rio Fagundes, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.



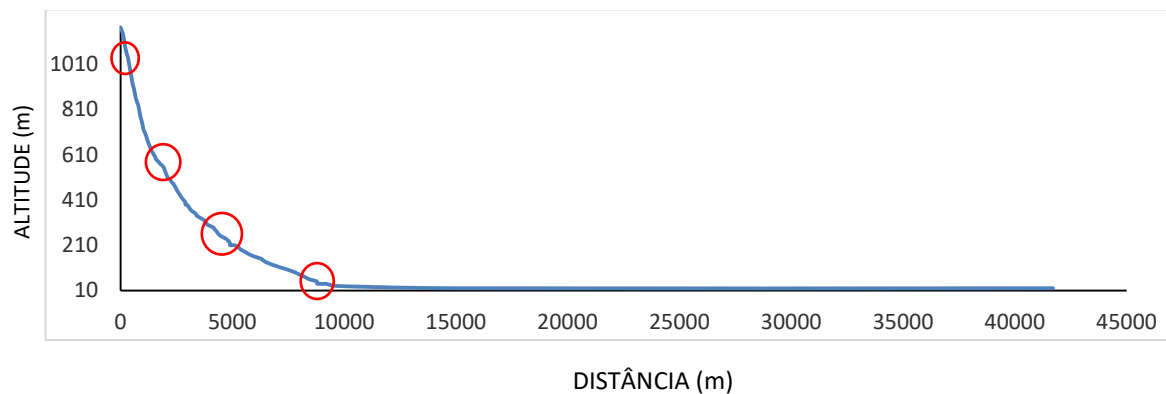
No perfil longitudinal do Rio Piabanha (Figura 27) é possível identificar a presença do primeiro nível de base a 1100 m de altitude, o segundo nível de base está a 900 m de altitude, o terceiro é identificado entre 890 a 700 m de altitude, o quarto está a 690 m de altitude, o quinto está entre 680 a 600 m de altitude e o último está a 550 m. Nota-se ao observar o mapa geológico-estrutural que todos os níveis de base estão associados a condicionante litoestrutural.

Figura 27 - Perfil longitudinal de canal do Rio Piabanha, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.



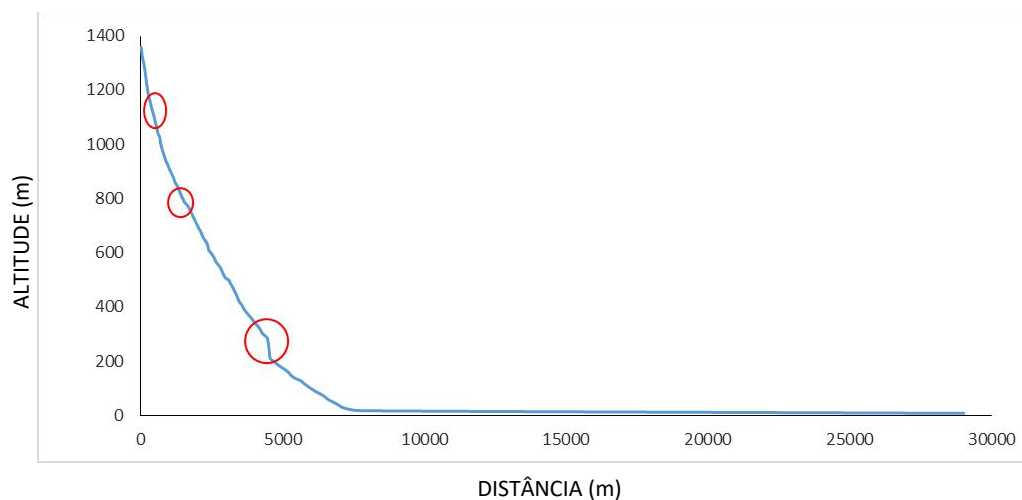
No perfil longitudinal do Rio Iguaçu (Figura 28), é possível identificar a presença do primeiro nível de base na cabeceira desse rio a 1010 m de altitude, o segundo nível de base está entre 600 a 510 m de altitude, o terceiro está a 210 m e o último nível de base está 50 m de altitude. Também ao observar o mapa geológico-estrutural todos os níveis de base estão associados a condicionante litoestrutural.

