

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
POLO UNIVERSITÁRIO DE CAMPOS DOS GOYTACAZES
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DA SOCIEDADE E DESENVOLVIMENTO REGIONAL
LICENCIATURA EM GEOGRAFIA

BRUNO FERNANDES IGNACIO

INVESTIGAÇÃO MORFOTECTÔNICA COM BASE EM ANOMALIAS DE DRENAGEM
EM UM TRECHO DA BACIA DO RIO POMBA (SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA/RJ)

CAMPOS DOS GOYTACAZES
DEZEMBRO DE 2017

BRUNO FERNANDES IGNACIO

INVESTIGAÇÃO MORFOTECTÔNICA COM BASE EM ANOMALIAS DE DRENAGEM
EM UM TRECHO DA BACIA DO RIO POMBA (SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA/RJ)

Trabalho apresentado ao curso de licenciatura em Geografia pela Universidade Federal Fluminense, Polo Universitário Campos dos Goytacazes, como um dos requisitos para a conclusão do curso em Geografia.

Orientador:
Prof. Dr. Thiago Pinto da Silva

Campos dos Goytacazes, RJ
Dezembro de 2017

BRUNO FERNANDES IGNACIO

INVESTIGAÇÃO MORFOTECTÔNICA COM BASE EM ANOMALIAS DE DRENAGEM
EM UM TRECHO DA BACIA DO RIO POMBA (SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA/RJ)

Trabalho apresentado ao curso de licenciatura em Geografia pela Universidade Federal Fluminense, Polo Universitário Campos dos Goytacazes, como um dos requisitos para a conclusão do curso em Geografia.

Aprovado em 20 de dezembro de 2017.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Thiago Pinto da Silva – Orientador
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof^ª. Dr^ª. Adriana Filgueira Leite – UFF
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof^ª. Dr^ª. Maria Carla Barreto Santos
UFF – Universidade Federal Fluminense

Campos dos Goytacazes, RJ

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Thiago Pinto da Silva, por toda paciência, ajuda e compreensão, não só na elaboração desse trabalho, mas em todo curso.

Aos meus pais Rita de Cássia Fernandes e Roniere Figueiredo Ignacio, pelo apoio durante todo o período de graduação, dando suporte, em todos os sentidos, para a conquista desse objetivo.

Ao meu irmão, Breno Fernandes Ignacio, por toda amizade e momentos de diversão durante minha caminhada. E minha irmã, Natália Amor Ignacio, que mesmo distante, sempre me apoiou.

Aos amigos (e irmãos), Bruno Balthazar, Bruno Tapajós e Victor Nerys, por toda amizade, ajuda, boas conversas, reclamações e por me receberem em suas casas quando precisei.

Ao amigo William Cordeiro, pelas caronas, conversas e também por ter cedido um espaço em sua casa quando precisei.

Aos colegas da turma de 2013.2, por todas as barras e alegrias que passamos juntos.

Aos colegas do laboratório de geologia, em especial Fabrício Ferreira e Gabrielly Montezuma, por toda ajuda e bate papo.

A todos os professores da graduação, por terem contribuído em minha formação profissional e pessoal. E em especial, Anniele Freitas e Marisa Valadares, professoras que me ajudaram muito a melhorar como professor iniciante.

A meu irmão da vida, Maykon Carrielo, por todos os momentos que passamos juntos.

Aos colegas de ônibus que fiz nesses quatro anos de viagens cansativas.

A todos que, de alguma forma, estiveram comigo durante todo o percurso. Obrigado!

Resumo

O presente trabalho teve como objetivo fazer uma investigação morfotectônica de um trecho da bacia hidrográfica do rio Pomba, contido na carta topográfica 1: 50.000 de Santo Antônio de Pádua. O local da pesquisa está inserido na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul dentro do Sistema de Rifites Cenozóicos do Sudeste do Brasil, o que evidencia a ação neotectônica na região. A metodologia utilizada foi a de localização de anomalias de drenagem, classificadas como cotovelo com divisores planos, colineares com divisores planos e não colineares com divisores planos, apresentando suas características, quantificando as ocorrências e os sentidos dos escoamentos, e mapeamento nos Softwares QGis e Google Maps evidenciando o controle estrutural da drenagem e as anomalias nela contida. Como resultado, pôde-se notar que há um ordenamento do relevo na direção NE-SW, que controla parte dos fluxos dos rios Pomba e Paraíba do Sul e que as anomalias ocorrem em sentido ortogonal a esse lineamento. Tais resultados reforçam a hipótese de influência tectônica no relevo da região Sudeste.

Abstract

The present work had as objective to do a morphotectonic investigation of a section of the watershed of the river Pomba, contained in the topographical chart 1: 50,000 of Santo Antônio de Pádua. The research site is inserted in the Shear Zone of the Paraíba do Sul River within the Cenozoic Rifites System of Southeastern Brazil, which shows the neotectonic action in the region. The methodology used was the localization of drainage anomalies, classified as elbow with flat, collinear divisors with flat and non-collinear dividers with flat dividers, presenting their characteristics, quantifying the occurrences and the meanings of the flows, and mapping in the QGis and Google Softwares Maps evidencing the structural control of drainage and the anomalies contained therein. As a result, it could be noted that there is an order of relief in the NE-SW direction, which controls part of the Pomba and Paraíba do Sul river flows and that the anomalies occur in a direction orthogonal to this lineament. These results reinforce the hypothesis of tectonic influence in the relief of the Southeast region.

Lista de Figuras

- Figura 1: Localização da área de estudo, em destaque o estado do Rio de Janeiro e a área da carta trabalhada. Fonte dos dados (<http://www.ibge.gov.br>). 2
- Figura 2: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. 3
- Figura 3: Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenosneoproterozoicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4- Crátoneoproterozoicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátoneoproterozoicos do Congo e Kalahari – Retirado de Heilbronet *al.* 2004..... 4
- Figura 4: Mapa geológico local retirado, e modificado, de carta geológica do CPRM (2008) de Santo Antônio de Pádua, em escala 1:100.000. Legenda ao lado mostra os compartimentos geológicos..... 6
- Figura 5: mapa geomorfológico modificado do Projeto RADAMBRASIL (Gatto et al., 1983), retirado de Baiense (2011). Destaque na legenda e no mapa para a área de estudo e para as unidades geomorfológicas presentes na área. Tipos de modelado: de Acumulação (A) – Ac (de encurrada – área plana ou abaciada), Af (fluvial), Atf (terraço fluvial), Afl (flúvio-lacustre), Afm (flúvio marinho), Atm (terraço marinho), Am (marinho); e de Dissecação (D). Densidade de drenagem: fina (f), média (m) e grosseira (g). (1, 2 e 3): graus de aprofundamento da dissecação definidos pela média da frequência dos níveis medidos em perfis transversais. 9
- Figura 6: Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al., 2004). Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada..... 12
- Figura 7: Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Em destaque área do presente trabalho. Retirado de Zalán& Oliveira (2005). 14
- Figura 8: Modificado de Baiense (2011). Distribuição dos pontos de coleta de dados estruturais relacionados à fase de Distensão E-W/NW-SE, sobre os compartimentos geomorfológicos: Paraíba do Sul, Depressão do Pomba e Muriaé e ACPS-sul e norte. Mostra a ocorrência predominante de lineamentos NE, que podem indicar a orientação das falhas. Área do presente estudo está destacada em vermelho..... 14
- Figura 9: Deslocamento de drenagem e paisagens em falhas transcorrentes (Modificado de Summerfield, 1981). Retirado de Gontijo (1999). 16
- Figura 10: Feições de relevos morfotectônicos associados com zonas de falhas principais (Wesson *et al.*, 1975 *apud* summerfield, 1996). Retirado de Gontijo (1999). 17
- Figura 11: Modificada de Silva (2012). Mapa da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, destacando os segmentos utilizados para o cálculo da assimetria topográfica transversa (Dd – distâncias entre as linhas médias das bacias de drenagem e seus divisores; e Da - distâncias entre as linhas médias das bacias de drenagem e seus canais principais) em seus diferentes setores. Destaque em vermelho para a área de estudo do presente trabalho..... 19

Figura 12: Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (A) capturas por extensão da cabeceira, (B) e (C) capturas através de invasão lateral de uma bacia de drenagem adjacente, ou através de extensão de cabeceira de um tributário (B) ou migração lateral de um rio para capturar um tributário adjacente (C). Em todas as situações espera-se rejuvenescimento de cabeceira do rio capturado no ponto de captura ou a montante deste. Modificado de Bishop (1995) e Retirado de Silva <i>et al.</i> (2006).	22
Figura 13: Surgimento de um cotovelo a partir de erosão agressiva, mudando a direção da drenagem, deixando um divisor plano entre elas. Retirado de Suguio (1999).....	22
Figura 14: Mapa exemplo mostrando os sentidos do escoamento, o vale seco e o cotovelo com curva abrupta.....	24
Figura 15: Mapa mostra o deslocamento dos fluxos novos e antigos com orientação NW-SE e a presença do divisor plano.	25
Figura 16: Imagem de satélite mostrando a direção dos fluxos de drenagem e o divisor plano marcado pelo acúmulo de água (lago).	25
Figura 17: Mostra o sentido ortogonal do fluxo novo e do fluxo antigo das drenagens, com vale seco entre elas.....	26
Figura 18: Sentido das drenagens e em destaque o vale seco entre elas. Nota-se um diferencial erosivo devido à maior declividade no caminho seguido pela nova drenagem (à esquerda) e o caminho antigo (à direita) que foi abandonado.....	26
Figura 19: Cotovelo de drenagem mostrando captura ortogonal a antiga. Destaque para o divisor plano em forma de vale, o que marca a anomalia.	27
Figura 20: Imagem de satélite referente ao mapa acima, evidenciando os sentidos da drenagem e a presença do divisor rebaixado.	27
Figura 21: Drenagem referente a carta topográfica trabalhada. Mostra orientação NE-SW dos fluxos d'água com mudanças abruptas para NW-SE, marcando controle litológico e/ou morfotectônico.....	28

Lista de Tabelas

Tabela 1 Número e porcentagem de cada tipo de anomalia mapeada no trabalho.....	33
Tabela 2: Quantificação e sentido das orientações da drenagem.	33

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	1
2 - ÁREA DE ESTUDO.....	2
2.1 - Localização	2
2.2 - Geologia.....	2
2.3 –Geomorfologia	7
3 – NEOTECTÔNICA	10
3.1 – Aspectos Gerais da Neotectônica.....	10
3.2 – Neotectônica no Sudeste do Brasil.....	11
4 – MORFOTECTÔNICA	15
4.1 – O conceito morfotectônica	15
4.2 – Morfotectônica no Sudeste do Brasil	17
5 - MÉTODOS E TÉCNICAS	20
7 – CONCLUSÕES.....	28
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	30
APÊNDICES.....	33
ANEXOS.....	35

1 – INTRODUÇÃO

Os processos de reativação tectônica no Brasil estão ligados a formação do continente Gondwana, principalmente em seu período de rompimento, o que provocou fraturamentos e falhamentos por toda a costa brasileira. Na região Sudeste, a formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) definido por Riccomini (1989 *apud* Riccomini *et al.*, 2004), que compreende regiões deprimidas, que se entendem pelas bacias de Taubaté, Resende, Volta redonda e Itaboraí, aparece como feição principal que resultou de tais processos. A alternância entre vales/planícies e serras nessa região, definida por Zalán & Oliveira (2005) como uma sucessão de horstes e grábens escalonados, aumentou a área de atuação para além das bacias sedimentares, nomeando assim o Sistema de Rifts Cenozóicos do Sudeste de Brasil.

A área do presente trabalho se encontra no médio-baixo curso do Paraíba do Sul, o que a coloca dentro do contexto do SRCSB, justificando estudos com esse escopo neotectônicos. Nessa região há a ocorrência de feições lineares do relevo que podem evidenciar um controle tectônico na região.

Os estudos de Baiense (2011) e Silva (2012), que englobam a área do presente trabalho, principalmente, motivaram tal estudo, na busca de identificar feições tectônicas a partir da análise da drenagem na carta topográfica 1: 50.000, que abrange, parte da bacia do rio Pomba, e a porção final do lineamento de Além Paraíba, que se estende do município de Volta Redonda/RJ até Itaocara/RJ, proposto por Almeida *et al.* (1975, *apud* Silva, 2006) como um alinhamento tectônico, com cerca de 260 km de extensão.

Sendo assim, este trabalho tem como objetivo geral realizar uma investigação morfotectônica na região da carta de Stº Antônio de Pádua, com ênfase na identificação de anomalias de drenagens.

Como objetivos específicos: buscou-se compreender a organização da rede de drenagem que compõe a área abrangida por parte da bacia hidrográfica do rio Pomba; análise da geomorfologia local com a finalidade de indicar áreas potencialmente atingidas por movimentação neotectônica.

2 - ÁREA DE ESTUDO

2.1 - Localização

A área de estudo está localizada na região Noroeste do estado do Rio de Janeiro e abrange os municípios de Santo Antônio de Pádua, Aperibé e Itaocara (Figura 1). A Principal via de acesso é a BR – 116, que liga as três localidades.

