



CEPPE
Centro de Pós-Graduação e
Pesquisa
MESTRADO EM ANÁLISE GEOAMBIENTAL

David Luis Pires Maciel

**APLICAÇÃO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DE
ELEMENTOS DE DRENAGEM PARA A
CARACTERIZAÇÃO DA SOLEIRA DE ARUJÁ E A
ANÁLISE DE PROCESSOS NEOTECTÔNICOS**

Orientador: Prof. Dr. Mario Lincoln Etchebehere

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Análise Geoambiental

Guarulhos
2009



CEPPE
Centro de Pós-Graduação e
Pesquisa
MESTRADO EM ANÁLISE GEOAMBIENTAL

David Luis Pires Maciel

**APLICAÇÃO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DE
ELEMENTOS DE DRENAGEM PARA A
CARACTERIZAÇÃO DA SOLEIRA DE ARUJÁ E A
ANÁLISE DE PROCESSOS NEOTECTÔNICOS**

Dissertação apresentada à Universidade Guarulhos para a obtenção
do título de mestre em Geociências

Área de concentração: Análise Geoambiental

Orientador: Prof. Dr. Mario Lincoln De Carlos Etchebehere

Guarulhos

2009



Centro de Pós-Graduação e Pesquisa

A Comissão Julgadora dos Trabalhos de Defesa de Dissertação de MESTRADO, intitulada “**Aplicação de Parâmetros Morfométricos de Elementos de Drenagem para a Caracterização da Soleira de Arujá e a Análise de Processos Neotectônicos**”, em sessão pública realizada em 19 de Novembro de 2009, considerou o *candidato David Luis Pires Maciel* aprovado.

A Banca Examinadora foi composta pelos seguintes pesquisadores:

Prof. Dr. Mario Lincoln De Carlos Etchebehere
Orientador

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad
Universidade Guarulhos – UnG

Prof. Dr. Norberto Morales
**Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
UNESP/Rio Claro**

Guarulhos
2009

M152a Maciel, David Luis Pires
Aplicação de parâmetros morfométricos de elementos de drenagem para a caracterização da soleira de Arujá e a análise de processos Neotectônicos. Guarulhos, 2009.
100 f. : il. ; 31 cm

Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) - Centro de Pós-Graduação e Pesquisa, Universidade Guarulhos, 2009.
Orientador: Prof. Dr. Mario Lincoln de Carlos Etchebehere
Bibliografia: f. 100-123

1. Morfometria fluvial 2. Rio Paraíba do Sul 3. Rio Tietê 4. Neotectônica 5. Bacia de São Paulo 6. Bacia de Taubaté 7. Soleira de Arujá 8. Cotovelo de Guararema I. Título. II. Universidade Guarulhos.

CDD 22st 551.1

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

Várias pessoas participaram de alguma forma para a realização da presente dissertação, gostaria de deixar meu singelo agradecimento a elas.

Inicialmente presto sinceros agradecimentos ao meu orientador Prof. Mario Lincon de Carlos Etchebehere, que pela paciência, estímulo e fé em mim depositada tornou possível a realização do presente trabalho. As valiosas discussões sobre o pensar geológico, bem como as reflexões referentes à vida acadêmica.

Ao Prof. Dr. Antonio Roberto Saad, que sempre proferia palavras de incentivo, mesmos nos momentos mais difíceis e árduos.

Ao Prof. Dr. Paulo Eduardo De Oliveira, pela valiosa contribuição na redação e revisão do abstract.

As professoras Maria Judite Garcia e Elza Bedani pela grande ajuda nos trabalhos de campo.

Os professores do Mestrado em Análise Geoambiental, que através de seus conhecimentos, competência e amizade, contribuíram para a realização desta pesquisa: Prof. Dr. Antonio Gonçalves Pires Neto; Prof. Dr. Antonio Manoel dos Santos Oliveira; Prof. Dr. José Cândido Stevaux; Prof. Dr. Kenitiro Suguio; Prof.^a Dra. Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira; Prof. Marcio Magalhães de Andrade.

Aos profissionais do LABGEO-UnG, pela ajuda com a pesquisa bibliográfica, consulta ao acervo cartográfico, Fabio Casado, Rosana e Andréia.

A equipe do laboratório de geoprocessamento, Willian Queiros e Sandra Emi Sato que auxiliaram na digitalização, confecção e impressões dos mapas.

Aos companheiros de mestrado que obtiveram sucesso para a conclusão e obtenção do esperado título de mestre, e aos companheiros que por motivos diversos se viram impossibilitados de concluir esta etapa de suas vidas.

Ao meu amigo e companheiro de graduação, Ivan Cláudio Guedes, pela sua ajuda e conselhos.

Ao amigo Luciano Cores, pela motivação, conselhos e confiança que foram de uma importância impar.

A minha irmã Amanda Luis e meu cunhado Rogério, pela valiosa ajuda nas diversas traduções que se fizeram necessárias durante o curso desta pesquisa.

A minha esposa e companheira Raquel, pelo respeito, carinho, incentivo e fé inabalável depositados em mim, e pelos momentos insubstituíveis subtraídos durante a realização desta pesquisa.

Aos meus pais José Luiz e Guiomar Luis, que mesmo com todas as dificuldades encontradas, batalharam para me fornecer um lar e uma educação digna. E um agradecimento especial a minha mãe que mesmo contra todas as adversidades acreditou em mim, e que por muitas vezes se abdicou de seus sonhos para que seus filhos pudessem sonhar.

A Secretaria de Educação do Estado de São Paulo, pela concessão da bolsa mestrado que tornou possível à realização da presente pesquisa.

"vivemos em um mundo que trata melhor os mortos que os vivos .Nós os vivos somos fazedores de perguntas ,e fornecedores de respostas ,além de termos outros defeitos graves ,imperdoáveis aos olhos de um sistema em que a morte ,como o dinheiro aperfeiçoa as pessoas ."

(Eduardo Galeano)

RESUMO

No extremo sudoeste da Bacia de Taubaté, caminhando para o seu limite atual com a Bacia de São Paulo, ocorre a separação das bacias dos rios Paraíba e Tietê, configurando um alto chamado “Soleira de Arujá”. Nessa região, as estruturas antigas exercem controle na morfologia do alto que separa as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté, estrutura esta que forçou o Rio Paraíba do Sul a inverter o seu curso, formando assim o denominado “Cotovelo de Guararema”. O presente estudo objetiva delinear a evolução geológica e geomorfológica desta área em tempos cenozóicos e avaliar a possibilidade de que processos neotectônicos estejam ainda ativos. A abordagem utilizada compreendeu a análise de dados geológicos e geomorfológicos compilados, a aplicação de análise de parâmetros flúvio-morfométricos (perfis longitudinais e índices RDE – Relação Declividade vs. Extensão), a interpretação de imagens de satélite e trabalhos de campo. O conjunto de informações obtidas evidencia uma série de anomalias flúvio-morfométricas, concentradas nas proximidades do atual divisor de águas das bacias hidrográficas do Tietê e do Paraíba do Sul, interpretadas como decorrência de ação neotectônica. A compilação de dados geológicos permitiu evidenciar que as bacias sedimentares de Taubaté e São Paulo formaram-se no Paleógeno, com o preenchimento de calhas alongadas na direção ENE-WSW, constituindo uma única entidade bacinal. A partir do Mioceno, quando o regime tectônico passa a ser compressivo, configurando a Neotectônica, houve fragmentação dos depósitos paleógenos, em especial na região na região de Arujá, condicionando uma mudança brusca no curso do rio Paraíba do Sul -- que outrora tributava suas águas no rio Tietê –, invertendo o seu curso para noroeste e, na seqüência, para nordeste, configurando o chamado “Cotovelo de Guararema”. Análise de imagens de satélite possibilita visualizar as áreas subsidentes (com depósitos aluviais mais expressivos, regolitos mais bem preservados, e preservação de sedimentos paleógenos, acrescidos da sedimentação neogênica) e as áreas em processo de soerguimento (mais dissecadas, com solos rasos) e até mesmo basculamentos, controlados, principalmente por famílias de lineamentos ENE-WSW e NNW-SSE, a primeira delas coincidente com a direção das principais zonas de

cisalhamento do substrato pré-cambriano. Acredita-se que os resultados do presente trabalho possam contribuir para o entendimento do quadro neotectônico da Região Sudeste, bem como dos processos morfogenéticos, de sedimentação, de dinâmica superficial e de sismicidade natural ou induzida. Recomenda-se a continuidade de investigações sobre a Neotectônica, justificáveis pelo fato dessa região compreender uma das mais importantes regiões do País em termos populacionais e socioeconômicos.

Palavras-chave: Morfometria fluvial. Rio Paraíba do Sul. Rio Tietê. Neotectônica. Bacia de São Paulo. Bacia de Taubaté. Soleira de Arujá. Cotovelo de Guararema.

ABSTRACT

From the southwestern limit of the Taubate Basin towards the São Paulo Basin the Paraíba and Tietê river basins become separated by the Arujá structural high. The present study analyzes the geological and geomorphological evolution of this area during the Cenozoic and evaluates, as a hypothesis, the role of active neotectonic events in this region. For this analysis, geological and geomorphological data were gathered in order to determine the relationship with fluvial morphometric parameters like stream longitudinal profiles and RDE (Declivity vs. Extension Relationship) indexes coupled with satellite imagery studies. The data set obtained clearly suggest the presence of various fluvial-morphometric anomalies concentrated in the proximity of the present water divide of the Tietê and Paraíba do Sul hydrographic basins, which are interpreted as a consequence of neotectonic processes. In this region, ancient structures play a role in the morphological control of this highland that separates the sedimentary basins of São Paulo and Taubaté. These structures forced the Paraíba do Sul River to invert its course, thus forming what is known as the “Cotovelo de Guararema” (Guararema Elbow). The gathering of geological data suggests the Taubaté and São Paulo sedimentary basins were formed during the Paleogene, with filling of the elongated depocenters in a ENE-WSW direction, thus forming an entire basin unit. After the Miocene, when the tectonic regime becomes compressive, establishing the neotectonic influence, the paleogene deposits became fragmented, especially in the Arujá region, thus conditioning an abrupt change in the course of the Paraíba do Sul River. This river, which until then discharged its waters in the Tietê River, began to flow in a northwestern direction, thus forming the “Guararema Elbow”. Analysis of satellite images allowed the identification of subsiding areas containing remarkable alluvial deposits, well preserved regoliths as well as of preserved paleogene sediments, on which were deposited neogene sediments. In addition, this study recognized areas under uplifting processes (more dissected and with shallow soils) and structural tilting, controlled primarily by families of ENE-WSW and NNW-SSE lineaments, the first of which are coincident with the direction of the main shear zones

of the Precambrian substrate. The results presented contribute to the understanding of the neotectonic scenario and related morphogenetic, sedimentary, surface dynamics and natural or induced seismicity processes in southeastern Brazil. We recommend the establishment of new investigations on Neotectonics in this area due to its demographic and socioeconomical importance in Brazil.

Keywords: Fluvial morphometry. Paraíba do Sul river. Tietê river. Neotectonics. São Paulo basin. Taubaté basin. Arujá structural high. Guararema elbow.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

LISTA DE FIGURAS

I- INTRODUÇÃO

Figura 1.1	Rio Paraíba do Sul na área de Guararema (foto no rumo montante), próximo ao ponto mais ocidental de seu curso em território paulista.....	2
Figura 1.2	Localização aproximada área de estudo e principais vias de acesso.....	4
Figura 1.3	Climograma da área de estudo período entre 2005 e 2008. Dados extraídos de: http://www.ciagro.sp.gov.br/ciagroonline/Quadros/QTmedPeriodo.asp - http://www.inmet.gov.br/	5
Figura 1.4	Distribuição dos remanescentes da cobertura vegetal da Mata Atlântica (SOS Mata Atlântica/INPE, 2001).....	6

III – CONTEXTO GEOLÓGICO

Figura 3.1	Convenções: 1. Cobertura cenozóica. 2. Bacias tafrogênicas continentais: (SP) Bacia sedimentar de São Paulo, (TT) Bacia sedimentar de Taubaté, 4. Limites topográficos de riftes, 5. Zonas de falhas (RICCOMINI, 1989).....	10
Figura 3.2	Convenções 1- Bacia de Curitiba; 2- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; 3- Formação Pariquera Açu; 4- Gráben Sete Barras; 5- Bacia de São Paulo; 6- Bacia de Taubaté-Bonfim; 7- Bacia de Resende; 8- Bacia de Volta Redonda; 9- Gráben da Guanabara; 10- Bacia de Macacu; 11- Bacia de São José do Itaboraí; 12- Grábem de Barra de São João; 13- Bacia de Santa Isabel-Igaratá; 14- Depósitos de Tanque Pinhalzinho, Atibaia-Bom Jesus dos Perdões – Piracaia-Nazaré; 15- Bacia do Auruoca; 16- Depósitos Terciários Correlatos(BH). (Modificado de ALMEIDA; HASUI, 1984).....	12
Figura 3.3	Mapa geológico da Bacia de Taubaté (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRI, 2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) Fm. Resende (leques aluviais proximais); 3) Fm. Resende (leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; 4) Fm. Tremembé; 5) Fm. São Paulo; 6) Fm. Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas de estruturas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais.....	14

Figura 3.4	Mapa geológico da Bacia de São Paulo (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRARI, 2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) Fm. Resende (leques aluviais proximais); 3) Fm. Resende ((leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; 4) Fm. Tremembé; 5) Fm. São Paulo; 6) Fm. Itaquaquecetuba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas de estruturas do embasamento pré-cambriano.....	15
Figura 3.5	Seções geológicas na Bacia de São Paulo segundo Riccomini; Sant'Anna e Ferrari (2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) conglomerados da Fm. Resende; 3) lamitos de leques aluviais medianos a distais da Fm. Resende; 4 e 5) lamitos, areias e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Fm. Resende; 6) sistema lacustre da Fm. Tremembé; 7) sistema fluvial meandrante da Fm. São Paulo; 8) aluviões quaternários; 9) falhas normais (A) e transcorrentes dextrais (B).....	16
Figura 3.6	Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do RCSB. Ilustração adaptada de Riccomini (1989), Salvador (1994) e Mancini (1995).....	17
Figura 3.7	Modelo de Thomas e Summerfield (1987) referente aos fatores tectônicos controladores da evolução geomorfológica de longo prazo nas margens continentais passivas. UI – soerguimento isostático associado ao descarregamento denudacional; UT – soerguimento termal; SI – subsidência isostática associada ao carregamento sedimentar; r – rotação da margem em função de UI e SI; E – retração do escarpamento relacionado ao rejuvenescimento episódico estruturalmente controlado; C – topografia gerada por vulcanismo e intrusões associadas ao rifteamento; SL – nível do mar.....	20
Figura 3.8	Possível modelo de evolução geológica do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), do Neocretáceo ao Recente, em uma seção E-W (Baseado em ALMEIDA, 1976; BISTRICHI, 2001; MOHRIAK, 2004). A) Embasamento pré Cambriano; B) Seqüências sedimentares pré-basaltos da Bacia do Paraná; C) Basaltos da Formação Serra Geral – 132 Ma; D) Evaporitos e rochas siliciclásticas do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos; E) Grupo Bauru – Cretáceo Superior; F) Sedimentos do Cretáceo Superior ao Recente da Bacia de Santos; G) Sedimentos da Bacia de Taubaté e correlatos; H) Depósitos pós-Oligoceno. Extraído e modificado de Etchebehere et al. (2007) b.....	22

IV - GEOMORFOLOGIA DA ÁREA

Figura 4.1	Mapa da subdivisão geomorfológica do Estado de São Paulo segundo Almeida (1964).....	24
Figura 4.2	Mapa geomorfológico da área de estudo (ROSS; MOROZ, 1997).....	25

V – NEOTECTÔNICA

Figura 5.1	Mapa de sismos e epicentros no Brasil e áreas de fragilidade permanente. Retirado de Hasui e Ponçano (1978).....	29
Figura 5.2	Mapa de sismos do Brasil extraído de: http://www.obsis.unb acessado em 21/06/2009.....	30
Figura 5.3	Mapa de zonas sismogênicas do sudeste do Brasil (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos). Extraído de Mito e Hasui (1982).....	31
Figura 5.4	Mapa das regiões sismotectônicas do sudeste do Brasil, traçadas a partir de linhas de isossistas. Extraído de Mito (1990).....	32
Figura 5.5	Mapa de epicentros e áreas afetadas por sismos no sudeste Brasil. Extraído de Mito e Hasui (1982).....	33
Figura 5.6	Mapa de sismos ocorridos em São Paulo: http://www.fem.unicamp.br/~seva/forum_desastres_SEVA_02mai07.pdf acesso 12/06/2009.....	36

VI - MORFOMETRIA FLUVIAL

Figura 6.1	Perfil longitudinal do Rio Água da Maria Rosa em escala aritmética. A curva vermelha representa a equação de melhor ajuste dos pontos (<i>best fit line</i>). O “rodapé” geológico ilustra o tipo de substrato onde se instala o talvegue e auxilia na interpretação dos trechos anômalos.....	39
Figura 6.2	Perfil longitudinal do rio Cachoeirinha. Observa-se que a drenagem se aproxima muito da forma côncava representada na figura pela linha de melhor ajuste (azul), configurando um exemplo de drenagem equilibrada.....	40
Figura 6.3	Parâmetros para o cálculo do índice RDEs. Convenções: Δh – diferença altimétrica entre os dois extremos do segmento de drenagem; Δl – diferença entre a extensão da nascente até o ponto h_2 e a extensão da nascente até o ponto h_1 ; L – extensão da nascente até o ponto h_2 . Extraído de Etchebehere (2000).....	43
Figura 6.4	Gráfico de RDE do Rio Água da Maria Rosa.....	46

VII - RESULTADOS ALCANÇADOS

Figura 7.1	Foto da vista da Serra de Itapeti, divisor de águas das bacias hidrográficas do Tietê e do Paraíba do Sul. Em primeiro plano, observa-se a planície aluvial do rio Tietê, cujos sedimentos recobrem remanescentes da Bacia Sedimentar de São Paulo. Conforme interpretado no presente trabalho, a Serra configura um bloco ascensional e, contrastando, a planície do Tietê forma um bloco colateral subsidente. Foto tomada no rumo noroeste a partir da Av. Perimetral, Mogi das Cruzes (Ponto 7).....	50
Figura 7.2	Foto imagem tomada nas proximidades do topo da Serra de Itapeti, denotando solo raso, com formação de campo de matacões, frutos da dissecação em bloco estrutural em soerguimento. Rodovia Mogi-Dutra , Ponto 6.....	51
Figura 7.3	Foto da vista geral do afloramento do Ponto 1, com ocorrência de paleocanal inciso, atualmente formando terraço. A linha tracejada demarca a base do depósito aluvial; o material esbranquiçado (caulim) refere-se a pegmatito intemperizado.....	52
Figura 7.4	Foto em detalhe da base do canal, destacando-se cascalheira basal com <i>finning up</i> (seixos menores mais bem arredondados) capeada por sedimento areno-argiloso rico em caulim. O retângulo amarelo demarca, aproximadamente, a FIGURA 7.5.....	53
Figura 7.5	Foto em detalhe da cascalheira basal do depósito de terraço, com seixos de quartzo de dimensões e graus de arredondamento variados, imersos em matriz argilosa caulínica.....	53
Figura 7.6	Foto do corte na Rodovia Mogi das Cruzes – Guararema (Ponto 2) expondo contato entre embasamento pré-cambriano (granitóide) alterado, recoberto por diamictito de matriz areno-argilosa. O retângulo amarelo indica a localização aproximada da FIGURA 7.7.....	54
Figura 7.7	Foto em detalhe do contato entre solo de granitóide (coloração ocre-amarronzada) e capeamento de diamictito com matriz areno-argilosa (coloração acinzentada). Notar veios quartzosos ao redor da escala e fragmento de quartzo imerso no diamictito...	54
Figura 7.8	Foto da vista geral do corte na Rodovia Carvalho Pinto, trevo de acesso a Guararema (Ponto 3). As linhas tracejadas demarcam zona de falha, com maior umidade e tingimento ocre dos sedimentos afetados. A direção da zona de falha é ENE-WSW (a foto foi tirada no rumo SW; o bloco baixo é o da direita.....	55
Figura 7.9	Foto em detalhe da zona de falha na parte superior do afloramento. Notar a justaposição lateral dos sedimentos da Bacia de Taubaté (sed.) e solo laterizado (sol.), inclinado junto ao plano de falha.....	55

Figura 7.10	Foto em detalhe do solo próximo ao plano de falha, mostrando a inclinação do conjunto. A linha amarela pontilhada separa solo residual arroxeadado (A) de solo transportado marrom-avermelhado (B), contato este demarcado por linha de seixo (seixos arredondados). A linha preta demarca traço da zona de falha, separando o conjunto A + B (bloco baixo) de sedimentos da Bacia de Taubaté (C), capeados, por sua vez, por solo (D), representando o bloco alto.....	56
Figura 7.11	Família de lineamentos EW.....	59
Figura 7.12	Família de lineamentos ENE.....	60
Figura 7.13	Família de lineamentos NNE.....	61
Figura 7.14	Família de lineamentos NS.....	62
Figura 7.15	Família de lineamentos NW-SE.....	63
Figura 7.16	Família de lineamentos NW.....	64
Figura 7.17	Família de lineamentos WNW.....	65
Figura 7.18	Mapa das drenagens da área de estudo com suas respectivas numerações.....	68
Figura 7.19	Gráficos dos perfis longitudinais das drenagens da área de estudo.....	69
Figura 7.20	Mapa das drenagens com anomalias positivas e, ou negativa.....	74
Figura 7.21	Gráfico de RDE/s do ribeirão dos Monos.....	76
Figura 7.22	Gráfico de RDE/s do ribeirão das Pedras.....	76
Figura 7.23	Gráfico de RDE/s do ribeirão Vargem Grande.....	77
Figura 7.24	Gráfico de RDE/s do ribeirão Putim.....	78
Figura 7.25	Gráfico de RDE/s do ribeirão das Lavras.....	78
Figura 7.26	Gráfico de RDE/s do ribeirão Quatro Ribeiras.....	79
Figura 7.27	Gráfico de RDE/s do ribeirão Guararema.....	79
Figura 7.28	Gráfico de RDE/s do ribeirão Lambari.....	80
Figura 7.29	Gráfico de RDE/s do rio Jaguari.....	80
Figura 7.30	Gráfico de RDE/s do rio Água da Mara Rosa.....	81
Figura 7.31	Gráfico de RDE/s do rio Jaguari Mirim.....	81
Figura 7.32	Gráfico de RDE/s do ribeirão Tomé Gonçalves.....	82
Figura 7.33	Gráfico de RDE/s do ribeirão Caeté.....	82
Figura 7.34	Gráfico de RDE/s do rio Araraquara.....	83

Figura 7.35	Gráfico de RDE/s do ribeirão Cachoeirinha.....	83
Figura 7.36	Gráfico de RDE/s do ribeirão Itaberaba.....	84
Figura 7.37	Gráfico de RDE/s do ribeirão Guavrituba.....	84
Figura 7.38	Gráfico de RDE/s do córrego Água Santa.....	85
Figura 7.39	Gráfico de RDE/s do rio Pilões.....	85
Figura 7.40	Mapa das drenagens com suas respectivas anomalias de RDEt...	87
Figura 7.41	Mapa com os RDE/t plotados na metade da extensão das respectivas drenagens.....	88
Figura 7.42	Mapa de isovalores de RDEt.....	89
Figura 7.43	Possível processo de evolução do percurso da drenagem do Rio Paraíba do Sul. Imagem Thematic Mapper (NASA®).....	92
Figura 7.44	Série de perfis topográficos da área de estudo Thematic Mapper (NASA®).....	94
Figura 7.45	Interpretação do comportamento neotectônico da área de estudo. Os contornos em cor laranja demarcam as áreas com sedimentos cenozóicos das bacias de São Paulo (a sudoeste) e Taubaté (centro e nordeste); os aluviões atuais de maior relevância foram destacados em amarelo e, delimitados com contorno em cor laranja, as áreas com solos mais espessos. Os triângulos vermelhos apontam as áreas em processo de ascensão neotectônica e, os triângulos brancos, os terrenos subsidentes.....	95

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Matriz dos índices de dissecação do relevo (ROSS; MOROZ, 1997).....	25
Tabela 6.1	Tabela da drenagem Água da Maria Rosa com os RDE/s, onde estão destacados em amarelo as anomalias de 2º ordem e em vermelho as anomalias de 1º ordem e na parte inferior esquerda o RDE/t.....	45
Tabela 7.1	Tabela das drenagens selecionadas com suas respectivas extensões, diferenças altimétricas e RDE/t.....	67

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	vi
Resumo.....	ix
Abstract.....	xi
Lista de ilustrações.....	xiii
Lista de tabelas.....	xviii
I INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivo.....	3
1.2 Localização da área de estudo.....	3
1.3 Caracterização da área de estudo.....	4
1.3.1 Clima.....	4
1.3.2 Vegetação.....	5
1.3.3 Processo de ocupação.....	6
II MÉTODOS E PROCEDIMENTOS.....	8
III CONTEXTO GEOLÓGICO.....	10
3.1 Sedimentos cenozóicos.....	11
3.1.1 Bacias sedimentares de Taubaté e São Paulo.....	13
3.2 Evolução geológica da área durante o Cenozóico.....	19
IV GEOMORFOLOGIA DA ÁREA.....	23
V NEOTECTÔNICA.....	26
5.1 Neotectônica no Brasil.....	28
5.2 Neotectônica na região Sudeste.....	31
VI MORFOMETRIA FLUVIAL.....	37
6.1 A análise do perfil longitudinal da drenagem.....	38
6.2 Os índices RDE (Relação Declividade vs. Extensão).....	42
VII RESULTADOS ALCANÇADOS.....	47
7.1 Compilação geológica e dados de campo.....	47
7.2 Interpretação de imagens de satélite.....	56
7.3 Análise dos perfis longitudinais.....	66
7.4 Análise dos índices RDE.....	75

7.5 Integração e interpretação de dados.....	90
VIII CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
ANEXOS	
ANEXO A - Planilhas de dados flúvio-morfométricos.....	124
ANEXO B- Gráficos de RDEs/RDEt e perfis longitudinais das drenagens.....	138
ANEXO C- Mapa de anomalias flúvio-morfométricas.....	168
ANEXO D- Mapa geológico compilado da área de estudo.....	169
ANEXO E- Seções geológicas.....	170

I - INTRODUÇÃO

O presente trabalho busca promover uma análise geológica da região compreendida entre as localidades de Arujá e Guararema, Estado de São Paulo, conhecida como “Soleira de Arujá”, com o objetivo de contribuir para o entendimento da evolução cenozóica da área, em especial do seu provável comportamento neotectônico. Esta área constitui um alto estrutural localizado entre as bacias de drenagem dos rios Tietê e Paraíba do Sul, que, no seu processo de soerguimento, separou essas bacias hidrográficas, que outrora estavam possivelmente interligadas. Uma das evidências deste processo é o local denominado “Cotovelo de Guararema” (TEIXEIRA et al., 2001), formado por uma curva de 180° do canal do rio, sendo que esta localidade representa o ponto mais ocidental do rio Paraíba do Sul em território paulista (FOTO 1.1). O antigo sentido do alto rio Paraíba do Sul era NE-SW, onde ele encontraria o rio Tietê, tributando suas águas no mesmo. Atualmente, o Rio Paraíba do Sul mantém o sentido NE-SW até a altura de Guararema, onde ele é forçado a desviar seu curso para o rumo nordeste, numa mudança de 180 graus, formando assim o designado Cotovelo de Guararema. Uma das evidências registrada é relacionada ao soerguimento da Serra do Mar, ocorrido no Oligoceno, que estaria relacionado à inversão do curso do rio Paraíba do sul na região conhecida como “Cotovelo de Guararema” (AB’SABER, 2003), com o conseqüente desligamento das drenagens do Tietê e do Paraíba e, para muitos autores, constitui-se num dos mais espetaculares casos de captura de drenagem conhecidos no mundo (RICCOMINI, 1989).

Procura-se, nesta dissertação, estabelecer a evolução geológica e geomorfológica da Soleira de Arujá e seus entornos durante o Cenozóico, com ênfase na avaliação da possibilidade de as deformações estruturais ainda estarem em curso (Neotectônica). O método empregado baseia-se no estudo de parâmetros flúvio-morfométricos, análise de cartas topográficas e geológicas, fotointerpretação de imagens de satélite e apoio de trabalhos campo. A ferramenta principal é o estudo flúvio-morfométrico, considerando-se que a análise das redes de drenagem tem fornecido resultados importantes e valiosos a respeito do quadro tectônico de outras regiões, como, por exemplo, no Município de Guarulhos (ACKLAS Jr.; ETCHEBEHERE, CASADO, 2003) e nas bacias

hidrográficas dos rios Santo Anastácio (GUEDES, 2008), Turvo (ITRI et al., 2004; SANTOS et al., 2004) e Peixe (ETCHEBEHERE, 2000), entre outras no Estado de São Paulo.



FIGURA 1.1 – Rio Paraíba do Sul na área de Guararema (foto no rumo montante), próximo ao ponto mais ocidental de seu curso em território paulista.

Deve ser ressaltado que a aplicação de técnicas analíticas envolvendo parâmetros flúvio-morfométricos no Estado de São Paulo tem sido executada essencialmente em terrenos da Bacia Sedimentar do Paraná, salvo no caso do trabalho de Acklas; Etchebehere e Casado (op.cit.), realizado no âmbito do Município de Guarulhos, mas limitado à análise dos perfis longitudinais de drenagens. Dessa forma, a aplicação de análise flúvio-morfométrica em terrenos mistos, abrangendo desde sedimentos holocênicos, passando por bacias sedimentares cenozóicas, e envolvendo substrato pré-cambriano diversificado, com unidades metamórficas de graus variados e manifestações ígneas plutônicas, pode ser reputada ainda como inédita em termos de território paulista.

1.1 Objetivos

Este projeto busca estabelecer, mediante a análise de parâmetros flúvio-morfométricos e informações geológicas e geomorfológicas, a história evolutiva da Soleira de Arujá e seus entornos durante o Cenozóico, com ênfase na avaliação da possibilidade de as deformações estruturais ainda estarem em curso (Neotectônica). Para se alcançar tal propósito, objetiva-se: (a) identificar e analisar processos neotectônicos, via análise flúvio-morfométrica; (b) caracterizar a geologia e a geomorfologia da região da soleira de Arujá; (c) integrar os dados geológicos, geomorfológicos e flúvio-morfométricos da região de estudo, fornecendo um panorama geral das áreas que estão sofrendo processo de deformação neotectônica e suas implicações imediatas; e (d) mapear a extensão aproximada da Soleira de Arujá com base nos critérios flúvio-morfométricos e geológicos.

Tendo em conta o caráter original do estudo de parâmetros flúvio-morfométricos em terrenos pré-cambrianos no Estado de São Paulo, como já mencionado, entende-se que a avaliação da efetividade de tal ferramenta analítica nesse tipo de terreno geológico passa a ser um dos propósitos intrínsecos do presente projeto de mestrado.

1.2 Localização da área de estudo

A região estudada abarca as localidades de Arujá e Guararema, compreendida como “Soleira de Arujá” e seus entornos imediatos, localizando-se entre as coordenadas geográficas aproximadas de 23°15'30” e 23°30'30” de Latitude Sul e 45°40'12” e 46°29'10” de Longitude Oeste (FIGURA 1.2). A região é cortada pelas rodovias Presidente Dutra, Trabalhadores, Dom Pedro I e SP-066 (que liga as localidades de Mogi, Guararema e Jacareí, afora uma extensa malha de estradas municipais e vicinais).

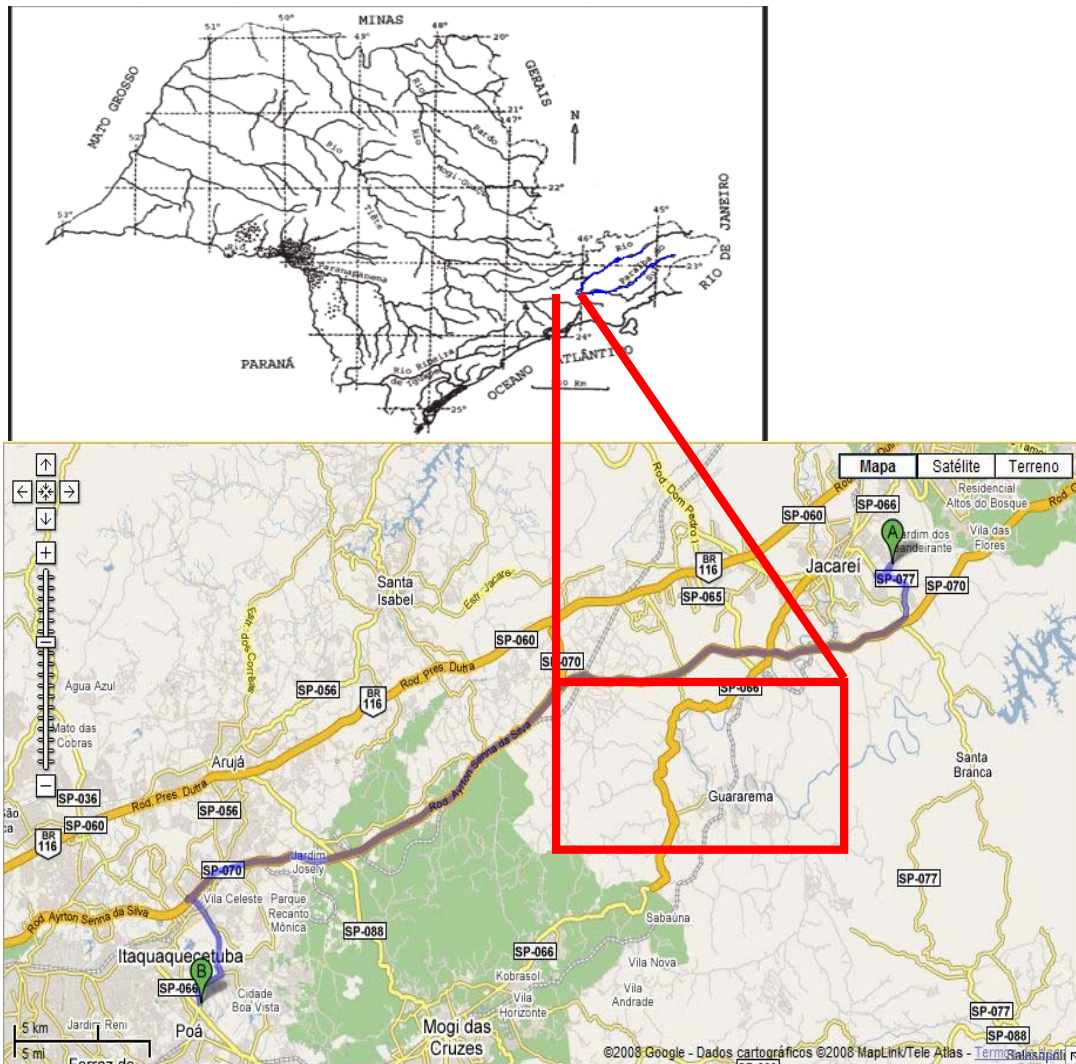


FIGURA 1.2 - Localização aproximada da área de estudo e principais vias de acesso.

1.3 Características da Área de Estudo

1.3.1 Clima

A região apresenta clima tropical, com temperaturas médias mensais de 25°C, sendo a mínima de 16°C (julho) e a máxima de 29°C (dezembro). O padrão de precipitação da região é fortemente influenciado pelo efeito orográfico das chuvas devido à presença das serras do Mar e da Mantiqueira, que acrescentam maior complexidade aos processos climatológicos da região (SILVA, 1999). A precipitação média anual é de 1.489 mm, com concentração expressiva (em torno de 70%) no semestre primavera-verão (setembro-fevereiro) – FIGURA 1.3. Nos

meses mais chuvosos, como janeiro e fevereiro, a precipitação acumulada ultrapassa 230 mm.

As barragens de Santa Branca, Jaguari, Paraibuna e Paraitinga imprimiram um regime quase contínuo às vazões no rio Paraíba do Sul, substituindo o regime tipicamente tropical, com máximos de novembro a março, por vazões máximas em junho e julho.

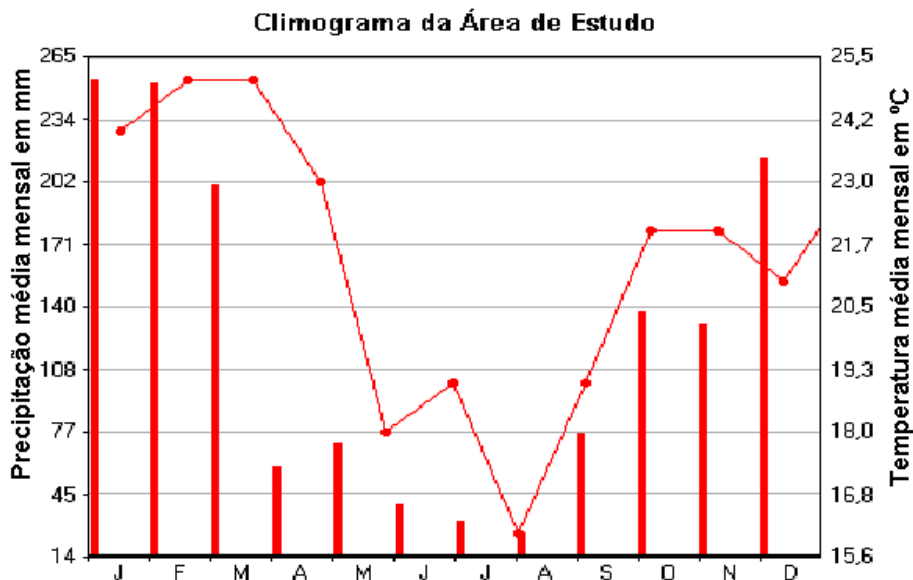


FIGURA 1.3 – Climograma da área de estudo período entre 2005 e 2008. Dados extraídos de <http://www.ciagro.sp.gov.br/ciagroonline/Quadros/QTmedPeriodo.asp> <http://www.inmet.gov.br/>

1.3.2 Vegetação

A Mata Atlântica é a vegetação original da área de estudo e que constitui um complexo de espécies vegetais que se desenvolve ao longo da costa brasileira, estendendo-se desde o nordeste (Ceará) até o estado do Rio Grande do Sul. O solo é composto por uma grande quantidade de matéria orgânica decomposta, que lhe confere fertilidade suficiente para suprir toda a cobertura vegetal. O processo de colonização e ocupação do território brasileiro teve seu início nas regiões próximas ao litoral, tendo provocado grande impacto no bioma Mata Atlântica, que vem, desde então, sofrendo contínua devastação, como consequência de uma acelerada urbanização nas regiões litorâneas. O resultado deste processo é que, no momento, existem apenas manchas insulares da

floresta em locais de topografia muito acidentada, o que impede e ou dificulta a atividade agrícola (FIGURA 1.4).

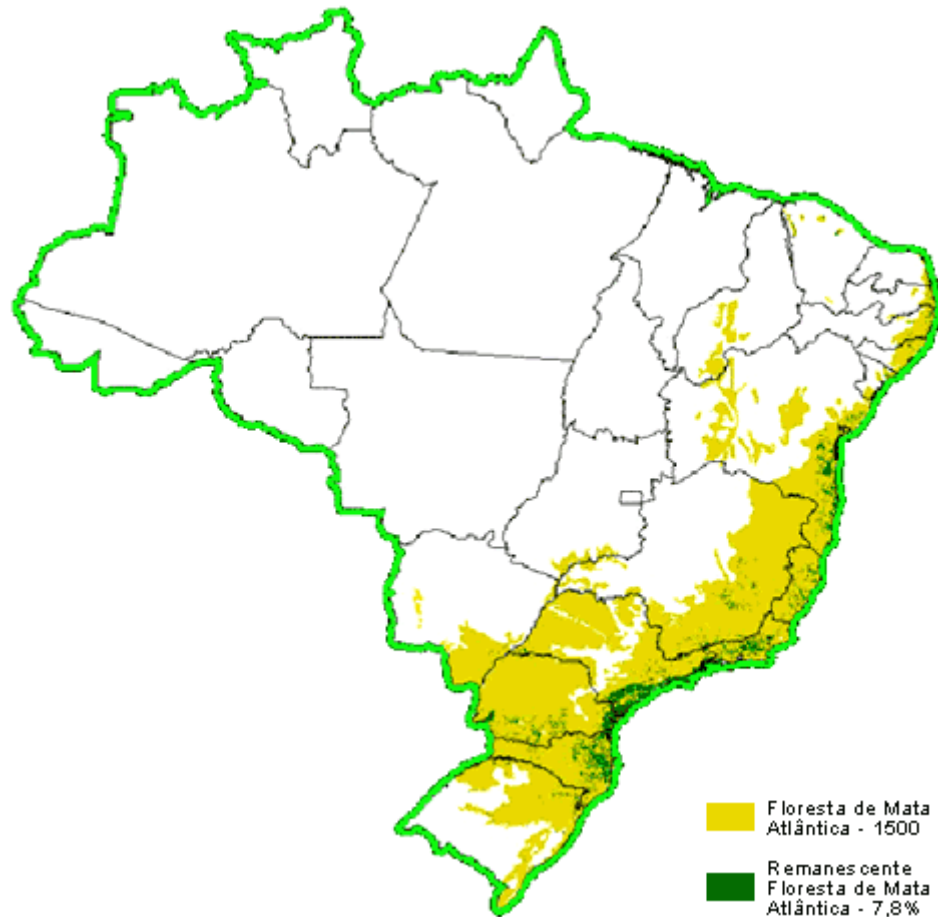


FIGURA 1.4 - Distribuição dos remanescentes da cobertura vegetal da Mata Atlântica (SOS MATA ATLÂNTICA/INPE, 2001)

Este ecossistema foi duramente alterado sem ser conhecido plenamente, principalmente com a chegada do café na região do Vale do Paraíba a partir do século XIX e com a intensificação do processo de urbanização. Vale lembrar que a área aqui estudada faz parte do contexto que envolve os maiores centros industriais e urbanos, bem como as maiores densidades geográficas do país.

1.3.3 Processo de Ocupação

O processo de ocupação da região do Vale do Paraíba foi estimulado pela produção cafeeira, iniciada no fim do século XIX. O café foi para o Vale do

Paraíba o estímulo definitivo à sua ocupação pelos colonizadores de origem européia. Mas, comparando-se a época da descoberta do Brasil com o tempo em que o café foi introduzido no Vale do Paraíba — as primeiras plantações datam de 1800 —, chega-se a uma diferença de trezentos anos. De acordo com Whately (2003), tal interregno decorreu por dois fatores físicos predominantes na região que apareceram como obstáculos à penetração do colonizador: a densa floresta tropical e a Serra do Mar, obstáculo topográfico difícil de ser transposto.

Com a introdução do café, o Vale do Paraíba atraiu um grande contingente populacional, vindo principalmente de Minas Gerais; área de repulsão demográfica em virtude do declínio das atividades mineradoras; e também do litoral, desde São Sebastião até Angra dos Reis. O auge da produção cafeeira compreendeu o período entre 1839 e 1886, quando se deu um intenso processo de urbanização, com o surgimento de novos aglomerados urbanos e a progressão daqueles já existentes. Já na paisagem rural, áreas florestadas em regiões de relevo movimentado foram exterminadas, cedendo lugar à cultura reinante e ocasionando um processo de empobrecimento do solo, além da incidência de processos acelerados de dinâmica superficial, tais como erosão e assoreamento. Esse fato, associado à abolição da escravatura, marca o início da decadência do café no Vale do Paraíba.

Com a crise, decadência e posterior abandono da cafeicultura na região, tem início uma forma substitutiva de ocupação do solo, as pastagens, passando a economia a girar em torno da criação de gado, especialmente o leiteiro. Durante esse período, verificou-se uma profunda evasão populacional na área rural e uma redução na marcha de desenvolvimento dos novos povoamentos (MULLER, 1969).

Atualmente, a região é caracterizada por um complexo contexto socioeconômico, com destaque para um grande e diversificado parque industrial, onde despontam importantes centros de tecnologia, ao lado de extensas áreas de atividade agropecuária e de extração de recursos minerais. O uso do solo no Vale do Paraíba é constituído, *grosso modo*, por pastagem (53,4%), fragmentos de mata natural e capoeira (30,7%), reflorestamento (5%), agricultura (1,4%), áreas urbanas (2,9%) e outras formas de uso (5,2%), de acordo com dados do CEIVAP (2000).

II – MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

Seguiram-se as seguintes etapas para a realização da presente dissertação,

- Análise da literatura pertinente:

Durante a elaboração da presente dissertação foram realizadas pesquisas e a revisões das literaturas pertinentes, o que compreendeu os trabalhos onde o assunto era de interesse à área de estudo e pesquisas e estudos relativos aos métodos de investigação geológica utilizados para a realização deste trabalho.

- Base cartográfica:

A área de estudo é coberta pelas cartas topográficas em escala 1:50.000, editadas pelo IBGE (folhas Itaquaquecetuba, Mogi das Cruzes, Santa Isabel e Jacareí), onde os curso d`água são representados por linhas azuis e a equidistância entre as curvas é de 20 m. Foram selecionadas 30 drenagens com uma extensão, em sua grande maioria, superior a 10 km. Em termos de cartografia geológica e geomorfológica, foram utilizadas cartas geológicas editadas pela EMPLASA e CPRM em escala de 1:50.000.

- Interpretação de imagens satélite

Foram utilizadas as imagens de satélite SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), de acesso livre, em escala 1:500.000 e o aplicativo Global Mapper® para manuseio e preparação da imagem-base, sobre a qual puderam ser lançadas as informações flúvio-morfométricas e geológicas de interesse aos propósitos do trabalho.

- Estudos morfométricos da rede de drenagem:

Para este item, utilizou-se as folhas topográficas em escala 1:50.000. Os procedimentos para análise dos estudos morfométricos são detalhados no capítulo VI desta dissertação, configurando uma das principais ferramentas empregadas neste trabalho.

- Trabalhos de campo:

Foram elaborados perfis regionais cruzando os principais setores geomorfológicos, estruturais e geológicos da área de estudo, em especial os trechos que se mostram sujeitos a movimentação neotectônica delineados na presente dissertação. Os trabalhos realizados em campo tiveram como objetivo a análise, reconhecimento e interpretação geológica e geomorfológica da área de estudo. A análise do conjunto de informações obtidas proporcionou a integração de dados e a interpretação final sobre a evolução geológica da área no Cenozóico, consubstanciando o corpo da presente dissertação.

- Elaboração da dissertação.

III – CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo caracteriza-se por um substrato rochoso pré-cambriano, referente à Província Tectônica Mantiqueira (HASUI et al., 1989), recoberto, localmente, por sedimentos cenozóicos das bacias de São Paulo e Taubaté, enfeixadas no Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) ou Rift Continental do Sudeste do Brasil – RCSB (RICCOMINI, 1989), e por depósitos mais jovens, de naturezas aluvial ou coluvionar (FIGURA 3.1).

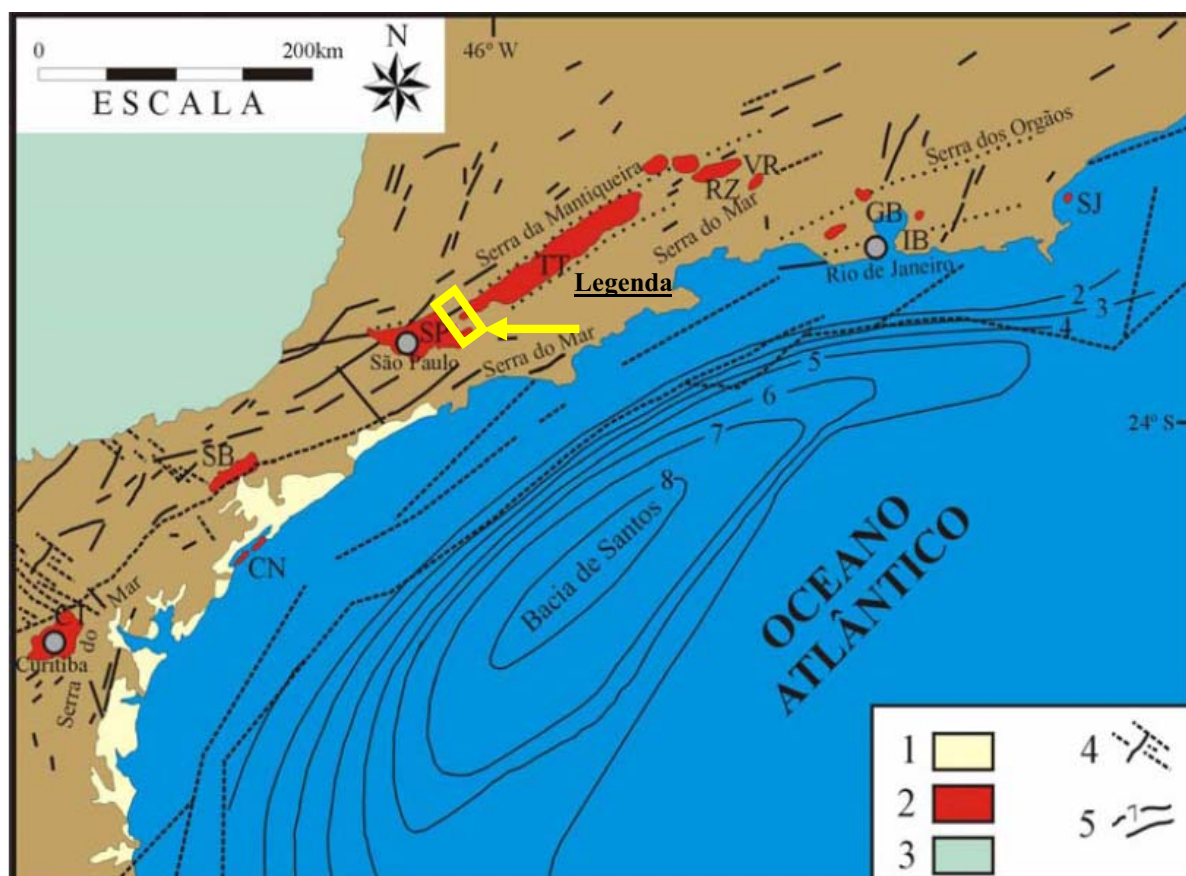


FIGURA 3.1 – Convenções: 1. Cobertura cenozóica. 2. Bacias tafrogênicas continentais: (SP) Bacia sedimentar de São Paulo, (TT) Bacia sedimentar de Taubaté, 4. Limites topográficos de riftes, 5. Zonas de falhas (modificado de Riccomini, 1989).

O substrato pré-cambriano configura um extenso e complexo conjunto de rochas metamórficas altamente deformadas e frequentemente migmatizadas, que incluem gnaisse, migmatitos, granito-gnaisse, milonito-gnaisse, blastomilonitos, milonitos, xistos, quartzitos e anfíbolitos. Esse conjunto é seccionado por *plutons* e batólitos de granitos e assemelhados, bem como por intrusões de pegmatitos e aplitos, também de idades pré-cambrianas. Manifestações ígneas mesozóicas e cenozóicas também são constatadas (e.g.,

maciços alcalinos de Poços de Caldas, Santa Rita do Passa Quatro, Ilha Bela – AMARAL et al., 1966; LAUAR, 1988), bem como magmatismo eocretáceo do tipo toleítico, sob a forma de diques, correlato à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (ca. 132 Ma). A sudeste da área de estudo, destacam-se os sedimentos *off-shore* da Bacia de Santos, nova fronteira exploratória para hidrocarbonetos na margem continental brasileira.

O embasamento pré-cambriano exhibe marcante foliação e bandamento lítico de direção ENE, com destaque para grandes zonas de cisalhamento subverticais, que aparentam ter tido caráter transcorrente durante os processos cisalhantes dúcteis e dúcteis-rúpteis. Essas zonas de cisalhamento mostram, igualmente, movimentações rúpteis, com componentes verticais, de idades cenozóicas, configurando ressurgência tectônica (senso HASUI, 1990), inclusive em termos neotectônicos.

O mapa geológico compilado da área de estudo e seus entornos é mostrado no ANEXO D, em termos de unidades líticas pré-cambrianas e, de modo simplificado, em termos de sedimentos cenozóicos, com destaque para os conjuntos referentes ao Terciário e ao Quaternário, segundo cronologia adotada quando dos referidos mapeamentos. Tal compilação serviu de base para a análise dos parâmetros fluvio-morfométricos tratados na presente dissertação.

3.1 – Sedimentos cenozóicos

No cenário geológico cenozóico da Região Sudeste do Brasil, conforme destacou Bedani (2008), vislumbra-se um conjunto de bacias tafrogênicas continentais, agrupadas, por Riccomini (1989), no chamado Rift Continental do Sudeste Brasileiro – RCSB (FIGURA 3.3). Este conjunto inclui representantes espalhados desde Curitiba, PR, até a região de Niterói, RJ, numa extensão superior a 900 km. Zalán e Oliveira (2005) acrescentaram a essas bacias terrestres conjuntos de riftes na plataforma continental submersa. No rumo noroeste, Etchebehere et al. (2006) admitiram a ocorrência de depósitos paleogênicos cada vez mais delgados e esparsos, associando os processos de rifteamento cenozóico da margem continental à rotação crustal, tal como concebido por Thomas e Summerfield (1987). Entre esses depósitos sedimentares de menor porte, incluem-se os da região de Aiuruoca, MG,

descobertos por Santos (1999) e estudados, com base em seu rico conteúdo paleontológico, por Franco Delgado (2002), Bedani (2003) e Franco Delgado e Bernardes-de-Oliveira (2004), e os da região de Mogi Mirim, SP, estudados, em termos paleobotânicos, por Dos-santos; Bernardes-de-Oliveira; Sant'anna. (2007).

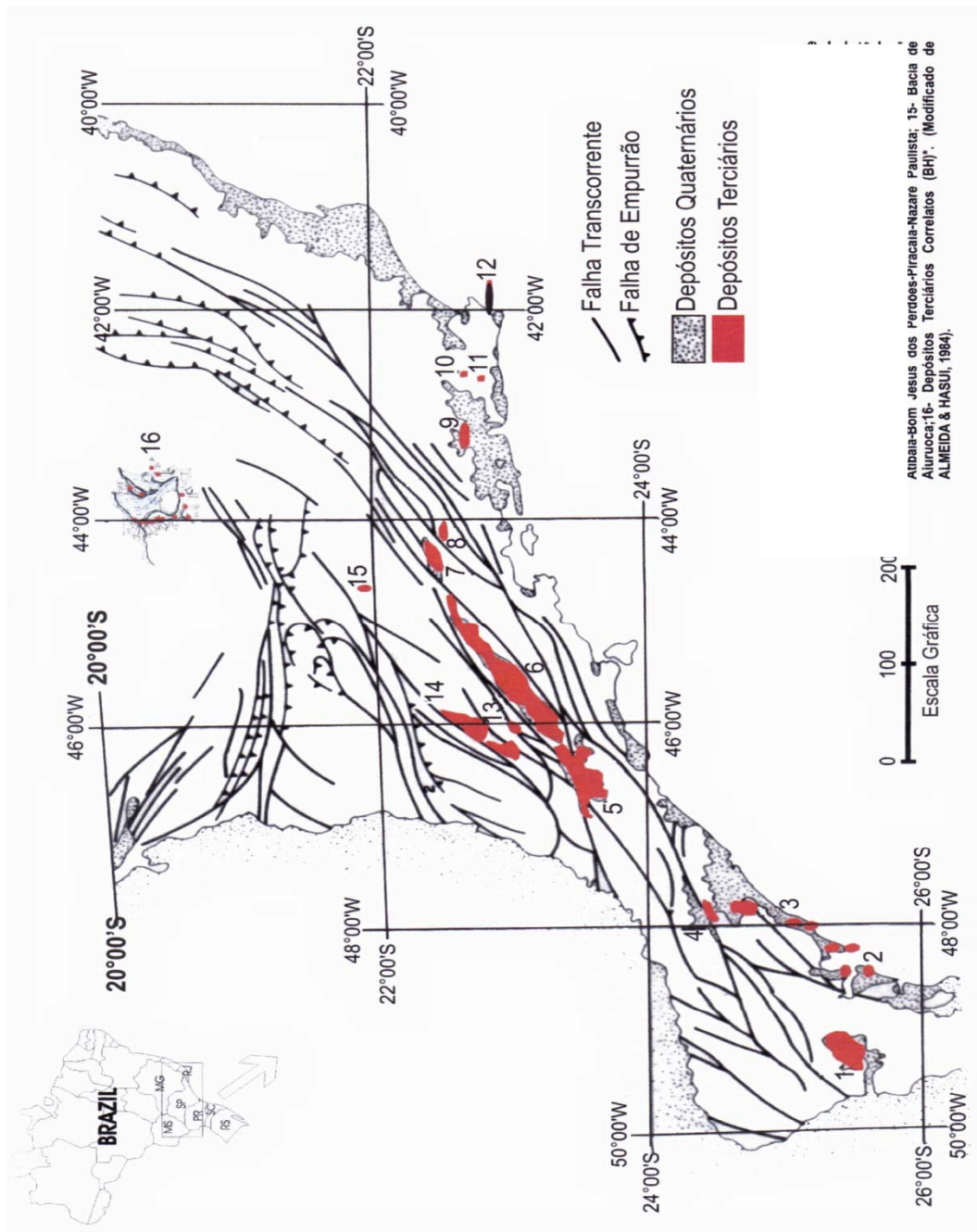


FIGURA 3.2- Convenções 1- Bacia de Curitiba; 2- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; 3- Formação Pariquera Açu; 4- Gráben Sete Barras; 5- Bacia de São Paulo; 6- Bacia de Taubaté-Bonfim; 7- Bacia de Resende; 8- Bacia de Volta Redonda; 9- Gráben da Guanabara; 10- Bacia de Macacu; 11- Bacia de São José do Itaboraí; 12- Grábem de Barra de São João; 13- Bacia de Santa Isabel-Igaratá; 14- Depósitos de Tanque Pinhalzinho, Atibaia-Bom Jesus dos Perdões – Piracaia- Nazaré; 15- Bacia do Auruoca; 16- Depósitos Terciários Correlatos(BH). (Modificado de ALMEIDA; HASUI, 1984).

Os estudos de cunho estratigráfico foram desenvolvidos nessas bacias por numerosos autores (e.g., SUGUIO; BARBOUR, 1969; ALMEIDA, 1976; MELO, VINCENS, TUCHOLKA, 1985; RICCOMINI et al., 1987; RICCOMINI, 1989; SAAD, 1990; DIAS, 1991; FERNADES, 1993; CAMPANHA, 1994; COIMBRA et al. 1996; DINIZ, 1996; MELO, CAETANO, COIMBRA, 1986; TAKYIA, 1997; NEVES, 1999; SANT'ANNA, 1999; GARCIA et al., 2000; BISTRICHI, 2001; RICCOMINI, SANTANA, FERRARI, 2004; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005; ZANÃO, CASTRO, SAAD, 2006; TORRES-RIBEIRO; BORGHI, 2007; BEDANI, 2008; GARCIA et al., 2008; SANTOS, 2008). Regra geral, esses estudos indicaram uma sedimentação exclusivamente continental, caracterizada pelo predomínio de leques aluviais, rios entrelaçados e sistemas lacustres, com rara sedimentação química. Contudo, persistem dúvidas quanto ao detalhamento desses ambientes deposicionais, seu empilhamento e relações estratigráficas, e sobre sua evolução diagenética. Da mesma forma, e apesar da riqueza fossilífera, em especial das unidades de deposição subaquosa, ainda permanecem dúvidas quanto à idade e a história evolutiva dessas bacias. De acordo com Bistrichi (2001), o empilhamento estratigráfico dessas bacias, com base no registro palinológico, pode ser dividido em duas grandes sequências deposicionais: a mais antiga, de idade eocênica/oligocênica, e, a mais jovem, de idade miocênica, afora os sedimentos neoquaternários de naturezas aluvial e coluvionar, como já mencionado.

Conquanto a compilação geológica mostrada no ANEXO D mostre que não existe uma separação geográfica entre as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté, tradicionalmente, ambas tem sido descritas como entidades distintas, ainda que possam compartilhar uma história geológica comum e talvez tenham feito parte de uma mesma, e contínua, paisagem deposicional no passado recente.

3.1.1 – Bacias sedimentares de Taubaté e São Paulo

A Bacia Sedimentar de Taubaté possui aproximadamente 3.200 km², que se distribuem por um polígono alongado com cerca de 20 km de largura e 170 km de comprimento, orientando-se na direção NE-SW, sendo flanqueada pela Serra do Mar, a sudeste, e pela Serra da Mantiqueira, a noroeste (FIGURA 3.3). É limitada, ao norte, pela falha de Buquira, ao sul, pela falha do Alto da Fartura, a

oeste, pelo Alto de Arujá e, a leste, pelo Alto de Queluz; a espessura total dos sedimentos acumulados é variável, podendo alcançar 850 m (RICCOMINI, 1989).