Figura 28 - Perfil longitudinal de canal do Rio Iguaçu, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.



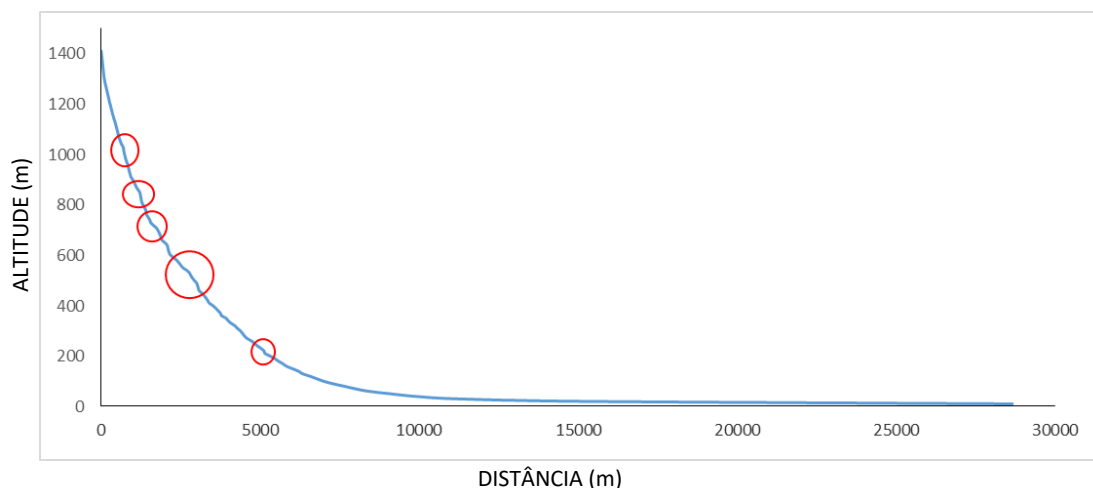
No perfil longitudinal do Rio Estrela (Figura 29), o primeiro nível de base local está localizado na cabeceira desse rio a 1100 m de altitude, o segundo nível de base está a 800 m de altitude e o último nível está entre 300 a 200 m de altitude. Nota-se ao observar o mapa geológico-estrutural que todos os níveis de base estão associados a condicionante litoestrutural.

Figura 29 - Perfil longitudinal de canal do Rio Estrela, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.



No perfil longitudinal do Rio Santo Antônio (Figura 30), o primeiro nível de base local está localizado na cabeceira desse rio a 1100 m de altitude, os seguintes níveis de base são identificados entre 900 a 500 m de altitude e o último nível de base está a 200 m de altitude. Também ao observar o mapa geológico-estrutural todos os níveis de base estão associados a condicionante litoestrutural.

Figura 30 - Perfil longitudinal de canal do Rio Estrela, os círculos vermelhos delimitam os níveis de base locais.



Ao analisar os rios da vertente interiorana (Figura 31), nota-se que eles apresentam uma grande quantidade níveis de bases locais. Essa característica sugere que esses rios estão em “desequilíbrio”, isto é, em processo de adaptação à borda flexural da Serra do Mar.

Os rios da vertente oceânica – rios Iguazu, Estrela e Santo Antônio -, quando comparados com os da vertente interiorana, possuem uma menor quantidade de níveis de base locais ao longo do seu percurso e apresentam inclinações acentuadas e concavidade bem marcada. Tais características sugerem que esses rios estariam em uma fase mais próxima ao “estágio de equilíbrio”, ou seja, sugerindo que já passaram por forte recuo de cabeceiras e de dissecação da própria escarpa de falha da Serra do Mar.

Ao se observar o mapa geológico-estrutural (Figura 32) é possível notar que aspectos litoestruturais do substrato geológico condicionam a conformação dos perfis longitudinais dos canais fluviais, pois se percebe que os níveis de base locais estão associados tanto a estruturas tectônicas quanto a contatos litológicos.