Mapa de Localização da Área de Estudo

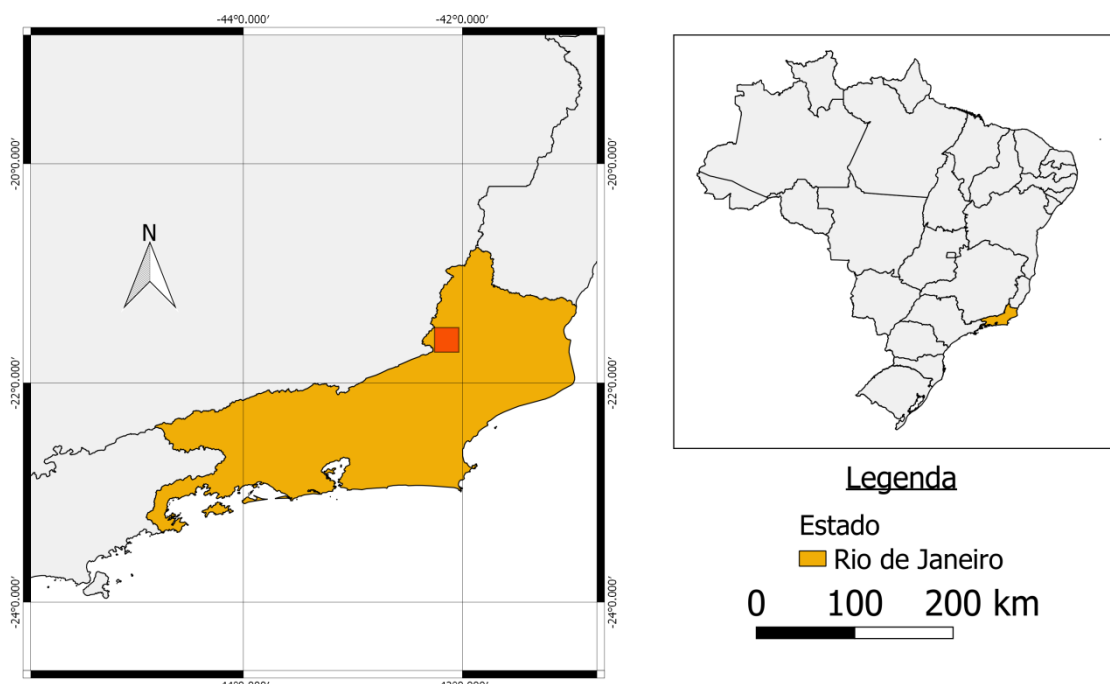


Figura 1: Localização da área de estudo, em destaque o estado do Rio de Janeiro e a área da carta trabalhada. Fonte dos dados (<http://www.ibge.gov.br>).

2.2 - Geologia

O estado do Rio de Janeiro está na região Sudeste do Brasil e geotectonicamente situado na Província da Mantiqueira, que se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área de cerca de 700.000 km². Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, tal estrutura foi definida por Almeida *et al.* (1981), e é classificada como Sistema Orogênico Mantiqueira. Uma orógeno é definido por Heilbroner *et al.* (2004), no sentido geotectônico, como um produto do choque convergente de placas litosféricas, que podem resultar na formação de arco-de-ilhas ou como arco magmático de margem continental ativa, como a cordilheira dos Andes, ou de cadeias de montanhas intracontinental, como Himalaia. A Faixa

Ribeira, orógeno onde está inserida a área deste trabalho, foi formado a partir de movimento convergente de arco magmático (Figura 2).

O CPRM (2001) define essa estrutura como a mais complexa província estrutural afetada pelo Ciclo Orogênico neoproterozoico/cambriano (Brasiliano) na América do Sul, com orientação nordeste, paralela à costa brasileira e instalada à oeste do Cráton de São Francisco, formando o arcabouço geotectônico do Sudeste Brasileiro, juntamente com a Faixa Brasília, a Cunha de Guaxupé e os metassedimentos da Faixa Alto Rio Grande, sendo instalada no final do Neoproterozoico e início do Paleozoico.

O arcabouço geotectônico do Sudeste é formado pelo Cráton de São Francisco (CFS), uma estrutura neoproterozóica, estável e circundada por orógenos instalados durante a Orogênese Brasiliana/Pan-Africana, que foi de grande importância para estabilização dessa região durante o fechamento do Gondwana. Tais orógenos foram chamados de: Faixa Brasília, Faixa Araguaí e Faixa Ribeira (Figura 2). A área estudada nesse trabalho está compreendida, principalmente, na Faixa Ribeira.

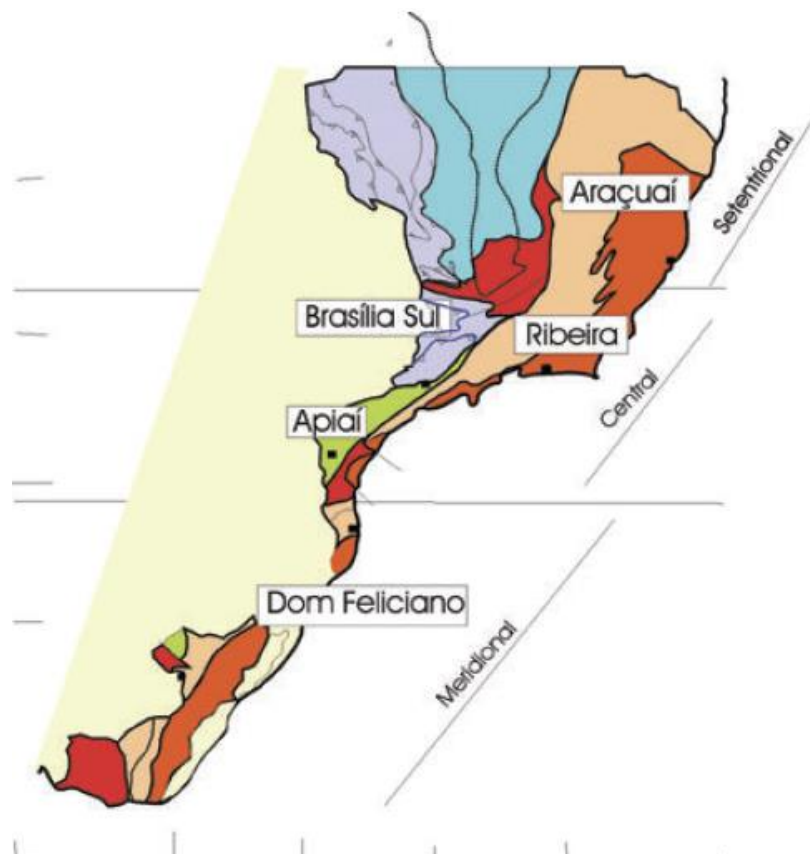


Figura 2: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araguaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

A formação do Orógeno da Ribeira se deu, majoritariamente, pelo movimento colisional entre o Cráton de São Francisco e a placa do Congo (Figura 3), durante o ciclo Brasileiro, que provocou um empilhamento de leste para oeste-noroeste. Este evento de colisão apresentou um caráter oblíquo e, em razão deste fato, a deformação principal exhibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivodextral, de acordo com Heilbronet *al.* (2004).

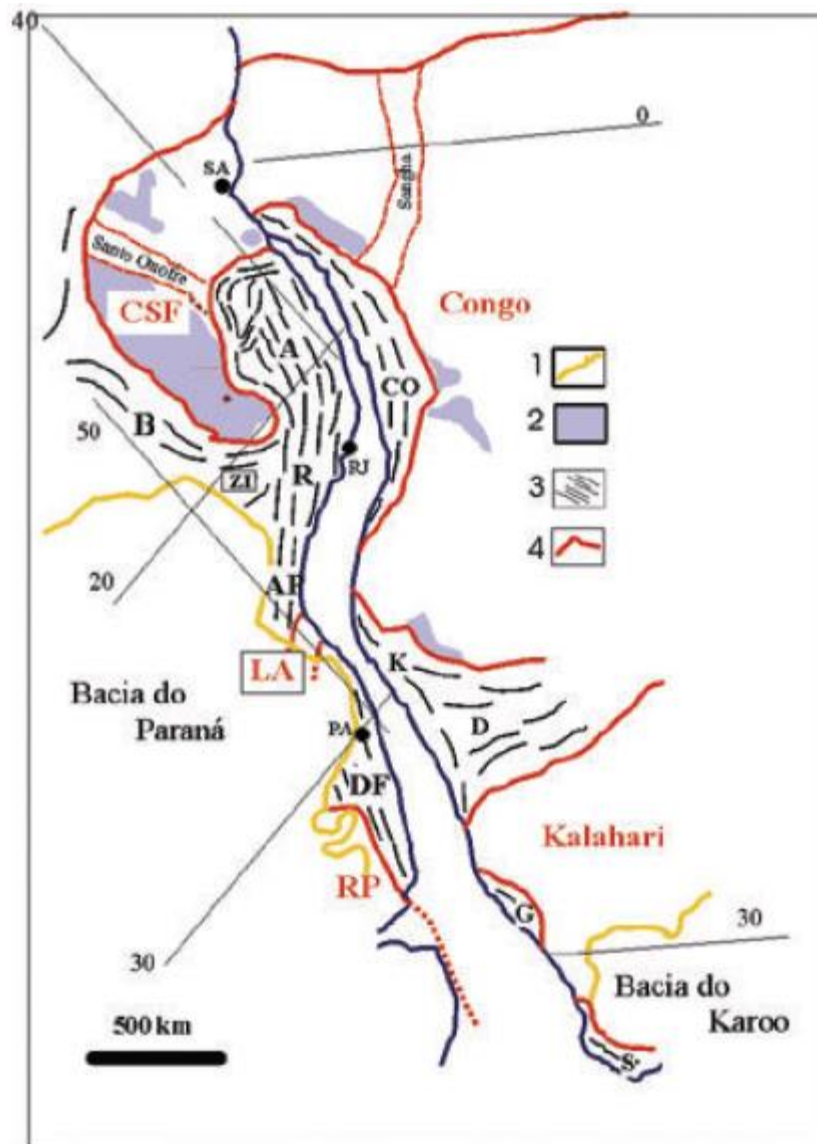


Figura 3: Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozoicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4- Crátons neoproterozoicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozoicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátons do Congo e Kalahari – Retirado de Heilbronet *al.* 2004

Nesse sentido, de acordo com CPRM (2001), a geologia desse Estado e da área de estudo está baseada nos processos de formação da Faixa Ribeira, ligadas à sua evolução tectono-metamórfica. Esta evolução orogênica foi responsável pela deformação, metamorfismo, magmatismo e articulação dos diversos terrenos, dando origem a rochas que datam, segundo a CPRM (Figura 4):

- Paleoproterozoico, no complexo Juiz de Fora com a ocorrência de:

Ortogradulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbíticas, enderbíticas e rochas gabróicas. A textura varia de granoblástica, gnáissica a milonítica. Nas variedades mais félsicas predomina opx, enquanto que nos tipos intermediários a máficos ocorrem cpx e opx.

- Neoproterozoico, Toniano, do Grupo Anderlândia:

(Granada) biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de sillimanita granada feldspato quartzito bandado, rochas calcissilicáticas, rochas ultramáficas, meta- gnditos e ocorrência de sulfetos disseminados. Ocorrem camadas metricas de Quartzitos bandados, com variedades puras, com granulometria muito grossa, sillimanitamuscovita biotita quartzito, quartzitos feldspáticos.

- Neoproterozoico, Toniano e Criogeniano, Grupo Itálva:

Unidade Macuco: Anfibólio biotita gnaisse a biotita gnaisse leucocrático com intercalações de anfibolito finos, localmente com cpx, rochas calcissilicáticas, mármore e anfibolitos.

- Neoproterozoico, Criogeniano, Grupo Bom Jesus do Itabapoana:

Granada biotita gnaisse migmatítico, com porções esverdeadas com ortopiroxênio, e leucossomas graníticos a charnockíticos. Possui intercalações de anfibólio biotita gnaisse, anfibolito e gndito. Olivina diopsídio mármore, tremolita flogopita mármore e mármore puros dolomíticos, com coloração branca a creme.