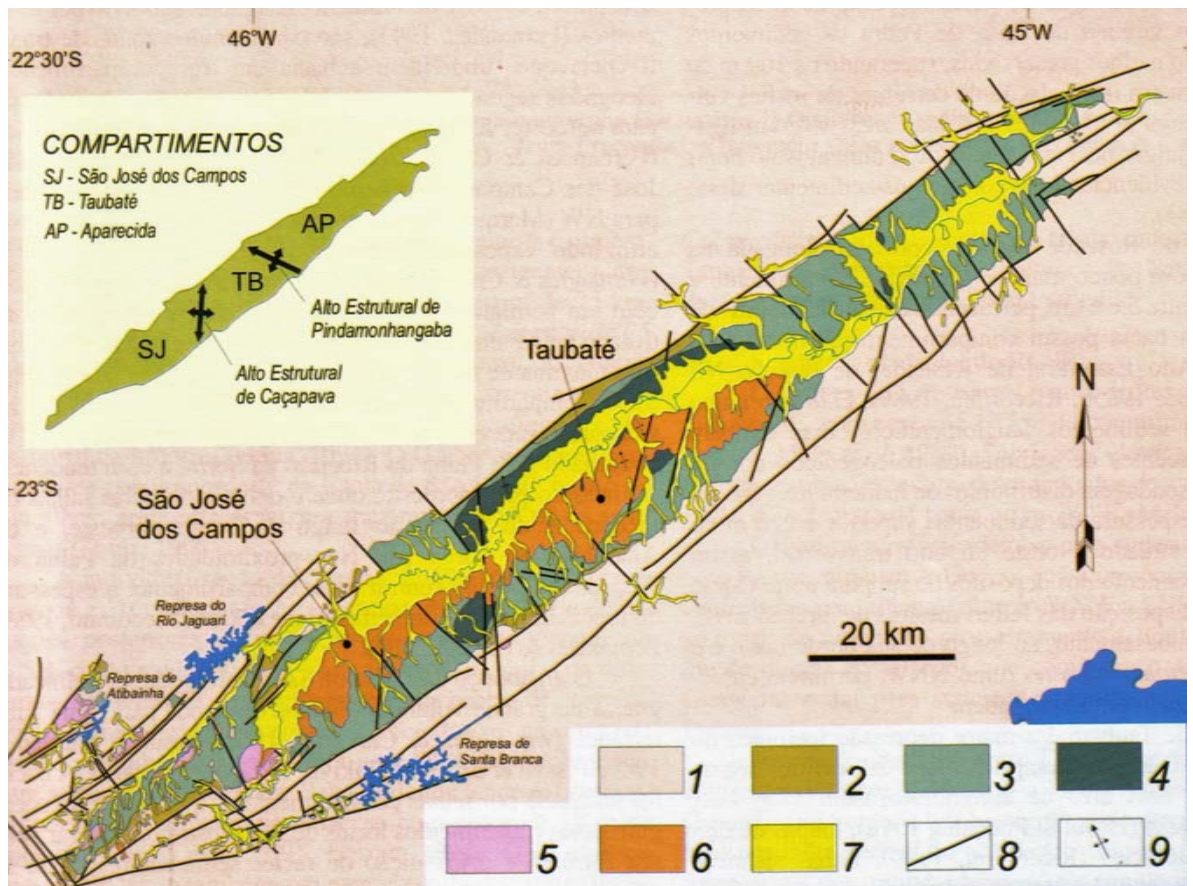


FIGURA 3.3 – Mapa geológico da Bacia de Taubaté (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRI, 2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) Fm. Resende (leques aluviais proximais); 3) Fm. Resende (leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Fm. Tremembé; 5) Fm. São Paulo; 6) Fm. Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas de estruturas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais.

Por sua vez, a Bacia sedimentar de São Paulo (FIGURAS 3.4 e 3.5) possui uma forma irregular com 60 km no sentido NE-SW e 30 km no sentido EW. Seus sedimentos distribuem-se por uma área de aproximadamente 1.000 km² e, segundo Takyia (1997), a maior espessura preservada alcança 290 m. Segundo Rego (1930, *apud* YAMAMOTO, 1995), os sedimentos da Bacia de São Paulo foram denominados “argilas de São Paulo”. Posteriormente Rego (1933, *apud* YAMAMOTO, 1995) denominou como “Camadas de São Paulo”. Esta unidade foi nomeada de Formação São Paulo por Mezzalira (1962, *apud* YAMAMOTO, 1995). As litologias predominantes nesta formação incluem argilitos, siltitos, e arenitos

argilosos finos, sendo raras a ocorrência de frações grossas e cascalhentas (SUGUIO, 1980).

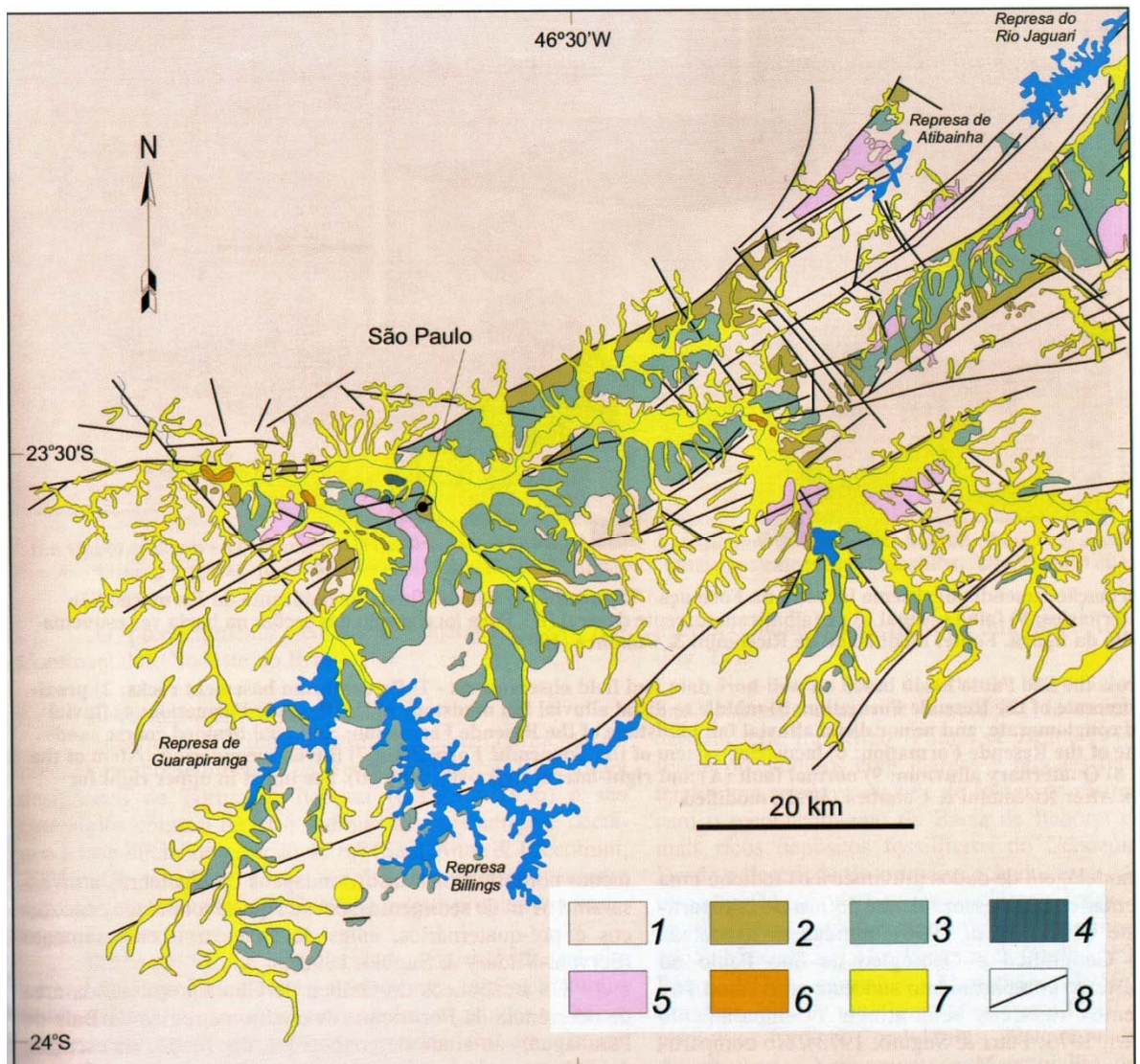


FIGURA 3.4 – Mapa geológico da Bacia de São Paulo (RICCOMINI; SANT’ANNA; FERRARI, 2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) Fm. Resende (leques aluviais proximais); 3) Fm. Resende (leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Fm. Tremembé; 5) Fm. São Paulo; 6) Fm. Itaquaquecetuba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas de estruturas do embasamento pré-cambriano.

A Figura 3.6 exibe o quadro estratigráfico proposto por Riccomini, Sant’Anna e Ferrari (2004) para o segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil – RCSB, onde se incluem as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté. Apesar de bastante difundido na literatura geológica sobre as bacias cenozóicas do sudeste brasileiro, este quadro demanda algumas observações face novas informações palinológicas alcançadas por Santos (2008), em especial no que concerne aos sedimentos sotopostos ao Grupo Taubaté.

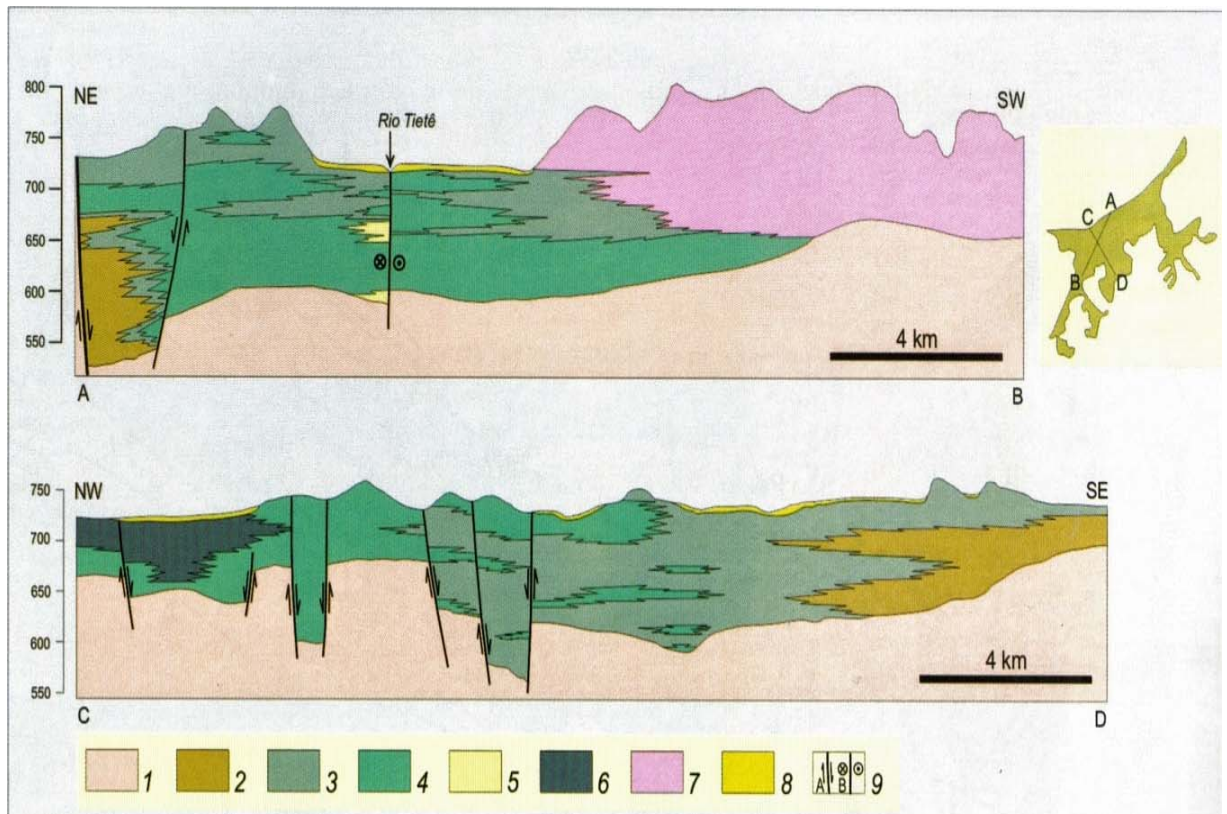


FIGURA 3.5 – Seções geológicas na Bacia de São Paulo segundo Riccomini; Sant’Anna e Ferrari (2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) conglomerados da Fm. Resende; 3) lamitos de leques aluviais medianos a distais da Fm. Resende; 4 e 5) lamitos, areias e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Fm. Resende; 6) sistema lacustre da Fm. Tremembé; 7) sistema fluvial meandrante da Fm. São Paulo; 8) aluviões quaternários; 9) falhas normais (A) e transcorrentes dextrais (B).

Da mesma forma, a Figura 3.6 inclui, em sua porção direita, uma coluna com as fases tectônicas que conduziram à gênese das bacias sedimentares e suas modificações subseqüentes. De acordo com este modelo, a instalação das bacias deu-se por decorrência de distensão NNW-SSE, durante o Eoceno-Oligoceno, seguindo-se 3 fases deformacionais: transcorrência sinistral com distensão NW-SE (Mioceno), transcorrência dextral, com compressão NW-SE (Pleistoceno), e distensão WNW-ESSE (Holoceno). Tais variações no campo de esforços tectônicos decorreriam de balanço de forças entre o *ridge-push* e o *slab-push*; com o predomínio do primeiro resultando em transcorrência dextral e o do segundo em transcorrência sinistral. Contudo, da mesma forma que o arcabouço estratigráfico, também essas fases são objeto de questionamentos, como se discutirá no próximo item.

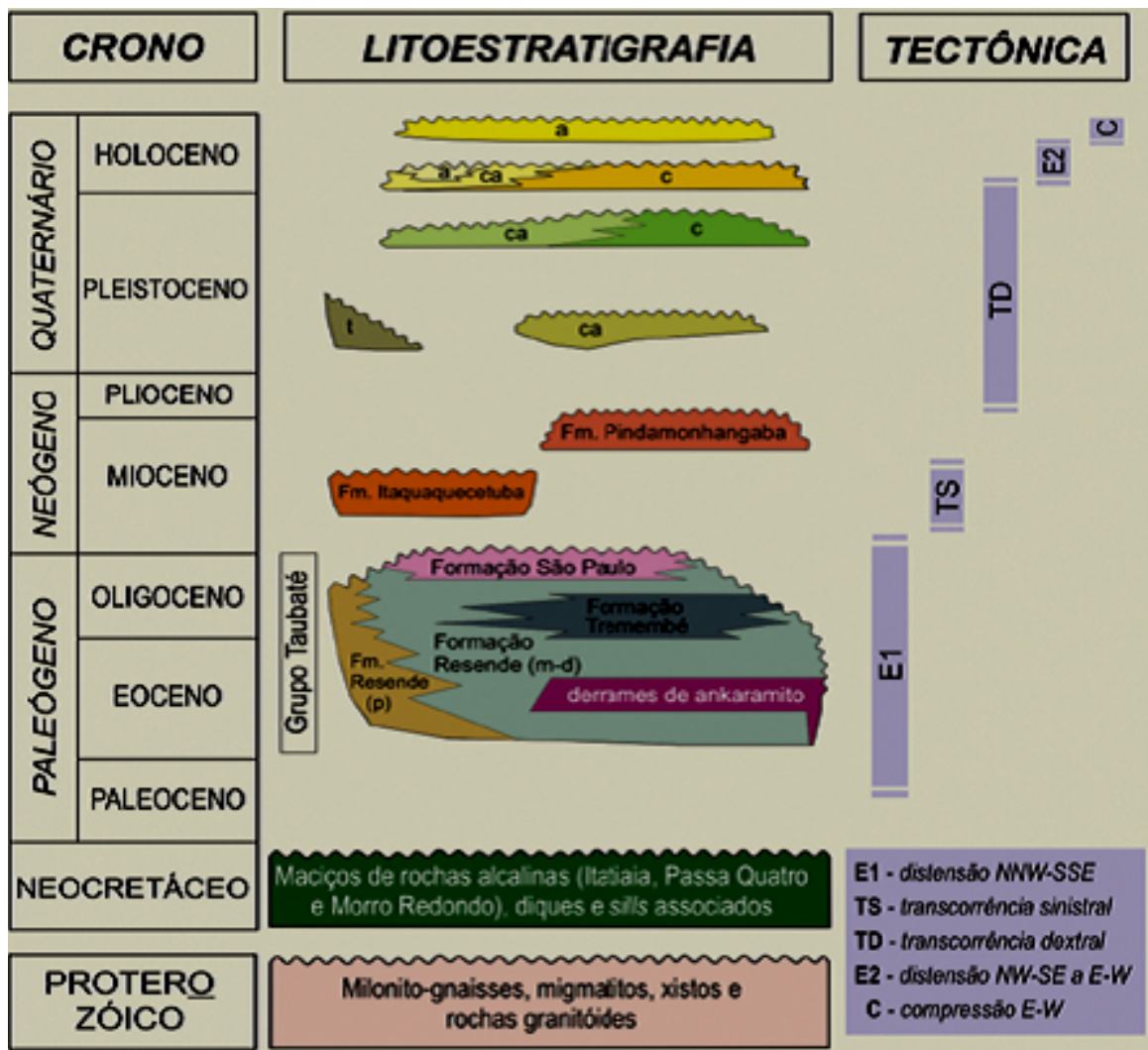


FIGURA-3.6 - Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do RCSB. Ilustração adaptada de Riccomini (1989), Salvador (1994) e Mancini (1995).

Segundo Riccomini (1989), o preenchimento da bacia pode ser dividido em duas fases: a primeira, sintectônica ao rifte, com a deposição dos sedimentos do Grupo Taubaté; e a segunda, posterior à tectônica diastrófica, com a deposição da Formação Pindamonhangaba e depósitos aluviais e coluviais.

O Grupo Taubaté, na concepção acima, inclui as formações Resende, Tremembé e São Paulo, cronocorrelatas, a seguir sucintamente descritas.

A Formação Resende, definida por Amador (1975), é formada por depósitos de leques aluviais, com fácies proximais marcadas pela predominância de conglomerados polimíticos, brechas e diamictitos; as fácies medianas e distais se caracterizariam pela presença de lamitos, arenitos e conglomerados, organizados em fácies típicas de sistema fluvial entrelaçado (*braided*). A Formação Tremembé, por seu turno, inclui camadas e lâminas de rochas microclásticas

(argilitos, lamitos, folhelhos), por vezes ricas em querogênio imaturo, associado a ambiente subaquoso anóxico-redutor, com aportes microclásticos via fluxos hipopícnais (TORRES-RIBEIRO; BORGHI, 2007). Na Bacia de São Paulo, a Formação Tremembé teria espessura de até 60 m (TAKYIA, 1997) ou de até 200 m (BEDANI, 2008), com sedimentos datados do Oligoceno (LIMA; MELO, 1991). A Formação São Paulo, por fim, caracteriza-se por depósitos fluviais meandrantos, com fácies de planície de inundação bem desenvolvidas, além de conglomerados e arenitos com estratificações plano-paralelas e cruzadas. Datações palinológicas em linhitos dessa unidade, aflorantes nas proximidades da cidade de Guararema (SP) apontaram idades neo-oligocenas (LIMA; SALARD; SUGUIO, 1985; YAMAMOTO, 1995).

Grosso modo, o arcabouço estratigráfico e paleoambiental da Bacia de Taubaté incluiria, como nível de base, a sedimentação lacustre atribuída à Formação Tremembé, cujos pelitos se interdigitariam com arenitos e arenitos conglomeráticos referentes aos leques aluviais e porções coetâneas de planícies aluviais da Formação Resende. As características limnológicas desse antigo lago ainda são objeto de indagação. Riccomini et al. (1987), Riccomini (1989) e Sant'Anna (1999) preconizaram um modelo *playa-lake*, a despeito da restrita sedimentação química. Torres-Ribeiro e Borghi (2007), com base em estudos de afloramento e de microfácies sedimentares, propuseram, em contrapartida, um modelo lacustre de baixa profundidade e gradiente, com variação considerável do espelho d'água, expondo, nos períodos de baixo, amplas planícies lamosas paludais; a Formação Resende configuraria leques aluviais mais restritos, próximos às bordas baciais, depositados em clima árido, com predomínio de processos trativos (enxurradas de *flash floods*) sobre os de natureza puramente gravitacional (leques aluviais ou *fan deltas*). Ainda de acordo com esses últimos autores, o paleolago receberiam influxos arenosos episódicos, caracterizados como lobos de desaceleração (inunditos); as planícies lamosas expostas se sujeitariam a processos pedogenéticos (formação de paleossolos ou de discretas superfícies de calcretes pedogenéticos).

Ainda de acordo com o quadro estratigráfico da Figura 3.6, colmatando o paleolago Tremembé ocorreriam os sedimentos fluviais da Formação São Paulo, completando o conjunto estratigráfico referente ao Grupo Taubaté. Recobrimo esta unidade, sobreviriam os sedimentos neogênicos das formações

Itaquaquecetuba e Pindamonhaga. Riccomini; Sant'Anna e Ferrari (2004) admitiram que a Formação Itaquaquecetuba teria se depositado no Mioceno inferior, com base em informações palinológicas de Arai e Yamamoto (1995). Entretanto, Melo; Vicens; Tucholca (1985), Melo; Caetano; Coimbra (1986), Lima e Melo (1989), Garcia et al. (2004) e Santos et al. (2006) apontaram para os intervalos superiores do Paleógeno como a idade mais provável para a sedimentação desta unidade. Por fim, Santos (2008), em sua dissertação de mestrado propôs idade neo-eocena/eo-oligocena para esta formação, o que a remeteria para o contexto deposicional do Grupo Taubaté.

A Formação Pindamonhangaba, mapeada na Bacia de Taubaté, ocorre como arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos, diamictitos e lamitos, com matriz caulínica, sobrepostos, em discordância erosiva, sobre os sedimentos do Grupo Taubaté. Ainda não se dispõe de elementos seguros de datação para os sedimentos que compõem a Formação Pindamonhangaba.

3.2 – Evolução geológica da área durante o Cenozóico

O entendimento da evolução geológica da área de estudo durante o Cenozóico demanda um recuo à fragmentação do megacontinente Gondwana, que se deu, por volta de 130 Ma, originando o Oceano Atlântico e as bacias marginais brasileiras e suas equivalentes no flanco ocidental da África. Essas bacias passaram por diversos estágios evolutivos, *grosso modo*, assim denominados: pré-rifte e rifte (predomínio de sedimentação continental), protoceano (transicional – golfo) e *drift* ou pós-rifte (marinho franco), conforme admitido por vários autores, ainda que com diferentes nuances (e.g., ASMUS; PORTO, 1972; ESTRELA, 1972; ASMUS; PONTE, 1973; PONTE; ASMUS, 1978, FIGUEIREDO, 1981; CHANG; KOSWMANN; FIGUEIREDO, 1988; MAGNAVITA, 1992; MATOS, 1999; CUPERTINO, 2000).

Esta evolução influenciaria inclusive o relevo continental adjacente às margens oceânicas, numa herança direta dos processos geodinâmicos vigentes (VALADÃO, 1998). Thomas e Summerfield (1987) propuseram um modelo de evolução morfológica de margens passivas que se ajusta aos processos de soerguimento, subsidência, denudação e sedimentação afeitos a esses tipos de margem, conforme resumido na FIGURA 3.7.

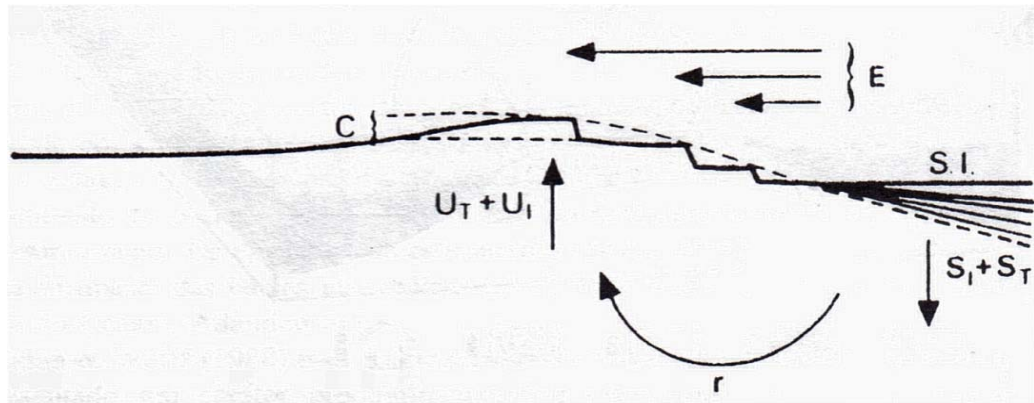


FIGURA 3.7 – Modelo de Thomas e Summerfield (1987) referente aos fatores tectônicos controladores da evolução geomorfológica de longo prazo nas margens continentais passivas. U_I – soerguimento isostático associado ao descarregamento denudacional; U_T – soerguimento termal; S_I – subsidência isostática associada ao carregamento sedimentar; r – rotação da margem em função de U_I e S_I ; E – retração do escarpamento relacionado ao rejuvenescimento episódico estruturalmente controlado; C – topografia gerada por vulcanismo e intrusões associadas ao rifteamento; SL – nível do mar.

Nesse modelo, os escarpamentos junto a margens passivas, como é o caso do litoral sudeste brasileiro, não poderiam mais ser relacionados aos mecanismos sin-rifte que deram origem às bacias marginais, mas sim a uma resposta isostática da litosfera ao ser submetida às contrastantes taxas de denudação e de acumulação em terrenos justapostos (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965). Os processos de soerguimento levariam a movimentações distensionais na área afetada, propiciando a formação de bacias riftes como as de São Paulo-Taubaté e outras de menor porte.

Em trabalho recente, desenvolvido na região de Atibaia e Bragança Paulista, Etchebehere et al. (2007 b) propuseram um modelo de evolução geológica cenozóica para aquela região que pode ser aplicado na presente área de estudo. De acordo com o modelo preconizado por Etchebehere et al. (op.cit.) – resumido na (FIGURA 3.8) –, o desenvolvimento tectônico da área de estudo no intervalo Cretáceo ao Holoceno, pode ser dividido em quatro principais etapas, quais sejam:

- Etapa 1 (Albiano – Aptiano) – O regime tectônico era distensional, com o ruptura do Supercontinente Gondwana e a formação do rifte que daria origem ao Oceano Atlântico. Começavam a se formar os primeiros depósitos das bacias sedimentares costeiras;

- Etapa 2 (Cretáceo superior) – Continuava o processo de soerguimento da atual região da Serra do Mar, propiciando denudação das rochas da Bacia Sedimentar do Paraná e do embasamento cristalino, que geraram carga detrítica tanto para a Bacia de Santos, a leste, quanto para o interior continental (Bacia Bauru), acompanhada de manifestações ígneas alcalinas em diversos pontos da placa. O regime tectônico permanecia como do tipo distensivo e o Oceano Atlântico ampliava seu porte, com o afastamento gradual das costas africana e sul-americana;
- Etapa 3 (Paleógeno) – O regime tectônico predominante ainda era o distensivo, com o processo de deriva continental em franco desenvolvimento, configurando um estágio pós-rifte desta porção da placa sul-americana. A subsidência da Bacia de Santos, acarretada pelo acúmulo da pilha sedimentar, e a continuidade do processo de denudação do setor continental adjacente (âmbito das atuais serras Mantiqueira e do Mar), que levava a um soerguimento isostático, comandaram um processo de rotação crustal, como já explicado acima. Tal processo condicionou a implantação do sistema de riftes do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo, Curitiba, Volta Redonda, entre outras), com espessuras de até algumas centenas de metros e áreas da ordem de centenas a alguns milhares de quilômetros quadrados. Essas bacias também se formaram mais para o interior do continente, com portes cada vez menores (*e.g.*, depósitos de Tanque e Aiuruoca), à medida que se atenuavam as taxas de soerguimento e denudação; e
- Etapa 4 (Mioceno – Recente) – Como decorrência do levantamento da Cordilheira dos Andes, o cenário tectônico mudou consideravelmente, passando para um regime compressivo no âmbito da Região Sudeste do Brasil, contrapondo-se as forças de expansão do assoalho oceânico a partir da dorsal meso-atlântica com às do processo de subducção da placa de Nazca em relação à placa Sul-americana. O interior continental passou a apresentar movimentos diferenciais de blocos tectônicos, alternando soerguimentos com subsidências, com embaciamentos localizados configurando registros sedimentares neogênicos e geração de *tectonic landforms*. Na Bacia de Santos, esta etapa é marcada por uma significativa

discordância no limite Oligoceno – Mioceno (ca. 24 Ma). Teria início, nesta ocasião, o regime de deformação neotectônico, o qual perdura até o presente, *comme il faut*.

As deformações crustais delineadas pelas anomalias flúvio-morfométricas e pelo panorama geológico e geomorfológico da região aqui estudada se enquadram nesta quarta etapa deformacional, da mesma forma que a geração, preservação ou desmantelamento de depósitos cenozóicos, incluindo os aluviões recentes e os mantos coluvionares.

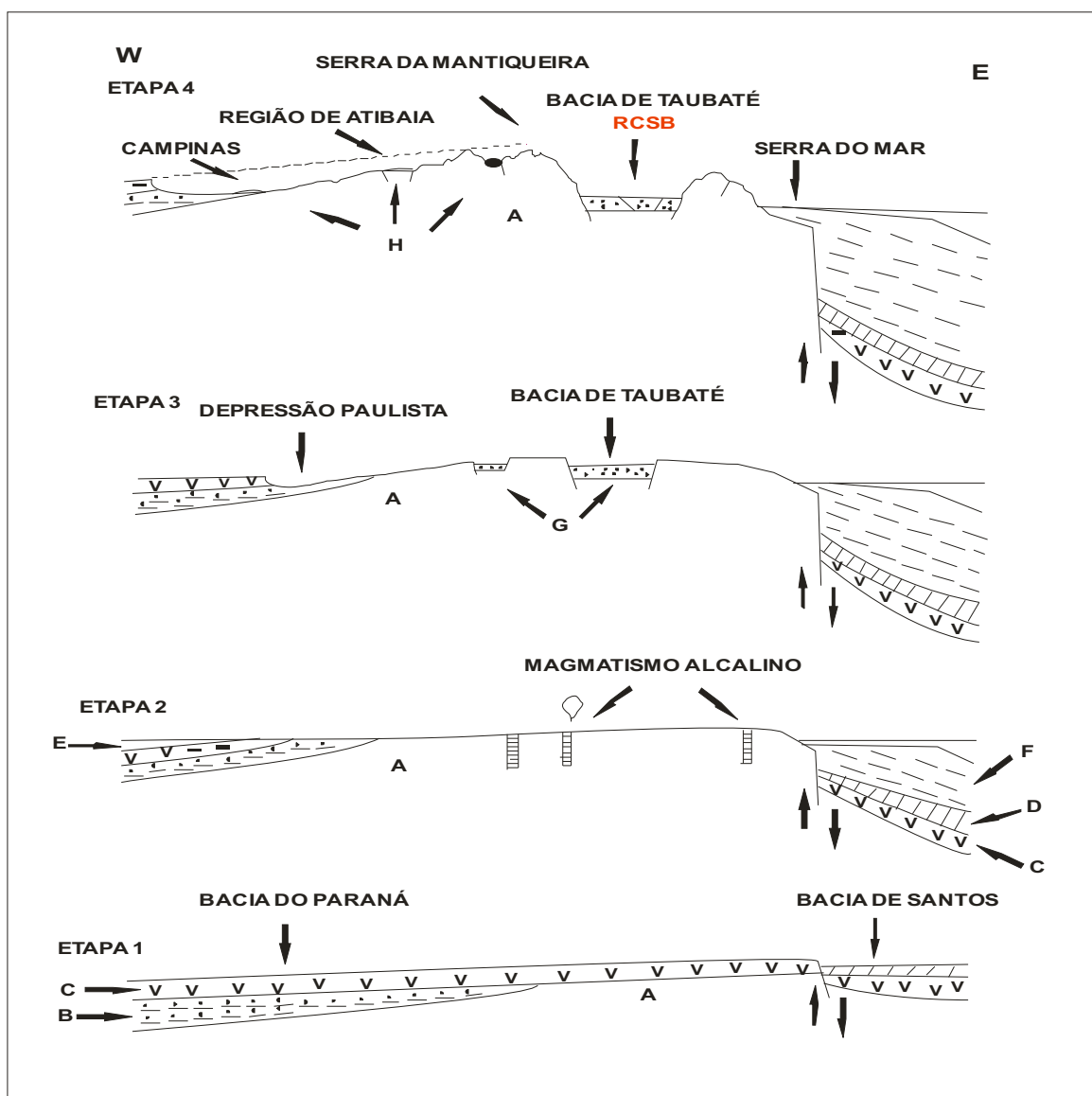


FIGURA 3.8 - Possível modelo de evolução geológica do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), do Neocretáceo ao Recente, em uma seção E-W (Baseado em ALMEIDA, 1976; BISTRICHI, 2001; MOHRIAK, 2004). A) Embasamento pré Cambriano; B) Seqüências sedimentares pré-basaltos da Bacia do Paraná; C) Basaltos da Formação Serra Geral – 132 Ma; D) Evaporitos e rochas siliciclásticas do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos; E) Grupo Bauru – Cretáceo Superior; F) Sedimentos do Cretáceo Superior ao Recente da Bacia de Santos; G) Sedimentos da Bacia de Taubaté e correlatos; H) Depósitos pós-Oligoceno. Extraído e modificado de Etchebehere et al (2007 b).

IV - GEOMORFOLOGIA DA ÁREA

A área de estudo está inserida na Província do Planalto Atlântico, caracterizada por planaltos profundamente erodidos (AZEVEDO, 1961). Segundo Almeida (1964), estes planaltos localizam-se em diferentes altitudes, controlados pelo tectonismo cenozóico, assim como pelas bacias hidrográficas de diferentes níveis de base. De acordo com Almeida (1964), o relevo da área de estudo foi compartimentado, segundo critérios litoestruturais e climáticos, em províncias, zonas e subzonas geomórficas (FIGURA 4.1)

Segundo Bistrichi (2001), a região apresenta um relevo bem movimentado, onde são observadas formas convexas e suavizadas, representados desde montanhas até colinas. Esta diversidade se deu graças à heterogeneidade geológica, ao clima e à tectônica, que foram responsáveis por esta configuração geomorfológica atual. De acordo com Salvador (1994), a paisagem atual reflete, em grande parte, os ajustes tectônicos recentes, causadores de soerguimentos, abatimentos e basculamentos, manifestados nas feições topográficas. As províncias geomorfológicas foram subdivididas seguindo feições peculiares do relevo como altitude, amplitude, orientação das formas topográficas, extensão de superfícies antigas de erosão, processos de erosão e sedimentação, distinguindo-se zonas, de acordo com os condicionantes geológicos, geomorfológicos e morfotectônicos. Estas zonas podem ainda ser subdivididas em subzonas, quando ocorrem diversidades estruturais e morfológicas que merecem ser destacadas (ALMEIDA, 1964).

A área de estudo está inserida entre as zonas do Planalto Paulistano (1), Planalto de Paraitinga (2), Médio Vale do Paraíba (4) e Serra da Mantiqueira (5) .

Pires Neto (1996) organizou quatro grupos de relevo na província do Planalto Atlântico levando em consideração as suas amplitudes. No primeiro grupo encontram-se feições de relevo de Colinas Pequenas, Morrotes, Morrotes Dissecados, Morrotes Paralelos e Morrotes Pequenos, onde segundo o autor podem ser caracterizados como superfície erosiva remontante.

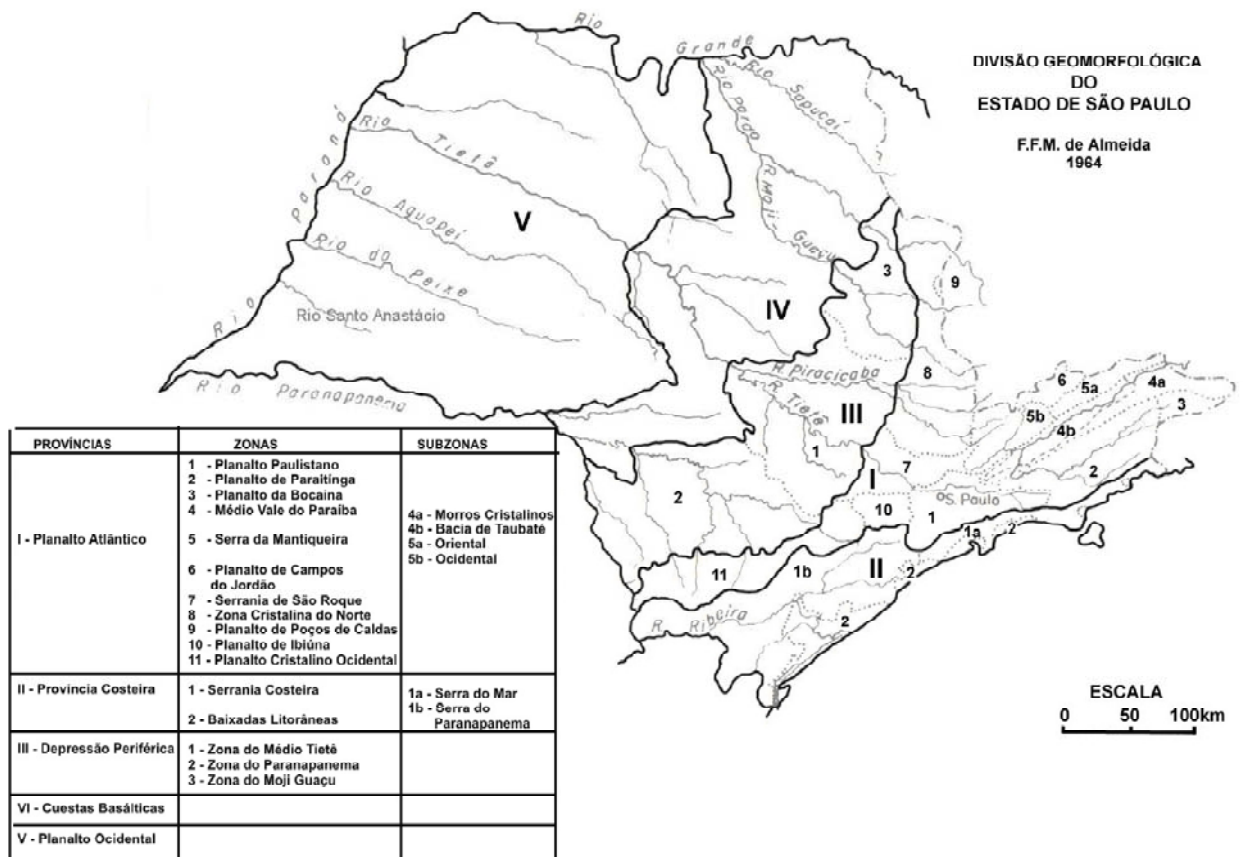


FIGURA 4.1 – Mapa da subdivisão geomorfológica do Estado de São Paulo segundo Almeida (1964).

No segundo grupo encontram-se relevos considerados de maior energia, como Montanhas, morros e Montanhas, Morros Angulosos, Morros Dissecados e Morros Paralelos e Cristas. Segundo o autor, este grupo foi resultado de uma dissecação sobre rochas com resistências diferentes ao processo de erosão, resultando assim em um relevo residual como é o caso dos Morros e Cristas. O terceiro grupo é formado Morrotes de Cimeira, considerado como relevo remanescente da superfície Paleógena. E o quarto grupo é formado por Escarpas e Escarpas Dissecadas, sendo considerada pelo autor como resultado do tectonismo entre blocos estruturais. No mapa geomorfológico (FIGURA 4.2), estão representadas as principais feições morfométricas; os índices de dissecação do relevo estão destacados de amarelo de acordo com o grau de dimensão interfluvial média e o grau de entalhamento dos vales predominantes na área de estudo (TABELA 4.1).

Mapa Geomorfológico da área de estudo

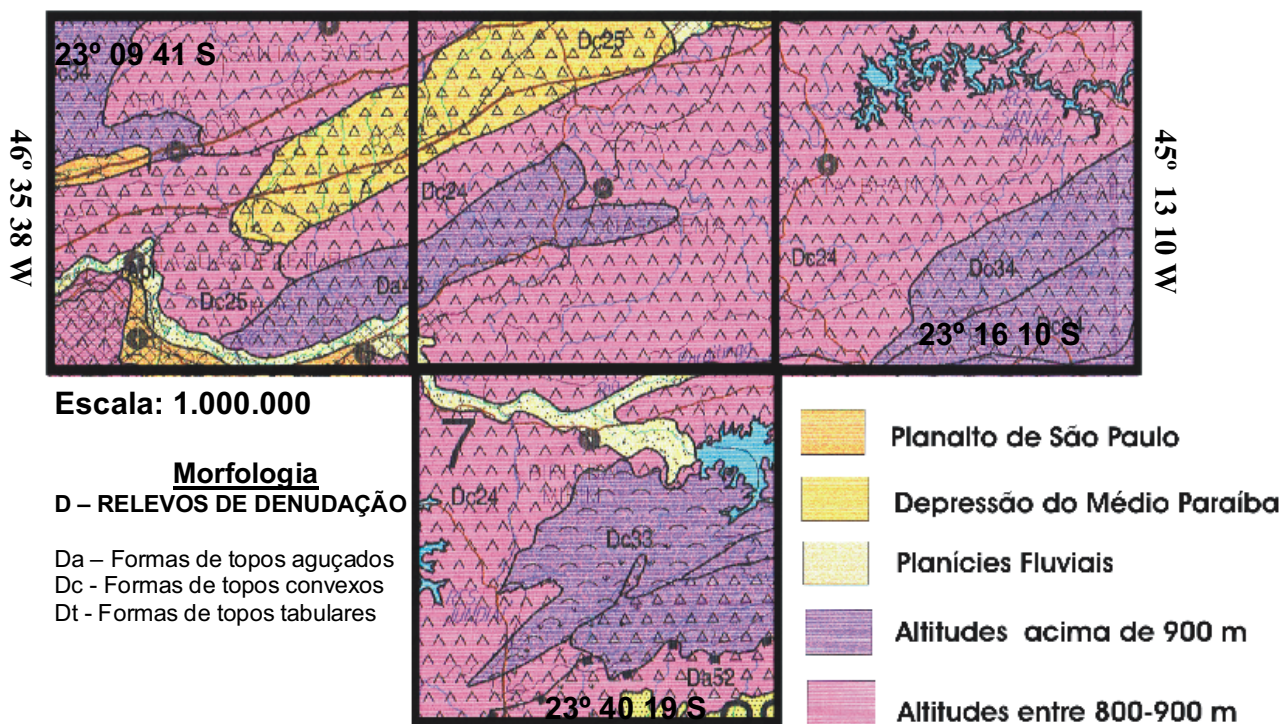


FIGURA 4.2 – Mapa geomorfológico da área de estudo (ROSS; MOROZ, 1997).

TABELA 4.1 – Matriz dos índices de dissecação do relevo (ROSS; MOROZ, 1997).

DIMENSÃO INTERFLUUVIAL MÉDIA (classes)	MUITO GRANDE (1) > 3750M	GRANDE (2) 1750m a 3750m	MÉDIA (3) 750m a 1750	PEQUENA (4) 250m a 750m	MUITO PEQUENA (5) ≤ 250m
GRAU DE ENTALHAMENTO DOS VALES (classes)					
MUITO FRACO (1) < 20m	11	12	13	14	15
FRACO (2) 20 a 40m	21	22	23	24	25
MÉDIO (3) 40 a 80m	31	32	33	34	35
FORTE (4) 80 a 160m	41	42	43	44	45
MUITO FORTE (5) > 160m	51	52	53	54	55

V - NEOTECTÔNICA

O termo Neotectônica começou a ser utilizado a partir de 1948 por Obruchev, o qual o definia como movimentos que ocorriam a partir do fim do Terciário até o Quaternário e que tinham uma importância imprescindível na construção do relevo (SALVADOR, 1994).

Já em 1973, o geólogo soviético E.V Jain afirmava que o advento dos estudos neotectônicos representava um importante fator de avanço para as pesquisas em Geotectônica, pois permitia a aplicação, de fato, do princípio do atualismo, através da observação real das feições tectônicas que eram até então inferidas (SAADI, 1993).

O termo “Neotectônica” vem sofrendo várias modificações, onde as maiores discussões seriam sobre quanto ao início destes movimentos, sendo algumas das definições a seguir as mais conhecidas:

- Nicollev et al. (1962) - Movimentos **contemporâneos** se ocorridos nos dois últimos séculos, **jovens**, se ocorridos no Holoceno.
- Bedussov (1974) - **Movimentos oscilatórios atuais**, dentro do nosso período histórico; **oscilatórios recentes** se ocorridos no Quaternário.
- Jain (1980) - Novíssimos - entre o Neógeno e o Quaternário, estendendo a sua incidência do final do Eoceno até o Mioceno Superior.
- International Union for Quaternary Research – INQUA - (MÖRNER 1978 apud MÖRNER 1989)- Qualquer movimentação da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem, independentemente de sua idade de início, suas implicações práticas e suas extrapolações futuras.
- Angelier (1976) – Trata-se do período no qual as observações geofísicas poderiam ser extrapoladas de acordo com os dados geológicos obtidos em novos estudos.

O conceito mais reconhecido, e adotado na presente dissertação, para os estudos em Neotectônica é o proposto pela Comissão de Neotectônica da INQUA (*International Union for Quaternary Research*) esta definição consta como a mais aceita na atualidade, pois permite a análise da movimentação sísmica do presente até 10^7 anos. O termo neotectônica está relacionado ao regime tectônico vigente na região investigada, sendo assim diacrônico de região para região, ou de ambiente de placa para ambiente de placa. Cabe salientar que o conceito de Neotectônica não é considerado unânime desde que surgiu na literatura geológica.

Os estudos neotectônicos estão estreitamente relacionados com os estudos de sismicidade, sendo difícil sua desvinculação (SALVADOR, 1994). Existe uma relação direta entre eles e que pode ser entendido como um processo de ação e reação.

Segundo Etchebehere et al. (2006), um conceito de suma importância para os propósitos de um item sobre neotectônica e paleossismologia é aquele referente à caracterização de uma **falha ativa**. De acordo com tais autores, os terremotos são originados em um movimento de falha, i.e., onde se apresentam como liberação de uma quantidade variável de energia gerada pela movimentação da descontinuidade.

O conceito de falha ativa surge posteriormente ao terremoto ocorrido em São Francisco de 1906 na Califórnia, EUA (magnitude 8,3) quando a falha de San Andreas sofreu um deslocamento lateral de 6 m. No que se refere a movimentos de falha a concepção de recente ainda é muito discutível, pois o seu sentido pode ser interpretado de várias maneiras.

Como exemplo, o California State Mining and Geology Board classifica como falha “ativa” descontinuidades sofreram movimentação durante o Holoceno (últimos 10.000 anos) e como falhas “potencialmente ativas” as descontinuidades que tenham se movimentado durante o Quaternário (os últimos 1,65 milhão de anos do tempo geológico). Outras organizações são mais rigorosas, como a U.S. Nuclear Regulatory Commission, define uma descontinuidade como “capaz” de vir a apresentar novas movimentações, se ela tiver se apresentado ativa pelo menos uma vez nos últimos 50.000 anos, ou ainda, se ela movimentou-se mais de uma vez nos últimos 500.000 anos (KELLER; PINTER, 1996).

5.1 Neotectônica no Brasil

O Brasil localiza-se em uma região intraplaca, distante das bordas tectônicas, seja do contato entre as placas de Nazca e Sul-americana, seja da Placa Africana-Placa Sul-americana. Por esta localização “privilegiada”, o Brasil foi, durante muito tempo, considerado como praticamente assísmico, sendo consideradas secundárias as pequenas atividades sísmicas que ocorriam no território brasileiro. Levando-se em conta sua enorme extensão territorial, é um dos países sísmicamente mais estáveis do mundo (ASSUMPÇÃO et al., 1979).

Os primeiros dados e registros sísmicos no Brasil pertencem ao século XVI, adquiridos principalmente por via de relatos. No século XIX, vários jornais e revistas escreviam sobre abalos sísmicos que ocorriam em território brasileiro, mas ainda o país não dispunha de um trabalho empírico sobre estes abalos. O primeiro trabalho de cunho científico foi o de Capanema (1859), o que representou o início de vários outros trabalhos a respeito da sismicidade no país.

Um dos pioneiros a mapear as ocorrências espaciais dos sismos no Brasil foi Branner (1920). Bjornberg, Landim e Gandolfi (1965) determinaram, no Estado de São Paulo, vários deslocamentos modernos analisando padrões sedimentológicos e geomorfológicos.

Uma maior preocupação e avanço nos estudos sísmicos no Brasil ocorreram a partir da década de 70, com o advento do processo industrial acelerado, provocado principalmente pelas instalações de grandes obras de engenharia como as hidrelétricas, termoelétricas e usinas nucleares, que dependem diretamente de uma instalação segura e de condições geológicas estáveis, a fim de se prevenir grandes catástrofes.

Hasui e Ponçano (1978), através de interpretações de zonas de maiores incidências de sismos, conseguiram correlacioná-las com as regiões de fragilidade permanente, (Figura 5.1).

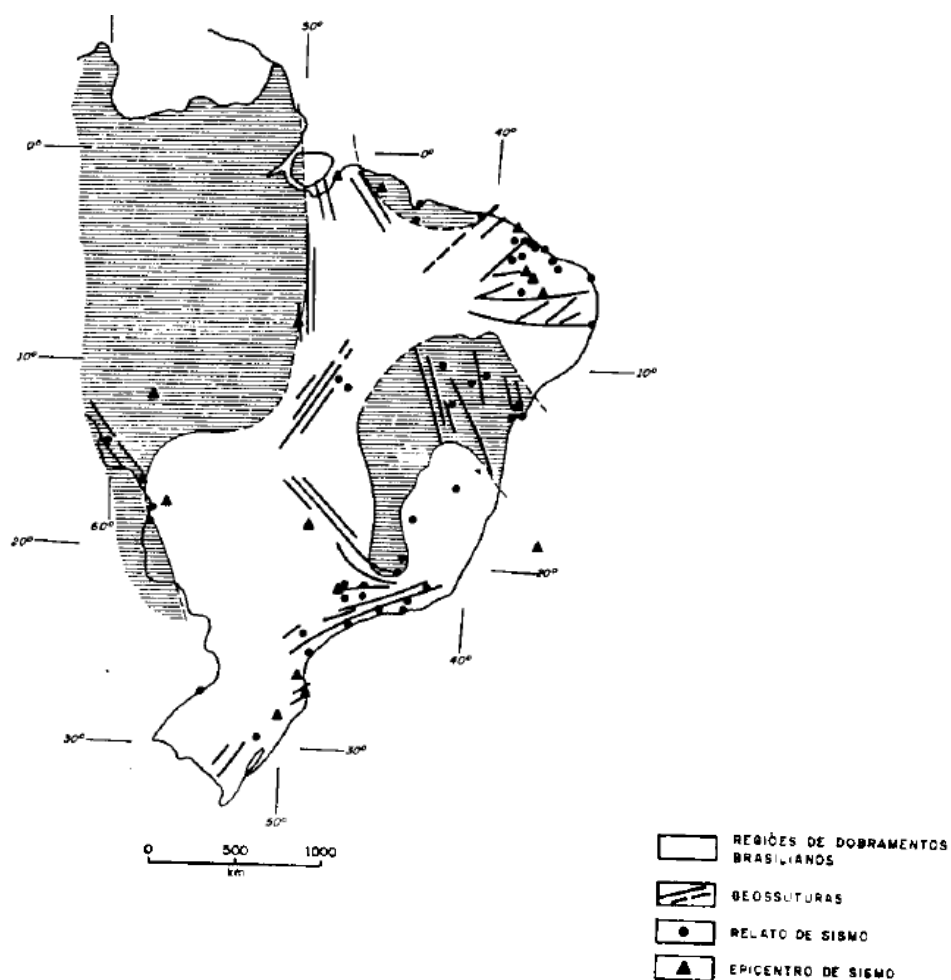


FIGURA 5.1 – Mapa de sismos e epicentros no Brasil e áreas de fragilidade permanente. Retirado de Hasui e Ponçano (1978).

Provavelmente, segundo Saadi (1993), as manifestações neotectônicas no território brasileiro ocorreram por deformações tectônicas cenozóicas, afetando a plataforma brasileira; estas deformações aproveitaram-se das áreas de maior fragilidade resultantes de deformações antigas. Hasui (1990) reconheceu vários blocos crustais descontínuos, delimitados por falhas fanerozóicas relacionadas às áreas de fragilidade herdadas do embasamento pré-cambriano. Desse modo, desde o Proterozóico até hoje, os processos geológicos rerepresentariam, quase sempre, um produto da “herança estrutural crônica” (SUGUIO, 2001).

Segundo Suguio (2001), os prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos têm participação fundamental nas manifestações neotectônicas, existindo

uma relação entre a estrutura neotectônica e a dinâmica crustal verificando-se a predominância dos esforços compressivos na direção NW-SE.

Sadowski csordas e Kenji (1978) caracterizaram as províncias sísmicas do Nordeste e do Sudeste em função das maiores intensidades e ocorrências de sismos. Estas ocorrências se dão pelo fato das organizações espaciais demográfica, acadêmicas e industriais estarem concentradas na região litorânea, facilitando assim os registros destes fenômenos, o que não elimina ocorrências de sismos nas regiões centrais e norte do país (FIGURA 5.2).

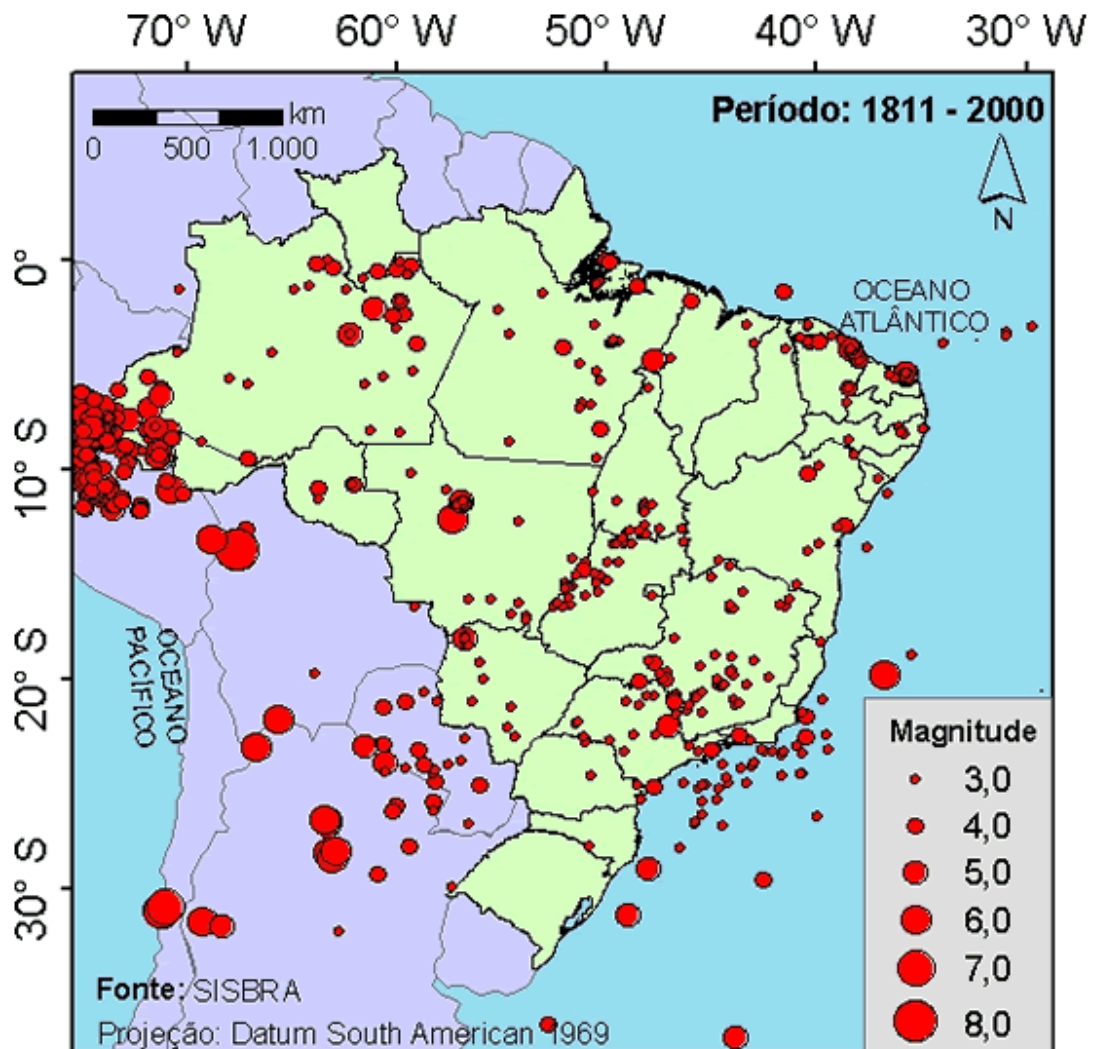


FIGURA 5.2- Mapa de sismos do Brasil extraído de: <http://www.obsis.unb.br/> acessado em 21/06/2009.

5.2 Neotectônica na região Sudeste

Segundo Saadi (1993), a Região Sudeste é a região com maior registro de abalos sísmicos registrados no Brasil. Este fato está ligado diretamente à intensa ocupação populacional na região, permitindo o melhor registro destes abalos, ao contrário das regiões praticamente inabitadas do país. Em trabalho realizado pelo IPT (1982), foram demarcadas seis zonas sismogênicas na Região Sudeste (FIGURA 5.3).

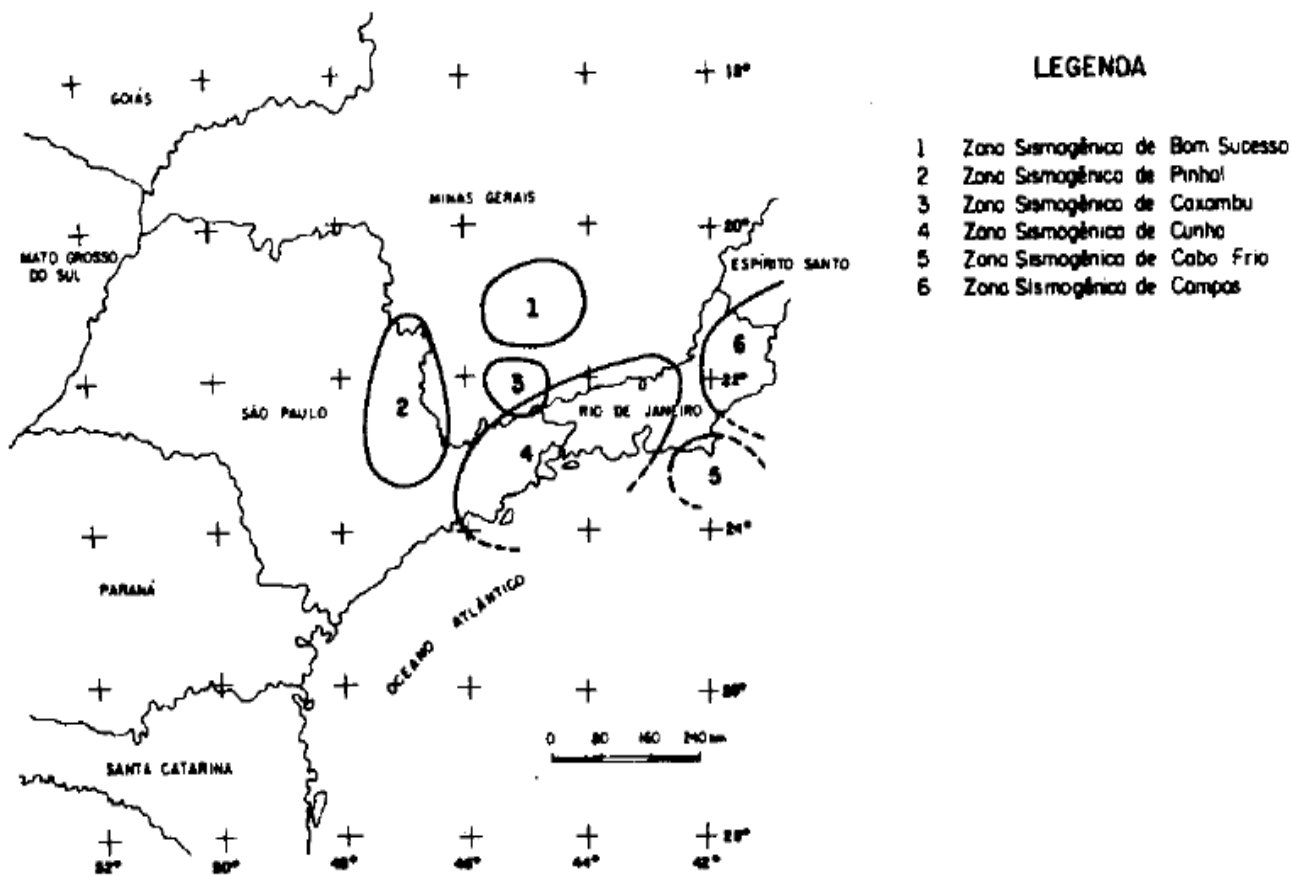


FIGURA 5.3 - Mapa de zonas sismogênicas do sudeste do Brasil (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos). Extraído de Mioto e Hasui (1982).

Mioto (1993) sugeriu a inclusão de outra zona sismogênica, a de Cananéia (FIGURA 5.4).