Figura 31 - Mapa hipsométrico da área estudada com os níveis de base locais (*knickpoints*) identificados e indicação dos canais fluviais realizados os perfis longitudinais: rios Saco, Fagundes e Piabanha, na vertente interiorana; e rios Iguaçu, Estrela e Santo Antônio, na vertente oceânica.

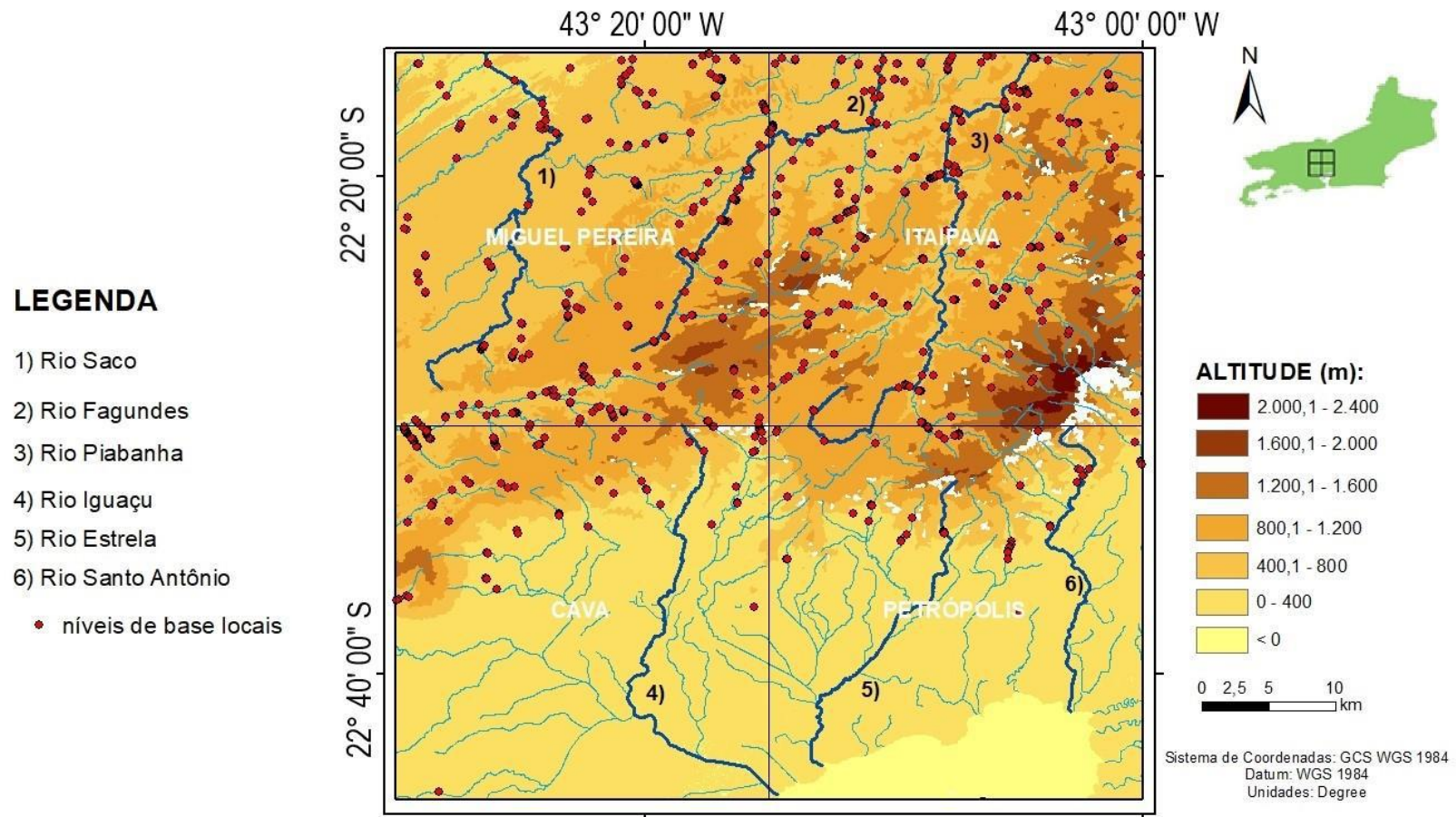
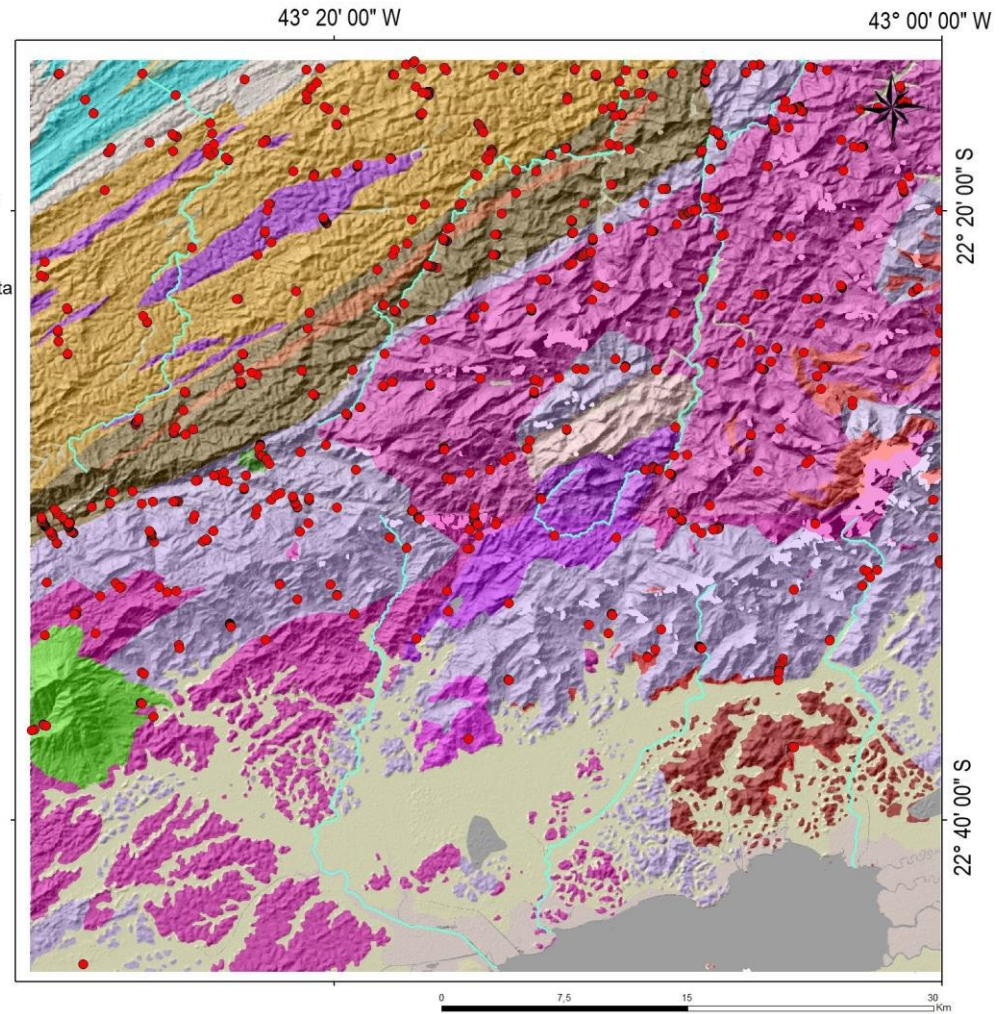