- Neoproterozoico, Criogeniano, Complexo Serra da Bolívia:

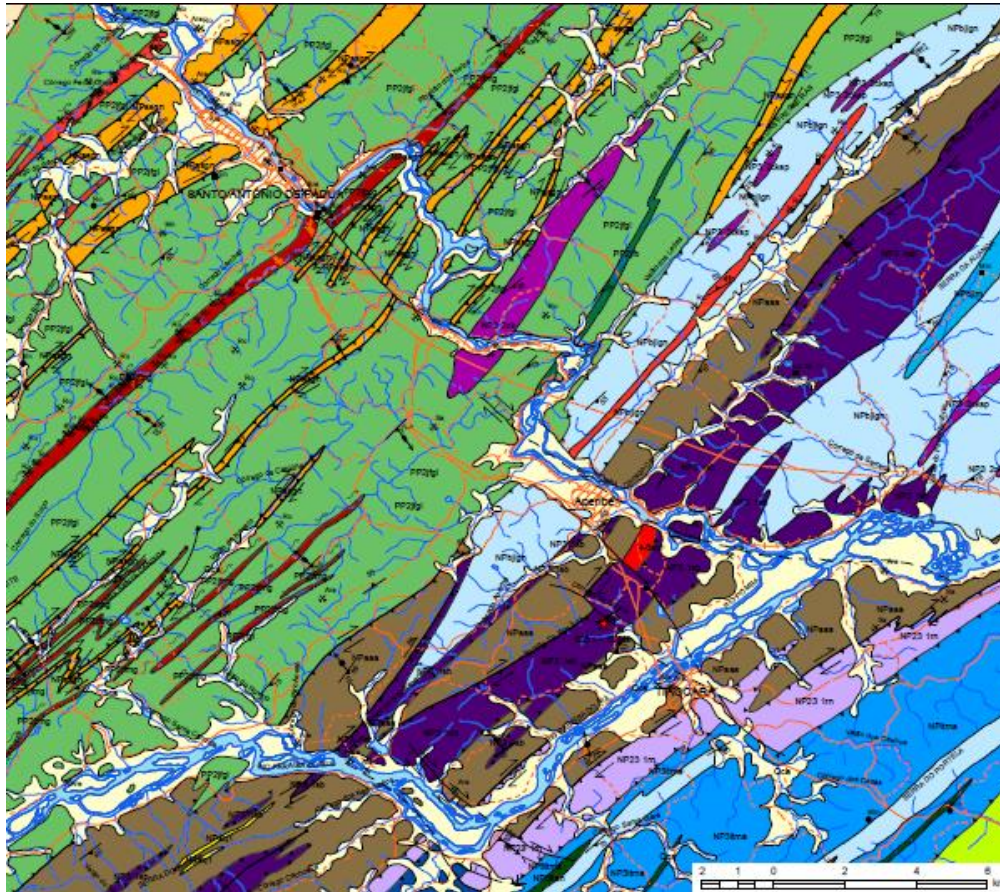
Ortognaissediorítico a tonalítico, com lentes de quartzo-dioritos, gabros e noritos, quartzosienitos, mozodioritos, monzogabbros e charnockitos.

- Neoproterozoico, Criogeniano e Ediacarano, Complexo Rio Negro:

Hornblenda biotita gnaisse migmatítico tonalítico a granítico.

- Paleozoico, Cambriano, Suíte Frecheiras:

Allanita Granito cinzento, equigranular a profirítico, fracamente foliado a milonítico.



































	Depósito Colúvio-Aluvionar: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.		GRUPO ITALIA - Unidade Eucloidândia: Muscovita sillimanita granada biotita gnaíse, com variações para muscovita biotita xistos.
	SUITE SERRA DO MAR: Diques de basalto, basalto porfírico, diabásio, micro-gabro e gabros da suite biotítica. Possuem espessuras de poucos metros, direções preferenciais NEE, e comumente exibem bordas vitreas resultantes de rápido resfriamento.		GRUPO ITALIA - Anfibólitos bandados a granulíticos, com granulometria média, localmente com CPX. Ocorre variações ultramáficas do tipo hornblenditos e tremolíticos.
	SUITE APERIBE: Biotita monzo e sieno-granitos leucocráticos, com granulometria fina a média, textura equigranular predominante e titanita e/ou zircão como minerais acessórios.		GRUPO ANDRELÂNDIA - granada biotita gnaíse bandado com intercalações de sillimanita granada biotita gnaíse, quartzo, anfibolito e rochas calcissilicáticas.
	SUITE FRECHEIRAS: Alantita Granito cinzento, equigranular a porfírico, fracamente foliado a milonítico.		GRUPO ANDRELÂNDIA - (granada) biotita gnaíse bandados, com muitas intercalações de sillimanita granada feidspato quartzo bandado, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados. Ocorrem camadas metlicas de Quartzitos bandados, com variedades puras, com granulometria muito grossa, sillimanita muscovita biotita quartzo, quartzitos feidspáticos (q1).
	SUITE SERRA DO BONFIM: (Hornblenda) Biotita gnaíse de composição granítica e textura porfírica reiquar, com variações para texturas miloníticas a ultramiloníticas. Estas variedades são exploradas como rochas ornamentais (Pedra Olho de Pombo).		GRUPO ANDRELÂNDIA - (granada) biotita gnaíse bandado ou homogêneo com intercalações de sillimanita feidspato muscovita quartzo e rochas calcissilicáticas.
	SUITE PEDRA BONITA: Charnokitos de granulometria grossa, charnokitos porfíricos, dioritos de granulometria fina a média, hornblenda tonalito, com variações texturais desde fracamente foliadas a miloníticas, localmente com texturas ígneas reliquias.		GRUPO BOM JESUS DO ITABAPOANA - Granada biotita gnaíse migmatítico, com porções esverdeadas com ortopiroxênio, e leucossomas graníticos a charnokíticos. Possui intercalações de anfibolito biotita gnaíse, anfibolito e gondito. Olivina dissolvida mármores, tremolita flogopita mármores e mármores puros dolomíticos, com coloração branca a creme (lm).
	SUITE DESENGANO: Biotita Ortognaíse porfíricas, com composição granítica a alcali-granítica, com coloração que varia de cinza, com porfíros rosados de K-feidspato, a esverdeada, exibindo variações charnokíticas com ortopiroxênio.		GRUPO SÃO FIDÉLIS: (Sillimanita) biotita gnaíse bandado ou homogêneo com intercalações de sillimanita feidspato muscovita quartzo e rochas calcissilicáticas.
	SUITE SALVATERRA: Granada charnokito a charno-enderbita, granulometria média a grossa, foliação fraca a milonítica, com enclaves máficos (anfibólitos) e de granada biotita gnaíse.		GRUPO SÃO FIDÉLIS: (Cordierita) (grafita) (sillimanita) granada biotita gnaíse kinzigilito; (cordierita) (sillimanita) biotita gnaíse bandado, com intercalações de quartzo, rochas calcissilicáticas e anfibólitos.
	SUITE SÃO JOÃO DO PARAÍSO: Charnokito a leucogranito grosso, fracamente foliado a milonítico, com enclaves e lentes de granada gnaíse, rochas máficas e calcissilicáticas.		GRUPO SÃO FIDÉLIS: Biotita gnaíse homogêneo, com granulometria média e palhetas de biotita.
	SUITE MORRO DO ESCOTEIRO: Granada muscovita granito leucocrático, foliado a granoblastico. Associa-se a pegmatitos.		SUITE BARRERO: Metagabro e metagabronorito.
	SUITE CORDEIRO: (granada) (muscovita) biotita leucogranito foliado a isotrópico. (576+/-2 Ma, U/Pb-TIMS, zircão, onstatização).		COMPLEXO JUIZ DE FORA: Charnokitos frequentemente miloníticos retrometamorfizados, com relictos de OPX. Possui colorações muito variadas, desde verde a rosada. As variedades e mais miloníticas são exploradas como rochas ornamentais (Pedra Madeira).
	COMPLEXO SERRA DA BOLMIA: Ortognaíse diorítico a tonalítico, com lentes de quartzo-dioritos, gabros e noritos, quartzo-sienitos, mozdioritos, monzogabros e charnokitos. (605+/-10 Ma, U/Pb-TIMS em zircão).		COMPLEXO JUIZ DE FORA: Ortogranulitos de composição variada, incluindo rochas charnokíticas, charno-enderbitas, enderbiticas e rochas gabróicas. A textura varia de granoblastica, gnáissica a milonítica. Nas variedades mais félsicas predomina opx, enquanto que nos tipos intermediários a máficos ocorrem cpx e opx.
	COMPLEXO RIO NEGRO: Hornblenda biotita gnaíse migmatito tonalítico a granítico (633+/-5 Ma, U/Pb-TIMS em zircão).		COMPLEXO JUIZ DE FORA: Ortogranulitos de composição diorítica a gabróica, foliados a miloníticos.
	GRUPO ITALIA - Unidade Serra da Prata: Hornblenda biotita gnaíse, com intercalações de gnaíse cinzentos e leucognaísees com granulometria fina. (845,7+/-2,5 Ma, U/Pb- LA/ICPMS, zircão).		COMPLEXO QUIRINO: Hornblenda biotita gnaíse migmatito e biotita gnaíse migmatítico, com enclaves de rochas básicas e ultramáficas (tremolíticos e hornblenditos).
	GRUPO ITALIA - Unidade Macuco: Anfibolito biotita gnaíse a biotita gnaíse leucocrático com intercalações de anfibolito finos, localmente com cpx, rochas calcissilicáticas, mármores e anfibólitos.		
	GRUPO ITALIA - Unidade São Joaquim: mármores calcíticos a dolomíticos ricos em grafita, com variações texturais de bandados a granoblasticos, grossos. Sua coloração varia desde branco a creme, azul e amarronzada. Possui intercalações de anfibólitos e rochas meta-ultramáficas.		

Figura 4: Mapa geológico local retirado, e modificado, de carta geológica CPRM (2008) de Santo Antônio de Pádua, em escala 1:100.000. Legenda ao lado mostra os compartimentos geológicos.

2.3 –Geomorfologia

No projeto RADAMBRASIL, Gatto *et al.* (1983) classifica o sudeste Brasileiro em quatro grandes domínios geomorfológicos; Domínio do Escudo Exposto, Domínio das Faixas de Dobramentos Remobilizados, Domínio dos Remanescentes de Cadeias Dobradas e Domínio dos Depósitos Sedimentares. Cada um deles com suas características estruturais. O presente trabalho tem o enfoque no Domínio das Faixas de Dobramentos Remobilizados, que é onde se encontra a área da carta estudada, área esta caracterizada pela ocorrência de marcas de falha, deslocamentos de blocos e falhamentos transversos, exercendo controle estrutural sobre a morfologia atual. Este pode ser notado pela ocorrência de linhas de falha, escarpas de grandes dimensões e relevos alinhados.

Ainda de acordo com Gatto *et al.* (1983) esse domínio é composto por oito regiões geomorfológicas, que são: Colinas e Maciços Costeiros, Planalto de Paranaciacaba, Escarpas e Reversos da Serra do Mar, Vale do Paraíba do Sul, Planalto de Amparo, Mantiqueira Meridional, Mantiqueira Setentrional e Compartimentos Planálticos do Leste de Minas.

A área estudada no presente trabalho está inserida na região do Vale do Paraíba, em duas unidades específicas, o Alinhamento de Cristas do Paraíba do Sul e a Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Murié (Figura 5). Essas unidades são caracterizadas como:

- Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul: localizada no setor médio da bacia do rio Paraíba do Sul, cujas feições do relevo refletem o forte controle geológico disposto em um conjunto de falhas e fraturas de orientação NE-SW (RADAMBRASIL, 1983; Corrêa Neto, 1995, *apud* Silva, 2003). Ainda segundo a autora, os grandes traços tectônicos do Estado foram reconhecidos a partir do incremento da utilização de imagens de radar e satélite, possibilitando a definição de "grandes falhas" de extensão regional, caracterizadas pela presença de rochas cataclásticas e que Almeida *et al.* (1976, *apud* Silva, 2003) sugeriram representar faixas cataclásticas pré-cambrianas. O curso retilíneo do rio Paraíba do Sul, entre os municípios de Andrade Pinto e Itaocara, foi definido por Almeida *et al.* (1975, *apud* Baiense, 2011) como lineamento de Além Paraíba. O quadro morfológico, de acordo com Silva (2003), reflete a estrutura e as

litologias locais, com a orientação nítida de colinas e morros na direção NE-SW. Os padrões de drenagem local têm alinhamento NE-SW, assim como o relevo, o que evidencia o controle estrutural.

- Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé: Esta unidade geomorfológica apresenta um relevo escalonado, com cotas altimétricas que oscilam entre 100 e 700m, à medida em que se aproxima da Serra da Mantiqueira. Na sua porção a oeste, os altos vales dos rios Pomba e Muriaé dissecam transversalmente os lineamentos das formas de relevo integrantes das Serranias da Zona da Mata Mineira, formando patamares e gargantas. A rede de drenagem apresenta cabeceiras na Serra da Mantiqueira, com acelerada erosão remontante, abrindo extensa depressão em direção ao rio Paraíba do Sul. Os divisores das bacias são representados por alinhamentos serranos isolados da Unidade Alinhamento de Cristas do Paraíba do Sul.