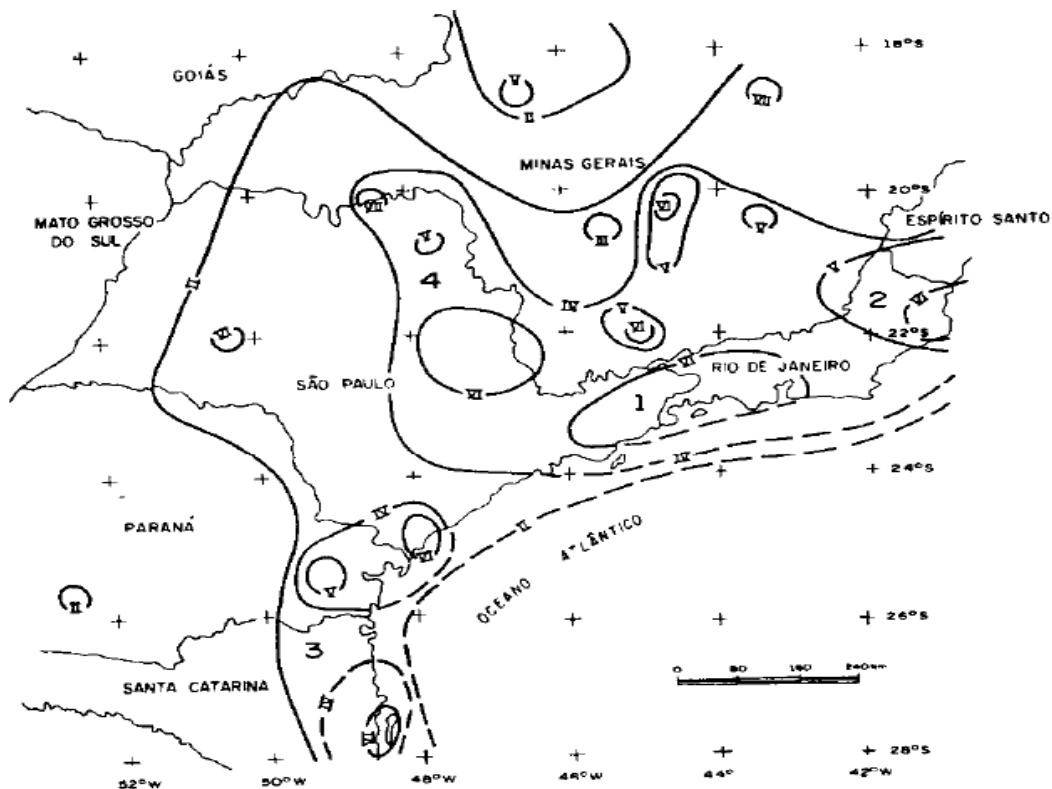


FIGURA 5.4 – Mapa das regiões sismotectônicas do sudeste do Brasil, traçadas a partir de linhas de isossistas. Extraído de Miotto (1993).

Assumpção et al. (1980) realizaram um estudo detalhado dos principais sismos ocorridos na região sudeste, estabelecendo magnitudes, epicentros e intensidades sem, porém, qualquer interpretação tectônica. Com a posse destes dados, confeccionaram um mapa baseado em magnitudes, mostrando as áreas de abrangência dos sismos (FIGURA 5.5).

A região sudeste é atualmente alvo de grande número de trabalhos a respeito de estabilidade regional e zoneamento sísmico, devido ao número elevado de abalos registrados. Este número deve refletir a intensa ocupação populacional na região, permitindo o melhor registro destes abalos, ao contrário do que se dá nas áreas mais inóspitas do país. Outro fator relevante, é a instalação de várias estações sismográficas na região, a fim de monitorar sismos induzidos por preenchimento de reservatórios.

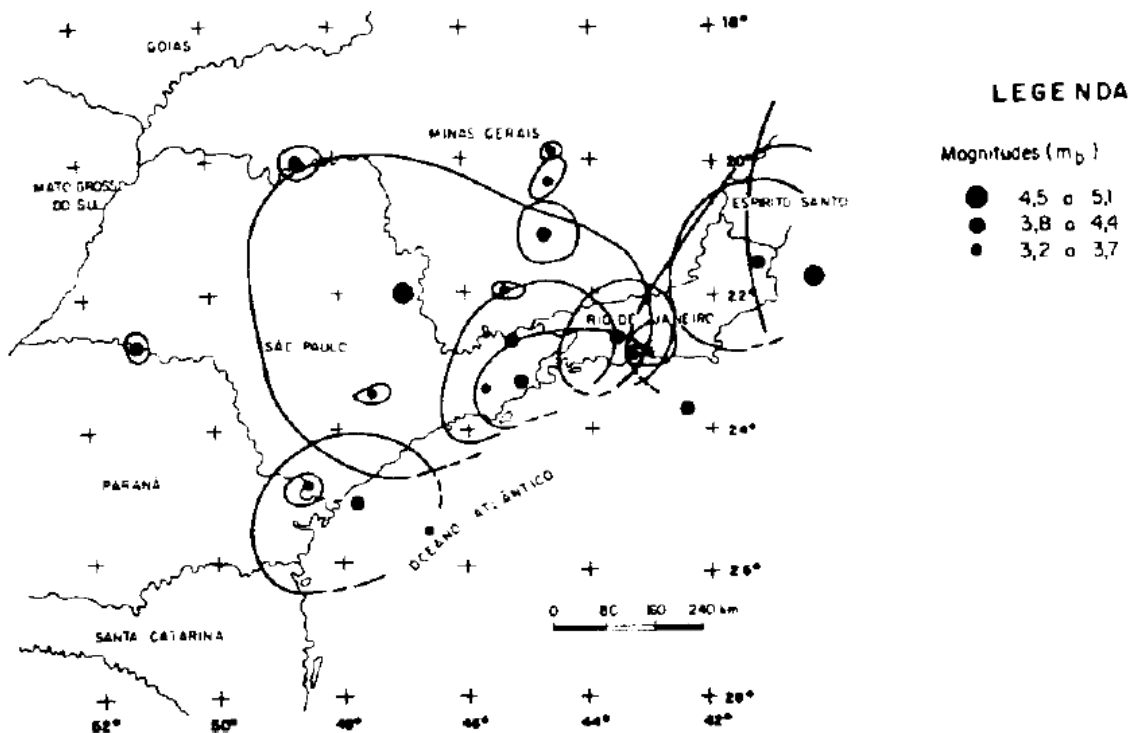


FIGURA 5.5 - Mapa de epicentros e áreas afetadas por sismos no sudeste do Brasil. Extraído de Mioto e Hasui (1982).

Vários autores se lançaram em pesquisas sobre processos neotectônicos no estado de São Paulo: Riccomini (1989) no “rifte Continental do Sudeste do Brasil” RCSB; Etchebehere e Saad (1999), Etchebehere (2000), Etchebehere e Saad (2002), na bacia do Rio do Peixe; Guedes (2008), na bacia do Santo Anastácio, entre outros.

O processo de construção de um reservatório, e para geração de energia elétrica, pode, em certas situações, gerar o aparecimento de tremores de terra, tanto na área da construção das barragens como nas regiões periféricas a mesma, estes fenômenos são denominados chamados “sismos induzidos”.

De acordo com Goldsmith e Hildyard (1984), na metade do século XX, o conhecimento sobre os problemas de estanqueidade de represas e de instabilidade de barragens e morros marginais já mostrava outras possibilidades de explicação, além das chamadas “forças telúricas”, das contingências ditas “naturais”. O fenômeno tal como mencionado, é conhecido como SIR (Sismicidade Induzida por

Reservatórios), e é considerado relativamente raro, já que são comprovados poucos casos em todo o mundo.

Dois fatores são cruciais para a formação destes fenômenos nas represas. A carga das massas de água e sedimentos e da construção somados ao relevo. Alteração da estabilidade mecânica das rochas do subsolo por causa de diferenciais de pressão (“encharcamento” nas porosidades, e escoamento de água nas falhas e nos dutos internos).

Segundo Goldsmith e Hildyard (1984), os principais casos ocorreram em obras implantadas em vários países, no período entre 1930 e 1974; onde trinta e três situações agrupadas como:

1. Terremotos induzidos por barragens mais intensos.

- Sete eventos no período, com magnitude acima de 5 pontos na escala Richter:
- Koyna, uma barragem de 103 m de altura, na Índia, o mais intenso;
- Dois na Grécia: Kremasta 165 m, e Maraton 63 m;
- Dois nos EUA: Oroville, 236 m, e Hoover, 221 m, rio Colorado.
- HsinfengKiang 105 m na China;
- Kariba, 128 m, no rio Zambéze entre os atuais Zimbabwe e Zâmbia.

2. Terremotos induzidos por barragens menos intensos

- Eventos, com magnitudes entre 3.2 e 5 pontos na escala Richter,
- Em barragens com alturas variando de 67 m a 317 metros, localizadas nos
- EUA, Itália, França, Espanha, Iugoslávia, Turquia,
- Na antiga União Soviética, Nova Zelândia, Austrália e Japão.

Para Goldsmith e Hildyard (1984), a grande maioria dos sismos citados nos dois grupos acima ocorreu em um intervalo de tempo de até três anos após a formação da represa; poucos sismos ocorreram em prazos mais longos, de sete até vinte e dois anos após a formação das represas.

Para McCully (2001), ocorreram trinta e dois casos de sismicidade induzida por barragens com magnitude Richter maior que 4.0, com represas formadas entre os anos de 1960 e 1981; a maioria dos sismos importantes ocorreu num prazo curto, de até dois anos após o início do enchimento, outros num prazo de três a oito anos. Na mesma lista, consta um caso brasileiro de sismo induzido: o sismo provocado em 1974, de magnitude 4,2 em área sob influência direta de duas represas, das usinas hidrelétricas de Porto Colômbia e Volta Grande, no Rio Grande, divisa SP-MG, região chamada de Triângulo Mineiro.

Tal tipo de fenômeno também foi registrado na região de Paraibuna, próxima à área de estudo da presente dissertação, posteriormente à construção da barragem que leva o mesmo nome. O reservatório é formado pelo represamento dos dois rios diferentes: o rio Paraibuna e o Paraitinga (FIGURA 5.6). As atividades sísmicas iniciaram-se logo após o enchimento total da barragem em novembro de 1977. O maior abalo sísmico registrado em dezembro de 1977, com magnitude $3,4M_L$ e atingiu uma intensidade de IV MM. Para Veloso e Assumpção (1989), as principais características geradas por esta atividade sísmica foram:

- Hipocentros relativamente rasos, com menos de 1Km de profundidade;
- Processo migratório das atividades sísmicas para regiões periféricas à barragem; e
- Sismos focais gerados por fraturamentos secundários e não como resultado das principais falhas geológicas encontradas na região.

Tremores de terra no Sudeste

Os pontos assinalados indicam os epicentros (*projeções superficiais*) dos tremores ocorridos nos últimos 500 anos, com base em registros históricos e instrumentais (*sismógrafos*)

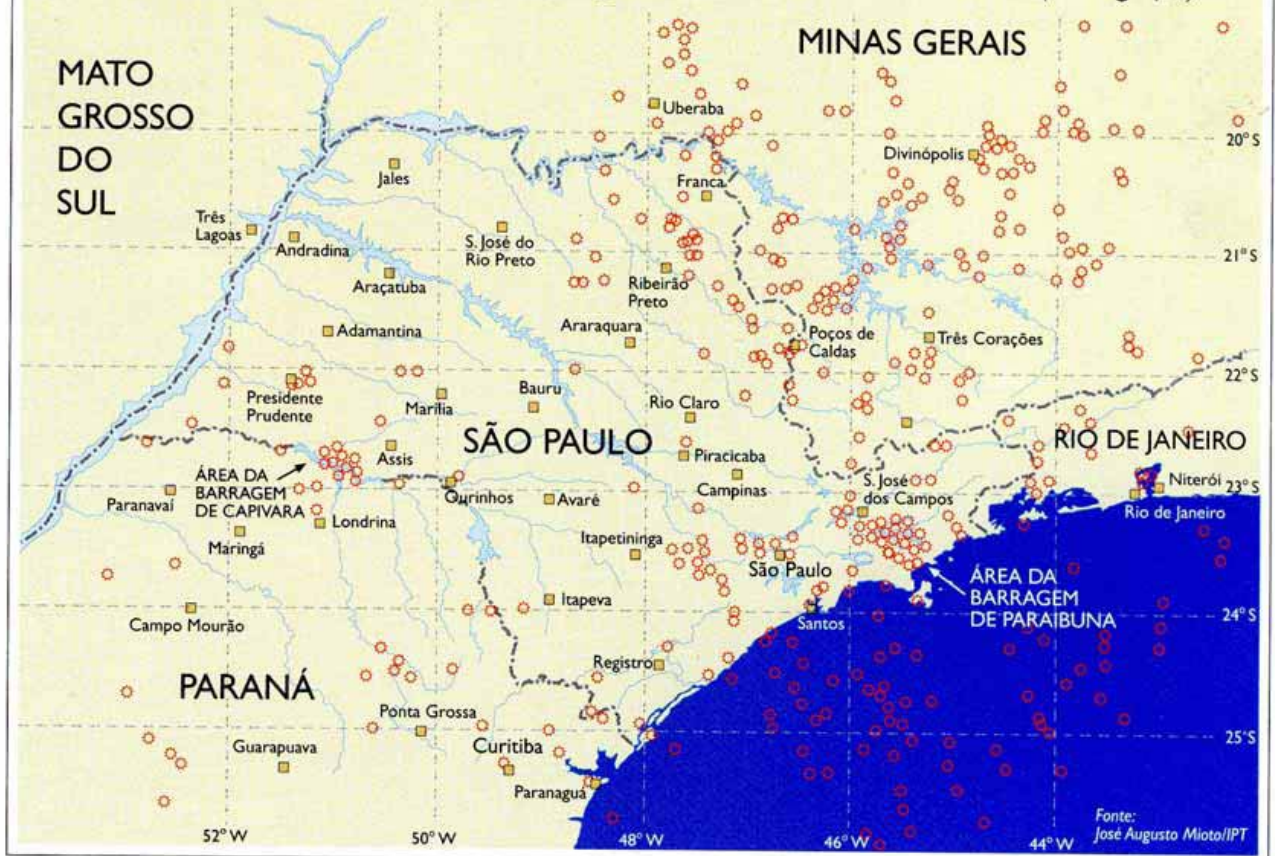


FIGURA 5.6 Mapa de sismos ocorridos em São Paulo nos últimos 500 anos, extraído de http://www.fem.unicamp.br/~seva/forum_desastres_SEVA_02mai07.pdf acesso em 12/06/2009.

VI - MORFOMETRIA FLUVIAL

O estudo das deformações crustais recentes, objeto pertinente ao campo das Geociências designado “Neotectônica”, tem ganhado notável impulso nas últimas décadas com o expressivo refinamento da Teoria da Tectônica de Placas. A identificação de evidências de atividade neotectônica em terrenos do interior continental, onde o registro da sismicidade seja pobre ou as deformações crustais sejam assísmicas, ainda pode ser classificada como um esforço heurístico (ETCHEBEHERE et al., 2004).

As deformações na crosta terrestre podem ser súbitas (e.g., falhas acompanhadas de terremotos) ou de longa duração (como soerguimentos ou subsidências, muitas vezes assísmicas), medidas em frações de milímetros por anos, décadas, séculos ou intervalos ainda maiores de tempo (GUEDES, 2008). Segundo Guedes (2008), uma das grandes preocupações é de como as Geociências podem abordar nos estudos das deformações crustais em regiões intraplacas, onde ocorrem acúmulos tensionais lentos, levando-as a serem consideradas erroneamente, como áreas assísmicas.

Segundo Hack (1960), as redes de drenagem possuem propriedades geométricas que podem ser descritas quantitativamente. Em uma paisagem moldada pela erosão ou pela agradiação, alguns parâmetros flúvio-morfométrico (e.g., perfil longitudinal, índices de RDE/t e RDE/s) podem fornecer informações de suma importância sobre processos geológicos e geomorfológicos de uma determinada área. A rede de drenagem de uma bacia reflete a estrutura geológica (litológica e tectônica), a evolução morfogenética regional, o clima e as intervenções antrópicas. A aplicação e a interpretação dos parâmetros morfométricos de drenagens são instrumentos de suma importância para a compreensão da evolução geomorfológica, bem como para fornecer base para a análise da estabilidade geológica de uma área.

Para Etchebehere et al. (2006), os cursos d'água representam um dos principais agentes modeladores do relevo, proporcionando, com a ajuda da ação da gravidade, o processo de esculturação dos vales. Assim, ao ajustar-se rapidamente a quaisquer deformações crustais, os elementos de drenagem favorecem o estudo de

movimentos neotectônicos e configuram um ótimo instrumento para análises dos parâmetros morfométricos.

Segundo Bishop (1982), um canal fluvial tende a seguir o caminho mais fácil e que acompanhe a declividade regional. Sendo assim, a identificação da ocorrência de um trecho do canal com fluxo que discorde da declividade sugere a imposição de um desvio, que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas, que podem, por sua vez, correlacionar-se com eventos tectônicos.

Por sua grande sensibilidade e pelo fato de se adaptarem rapidamente a qualquer mudança de natureza geológica, buscando uma linha de melhor ajuste para o seu antigo canal, os cursos d'água propiciam elementos fundamentais para a análise neotectônica (morfometria fluvial). O estudo de alguns parâmetros flúvio-morfométricos tem sido utilizado de forma bem sucedida por vários pesquisadores, que se valem da rapidez, eficácia e o baixo custo para a sua aplicação (e.g., BJÖRNBERG, 1969 a, b; HACK, 1973; MERRITS; VINCENT, 1989; MARPLE; TALWANI, 1993; MERRITS; HESTEMBERG, 1994; BOYD; SCHUMM, 1995; KELLER; PINTER, 1996; SCHUMM; SPITZ, 1996; SPITZ; SCHUMM, 1997; ETCHEBEHERE; SAAD; 1999; ETCHEBEHERE, 2000). Na presente dissertação, dois métodos de análise flúvio-morfométrica serão explorados, a saber: (1) estudo dos perfis longitudinais das drenagens; e (2) índices **RDE (Relação Declividade vs. Extensão)**, neste segundo caso envolvendo tanto índices regionais (**RDE_t**) quanto por segmentos de drenagem (**RDE_s**). Ambos são descritos nos itens subseqüentes. A razão para tal escolha se fundamenta na eficácia demonstrada pela sua aplicação em análises neotectônicas de diversos tipos de terrenos em território paulista. Como exemplos podem ser citados as aplicações nos vales dos rios Santo Anastácio (GUEDES, 2008) e Peixe (ETCHEBEHERE, 2000), e também no território de Guarulhos (ACKLAS Jr. ETCHEBEHERE. CASADO, 2003), entre outros.

6.1 A análise do perfil longitudinal da drenagem

O perfil longitudinal de uma drenagem é uma das formas mais utilizadas para a elaboração de representações de cursos d'água, com os pares ordenados

“distância da cabeceira – altitude” podendo ser plotados em gráficos de coordenadas cartesianas, nos quais a variável dependente é a altitude e a variável independente representa a extensão do canal da drenagem a partir da cabeceira (ou da foz) como pode ser observado nas figuras 6.1 e 6.2).

A análise dos perfis longitudinais possibilita também a detecção de eventuais anomalias morfométricas, ao indicar, de forma rápida e simples, os trechos em que as drenagens se encontram em equilíbrio ou trechos que se mostram anômalos. Uma determinada drenagem pode ser considerada em equilíbrio quando não for observado o processo de entalhe ou de agradação do talvegue.

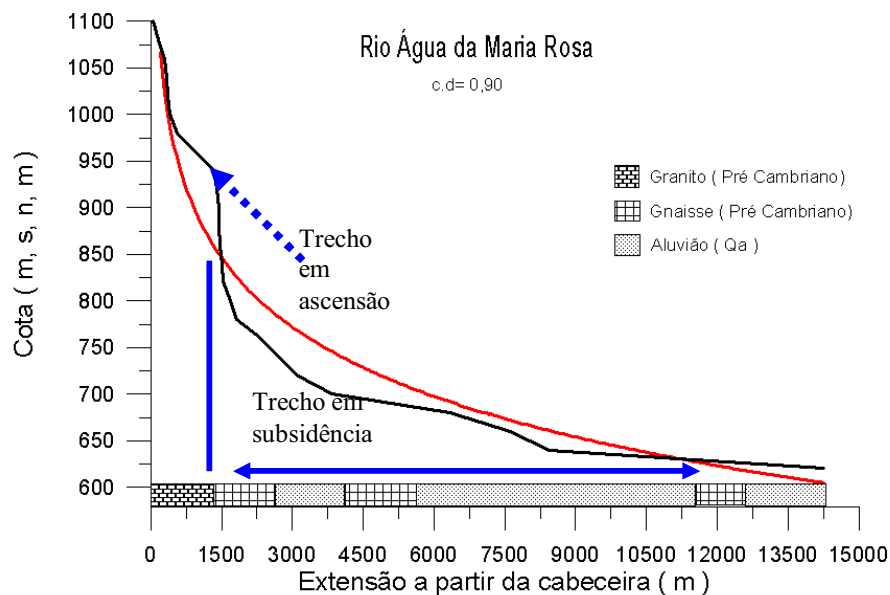


FIGURA 6.1 - Perfil longitudinal do Rio Água da Maria Rosa em escala aritmética. A curva vermelha representa a equação de melhor ajuste dos pontos (*best fit line*). O “rodapé” geológico ilustra o tipo de substrato onde se instala o talvegue e auxilia na interpretação dos trechos anômalos.

Os trechos anômalos são representados no perfil do Rio Água da Maria Rosa (FIGURA 6.1) pelo segmento de curva com um maior afastamento tanto positivo como negativo da linha de melhor ajuste dos pares ordenados (*best fit line*). Curvas com menor concavidade ou quebras na linha do perfil, tanto positivas (ascensão) como negativas, (subsidência), podem indicar trechos da drenagem em desequilíbrio, que implicam em alterações no talvegue, seja pela incisão do canal, seja por mudanças em seu estilo geométrico, seja pela mudança do substrato geológico ou ainda pela presença de sedimentos aluvionares.

Quanto maior o afastamento da drenagem em relação à curva de melhor ajuste, maior o seu nível de desequilíbrio, que pode se mostrar acima da linha (o que indica área em soerguimento) ou abaixo (que se mostra em subsidência), tais anomalias podem ser, inclusive, quantificadas, conforme se destacaram diversos autores (VOLKOV,1967; ETCHEBEHERE, 2000; ACKLAS Jr. ETCHEBEHERE. CASADO, 2003 e GUEDES, 2008).

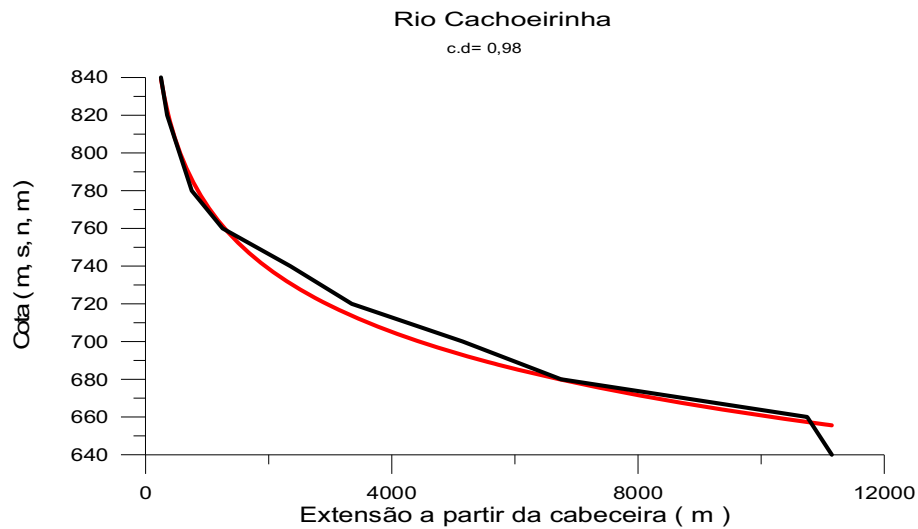


FIGURA 6.2 - Perfil longitudinal do rio Cachoeirinha. Observa-se que a drenagem se aproxima muito da forma côncava representada na figura pela linha de melhor ajuste (azul), configurando um exemplo de drenagem equilibrada.

Segundo Leopold e Bull (1979), uma drenagem pode ser considerada equilibrada quando durante um longo período de anos a declividade, velocidade, profundidade, largura, rugosidade, padrão, morfologia de canal se ajustam delicadamente e mutuamente, para fornecer a energia necessária para o transporte eficiente da carga sedimentar, sem degradação e, ou agradação dos canais.

Para alguns autores, como Leopold e Langbein (1962), Hack (1973), Phillips e Schumm (1987), não se pode precisar o tempo necessário para que o perfil da drenagem retorne ao seu equilíbrio. Porém Hack (1960) e Leopold e Langbein (1962) consideram-no como um período muito pequeno no que se refere à escala do tempo geológico, o que pode ser uma ferramenta de grande utilidade para o estudo de movimentos neotectônicos, pois, através de qualquer indício de anomalia na drenagem, pode-se concluir que ocorreram movimentos crustais muito recentes ou até mesmo que se mantêm ativos.

De acordo com Acklas Jr., Etchebehere e Casado (2003), as anomalias morfométricas no perfil longitudinal podem ser condicionadas por diversos fatores, assim sintetizados: (1) confluência com um tributário de caudal expressivo; (2) variações na resistência a erosão do substrato rochoso (criando os chamados *nick points* em soleiras rochosas, i. e., níveis de base locais); (3) erosão remontante por mudança brusca em nível de base à jusante (migração de *nick points* até que o equilíbrio seja reestabelecido) como o ocorre quando há variações eustáticas, por exemplo, e (4) deformações neotectônicas locais, i. e., na própria bacia de drenagem. Vale ressaltar que os fatores (2) e (3) acima, também podem ter vinculação neotectônica.

Quando a drenagem consegue restabelecer o equilíbrio, é iniciado o processo de evolução do trecho montante, onde ocorrerá gradativamente a redução das suas amplitudes altimétricas, assim como a ampliação das cabeceiras, promovendo a captura dos cursos d'água limítrofes, gerando, *in extremis*, um pedimento ou um pediplano (ETCHEBEHERE et al, 2004). Segundo Guedes (2008), a evolução desse cenário está vinculada à energia cinética da rede de drenagem, com sua competência erosiva e sua capacidade de transporte da carga sedimentar resultante (*stream power*), onde diversos fatores adicionais contribuem para o ritmo de evolução da paisagem na bacia hidrográfica: (1) o tipo de substrato rochoso e a decorrente resistência ao entalhe fluvial, como também a natureza e o volume da carga sedimentar gerada; (2) as influências climáticas, condicionando o tipo de intemperismo, a presença de cobertura vegetal e o balanço hídrico da bacia; (3) a estabilidade tectônica, pois esta evolução pode ser alterada pela presença de processos neotectônicos, capazes de gerar modificações na superfície do terreno e, por conseguinte, alterar os níveis de base; e (4) a competência e capacidade do sistema fluvial, refletido na granulometria passível de ser transportada tanto em condições corriqueiras quanto em situações extraordinárias, e na quantidade de carga sedimentar na rede de drenagem.

Uma última consideração sobre os estudos dos perfis longitudinais diz respeito ao limiar de afastamento do talvegue em relação a curva de melhor ajuste (*best fit line*) que marcaria os trechos reputados como anômalos. Nesse sentido,

Guedes et. al. (2006), ao estudarem os perfis longitudinais dos cursos d'água na bacia do Rio Santo Anastácio, oeste paulista, estabeleceram o limiar de 10 m, baseados no porte das deformações testemunhadas em processos neotectônicos no vale do rio Mississippi, USA, onde, associados a sismos modernos de grande magnitude, foram verificados deslocamentos verticais de talvegue de até 14 m, que resultaram em corredeiras localizadas e formação de lagos e charcos.

Dessa forma, arbitrou-se, na presente dissertação o mesmo limiar de Guedes et al. (op.cit.), i.e.: 10 m. A base cartográfica utilizado foi o conjunto de folhas topográficas em escala 1: 50.000 editados pelo IBGE- Instituto de Geografia e Estatística, com equidistância de 20 m para as cotas.

6.2 Os índices RDE (Relação Declividade vs. Extensão)

Hack (1973) estabeleceu uma técnica de análise de perfis longitudinais de drenagens, ou de trechos destas, designada *stream-gradient index* (SL), compreendendo-se como a relação entre a declividade (*slope*) e o comprimento do canal (*length*), traduzido como Relação Declividade-Extensão do curso (RDE) por Etchebehere (2000). Esta técnica fornece informações que permitem a realização de análises e comparações entre drenagens de grandezas diferentes, o que favorece a identificação de alterações nos seus cursos, resultado de características no substrato rochoso, ou tectonismo. Segundo Etchebehere et al. (2004), esta técnica não deve ser confundida com o gradiente de drenagem, que seria apenas a diferença entre a altitude de dois pontos diferentes da drenagem e a distância entre eles, tal como fizeram (e.g.; RODRIGUES e SUGUIO, 1992; RODRIGUES, 1993; TAKIYA, 1997).

A técnica foi aplicada para definição de fenômenos neotectônicos em diversas partes do mundo e em distintos contextos geológicos por vários pesquisadores como, Seeber Gornitz (1983), no Himalaia; McKeown et al., (1988) no nordeste de Arkansas e no sul do Missouri (EUA), próximo à *New Madrid seismic zone*; na falha de San Andreas, por Merritts e Vincent (1989) e por Rhea (1989); Marple e Talwani (1993) e na região de Charleston (Carolina do Sul, EUA).

A utilização da técnica do índice RDE vem se difundindo no Brasil tendo se mostrado uma ferramenta de imprescindível importância para a análise de drenagens, destacando os trabalhos de Rodriguez e Suguio (1992) e Rodriguez (1993) na região amazônica, de Takiya (1997) na bacia sedimentar de São Paulo, de Etchebehere (2000) na bacia do Rio do Peixe e de Guedes, (2008) na bacia do Rio Santo Anastácio .

O RDE pode ser calculado da seguinte maneira:

$$RDE = (\Delta h / \Delta l) \cdot L$$

... onde, Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento de drenagem; Δl corresponde ao comprimento da projeção horizontal da extensão do segmento considerado (i.e., $\Delta h / \Delta l$ constitui o gradiente hidráulico da drenagem nesse trecho); e L refere-se ao comprimento do curso d'água entre o ponto inferior do segmento considerado e a nascente (FIGURA 6.3).

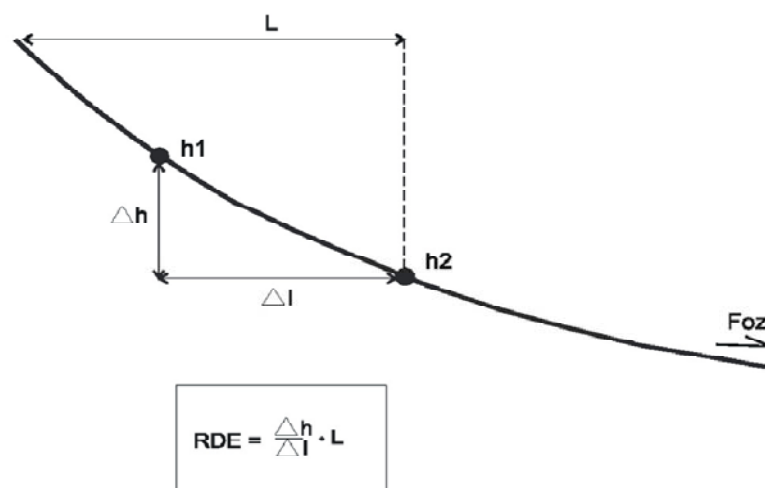


FIGURA 6.3 – Parâmetros para o cálculo do índice RDEs. Convenções: Δh – diferença altimétrica entre os dois extremos do segmento de drenagem; Δl – diferença entre a extensão da nascente até o ponto h2 e a extensão da nascente até o ponto h1; L – extensão da nascente até o ponto h2. Extraído de Etchebehere (2000).

Segundo Keller e Pinter (1996), é importante salientar o fato de que os índices RDE estão diretamente associados aos níveis de energia da corrente (*stream power*), resultado da declividade e da descarga (volume d'água), onde o segundo fator é um reflexo proporcional e direto do comprimento da drenagem. De acordo com a energia da corrente, vai gerar uma capacidade proporcional à mesma do curso d'água promovendo a erosão do substrato, rebaixando o talvegue, transportando a

carga sedimentar gerada, provocando assim, o entalhe e, conseqüentemente o processo de peneplanização da paisagem. De acordo com Hack (1973) e McKeown et al. (1988) as cabeceiras das drenagens não são necessariamente esculpidas pela energia cinética dos cursos d'água. Portanto, embora haja dúvidas quanto ao limite a ser adotado, optou-se, arbitrariamente, por considerar o mesmo limiar de Guedes (2008), onde são desconsiderados os valores de RDEs referentes aos primeiros 800 m de cada segmento de drenagem.

Segundo McKeown et al. (1988), pode-se calcular o índice RDE para toda a extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t), multiplicando-se a diferença topográfica entre as cotas da nascente e da foz e a extensão do curso d'água (em metros).

Para a realização dos cálculos do índice de RDE foram adotados os seguintes procedimentos:

- Utilizou-se como base folhas topográficas, em escala 1: 50.000 editadas pelo IBGE, que possuem eqüidistância de 20 m entre as curvas de nível;
- Foram selecionadas drenagens com extensão superior a 10 km, independente de sua hierarquia.
- Foi utilizado um curvímeter, para realizar medidas nas extensões da drenagem encontradas entre duas curvas de nível subseqüentes;
- Os valores foram lançados em planilhas Excel para o cálculo dos índices RDE_t e RDEs (TABELA 6.1);
- Confeccionou-se gráficos ilustrando a distribuição dos valores RDEs/ RDE_t na extensão das drenagens e mapas de isovalores dos índices RDE_t , que possui um rodapé na base do gráfico que representa às unidades litoestratigráficas predominantes no talvegue em cada segmento de drenagem (FIGURA 6.4).

Com os resultados obtidos através dos índices de RDE, foi possível gerar informações tais como:

- a) ANEXO A- Planilhas com as drenagens selecionadas e analisadas.

b) ANEXO B – Gráficos com as drenagens que apresentaram anomalias da razão RDEs/RDEt, com valores de primeira ordem ($RDEs/RDEt \geq 10$) ou de segunda ordem ($10 > RDEs/RDEt \geq 2$), bem como os perfis longitudinais das drenagens que apresentam anomalias positivas (ascensão) e/ou apresentam anomalias negativas (subsistência).

c) ANEXO C - Mapa de anomalias de RDEs, onde foram plotadas as localizações das anomalias de 1ª e 2ª ordens.

TABELA 6.1 – Tabela da drenagem Água da Maria Rosa com os RDE/s, onde estão destacados em amarelo as anomalias de 2º ordem e em vermelho as anomalias de 1º ordem e na parte inferior esquerda o RDE/t.

Rio Água da Maria Rosa

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1100	1080	50	50	20	1,56	20,00	0,11
1080	1060	100	150	20	1,00	30,00	0,16
1060	1040	150	300	20	0,76	40,00	0,22
1040	1020	40	340	20	2,91	170,00	0,92
1020	1000	20	360	20	5,89	360,00	1,95
1000	980	40	400	20	3,00	200,00	1,08
980	960	150	550	20	0,84	73,33	0,40
960	940	400	950	20	0,34	47,50	0,26
940	920	400	1350	20	0,36	67,50	0,37
920	900	40	1390	20	3,62	695,00	3,77
900	880	50	1440	20	2,91	576,00	3,12
880	860	10	1450	20	14,56	2900,00	15,72
860	840	10	1460	20	14,57	2920,00	15,82
840	820	60	1520	20	2,44	506,67	2,75
820	800	10	1530	20	14,67	3060,00	16,58
800	780	150	1680	20	0,99	224,00	1,21
780	760	150	1830	20	1,00	244,00	1,32
760	740	500	2330	20	0,31	93,20	0,51
740	720	400	2730	20	0,40	136,50	0,74
720	700	400	3130	20	0,40	156,50	0,85
700	680	700	3830	20	0,24	109,43	0,59
680	660	2500	6330	20	0,07	50,64	0,27
660	640	1300	7630	20	0,14	117,38	0,64
640	620	800	8430	20	0,23	210,75	1,14
620	610	5800	14230	10	0,02	24,53	0,13
		14230					
RDEt=	184,53						

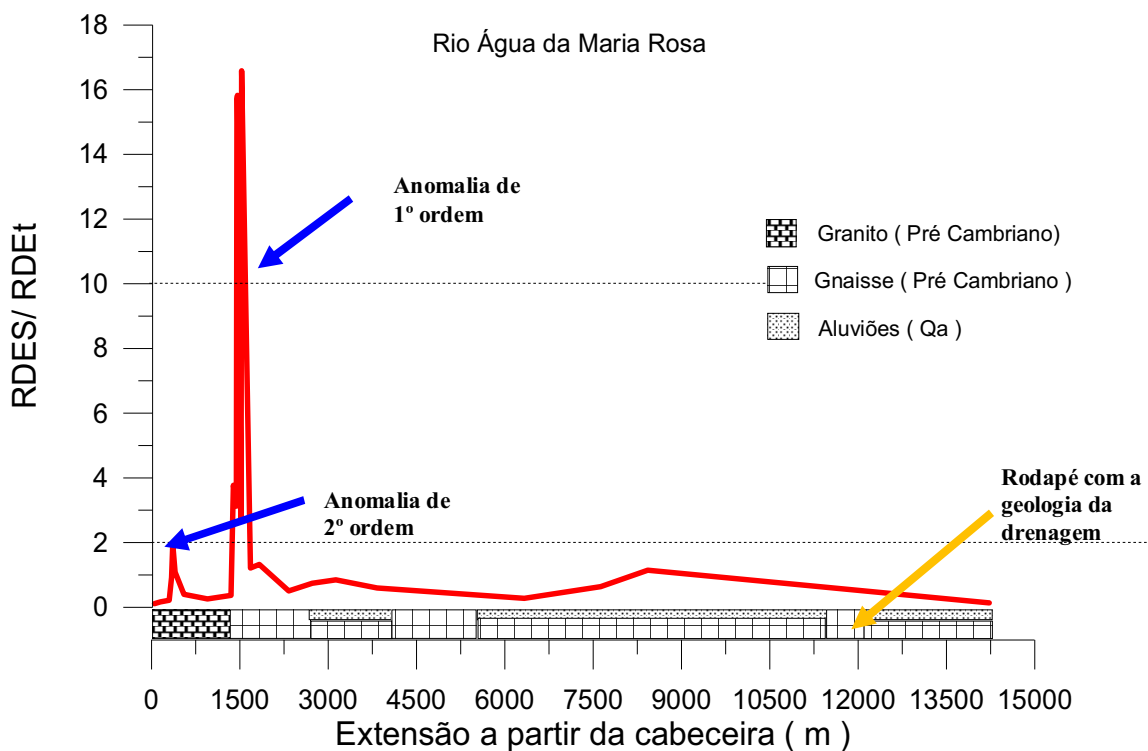


FIGURA 6.4 - Gráfico de RDE do Rio Água da Maria Rosa.

Observam-se duas anomalias na drenagem Água da Maria Rosa uma de 2º ordem, localizada aproximadamente aos 700 metros, o que pode ser desconsiderado segundo o critério estabelecido para a presente dissertação, e uma anomalia de 1º ordem aos 1.500 m.

Para a confecção dos rodapés dos gráficos com a geologia das drenagens, foram utilizadas cartas geológicas da EMPLASA com escala de 1: 50.000 (folhas Itaquaquecetuba, Mogi das Cruzes, Santa Isabel e Jacareí) e o mapa Geológico do Estado de São Paulo, da UNESP com escala 1:250.000 (folha Santos). O propósito do rodapé geológico é facilitar a interpretação das anomalias delineadas no gráfico.

VII - RESULTADOS ALCANÇADOS

O trabalho de pesquisa que embasa a presente dissertação fundamentou-se, como já mencionado, na aplicação de técnicas de análise flúvio-morfométricas, na compilação de dados geológicos e geomorfológicos da literatura, e na interpretação de imagens de satélite. As técnicas flúvio-morfométricas foram as ferramentas utilizadas para a detecção de trechos ou setores submetidos a deformações condicionadas por tensões neotectônicas; a compilação de informações geológicas e geomorfológicas, por seu turno, propiciou um novo entendimento sobre a conformação morfoestrutural da área e também sobre os seus condicionantes tectônicos, além de ter gerado uma base para a interpretação geológica das anomalias resultantes da análise flúvio-morfométrica. A interpretação das imagens de satélite foi empregada para se configurar o quadro morfoestrutural da área, em especial dos principais blocos e seus feixes de lineamentos limitantes, bem como para se delinear as áreas com sedimentação mais expressiva e/ou com mantos regolíticos mais espessos.

Vale ressaltar que a aplicação sistemática de técnicas de análise flúvio-morfométrica para se detectar deformações tectônicas em terrenos pré-cambrianos do território paulista foi aqui elaborada em caráter exploratório, em nível de conhecimento do autor. A aplicação em terrenos da Bacia Sedimentar do Paraná já fora empreendida com sucesso, em especial no âmbito do Planalto Ocidental Paulista, mas, em terrenos com a conformação fisiográfica das áreas pré-cambrianas do Estado de São Paulo, com diversificado e complexo substrato rochoso e relevo mais declivoso, com acentuadas amplitudes topográficas, a abordagem revela-se pioneira.

A abordagem acima delineada constitui o fulcro do presente trabalho, cujo arremate pretende-se expor nos itens que se seguem, com a integração dos dados auferidos e, sem embargo, com as decorrentes interpretações.

7.1 Compilação geológica e dados de campo

O mapa geológico compilado em escala 1:100.000 (ANEXO D) e as seções geológicas pertinentes (ANEXO E) delineiam um panorama geral da

área, do qual se depreendem algumas observações importantes em termos de deformação neotectônica, expostas nos parágrafos que se seguem. Deve ser ressaltado, nas seções, os depósitos aluviais recentes são representados com espessuras meramente ilustrativas, uma vez que não se dispõe de valores medidos.

Chama a atenção, em primeiro lugar, o fato de a distribuição das unidades cenozóicas, em especial das sequências paleógenas e neógenas, indicar uma notável contiguidade entre os depósitos sedimentares das bacias de Taubaté e de São Paulo, que permite concluir que compunham uma única bacia sedimentar paleógena. Dessa forma, faria mais sentido designar o conjunto de sedimentos cenozóicos como “Bacia Sedimentar Taubaté – São Paulo”, o que acaba sendo reforçado pela similaridade das unidades sedimentares presentes (e.g., leques aluviais da Formação Resende), suas interrelações, associações, processos genéticos e idades.

Os elementos cronológicos disponíveis, baseados em informações palinológicas e paleobotânicas, dão conta de que esta contiguidade fora implantada durante o Paleógeno, como consequência dos processos geológicos que acometeram este trecho da Placa Tectônica Sul-americana após a ruptura do Supercontinente Gondwana. Vale ressaltar, conforme destacado no capítulo que trata da evolução cenozóica da área de estudo, que a sedimentação paleógena ocorrera por preenchimento de calhas riftes, formadas pela interação entre o soergimento isostático da atual Serra do Mar, em resposta à acentuada subsidência lateral da Bacia de Santos (FIGURA 3.8). O contraste entre uma área pediplanizada em ascensão e um bloco colateral subsidente, acomodando a carga sedimentar gerada pela erosão das terras soergidas responde pela fragmentação da antiga Superfície Sul-Americana de King (1956).

Ainda de acordo com o modelo evolutivo proposto (cf. ETCHEBEHERE et al, 2007), tem-se que o preenchimento das calhas ríftes perdurou até o final do Paleógeno. Posteriormente, com o surgimento da Cordilheira dos Andes, houve uma substancial alteração no regime tectônico da Plataforma Sul-americana, que passou de um caráter distensivo para uma tectônica compressiva, fruto do embate entre as tensões provenientes do crescimento da Placa Sul-americana, por geração de fundo oceânico novo na

Dorsal Meso-Atlântica, e da atuação da zona de subducção entre as placas de Nazca e da América do Sul. Este novo regime tectônico impôs modificações substanciais no contexto dos processos morfogênicos e de acumulação de depósitos sedimentares neógenos. No contexto geológico da área aqui estudada, observa-se que uma nova fase tectônica levou à fragmentação dos depósitos formados no sistema rifte anterior.

Conforme preconizado no modelo de “tectônica ressurgente” de Hasui (1990), as principais direções estruturais impressas nos terrenos cristalinos pré-cambriano continuaram a ser importantes na compartimentação morfoestrutural neogênica. Pela análise do mapa geológico compilado e de suas seções geológicas complementares (ANEXOS D-E), a área de estudo foi compartimentada em blocos estruturais menores, alongados na direção ENE-WSW e limitados, *grosso modo*, por antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas, verticalizadas, reativadas ao longo do Cenozóico. A direção predominante dessas zonas de cisalhamento (ENE-WSW) é peneconcordante com a foliação regional e com o empilhamento litoestrutural das unidades que compõem o embasamento cristalino da área de estudo.

Outra direção estrutural significativa é a NNW-SSE, que inclui alguns traços mapeados como falhas nos mapas geológicos e que seccionam os blocos estruturais ENE-WSW. Esta direção aparenta cortar as estruturas mais antigas, segmentando as calhas dos riftes paleogênicos, limitando blocos com relevos diferenciados, influenciando no traçado das drenagens, em especial do rio Tietê, e controlando, aparentemente, alguns dos principais depósitos aluviais recentes.

O mapa geológico compilado e a interpretação das imagens de satélite mostram que os blocos estruturais maiores, de direção ENE-WSW, foram objeto de deformações posteriores à sedimentação rifte, que levaram à erosão intensa dos terrenos alçados, dando origem a solos rasos ou mesmo inexistentes, como é o caso da Serra de Itapeti (FOTOS 7.1 e 7.2). Por outro lado, os blocos adjacentes subsidentes atuaram como depocentros localizados, preservando os registros paleogênicos e acrescentando, à pilha sedimentar, a carga oriunda da dissecação dos terrenos altos circunvizinhos. Tal contraste pode ser visto no mapa geológico compilado, que inclui zonas bem preservadas de sedimentos paleogênicos e neogênicos ao lado de blocos onde

predominam as rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas. Em alguns casos, pode-se suspeitar do basculamento dos blocos altos, pois partes estão profundamente dissecadas e, contrastando, outras ainda mostram resquícios da antiga cobertura sedimentar, além da presença de depósitos aluviais recentes.

Vale lembrar que o relevo observado em alguns blocos estruturais altos, como o da Serra de Itapeti, não pode ser atribuído tão-somente à resistência do substrato à erosão, mas sim ao soerguimento neotectônico, pois *stocks* graníticos de natureza similar afloram mais ao sul de Mogi das Cruzes e não exibem a mesma conformação topográfica. A propósito, a Serra de Itapeti foi mapeada pela CPRM (1991) como uma estrutura antiformal, mas esta designação não encontra respaldo nos dados estruturais disponíveis, pois a atitude da foliação nas rochas de entorno é subvertical, delineando uma feição de bloco alçado, com limites demarcados por zonas de cisalhamento reativadas pelos esforços neotectônicos, como pode ser observado na Seção Geológica GH (ANEXO E).



FIGURA 7.1 – Foto da vista da Serra de Itapeti, divisor de águas das bacias hidrográficas do Tietê e do Paraíba do Sul. Em primeiro plano, observa-se a planície aluvial do rio Tietê, cujos sedimentos recobrem remanescentes da Bacia Sedimentar de São Paulo. Conforme interpretado no presente trabalho, a Serra configura um bloco ascensional e, contrastando, a planície do Tietê forma um bloco colateral subsidente. Foto tomada no rumo noroeste a partir da Av. Perimetral, Mogi das Cruzes (Ponto 7).



FIGURA 7.2 – Foto tomada nas proximidades do topo da Serra de Itapeti, denotando solo raso, com formação de campo de matacões, frutos da dissecação em bloco estrutural em soerguimento. Rodovia Mogi-Dutra, Ponto 6.

A direção NNW-SSE é bastante pronunciada na região de Arujá, fazendo jus à terminologia “soleira de Arujá” empregada na literatura para demarcar o alto que separa, nos dias atuais, as bacias sedimentares de São Paulo e de Taubaté. Esta direção compartimenta, como dito, os blocos ENE-WSW, criando blocos estruturais menores, mas também configurando alternância de porções elevadas e deprimidas, o que implica em maior ou menor preservação da sedimentação rifte (paleógena), controle atual das calhas aluviais e contrastes de relevo significativos (cf. seções geológicas AB, CD e GH (ANEXO E).

Os trabalhos de campo executados na área, em nível de reconhecimento, propiciaram a constatação de fatos geológicos que corroboram a ação neotectônica na área de estudo. Pelo menos três pontos merecem destaque, quais sejam:

- **Ponto 1** – Terraço fluvial com paleotalvegue alçado em pelos menos 10 m em relação à drenagem atual, com imbricamento de seixos indicando fluxo de sentido oposto (FIGURAS 7.3, 7.4 e 7.5);
- **Ponto 2** – Afloramento em meia encosta mostrando diamictitos cenozóicos capeando paleossolo desenvolvido em granitóide, configurando sedimentação por gravidade (*debris flow*) (FIGURAS 7.6 e 7.7); e
- **Ponto 3** – Corte na Rodovia Carvalho Pinto, no trevo para Guararema, delineando falhamento normal que afeta rochas do embasamento pré-cambriano, da Bacia Sedimentar de Taubaté e solos (FIGURAS 7.8, 7.9 e 7.10). A interpretação adotada consta das legendas das mencionadas fotografias.



FIGURA 7.3 – Foto da vista geral do afloramento do Ponto 1, com ocorrência de paleocanal inciso, atualmente formando terraço. A linha tracejada demarca a base do depósito aluvial; o material esbranquiçado (caulim) refere-se a pegmatito intemperizado.

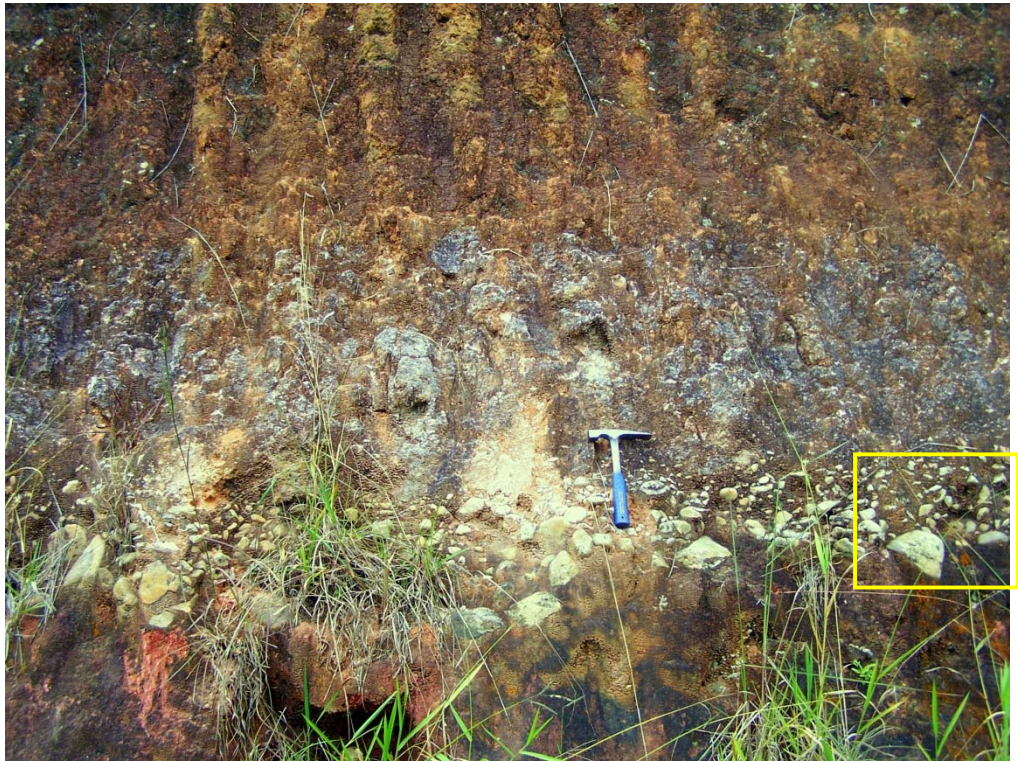


FIGURA 7.4 – Foto em detalhe da base do canal, destacando-se cascalheira basal com *finning up* (seixos menores mais bem arredondados) capeada por sedimento areno-argiloso rico em caulim. O retângulo amarelo demarca, aproximadamente, a FIGURA 7.5



FIGURA 7.5– Foto em detalhe da cascalheira basal do depósito de terraço, com seixos de quartzo de dimensões e graus de arredondamento variados, imersos em matriz argilosa caulínica.



FIGURA 7.6– Foto do corte na Rodovia Mogi das Cruzes – Guararema (Ponto 2) expondo contato entre embasamento pré-cambriano (granitóide) alterado, recoberto por diamictito de matriz areno-argilosa. O retângulo amarelo indica a localização aproximada da FIGURA 7.7.



FIGURA 7.7– Foto em detalhe do contato entre solo de granitóide (coloração ocre-amarronzada) e capeamento de diamictito com matriz areno-argilosa (coloração acinzentada). Notar veios quartzosos ao redor da escala e fragmento de quartzo imerso no diamictito.



FIGURA 7.8 – Foto da vista geral do corte na Rodovia Carvalho Pinto, trevo de acesso a Guararema (Ponto 3). As linhas tracejadas demarcam zona de falha, com maior umidade e tingimento ocre dos sedimentos afetados. A direção da zona de falha é ENE-WSW (a foto foi tirada no rumo SW; o bloco baixo é o da direita).

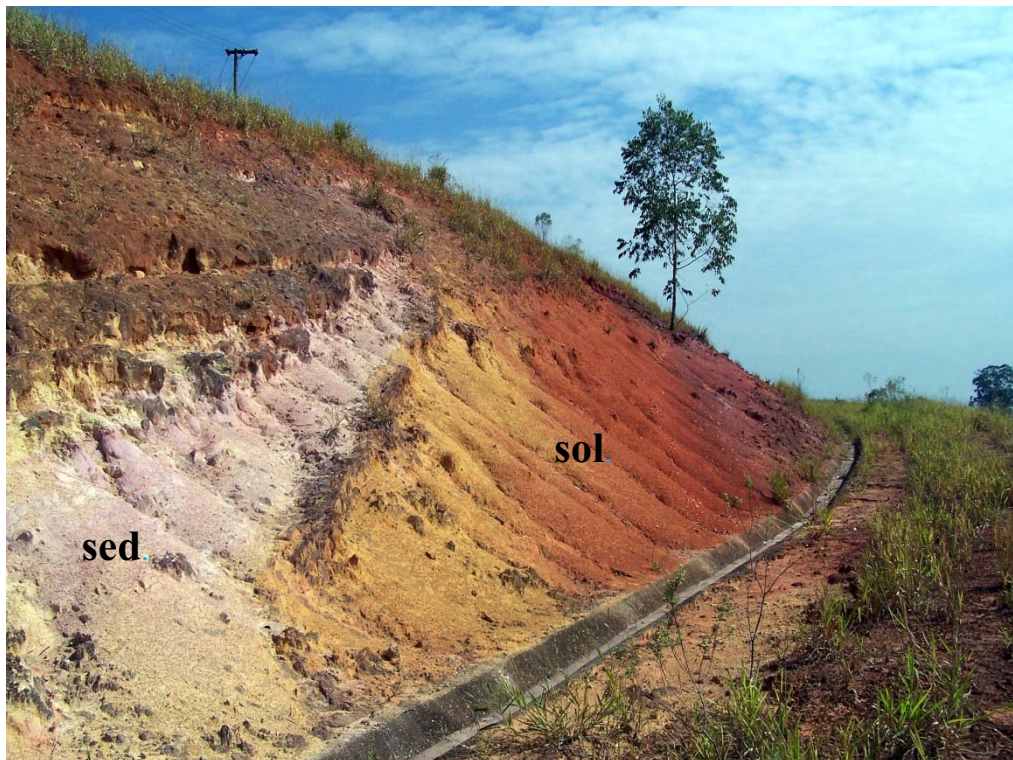


FIGURA 7.9 – Foto em detalhe da zona de falha na parte superior do afloramento. Notar a justaposição lateral dos sedimentos da Bacia de Taubaté (sed.) e solo laterizado (sol.), inclinado junto ao plano de falha.

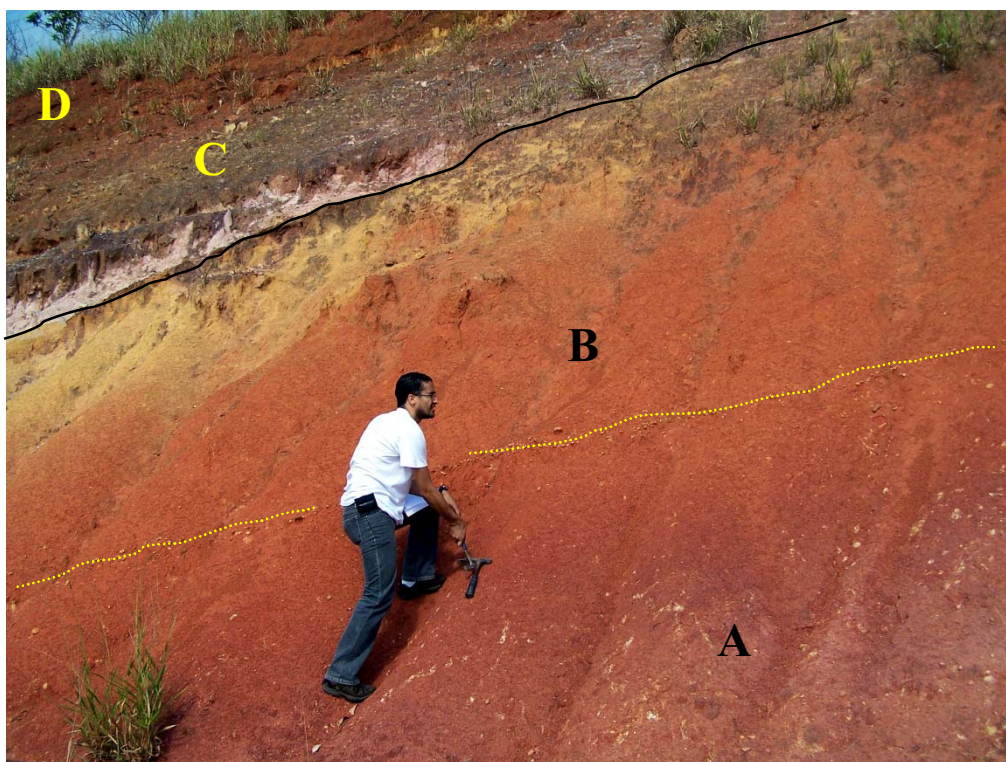


FIGURA 7.10 – Foto em detalhe do solo próximo ao plano de falha, mostrando a inclinação do conjunto. A linha amarela pontilhada separa solo residual arroxeadado (A) de solo transportado marrom-avermelhado (B), contato este demarcado por linha de seixo (seixos arredondados). A linha preta demarca traço da zona de falha, separando o conjunto A + B (bloco baixo) de sedimentos da Bacia de Taubaté (C), capeados, por sua vez, por solo (D), representando o bloco alto.

7.2 Interpretação de imagens de satélite

As duas principais imagens de satélite SRTM analisadas foram aquelas elaboradas com o sombreado ajustado à declividade do terreno (*Slope Shader*) e o mapa hipsométrico, em tons de cinza, com iluminação ajustada (*Gradient Shader*). A primeira base possibilitou o reconhecimento e a delimitação dos terrenos menos declivosos, aos quais podem ser associados diferentes tipos de substrato geológico e de manto regolítico. Assim, no caso, das planícies aluvionares, que são terrenos de conformação muito suave a plana, a superfície apresenta-se em tonalidades esbranquiçadas. Por sua vez, as áreas referentes às bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté se apresentam em tonalidades cinza-claro, demarcadas por terrenos de topografia suave, caracterizada por colinas de pequenas amplitudes. Nos terrenos

dominados por rochas pré-cambrianas, podem ser encontrados dois principais tipos de sombreamento: as áreas de topografia mais suave, colinosa, com manto regolítico mais pronunciado, apresentam tons cinza-claro a médio; as áreas de topografia mais íngreme e declivosa, como nas serranias, os tons são cinza escuro a enegrecido, denotando solos rasos ou pouco desenvolvidos. Os resultados específicos desta interpretação constam do tópico 7.6, aonde são analisados em conjunto com as demais informações.

A imagem hipsométrica, por seu turno, destaca a conformação morfoestrutural do terreno, o que facilita a extração dos lineamentos e possibilita, assim, delimitar os blocos estruturais maiores. Adotou-se, na presente dissertação, o conceito de lineamento proposto por SABINS Jr. (1978), que define tais traços como feições lineares topográficas ou tonais no terreno ou em imagens e mapas, que podem representar zonas de fraqueza estrutural.