Figura 32 - Mapa geológico-estrutural a presença dos níveis de base locais.

Litotipos

- Qfm- Depósitos fluvio-marinhos
- Q2at- Depósitos Antropogênicos
- Qca- Depósitos coluvionar
- ENm- Formação Macacu, conglomerado basal
- K2E1ti- Corpo Tinguá, fonolito/nefelina sienito
- O16nfr- Corpo Granito Teresópolis
- O16nfan- Suíte Nova Friburgo, Granito Andorinha
- C25susu- Suíte Granito Suruí
- NP33so- Suíte Serra dos Órgãos, gnaíse granítico a tonalítico
- NP32co- Suíte Cordeiro, granada-muscovita-biotita leucognaíse
- NP32rt- Suíte Rio Turvo, granada-biotita granito porfirítico
- NP32lgnco- Leucognaíses do Domínio Costeiro
- NP31rngb- Unidade Rio Negro, gabro
- NP2mc- Complexo Rio Negro, gnaíse sienítico Canaã
- NP31rnb- Unidade Bingen, granada-hornblenda-biotita gnaíse
- NP231rn- Complexo Rio Negro, hornblenda-biotita ortognaíse migmatítico
- NPasgn- Unidade Andrelândia, granada-biotita gnaíse
- NPaa- Unidade Arcádia Areal, granada-biotita gnaíse bandado
- PRps- Complexo Paraíba do Sul, biotita gnaíse bandado
- PRsg- Suíte Graminha, hornblenda-biotita, ortognaíses bandados
- PP2jfgl- Unidade Juiz de Fora, ortogranulitos
- PP2q- Complexo Quirino, hornblenda-biotita ortognaíses e biotita ortognaíses
- *knickpoints*



6 - Considerações Finais

Os resultados nesse trabalho confirmaram a hipótese levantada, no qual evolução da escarpa adjacente a margens passiva afeta diretamente configuração geomorfológica da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro e o arranjo da rede de drenagem. Além disso, forneceram contribuições em distintas escalas espaciais de análise e permitem uma discussão a respeito do atual cenário geomorfológico levando em consideração alguns aspectos da dinâmica geológico-geomorfológica.

Os perfis em varredura bidimensionais e tridimensionais realçam a configuração tectônica estabelecida no Mesozoico-Cenozoico, na qual compartimentos serranos são associados a blocos do relevo soerguidos e o hemigráben do Paraíba do Sul e a Baixada Fluminense representariam blocos abatidos.

Ao se analisar os perfis em varredura e os perfis topográficos, pode-se notar uma diferenciação no que diz respeito aos distintos padrões de dissecação, com aspectos morfológicos que caracterizam e distinguem a vertente interiorana da vertente oceânica. Enquanto a vertente interiorana apresenta um relevo escalonado, indicando uma dissecação menor, a vertente oceânica apresenta características de um relevo que sofreu uma dissecação mais intensa. Esses aspectos podem ser relacionados, no caso da vertente interiorana, à adaptação da drenagem à borda flexural e, na vertente oceânica, ao recuo da escarpa de falha do *Rift* da Guanabara.

Os perfis longitudinais dos rios reforçam a distinção entre as escarpas oceânica e interiorana. Os rios que drenam para o oceano apresentam um perfil mais íngreme em sua cabeceira e se aproximam de um típico perfil côncavo, com uma pequena presença de níveis de bases locais, o que é associado a perfis de rios que já atingiram a fase de “equilíbrio”. Esse padrão é concordante com a maior dissecação da vertente oceânica. Já os rios interioranos apresentam perfis com um número bem maior de níveis de base locais distribuídos ao longo de todo o curso, indicando que o relevo está em pleno processo de dissecação fluvial. Tais estágios distintos de dissecação fluvial indicam, para os rios localizados na vertente oceânica, os processos acentuados de recuo da escarpa de falha que marcam a gênese desta feição serrana, enquanto os rios localizados na vertente interiorana estariam em pleno processo de adaptação à borda flexural da Serra do Mar.

Através dos perfis topográficos associados às unidades geológicas, e dos mapas geológico e estrutural associados aos *knickpoints*, pode-se observar que além de forte

controle litológico associado às distintas taxas de erosão/denudação, existe também um marcante controle estrutural/tectônico na configuração geomorfológica.

7 - Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*. In: Simpósio Internacional sobre as Margens Continentais do Tipo Atlântico. Rio de Janeiro. v. 48 (Supl.), p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. D.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 28, n. 2, p. 135–150, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B; FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Review Amsterdam*. v. 17, n.1/2, p. 1-29 1981.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. *Série Projeto REMAC*. n. 4, p. 75-88, 1978.
- CHANG, H. K.; KOWSMAN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. New concepts of the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*. v.11, n. 3, p. 194–202, 1988.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*. v. 213, p. 97–138, 1992.
- EIRADO SILVA, L. G.; DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A.L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (*knickpoints*) e implicações geomorfológicas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul. In: III Simpósio de Geologia do Sudeste - Rio de Janeiro/RJ – *Atas...*, p. 96-102, 1993.
- FERRARI, A. L. Evolução Tectônica do Graben da Guanabara. 2001. 412 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: KIRKBY, M.J. *Process Models and Theoretical Geomorfology*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. p. 55-84, 1994.
- HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 39, n. 3, p. 452–464, 2009.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, n. 11, p. 1-31, 1990.
- HEILBRON, M; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R. J. et al. (Orgs.). *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. 1 ed. London: Geological Society of London. v. 294, p. 211-237, 2008.