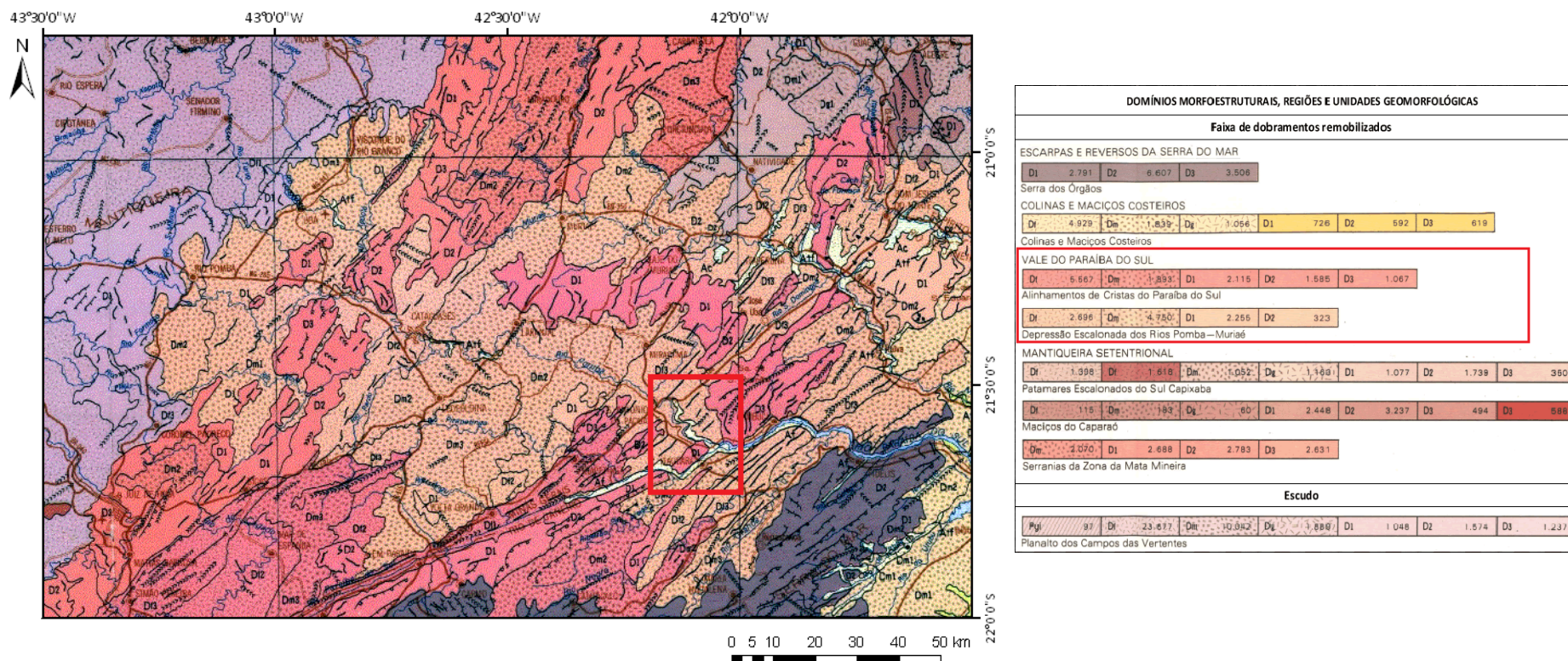


Figura 5: mapa geomorfológico modificado do Projeto RADAMBRASIL (Gatto et al., 1983), retirado de Baiense (2011). Destaque na legenda e no mapa para a área de estudo e para as unidades geomorfológicas presentes na área. Tipos de modelado: de Acumulação (A) – Ac (de enxurrada – área plana ou abaciada), Af (fluvial), Atf (terraço fluvial), Afl (flúvio-lacustre), Afm (flúvio marinho), Atm (terraço marinho), Am (marinho); e de Dissecação (D). Densidade de drenagem: fina (f), média (m) e grosseira (g). (1, 2 e 3): graus de aprofundamento da dissecação definidos pela média da frequência dos níveis medidos em perfis transversais.

3 – NEOTECTÔNICA

3.1 – Aspectos Gerais da Neotectônica

O conceito de neotectônica tem sido discutido há muito tempo, por vários autores e em períodos diferentes. O termo “neotectônica” foi empregado pela primeira vez, segundo Saadi (1993), em 1948, pelo geólogo soviético Obruchev, que o utilizou para definir movimentos da crosta que ocorreram a partir do Terceário Superior (Mioceno e Plioceno) e no Quaternário, que assumiram papel importante na topografia contemporânea. Ainda segundo o autor, essa definição se adequava a realidade geotectônica e morfoclimática das regiões estudadas.

A partir dessa discussão, segundo Saadi (1993), a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário –INQUA, em 1978, adotou a definição internacional que considera movimento neotectônico como “qualquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos sua origem geológica, independentemente de sua idade.”

Summerfield (1986; Hasui, 1990; *apud* Silva, 2006) também definiram o termo. Summerfield (1986) definiu a escala de tempo geológico a partir do Neógeno até dias atuais, não podendo ser mais antigas que isto, englobaria os movimentos na crosta no conceito de neotectônica. Além disso, segundo o autor, os movimentos neotectônicos estão intimamente ligados a evolução da paisagem da região estudada.

Hasui(1990, *apud* Silva, 2006) afirmou que os eventos neotectônicos estão diretamente relacionados à tectônica ressurgente. Esta por sua vez, está ligada a reativações contínuas com intervalos de repouso entre os movimentos. Ainda segundo o autor, é mais fácil reativar uma falha preexistente do que nuclear uma nova falha dependendo da direção da falha e da intensidade de esforços a ela submetido. Silva (2006) diz que a tectônica ressurgente se faz muito importante na evolução da crosta continental, pois pode envolver a reativação de uma falha, zonas de cisalhamento ou sistemas tectônicos inteiros.

No presente trabalho o conceito de neotectônica será usado no mesmo sentido de Silva (2006) que o definiu como movimentos tectônicos recentes que influenciam a morfologia atual, mantendo o período a partir do Terciário tardio para a ocorrência desses movimentos. Isso se justifica, visto que o autor fez estudos em áreas adjacentes a do trabalho, que mostram a mesma interpretação.

3.2 – Neotectônica no Sudeste do Brasil

Hasui (1990, *apud* Silva, 2006) admitiu como marcos do conceito de neotectônica no Brasil “o início da deposição da Formação Barreiras e do último pacote sedimentar nas bacias costeiras e o fim das manifestações magmáticas no território brasileiro”.

Segundo Riccomini *et al.* (2004), o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) se trata de uma depressão alongada com aproximadamente 900 km de extensão, inserido entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa defronte Macaé, no Estado do Rio de Janeiro. O autor diz que ele foi instalado na Faixa Ribeira, de idade neoproterozoica, que inclui núcleos mais antigos.

Riccomini (1989, *apud* Baiense, 2011) definiu rifteamento como consequência do basculamento termomecânico da bacia de Santos, e estaria relacionado a um campo de esforços distensionais NNW-SSE, provocando reativações normais e falhas lítricas ao longo da zona de cisalhamento. Com basculamento dos blocos no sentido NNW e formação de hemi-grábens. Riccomini *et al.* (2004) propuseram a existência de uma ligação original, em uma única calha deposicional, das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (segmento central do RCSB), que teriam sido posteriormente isoladas em decorrência das fases tectônicas deformadoras.

Riccomini (1989, *apud* Riccomini *et al.*, 2004) propôs quatro eventos tectônicos (Figura 6) responsáveis pela formação e deformação do RCSB, e respeita a cronologia de Hasui (1990), apenas os três últimos podem ser considerados eventos neotectônicos.

- 1ª Fase Tectônica (Eoceno-Oligoceno) - Distensão NNW-SSE

A evolução sedimentar e tectônica da porção central do RCSB teria se iniciado pela formação de uma depressão contínua, originada pela atuação de um regime distensivo de direção NNW-SSE, reativando, como falhas lítricas com caimento para o Oceano Atlântico, antigas zonas de cisalhamento brasileiras. Esta distensão, datada do Eoceno a Oligoceno, teria sido imposta pelo basculamento termomecânico da bacia de Santos. Associando-se a este mecanismo tectônico de formação do rifte, depositou-se uma sucessão sedimentar de leques aluviais e rios entrelaçados.

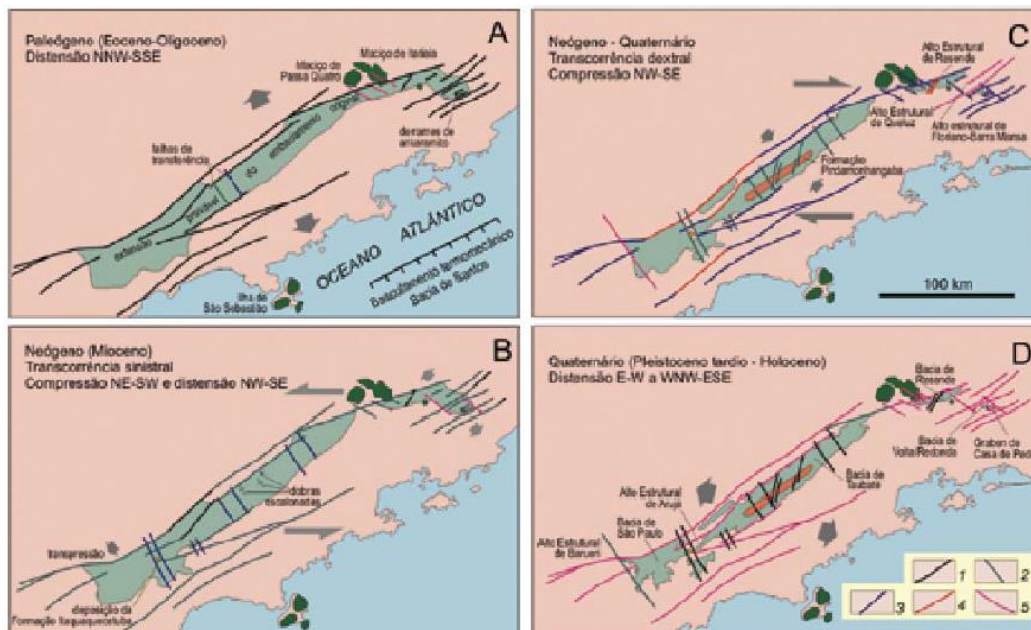


Figura 6: Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al., 2004). Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada.

- 2ª Fase Tectônica (Neógeno) - Transcorrência Sinistral E-W

Uma primeira fase de deformação do RCSB, provavelmente oligocênica a neogênica, foi caracterizada como um regime de transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW. Se de idade neogênica, constituiria a primeira fase de deformação neotectônica. As estruturas que representam essa fase são predominantemente falhas sinistrais ENE-WSW a NE-SW, além de falhas dextrais NE-SW, NNE-SSW e NNW-SSE, e mais raramente falhas normais NE.

- 3ª Fase Tectônica (Pleistoceno/Holoceno) - Transcorrência Dextral E-W

A terceira fase tectônica é representada por um binário E-W de transcorrência dextral, com compressão NW-SE, tendo sido admitida uma idade pleistocênica a holocênica. Este evento tectônico é muito bem marcado em todo o Sudeste brasileiro, tendo sido reconhecido por diversos autores (Riccomini, 1989; Saadi, 1990; Salvador, 1994; Salvador & Riccomini, 1995; Mello, 1997; Costa *et al.*, 1998; Pires Neto *et al.*, 1998; Morales *et al.*, 1998; Gontijo, 1999; Ferrari, 2001; Sarges, 2002; Albuquerque, 2004; Sanson, 2006; Silva, 2006; Mendes *et al.*, 1998; Gontijo-Pascutiet *al.*, 2010; Silva & Mello, 2011; Baiense, 2011, entre outros). As estruturas relacionadas a esta fase tectônica são, em sua maioria, falhas normais NW-SE e normais dextrais NE-SW e NW-SE,

apresentando, também, falhas normais NNW-SSE e WNW-ESE, e normais dextrais E-W, ENE-WSW e WNW-ESE.

- 4ª Fase Tectônica (Holoceno) - Distensão NW (WNW)-SE(ESE)

A última fase tectônica identificada por Riccomini (1989) corresponde a um regime distensivo, com direção NW (WNW)-SE (ESE), afetando depósitos holocênicos preservados em terraços baixos. As estruturas pertencentes a essa fase tectônica são falhas normais segundo a direção NE-SW, geradas por um campo de esforços distensional de orientação NW-SE, que afetam desde o embasamento alterado até os sedimentos alúvio-colúviais holocênicos.

Zalán & Oliveira (2005) propuseram a denominação Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) para englobar uma série de grábens de idade cenozoica que ocorrem desde o estado do Paraná até o norte do estado do Rio de Janeiro, na área entre a Serra do Mar e Serra da Mantiqueira e suas adjacências, inclusive em áreas litorâneas. Os autores definiram riftes como uma região de corredores de vales tectônicos que ocorrem em falhas normais planares e rotacionais, definindo como grábens e sub-grábens compartimentos tectônicos menores dentro dos riftes maiores.

A área de estudo do presente trabalho está inserida no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (Figura 7), por isso sua abordagem é importante e necessária para a compreensão da tectônica ressurgente na região.

No trabalho de Baiense (2011), realizado em região que engloba a área do presente trabalho, pode-se notar a presença de falhas com orientação majoritariamente NE (Figura 8), o que corrobora com o fato de se elaborar uma pesquisa com esse enfoque no presente trabalho.