Regra geral, os lineamentos traçados na área de estudo aqui enfocada referem-se a trechos retilíneos de drenagem, que devem refletir o encaixe dos cursos d'água em descontinuidades estruturais (feixes de fraturas, contatos, falhas etc.). Secundariamente, foram anotados lineamentos referentes a cristas lineares de relevo (feições positivas), que podem representar escarpas de falhas ou mesmo zonas de cimentação mais resistente em feixes de fraturas ou foliação. Optou-se por apresentar os principais traços de lineamento por famílias de predomínio, conforme pode ser constatado nas FIGURAS 7.11, 7.12, 7.13, 7.14, 7.15, 7.16 e 7.17 e, na sequência, descritos:

- **Família de lineamentos EW** – Ocorrem exclusivamente em terrenos pré-cambrianos, concentrados em alguns setores, tais como o canto sudeste e a porção centro-noroeste;
- **Família de lineamentos ENE** – Apresentam-se com maior frequência do que a família EW, com distribuição homogênea nos terrenos do embasamento pré-cambriano, onde coincidem com os traços de foliação e bandamento lítico. Pode-se discernir alguns feixes de maior concentração de lineamentos demarcando zonas de cisalhamento em terrenos pré-cambrianos ou em limites entre

as bacias sedimentares cenozóicas e o embasamento cristalino adjacente. Alguns pontos de maior elevação topográfica da região estudada também são marcados por essa direção de lineamentos, como, por exemplo, a Serra de Itapeti;

- **Família de lineamentos NNE** - Distribuem-se por toda a área fotointerpretada mas mostram concentração relativamente maior na porção central. Ocorrem em terrenos do embasamento cristalino e também, de forma mais discreta, no âmbito das bacias sedimentares cenozóicas;
- **Família de lineamentos NS** – Ocorrem por toda a área de estudo, com maior frequência relativa nas áreas do embasamento cristalino;
- **Família de lineamentos NW-SE** – Apresenta uma das mais densas distribuições na área de estudo, abrangendo tanto terrenos cristalinos quanto áreas de sedimentos cenozóicos. Esta família demarca alguns dos pontos mais elevados do território analisado, limitando, em conjunto com a família ENE, alguns dos maciços mais expressivos de toda a região. Limita, igualmente, alguns dos limites atuais das calhas aluvionares de maior porte, como a do atual rio Tietê;
- **Família de lineamentos NW** – Trata-se de uma família com grande frequência em toda a área de estudo, juntamente com a de direção ENE. Podem ser encontrados traços tanto nos terrenos cristalinos quanto nas áreas de sedimentação cenozóica, por vezes demarcando o contato entre esses dois tipos de terreno;
- **Família de lineamentos WNW** – Distribuem-se de modo heterogêneo na área de estudo, concentrando-se na forma de feixes e, de maneira mais espalhada, no canto noroeste da área de estudo, associados às áreas de maior altitude topográfica da Serra da Mantiqueira.

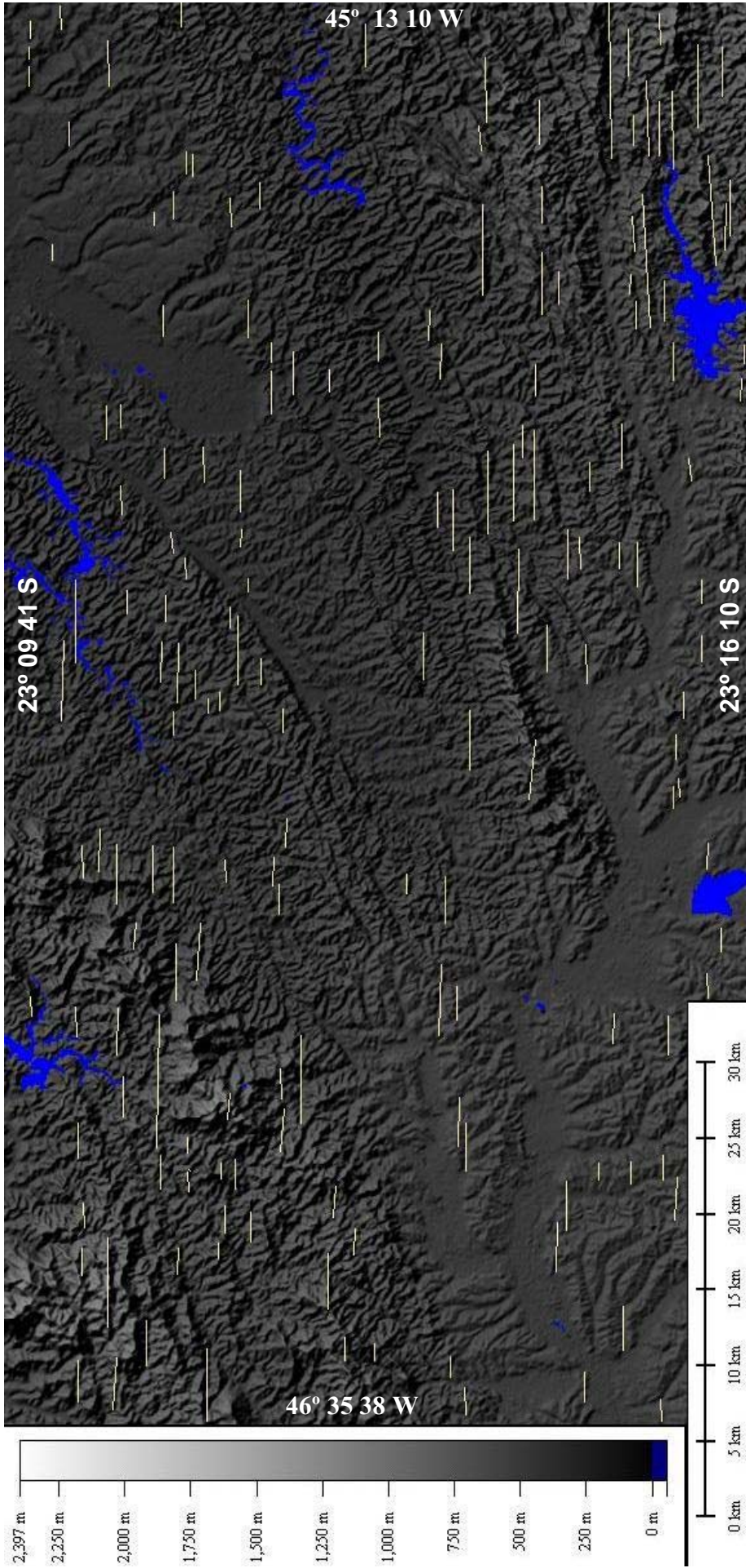


FIGURA 7.11-Família de lineamentos EW.

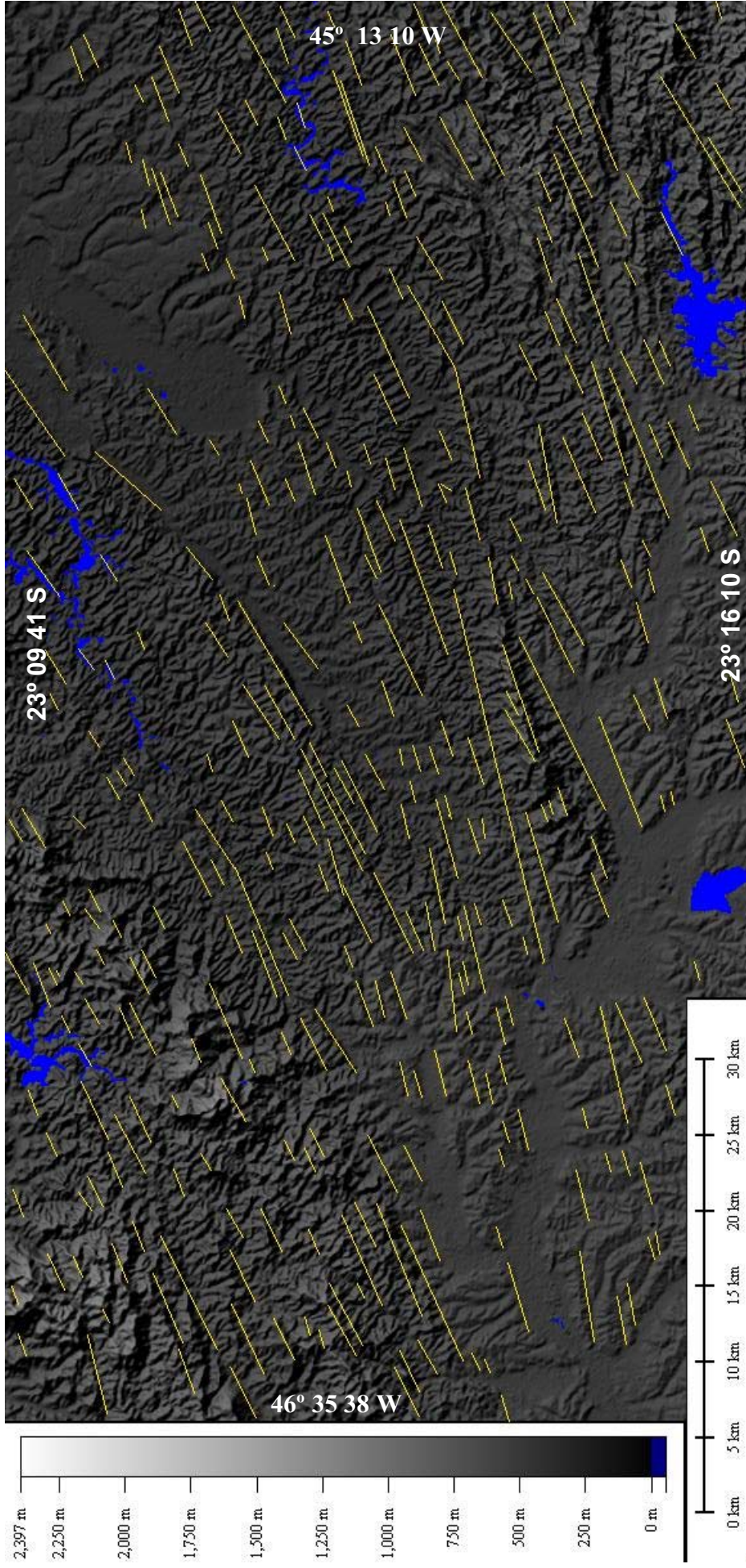


FIGURA 7.12-Familia de lineamentos ENE.

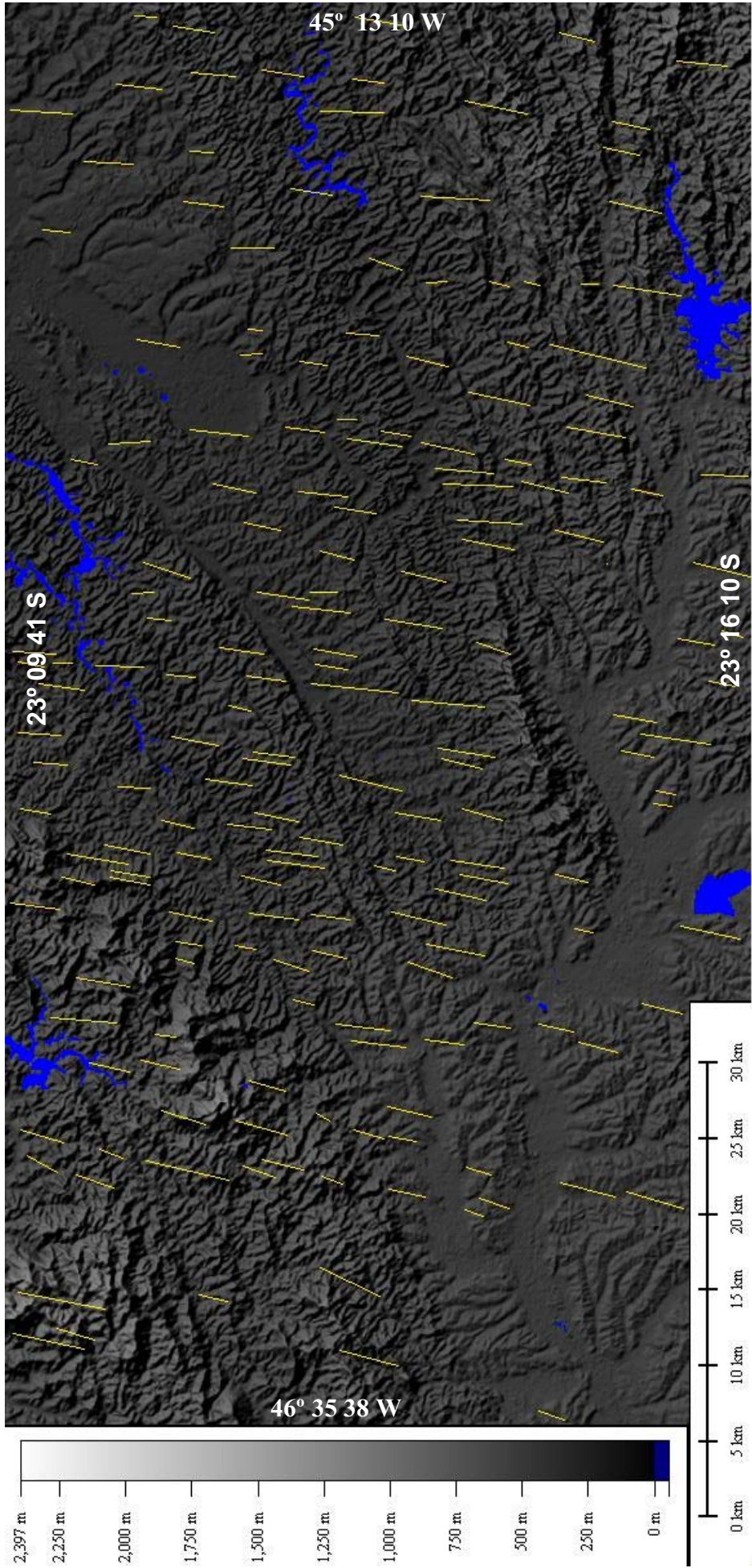


FIGURA 7.13-Familia de lineamentos NNE.

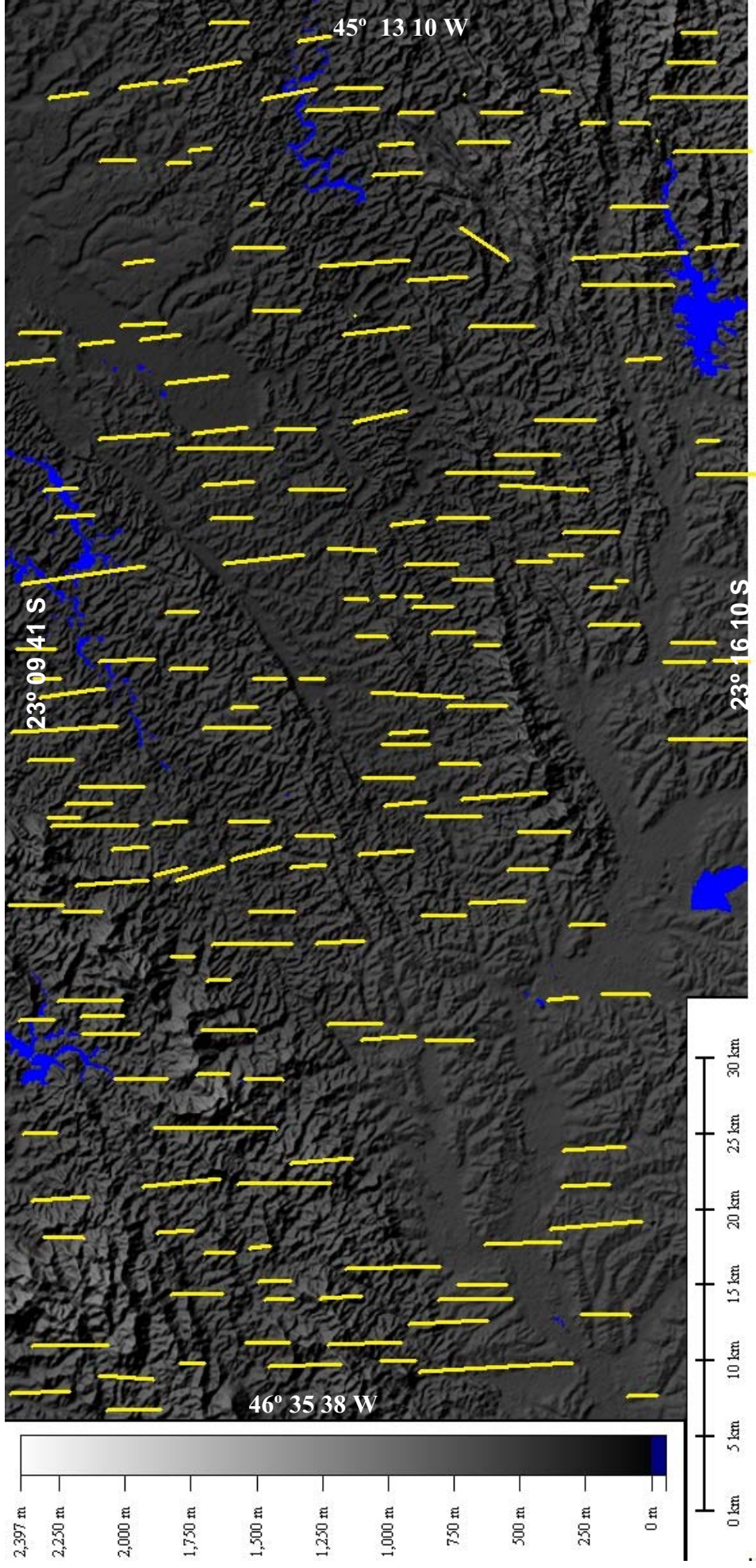


FIGURA 7.14-Familia de lineamientos NS.

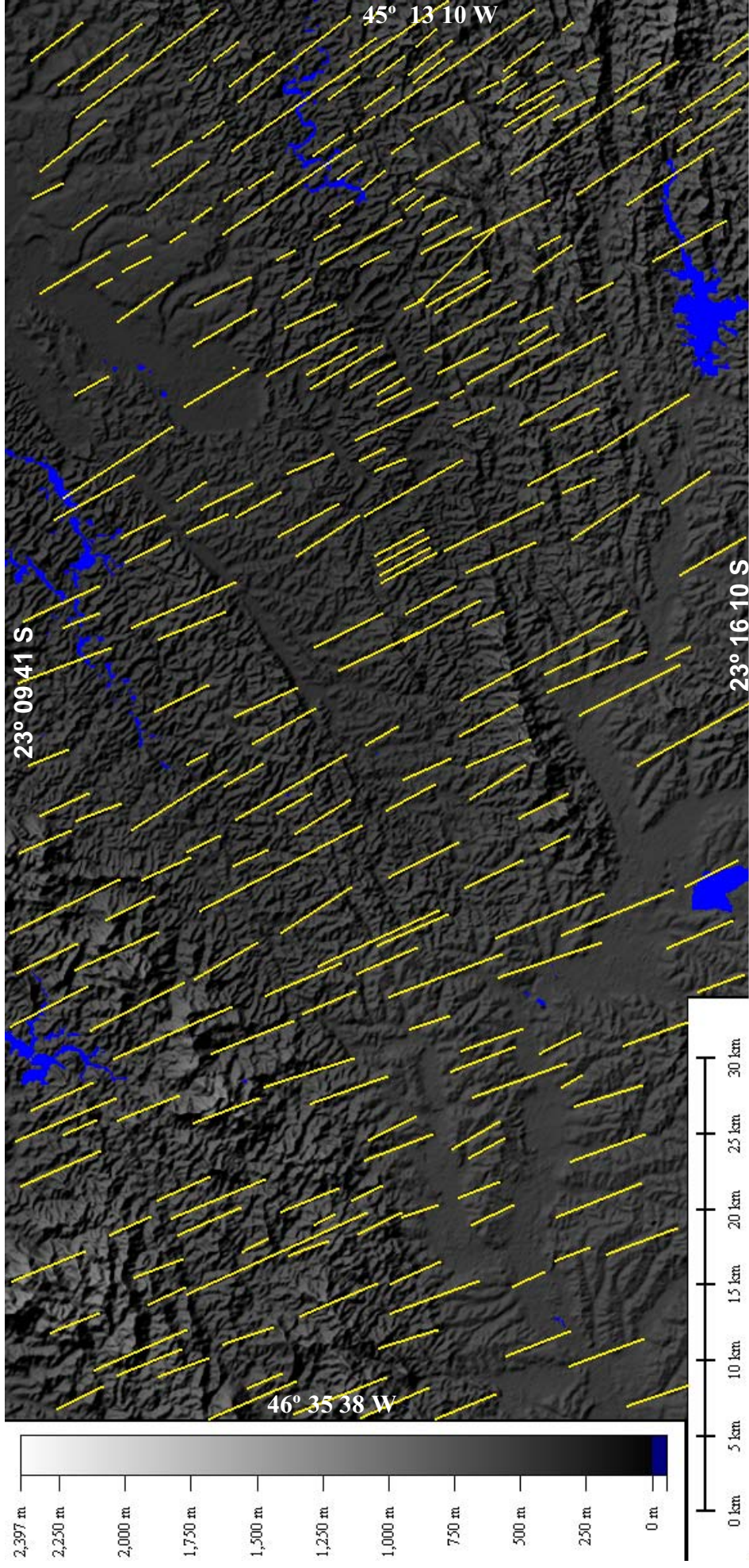


FIGURA 7.15-Familia de lineamentos NW-SE.

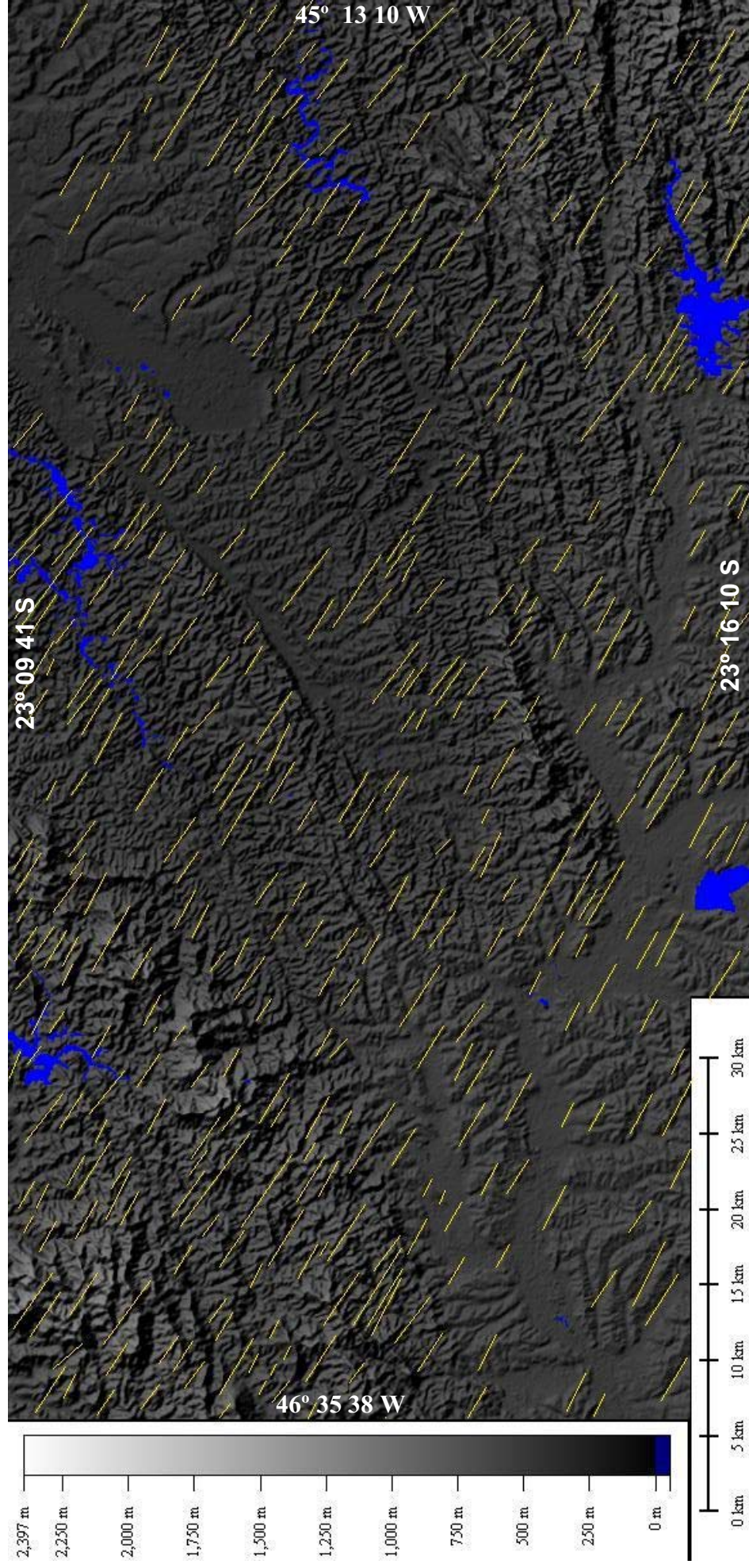


FIGURA 7.16-Família de lineamentos NW.

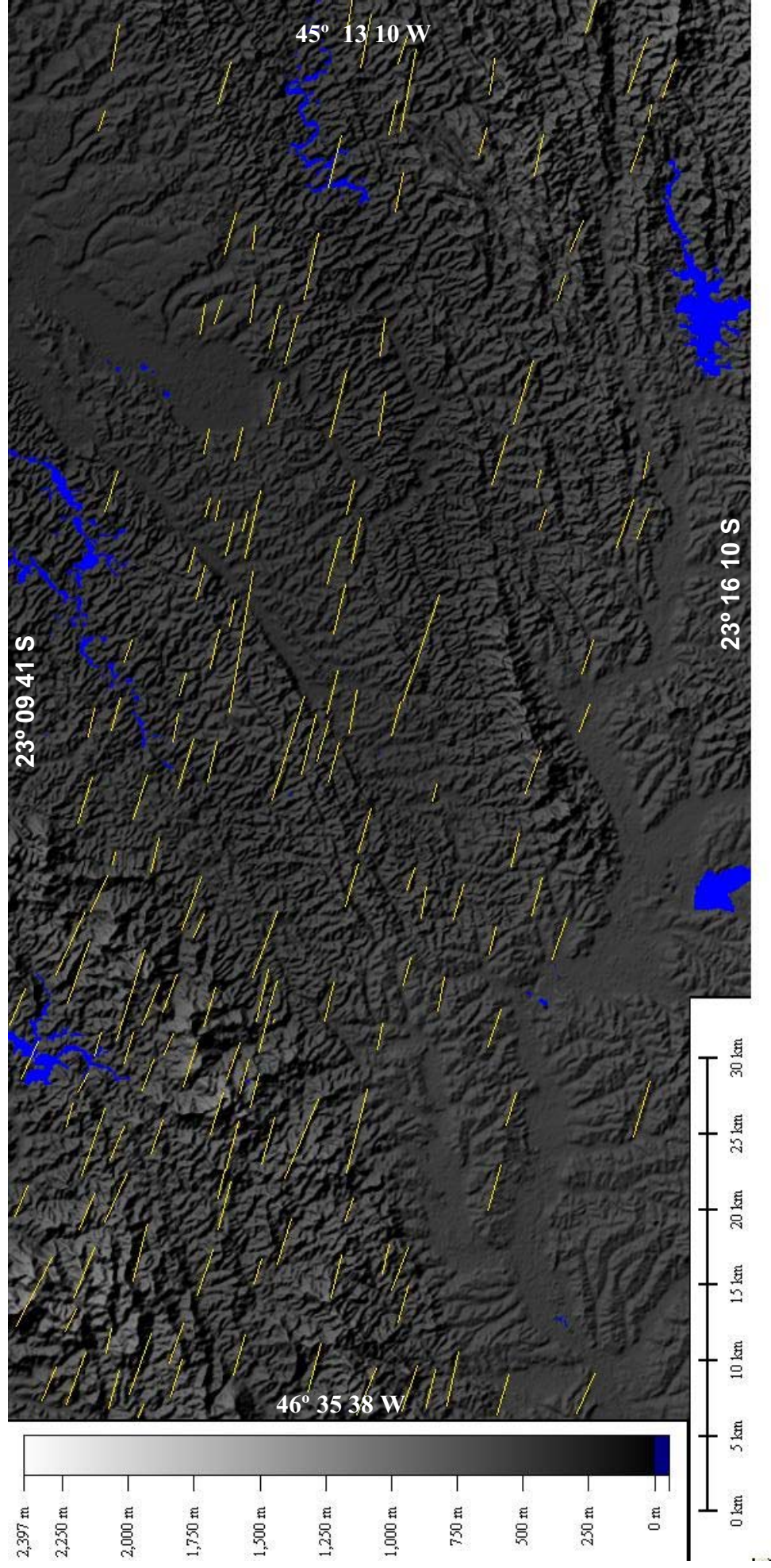


FIGURA 7.17-Família de lineamentos WNW.

7.3 Análise dos perfis longitudinais

Foram utilizadas, para a elaboração dos perfis longitudinais, cartas topográficas em escala 1:50.000, editadas pelo IBGE (folhas Itaquaquecetuba, Mogi das Cruzes, Santa Isabel e Jacareí), onde os cursos d'água são representados por linhas azuis e a equidistância entre as curvas é de 20 m. Foram selecionadas 30 drenagens com uma extensão, em sua grande maioria, superior a 10 km. Os cursos d'água foram medidos com o auxílio de um curvímeter digital (Modelo MR300 da Oregon Scientific), onde foi anotada a extensão de todas as drenagens selecionadas compreendidas entre as curvas de nível subseqüentes. As medidas realizadas nos cursos d'água foram plotadas em planilhas do Excel (ANEXO A) e posteriormente lançadas no aplicativo Grapher, que possibilitou a elaboração dos perfis longitudinais. Tais informações flúvio-morfométricas serviram tanto para a construção dos gráficos de perfis longitudinais quanto para a definição dos índices RDE.

Os resultados flúvio-morfométricos alcançados perfazem os anexos A (Planilhas Excel) e B (gráficos RDE e perfis longitudinais). Os dois principais gráficos de cada curso d'água analisado foram montados de forma a compor, em uma única página, um quadro que propicie a observação simultânea do perfil longitudinal, da variação dos índices RDE e do tipo de substrato geológico sulcado pelo canal ("rodapé" geológico), auxiliando na delimitação dos trechos anômalos.

Os perfis longitudinais possuem uma variável dependente (altitude) e uma variável independente (extensão da drenagem). Para a interpretação dos perfis baseou-se na premissa de que os cursos d'água constantemente buscam um ponto de equilíbrio, onde qualquer que seja a alteração no seu nível de base forçará a drenagem a buscar o ajustamento, seja erodindo ou agradando o seu próprio leito.

O critério para a escolha dos trechos anômalos foi arbitrário, considerando-se anômalos os trechos que possuem afastamentos superiores a 10 m. Entretanto, é importante salientar que, para McKeown et al. (1988), que os cálculos dos parâmetros flúvio-morfométricos possuem uma margem de erro, gerados pela imprecisão da base topográfica a ser utilizada.

Na tabela 7.1, pode-se observar as drenagens selecionadas com as suas respectivas extensões e diferenças altimétricas. Na figura 7.18, observa-se o mapa da drenagem com os respectivos números para identificação de cada drenagem.

TABELA 7.1 – Tabela das drenagens selecionadas com suas respectivas extensões, diferenças altimétricas e RDE/t

Tabela das drenagens selecionadas com RDEt

Número	Drenagem	Extensão (m)	cota. Cab	cota foz	Dif altimétrica	RDEt
1	Ribeirão dos Monos	28140	1040	580	460	137,84
2	Ribeirão das Pedras	14350	880	655	225	84,47
3	Ribeirão Vargem Grande	10925	1000	630	370	154,74
4	Ribeirão Itapeti	6315	770	617	153	83,02
5	Ribeirão Putim	28190	830	590	240	71,88
6	Ribeirão das Lavras	13350	1080	770	310	119,62
7	Ribeirão Quatro Ribeiras	7540	700	560	140	69,30
8	Ribeirão Guararema	18950	795	570	225	76,48
9	Ribeirão Comprido	14390	715	560	155	58,13
10	Ribeirão Santa Fé	7540	720	590	130	64,35
11	Rio Baquirivú	6540	840	730	110	58,57
12	Rio Parateí	17590	715	600	115	40,11
13	Rio Caputera	10490	800	720	80	30,04
14	Ribeirão Tabuão	9540	710	610	100	44,34
15	Ribeirão Lambari	15580	1030	590	440	160,23
16	Rio Juaguari	12950	850	620	230	89,81
17	Rio Água da Maria Rosa	14230	1100	610	490	184,53
18	Rio Jaguari Mirim	9740	820	610	210	92,26
19	Ribeirão Tomé Gonçalves	12800	960	680	280	109,83
20	Ribeirão do Caete	13090	900	630	270	104,98
21	Rio Araraquara	16100	830	620	210	75,57
22	Córrego Tabuaózinho	7940	760	640	120	57,92
23	Ribeirão Cachoeirinha	11150	840	620	220	91,23
24	Ribeirão Itaberaba	16940	1390	420	970	342,82
25	Ribeirão Guavirituba	7350	1000	780	220	110,29
26	Córrego Pirapora	11130	1140	690	450	186,75
27	Rio Jararaca	11140	830	740	90	37,34
28	Córrego Água Santa	10160	890	660	230	99,20
29	Rio Santa Isabel	11090	720	580	140	58,19
30	Rio Pilões	18290	840	615	225	74,42

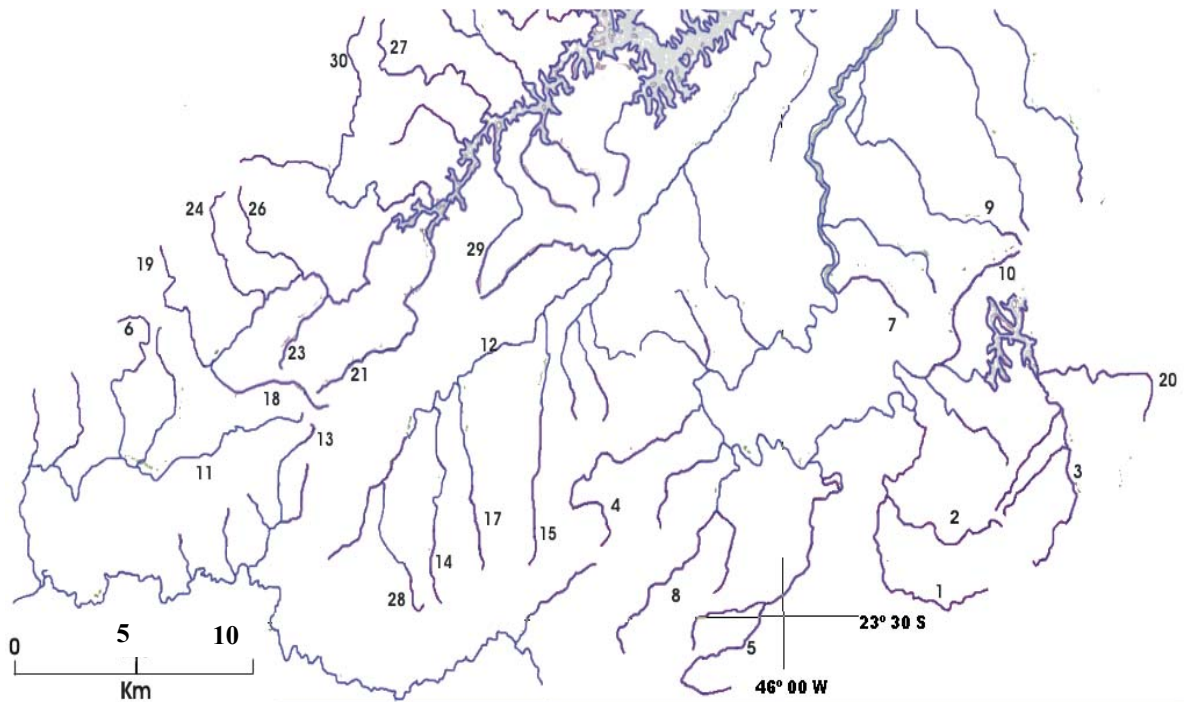
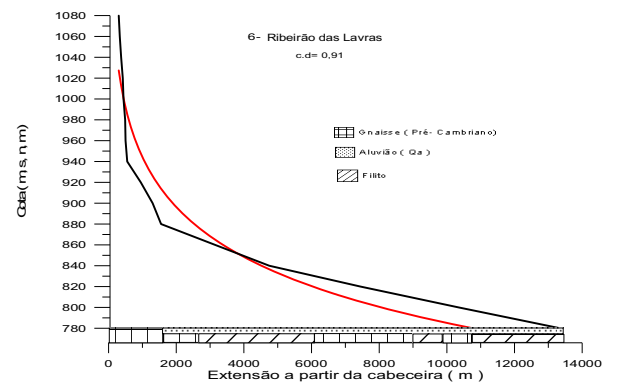
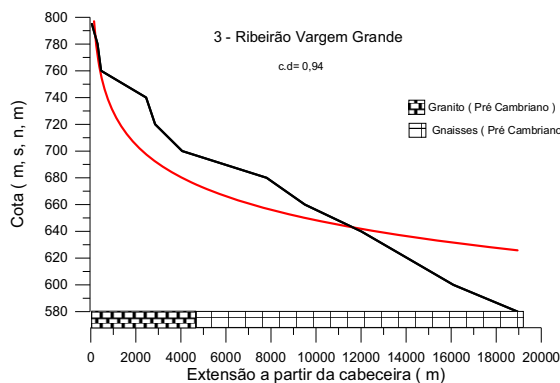
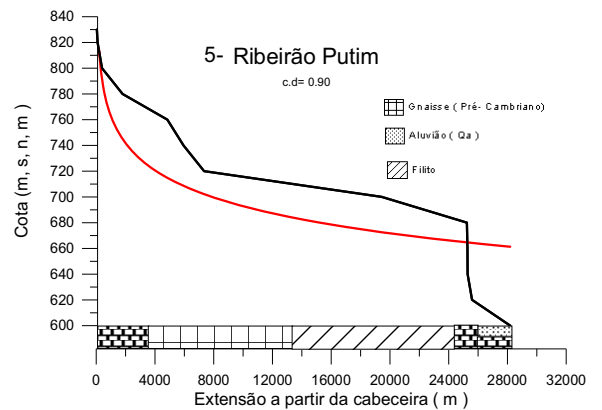
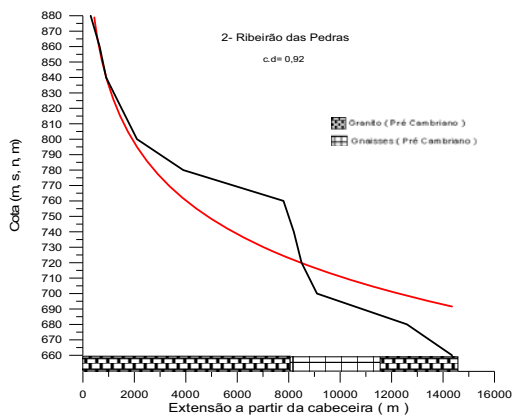
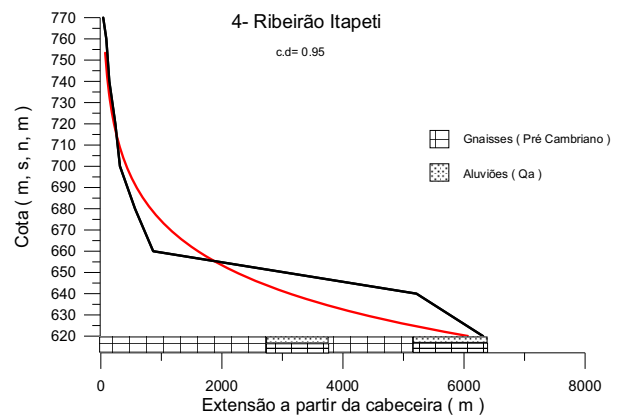
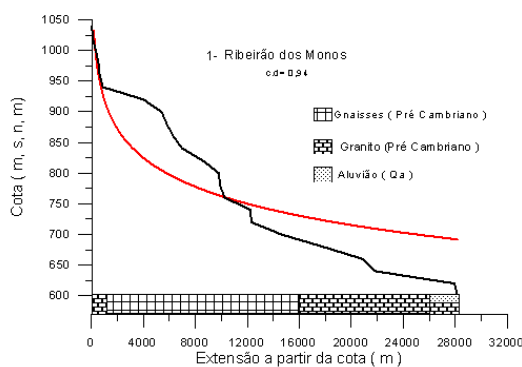


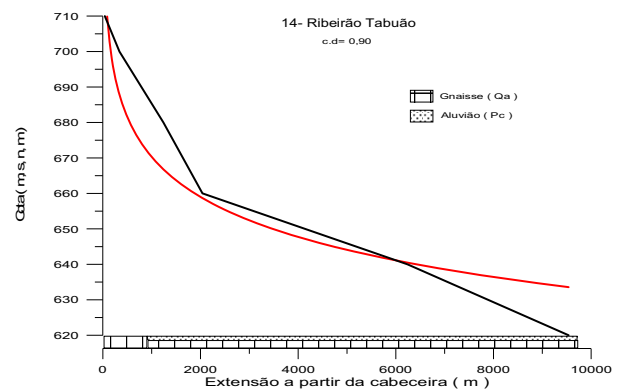
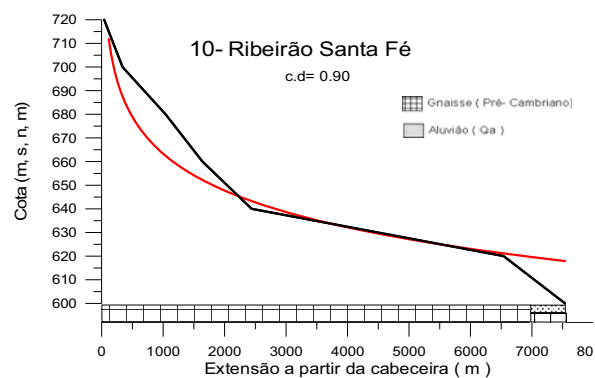
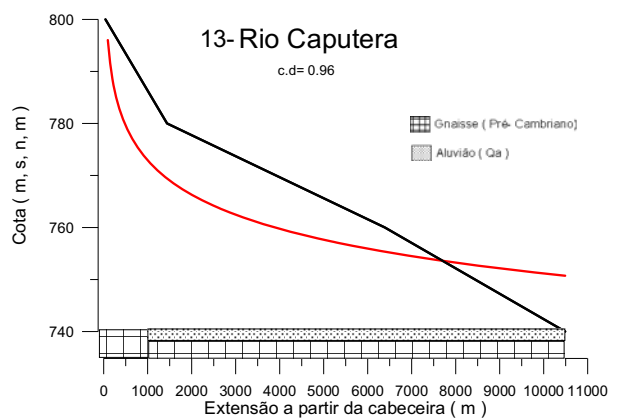
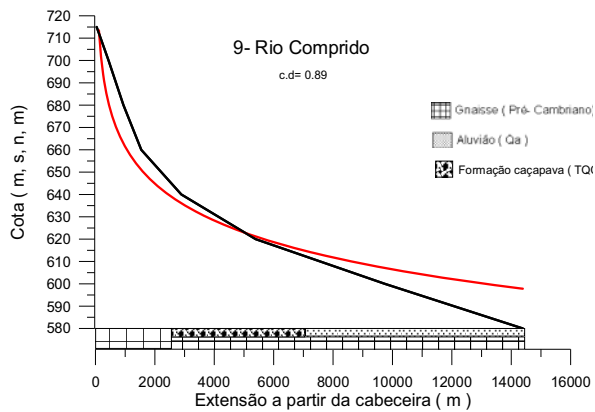
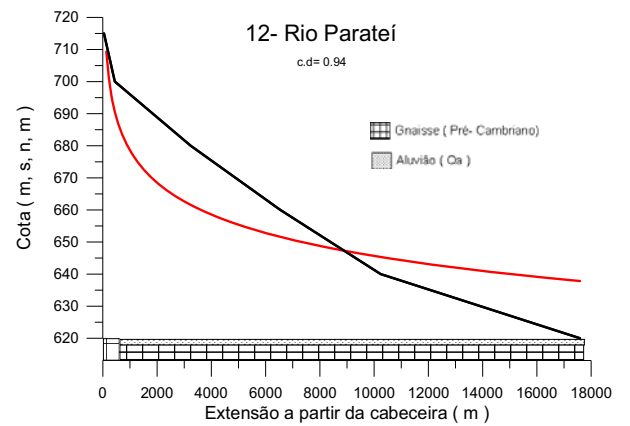
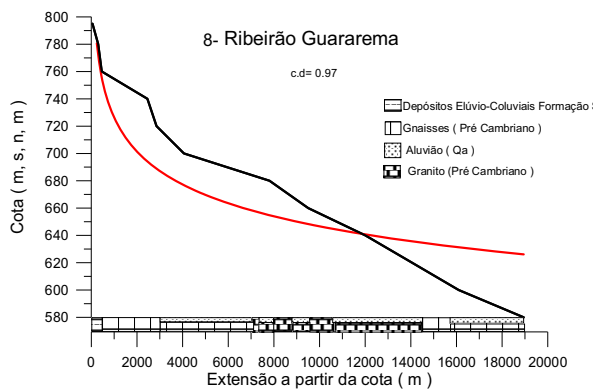
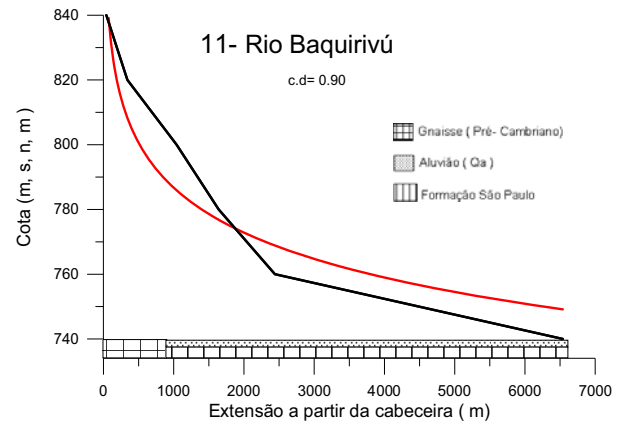
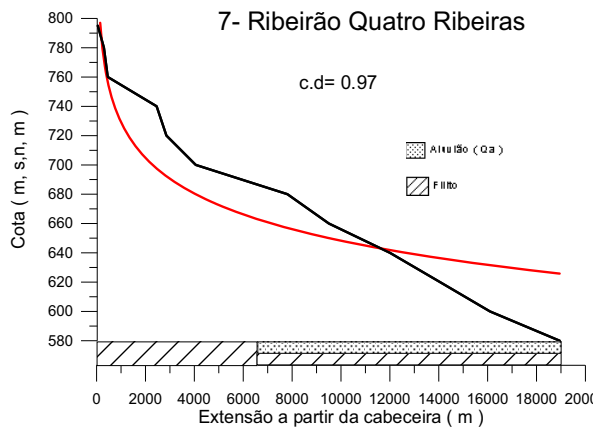
FIGURA 7.18 – Mapa das drenagens da área de estudo com suas respectivas numerações

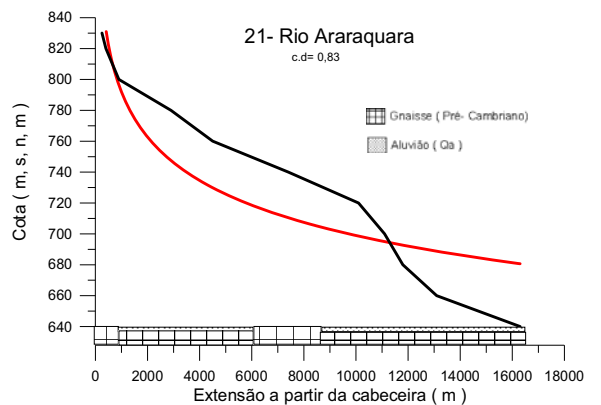
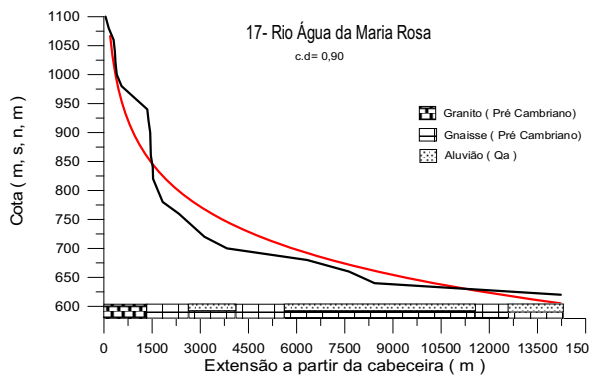
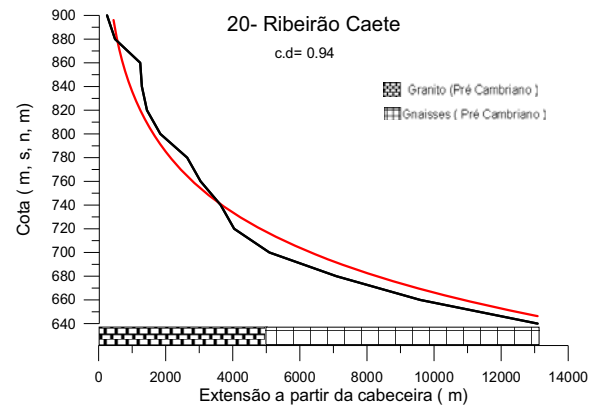
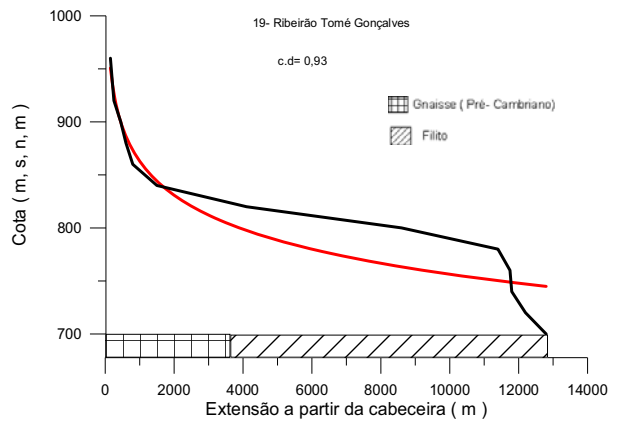
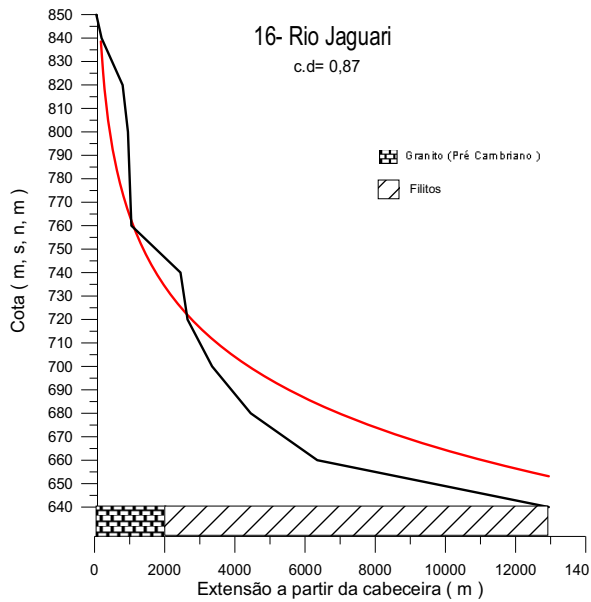
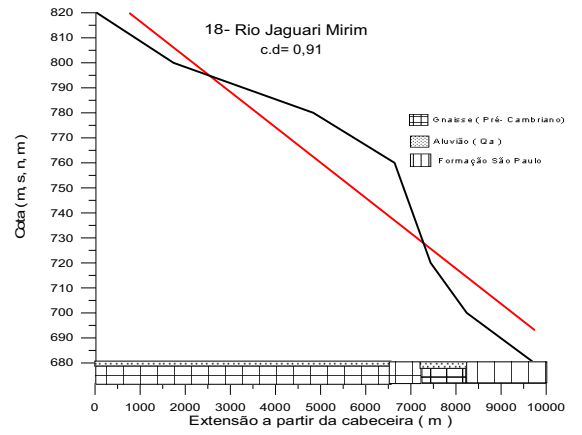
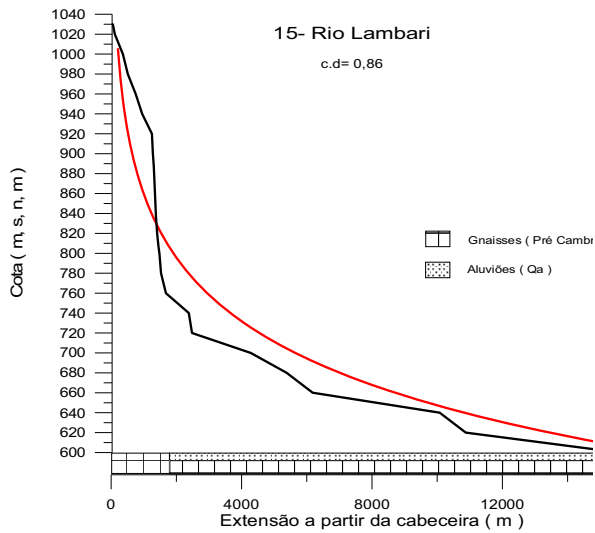
Com a finalidade de melhor observação e compreensão dos perfis longitudinais, foram reproduzidos gráficos em tamanho reduzido (FIGURA 7.19), onde sua interpretação segue abaixo:

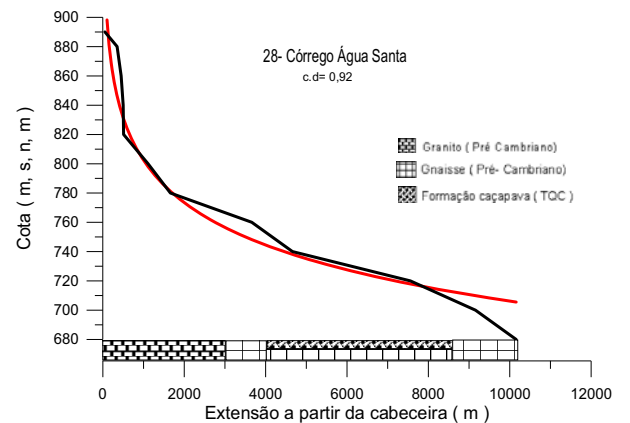
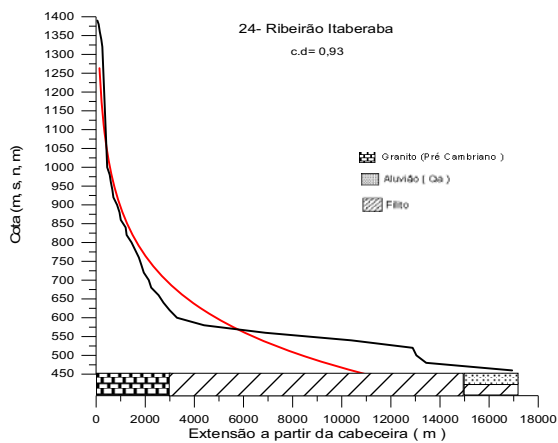
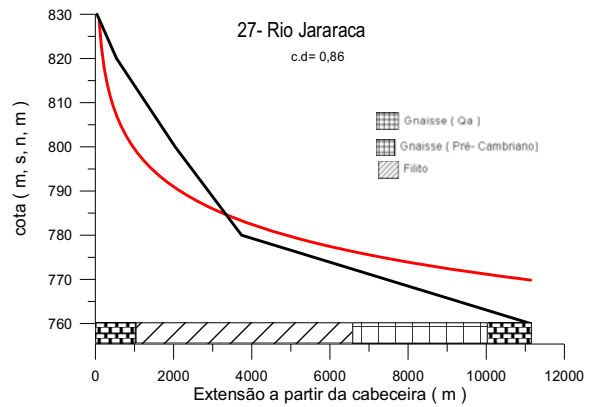
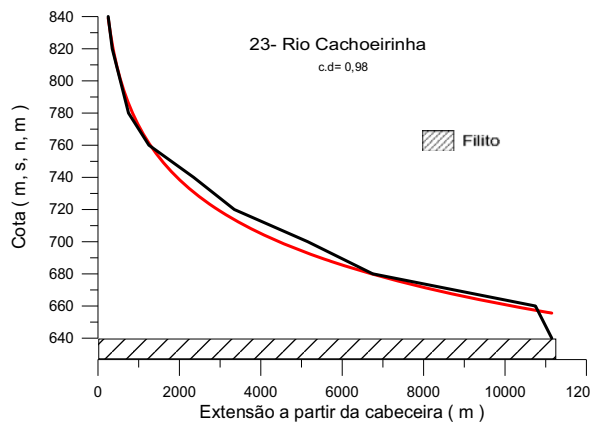
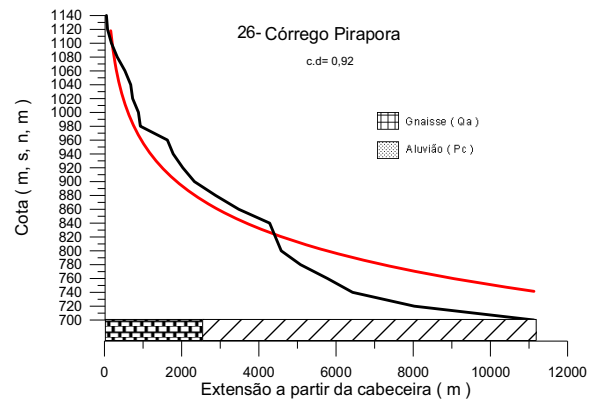
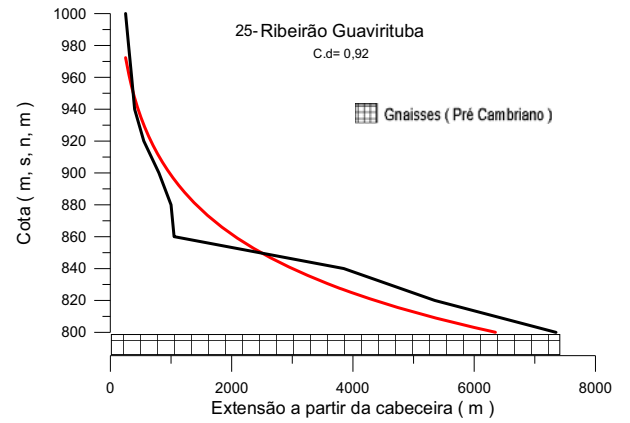
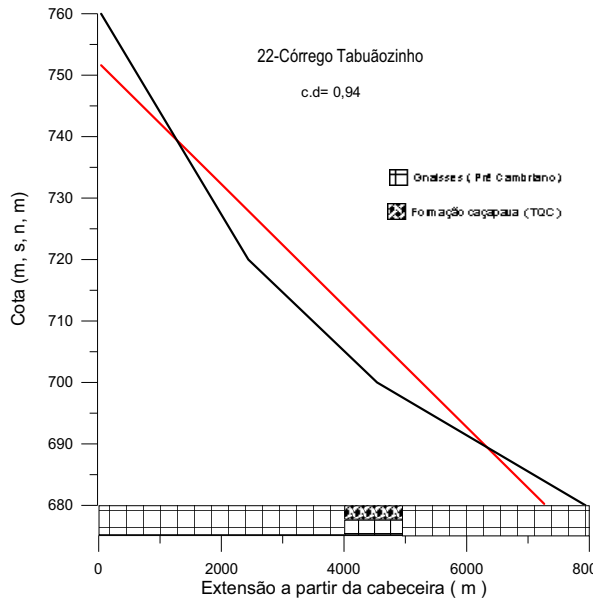
- O perfil 23 representa a única drenagem que representa um caso de perfil praticamente equilibrado se não fosse pela anomalia negativa (subsidência) nos últimos metros próximos a montante, ainda pode indicar uma possível zona de falha no quilômetro 11,
- Os perfis 1; 5; 10; 20; 21; 24; 26; 27; 29, apresentam anomalias positivas (ascensão), nas proximidades da jusante,
- Os perfis 1; 2; 3; 7; 8; 9; 16; 20; 21; 22; 24; 25; 26; 27; 28; 29; 30, apresentam anomalias negativas aproximadamente do meio de sua extensão em direção a montante,
- Os perfis 17; 19; apresentam anomalias negativas aproximadamente na metade de suas extensões,
- O perfil 5 apresenta uma anomalia negativa acentuada próximo ao quilômetro 25 indicando uma possível zona de falha,

- O perfil 19 apresenta uma anomalia significativa próxima ao quilômetro 12 indicando uma possível zona de falha,
- Os perfis 4; 14; 15; 16; 17; 18; 22; 25; 30, apresentam anomalias positivas ou negativas nos 2 primeiros quilômetros, o que indica um possível ajustamento do talvegue,
- Algumas drenagens apresentam trechos com um afastamento positivo ou negativo da linha de melhor ajuste (*best fit line*) com mais de 30 metros, com são os casos dos perfis 1; 3; 5; 7; 8; 15; 17; 19; 21; 24 e 26,









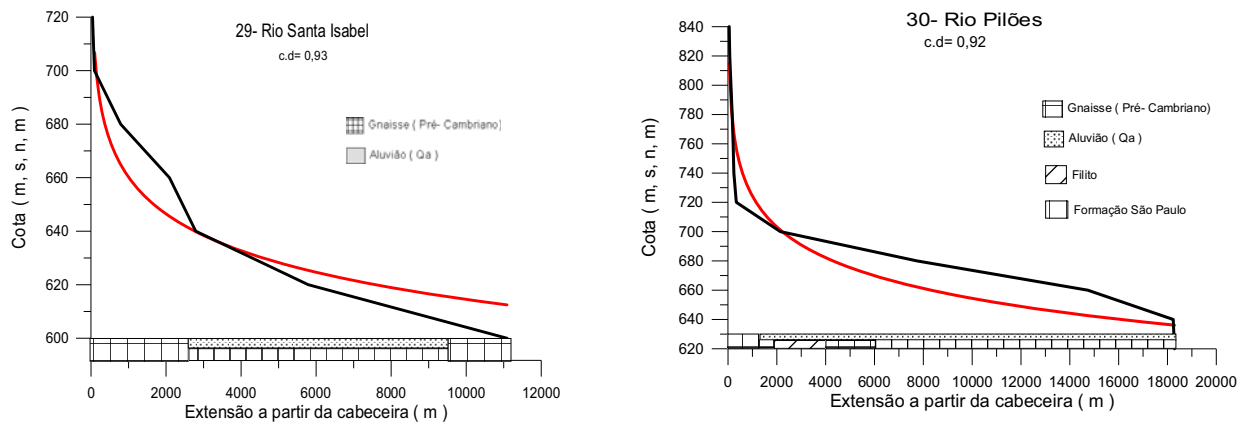


FIGURA 7.19 – Gráficos dos perfis longitudinais das drenagens da área de estudo.