HEILBRON, M; PASCUTTI, A.H.F.G; SILVA, T.M; VALLADARES, C.S; ALMEIDA, J; DUARTE, B.P; TUPINAMBÁ,M; NOGUEIRA, J.R; VALERIANO, C.M; SILVA, L.G.E; SCHMITT, R.S; RAGATKY, D; GERALDES, M.C; VALENTE, S.C. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Baía de Guanabara*. Cap 2 - Contexto Regional. Belo Horizonte: CPRM, p. 27-34, 2012.

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

MARENT, B.R. *Geomorfogênese dos degraus escalonados do Sudeste de Minas Gerais*. 2016, 189 f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Inst. Geociências, UFMG. 2016.

MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Compartimentação geomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais - Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.16, n.2, p.255-270, 2015.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com Grande Escarpamento. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 2, p.235-240, 2013.

MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.M.G.; FERNANDES, N.F. Desnívelamento de Altitude com Parâmetro para a Compartimentação do Relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...* Salvador, BA, v. 4, p. 1489-1503, 1982.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Bonito, Petrópolis, RJ. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v. 8, n. 1, p. 63–77, 2007.

MENDES, L.D. *Termocronologia (U-Th) / He e reativação da margem continental do sudeste do Brasil – Seção Serra da Mantiqueira – Gráben da Guanabara*. 2013. 254f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Inst. Geociências, UERJ. 2013.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J.A.S.L; ZÁLAN, P.V; GAMBOA, L.A.P. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.18, n.3, p. 351-396, 2001.

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

RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITONEVES, B.B. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 383-405, 2004.

RICHARDS K.S. *Rivers form and process in alluvial channels*. London: Taylor & Francis. 358 p., 1982.

SILVA, T.M. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. 2002. 265f. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, UFRJ. 2002.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). *Geologia USP. Série Científica*. v.11, n. 1, p. 95–111, 2011.

SILVA, F.P.; SILVA, T. M. Perfil altimétrico em varredura: procedimentos automáticos utilizando Sistemas de Informação Geográfica (SIG). *Revista Brasileira de Cartografia*. v.70, n. 3, p. 846-866, 2018.

SOUZA, R. A.; SILVA, S.E.L.; PINTO, W.P; FREITAS, M.M. A ocorrência dos *knickpoints* e sua relação com a lito-estrutura do substrato geológico na evolução da rede de drenagem no médio vale do Paraíba do Sul. In: *Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*. [s.l.] Instituto de Geociências - UNICAMP, p. 6470–6475, 2017.

SUMMERFIELD, M.A. *Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms*. London: Longman Scientific & Technical, 1991. 537p

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai. *Geonomos*, v. 15, p. 67-79, 2007.

VALLADARES, C.S; ALMEIDA, J.C.H; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P; ANDRÉ, J.L.F; VALENTE, S.C; CORVAL, A.; VIANA, S.M; VALERIANO, C.M; MOTA, G.S; MENEZES, P.T.L; MANE, M.A. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Baía de Guanabara*. Cap. 3 - Unid. litoestratigráficas. Belo Horizonte: CPRM, p. 39-82, 2012a.

VALLADARES, C.S; ALMEIDA, JULIO; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P; ANDRÉ, J.L.F; VALENTE, S.C; CORVAL, A.; VIANA, S.M; VALERIANO, C.M; MOTA, G.S; MENEZES, P.T.L; MANE, M.A. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Três Rios*. Cap. 3 - Unid. litoestratigráficas. Belo Horizonte: CPRM, p. 35-54, 2012b.

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