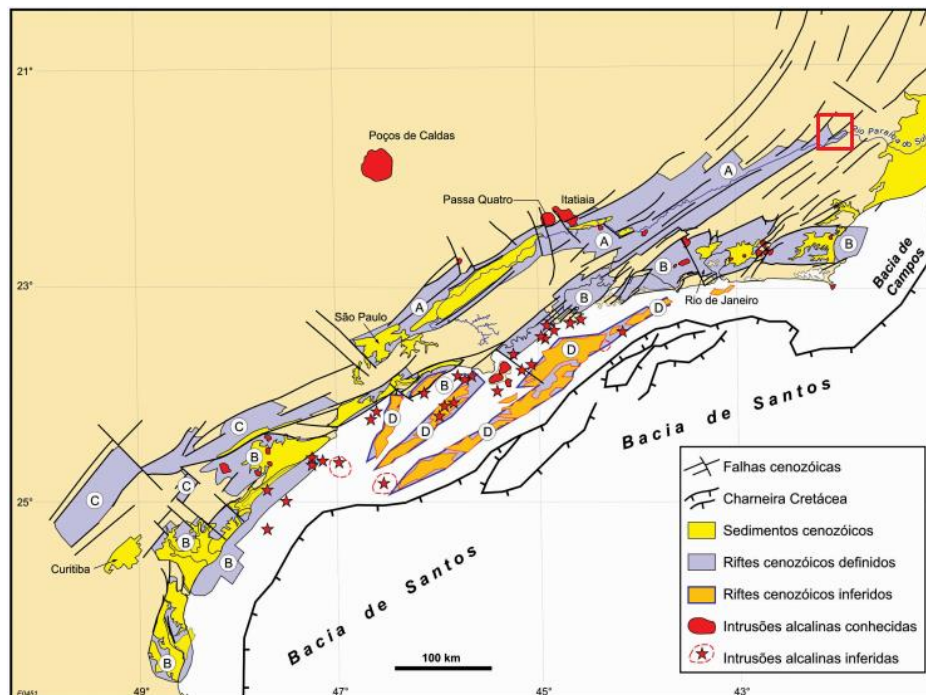


Figura 7: Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Em destaque área do presente trabalho. Retirado de Zalán& Oliveira (2005).

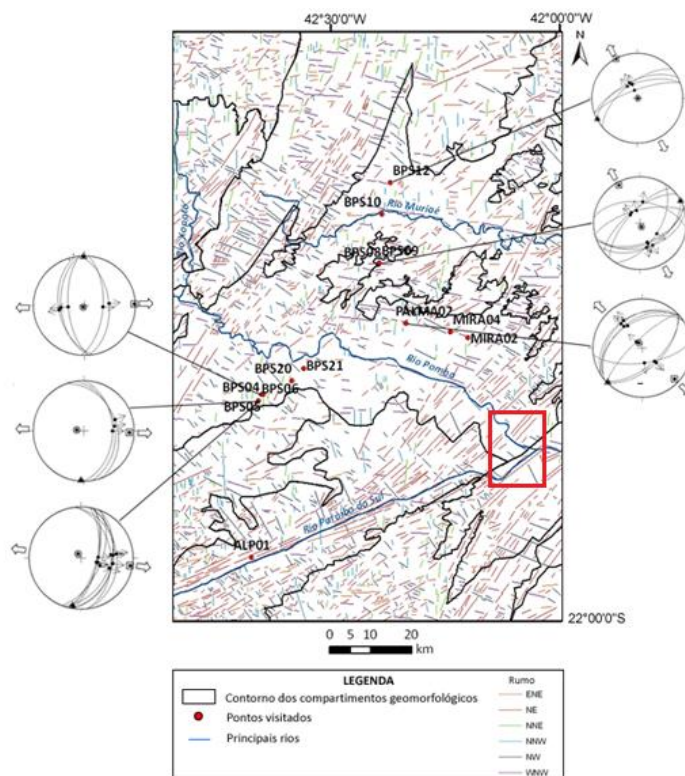


Figura 8: Modificado de Baiense (2011). Distribuição dos pontos de coleta de dados estruturais relacionados à fase de Distensão E-W/NW-SE, sobre os compartimentos geomorfológicos: Paraíba do Sul, Depressão do Pomba e Muriaé e ACPS-sul e norte. Mostra a ocorrência predominante de lineamentos NE, que podem indicar a orientação das falhas. Área do presente estudo está destacada em vermelho.

4 – MORFOTECTÔNICA

4.1 – O conceito morfotectônica

Segundo Silva *et al.* (2006) os termos morfoestrutura e morfotectônica foram diferenciados por Gerasimov&Mescherikov (1968), com aplicações distintas para análises geomorfológicas. Ainda segundo os autores, morfoestrutura está relacionada a uma paisagem com grande grau de evolução do relevo, o que reflete num terreno em que há junção do elemento estável (estrutura geológica pré-existente) com os agentes externos, que são dinâmicos. Cotton (1968, *apud* Silva *et al.*, 2006) destaca que o uso deste termo deve ser utilizado em análises de escala regional, quando referido a estudos que relacionar o controle litológico subjacente com o arranjo das feições de relevo.

Já o termo morfotectônica de acordo com Summerfield (1986, *apud* Silva, 2012) deve ser utilizado quando a elaboração das formas ou paisagens se processa sob o controle tectônico ativo. Para Saadi (1991, *apud* Gontijo, 1999) a análise morfotectônica deve ser entendida também como um processo para compreender a atividade neotectônica a partir das formas e feições por ela controladas. Ainda nesse sentido metodológico, Panizza&Castaldini (1987,*apud* Silva, 2012), trazem o conceito de “morfoneotectônica”, para designar a compreensão dos processos de relação entre relevo e neotectônica, entendida como atividade tectônica recente.

Utilizando a ideia de morfotectônica apresentada acima, Silva (2012) define que pesquisas com esse tipo de propósito buscam entender os controles tectônicos a que a paisagem está sujeita, utilizando traços morfológicos para a identificação de locais de ocorrência e de padrões dessas atividades tectônicas. O presente trabalho segue essa mesma linha, encontrar feições de reativação de falhas neotectônicas através de traços morfológicos notados a partir da drenagem.

Segundo Burbank & Anderson (2001, *apud* Silva, 2012), as feições morfotectônicas em margens passivas são peculiares e reconhecidas, principalmente, pela existência de diversas formas e características de relevo e de drenagem (Figura 9). Para Gontijo (1999) a presença de falhas ativas origina feições variadas como basculamentos, escarpas, flexuras, subsidências e deslocamentos de canais. E, de acordo com Gontijo (1999), tais estruturas criam feições distintas, pois são responsáveis pela geração de padrões específicos de paisagens: Em falha transcorrente podem ser encontradas feições (Figura 10) geomorfológicas como os vales lineares, deflexão e

offset de canais, *shuttermidges*, escarpas, *sagpondsebenches*; Em falhas normais as feições morfoestruturais mais marcantes são os *rift-valleys*, caracterizados por feições em *horsts* e *grabens*, sendo que sobre estes últimos é comum a ocorrência de bacias e lagos. Ainda em falhas normais é marcante a ocorrência de degraus escalonados, *fronts* lineares e escalonados, facetas trapezoidais e triangulares associadas a leques aluviais; em falhas reversas pode-se destacar as feições de soerguimento de terraços marinhos, colinas anticlinais (*upwarps*) e sinclinais (*downwarps*).

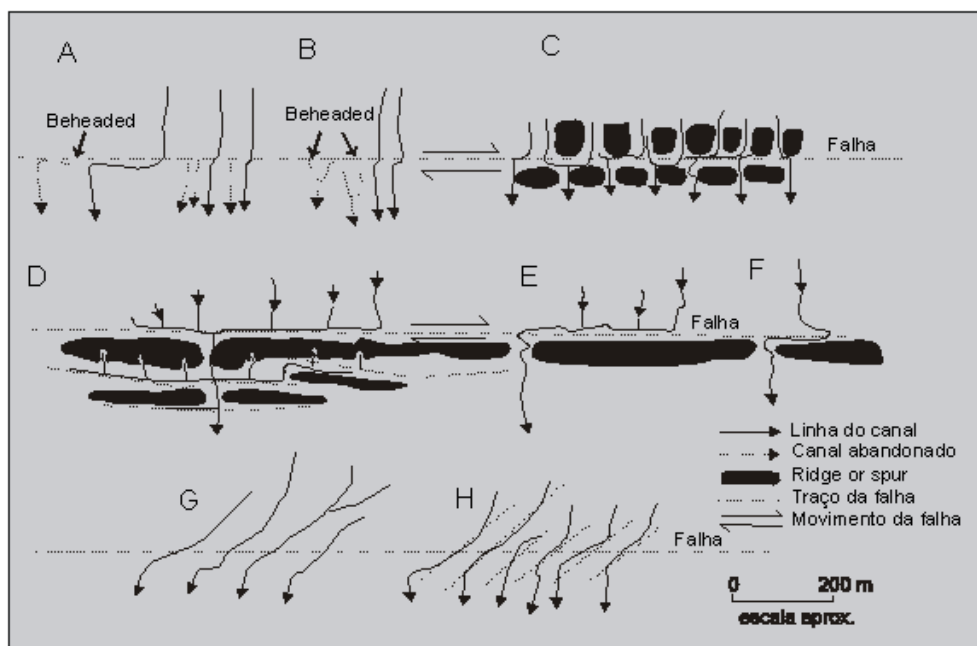


Figura 9: Deslocamento de drenagem e paisagens em falhas transcorrentes (Modificado de Summerfield, 1981). Retirado de Gontijo (1999).

Morisawa (1975; Ollier; 1981; Sylvester, 1988, *apud* Gontijo (1999) evidenciam que as feições de relevo tectônico têm baixa durabilidade, pois são facilmente erodidas e sua preservação depende das condições climáticas locais.

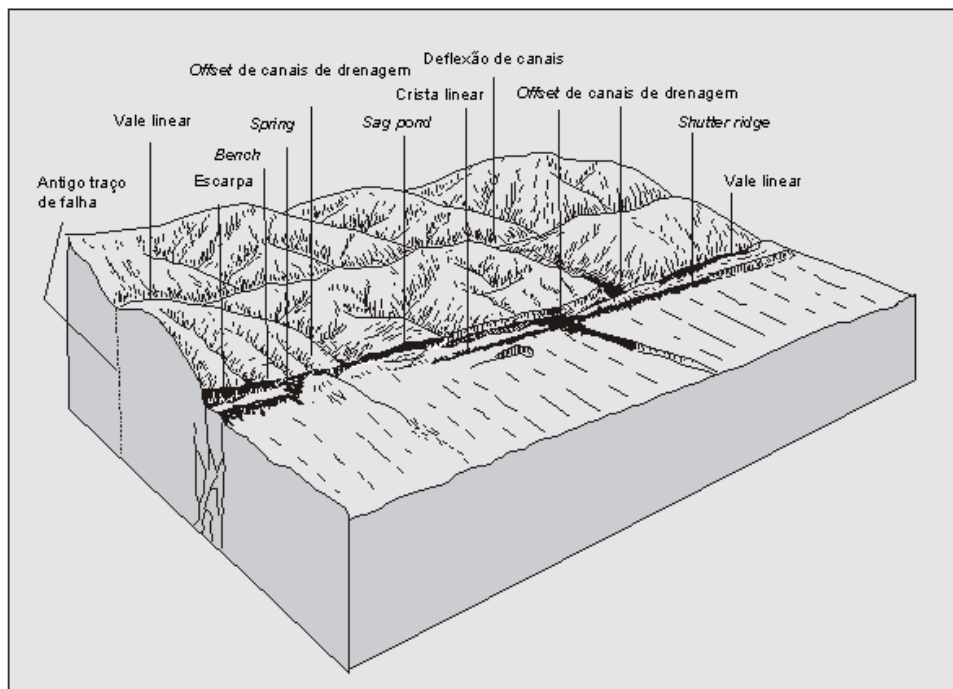


Figura 10: Feições de relevos morfotectônicos associados com zonas de falhas principais (Wesson *et al.*, 1975 *apud* Summerfield, 1996). Retirado de Gontijo (1999).

Além dessas feições de relevo características, as atividades tectônicas são refletidas na drenagem de forma bem evidente, resultando em algumas feições de anomalias de drenagem típicas, como divisores planos, vales secos ou abandonados, vales assimétricos, cotovelos, canais afluentes com ângulos obtusos, confluência de mais de dois tributários, entre outros, de acordo com Summerfield (1991), Deffontaines (1992), Cox (1994), Bishop (1995), Mello *et al.* (1999), Gontijo (1999), Suguio (1999) e Burbank & Anderson (2001) *apud* Silva (2012). Ainda de acordo com Silva (2012), Summerfield (1987) entendeu que as atividades neotectônicas são claramente evidenciadas a partir da análise da drenagem em relação qualquer feição morfotectônica, pois esta melhor distingue o controle tectônico dos outros a que está sujeita a paisagem.

4.2 – Morfotectônica no Sudeste do Brasil

Thomas & Summerfield (1987, *apud* Gontijo, 1999) propuseram modelos que explicam a evolução geomorfológica de longa duração de margens passivas, que definem que tais relevos são herança direta dos processos geodinâmicos relacionados à formação da margem em seus diferentes estágios evolutivos. Neste contexto, incluem os estágios pré-rifte e rifte, associados a soergimento magmático, ruptura litosférica e

estiramento crustal, e o pós-rifte, comandado por movimentos rotacionais envolvendo a subsidência da margem e o soerguimento. Ainda segundo os autores, apesar de datarem idades muito antigas, onde o nível de erosão deveria ter atingido o máximo de “maturação”, ainda residem feições com escarpas de grande altitude na costa leste do Brasil.

Valadão (1998, *apud* Gontijo, 1999) explica essa existência de tais feições escarpadas como resultado de reativações ou pulsações intraplaca, proporcionando períodos de instabilidade fundamentais na evolução do modelado do relevo, sobretudo no desmatelamento das superfícies de aplanamento, evoluídas durante períodos de quiescência.

Saadi (1995, *apud* Gontijo, 1999), baseada em estudos de Frutos (1981) e Partridge&Maud (1987) sobre os intervalos de pulso tectônico e calma na África e nos Andes, e suas relações com a morfologia local, exercem influência sobre a formação geomorfológica brasileira, propondo uma sincronidade entre tais pulsos tectônicos e as reativações neotectônicas da Plataforma Brasileira.