Através das análises dos perfis longitudinais dos cursos d’água de maior porte da região que envolve o interflúvio entre as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté (“soleira de Arujá”) e seus entornos, foi possível definir as drenagens que apresentam anomalias tanto positivas como negativas, as quais podem indicar deformações crustais neotectônicas.

Os trechos que possuem afastamento positivo ou negativo da linha de melhor ajuste (*best fit line*) podem indicar as áreas em processo de deformação, tanto de caráter ascensional quanto de subsdiência, e até mesmo trechos de possíveis falhamentos, o que possibilita mapear as áreas anômalas em planta e até mesmo determinar blocos estruturais sujeitos a deformações neotectônicas.

Utilizou-se de um afastamento de 10 m como limiar para a configuração dos trechos anômalos, levando-se em conta as observações de Guedes et al. (2006), que se basearam em dados obtidos em deformações recentes do baixo vale do rio Mississippi na região de New Madrid (USA). As deformações associadas a sismos históricos (tais como os eventos de 1811-1812 naquela região) são da ordem de metros a dezenas de metros (15 m no caso do Lago Reelfoot, formado naquela ocasião – q.v. GUCCIONE, 2005). A mesma ordem de grandeza para tal limiar foi adotada por Guedes et al. (*op.cit.*) no vale do rio Santo Anastácio, onde se coaduna com as diferenças altimétricas entre os talwegues atuais e os topos dos baixos terraços, datados de 30 ka. A.P. (ETCHEBEHERE, 2008).

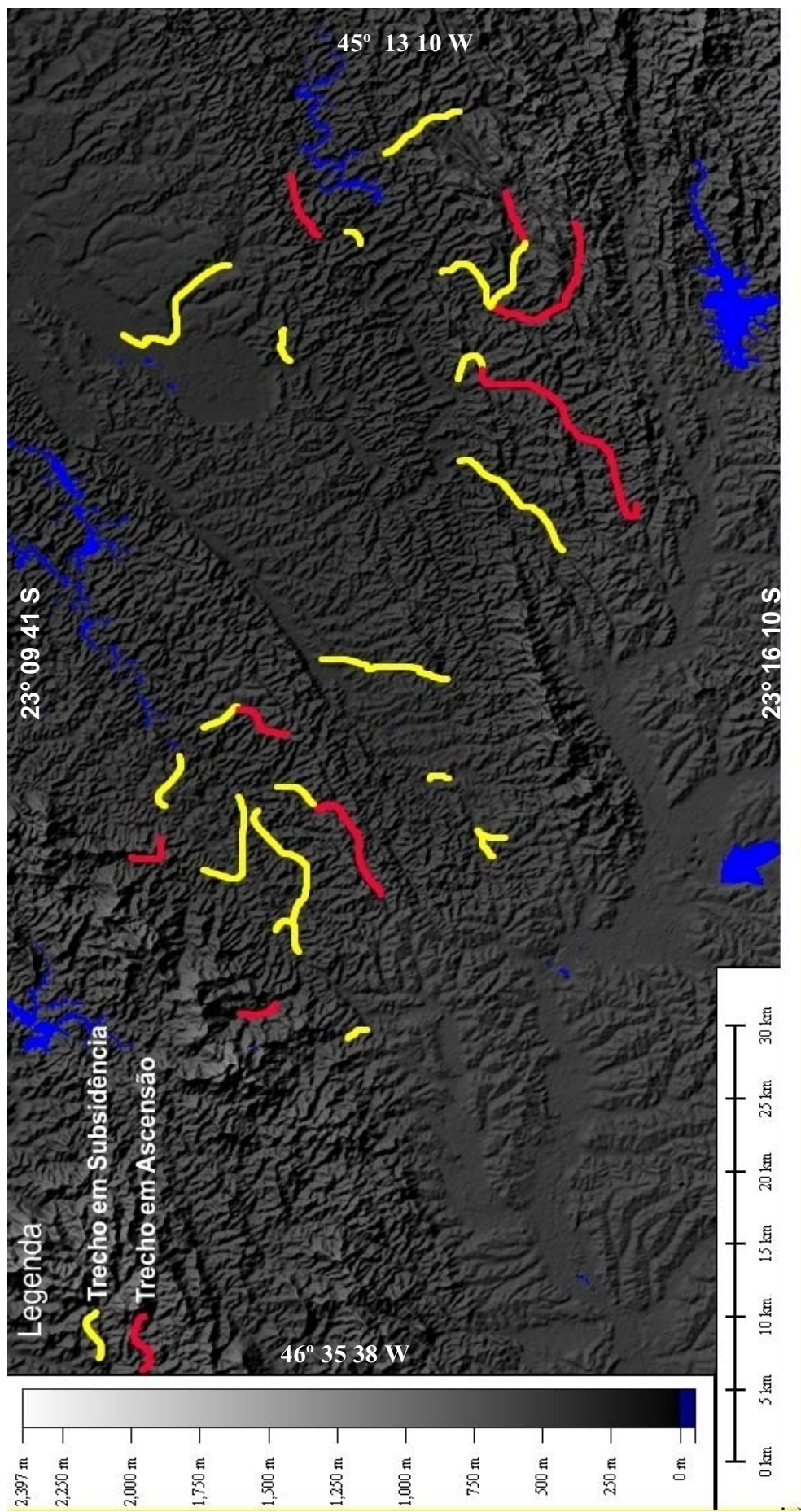


FIGURA 7.20: Mapa das drenagens com anomalias positivas e, ou negativa.

Conforme pode ser visto na figura 7.20, os principais trechos anômalos ao longo dos perfis longitudinais se concentram justamente no âmbito do interflúvio entre as bacias hidrográficas dos rios Tietê e Paraíba do Sul, em especial dos tributários que drenam para este segundo curso d'água. Pelos critérios aqui adotados, os talwegues ainda se encontram desequilibrados nesses trechos, indicando deformação tectônica recente, ainda que não se disponha de elementos cronológicos mais precisos para se datar o início dessa movimentação.

Através das análises dos perfis longitudinais dos cursos d'água de maior porte da região que envolve o interflúvio entre as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté ("soleira de Arujá") e seus entornos, foi possível definir as drenagens que apresentam anomalias tanto positivas como negativas, as quais podem indicar deformações crustais neotectônicas.

Os trechos que possuem afastamento positivo ou negativo da linha de melhor ajuste (*best fit line*) podem indicar as áreas em processo de deformação, tanto de caráter ascensional quanto de subsdiência, e até mesmo trechos de possíveis falhamentos, o que possibilita mapear as áreas anômalas em planta e até mesmo determinar blocos estruturais sujeitos a deformações neotectônicas (FIGURA 7.20).

A deformação tectônica recente pode estar presente, mas é esperado que tenha se manifestado pela movimentação de blocos, o que formará sítios de concentração ao longo de lineamentos e faixas de lineamentos.

Assim é esperado o reconhecimento de anomalias semelhantes alinhadas como parece acontecer com as drenagens 14, 15, 16 e 17.

7.4 Análise dos índices RDE

O levantamento sistemático dos índices RDEs para os diversos intervalos de curvas de nível (i.c. = 20 m) das folhas topográficas do IBGE, propiciou a elaboração de gráficos que incluíram informações geológicas no rodapé (ANEXO B) e funcionaram como instrumentos básicos para a análise empreendida. Dois tipos de anomalias foram apontados, as de 1ª e as de 2ª ordens, que correspondem a uma relação RDEs/RDEt igual ou superior a 10 e a uma relação RDEs/RDEt entre 2 e 10,

respectivamente. Com a finalidade de melhor observação e compreensão dos gráficos de RDEs, foram reproduzidos abaixo gráficos em tamanho reduzido figura, com suas respectivas interpretações.

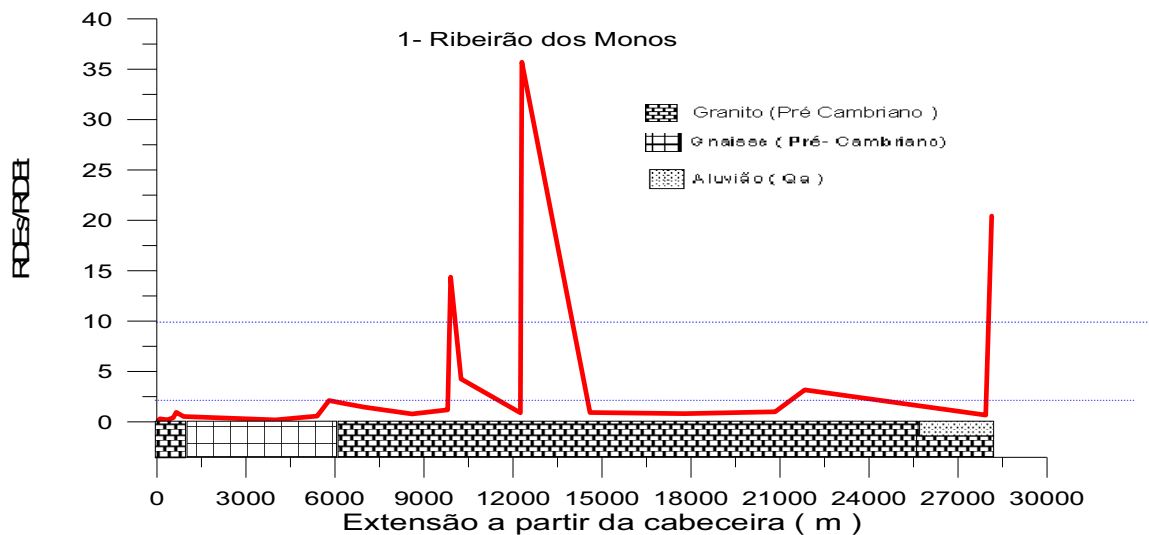


FIGURA 7.21 – Gráfico de RDE/s do ribeirão dos Monos.

O Ribeirão dos Monos apresenta quatro anomalias, uma anomalia de 2º ordem localizada aproximadamente no quilômetro vinte e dois e três anomalias de 1º ordem; uma localiza-se no quilômetro 10, outra, acentuada, no quilômetro 13 aproximadamente e a última anomalia de segunda ordem encontra-se na confluência do Ribeirão dos Monos com o Rio Paraíba do Sul, aproximadamente no quilômetro 28.

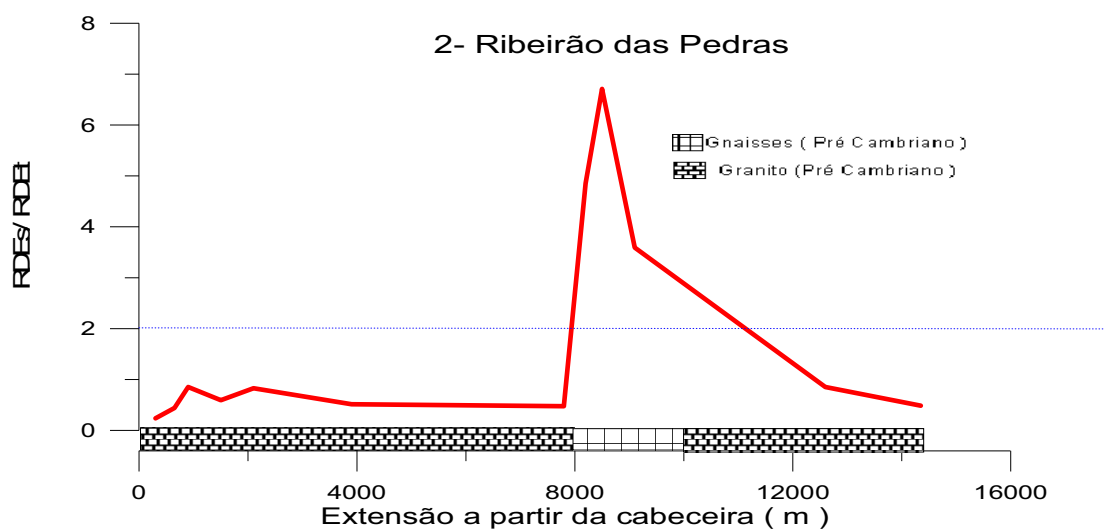


FIGURA 7.22 – Gráfico de RDE/s do ribeirão das Pedras

O ribeirão das Pedras apresenta uma única anomalia de 2º ordem localizada no quilômetro 14 , que se estende até aproximadamente o quilômetro 11. Observa-se que a anomalia inicia-se em uma área de contato entre os embasamentos de granito e gnaisses, o que pode ser uma possível causa desta anomalia.

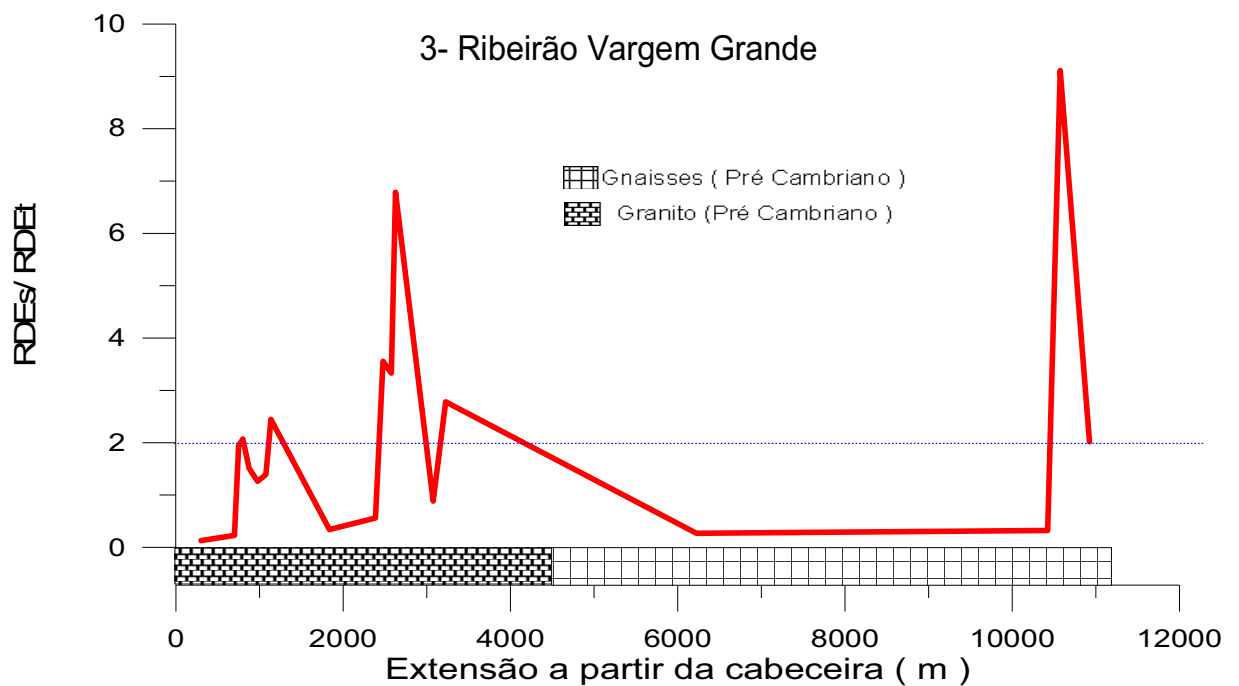


FIGURA 7.23 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Vargem Grande.

O ribeirão Vargem Grande apresenta cinco anomalias de 2º ordem, onde quatro delas encontram-se sobre o embasamento granítico e a quinta anomalia esteja bem próximo de se configurar uma anomalia de 1º ordem, e encontra-se aproximadamente no quilômetro 10,5, quase nas proximidades da confluência com o Rio Paraíba do Sul, o que pode indicar um aumento hídrico substancial gerando essa anomalia.

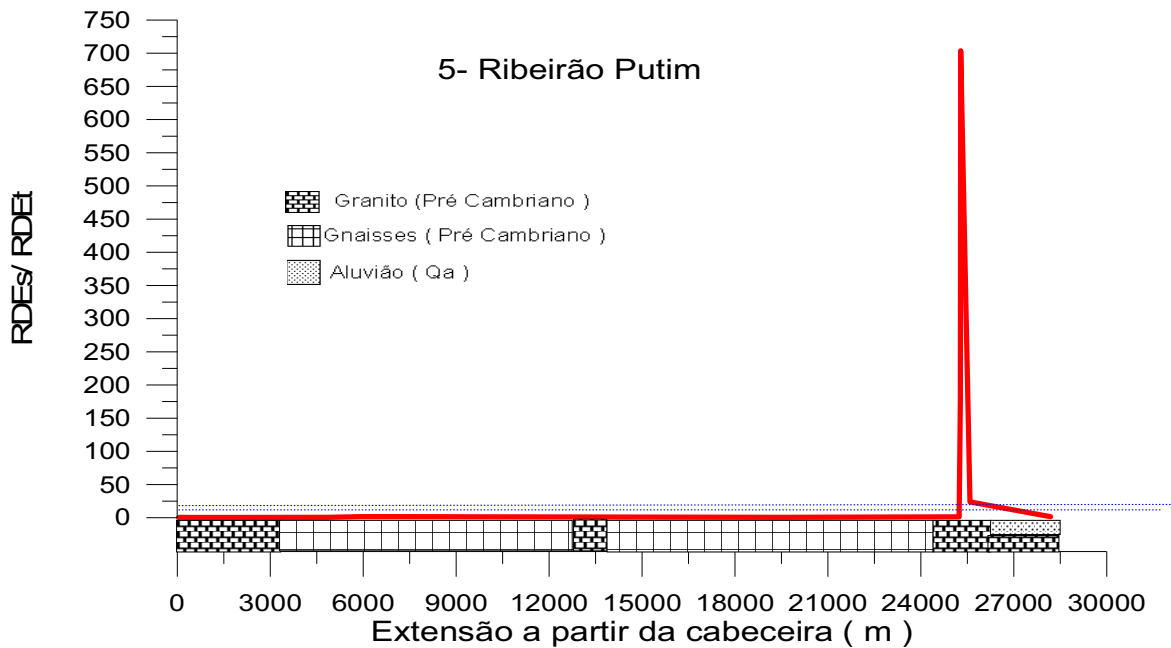


FIGURA 7.24 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Putim.

O ribeirão Putim apresenta apenas uma anomalia de 1º ordem aproximadamente no quilômetro 25, onde a drenagem está passando em uma região em que ocorre a modificação do substrato rochoso (granito), por uma região de depósitos aluvionares, o que pode ser a causa desta anomalia. Esta anomalia é muito acentuada a casa dos 700 m, o que pode indicar uma possível cachoeira nesta localidade.

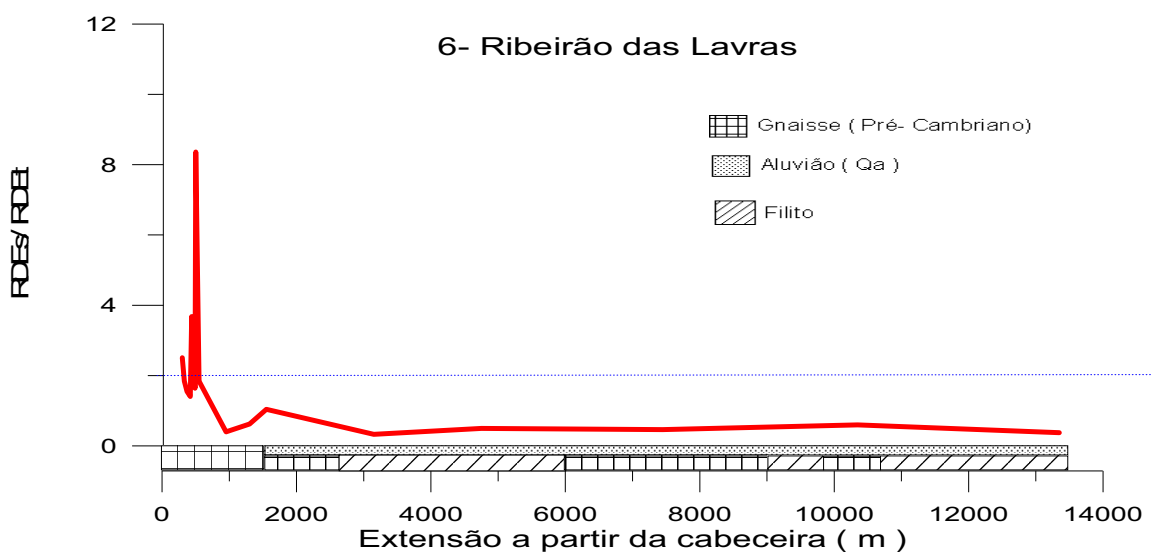


FIGURA 7.25 – Gráfico de RDE/s do ribeirão das Lavras.

O Ribeirão das Lavras apresenta uma anomalia de 2º ordem nos metros iniciais do seu curso, o que pode representar um possível ajustamento do seu talvegue permanecendo o restante do seu percurso sem anomalias até a confluência com o Rio Baquirivu.

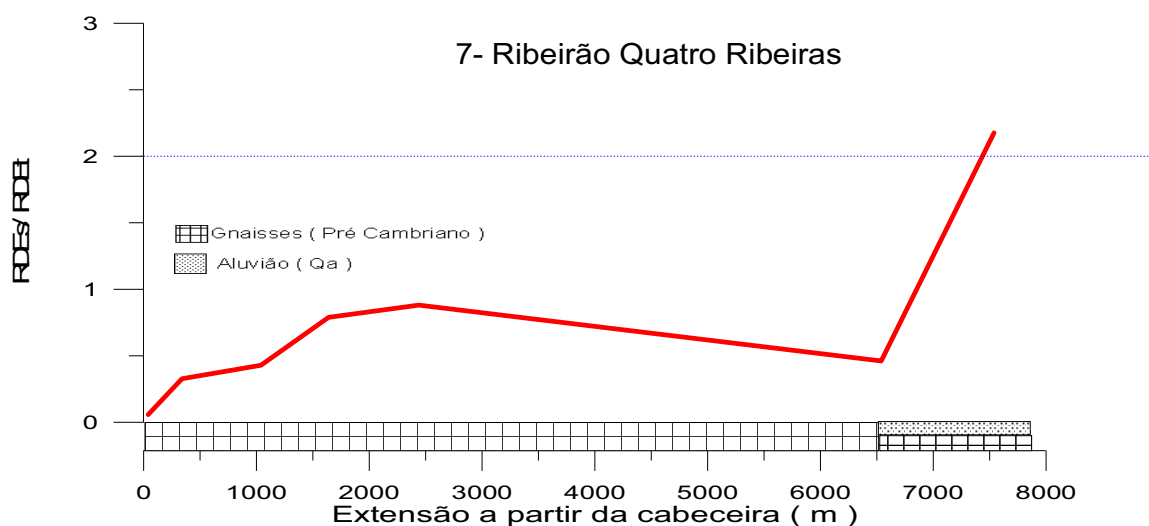


FIGURA 7.26 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Quatro Ribeiras.

O ribeirão Quatro Ribeiras apresenta uma anomalia de 2º ordem aproximadamente no quilômetro 6,5, onde ocorre uma mudança do talvegue de gnaisses para um depósito aluvial.

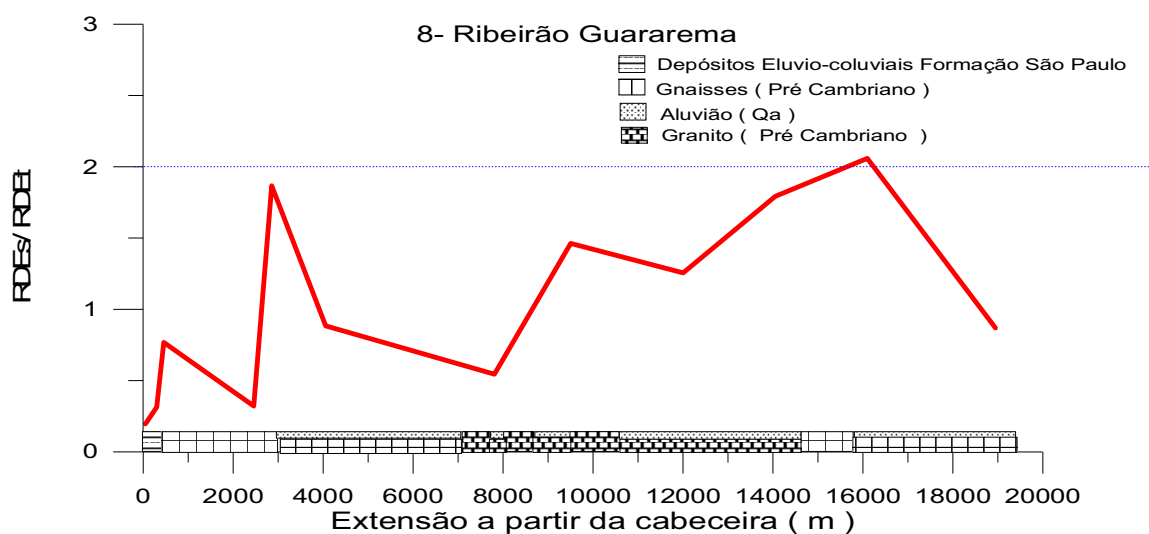


FIGURA 7.27 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Guararema.

O ribeirão Guararema apresenta um substrato geológico heterogêneo, mas possui apenas uma anomalia de 2º ordem no quilômetro 16, mas ao analisar o gráfico e comparar com o rodapé, percebe-se uma alternância do nível da drenagem de acordo com a mudança do talvegue.

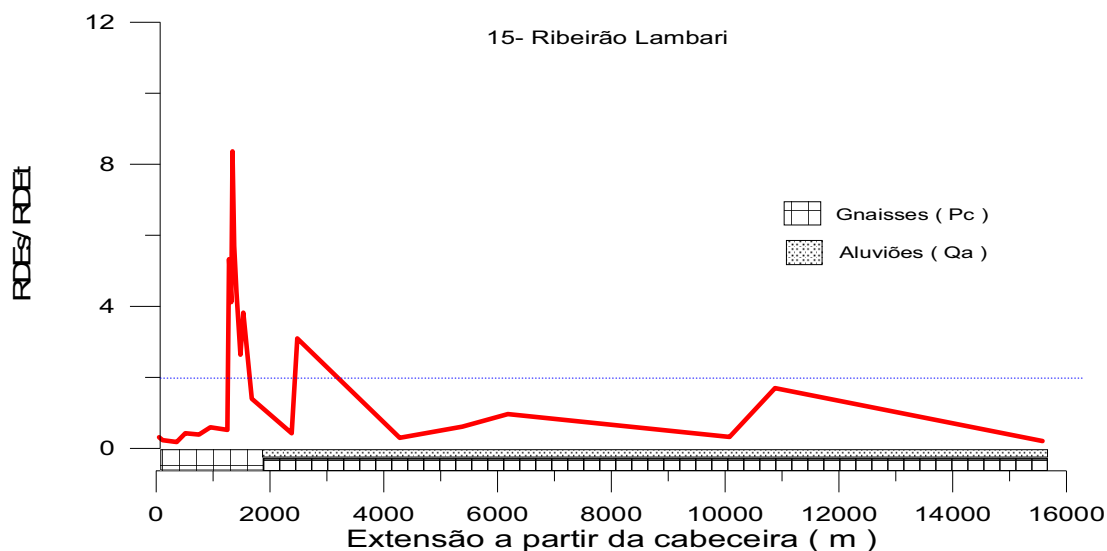


FIGURA 7.28 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Lambari.

O ribeirão Lambari apresenta duas anomalias de 2º ordem, uma aproximadamente no quilômetro 1,5 e outra aproximadamente no quilômetro 2,5. Nota-se que estas anomalias estão em uma região onde ocorre a mudança do substrato geológico de gnaisses para depósitos aluvionares.

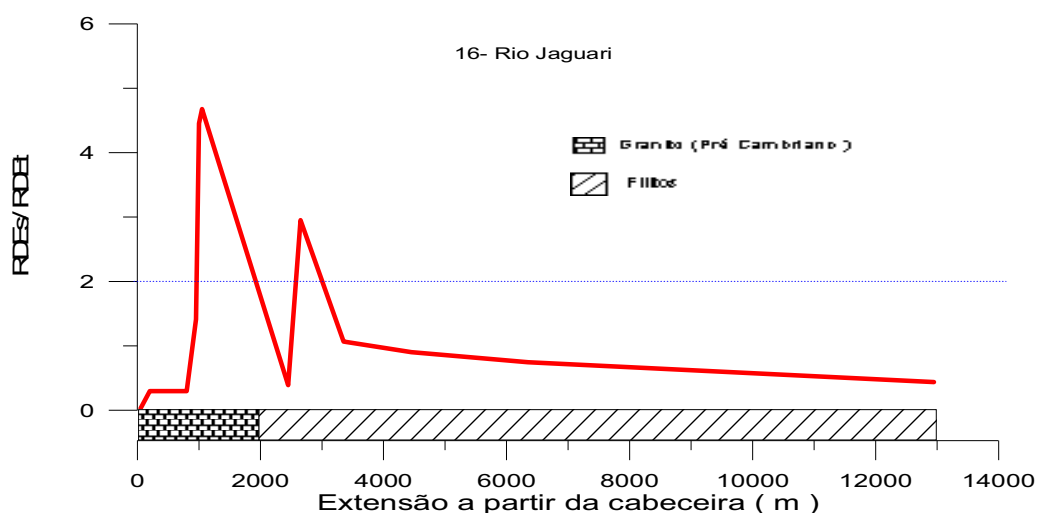


FIGURA 7.29 – Gráfico de RDE/s do rio Jaguari.

O rio Jaguari possui duas anomalias de 2º ordem nos quilômetros iniciais, uma a aproximadamente 2,5 quilômetros da montante e outra a 3 quilômetros da montante, observa-se que as anomalias estão localizadas em regiões de limites entre rochas graníticas e filitos.

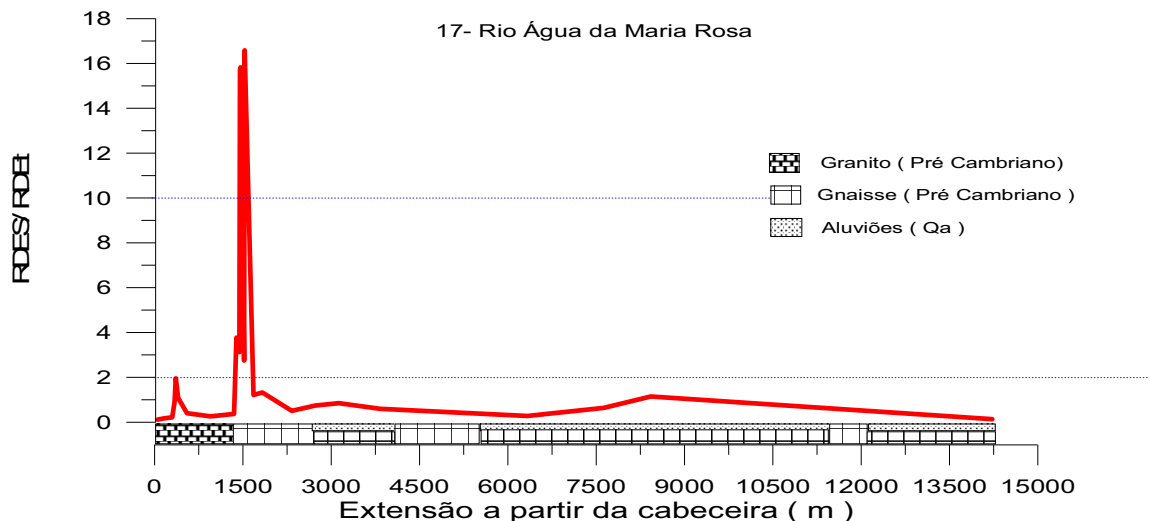


FIGURA 7.30 – Gráfico de RDE/s do rio Água da Mara Rosa.

O rio Água da Mara Rosa apresenta duas anomalias, sendo uma de 2º ordem localizada nos metros iniciais da drenagem, o que pode representar um possível ajustamento do talvegue e outra de 1º ordem localizada no quilômetro 1,5, em uma região de contatos (limites) rochas graníticas e gnáissicas.

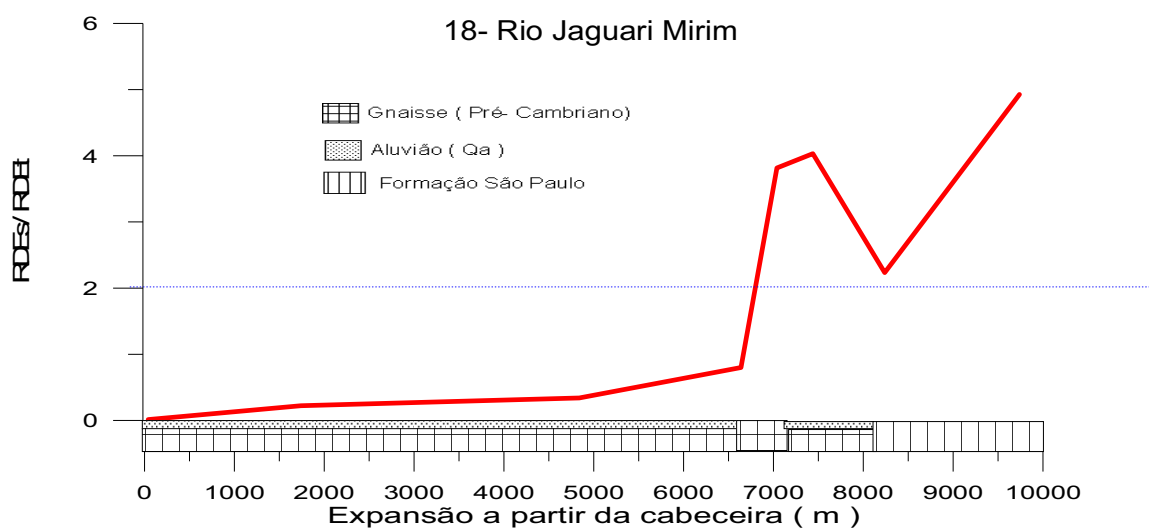


FIGURA 7.31 – Gráfico de RDE/s do rio Jaguari Mirim.

O rio Jaguari Mirim apresenta uma anomalia de 2º ordem aproximadamente no quilometro 6,5 em diante sentido jusante, onde a drenagem tributa suas águas no rio Jaguari.

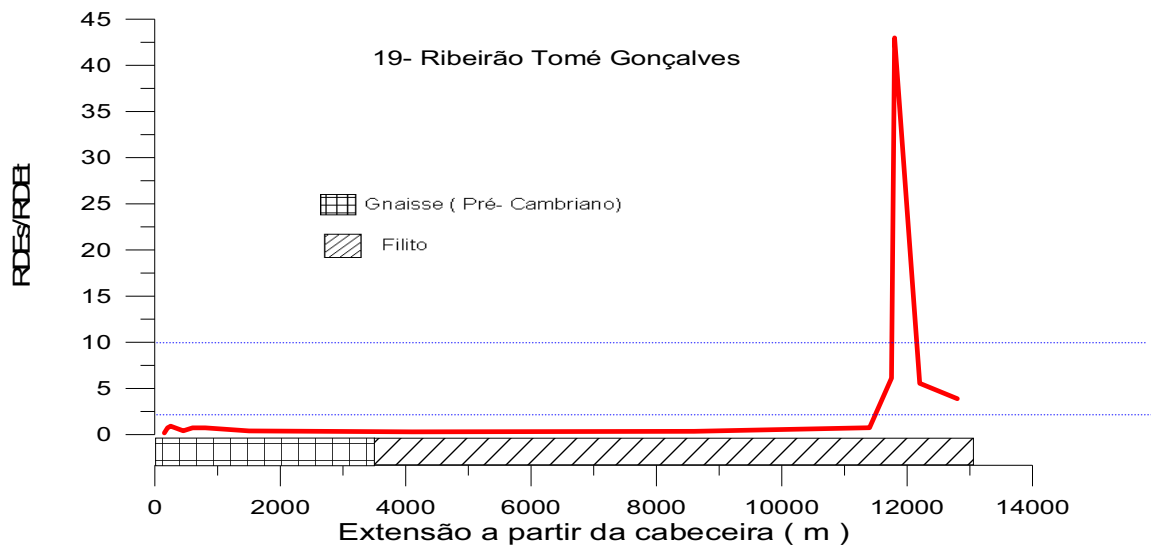


FIGURA 7.32– Gráfico de RDE/s do ribeirão Tomé Gonçalves

O ribeirão Tomé Gonçalves apresenta uma anomalia de 1º ordem aproximadamente entre os quilômetros 11,5 e 12,5, nas proximidades de sua confluência com o Rio Jaguari, o que pode indicar um amento hídrico substancial gerando essa anomalia.

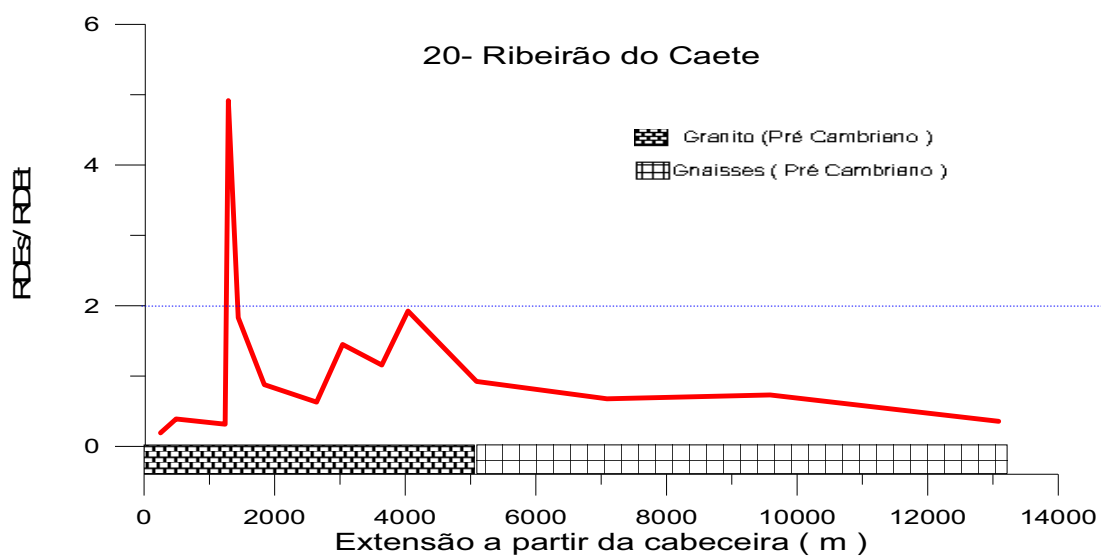


FIGURA 7.33 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Caeté.

O Ribeirão Caeté apresenta uma anomalia de 2º ordem aproximadamente no quilômetro 1,5, permanecendo sem anomalias no restante do seu curso.

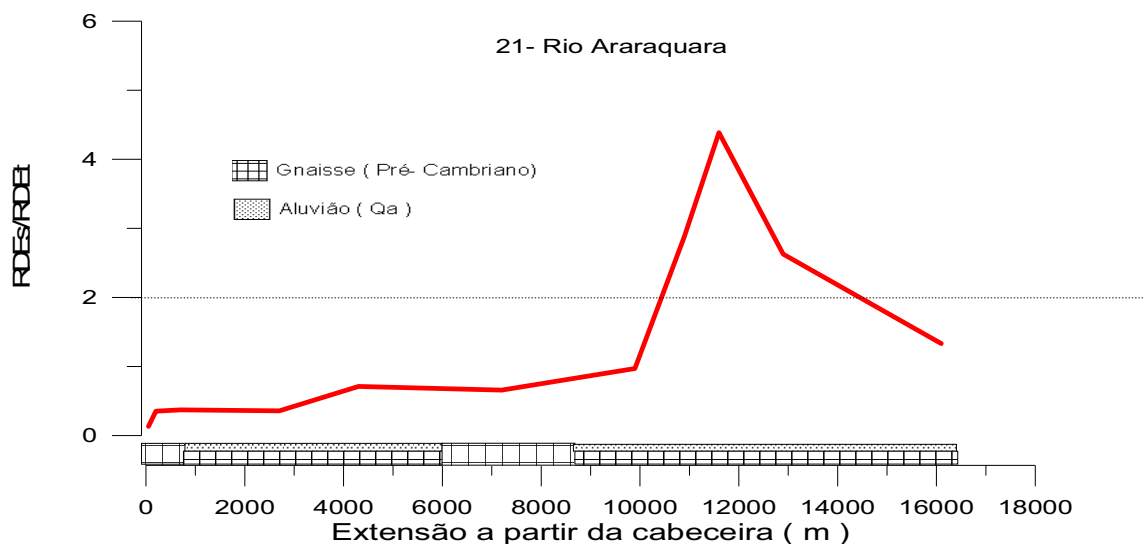


FIGURA 7.34 – Gráfico de RDE/s do rio Araraquara.

Observa-se no Rio Araraquara uma anomalia de 2º ordem entres os quilômetros 10 e 14, sentido montante, nas proximidades da confluência com o rio Jaguari.

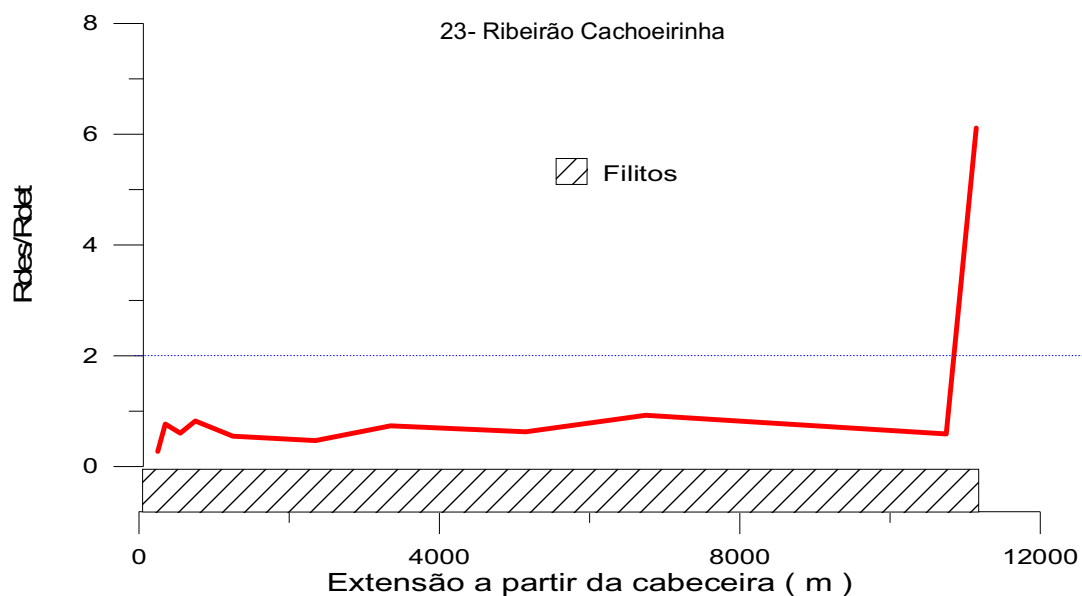


FIGURA 7.35 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Cachoeirinha.

O ribeirão Cachoeirinha é um caso de substrato geológico homogêneo, pois o seu percurso é realizado sobre filitos. Essa drenagem apresenta uma anomalia de 2º ordem nas proximidades de sua confluência com o Rio Jaguari, o que pode indicar um aumento hídrico substancial gerando essa anomalia.

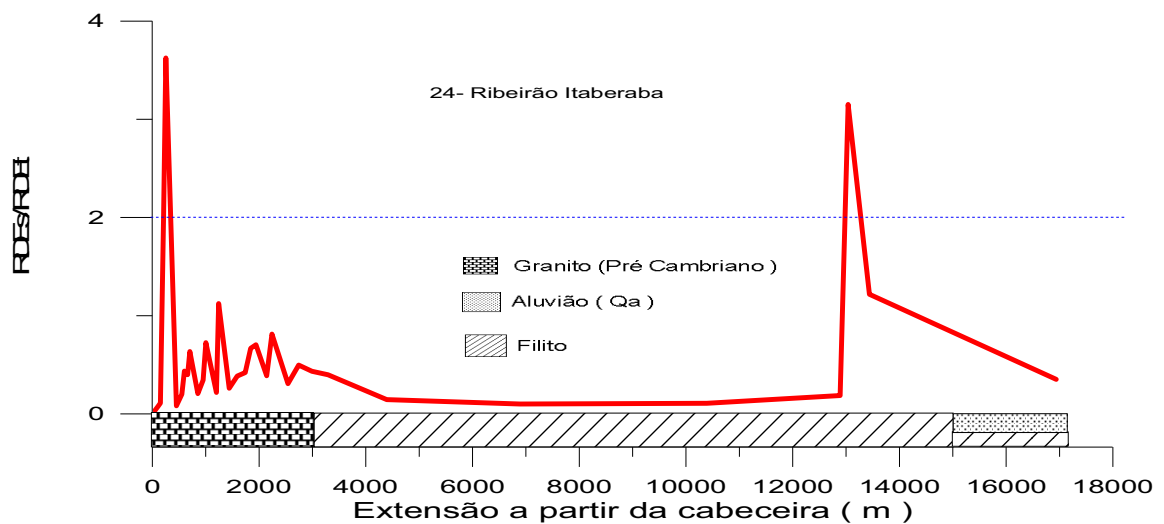


FIGURA 7.36 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Itaberaba.

Observa-se no ribeirão Itaberaba duas anomalias de 2º ordem uma nos metros iniciais da drenagem e a outra esta entre os quilômetros 13 e 14 aproximadamente.

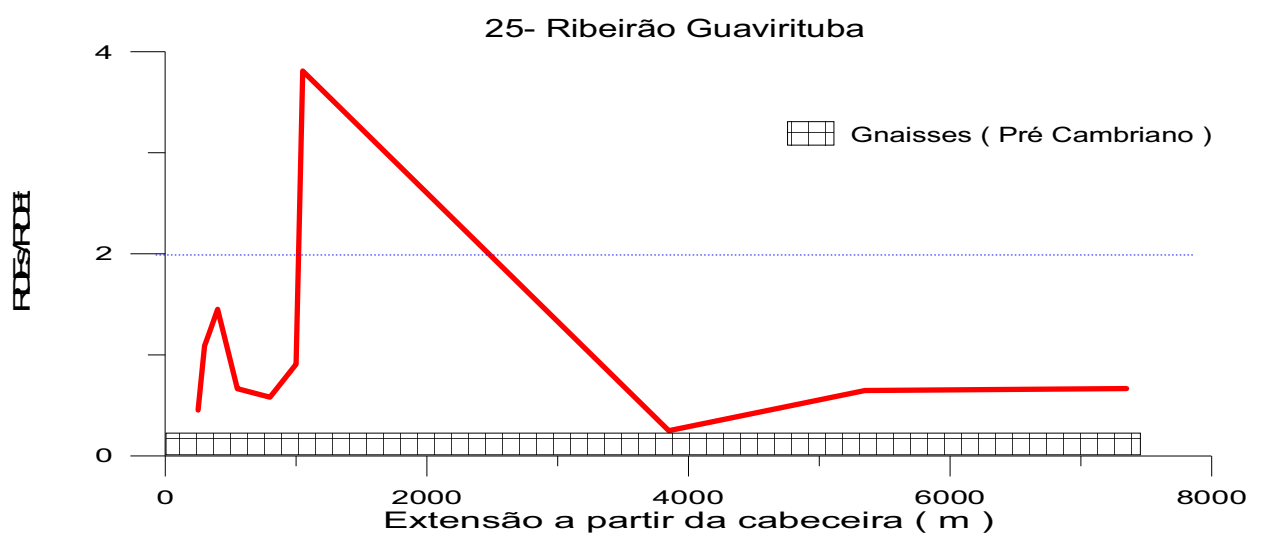


FIGURA 7.37 – Gráfico de RDE/s do ribeirão Guavrituba.

O ribeirão Guavirituba possui uma anomalia de 2º ordem entre o quilometro 1 e 2, e apresenta um substrato rochoso homogêneo, o que elimina a geologia como causa desta anomalia e como a mesma se encontra distante da foz elimina também a confluência entre drenagens como causadora desta anomalia.

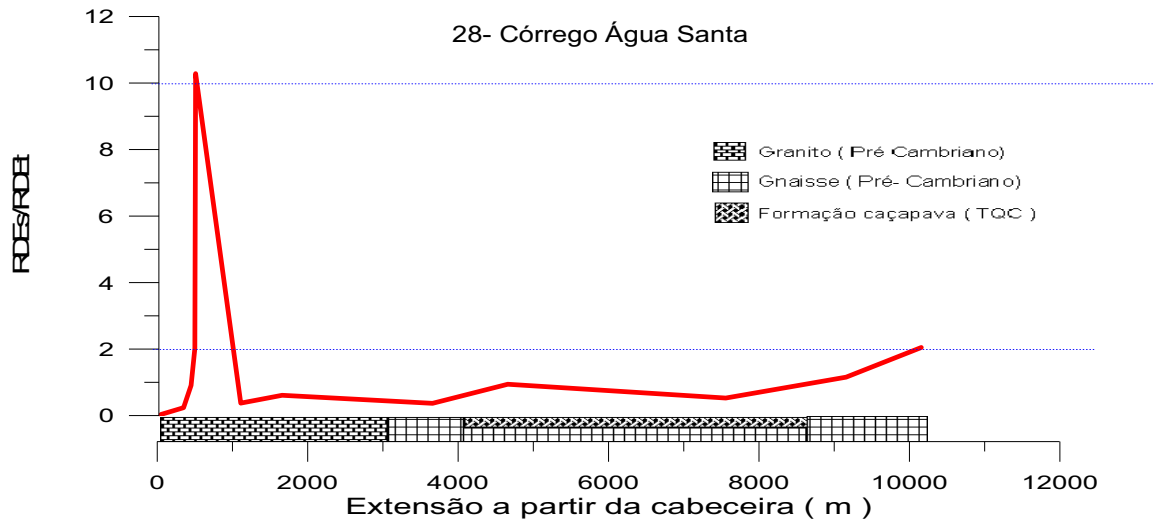


FIGURA 7.38 – Gráfico de RDE/s do córrego Água Santa.

O córrego Água Santa apresenta duas anomalias em seu curso, uma de 1º ordem no primeiro quilometro de seu curso e outra de 2º ordem próximo da confluência com o Rio Parateí, o que pode indicar como causador desta anomalia o aumento hídrico significativo na foz córrego Água Santa.

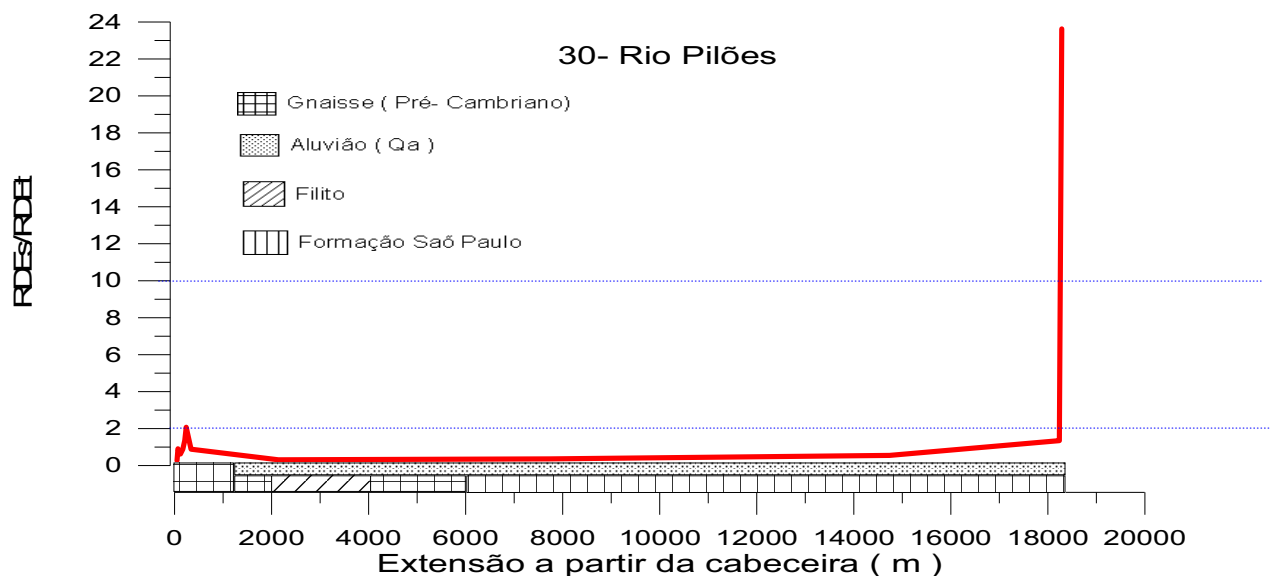


FIGURA 7.39 – Gráfico de RDE/s do rio Pilões.

O Rio Pilões possui duas anomalias, uma de 2º ordem nos metros iniciais de seu curso e outra de 1º ordem nas proximidades de sua confluência com o rio Jaguarí, o que pode indicar um amento hídrico substancial causador desta anomalia.

Os trechos anômalos encontrados foram apontados por círculos coloridos no mapa base de drenagens da área de trabalho (FIGURA 7.40). Em termos gerais, as anomalias de RDEs/RDEt se concentram nos mesmos setores anômalos já apontados pelas curvas de RDEt, reforçando o caráter ativo do soerguimento da região de Arujá. Outra constatação refere-se ao fato de as anomalias ocorrerem exclusivamente em tributários do rio Paraíba do Sul e do rio Jaguarí, indicando maiores declividades para o flanco nordeste, o que poderia ter favorecido a captura do alto Tietê.

Observando as anomalias de RDE percebe-se um alinhamento de direção N60W. Neste alinhamento as anomalias são semelhantes, indicando bloco alto a SW e bloco abatido a NE, o que indica deformação neotectônica.

Os valores dos índices RDEt calculados foram plotados na metade da extensão dos principais cursos d'água mensurados (FIGURA 7.41). Tais valores oscilam entre 30 e 343, i.e., são compatíveis com a gama de variação encontrada por outros autores (e.g., McKEOWN et al., 1998 [região apalachiana, USA]; ETCHEBEHERE et al., 2004 [Rio do Peixe]; GUEDES, 2008 [rio Santo Anastácio]), em contextos que abrangem terrenos sedimentares (caso dos vales dos rios Santo Anastácio e Peixe) a metassedimentares (estudo norte-americano). No caso presente, a natureza dos terrenos é bastante diversificada, envolvendo bacias sedimentares cenozóicas e também terrenos metamórficos de graus variados, além de intrusões ígneas granitóides e maciços migmatizados.

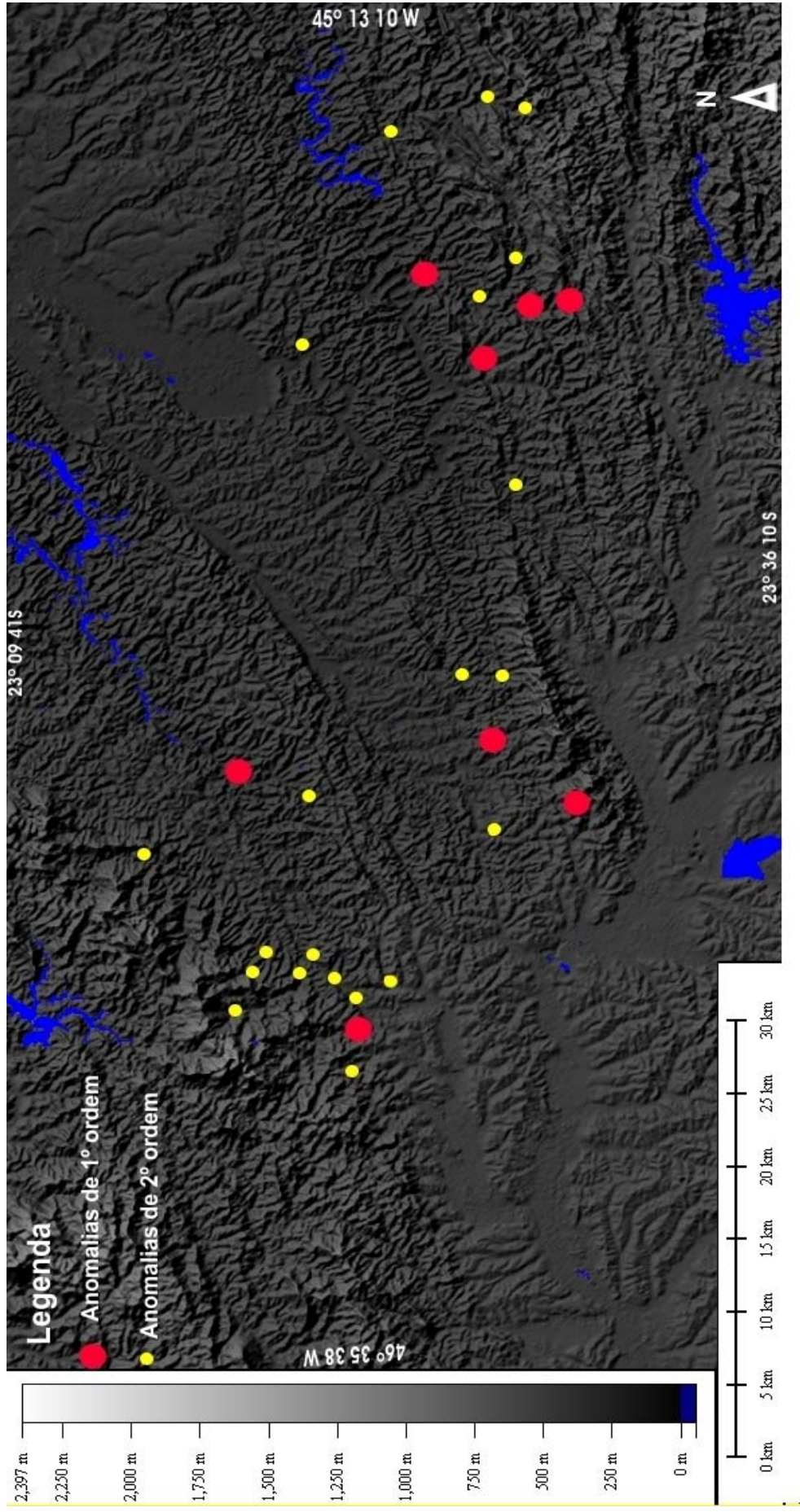


FIGURA 7.40 – Mapa das drenagens com suas respectivas anomalias de RDEt.

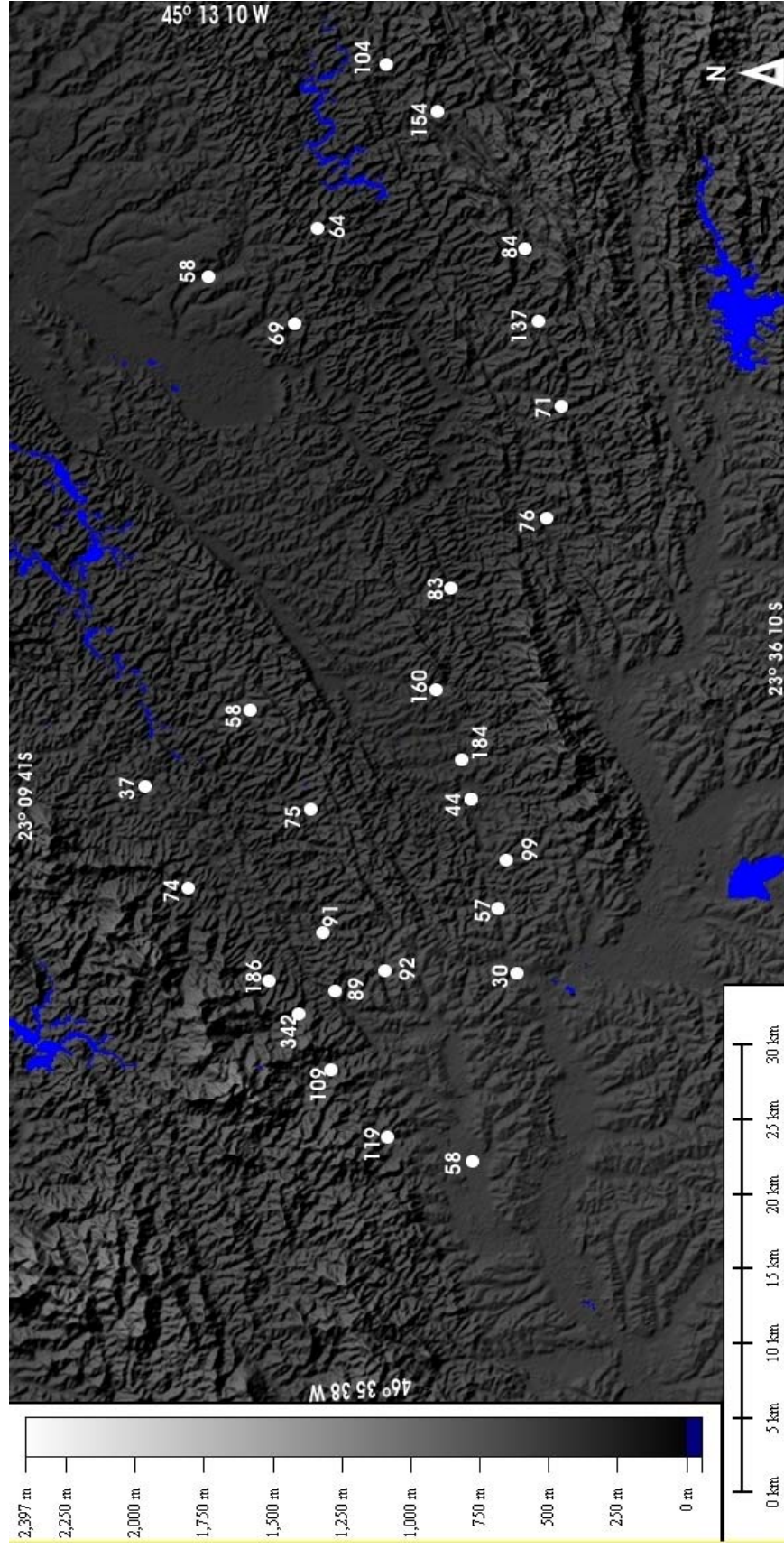


FIGURA 7.41 - Mapa com os RDE/t plotados na metade da extensão das respectivas drenagens.

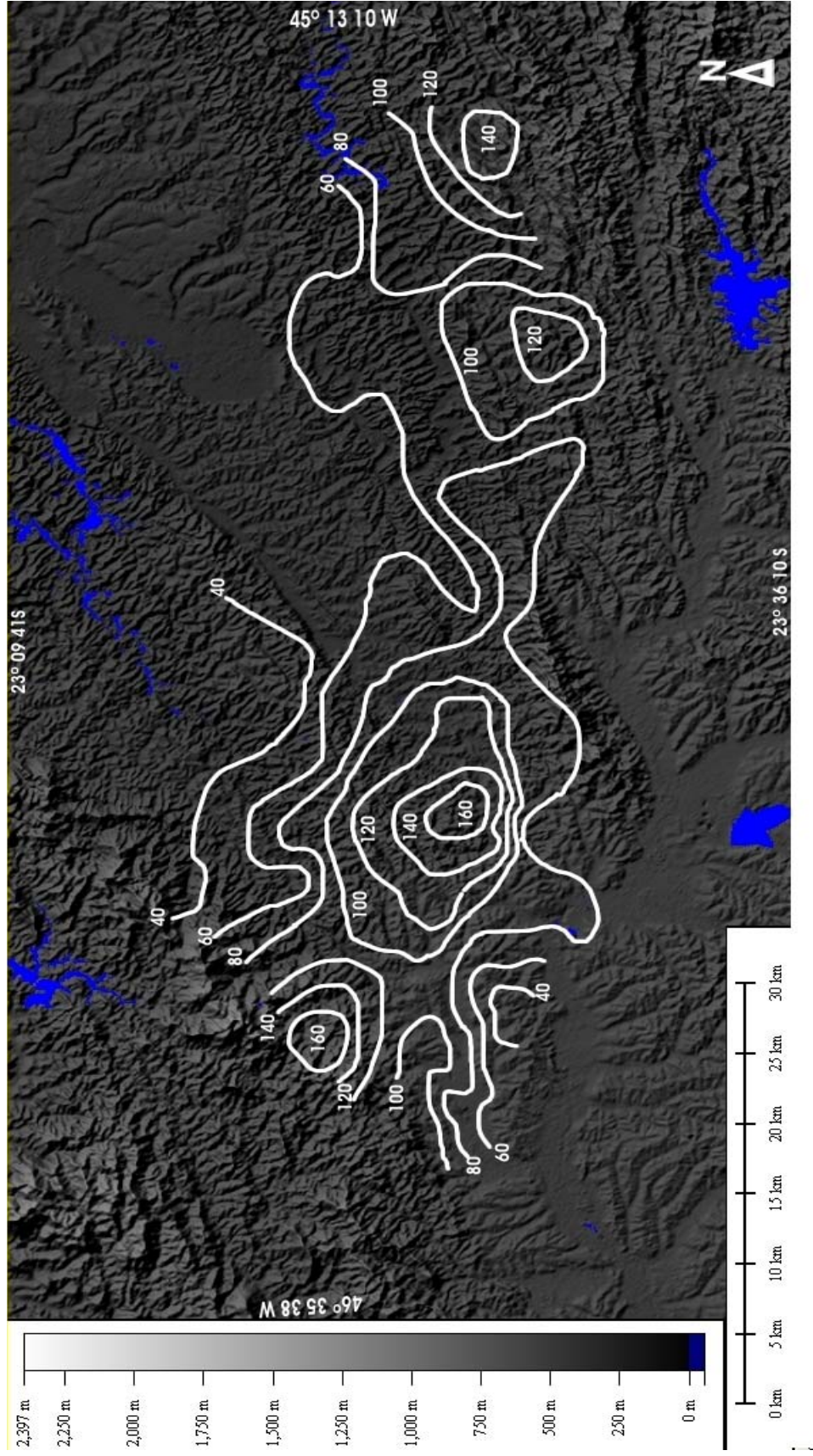


FIGURA 7.42 – Mapa de isovalores de RDEt.

O mapa com as curvas de isovalores de RDE_t mostra uma expressiva concentração de anomalias na região de Arujá e no extremo sudeste da área de estudo. Tais anomalias, ao demarcarem regiões sujeitas a soerguimento recente explicam o traçado atual dos rios Tietê e Paraíba do Sul. O rio Tietê, por exemplo, chega a formar um grande alça com concavidade voltada para o norte, indicando um desvio para contornar uma área em processo de soerguimento (a denominada “soleira de Arujá”). Tal estrutura – na realidade uma feição morfotectônica – poderia ser delimitada, por exemplo, pela curva de valor 80 de RDE_t. Esta possibilidade é reforçada também pelo traçado do chamado “cotovelo de Guararema”, onde o rio Paraíba do Sul sofre brusca inflexão em seu curso para norte e, posteriormente, para nordeste, caracterizando um desvio de quase 180°. Como pode ser visto na (FIGURA 7.42), a curva de valor 80 balizaria tal desvio, reforçando sua validade como delineadora do “sopé” da “soleira de Arujá”.

7.5 Integração e interpretação de dados

No presente item, trata-se da integração e da interpretação dos resultados de toda a área estudada, tendo como base o mapa de distribuição, em planta, do conjunto de anomalias flúvio-morfométricas (ANEXO C). O exame desse mapa integrado permite as seguintes observações:

- As anomalias de RDE podem ser agrupadas em três principais conjuntos, a saber: (1) região de Santa Branca; (2) Serra do Itapeti; e (3) a norte de Arujá;
- A quase totalidade das anomalias de RDE está em terrenos da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, próximas ao divisor de águas com a vizinha bacia hidrográfica do rio Tietê;
- Os trechos anômalos dos perfis longitudinais, tanto referentes a áreas subsidentes quanto a áreas em ascensão, tendem, *grosso modo*, a coincidir com as anomalias de RDE, tanto os índices por segmento (RDE_s) quanto de valores totais (RDE_t);

- Os trechos ascencionais tendem a ocorrer nas regiões mais próximas às cabeceiras; por outro lado, os trechos subsidentes tendem a ocorrer nas porções média a inferior dos cursos d'água com anomalias de perfil de longitudinal;
- Parece não haver nenhuma associação clara de anomalias flúvio-morfométricas pelo tipo de substrato rochoso onde se insere o talvegue, em nível do conhecimento geológico auferido nos mapas compilados;
- Todavia, estudos de detalhe incluindo trabalhos de campo nas áreas anômalas, deverão ser compreendidas para se certificar de tal correlação.
- Da mesma forma, não foram constatadas anomalias de RDE que pudessem ser interpretadas como resultante do aumento súbito da vazão em áreas de confluência de cursos d'água de porte mais expressivo, o que permite admitir que fatores hidrológicos não respondem efetivamente pelas anomalias detectadas.

A análise dos dados flúvio-morfométricos revela também uma expressiva coincidência de trechos anômalos tanto no que concerne aos resultados do estudo do perfil longitudinal quanto dos índices RDE.

O que se pode observar no mapa de isovalores (FIGURA 7.42), é que as áreas que estão sofrendo movimentações não ocorrem a esmo, mas “obedecem” a uma certa organização espacial. O conjunto de informações evidencia um processo de soerguimento na região de Arujá, fazendo com que o rio Paraíba do Sul -- que outrora tributava suas águas no rio Tietê -- buscasse uma outra alternativa de fluxo, invertendo o seu curso para noroeste e, na sequência, para nordeste, configurando o chamado “cotovelo de Guararema”.

A sudeste do cotovelo de Guararema pode-se observar elevados valores de RDE/t, e quando foram geradas as linhas de isovalores ficou evidenciado que se tratava de uma região em ascensão, forçando a drenagem no sentido NW, onde novamente encontra outra região em ascensão, impedindo o seu curso “original” NE-SW, forçando o Paraíba a mudar seu curso para SW-NE. Na parte oeste do cotovelo de Guararema,

ocorre outro processo de ascensão, controlando o curso do rio para o sentido SW-NE, onde a drenagem encontra um embasamento rochoso que “guia” o sentido do Paraíba, isso mostra que ocorrem três “obstáculos estruturais” ascensionais controlando o curso da drenagem, sendo um a leste, outro a sudoeste e, o último, a oeste. A situação proposta fica evidenciada no esquema da (FIGURA 7.43), na qual é possível perceber os três blocos que forçam o Rio Paraíba do Sul a mudar o seu curso onde as áreas em ascensão formam a letra U e o rio Paraíba do Sul acompanha esta forma, reforçando o seu “apelido” Cotovelo de Guararema.

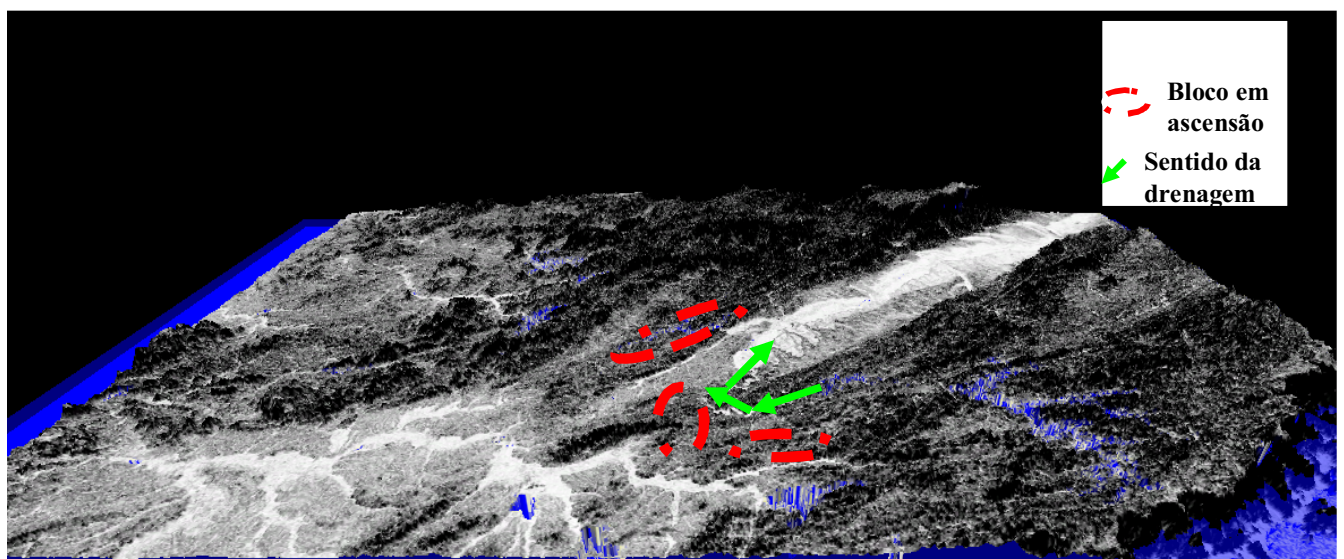


FIGURA 7.43 - Possível processo de evolução do percurso da drenagem do Rio Paraíba do Sul. Imagem Thematic Mapper (NASA®).

O que se pode dizer através dos dados é que a Bacia de São Paulo e a região da bacia de Taubaté estão em processo de subsidência, enquanto a região que se encontra entre elas encontra-se em processo de ascensão (FIGURA 7.43). Corrobora esta afirmativa a presença de depósitos aluviais significativos (demarcados pelas áreas esbranquiçadas, sem textura (FIGURA 7.45), apenas nos setores em subsidência e não na área soerguida propriamente dita. Relacionando-se tais dados com os resultados das análises flúvio-morfométricas, realizadas tanto nos gráficos de perfis longitudinais assim como nos gráficos de RDE, observa-se que as drenagens ainda estão buscando o seu equilíbrio, processo evidenciado pelas anomalias apresentadas nos perfis longitudinais e nos altos valores de RDE/T e RDE/s, podendo-

se afirmar que esta região ainda encontra-se desequilibrada e tectonicamente instável).

Ao traçar dois perfis topográficos de segmentos de reta A-B e C-D (FIGURA 7.44) relacionando-os com o mapa de isovalores foi possível delimitar blocos em ascensão e blocos em subsidência evidenciando no perfil A-B o Rift do Sudeste por onde corre o rio Paraíba do Sul, resultado de um esforço iniciado no processo tectônico de separação entre o Brasil e a África, como é proposto por Etchebehere et al. (2007) . No perfil C-D, por sua vez, observa-se um bloco alto separando as bacias de São Paulo e de Taubaté que estão em processo de subsidência; nota-se que, embora as duas bacias estejam em subsidência, à bacia de São Paulo encontra-se em uma altitude superior a da bacia de Taubaté, o que pode significar que a velocidade de subsidência da bacia de Taubaté é maior que a velocidade da bacia de São Paulo. Em outras palavras, a soleira de Arujá poderia representar uma espécie de degrau tectônico, separando duas áreas deprimidas adjacentes, com maior desnível em relação à área situada a nordeste. Os perfis A-B, C-D, E-F, G-H E I-J (ANEXO E) possibilitam, igualmente, interpretar zonas de falhamentos mais expressivos, como as que limitam os principais blocos morfotectônicos, i.e., setores com características geomórficas diferenciadas e que se encontram em processo de deformação neotectônica, principalmente por soerguimento ou subsidência.

Cabe expor que onde se encontram as áreas em ascensão, ocorre uma maior freqüência de perfis anômalos assim como os maiores RDS/t.

Considerando-se que esta evolução ainda está ativa, é possível observar que nas áreas onde ocorre o processo de ascensão predomina a erosão e solos mais rasos e, nas regiões onde ocorre subsidência, predomina a deposição de sedimentos e solos mais espessos, o que fica evidente na figura 7.45, que mostra as principais bacias sedimentares cenozóicas (São Paulo e Taubaté), as áreas de predomínio de aluviões mais expressivos, e, em textura mais suave, as regiões onde ocorrem solos espessos e aquelas onde a dissecação é mais pronunciada, gerando cobertura pedológica mais delgada.

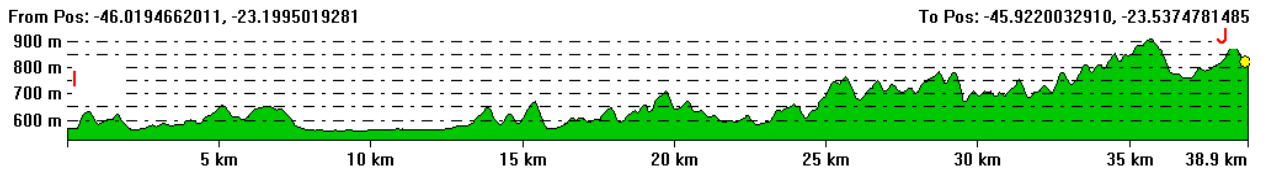
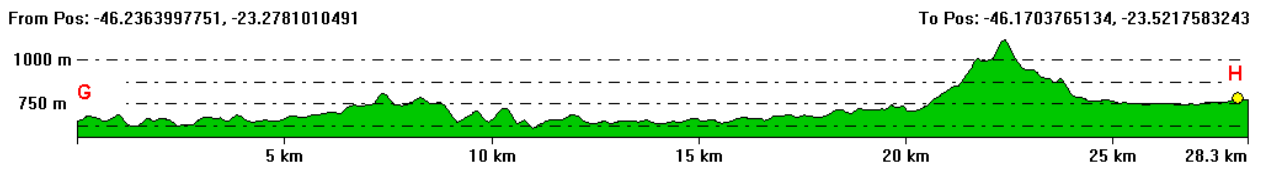
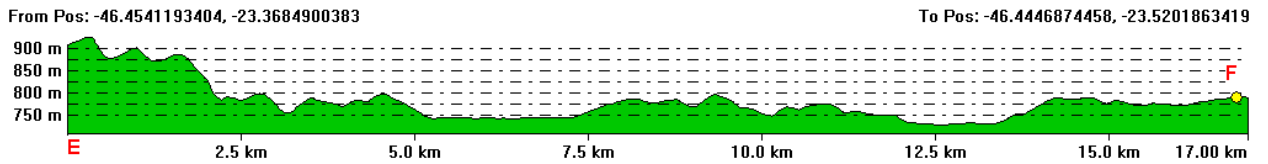
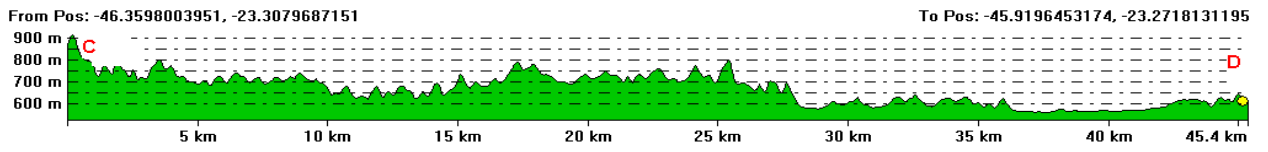
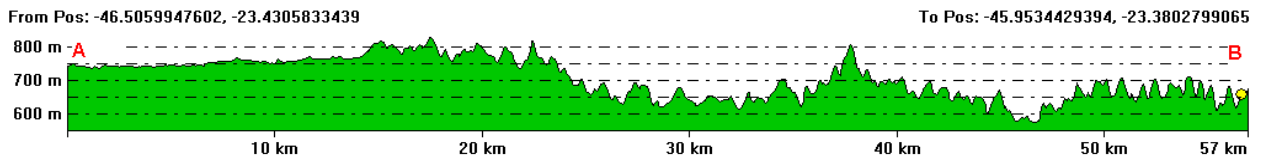
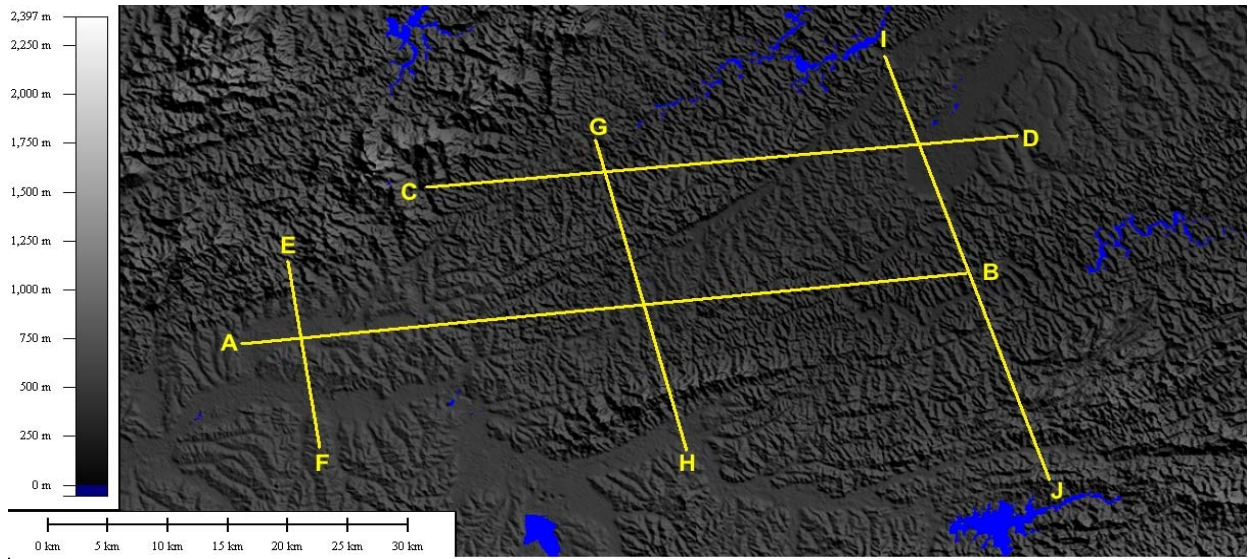


FIGURA 7.44 Série de perfis topográficos da área de estudo elaboradas a partir doThematic Mapper (NASA®)

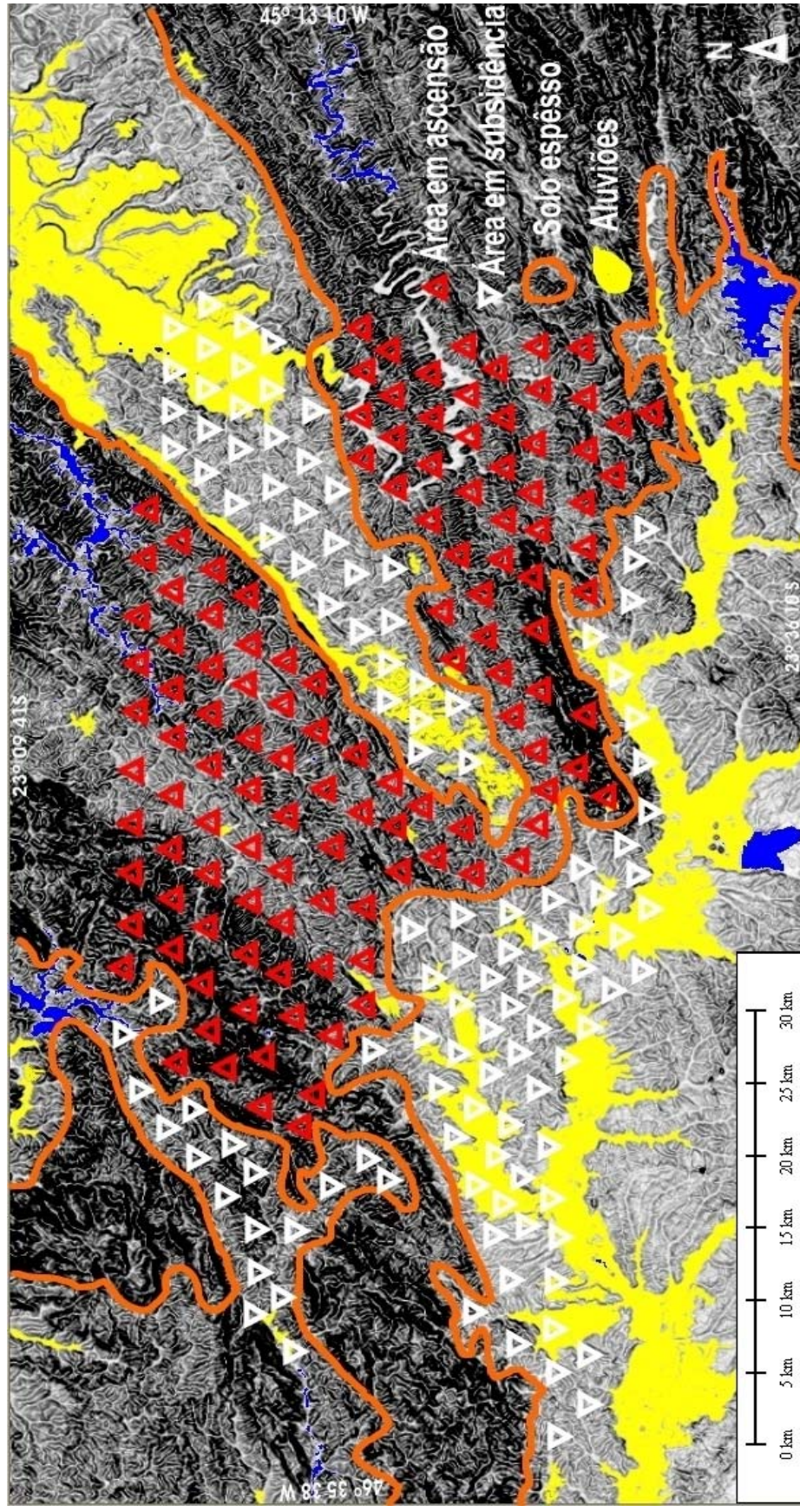


FIGURA 7.45 – Interpretação do comportamento neotectônico da área de estudo. Os contornos em cor laranja demarcam as áreas com sedimentos cenozóicos das bacias de São Paulo (a sudoeste) e Taubaté (centro e nordeste); os aluviões atuais de maior relevância foram destacados em amarelo e, delimitados com contorno em cor laranja, as áreas com solos mais espessos. Os triângulos vermelhos apontam as áreas em processo de ascensão neotectônica e, os triângulos brancos, os terrenos subsidentes.

VIII - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação das técnicas de análise flúvio-morfométrica baseadas nos índices RDE e no estudo dos perfis longitudinais dos cursos d'água mostrou que a área de estudo apresenta diversas anomalias, que estão a indicar desequilíbrios localizados ao longo de algumas drenagens. Tais desequilíbrios refletem-se no entalhe acelerado do talvegue, com eventual geração de terraços fluviais nas encostas, ou na agradação do vale, com acumulação de depósitos aluviais. Na presente dissertação, entende-se que essas anomalias se devem a deformações neotectônicas, com descarte de outros possíveis condicionantes, a saber:

- O súbito aumento do caudal de um curso d'água, por confluência com tributário de porte semelhante, pode provocar índices de RDE anômalos, mas tal fenômeno não ocorre na área de estudo, pois não foram observadas quaisquer anomalias no contexto de junção de afluentes expressivos;
- Ao sulcar substratos líticos com unidades de diferentes tenacidades ou resistência diferencial à erosão, pode ocorrer formação de soleiras localizadas. Em alguns casos, tais soleiras formam os chamados *knickpoints* e tendem a atuar como controladores de nível de base local, dando origem aos chamados perfis longitudinais compostos ou complexos (senso SHEPHERD, 1985), para os quais uma única equação matemática não conseguiria responder plenamente pelo ajuste do perfil. O exame dos perfis longitudinais da área de estudo mostra, todavia, que curvas de melhor ajuste (*best fit lines*) podem ser definidas em todas as drenagens analisadas com base em uma só equação, sem ser preciso recorrer aos perfis compostos para a definição da curva de ajuste teórico; e
- Em complemento à observação anterior, tem-se que o substrato rochoso sulcado pelas drenagens apresenta numerosas variações, tanto no que se refere ao embasamento pré-cambriano quanto ao que diz respeito aos sedimentos cenozóicos da área. Como pode ser observado no mapa geológico compilado (ANEXO D), as unidades do embasamento mais antigo compreendem rochas metamórficas de diferentes graus (gnaisses, migmatitos, xistos, filitos, rochas

metassedimentares, rochas metaígneas etc.) e também *stocks* e *plutons* de granitóides ou termos granito-gnáissicos, não raro formando litossomas bandados, com inúmeras e diversificadas intercalações. Do ponto de vista flúvio-morfométrico, todavia, esta heterogeneidade lítica não implica, regra geral para a área aqui estudada, na presença de anomalias significativas, o que reforça a tese de que estas se devam a fatores neotectônicos e não simplesmente vinculados à resistência diferencial ao entalhe dos talwegues. Os setores de predomínio de sedimentos cenozóicos, da mesma forma, exibem variações expressivas de fácies sedimentares, incluindo diamictitos variegados, conglomerados, arenitos e pelitos, constituindo camadas ou estratos de conformações e portes também muito variados, sem que tais heterogeneidades condicionem anomalias flúvio-morfométricas.

As anomalias oriundas da morfometria fluvial distribuem-se nas proximidades do atual divisor de água entre as bacias hidrográficas dos rios Tietê e do Paraíba do Sul, restritas, em sua maior parte, à região das cabeceiras das drenagens que fluem para o segundo rio, i.e., elas se concentram nos contrafortes da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, em especial nas regiões de Arujá, Serra do Itapeti e sul de Santa Branca, demarcando áreas sujeitas a movimentações tectônicas verticais.

Os processos neotectônicos, de acordo com o modelo preconizado por Etchebehere et al. (2007) para a região de Atibaia (SP), passaram a atuar, nessa região, a partir do Mioceno, quando o regime tectônico, até então distensional, transformou-se em compressivo, alterando a paisagem e o registro estratigráfico. Pelos dados disponíveis, depreende-se que esta neotectônica continua a influenciar na morfogênese e na formação, manutenção ou fragmentação dos depósitos sedimentares. Assim, vislumbra-se um conjunto de blocos morfoestruturais, com comportamentos tectônicos diferenciados, com predomínio de movimentação vertical, onde, nos blocos alçados, predominam processos erosivos, com dissecação do relevo, entalhe dos talwegues e predominância de solos rasos. Nos blocos subsidentes, por outro lado, tendem a predominar processos agradacionais, com geração de planícies aluviais e preservação de

mantos regolíticos espessos, além da própria preservação do registro paleogênico.

A compilação de dados geológicos possibilita concluir, diante desse quadro neotectônico, o que se segue:

- As chamadas bacias sedimentares cenozóicas de São Paulo e Taubaté podem ter constituído uma única entidade bacinal, formada em tempos paleogênicos, com posterior fragmentação por deformações neotectônicas, decorrentes do quadro de tensões intraplaca que se estabeleceu na região a partir do Mioceno. Dessa forma, o conjunto sedimentar poderia ser chamado de bacia São Paulo-Taubaté;
- A sedimentação paleogênica ocupou calhas do tipo rifte, alongadas segundo ENE-WSW, preenchidas por sedimentos do Grupo Taubaté, delineando uma paisagem de ambiente lacustre (Tremembé) rodeado por franjas de leques aluviais, incluindo verdadeiros *fan deltas* (Resende);
- O conjunto herdado do Paleógeno sofreu fragmentação decorrente de esforços neotectônicos, agora de caráter compressivo, com formação de um mosaico de blocos estruturais, limitados, aprioristicamente, por famílias de lineamentos ENE-WSW e NNW-SSE;
- Neste novo contexto, a sedimentação passou a ocorrer em blocos subsidentes, sob a forma de depósitos do tipo *debris flow* ou, quando mais organizados, aluviais e/ou lacustres, porém com dimensões menores do que se verificaram no Paleógeno. Em termos da bacia sedimentar São Paulo-Taubaté, pode-se atribuir a esta fase os sedimentos do Grupo Pindamonhangaba, que capeiam o Grupo Taubaté, após notável discordância erosiva;
- Esta fase neotectônica possivelmente inclui alternâncias de comportamento vertical dos blocos, podendo haver áreas antes subsidentes e que passam a ser erodidas, tal qual ocorreu com os próprios sedimentos pliocenos do Grupo Pindamonhangaba, gerando, nos setores baixos adjacentes, depósitos cada vez mais jovens, culminando com as calhas aluviais recentes. A presença localizada de depósitos de terraços aluviais é também indicativa da alternância de

movimentos verticais, de uma área antes agradacional para soerguida. Ainda assim, os maiores aluviões recentes concentram-se nas calhas atuais dos rios Tietê, Baquirivú e Paraíba do Sul, em especial em trechos com remanescentes mais expressivos da bacia São Paulo-Taubaté, mostrando a continuidade do processo de agadação.

Os resultados obtidos na presente dissertação permitem depreender que processos neotectônicos são expressivos na região e vem controlando a morfogênese e a formação/preservação de depósitos sedimentares, afora apresentarem esporádicas manifestações sísmicas. Dessa forma, acredita-se que o aprofundamento dos estudos neotectônicos seja justificável e altamente recomendável, ainda mais em se tratando de uma das áreas mais densamente ocupadas da Região Sudeste, abarcando um notável conjunto de empreendimentos econômicos e de obras civis de grande porte, além de uma malha urbana a caminho de extensa conurbação e adensamento populacional.

Finalizando, pode ser destacada a aplicação pioneira da análise de parâmetros flúvio-morfométricos como técnica efetiva e de baixo custo para se delinear deformações crustais mais recentes na área de estudo. Os resultados do presente trabalho podem colaborar no entendimento do quadro neotectônico em terrenos pré-cambrianos do Estado de São Paulo e também fornecer subsídios importantes para a compreensão dos processos morfogenéticos, deposicionais e de dinâmica superficial vigentes na Região Sudeste do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. Redutos de cactáceas: jardins da natureza. *Scientific American-Brasil*, São Paulo, v. 2, n. 19, p. 98, dez, 2003.

ACKLAS Jr, R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; CASADO, F.C.. Análise de perfis longitudinais de drenagens do município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. *Revista Universidade Guarulhos Geociências*, Guarulhos, SP, v. 8, n. 6, p. 64-78, 2003.

ADAMS, J. Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphologic evidence. *Geology*, v. p. 442-446, 1980.

ALMEIDA, F. F. M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim IGG*, São Paulo, v. 41, p. 169-263, 1964.

ALMEIDA, F.F.M. de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, p 15-26, 1976.

AMADOR, E. da S. Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende, R.J. *Anais Academia brasileira de Ciências.*, v. 47, p.181-225,1975.

ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y. 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgrad Bücher Ltda. 378 p.

AMARAL, G. et al. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, p 159-189, 1966.

ARAI, M.; YAMAMOTO, I.T. Novos dados sobre a idade da Formação Itaquaquetuba: uma contribuição palinológica. In: Simpósio de geologia do sudeste. Águas de São Pedro. *Boletim de Resumos...* Águas de São Pedro, SP. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de SP, 1995.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. Anais, Belém, SBG. V.2, p 67-90, 1972.

ASMUS, H.E.; PONTE, F.C. The Brazilian Marginal Basins. In: NAIRN, A.E.M; STEHLI, F.G. (orgs.). *The Ocean Basins and Margins. The South Atlantic*. Nova York: Plenum Press, pp. 87-133, 1973, v. 1.

ASSUMPÇÃO, M.S. 1989. *Intraplate Stresses In South America Based on Earthquake Focal Mechanisms*. In: Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, 1989, Rio de Janeiro.

ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. 88, p. 11.889-11.903, 1992.

ASSUMPÇÃO, M. et al. O terremoto de São Paulo de 1922. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. *Atas*: Rio Claro, SBG, v. 1. p 321-329.1979

ASSUMPÇÃO, M.S. et al. Sismicidade do Sudeste do Brasil. *Anais do SBG (Congresso Brasileiro de Geologia)*, Camboriú, p. 1075-1092, 1980.

AUDEMARD, F. A.; SANTIS, F. de. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, n. 44, p. 5-16, 1991.

AZEVEDO, A. *Geografia Geral: geografia astronômica, geografia física e geografia humana*. Editora Nacional: São Paulo, 1961. v. 1, 195ª edição.

BEDANI, E.F. *Ocorrência de anuros terciários na Bacia de Aiuruoca, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado em Paleontologia Estratigráfica). 2003. Universidade Guarulhos - UnG. Guarulhos, SP. 2003.

BEDANI, E. F. Paisagem natural paleógena da Bacia Sedimentar de São Paulo, no município e Guarulhos, Estado de São Paulo. 2008. 85p. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) – Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão, Universidade Guarulhos, Guarulhos, 2008.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D; PASSOS, E. . Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Editora da UFSC. v 3. p. 877-1436, 2003.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, n. 16 /17, p. 117-152, 1965.

BISHOP, P. 1982. *Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. Australian Geographer*, v.15. p 219-230.

BISTRICHI, C. A. et al. A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1981. Mapa Escala 1:500.000 (Publicação IPT, 1184. Monografias, 6), 2000.

BISTRICHI C.A. *Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da Região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. 160p. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2001.

BJORNBERG, A.J.S.; LANDIM, P.M.B.; GANDOLFI, N. Índícios de contribuição eólica nos sedimentos do Grupo Tubarão em Limeira e Casa Branca, São Paulo. *Geologia*, Publicação da Escola de Engenharia de São Carlos –USP, v 135. p 1-16, 1965.

BJÖRNBERG, A. J. S. *Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia*. 1969a. 128 f. Tese (Provimento do cargo de Professor) - Universidade de São Paulo, São Carlos, p 1969 -116, 1969a.

BJÖRNBERG, A. J. S. Critério geomorfológico para determinação de áreas falhadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969b, Salvador. *Resumo das conferências e das comunicações...* Salvador: SBG. p. 65-66, 1969b

- BJÖRNBERG, A. J. S. Microestrutura dos solos. In: NEGRO JÚNIOR, A. et al. (Eds.). *Solos da cidade de São Paulo*. São Paulo: ABMS/ABEF. p. 89-109, 1992.
- BOYD, K. F.; SCHUMM, S. A. Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic zone. In: SHEDLOCK, K. M.; JOHNSTON, A. C. (Eds.) *Investigations of the New Madrid seismic zone*. U.S. Geol. Survey, 1995. 35 p. (Prof. Paper; 1538-R).
- BRANNER, J.C. Recent earthquakes in Brazil. *Bull. Seism. Soc. of America*. v. 10. p 90-105, 1920.
- BRIGATTI, N. et al. Análise da variabilidade das chuvas no extremo oeste paulista (1971-1999). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA, 5., 2002, Curitiba. *Contribuições científicas...* Curitiba. 2002. v. 1, p. 788-796.
- BURNETT, A W.; SCHUMM, S. A. Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222, p. 49-50, 1983.
- CANO, W. Raízes da Concentração Industrial em São Paulo. 4. ed. Campinas: Instituto de Economia da UNICAMP, 1998. 322 p.
- CAMPANHA, V. A. A arquitetura deposicional da Bacia Sedimentar de Taubaté, SP, como subsídio à delimitação das zonas de produção mineral. 1994. Tese (Doutorado) – UNESP, São Paulo. 193 p, 1994.
- CAPANEMA, G.S. Quais as tradições, ou vestígios geológicos que nos levam a certeza de ter havido terremotos no Brasil. *Revista do Instituto Histórico*. Rio de Janeiro, v 22. p 135-159, 1859.
- CEIVAP – Projeto qualidade das águas e controle da poluição hídrica – PQA. ANEEL/SMASP/ BIRD/PNUD (CD-ROM), 2000.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O; FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes*. p 194-202.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial: o canal fluvial. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p.

CENTRO INTEGRADO DE INFORMAÇÕES AGROMETEOROLÓGICAS. Climograma da área de estudo período entre 2005 e 2008. Disponível em: <http://www.ciiagro.sp.gov.br/ciiagroonline/Quadros/QTmedPeriodo.asp>. Acesso em : 28 de agosto de 2009.

COIMBRA, A. M; RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L. G; VALARELLI, J.V. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador. Anais*, p 135-137,1996.

COJAN, I.; THIRY, M. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sand (Paris Basin). *Tectonophysics*, v. 206, p. 79-89, 1992.

COSTA, T.; GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C. Análise do grau de sinuosidade do rio Santo Anastácio e seus principais afluentes: uma contribuição ao estudo da Neotectônica e à avaliação de riscos sísmicos. *In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE GUARULHOS–JIC-UnG, 5., 2007, Guarulhos. Pôsteres... Guarulhos, SP: UnG, 2007. 1 CD-ROM.*

COX, R. T. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify áreas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, p. 571-581, 1994.

CRONE, A. J. et al. Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by paleoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 203-214, 1997.

CUPERTINO, J. A. 2000. Evolução tectono-climática na fase Rife das bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traços de fissão. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. v 2, 2000.

DELGADO, S. G. F. ; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C . Annonaceae e Lauraceae da Formação Entre-Córregos (Paleógeno) na Bacia de Aiuruoca: Implicações Paleoclimáticas. *Revista Brasileira de paleontologia*, Brasil, v. 7(2), p. 117-126, 2004.

DIAS, J. L. Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. (Dissertação Mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1991. 145 p.

DINIZ, H.N. Hydrogeologic potential of the Baquirivu-Guaçu river basin, São Paulo State, Brazil. *Geoscience and Development*, n. 3, jan.1996, São Paulo, p. 30, 1996.

SANTOS, M. A; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E; SANT'ANNA, L. G. Evidências paleoclimáticas e paleoecológicas, segundo dados paleobotânicos e mineralógicos, dos argilitos neógenos de Jaguariúna (SP), correlatos à formação Rio Claro. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGc-USP. *Revista UnG – Geociências* v.6, n.1. p 80-106, 2007.

EMPLASA. Carta geológica da Região Metropolitana da Grande São Paulo. São Paulo, 1980.

ERNESTO, M. et al. Início da sedimentação suprabasáltica na Bacia do Paraná: paleomagnetismo do Grupo Caiuá (oeste de São Paulo e noroeste do Paraná). In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7., 2006, Serra Negra. *Boletim...* Serra Negra: UNESP, 2006. p. 48.

ESTRELA, G.O. 1972. O estágio *rift* nas bacias marginais do leste brasileiro. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 26., Belém. Anais ..., v. 3, p. 29-34.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, estado de São Paulo: implicações econômicas e paleoclimáticas. *Geociências*, v. 10, p. 101-117, 1991.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. *Geociências*, v. 12, p. 333-352, 1993.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Feições de liquefação em sedimentos cenozóicos no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista: implicações neotectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998, p. 80.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Relação Declividade / Extensão de Curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais na bacia hidrográfica do Rio do Peixe, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro. *Boletim de Resumos...* Rio Claro: SBG-SP/RJ-ES/UNESP, 1999. p. 93.

ETCHEBEHERE, M. L. C. *Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. 2000. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Feições de liquefação em sedimentos quaternários no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista: implicações paleossísmicas. *Geociências*, v. 21, n. 1/2, p. 43-56, 2002.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Fácies pelíticas em depósitos de terraço no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, Brasil: considerações paleoambientais e econômicas. *Geociências*, v. 22, p. 17-31, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Fácies e associações de fácies em depósitos neoquaternários de terraço na bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. *Geociências*, v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Aplicação do índice “relação declividade-extensão – rde” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, out. 2004a.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Revisão estratigráfica da cobertura sedimentar Pós-Basáltica do Planalto Ocidental Paulista: a contribuição do séc. XX. *Revista Universidade Guarulhos Geociências*, Guarulhos, SP, v. 9, p. 19-37, 2004b.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; CASADO, F. C. Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências*, Guarulhos, SP, v. 10, n. 6, p. 45-62, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. *Geociências*, v. 25, p. 290-319, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no Planalto Ocidental Paulista. *Revista Universidade de Guarulhos, Geociências*, v. 26, n. 3, p. 229-247, 2007 a.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Modelo de Evolução geológica da região do atual município de Atibaia (sp) durante o cenozóico. *Revista UnG – Geociências* v.6, n.1, 2007 b.

FERNANDES, F. L., 1993. Compartimentação Tectônica e Evolução da Bacia de Taubaté. Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. 145 p.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

FERREIRA, F. J. F. et al. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG-SP, 1981. v. 1. p. 226-240.

FIGUEIREDO, M. C. H. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau no nordeste da Bahia, Brasil. In: INCA, H. A. V. (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SGM/CPM, n. 4, p. 1-71, 1981.

FIGUEIREDO, M. C. H. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 131-145, 1989.

FRANCO DELGADO, S.G.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.C. Annonaceae e Laouraceae da Formação Entre-Córregos (Paleógeno) na Bacia de Aiuruoca: implicações paleoclimáticas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v 7, n 2. p117-126, 2004.

FRANCO-DELGADO, S.G. Tafoflora paleógena da Formação Entre-Córregos, bacia de Aiuruoca, Estado de Minas Gerais, Brasil. 131 p Centro de Pós-graduação/Pesquisa/Extensão, Universidade Guarulhos, Dissertação de Mestrado. 2002.

GARCIA, M. J. et al. Reconstruções paleopalinoflorística, paleoambiental e paleoclimática do Paleógeno da Bacia do Alto Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil. In: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 11, Gramado, 2004. *Boletim de Resumos. Revista brasileira de paleontologia*. 2004.

GARCIA, M.G.M; CAMPOS NETO, M.C; JANASI, V.A. Proveniência e ambientação tectônica de metassedimentos de alto grau: Nappe Três Pontas-Varginha, sul do Cráton do São Francisco. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*. v 34, n 1 p 49-58, 2004.

GUEDES, I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências*, Guarulhos, SP, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GOLDSMITH, E; HILDYARD, N. *"The social and environmental effects of large dams"* Sierra Club Books, San Francisco: 1984 (Capítulo: *Dams, Failures and Earthquakes*, p 101-119, 1984.

GUCCIONE, M. J. Late Pleistocene and Holocene paleoseismology of an intraplate seismic zone in a large alluvial valley, the New Madrid seismiczone, Central USA. *tectonophysics*, v. 408, p. 237-264, 2005.

GUEDES, I. C. Aplicação de análise Flúvio morfométrica na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Anastácio-SP para Detecção de deformações neotectônicas. 2008. Dissertação. (Mestrado em Análise Geoambiental). Universidade de Guarulhos. Guarulhos, 2008. 114p.

HACK, J. T.; YOUNG, R. S. Intrenched meanders of the north fork of the Shenandoah River, Virginia. U. S. Geological Survey: 1959. 10 p. (Professional Paper 354-A), 1959.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 258 A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research of the United State Geological Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HAMILTON, R. M.; JOHNSTON, A. C. Tecumseh's prophecy: preparing for the next New Madrid earthquake. *U.S.Geological Survey Circular* 1066: 1990. 30 p.

HASUI Y.; PONÇANO W.L., BISTRICHI C. A. *et al.* As grandes falhas do Leste Paulista. *In: SBG, Simp. Geol. Reg., 1, Atas*, 369-380, 1977.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. Geossuturas e Sismicidade no Brasil. ABGE, *Anais do CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Eng.*, São Paulo. p.331-338, 1978.

HASUI, Y. *et al.* Os Falhamentos e a Sismicidade Natural da Região das Serras da Mantiqueira e do Mar. ABGE, *Anais do Cong. Bras. Geol. Eng.*, São Paulo. p. 353-357, 1978.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y. (Coord.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher, 1984.

HASUI Y. Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônica do Estado de São Paulo SP. IPT. 288p, 1989.

HASUI Y., MIOTO J.A., HARALYI N.L.E. et al. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. IPT/Pró- Minério, Relatório IPT n. 27394.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., 1990, Belo Horizonte. *Boletim...*Belo Horizonte: SBG-MG. p. 1-31, 1990.

HASUI, Y.; SENNA COSTA, J. B. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Notas de curso...* Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996, 20 p.

HATTINGH, J.; GOEDHART, M. L. Neotectonic control on drainage evolution of the Algoa basin, southeastern Cape Province. *South African Journal of Geology*, v. 100, p. 43-52, 1997.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 56, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summary. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin – AAPG*, v. 56, p. 275-370, 1967.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. Disponível em:<http://www.inmet.gov.br/>. Acesso em: 28 de agosto de 2009.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Folhas topográficas em escala 1:50.000. Jacareí, Santa Isabel, Mogi das Cruzes e Itaquaquecetuba. Rio de Janeiro, 1975.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1982. 2 v. Relatório 27.394.

ITRI, S. L. et al. Aplicação do índice “Relação Declividade Extensão - RDE” na Bacia do Rio Turvo (SP) para detecção de deformações neotectônicas. In: ENCONTRO DE PESQUISA E JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA UnG 2004, 2., 2004, Guarulhos, *Resumos...* Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.

JOHNSTON, A. C.; KANTER, L. R. Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, v. 254, p. 68-75, 1990.

JUSTUS, J. O. *Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar*. 1985. 204 f. Dissertação (Mestrado em) – Universidade Federal da Bahia, Bahia, 1985.

KELLER, E. A.; PINTER, N. *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape*. New Jersey: Prentice Hall. 1996. p.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

LAUAR C.R.M. 1988. *Paleomagnetismo e correlações com idades radiométricas: alguns exemplos*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, Seminário, 29p.

LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. *The concept of entropy in landscape evolution*. United State Geological Survey, 1962. 20 p. Professional Paper. 500-A.

LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 123, p.168-202, 1979.

LIMA, M.R.; AMADOR, E. da S. 1985. Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *In: Coletânea de trabalhos paleontológicos*, Brasília, DNPM. *Série Geologia*, n.27, p.371-378. (*Seção Paleontologia e Estratigrafia*, n.2).

LIMA, M.R. de, SALARD-CHEBOLDAEFF, M., SUGUIO, K. 1985. *Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les échantillons du sondage no 42 du CNP*. *In: Coletânea de trabalhos paleontológicos*, Brasília, DNPM. *Série Geologia* no 27, p.379- 393. (*Seção Paleontologia e Estratigrafia*, n.2).

LIMA, M.R.; MELO, M.S. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo. *In: Workshop sobre Geologia da bacia de São Paulo. Coletânea de Comunicações...*São Paulo: IG-USP/SBG-SP, 1989, p. 35-37.

LIMA, M.R. de, MELO, M.S. de, COIMBRA, A.M. 1991. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. *Rev. IG*, São Paulo, v.12, n.1/2, p.7-20.

MAGNAVITA, L.P. Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, Brazil. Thesis (Doctor of Philosophy) - University of Oxford, Wolfson College, USA, 1992. 493 p.

MANCINI F. 1995. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 107 p.

MARPLE, R. T.; TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. *Geology*, v. 21, p. 651-654, 1993.

MARTINEZ, M. *Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal*. 2004. 146 f. (Exame de Qualificação) - Departamento de Geografia da Universidade Estadual de Maringá, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2004.

MATOS, R.M.D. Abertura do Atlântico Sul: *rifts* na margem continental? Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p 64-66, 1999.

Mc CULLY, P. "*Silenced Rivers , The Ecology and Politics of Large Dams*, Zed Books, London&NY : 2001

McKEOWN, F. A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. Denver. *United State Geological Survey Bulletin*. 1807, 39 p., 1988.

MELO, M.S. de, VINCENS, A., TUCHOLKA, P. 1985. Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquetuba - SP. An. Acad. bras. Ciênc., v.57, n.2, p.175-181.

MELO, M. S.; PONÇANO, W. L. *Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. São Paulo, 1983. 75 p. (IPT – Monografias).

MELO, M.S.; CAETANO, S.L.V.; COIMBRA, A.M. Tectônica e sedimentação nas áreas das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais... Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 321-336.

MELLO, C. L. *Sedimentação e tectônica cenozóica no médio vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. 1997. 288 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MERRITTS, D.; VINCENT, K. R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society American Bulletin*, v. 101, p. 1.373-1.388, 1989.

MERRITS, D.; HESTERBERG, T. Stream networks and longterm surface uplift in the New Madrid seismic zone. *Science*, v. 265, p.1081-1084, 1994.

MICHETTI, A. M. et al. Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, v. 408, p. 3-21, 2005. MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8, n. 1, p.69-82, 1994.

MILANI, E. J. Terrenos, orogenias e a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná in: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS – SNET, 7., 1999, Lençóis, BA. *Atas... Lençóis*. SBG-BA, 1999. Sessão 2, p. 3-6.

MIOTO, J.A. Sismicidade e zonas sismogênicas *do Brasil*. (Tese de Doutorado). UNESP. Rio Claro, 267p,1993.

MIOTO, J. A. Mapa de Risco Sísmico do Sudeste Brasileiro.1984. n. 1563. 40 p. São Paulo: IPT, 1984.

MILANNI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199-205, mês. 1999.

MIOTO, J. A. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.

MIOTO, J. A. Excertos sobre risco sísmico no Estado de São Paulo. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências*, Guarulhos, SP, n. 3, p. 18-23, 1996.

MIOTO, J.A.; HASUI, Y. 1982. Aspectos da Estabilidade Sismotectônica do Sudeste Brasileiro de Interesse à Geologia de Engenharia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 32, *Anais*, 4: Salvador, BA. ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental 1652 a 1659.

MOHRIAK, W.U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 293-318, 2004.

MONBEIG, P. *Pioneiros e fazendeiros de São Paulo*. São Paulo: Hucitec, 1984.

MÖRNER, N.A. *Paleoseismicity and neotectonics*. Bull. INQUA Neotectonics Commission. (1989).

NEVES, M.A. *Evolução Cenozóica da Região de Jundiaí (SP)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 135p, 1999.

MULLER, N. L. *O Fator Urbano na Bacia do Rio Paraíba, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1969.

OBBERMEIER, S. F. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Peistocene ages in the states of Indiana and Illinois. *United State of America Engineering Geological*, v. 50, n., p. 227-254, 1998.

OBBERMEIER, S. F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, v. 44, p. 1-76, 1996.

OBSERVATÓRIO SISMOLÓGICO DA UNB – Obsis. Mapa de simosdo Brasil. Disponível em: <http://www.obsis.unb.br/>. Acesso em: 21 de junho de 2009.

PELLERIN, J.; QUEIROZ NETO, J. P. Relations entre la distribution des sols, lês formes et l'évolution géomorphologique du relief dans la haute vallée du Rio do Peixe (Etat de São Paulo, Brésil). *Science du Sol*, v. 30, n. 3, p. 133-147, 1992.

PHILLIPS, L. F.; SCHUMM, S. A. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, v. 15, p. 813-816, 1987.

PIRES NETO A.G. *Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá e Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica*. 70 p. Relatório de Pós- Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1996.

PONÇANO, W. L. et al. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT, 1981. v. 2. Escala 1:1.000.000. (Publicação 1.183).

PONTE, F. C; ASMUS, H. E. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, v 67. n 235. p 201- 235, 1978.

REGO, L. F. M. *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese*. São Paulo: Instituto de Astr. Geof, 1932. 43 p.

REGO, L. F. M. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. *Boletim Geográfico*, v. 37, p. 9-17, 1946.

RHEA, S. Evidence for uplift near Charleston, South Carolina. *Geology*, v. 17, p. 311-315. 1989.

RICCOMINI.et al. Tectônica e sedimentação no sistema de *rifts* continentais da Serra do Mar (Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). Simpósio de Geologia do RJ-ES, n.1, SBG-RJ/ES, Rio de Janeiro, p. 53-298, 1987.

RICCOMINI, C. 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. (Tese de Doutorado,). Instituto de Geociências, USP, 256 p, 1989.

RICCOMINI C. et al. 1989.Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2. p. 191 -197, 1989.

RICCOMINI, C. et al. 1991. Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. *Bol. IGUSP*, p.141-147, 1991.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.

RICCOMINI, C. et al. Rios e Processos aluviais. In: TEIXEIRA, W. et al. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de textos, 2000. p. 190-211.

RICCOMINI, C; SANTANA, L. G; FERRARI, A. L. Evolução Geológica do Rifte do Sudeste do Brasil. In: V. MANTESSO, A. MORTARELLI, C. D. R. CARNEIRO and B. B. BRITO- NEVES. (eds.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004.

RIVEREAU, J. C. *Notas de aula do curso de fotointerpretação*. Curitiba: C.C.G.P. Instituto Geológico UFP, 1969. 93 p.

RODRIGUEZ, S. K. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira, PA*. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

RODRIGUEZ, S. K.; SUGUIO, K. Gradientes hidráulicos das drenagens de 2ª ordem: uma contribuição para os estudos de neotectônica da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. *Resumos expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. p. 598-600.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo – USP, 1997. v. 2. Escala 1:500.000.

SAAD, A. R. *Potencial Econômico da Bacia de Taubaté (Cenozóico do estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba*. (Tese de Doutorado), IGCE, UNESP, Rio Claro. SP, 1990.

SAAD, A.R.; BEDANI, E.F. Análise geoambiental aplicada ao entendimento da evolução da paisagem natural cenozóica das regiões compreendidas pelos municípios de Guarulhos e Itaquaquecetuba, Estado de São Paulo. Guarulhos: Universidade Guarulhos, Guarulhos, 2006. Projeto de pesquisa do Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão – CEPPE, 2006.

SAAD, A. R. *Análise da produção técnico-científica*. 1997. 150 f. (Concurso para obtenção do título de Livre-Docente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – UNESP, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, nov. 1993.

SABINS Jr, F. F. *Remote sensing, principles and Interpretation*. San Francisco: W.H.Freeman, 1978. 426 p.

SADOWSKI, G.R.; CSORDAS, S.M.; KANJI, M.A. Sismicidade da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais*. Recife, SBG, v.5, p 2347-2361, 1978.

SALVADOR, E. D. *Análise Neotectônica da Região do Vale do Paraíba do Sul Compreendida Entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. 1994. 109 f. (Dissertação de Mestrado). USP, São Paulo. 1994.

SANT'ANNA, L.G. Geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 1999.

SANT'ANNA L.G. 1999. Geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 293p.

SANTONI, G. C.; MORALES, N. *Análise estrutural do fraturamento na bacia do rio Santo Anastácio, Planalto Ocidental Paulista para detecção de deformações neotectônicas*. Rio Claro: FAPESP, 2007. Relatório Final FAPESP, n. 06/50237-3. 65 p.

SANTONI, G. et al. Análise de parâmetros morfométricos de drenagem visando à detecção de movimentos neotectônicos na bacia do rio Santo Anastácio, SP. In: ENCONTRO DE PESQUISA E JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA UnG, 2., 2004, Guarulhos. *Resumos...* Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.

SANTOS, M. *Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica*. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências). 1999. IGCE - UNESP. 1999.

SANTOS, A. et al.. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia hidrográfica do rio Turvo (SP) para avaliação de deformações neotectônicas. Uma contribuição para o planejamento territorial. In: Encontro de pesquisa e jornada de iniciação científica, 2., 2004, Guarulhos. *Resumos...* Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.

SANTOS, D. B. *A Paleopalínologia na reconstituição da paisagem paleógena na Formação Itaquaquetuba (Mineradora Itaquereia 1), Bacia de São Paulo, Brasil*. Dissertação. (Mestrado em Análise Geoambiental) – Universidade Guarulhos. SP, Guarulhos, 2008. 204 p.

SANTOS, D. B. et al. Composição paleoflorística dos depósitos terciários da Formação Itaquaquetuba (Mineradora Itaquereia 1), município de Itaquaquetuba, estado de São Paulo, Brasil. In: *Simpósio do Cretáceo do Brasil, 7 e Simpósio do Terciário do Brasil, 1*, 2006, Serra Negra. *Boletim de Resumos...* Serra Negra, SP, IGCE- UNESP. 2006, p. 20.

SCHUMM, S. A.; SPITZ, W. J. Geological influences on the Lower Mississippi River and its alluvial valley. *Engineering Geology*, v. 45, p. 245-261, 1996.

SCHUMM, S.A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, v. 101, p. 279 – 294., 1999.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v. 92, p. 335-367, 1983.

SHEPHERD, R. G. Regression analysis of river profiles. *Journal of Geology*, v. 93, p. 377-384, 1985.

SILVA, J. U. L., A dinâmica atmosférica e a distribuição das chuvas na região nordeste paulista. 1999, 212f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SILVA, L. A. T. A Proteção ao Meio Ambiente. In: ANEPAC. Vale do Paraíba: maior região produtora de areia do país. *Revista Areia & Brita*, São Paulo, n.10, p. 11, abr.-jun.. 2000.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.

SOS Mata Atlântica/INPE. Atlas da Evolução dos Remanescentes Florestais e Ecossistemas Associados no Domínio da Mata Atlântica no Período 1990-1995. São Paulo, Fundação SOS Mata Atlântica/INPE, 2001.

SPITZ, W. J.; SCHUMM, S. A. Tectonic geomorphology of the Mississippi Valley between Osceola, Arkansas, and Friars Point, Mississippi. *Engineering Geology*, v. 46, p. 259-280, 1997.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, p. 923-938. 1952a.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, p. 1.117-1.142, 1952b.

SUGUIO, K. ; BARBOUR, A. P. . Morfologia e gênese das estruturas limoníticas dos sedimentos da Bacia de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, RJ, v. 41, 1969.

SUGUIO, K. Rochas sedimentares: propriedades, gênese e importância econômica. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1980.

SUGUIO, K. et al. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. v 15. p 273-286, 1985.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (Passado + Presente = Futuro ?)*. São Paulo: Paulo's Editora, 1999. 366 p.

SUGUIO, K. Influence of the "Hypsithermal Age" and "Neoglaciation" climatic conditions on the Brazilian coast. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 28, n. 2, p. 213-222, 2001.

SUGUIO, Kenitiro. *Mudanças Climáticas no Quaternário: passado + presente = futuro*. São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 2001.

TAKIYA, H. *Estudo da sedimentação neogênico-quaternária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana*. 1997. 152 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

TEIXEIRA, W. et al. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2001. 558 p.

THOMAS, M.F.; SUMMERFIELD, M.A. Long-term landform development: editorial introduction. In: GARDINER, V. (ed.) *International Geomorphology*. John Wiley & Sons, 1987, p. 927-933.

TORRES-RIBEIRO, M; BORGHI, L. Fácies microclásticas de um sistema lacustre oligocênico do Sudeste do Brasil (Formação Tremebé, bacia de Taubaté). In: 7º Simpósio do Cretáceo no Brasil / 1o Simpósio do Terciário no Brasil, 2006, Serra Negra. 7o Simpósio do Cretáceo no Brasil / 1o Simpósio do Terciário no Brasil. Rio Claro : IGCE-Unesp. v. 1, 2007.

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS -UNICAMP. Mapa de sismos no estado de São Paulo. Disponível em: http://www.fem.unicamp.br/~seva/forum_desastres_SEVA_02mai07. Acesso em: 12 de junho de 2009.

VALADÃO, R. C. *Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais*. 1998. 243 f.(Tese de Doutorado) – UFBA, Salvador – BA, 1998.

VASCONCELOS, C. "As Estradas Antigas de Transporte de Café no Estado Do Rio", In O Café no Segundo Centenário de sua Introdução no Brasil. Rio de Janeiro, Departamento Nacional do Café, 1944, V. 2.

VELOSO, J.A.V. 1989. Reservatórios Sísmicos e Assísmicos - Uma Experiência no Estudo de Sir no Brasil. In: *Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 1, SBGF, *Anais*: Rio de Janeiro-RJ, 1989.

VIANA, O. "Hegemonia do Vale do Paraíba", In O Café no Segundo Centenário de Sua Introdução No Brasil. Rio De Janeiro, Departamento Nacional do Café, 1934, V. 2, 1934.