No Sudeste do Brasil, os estudos de morfotectônica vêm sendo feito, de acordo com Mendes *et al.* (2007), num intuito de se obter uma caracterização sobre a configuração morfoestrutural e morfotectônica com vistas a uma melhor compreensão sobre a evolução do relevo e as suas relações sob o aspecto de distribuição e gestão de recursos minerais e hídricos e de uso e ocupação do solo.

Os estudos de Silva (2012) que mostram um controle litológico sobre o Rio Paraíba do Sul, provocando uma assimetria marcante na drenagem da bacia, justificam um estudo morfotectônico na área do presente trabalho, pois tal se encontra dentro da bacia do Paraíba (Figura 11).

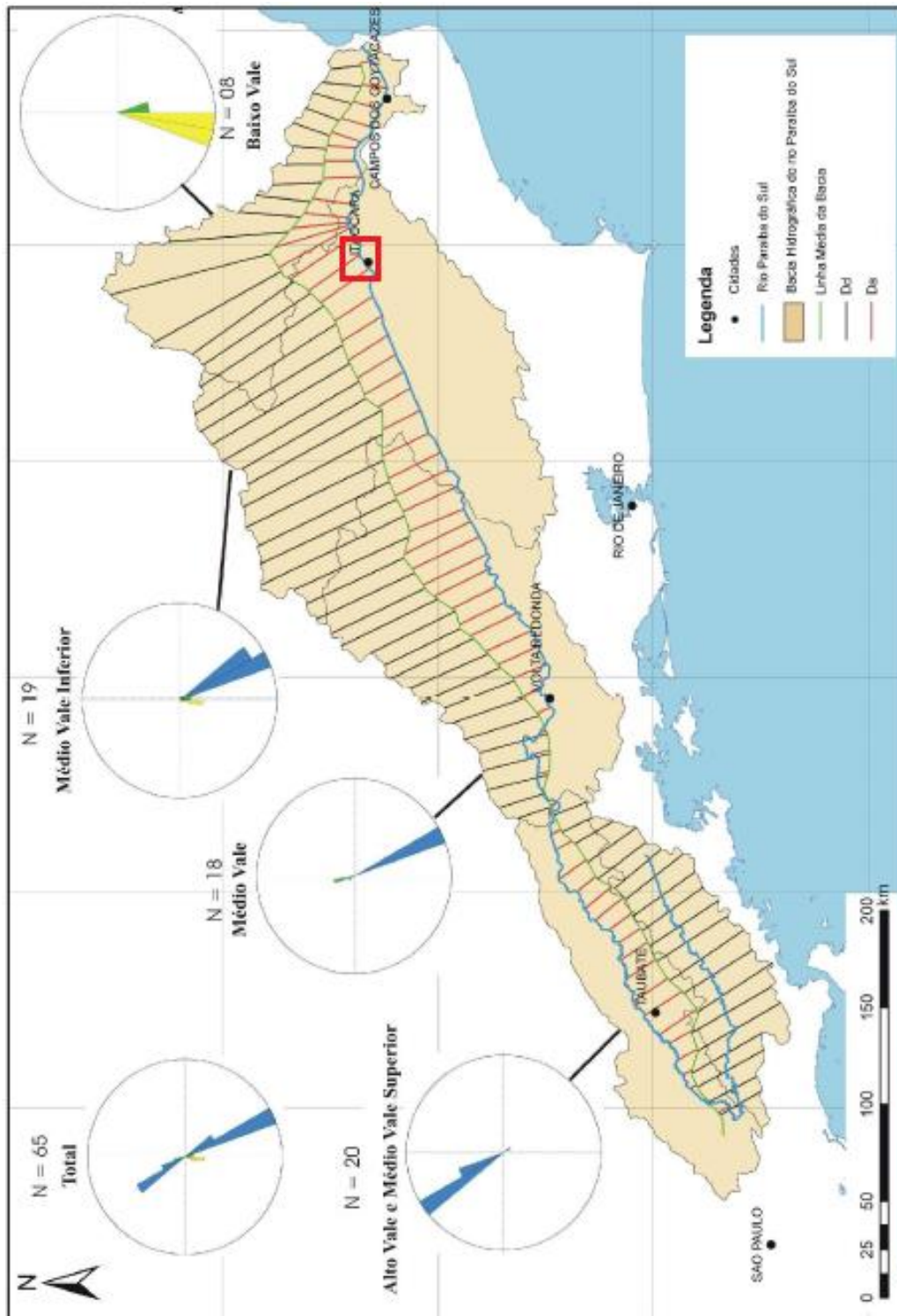


Figura 11: Modificada de Silva (2012). Mapa da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, destacando os segmentos utilizados para o cálculo da assimetria topográfica transversa (D_d – distâncias entre as linhas médias das bacias de drenagem e seus divisores; e D_a - distâncias entre as linhas médias das bacias de drenagem e seus canais principais) em seus diferentes setores. Destaque em vermelho para a área de estudo do presente trabalho.

5 - MÉTODOS E TÉCNICAS

Bishop (1995) afirma que as anomalias de drenagem são fruto do processo de reorganização da rede de drenagem. Ou seja, pode ser entendido como uma transferência de parte ou todo fluxo de um rio para outro, e geralmente é usado para explicar a história evolutiva da rede de drenagem. A reorganização da drenagem, ainda segundo o autor, não ocorre somente através de atividade tectônica, porém, esse é o principal mecanismo.

Bishop (1995) ainda define três formas de rearranjo de drenagem, as capturas de drenagem, desvio e *beheading*, que serão tratados a seguir (Figura 12).

Capturas de drenagens (*river capture, piracyoustreampiracy*) ocorrem quando há captura de um rio por um outro sistema fluvial adjacente ligada à erosão mais agressiva (rápida) da cabeceira deste, normalmente de forma abrupta, implicando na captura de área de captação e linhas de drenagem. O ponto onde ocorre a captura é marcado por uma mudança abrupta na direção do canal (Figura 13), e é chamado de cotovelo de captura, uma das evidências mais comuns. Outras feições geomorfológicas encontradas são os vales secos e os níveis de base locais. Uma drenagem caracterizada por muitos cotovelos de captura pode ser chamada de *barbed*.

O desvio (*diversion*) envolve o redirecionamento da drenagem para uma área de captação adjacente e, como no processo de captura, a transferência da área de captação e a preservação das linhas de drenagem. Além disso, também ocorre de forma abrupta. Os mecanismos que os causam os desvios são: migrações de canal, tectonismo (basculamento e domeamento) e fluxos catastróficos, mas, destes, o tectonismo é o mais comum. Podem ocorrer vales abandonados.

Decapitação(*beheading*) consiste na reorganização da bacia (*catchment*) e da linha de drenagem. No primeiro caso ocorre uma progressiva invasão de uma das bordas da cabeceira para a cabeceira divisora, resultando na transferência da área capturada de um sistema para o outro. No segundo caso envolve tanto a transferência da cabeceira como da linha de drenagem, ou pelo menos parte dela. Diferente das outras, não apresenta nenhuma das feições morfológicas anteriores.

De acordo com Bishop (1995) *apud* Gontijo (1999), as feições morfológicas que mais evidenciam as capturas de drenagem são os vales secos (*Wind gaps*) e os cotovelos (*elbowsofcapture*), que se constituem como:

- Vales Secos (*Wind Gaps*): São identificados pela presença de vales secos com sedimentos fluviais entre o cotovelo e o novo trecho capturado, que é geralmente encachoeirado.

- Cotovelos (*Elbows of Capture*): constitui o ponto de captura do rio, sempre em ângulo agudo, quase sempre perpendicular a linha de drenagem anterior, e indica a direção da mudança do canal. Quando a drenagem apresenta grande número de cotovelos de captura é chamada de *barbed drainage*. Estas são as evidências mais comuns de reorganização da rede de drenagem e implicam captura de cabeceiras e na linha de drenagem.

No presente trabalho, as anomalias foram identificadas a partir da identificação de divisores de drenagem planos e pela orientação das drenagens de 1ª ordem a partir desses. Foram classificados como canais colineares com divisores planos; canais não colineares com divisor plano; canais com presença de cotovelos, associados a divisores planos ou rebaixados, reconhecidos em curvas de nível de carta 1:50.000.

A metodologia utilizada no trabalho foi baseada nas pesquisas de Mello (1995, 1999) e Castro (2004) e consiste em, com base na teoria de estudos morfotectônicos, reconhecimento de feições geomorfológicas controladas por atividades tectônicas recentes, a partir da análise da drenagem, evidenciando um controle tectônico da paisagem local. Para chegar a essas conclusões foram necessários os seguintes passos:

- identificação e mapeamento das anomalias da rede de drenagem, em escala 1:50.000, com base no reconhecimento de divisores de drenagens planos;
- classificação das anomalias da rede de drenagem em função do sentido de escoamento;
- reconhecimento e mapeamento de feições morfotectônicas, a partir de sensoriamento remoto por imagens de satélite, utilizando o *software Google Maps*;
- identificação da orientação dos fluxos de drenagem. Esse condicionamento foi realizado no intuito de confrontar dados com as informações geológicas (tectônicas) da área, na tentativa de relacionar as orientações com possíveis falhas.

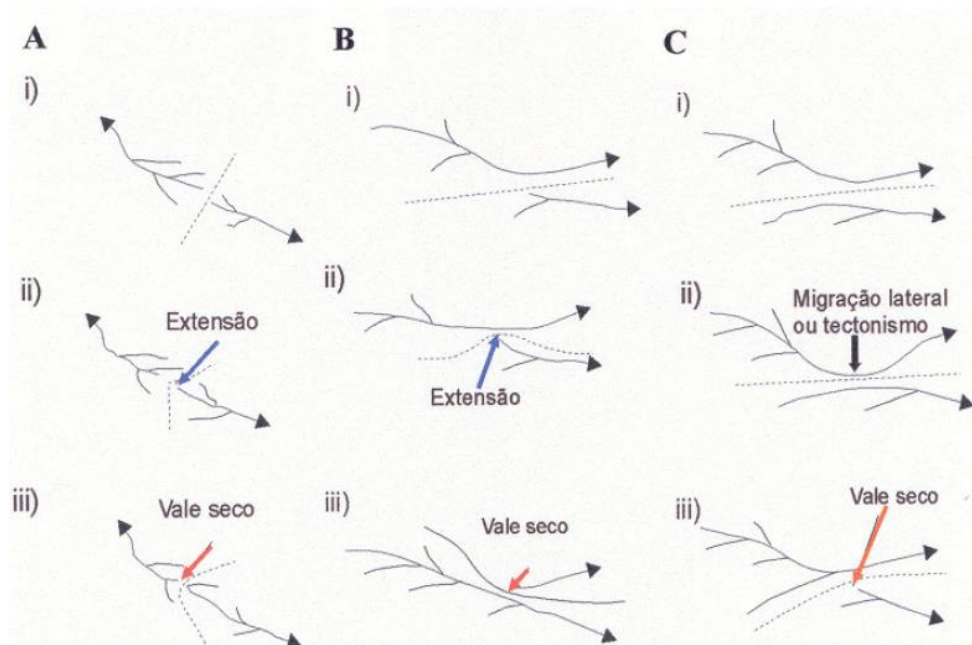


Figura 12: Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (A) capturas por extensão da cabeceira, (B) e (C) capturas através de invasão lateral de uma bacia de drenagem adjacente, ou através de extensão de cabeceira de um tributário (B) ou migração lateral de um rio para capturar um tributário adjacente (C). Em todas as situações espera-se rejuvenescimento de cabeceira do rio capturado no ponto de captura ou a montante deste. Modificado de Bishop (1995) e Retirado de Silva *et al.* (2006).

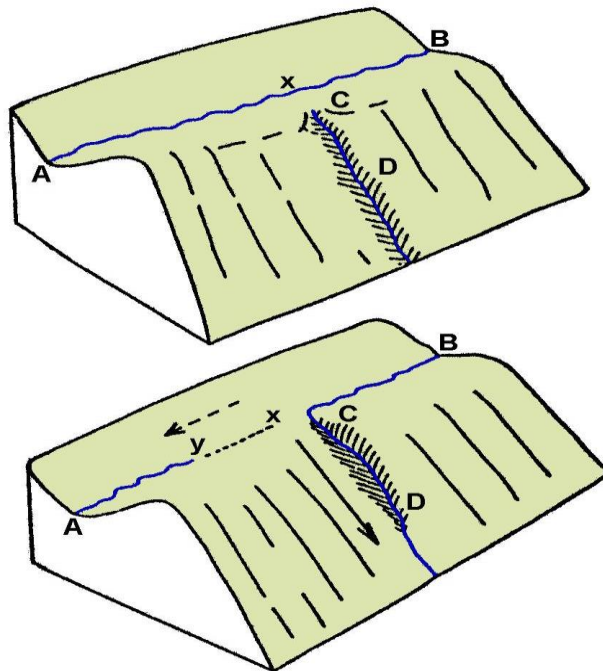


Figura 13: Surgimento de um cotovelo a partir de erosão agressiva, mudando a direção da drenagem, deixando um divisor plano entre elas. Retirado de Suguio (1999).