VOLKOV, N. G. et al. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER MECHANICS, n., 1967, Bern, Suiss. Proceedings... *Bern: International Union of Geodesy and Geophysics*, 1967, p. 105-116.

WHATELY, M. C, Resende, A Cultura Pioneira do Café no Vale do Paraíba, Niterói-RJ :Ed Gráfica La Salle , 2003.

YAMAMOTO, I.T. *Palinologia das bacias tafrogênicas do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental*. 217p (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

ZAINE, J. E. et al. (Coords.). *Geologia do Bloco 38: região de Araçatuba/Tupã*. São Paulo: Consórcio IPT-CESP – Paulipetro, 1980. 2 v. Relatório BP-014/80.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2005.

ZANÃO, R.; CASTRO, J. C ; SAAD, A. R. . Caracterização Geométrica de um Sistema Fluvial, Formação Itaquaquetuba, Terciário da Bacia de São Paulo,. *Geociências (São Paulo)*, v. 25, p. 311-330, 2006.

ZERNITS, E. R. Drainage patterns and their significance. *Journal of Geology*, v. 40, p. 498-521, 1932.

ANEXOS

ANEXO A
Planilhas de dados flúvio-
morfométricos

1- Ribeirão dos Monos

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1040	1020	50	50	20	1,56	20,00	0,15
1020	1000	50	100	20	1,84	40,00	0,29
1000	980	250	350	20	0,47	28,00	0,20
980	960	200	550	20	0,63	55,00	0,40
960	940	100	650	20	1,30	130,00	0,94
940	920	250	900	20	0,54	72,00	0,52
920	900	3100	4000	20	0,05	25,81	0,19
900	880	1400	5400	20	0,12	77,14	0,56
880	860	400	5800	20	0,43	290,00	2,10
860	840	500	6300	20	0,35	252,00	1,83
840	820	700	7000	20	0,25	200,00	1,45
820	800	1600	8600	20	0,11	107,50	0,78
800	780	1200	9800	20	0,15	163,33	1,18
780	760	100	9900	20	1,84	1980,00	14,36
760	740	350	10250	20	0,53	585,71	4,25
740	720	2000	12250	20	0,09	122,50	0,89
720	700	50	12300	20	3,77	4920,00	35,69
700	680	2300	14600	20	0,08	126,96	0,92
680	660	3200	17800	20	0,06	111,25	0,81
660	640	3040	20840	20	0,07	137,11	0,99
640	620	1000	21840	20	0,20	436,80	3,17
620	600	6100	27940	20	0,03	91,61	0,66
600	580	200	28140	20	1,02	2814,00	20,41
		28140					

RDEt= 137,84

2-Ribeirão das Pedras

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
880	860	300	300	20	0,38	20,00	0,24
860	840	350	650	20	0,37	37,14	0,44
840	820	250	900	20	0,54	72,00	0,85
820	800	600	1500	20	0,24	50,00	0,59
800	780	600	2100	20	0,25	70,00	0,83
780	760	1800	3900	20	0,09	43,33	0,51
760	740	3900	7800	20	0,05	40,00	0,47
740	720	400	8200	20	0,45	410,00	4,85
720	700	300	8500	20	0,60	566,67	6,71
700	680	600	9100	20	0,30	303,33	3,59
680	660	3500	12600	20	0,05	72,00	0,85
660	655	1750	14350	5	0,03	41,00	0,49
		14350					
					RDEt=	84,47	

3- Ribeirão Vargem Grande

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1000	980	300	300	20	0,38	20,00	0,13
980	960	400	700	20	0,33	35,00	0,23
960	940	50	750	20	2,65	300,00	1,94
940	920	50	800	20	2,67	320,00	2,07
920	900	75	875	20	4,63	233,33	1,51
900	880	100	975	20	1,38	195,00	1,26
880	860	100	1075	20	1,40	215,00	1,39
860	840	60	1135	20	2,34	378,33	2,44
840	820	700	1835	20	0,21	52,43	0,34
820	800	550	2385	20	0,28	86,73	0,56
800	780	90	2475	20	4,44	550,00	3,55
780	760	100	2575	20	1,57	515,00	3,33
760	740	50	2625	20	3,15	1050,00	6,79
740	720	450	3075	20	0,36	136,67	0,88
720	700	150	3225	20	1,08	430,00	2,78
700	680	3000	6225	20	0,06	41,50	0,27
680	660	4200	10425	20	2,40	49,64	0,32
660	640	150	10575	20	1,24	1410,00	9,11
640	630	350	10925	10	0,27	312,14	2,02
		10925					

RDEt= 154,74

4- Ribeirão Itapeti

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
770	760	40	40	10	0,92	10,00	0,12
760	740	50	90	20	1,80	36,00	0,43
740	720	50	140	20	1,98	56,00	0,67
720	700	100	240	20	1,10	48,00	0,58
700	680	75	315	20	1,53	84,00	1,01
680	660	250	565	20	0,51	45,20	0,54
660	640	300	865	20	0,45	57,67	0,69
640	620	4350	5215	20	0,04	23,98	0,29
620	617	1100	6315	3	0,02	17,22	0,21
		6315					

RDEt= 83,02

5- Ribeirão Putim

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
830	820	40	40	10	0,92	10,00	0,14
820	800	50	90	20	1,80	36,00	0,50
800	780	300	390	20	0,40	26,00	0,36
780	760	1400	1790	20	0,11	25,57	0,36
760	740	3050	4840	20	0,06	31,74	0,44
740	720	1100	5940	20	0,16	108,00	1,50
720	700	1400	7340	20	0,13	104,86	1,46
700	680	12100	19440	20	0,02	32,13	0,45
680	660	5800	25240	20	0,03	87,03	1,21
660	640	40	25280	20	5,07	12640,00	175,85
640	620	10	25290	20	20,28	50580,00	703,69
620	600	300	25590	20	0,68	1706,00	23,73
600	590	2600	28190	10	0,04	108,42	1,51
		28190					

RDEt= 71,88

6- Ribeirão das Lavras

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1080	1060	20	300	20	5,70	300,00	2,51
1060	1040	30	330	20	3,87	220,00	1,84
1040	1020	40	370	20	2,96	185,00	1,55
1020	1000	50	420	20	2,42	168,00	1,40
1000	980	20	440	20	6,68	440,00	3,68
980	960	50	490	20	2,48	196,00	1,64
960	940	10	500	20	12,43	1000,00	8,36
940	920	50	550	20	2,52	220,00	1,84
920	900	400	950	20	0,34	47,50	0,40
900	880	350	1300	20	0,41	74,29	0,62
880	860	250	1550	20	3,62	124,00	1,04
860	840	1600	3150	20	0,10	39,38	0,33
840	820	1600	4750	20	0,11	59,38	0,50
820	800	2700	7450	20	0,07	55,19	0,46
800	780	2900	10350	20	0,06	71,38	0,60
780	770	3000	13350	10	0,03	44,50	0,37
		13350					

RDEt= 119,62

7- Ribeirão Quatro Ribeiras

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
700	680	200	40	20	0,37	4,00	0,06
680	660	300	340	20	0,39	22,67	0,33
660	640	700	1040	20	0,20	29,71	0,43
640	620	600	1640	20	0,25	54,67	0,79
620	600	800	2440	20	0,19	61,00	0,88
600	580	4100	6540	20	0,04	31,90	0,46
580	560	1000	7540	20	0,18	150,80	2,18
		7540					

RDEt= 69,30

8- Ribeirão Guararema

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
795	780	50	50	15	1,17	15,00	#REF!
780	760	250	300	20	0,46	24,00	0,31
760	740	155	455	20	0,79	58,71	0,77
740	720	2000	2455	20	0,08	24,55	0,32
720	700	400	2855	20	0,40	142,75	1,87
700	680	1200	4055	20	0,14	67,58	0,88
680	660	3750	7805	20	0,05	41,63	0,54
660	640	1700	9505	20	0,11	111,82	1,46
640	620	2500	12005	20	0,08	96,04	1,26
620	600	2050	14055	20	0,09	137,12	1,79
600	580	2045	16100	20	0,09	157,46	2,06
580	570	2850	18950	10	0,03	66,49	0,87
		18950					

RDEt= 76,48

9- Ribeirão Comprido

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
715	700	350	40	15	0,16	1,71	0,03
700	680	400	440	20	0,30	22,00	0,38
680	660	500	940	20	0,27	37,60	0,65
660	640	600	1540	20	0,24	51,33	0,88
640	620	1350	2890	20	0,12	42,81	0,74
620	600	2500	5390	20	0,07	43,12	0,74
600	580	4350	9740	20	0,04	44,78	0,77
580	560	4650	14390	20	0,04	61,89	1,06
		14390					

RDEt= 58,13

10- Ribeirão Santa Fé

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
720	700	200	40	20	0,37	4,00	0,06
700	680	300	340	20	0,39	22,67	0,35
680	660	700	1040	20	0,20	29,71	0,46
660	640	600	1640	20	0,25	54,67	0,85
640	620	800	2440	20	0,19	61,00	0,95
620	600	4100	6540	20	0,04	31,90	0,50
600	590	1000	7540	10	0,09	75,40	1,17
		7540					

RDEt= 64,35

11- Rio Baquirivú

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
840	820	200	40	20	0,37	4,00	0,07
820	800	300	340	20	0,39	22,67	0,39
800	780	700	1040	20	0,20	29,71	0,51
780	760	600	1640	20	0,25	54,67	0,93
760	740	800	2440	20	0,19	61,00	1,04
740	730	4100	6540	10	0,02	15,95	0,27
		6540					

RDEt= 58,57

12- Rio Parateí

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
715	700	250	40	15	0,22	2,40	0,06
700	680	400	440	20	0,30	22,00	0,55
680	660	2800	3240	20	0,06	23,14	0,58
660	640	3300	6540	20	0,05	39,64	0,99
640	620	3700	10240	20	0,05	55,35	1,38
620	600	7350	17590	20	0,03	47,86	1,19
		17590					

RDEt= 40,11

13- Rio Caputera

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
800	780	500	40	20	0,15	1,60	0,05
780	760	1400	1440	20	0,10	20,57	0,60
760	740	4950	6390	20	0,04	25,82	0,76
740	720	4100	10490	20	0,05	51,17	1,50
		10490					

RDEt= 34,04

14- Ribeirão Tabuão

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
710	700	20	40	10	1,84	20,00	0,45
700	680	300	340	20	0,39	22,67	0,51
680	660	900	1240	20	0,16	27,56	0,62
660	640	800	2040	20	0,19	51,00	1,15
640	620	4200	6240	20	0,04	29,71	0,67
620	610	3300	9540	10	0,03	28,91	0,65
		9540					

RDEt= 44,34

15- Ribeirão Lambari

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1030	1020	10	50	10	3,91	50,00	0,31
1020	1000	60	110	20	1,57	36,67	0,23
1000	980	250	360	20	0,47	28,80	0,18
980	960	150	510	20	0,83	68,00	0,42
960	940	240	750	20	0,55	62,50	0,39
940	920	200	950	20	0,69	95,00	0,59
920	900	300	1250	20	0,48	83,33	0,52
900	880	30	1280	20	4,77	853,33	5,33
880	860	40	1320	20	3,59	660,00	4,12
860	840	20	1340	20	7,20	1340,00	8,36
840	820	30	1370	20	4,82	913,33	5,70
820	800	40	1410	20	3,63	705,00	4,40
800	780	70	1480	20	2,09	422,86	2,64
780	760	50	1530	20	2,93	612,00	3,82
760	740	150	1680	20	0,99	224,00	1,40
740	720	700	2380	20	0,22	68,00	0,42
720	700	100	2480	20	1,56	496,00	3,10
700	680	1800	4280	20	0,09	47,56	0,30
680	660	1100	5380	20	0,16	97,82	0,61
660	640	800	6180	20	0,22	154,50	0,96
640	620	3900	10080	20	0,05	51,69	0,32
620	600	800	10880	20	0,23	272,00	1,70
600	590	4700	15580	10	0,02	33,15	0,21
		15580					

RDEt=	160,23

16- Rio Juaguari

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
850	840	200	50	10	0,20	2,50	0,03
840	820	150	200	20	0,71	26,67	0,30
820	800	600	800	20	0,22	26,67	0,30
800	780	150	950	20	0,91	126,67	1,41
780	760	50	1000	20	2,76	400,00	4,45
760	740	50	1050	20	2,78	420,00	4,68
740	720	1400	2450	20	0,11	35,00	0,39
720	700	200	2650	20	0,79	265,00	2,95
700	680	700	3350	20	0,23	95,71	1,07
680	660	1100	4450	20	0,15	80,91	0,90
660	640	1900	6350	20	0,09	66,84	0,74
640	620	6600	12950	20	0,03	39,24	0,44
		12950					

RDEt=	89,81
-------	-------

17- Rio Água da Maria Rosa

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1100	1080	50	50	20	1,56	20,00	0,11
1080	1060	100	150	20	1,00	30,00	0,16
1060	1040	150	300	20	0,76	40,00	0,22
1040	1020	40	340	20	2,91	170,00	0,92
1020	1000	20	360	20	5,89	360,00	1,95
1000	980	40	400	20	3,00	200,00	1,08
980	960	150	550	20	0,84	73,33	0,40
960	940	400	950	20	0,34	47,50	0,26
940	920	400	1350	20	0,36	67,50	0,37
920	900	40	1390	20	3,62	695,00	3,77
900	880	50	1440	20	2,91	576,00	3,12
880	860	10	1450	20	14,56	2900,00	15,72
860	840	10	1460	20	14,57	2920,00	15,82
840	820	60	1520	20	2,44	506,67	2,75
820	800	10	1530	20	14,67	3060,00	16,58
800	780	150	1680	20	0,99	224,00	1,21
780	760	150	1830	20	1,00	244,00	1,32
760	740	500	2330	20	0,31	93,20	0,51
740	720	400	2730	20	0,40	136,50	0,74
720	700	400	3130	20	0,40	156,50	0,85
700	680	700	3830	20	0,24	109,43	0,59
680	660	2500	6330	20	0,07	50,64	0,27
660	640	1300	7630	20	0,14	117,38	0,64
640	620	800	8430	20	0,23	210,75	1,14
620	610	5800	14230	10	0,02	24,53	0,13
		14230					

RDEt= 184,53

18- Rio Jaguari Mirim

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
820	800	700	40	20	0,11	1,14	0,01
800	780	1700	1740	20	0,09	20,47	0,22
780	760	3100	4840	20	0,05	31,23	0,34
760	740	1800	6640	20	0,10	73,78	0,80
740	720	400	7040	20	0,44	352,00	3,82
720	700	400	7440	20	0,45	372,00	4,03
700	680	800	8240	20	0,23	206,00	2,23
680	610	1500	9740	70	0,43	454,53	4,93
		9740					

RDEt= 92,26

19- Ribeirão Tomé Gonçalves

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
960	940	150	150	20	0,67	20,00	0,18
940	920	50	200	20	2,12	80,00	0,73
920	900	50	250	20	2,21	100,00	0,91
900	880	200	450	20	0,61	45,00	0,41
880	860	150	600	20	3,99	80,00	0,73
860	840	200	800	20	0,67	80,00	0,73
840	820	700	1500	20	0,21	42,86	0,39
820	800	2600	4100	20	0,06	31,54	0,29
800	780	4500	8600	20	0,04	38,22	0,35
780	760	2800	11400	20	0,07	81,43	0,74
760	740	350	11750	20	3,41	671,43	6,11
740	720	50	11800	20	3,75	4720,00	42,98
720	700	400	12200	20	0,47	610,00	5,55
700	680	600	12800	20	0,32	426,67	3,88
		12800					

RDEt= 109,83

20- Ribeirão do Caete

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
900	880	250	250	20	0,44	20,00	0,19
880	860	240	490	20	0,52	40,83	0,39
860	840	750	1240	20	0,19	33,07	0,31
840	820	50	1290	20	2,86	516,00	4,92
820	800	150	1440	20	3,99	192,00	1,83
800	780	400	1840	20	0,38	92,00	0,88
780	760	800	2640	20	0,20	66,00	0,63
760	740	400	3040	20	0,40	152,00	1,45
740	720	600	3640	20	0,27	121,33	1,16
720	700	400	4040	20	0,42	202,00	1,92
700	680	1050	5090	20	2,87	96,95	0,92
680	660	2000	7090	20	0,09	70,90	0,68
660	640	2500	9590	20	0,07	76,72	0,73
640	630	3500	13090	10	0,03	37,40	0,36
		13090					

RDEt= 104,98

21- Rio Araraquara

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
830	820	50	50	10	0,78	10,00	0,13
820	800	150	200	20	0,71	26,67	0,35
800	780	500	700	20	0,26	28,00	0,37
780	760	2000	2700	20	0,08	27,00	0,36
760	740	1600	4300	20	2,71	53,75	0,71
740	720	2900	7200	20	0,06	49,66	0,66
720	700	2700	9900	20	0,07	73,33	0,97
700	680	1000	10900	20	0,19	218,00	2,88
680	660	700	11600	20	0,27	331,43	4,39
660	640	1300	12900	20	0,15	198,46	2,63
640	620	3200	16100	20	2,48	100,63	1,33
		16100					

RDEt= 75,57

22- Córrego Tabuaõzinho

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
760	740	350	40	20	0,21	2,29	0,04
740	720	1200	1240	20	0,12	20,67	0,36
720	700	1200	2440	20	0,13	40,67	0,70
700	680	2100	4540	20	0,08	43,24	0,75
680	640	3400	7940	40	0,11	93,41	1,61
		7940					

RDEt= 57,92

23- Ribeirão Cachoeirinha

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
840	820	200	250	20	0,55	25,00	0,27
820	800	100	350	20	1,17	70,00	0,77
800	780	200	550	20	0,63	55,00	0,60
780	760	200	750	20	0,66	75,00	0,82
760	740	500	1250	20	3,22	50,00	0,55
740	720	1100	2350	20	0,14	42,73	0,47
720	700	1000	3350	20	0,16	67,00	0,73
700	680	1800	5150	20	0,09	57,22	0,63
680	660	1600	6750	20	0,11	84,38	0,92
660	640	4000	10750	20	0,05	53,75	0,59
640	620	400	11150	20	3,34	557,50	6,11
		11150					

RDEt= 91,23

24- Ribeirão Itaberaba

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1390	1380	25	50	10	1,56	20,00	0,06
1380	1360	50	100	20	1,84	40,00	0,12
1360	1340	50	150	20	2,00	60,00	0,18
1340	1020	60	210	320	28,52	1120,00	3,27
1320	1000	40	250	320	44,17	2000,00	5,83
1000	980	200	450	20	0,61	45,00	0,13
980	960	100	550	20	1,26	110,00	0,32
960	940	50	600	20	2,56	240,00	0,70
940	920	60	660	20	2,16	220,00	0,64
920	900	40	700	20	3,28	350,00	1,02
900	880	150	850	20	0,90	113,33	0,33
880	860	100	950	20	1,37	190,00	0,55
860	840	50	1000	20	2,76	400,00	1,17
840	820	200	1200	20	0,71	120,00	0,35
820	800	40	1240	20	3,56	620,00	1,81
800	780	200	1440	20	0,73	144,00	0,42
780	760	150	1590	20	0,98	212,00	0,62
760	740	150	1740	20	0,99	232,00	0,68
740	720	100	1840	20	1,50	368,00	1,07
720	700	100	1940	20	1,51	388,00	1,13
700	680	200	2140	20	0,77	214,00	0,62
680	660	100	2240	20	1,54	448,00	1,31
660	640	300	2540	20	0,52	169,33	0,49
640	620	200	2740	20	0,79	274,00	0,80
620	600	250	2990	20	0,64	239,20	0,70
600	580	300	3290	20	0,54	219,33	0,64
580	560	1100	4390	20	0,15	79,82	0,23
560	540	2500	6890	20	0,07	55,12	0,16
540	520	3500	10390	20	0,05	59,37	0,17
520	500	2500	12890	20	0,08	103,12	0,30
500	480	150	13040	20	1,26	1738,67	5,07
480	460	400	13440	20	0,48	672,00	1,96
460	420	3500	16940	40	0,11	193,60	0,56
		16940					

RDEt= 342,80

25- Ribeirão Guavirituba

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1000	980	100	250	20	1,10	50,00	0,45
980	960	50	300	20	2,28	120,00	1,09
960	940	50	350	20	2,34	140,00	1,27
940	920	50	400	20	2,40	160,00	1,45
920	900	150	550	20	3,99	73,33	0,66
900	880	250	800	20	0,53	64,00	0,58
880	860	200	1000	20	0,69	100,00	0,91
860	840	50	1050	20	2,78	420,00	3,81
840	820	2800	3850	20	0,06	27,50	0,25
820	800	1500	5350	20	0,11	71,33	0,65
800	780	2000	7350	20	2,63	73,50	0,67
		7350					

RDEt= 110,29

26- Córrego Pirapora

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
1140	1120	25	50	20	3,13	40,00	0,21
1120	1100	30	80	20	2,92	53,33	0,29
1100	1080	100	180	20	1,04	36,00	0,19
1080	1060	150	330	20	0,77	44,00	0,24
1060	1040	200	530	20	0,63	53,00	0,28
1040	1020	150	680	20	0,87	90,67	0,49
1020	1000	50	730	20	2,64	292,00	1,56
1000	980	150	880	20	0,90	117,33	0,63
980	960	50	930	20	2,73	372,00	1,99
960	940	700	1630	20	0,21	46,57	0,25
940	920	150	1780	20	1,00	237,33	1,27
920	900	250	2030	20	0,61	162,40	0,87
900	880	300	2330	20	0,52	155,33	0,83
880	860	550	2880	20	0,29	104,73	0,56
860	840	600	3480	20	0,27	116,00	0,62
840	820	800	4280	20	0,21	107,00	0,57
820	800	150	4430	20	1,12	590,67	3,16
800	780	150	4580	20	1,12	610,67	3,27
780	760	500	5080	20	0,34	203,20	1,09
760	740	700	5780	20	0,25	165,14	0,88
740	720	650	6430	20	0,27	197,85	1,06
720	700	1600	8030	20	0,11	100,38	0,54
700	690	3100	11130	10	0,03	35,90	0,19
		11130					

RDEt= 186,75

27- Rio Jararaca

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
830	820	70	40	10	0,53	5,71	0,15
820	800	500	540	20	0,25	21,60	0,58
800	780	1500	2040	20	0,10	27,20	0,73
780	760	1700	3740	20	0,10	44,00	1,18
760	740	7400	11140	20	0,03	30,11	0,81
		11140					

RDEt= 37,34

28- Córrego Água Santa

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
890	880	150	50	10	0,26	3,33	0,03
880	860	300	350	20	0,39	23,33	0,24
860	840	100	450	20	1,22	90,00	0,91
840	820	50	500	20	2,49	200,00	2,02
820	800	10	510	20	12,47	1020,00	10,28
800	780	600	1110	20	0,23	37,00	0,37
780	760	550	1660	20	0,27	60,36	0,61
760	740	2000	3660	20	0,08	36,60	0,37
740	720	1000	4660	20	0,17	93,20	0,94
720	700	2900	7560	20	0,06	52,14	0,53
700	680	1600	9160	20	0,11	114,50	1,15
680	660	1000	10160	20	0,18	203,20	2,05
		10160					

RDEt= 99,20

29- Rio Santa Isabel

Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
720	700	100	40	20	0,74	8,00	0,14
700	680	50	90	20	1,80	36,00	0,62
680	660	700	790	20	0,19	22,57	0,39
660	640	1300	2090	20	0,12	32,15	0,55
640	620	700	2790	20	0,23	79,71	1,37
620	600	3000	5790	20	0,06	38,60	0,66
600	580	5300	11090	20	0,04	41,85	0,72
		11090					

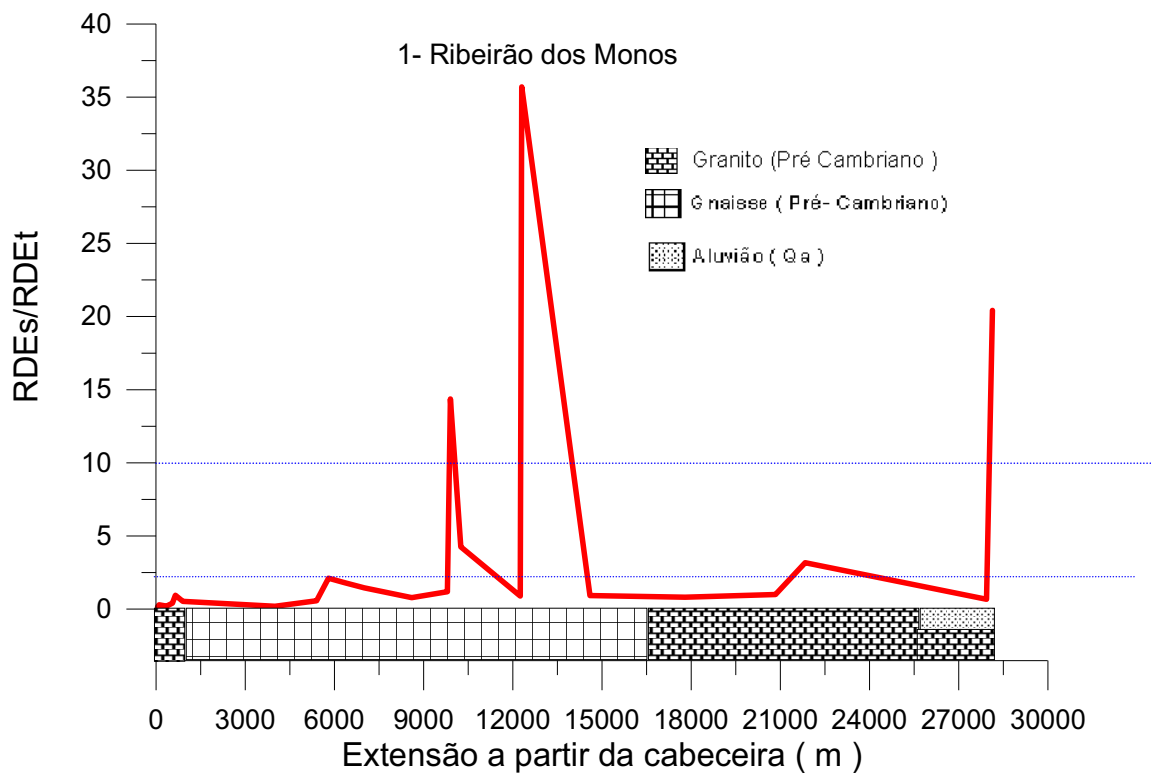
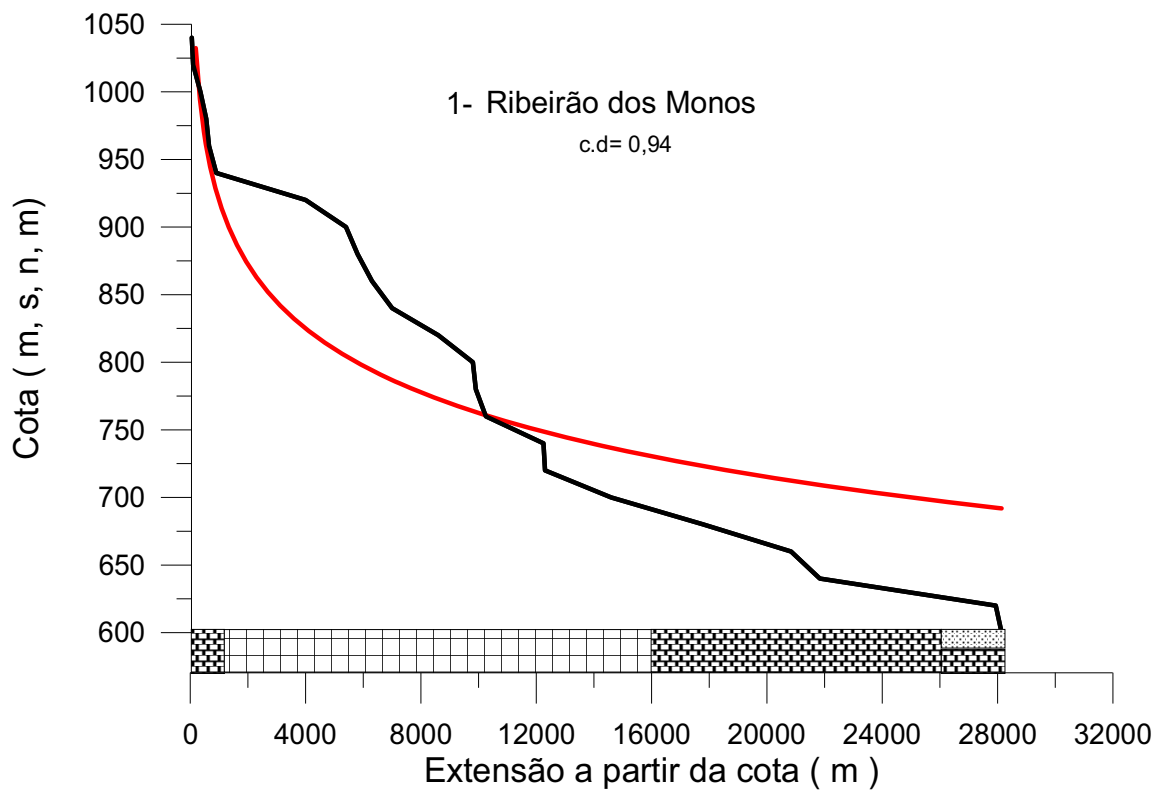
RDEt= 58,19

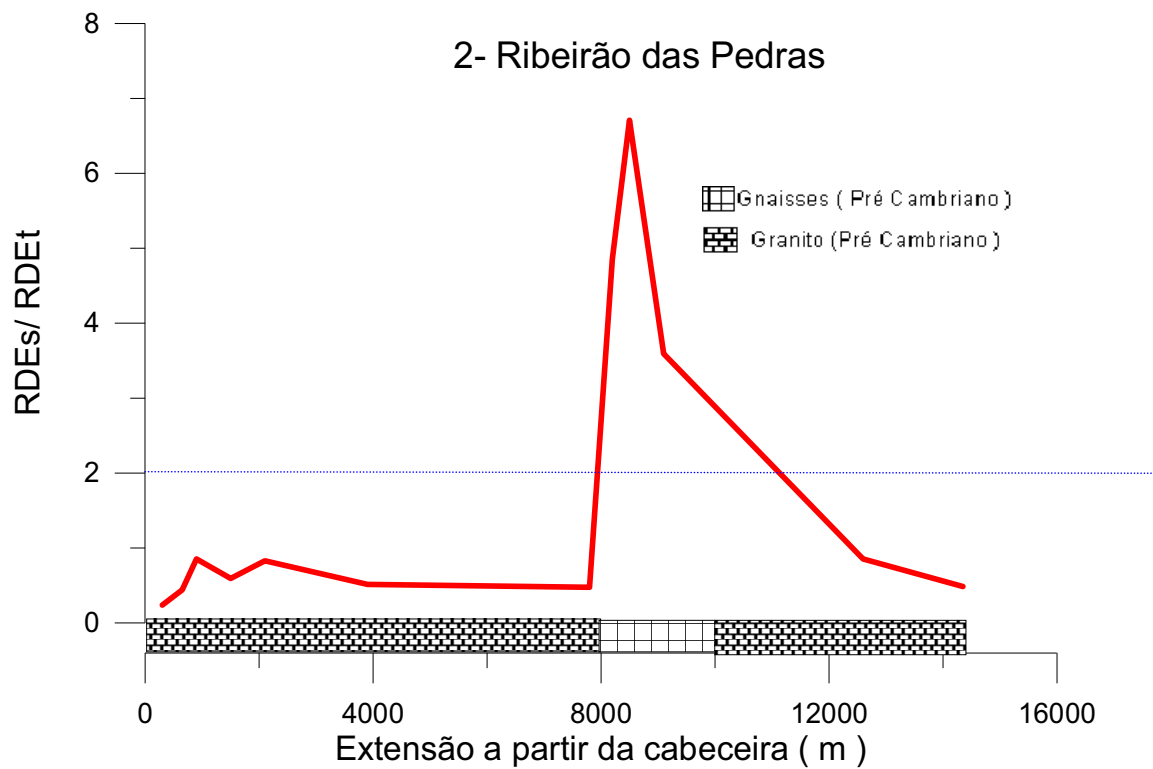
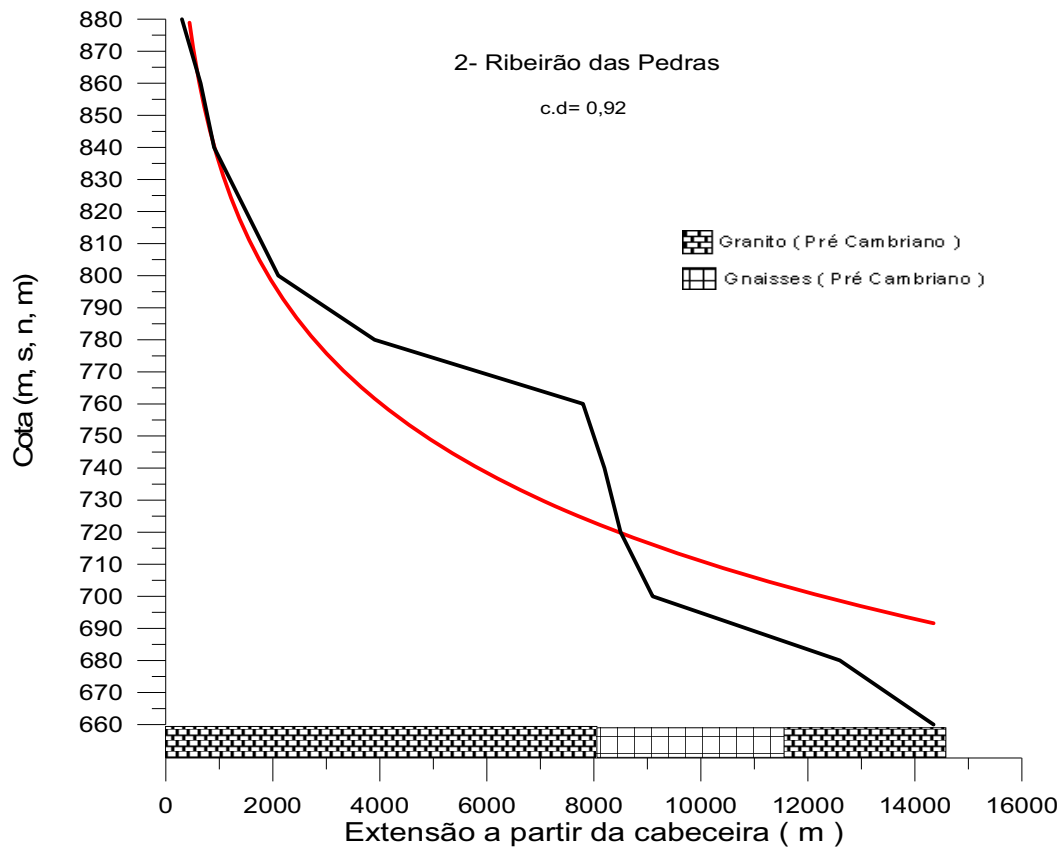
30- Rio Pilões

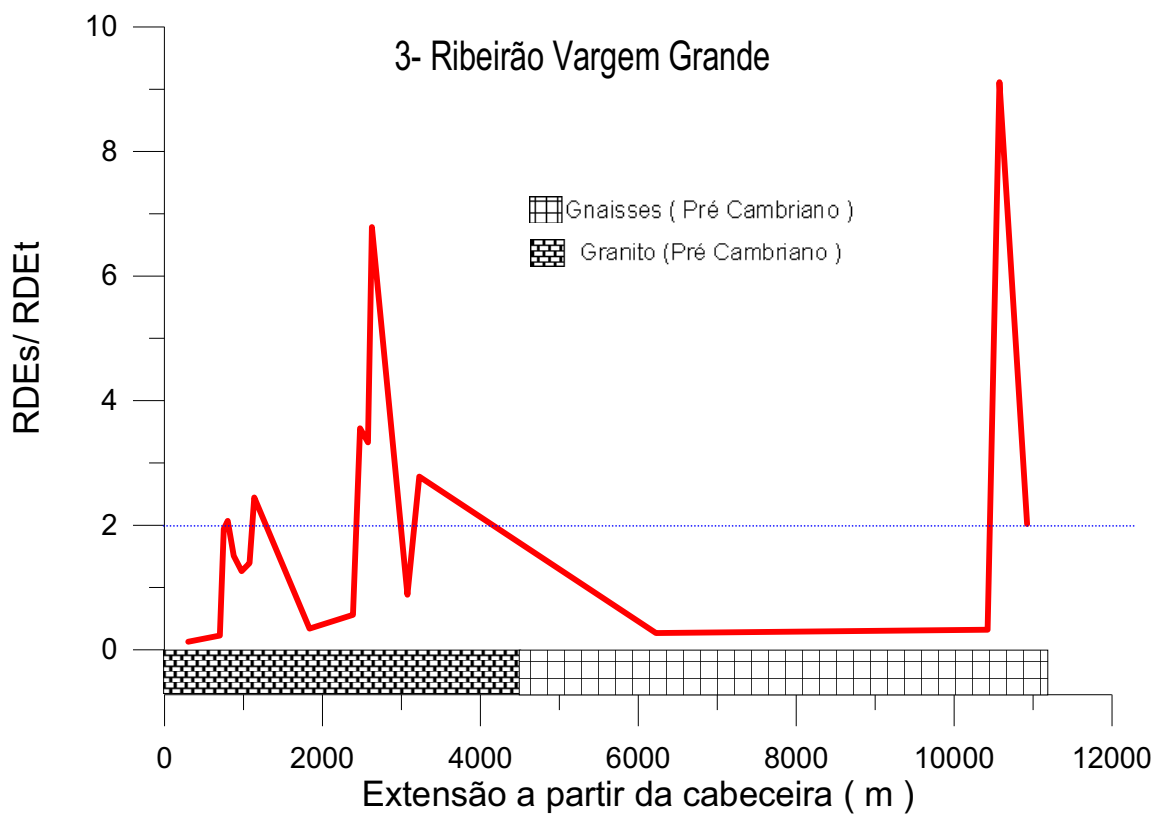
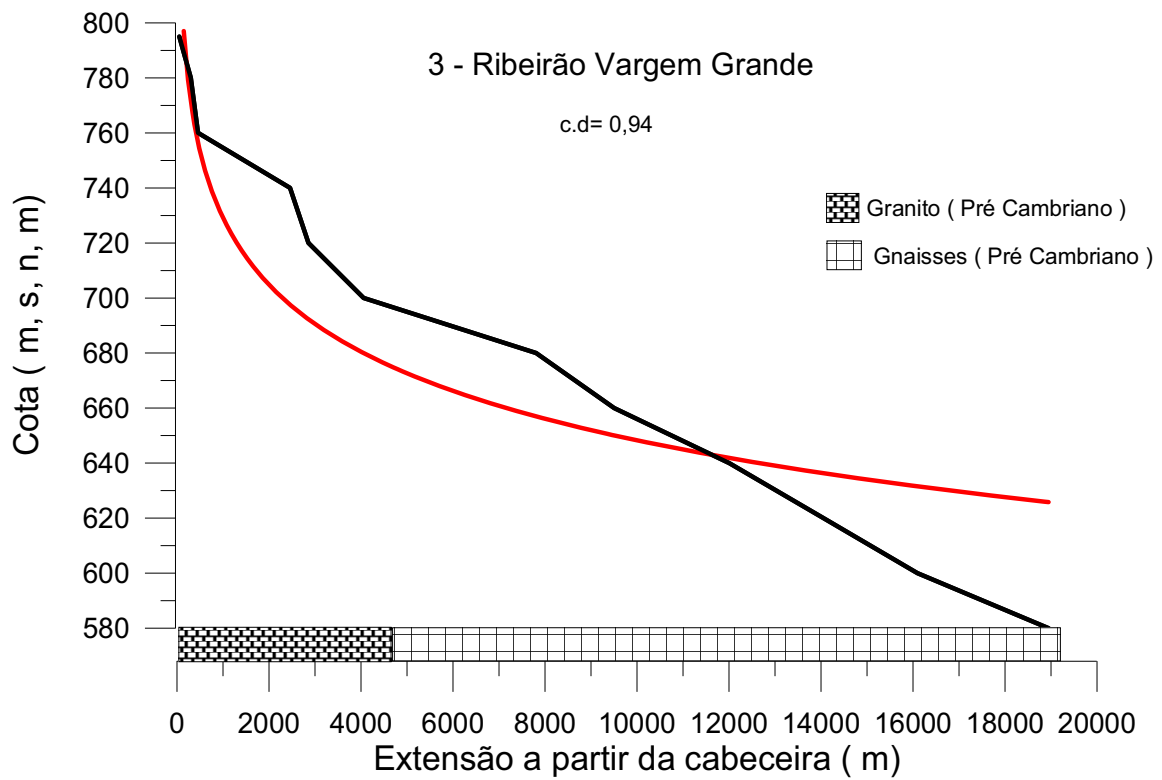
Cota super.	Cota infer.	Compr. trecho (m)	Extensão (m)	dis. cota (m)	RDE (ln)	RDE (num)	Rel. RDEs
840	820	50	50	20	1,56	20,00	0,26
820	800	20	70	20	4,25	70,00	0,90
800	780	50	120	20	1,91	48,00	0,62
780	760	50	170	20	2,05	68,00	0,88
760	740	40	210	20	2,67	105,00	1,36
740	720	30	240	20	3,65	160,00	2,07
720	700	100	340	20	1,17	68,00	0,88
700	680	1800	2140	20	0,09	23,78	0,31
680	660	5600	7740	20	0,03	27,64	0,36
660	640	7000	14740	20	0,03	42,11	0,54
640	620	3500	18240	20	0,06	104,23	1,35
620	615	50	18290	5	0,98	1829,00	23,63
		18290					

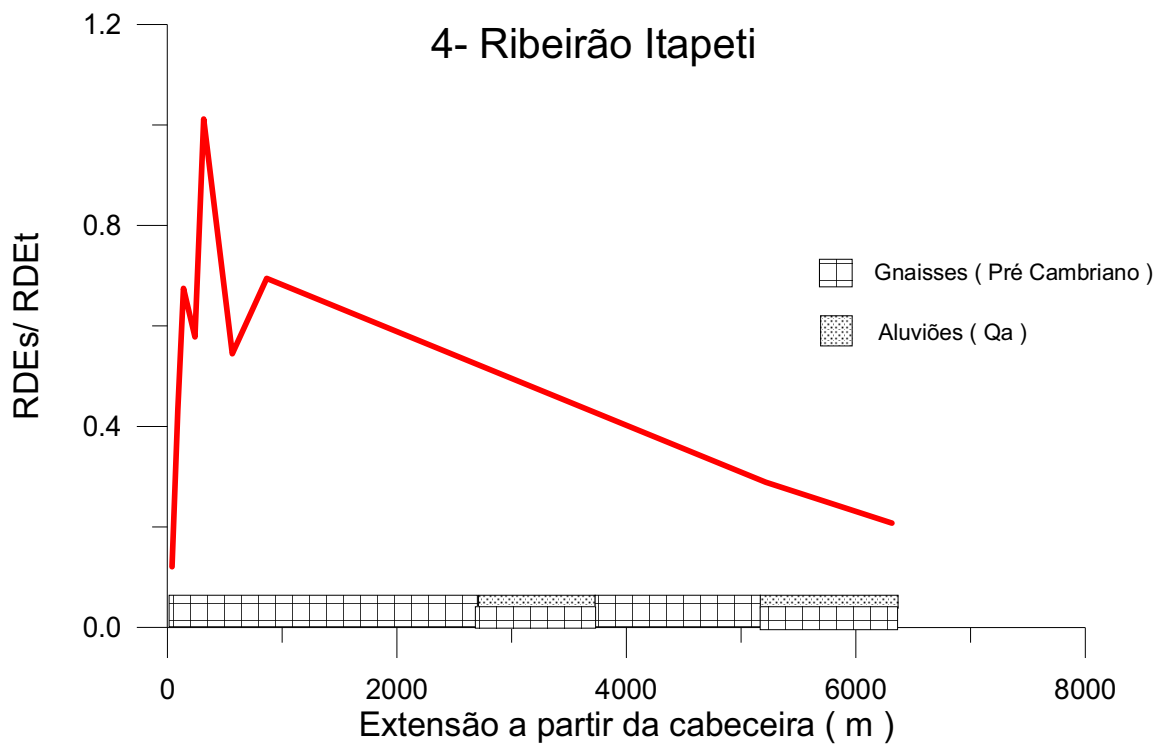
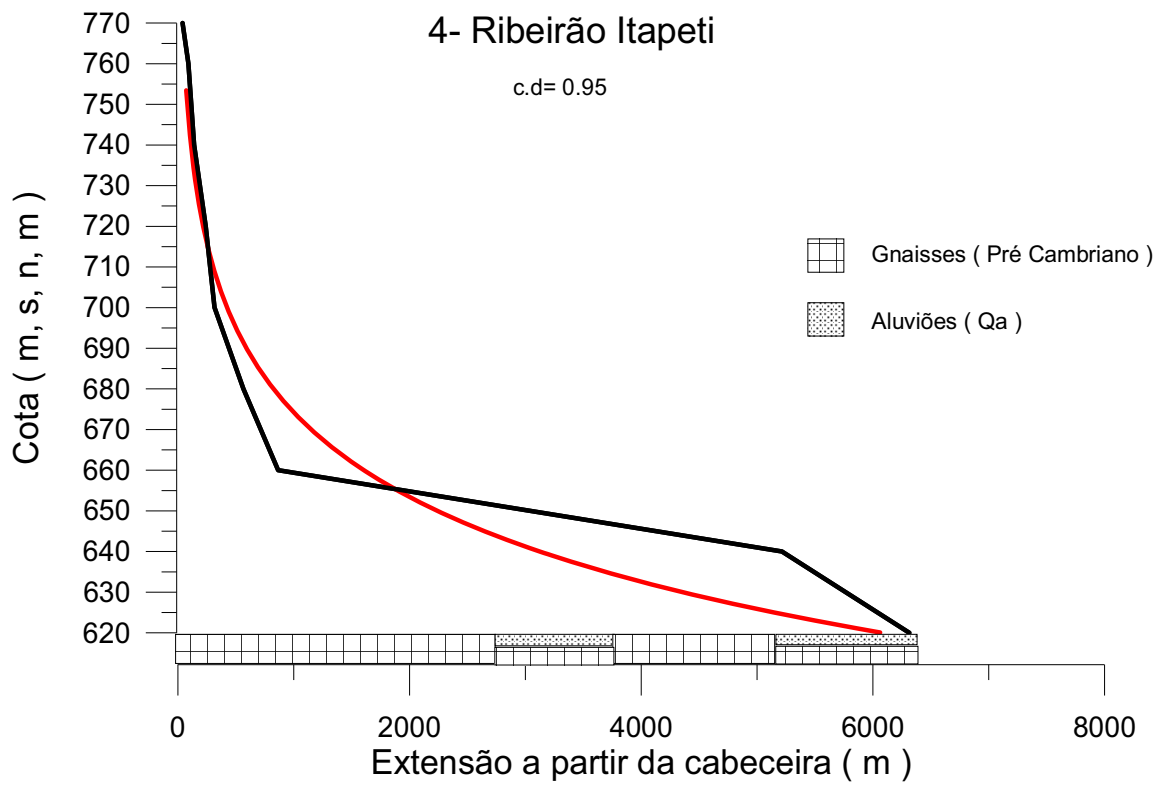
RDEt=	77,42
-------	-------

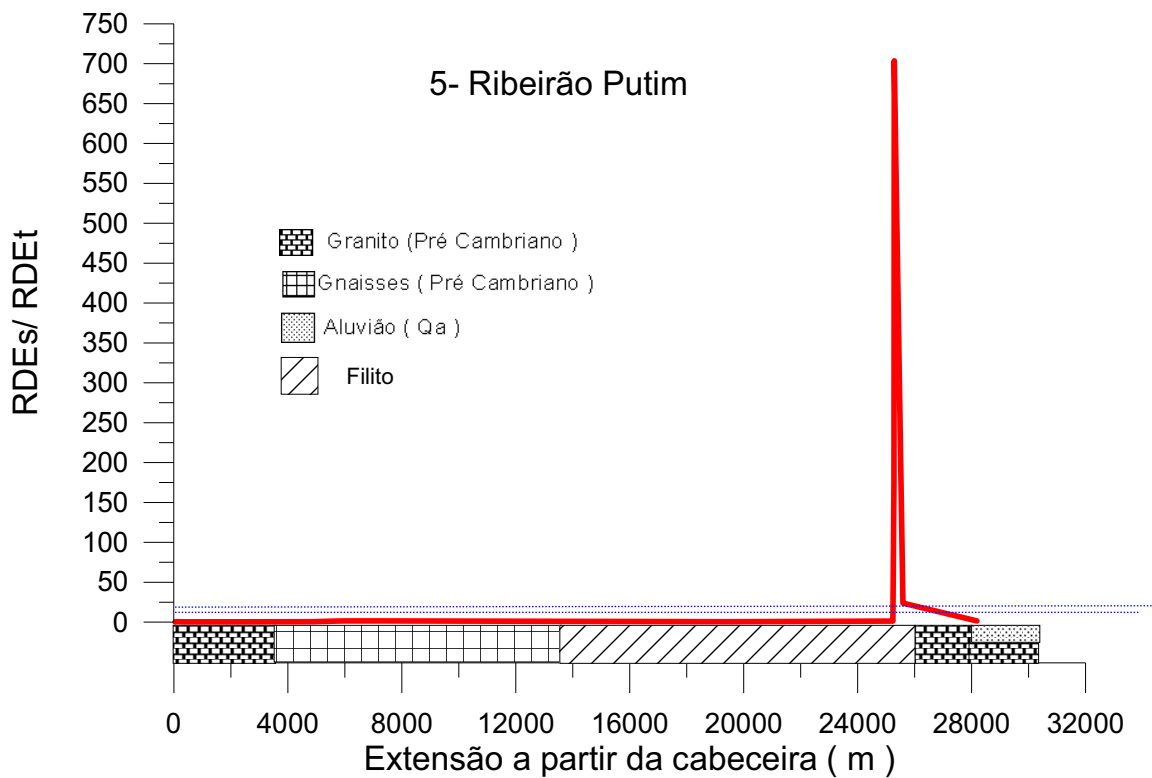
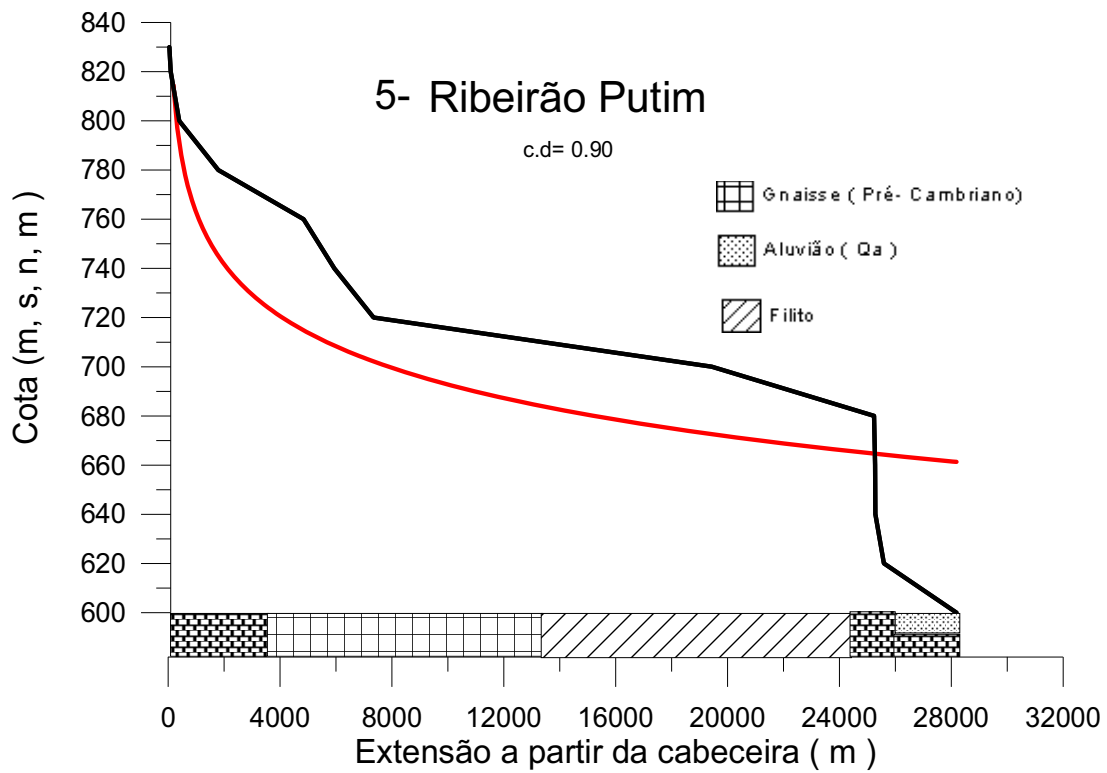
ANEXO B
**Gráficos de RDEs/RDEt e perfis
longitudinais das drenagens**

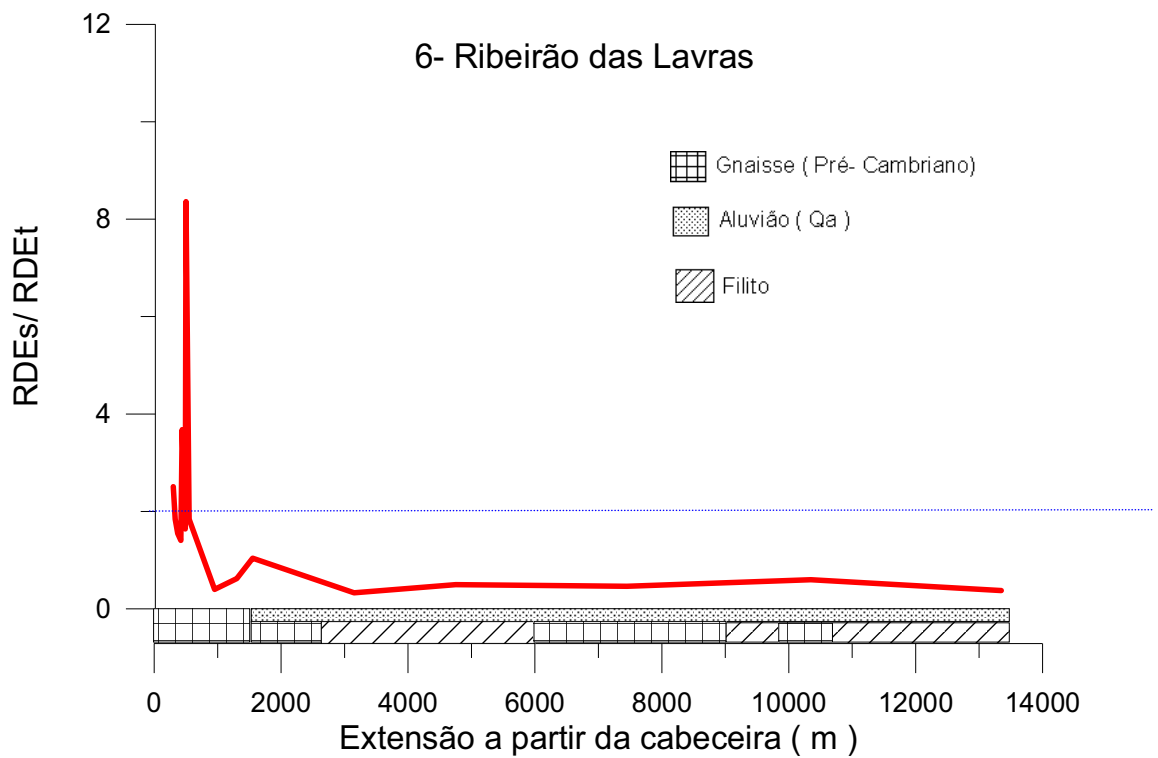
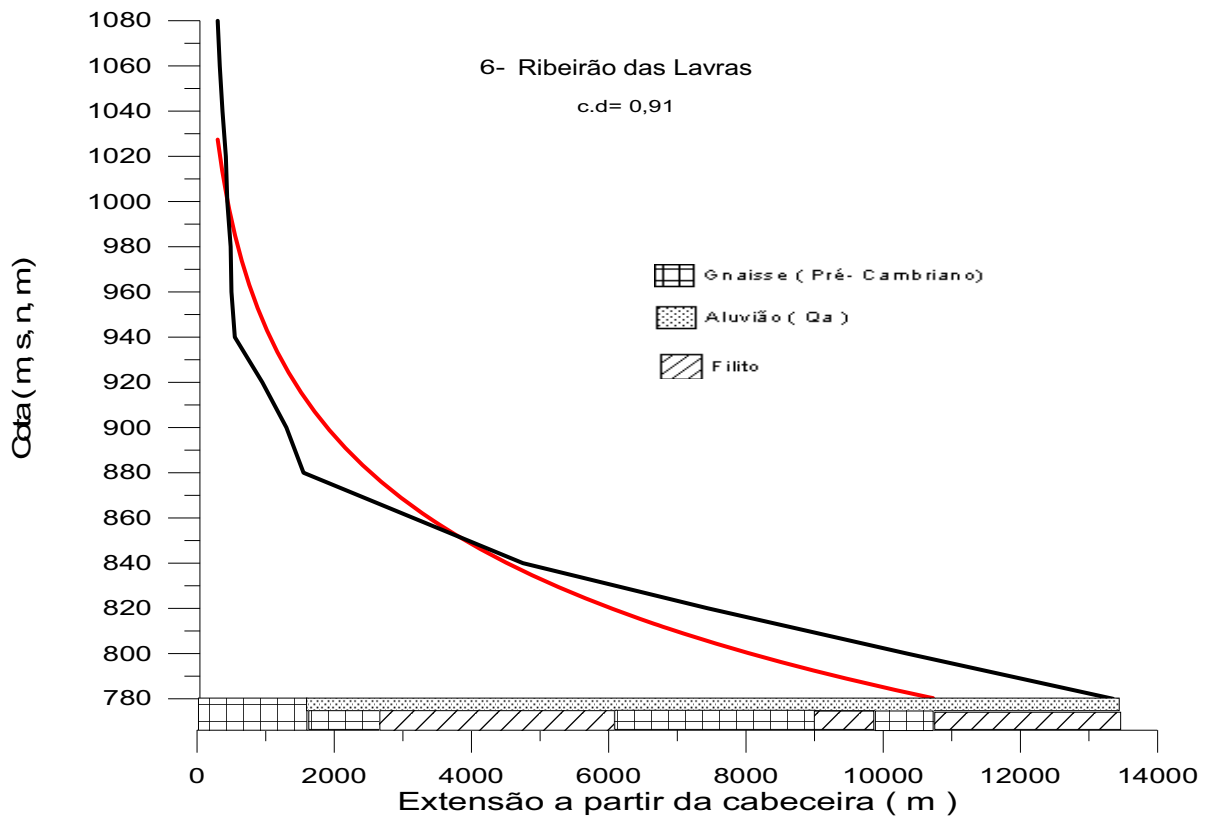


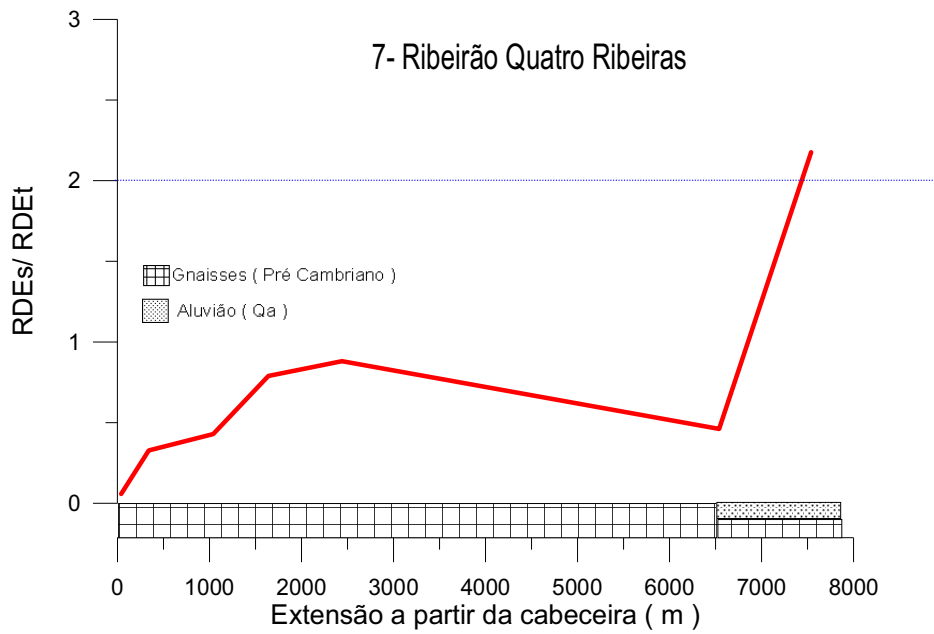
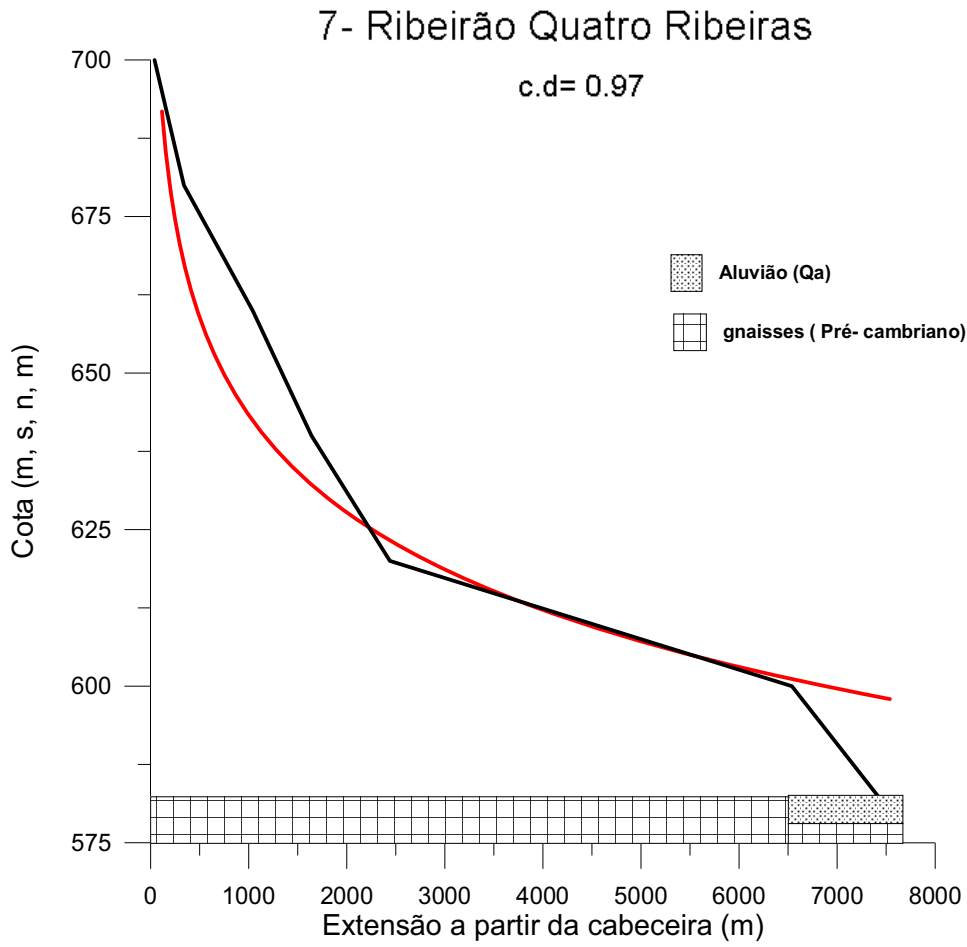