6 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir da análise da carta, foram identificadas feições de anomalia com a seguinte classificação, de acordo com Castro (2004): canais colineares com divisores planos; canais não colineares com divisor plano; canais com presença de cotovelos, associados a divisores planos.

As anomalias podem ser encontradas pela observação de linhas de drenagem sem uma separação por curva de nível entre elas, ou seja, por divisores planos, sem uma definição exata de localização do interflúvio, podendo ocorrer à presença de lagos nessas regiões. A observação desse tipo de característica a partir da carta topográfica foi a forma escolhida para tais feições. Elas deixam marcas de fácil identificação na carta, como a presença de vales secos e mudança de direção abrupta, no caso dos cotovelos (Figura 14).

Foram mapeadas 42 anomalias de drenagem ao todo, e classificadas e quantificadas como colineares com divisores planos, ocorreram em 12 casos, não colineares com divisor plano, também com 12 ocorrências, e cotovelos associados a divisores planos, com 18 casos, foi a feição de anomalia de drenagem mais comum. (Tabela 1 - Apêndice).

Como resultados, também foram quantificadas as orientações do escoamento das novas linhas de drenagem. Pode-se observar a ocorrência de 18 anomalias em sentido NW-SE, 12 de orientação NE-SW, 7 com escoamento de sentido E-O e 5 com direção N-S. No contexto da folha, percebe-se que as de orientação NW são mais numerosas. Essa metodologia de contabilidade e direcionamento das linhas de drenagem com anomalias foi realizada por Mello (1995). (Tabela 2 - Apêndice).

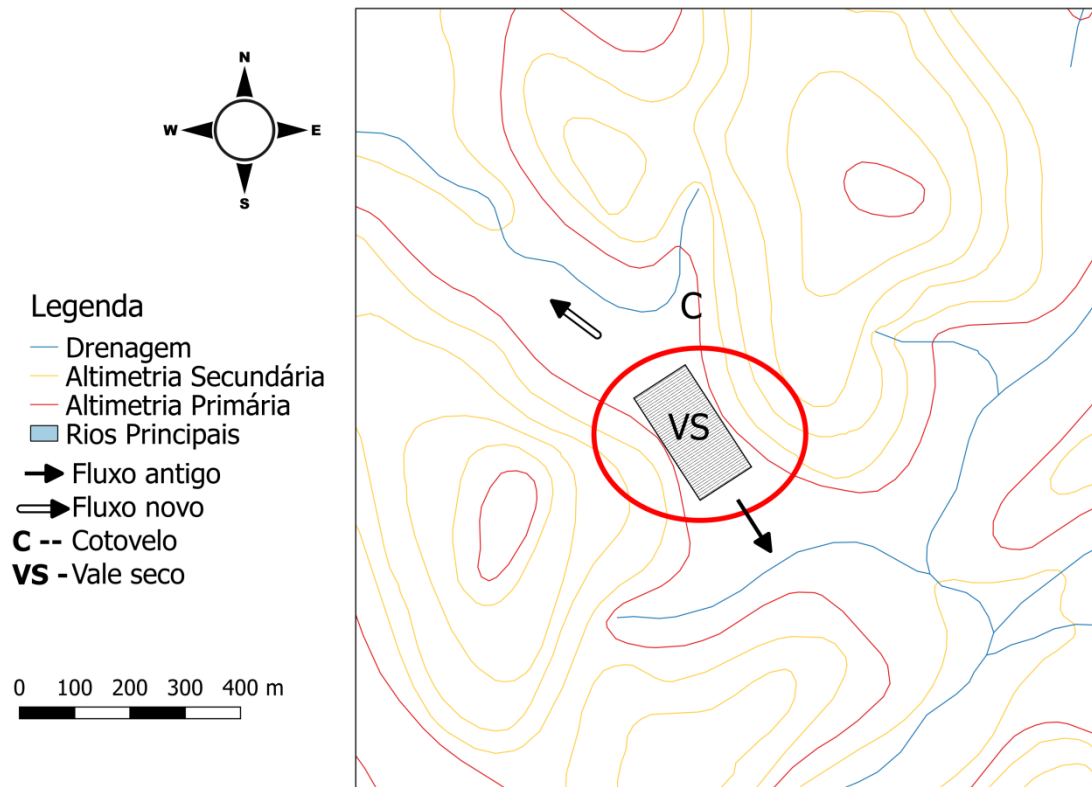


Figura 14: Mapa exemplo mostrando os sentidos do escoamento, o vale seco e o cotovelo com curva abrupta.

Canais colineares com divisores planos são identificados por linhas de drenagem com mesma orientação, mas sentidos de escoamento opostos. O sentido de fluxos mais novos e mais antigos é de difícil observação, pois não há uma mudança abrupta de direção, como no caso dos cotovelos, sendo assim, indica-se a área de maior gradiente topográfico ou estrangulamento dos vales, como visto por Bishop (1995) e Mello (1995), que, devido ao fato de haver maior poder erosivo, marca o sentido mais recente da orientação da drenagem. Como exemplo, identificada, mapeada (Figura 15) e retirada de imagens de satélite (Figura 16), uma anomalia com essas características.

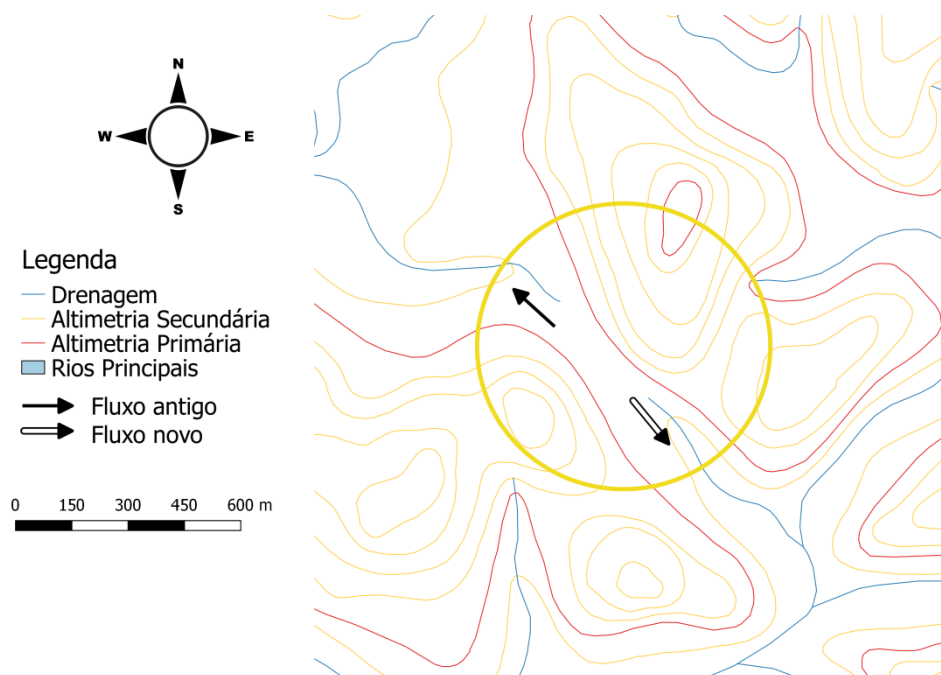


Figura 15: Mapa mostra o deslocamento dos fluxos novos e antigos com orientação NW-SE e a presença do divisor plano.



Figura 16: Imagem de satélite mostrando a direção dos fluxos de drenagem e o divisor plano marcado pelo acúmulo de água (lago).

Drenagens não colineares com divisores planos podem evidenciar uma captura de uma drenagem pela outra, deixando entre elas um vale seco, provocado pelo aumento erosivo de um em relação ao outro, capturando assim, a linha de drenagem antiga, como mostrado no mapa (Figura 17) e na imagem de satélite (figura 18).

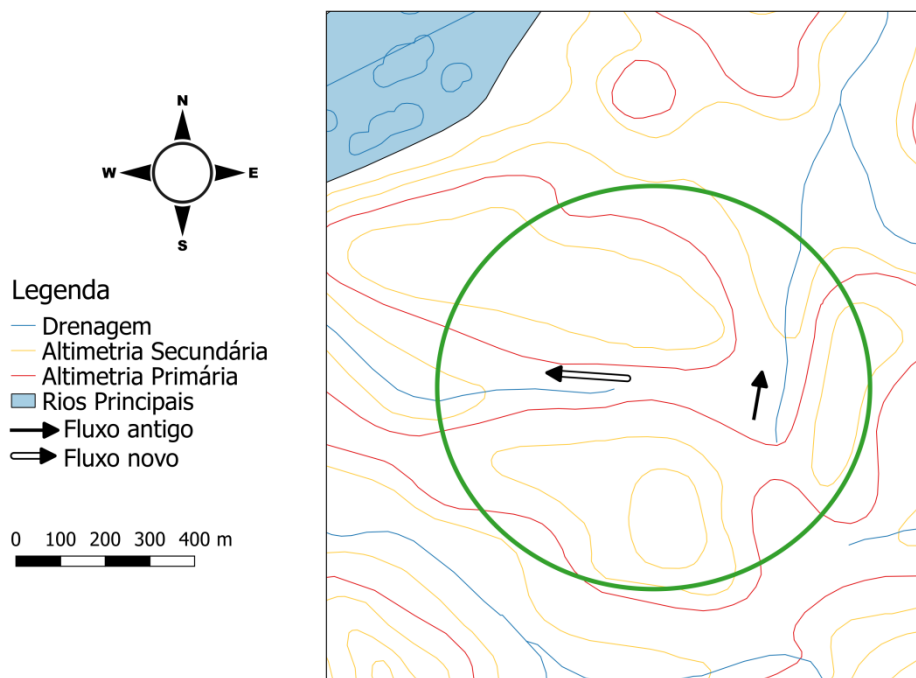


Figura 17: Mostra o sentido ortogonal do fluxo novo e do fluxo antigo das drenagens, com vale seco entre elas.



Figura 18: Sentido das drenagens e em destaque o vale seco entre elas. Nota-se um diferencial erosivo devido à maior declividade no caminho seguido pela nova drenagem (à esquerda) e o caminho antigo (à direita) que foi abandonado.

Capturas de drenagem com cotovelos associados a divisores planos, mostram o sentido ortogonal ao caminho antigo da drenagem, deixando um vale seco como resultado. Nesses casos o sentido da orientação é mais fácil de ser observado, pois há

mudança abrupta na direção do escoamento, evidenciando um aumento erosivo no sentido da linha do antigo canal, como na Figura 13, do capítulo anterior.

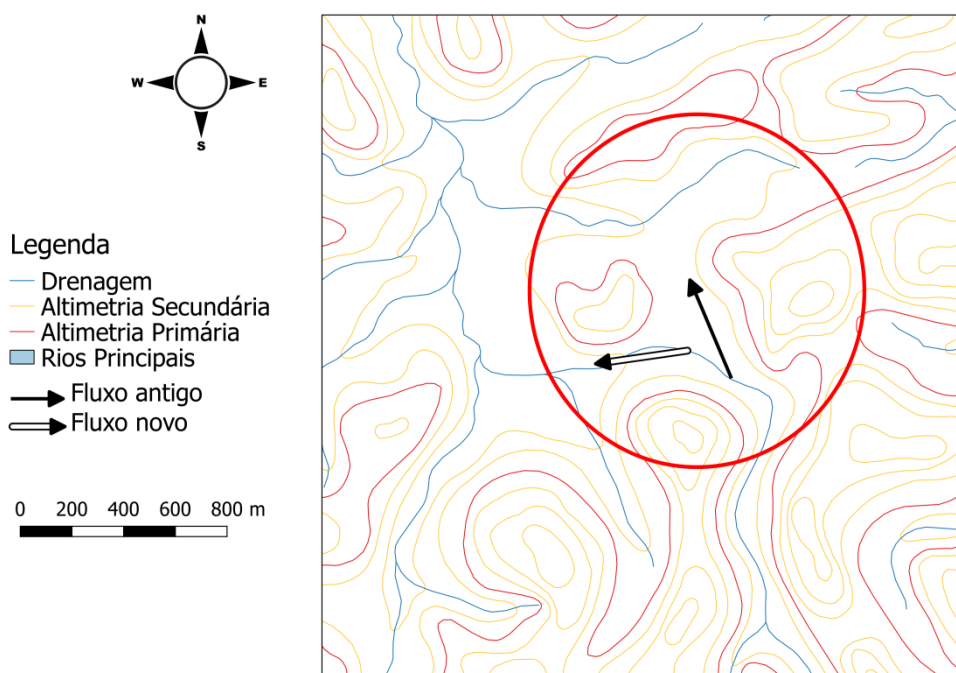


Figura 19: Cotovelo de drenagem mostrando captura ortogonal a antiga. Destaque para o divisor plano em forma de vale, o que marca a anomalia.



Figura 20: Imagem de satélite referente ao mapa acima, evidenciando os sentidos da drenagem e a presença do divisor rebaixado.

7 – CONCLUSÕES

A área do presente trabalho está inserida num contexto de falhas NE-SW, que mostra forte controle sobre a drenagem local, evidente na direção de parte da calha dos rios Pomba e Paraíba do Sul, e orientação da drenagem secundária (Figura 21). Esse sentido é corroborado pelos estudos de Zalán & Oliveira (2005), Baiense (2011) e Silva (2012), que sugerem a existência de falhas com mesmo sentido, atuando sobre a drenagem, mostrando alinhamento ao Sistema de Rifites Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), marcando controle litológico e/ou morfotectônico (CPRM, 2001).

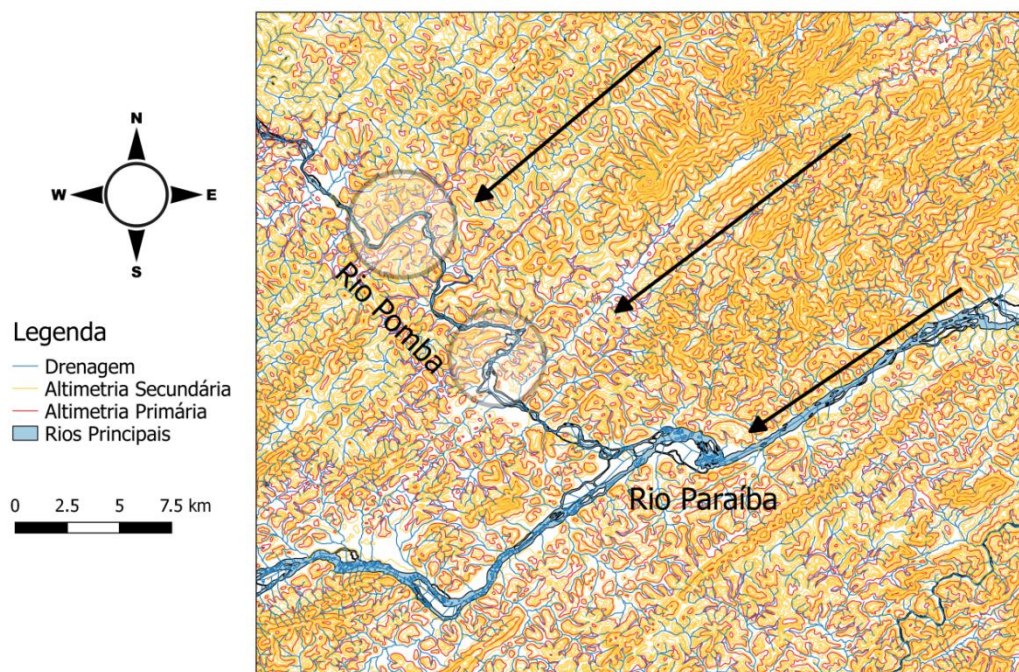


Figura 21: Drenagem referente a carta topográfica trabalhada. Mostra orientação NE-SW dos fluxos d'água com mudanças abruptas para NW-SE, marcando controle litológico e/ou morfotectônico.

A análise dessa orientação principal, NE-SW, junto com as fases de atuação neotectônica no sudeste do Brasil, reconhecidas por Riccomini (2004), entre outros, e o reconhecimento das orientações das anomalias, predominantemente para NW-SE, ou seja, ortogonal às falhas reconhecidas no SRCSB, indicam o controle morfotectônico na área trabalhada, pois as idades neotectônicas são atribuídas pela forma não remodelada dos vales que funcionam como divisores de drenagem, devido a isso foi utilizado controle tectônico (forma) em relação ao litológico. Por exemplo, no caso de falhas normais, geralmente provocadas por forças distensivas, que provocam o soergimento de bloco, resultando na ocorrência de uma diferença de altura entre as drenagens,

fazendo com que na parte de maior desnivelamento, ocorram processos erosivos que capturam as falhas em sentido ortogonal a antiga linha de drenagem.

Essas falhas que controlam a drenagem e atuam na área são de difícil visualização, por isso a análise da reorganização da rede de drenagem, aliada a estudos anteriores sobre áreas próximas, podem indicar a existência de atuação neotectônica.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAIENSE, MellissaCombas. *Condicionantes geológicos da configuração do relevo na Depressão dos rios Pomba e Muriaé (RJ/MG)*. Rio de Janeiro, 2011. 74 p. (Trabalho Final de Curso (Geologia)) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

BISHOP, Paul. *Drainage Rearrangement by River Capture, Beheading and Diversion*. 1995. In: *Progress in Physical Geography*. 19(4). p.449-473.

CASTRO, Alexander Jacinto de; MELLO, Cláudio Limeira; SILVA, Thiago Pinto da. *Investigação morfotectônica a partir de anomalias de drenagem em um setor dos Alinhamentos de Cristas do rio Paraíba do Sul, Juiz de Fora (MG)*.2004. In: XXVI Jornada de Iniciação Científica – UFRJ. Rio de Janeiro, RJ.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil.*Geologia do Estado do Rio de Janeiro*. 2001. Brasília.p.614.

GATTO, Alcides. RADAMBRASIL. 1983. *Folhas SF23/24: Rio de Janeiro/Vitória; Geologia,Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. MME, Rio de Janeiro, RJ. 32, 780p.

GONTIJO, Ambrosina Helena Ferreiro.*Mofotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*.1999.Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Tese de Doutorado, 259p.

GONTIJO-PASCUTTI, Ambrosina Helena Ferreiro; Bezerra, Francisco Hilario Rego; TERRA, EmanueleLA; ALMEIDA, Julio César Horta.*Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil*.2010. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 522–536.

HEILBRON,Mônica; *et al.* Província Mantiqueira. *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 2004.In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, CARNEIRO, C.R. & BRITO NEVES, B.B. (orgs.) São Paulo: Beca, p. 203-235.

MELLO, Claudio Limeira, et al. *NeotectonicoControlon a River Capture System in the Paraíba do Sul River Middle Valley- Bananal-(SP/RJ)*. 1995.

MENDES, *Laura Delgado*; FERNANDES, *Nelson Ferreira*; GONTIJO-PASCUTTI, *Ambrosina Helena Ferreira*. *Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ*. 2007. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.8, n.1, p.63-77.

RICCOMINI, Claudio; SANT'ANNA, Lucy Gomes; FERRARI, André Luiz. *Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 2004. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R; BRITO NEVES, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.383-405.

SAADI, Alloua. *Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares*. 1993. *Geonomos*, 1(1):1-15.

SILVA, Telma Mendes *et al.* *Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP)*. 2006. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 29 - 2 / 2006 p. 210-224

SILVA, Telma Mendes. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. 2003. In: X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. p.11

SILVA, Thiago Pinto da. *Neotectônica na Região da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e Áreas Adjacentes, entre Miguel Pereira e Juiz de Fora (MG)*. 2006. 125f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SILVA, Thiago Pinto da. *Neotectônica na região da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG)*. 2006. 125p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

SILVA, Thiago Pinto da; MELLO, Cláudio Limeira. *Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil)*. 2011. *Geologia USP: Série Científica*. Série Científica, v. 11, p. 1-20.

SILVA, Thiago Pinto da; MELLO, Cláudio Limeira. *Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil)*. 2011. *Geologia USP: Série Científica*. Série Científica, v. 11, p. 1-20.

SUGUIO, Kenitiro. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?)*. 1999. São Paulo. Paulo's Comunicações e Artes Gráficas. 366p.

ZALÁN, Pedro Victor; OLIVEIRA, João Alberto Bach de. *Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil*. 2005. Boletim de Geociências Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269-300.

APÊNDICES

Tabela 1 Número e porcentagem de cada tipo de anomalia mapeada no trabalho.

TIPO DE ANOMALIA	NÚMERO DE ANOMALIAS ENCONTRADAS	PORCENTAGEM %
Colineares com divisores planos	12	28,6
Não colineares com divisor plano	12	28,6
Cotovelos associados a divisores planos	18	42,8
Total	42	100

Tabela 2: Quantificação e sentido das orientações da drenagem.

ORIENTAÇÕES	QUANTIDADES ENCONTRADAS
NW-SE	18
NE-SW	12
N-S	5
E-O	7
Total	42

ANEXOS

Phanerozoic			Eonothem / Eon	
Cretaceous		Cenozoic		Erathem / Era
Mesozoic		Paleogene		System / Period
		Neogene		Series / Epoch
Lower		Quaternary		Stage / Age
		Holocene	Upper	0.0117
		Pleistocene	Middle	0.126
			Calabrian	0.781
			Gelasian	1.80
		Pliocene	Piacenzian	2.58
			Zanclean	3.600
			Messinian	5.333
			Tortonian	7.246
			Serravallian	11.63
			Lamphian	13.82
			Burdigalian	15.97
			Aquilian	20.44
		Oligocene	Chatian	23.03
			Rupelian	27.82
			Prabonian	33.9
			Bartonian	37.8
			Lutetian	41.2
			Ypresian	47.8
			Thanetian	56.0
			Selandian	59.2
			Danian	61.6
			Maastrihtian	66.0
			Cambrian	72.1 ± 0.2
			Santonian	83.6 ± 0.2
			Coriarian	86.3 ± 0.5
			Turonian	89.8 ± 0.3
			Cenomanian	93.9
			Albian	100.5
			Aprian	~ 113.0
			Barremian	~ 126.0
			Hauterivian	~ 129.4
			Valanginian	~ 132.9
			Bemiasian	~ 139.8
				~ 145.0

Phanerozoic			Eonothem / Eon	
Paleozoic		Mesozoic		Erathem / Era
Carboniferous		Triassic		System / Period
Permian		Jurassic		Series / Epoch
Cisuralian		Lower		Stage / Age
			Upper	152.1 ± 0.9
			Kimmeridgian	157.3 ± 1.0
			Oxfordian	163.5 ± 1.0
			Callovian	165.1 ± 1.2
			Bathonian	168.3 ± 1.3
			Badocian	170.3 ± 1.4
			Aalenian	174.1 ± 1.0
			Toarcian	182.7 ± 0.7
			Pre-Triassic	190.8 ± 1.0
			Sinemurian	193.4 ± 0.3
			Hettangian	201.3 ± 0.2
			Rhaetian	~ 208.5
			Norian	~ 227
			Carmin	~ 237
			Ladinian	~ 242
			Anisian	247.2
			Olenekian	251.2
			Induan	251.902 ± 0.024
			Changhsingian	254.14 ± 0.07
			Wuchiapingian	259.1 ± 0.5
			Capitanian	265.1 ± 0.4
			Wordian	268.8 ± 0.5
			Roadian	272.95 ± 0.11
			Kungurian	283.5 ± 0.6
			Artinskian	290.1 ± 0.26
			Sakmarian	295.0 ± 0.18
			Asselian	298.9 ± 0.15
			Gzhelian	303.7 ± 0.1
			Kasimovian	307.0 ± 0.1
			Moscovian	315.2 ± 0.2
			Bashkirian	323.2 ± 0.4
			Serpukhovian	330.9 ± 0.2
			Viséan	346.7 ± 0.4
			Tournaisian	359.4 ± 0.2

Phanerozoic			Eonothem / Eon	
Paleozoic		Devonian		Erathem / Era
Ordovician		Silurian		System / Period
Lower		Upper		Series / Epoch
Famennian		Llandovery		Stage / Age
			Famennian	372.2 ± 1.6
			Frasnian	382.7 ± 1.6
			Givetian	387.7 ± 0.8
			Eifelian	393.3 ± 1.2
			Emsian	407.5 ± 2.6
			Praagian	410.9 ± 2.8
			Lochkovian	419.2 ± 3.2
			Pridoli	423.0 ± 2.3
			Ludfordian	425.6 ± 0.9
			Gorstian	427.4 ± 0.5
			Homertian	430.5 ± 0.7
			Sinemurian	433.4 ± 0.8
			Telychian	436.5 ± 1.1
			Aeronian	440.8 ± 1.2
			Rhuddanian	443.8 ± 1.5
			Hirnantian	445.2 ± 1.4
			Katian	453.0 ± 0.7
			Sandbian	458.4 ± 0.9
			Darwinian	467.3 ± 1.1
			Dapingian	470.0 ± 1.4
			Folan	477.7 ± 1.4
			Transoxian	485.4 ± 1.9
			Jiangshanian	~ 489.5
			Pabian	~ 494
			Guizhangian	~ 497
			Drunian	~ 500.5
			Stage 5	~ 504.5
			Stage 4	~ 509
			Stage 3	~ 514
			Stage 2	~ 521
			Fortunian	~ 529
			Terreneuvian	541.0 ± 1.0

Phanerozoic			Eonothem / Eon	
Precambrian		Proterozoic		Erathem / Era
Archean		Meso-proterozoic		System / Period
Paleo-archean		Calymnian		Series / Epoch
Eo-archean		Siderian		Stage / Age
			Eo-archean	~ 4600
			Siderian	~ 2300
			Rhyacian	~ 2050
			Orosinian	~ 1800
			Saethian	~ 1600
			Calymnian	~ 1400
			Ediacaran	~ 635
			Cryogenian	~ 720
			Tonian	~ 1000
			Stenian	~ 1200
			Ediacan	~ 1400

Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, were defined by Global Standard Stratigraphic Age (GSSA) Chert and detailed formation or ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Eozoic; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (±) is provided.

Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Ordovician, Triassic, Permian and Precambrian are taken from *A Geologic Time Scale 2012* by Gradstein et al. (2012). Those for the Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Ordovician, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS Subcommissions.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (<http://www.cgmw.org>)

Chart created by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard
 (c) International Commission on Stratigraphy, February 2017
 To cite: Cohen, K.M., Harper, D.A.T., Gibbard, P.L. & Pflüger, J.K. (2017) updated. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 38, 195-204.