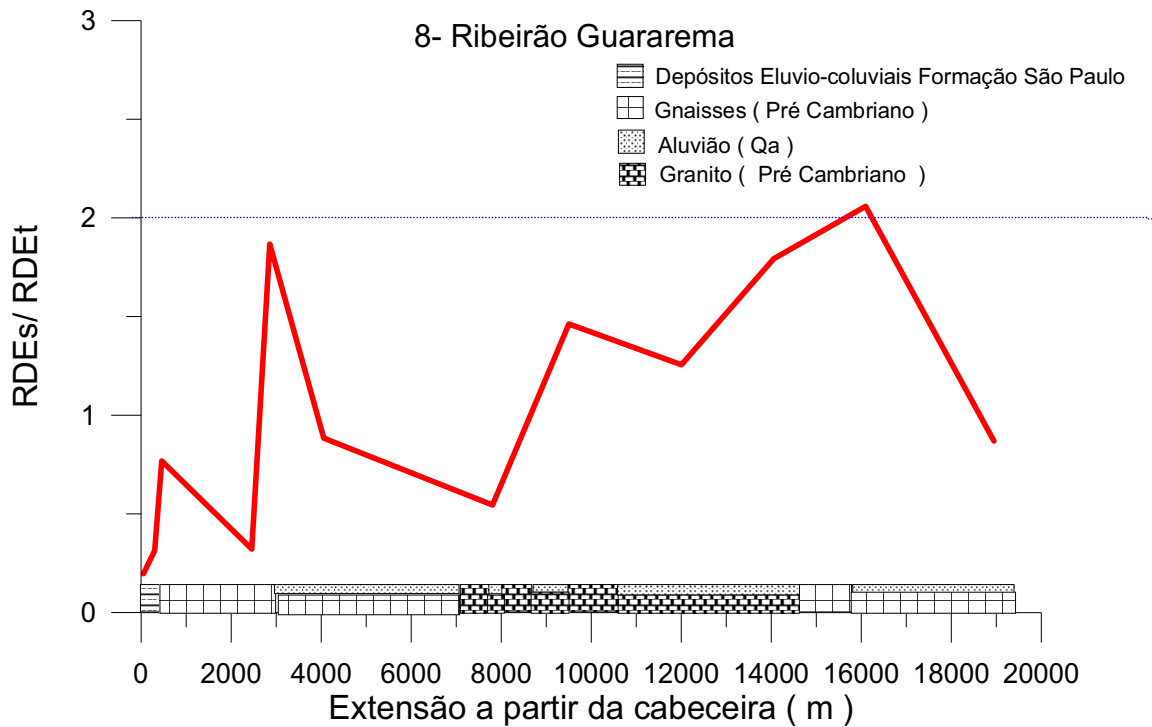
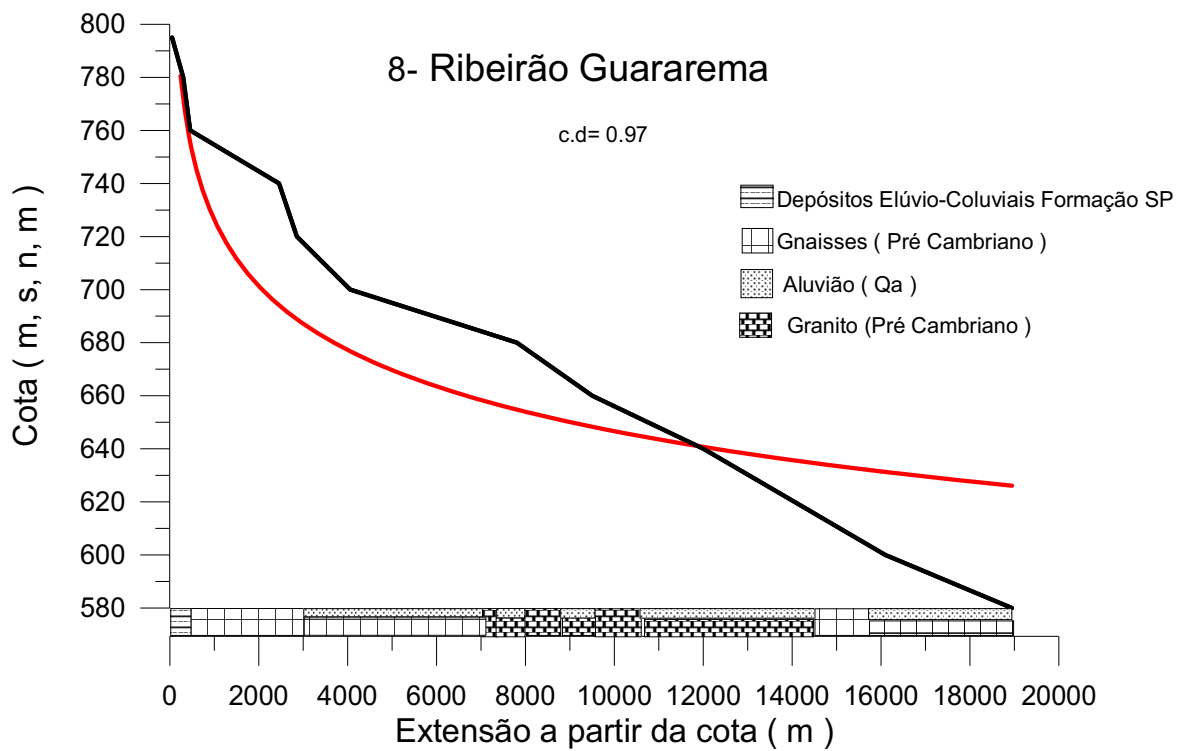


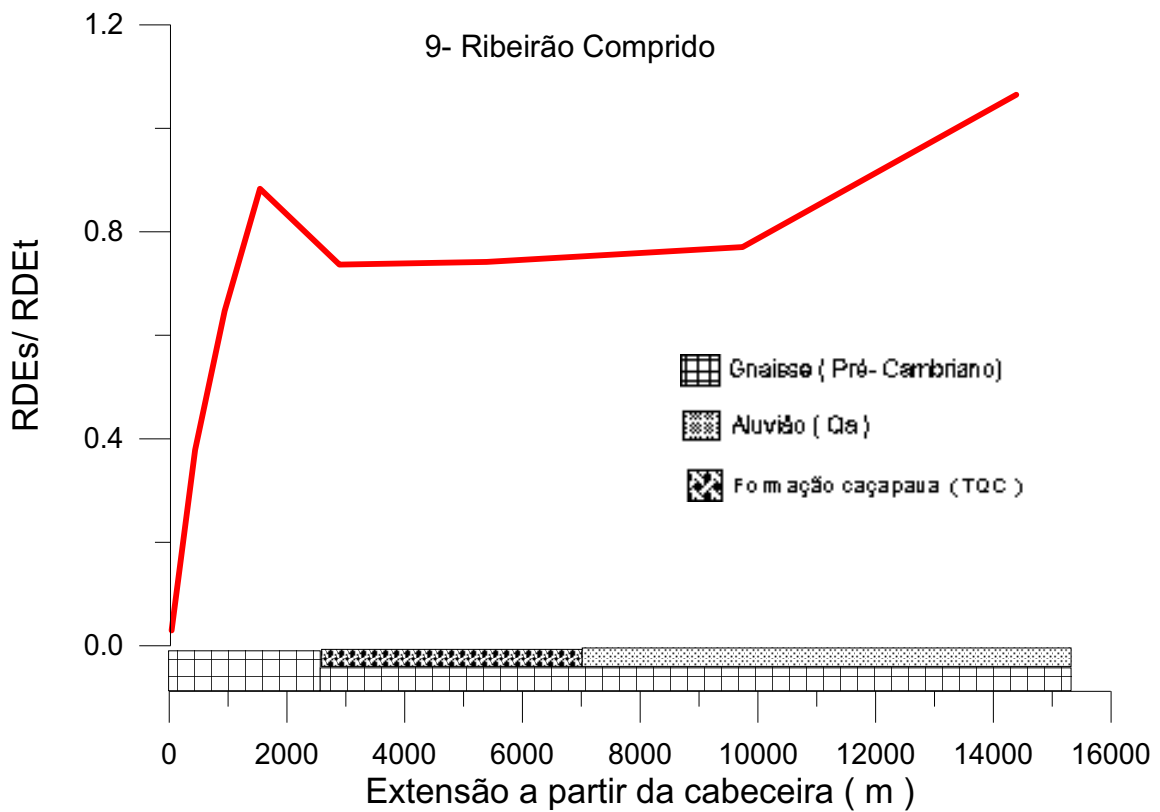
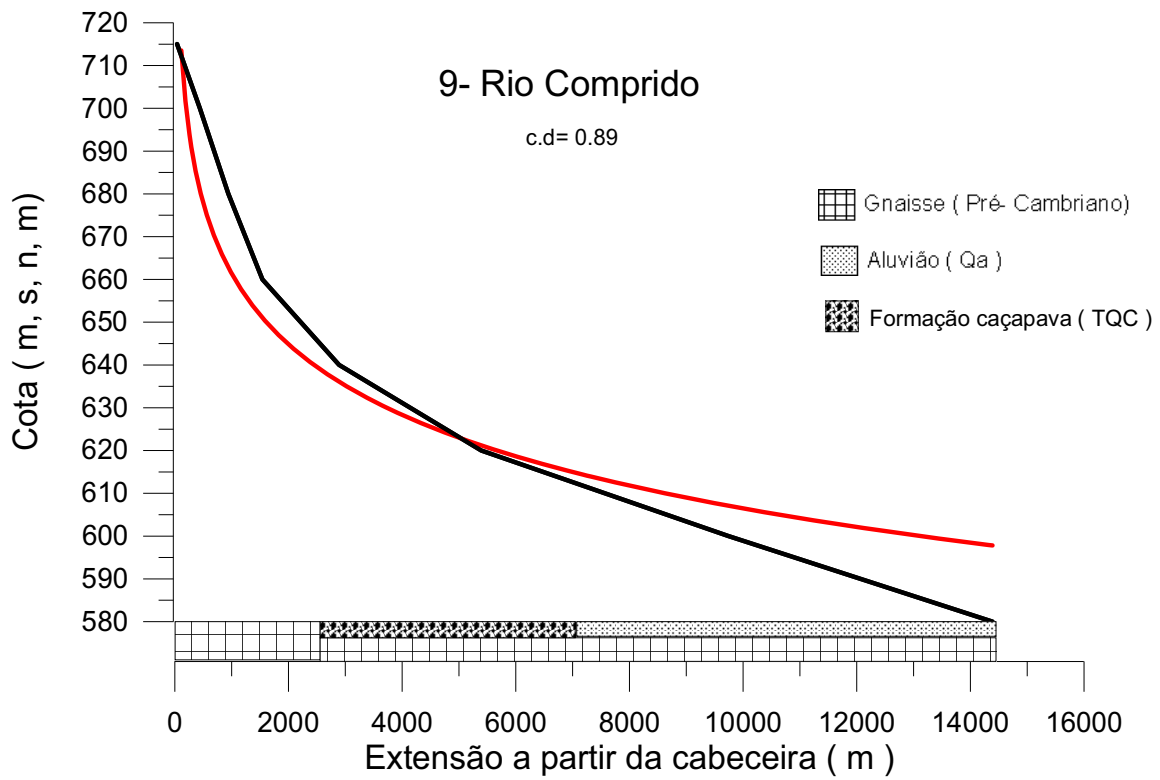


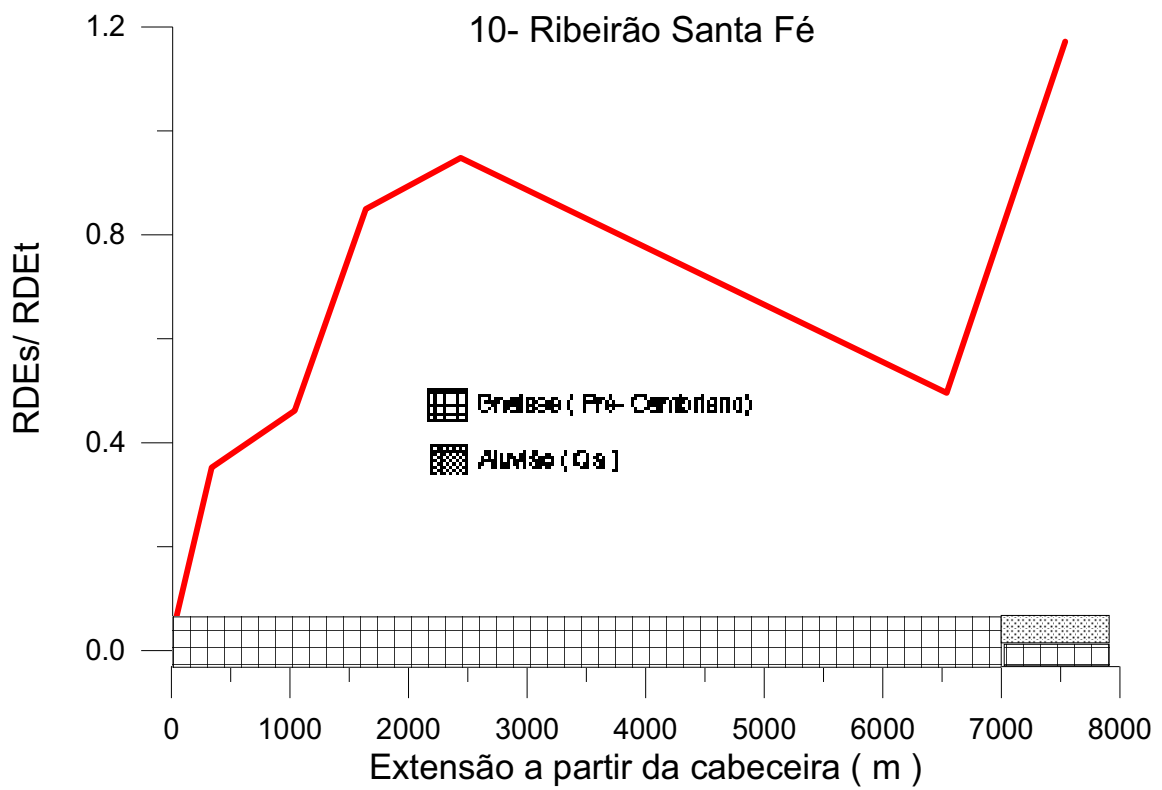
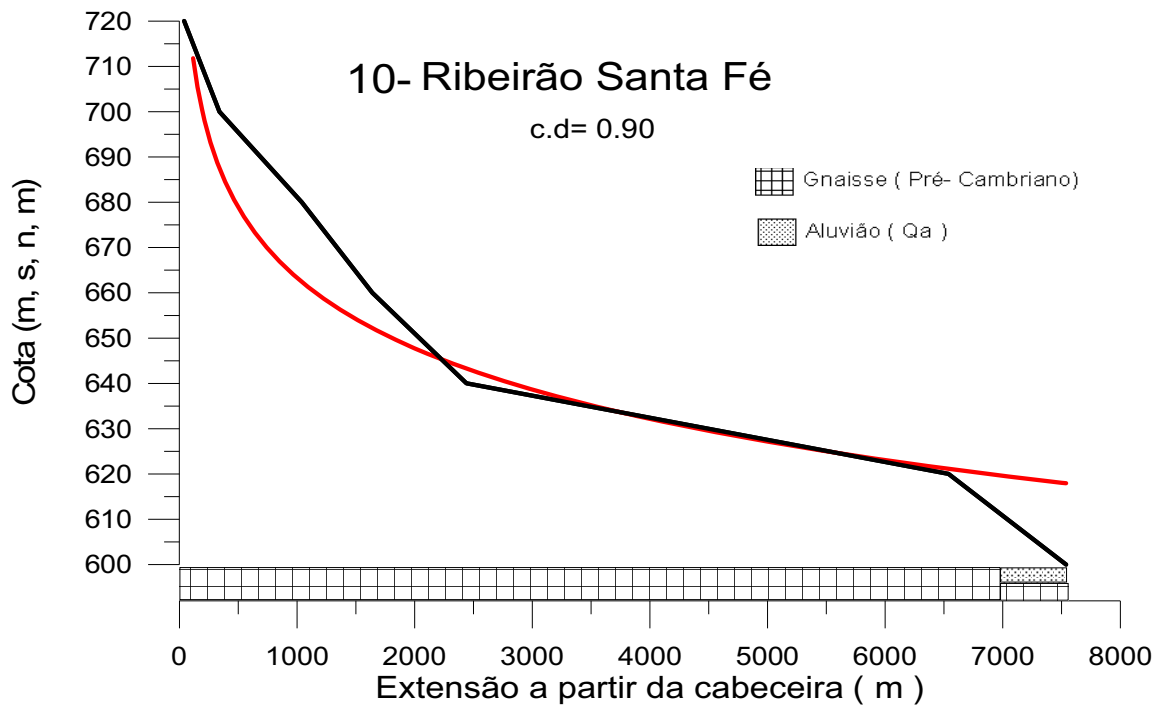


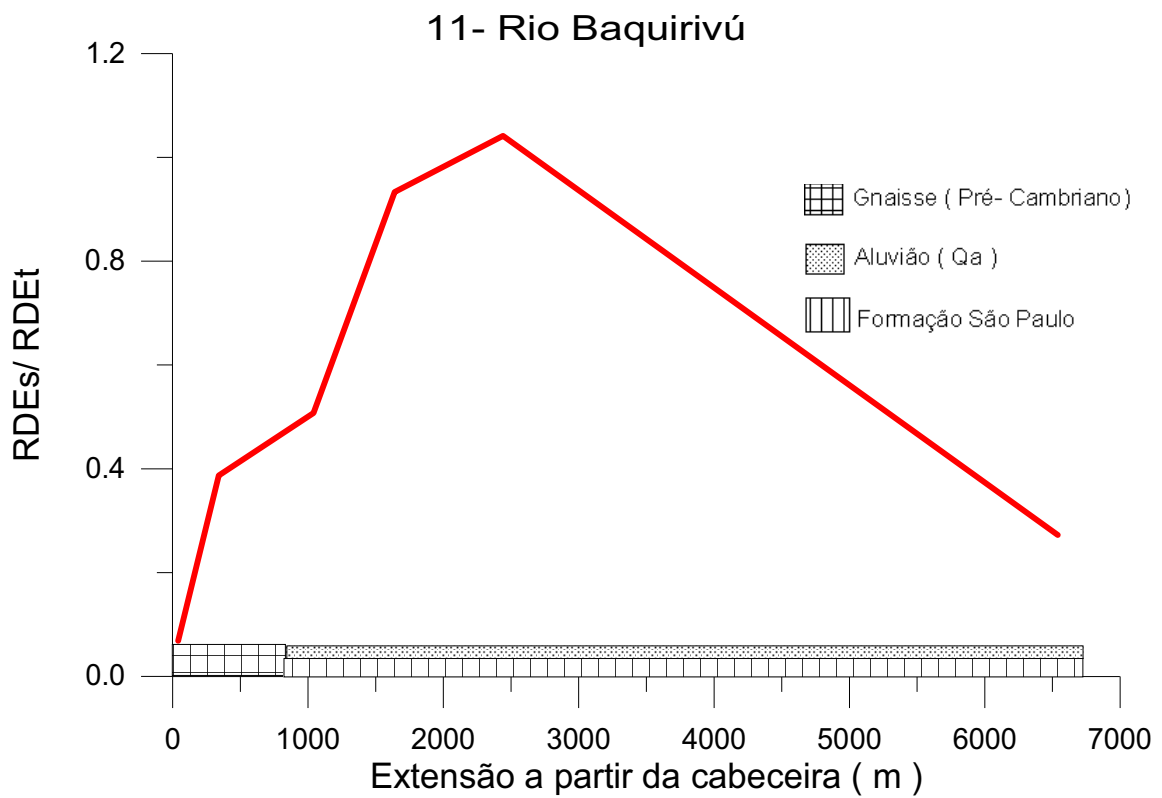
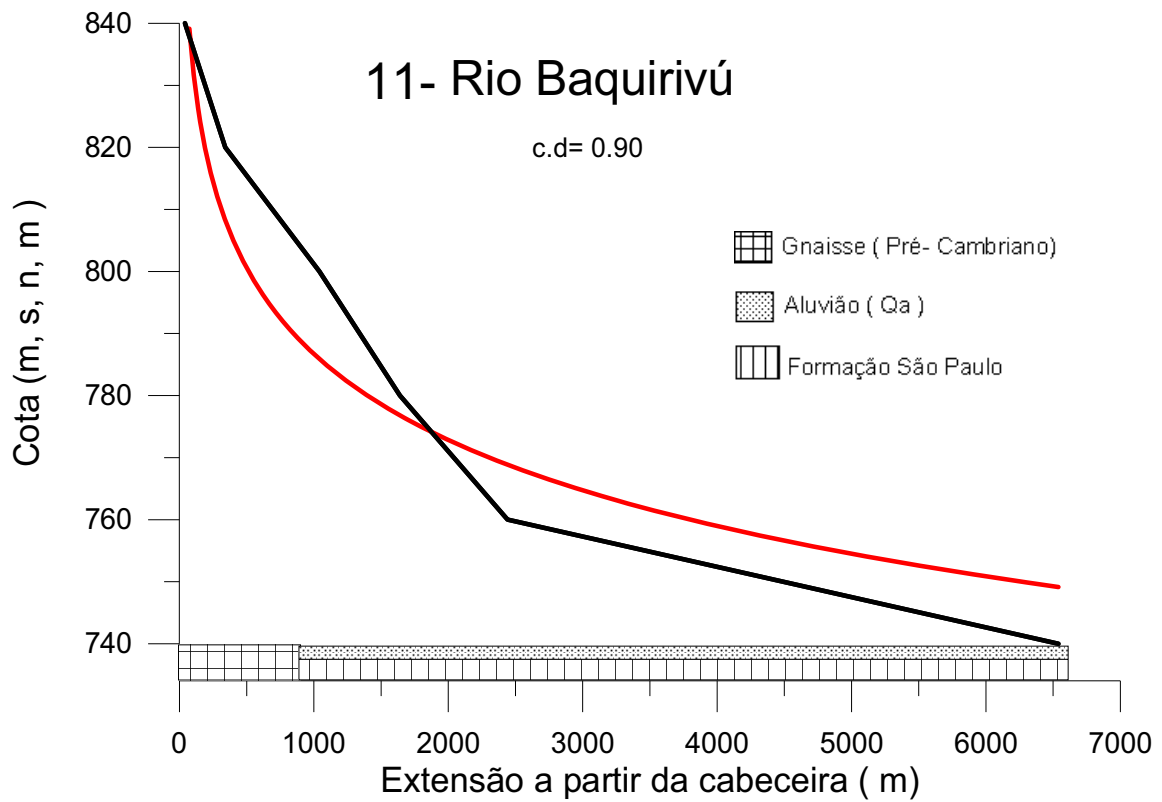


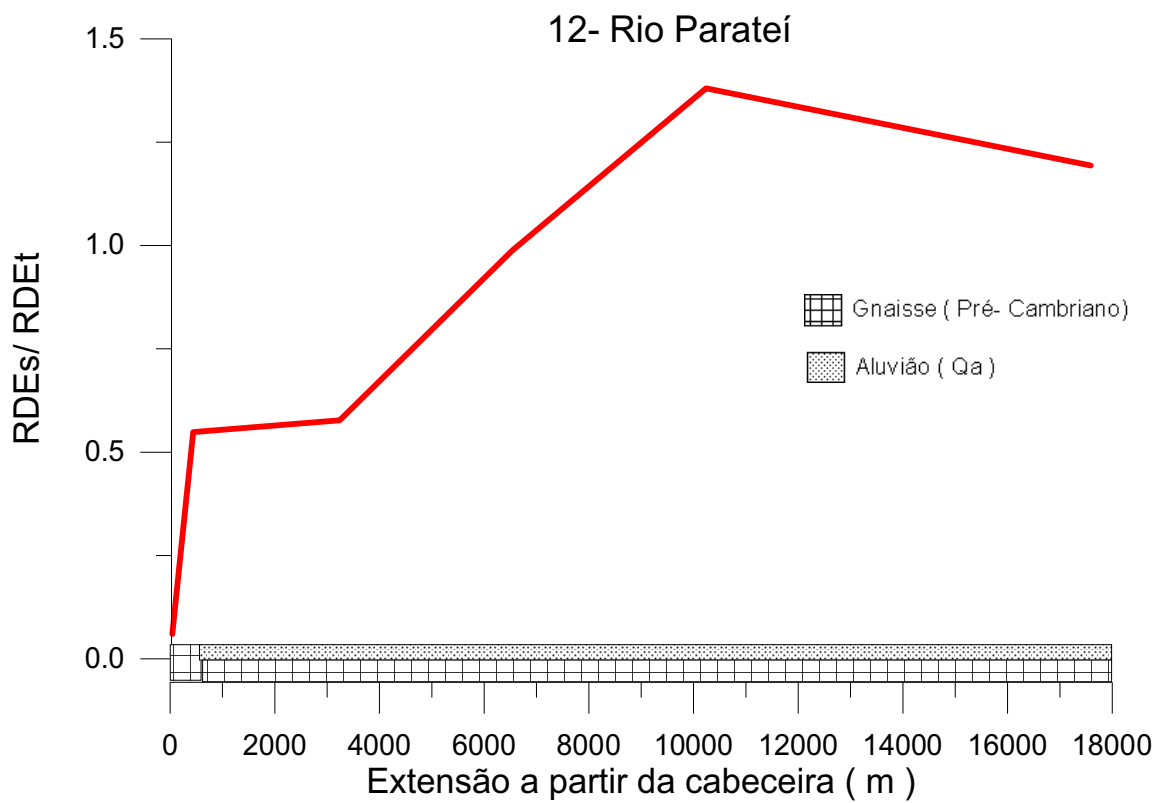
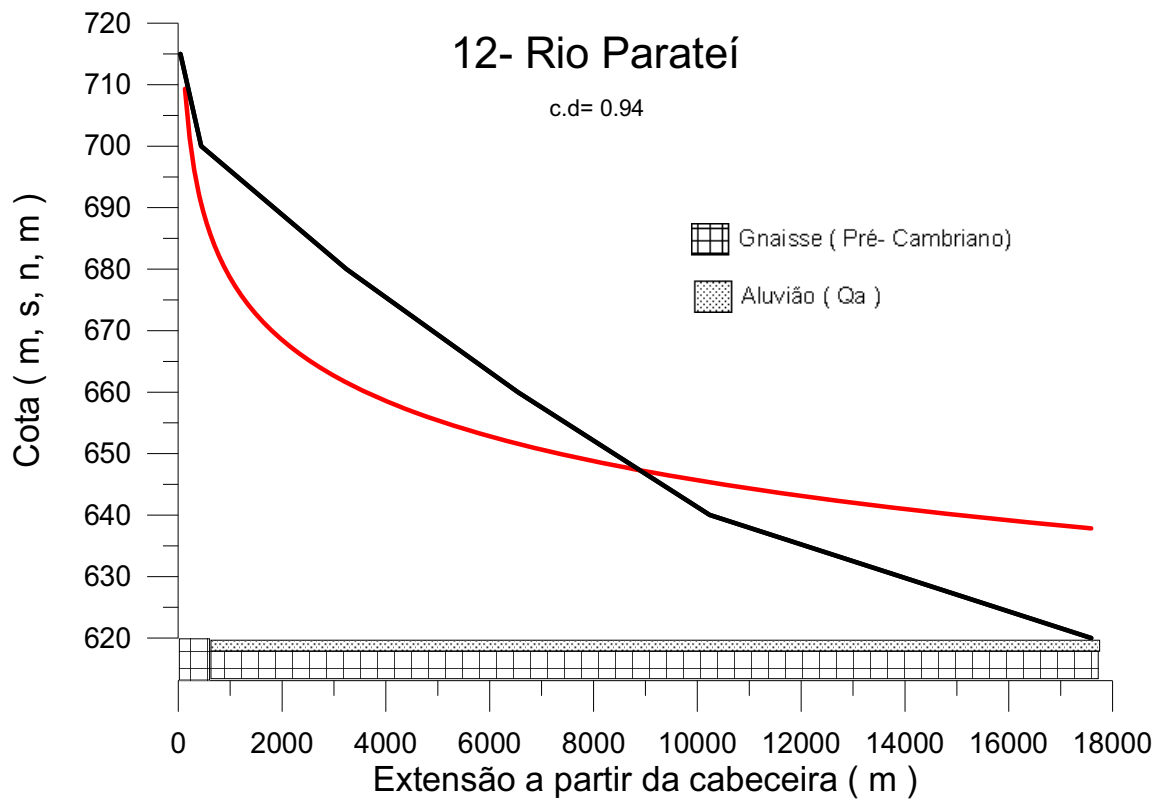


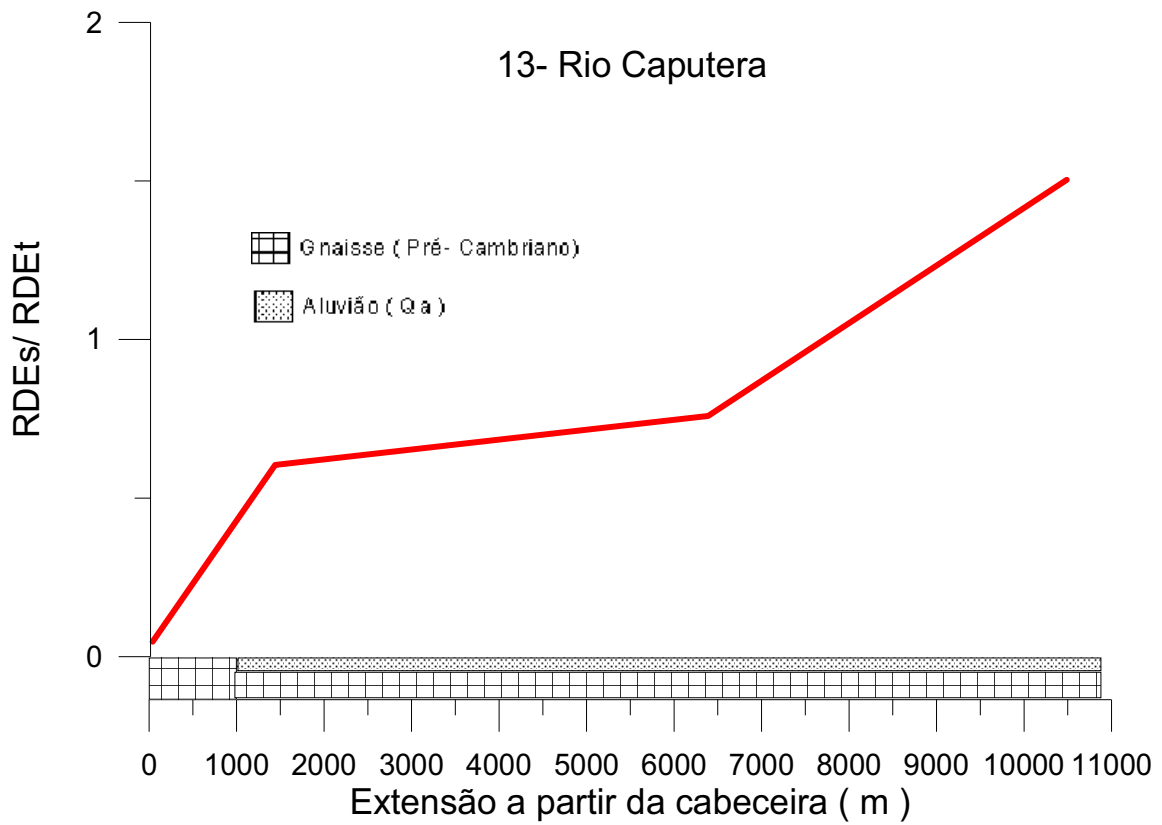
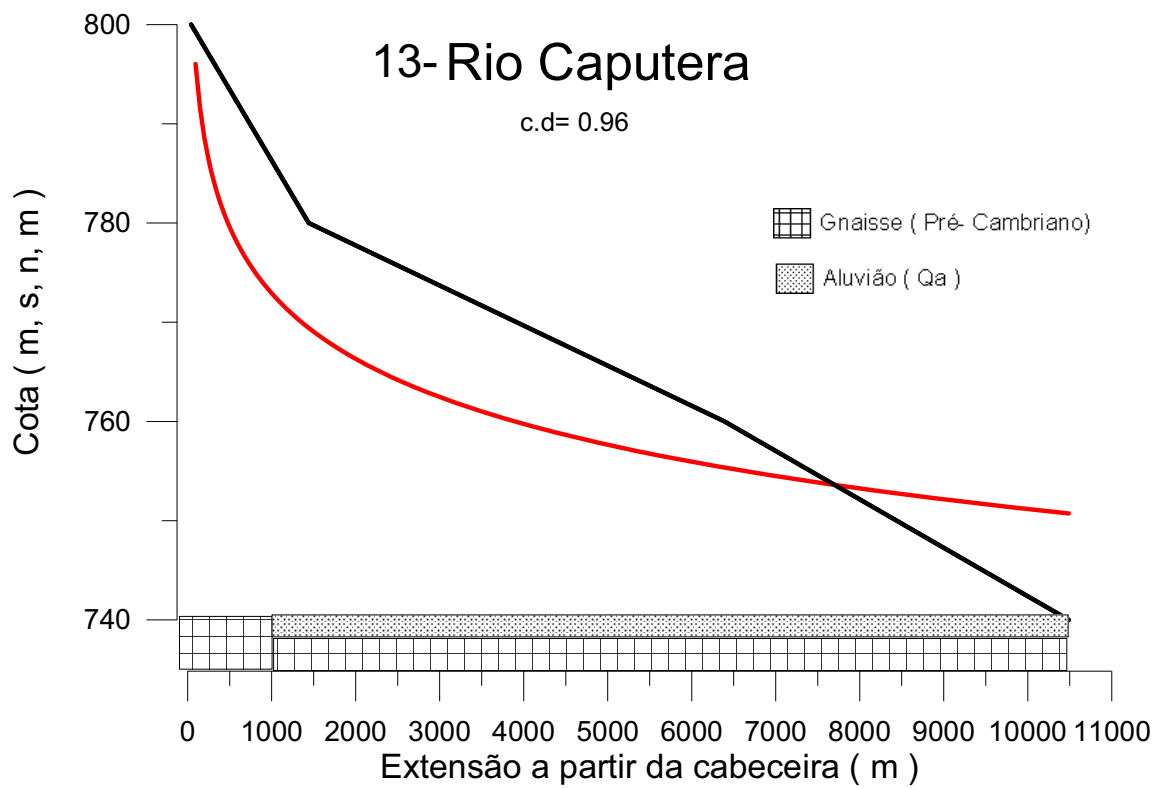


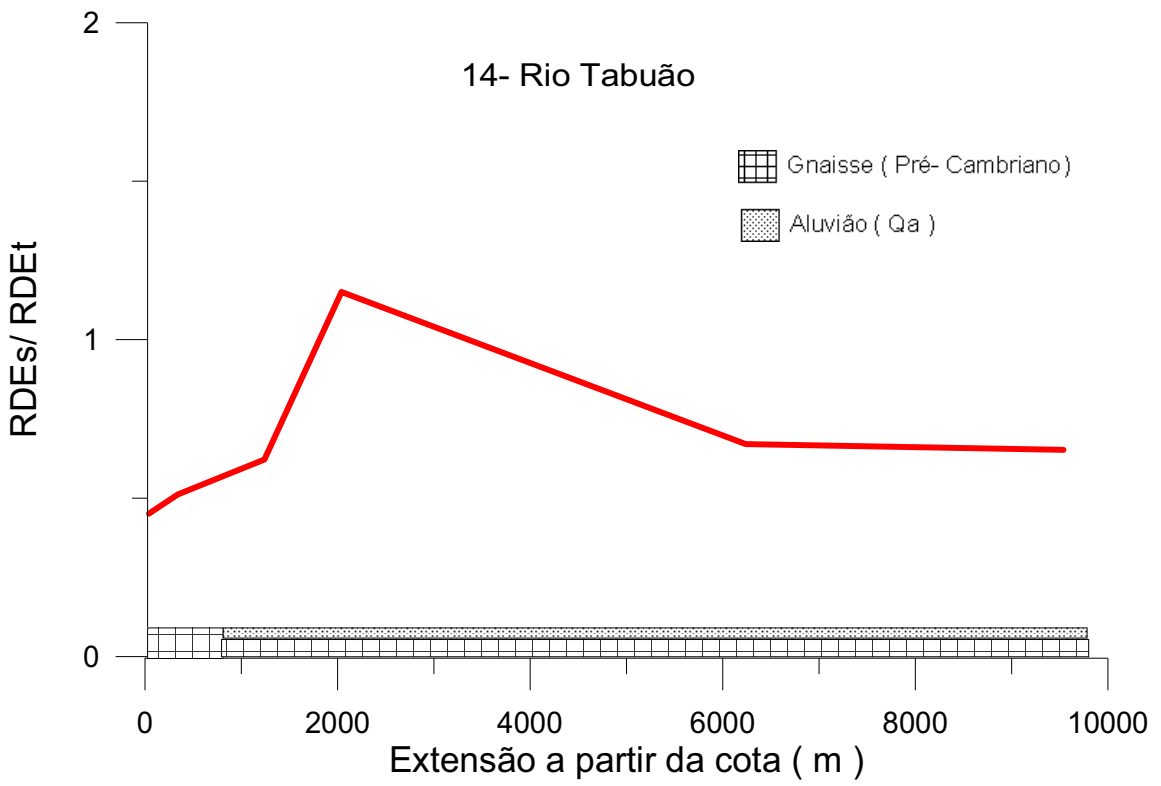
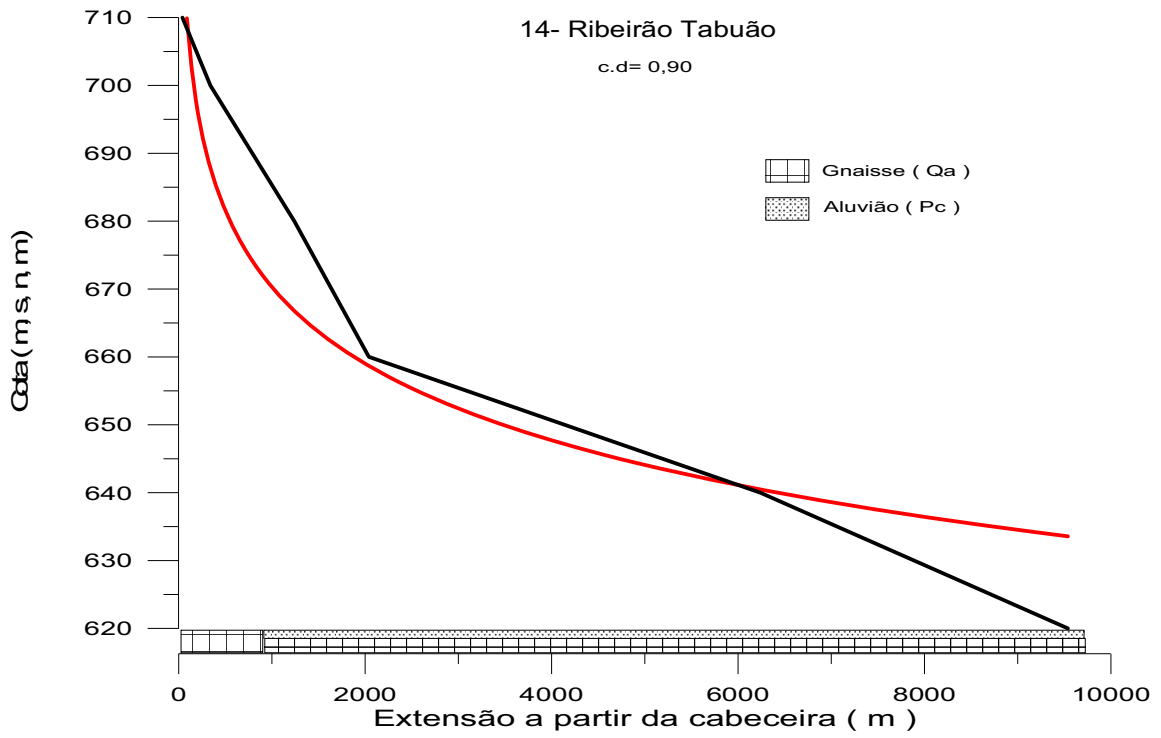


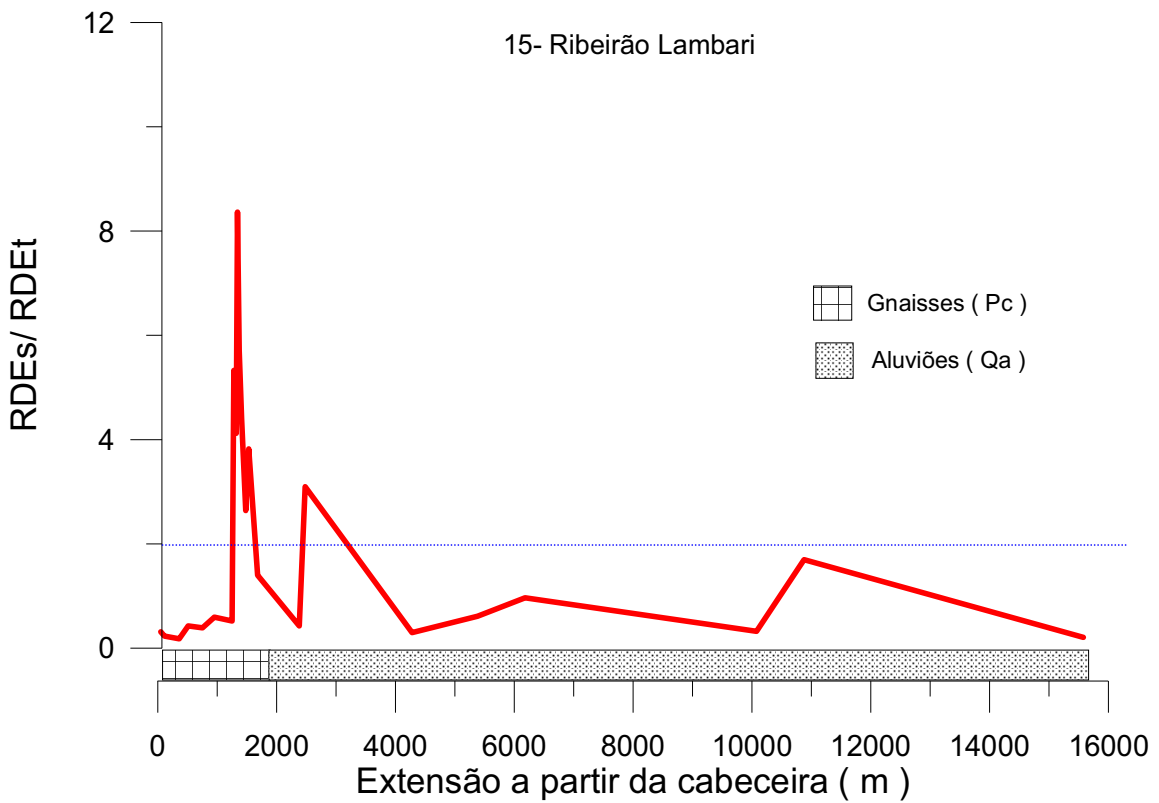
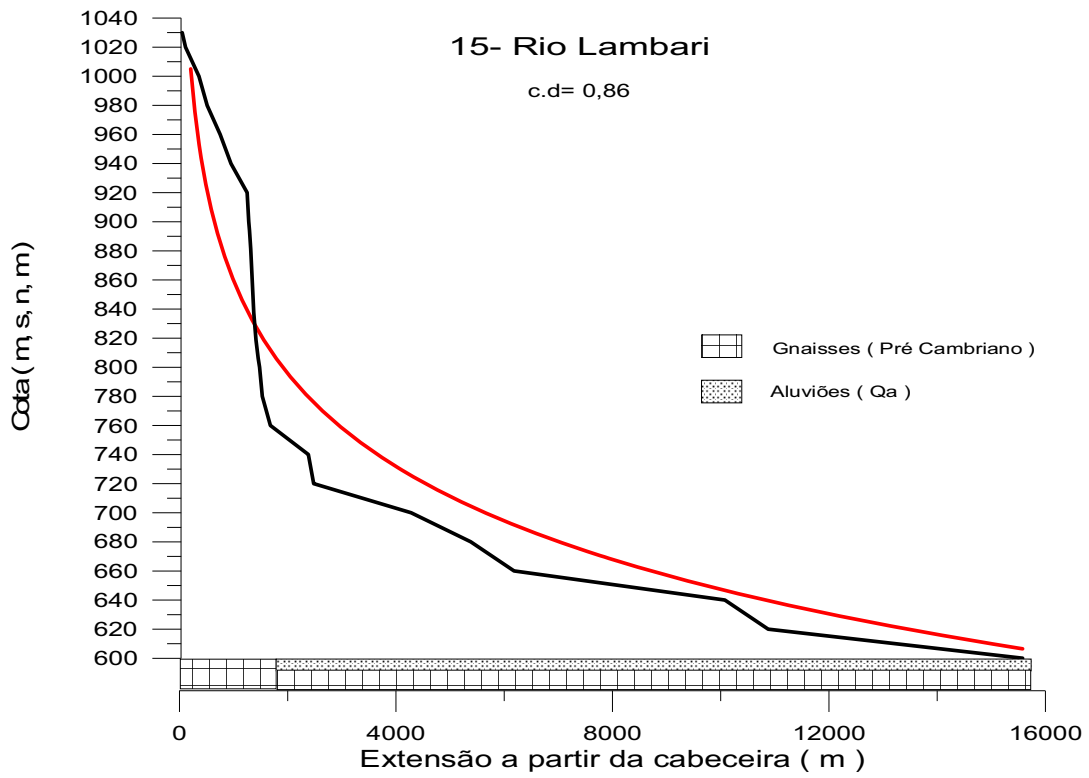


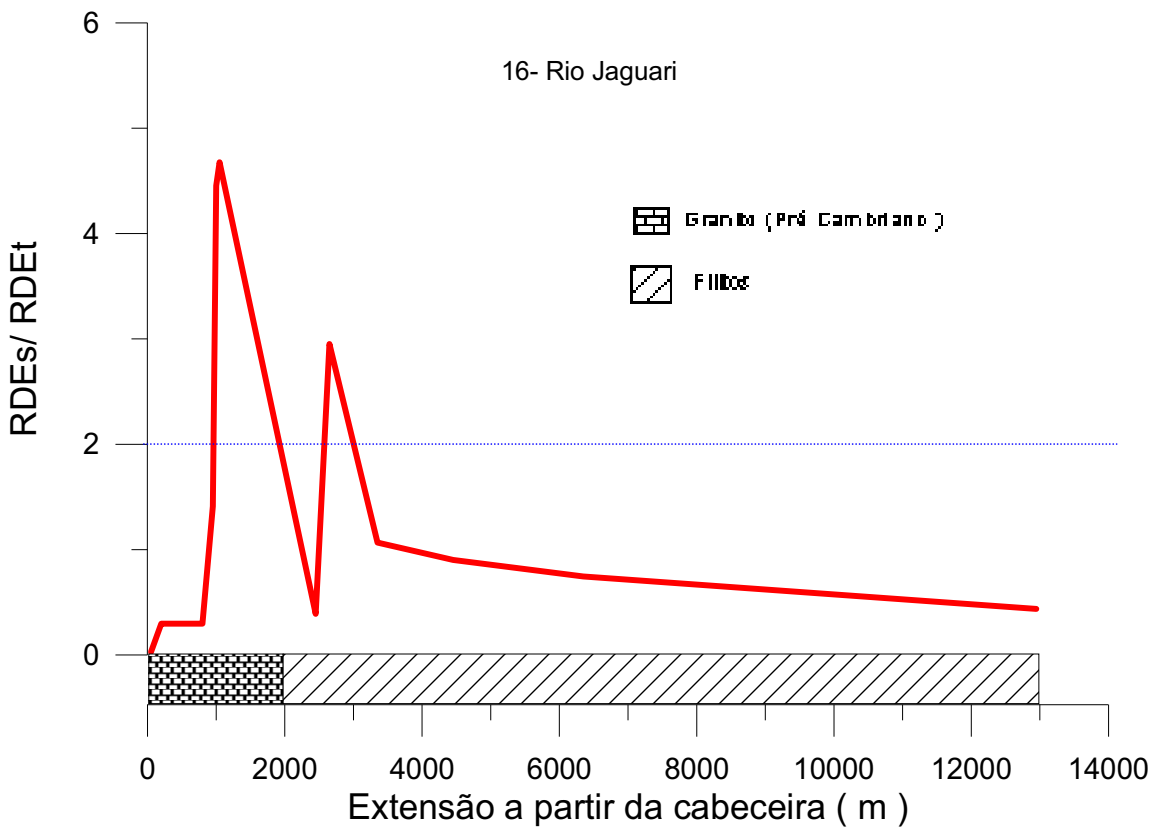
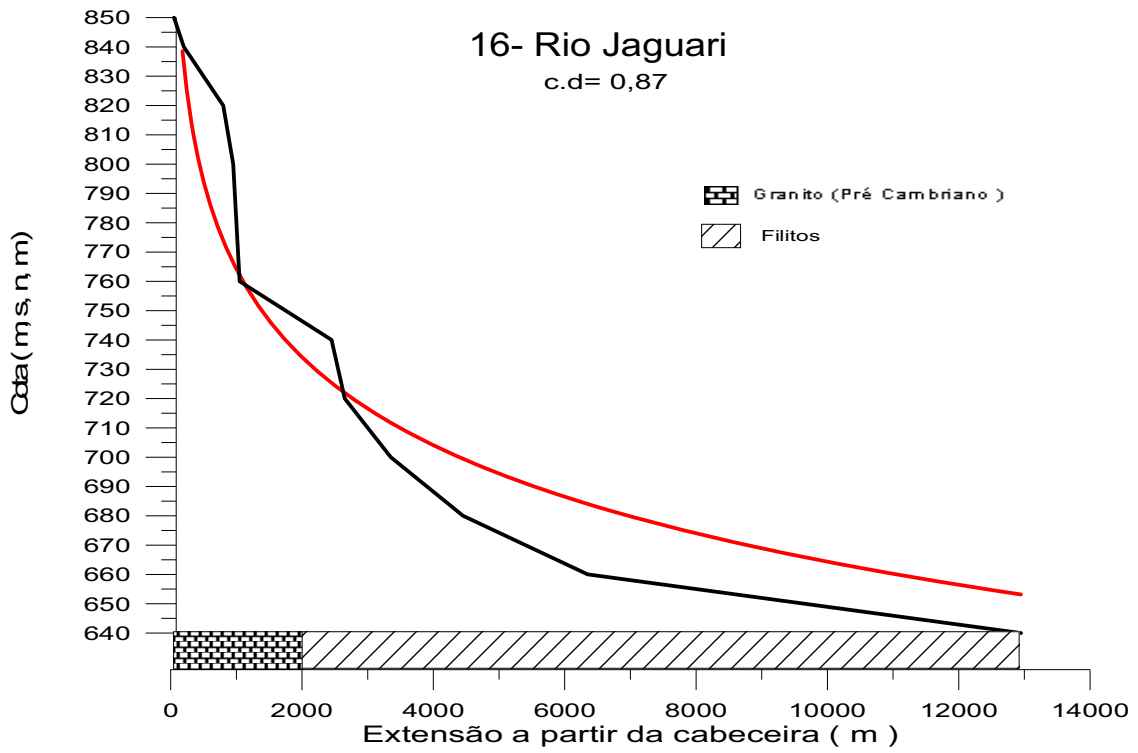


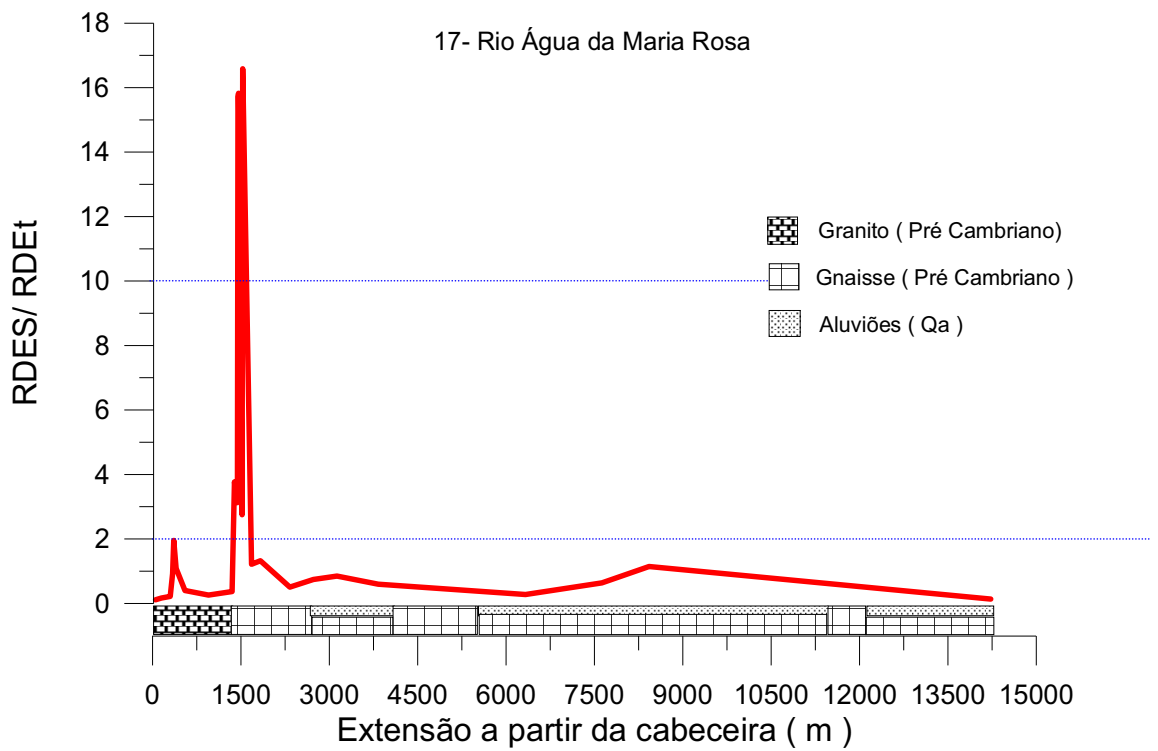
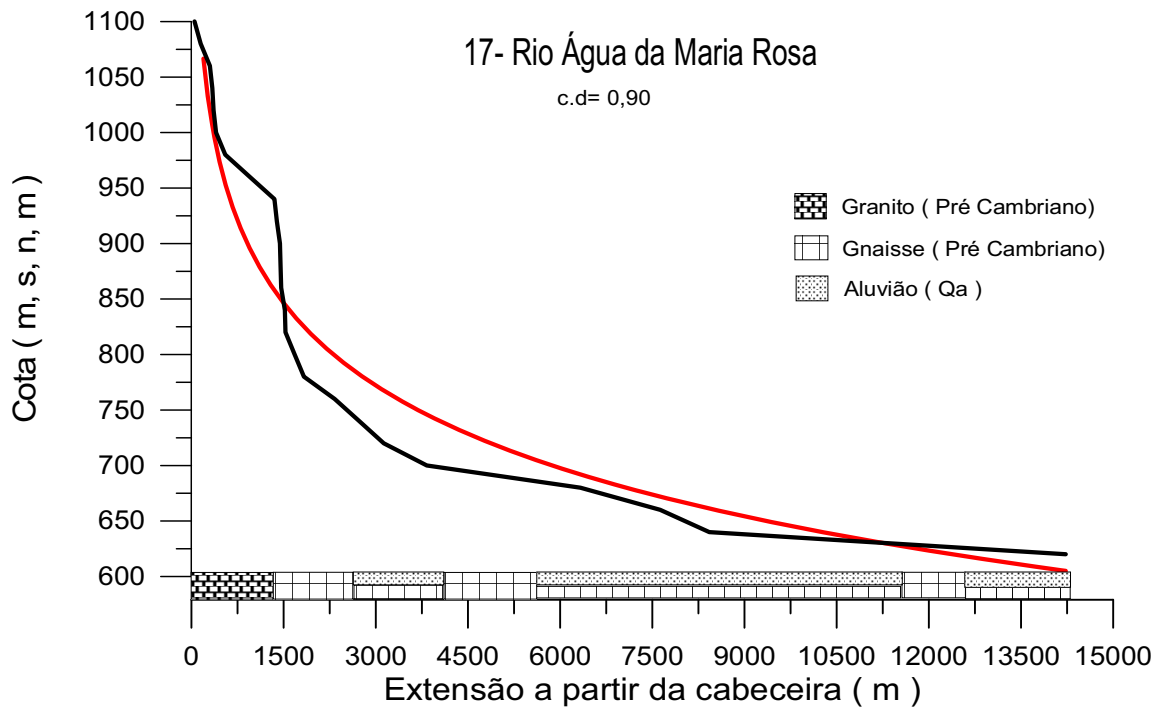


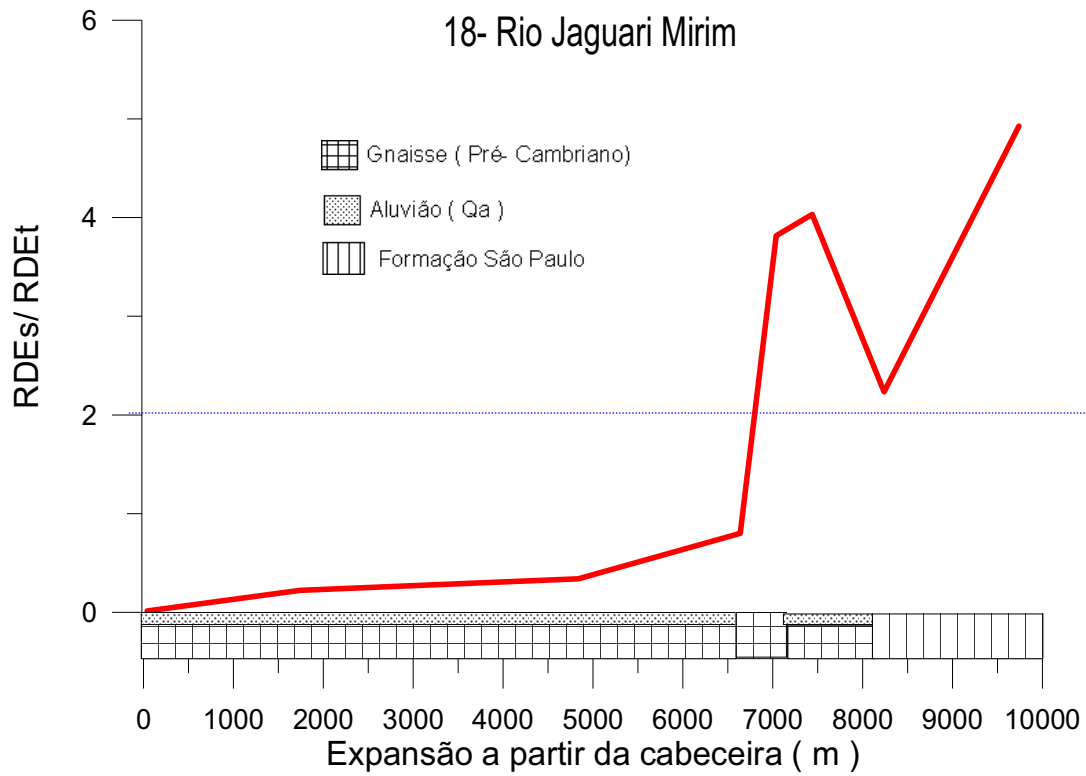
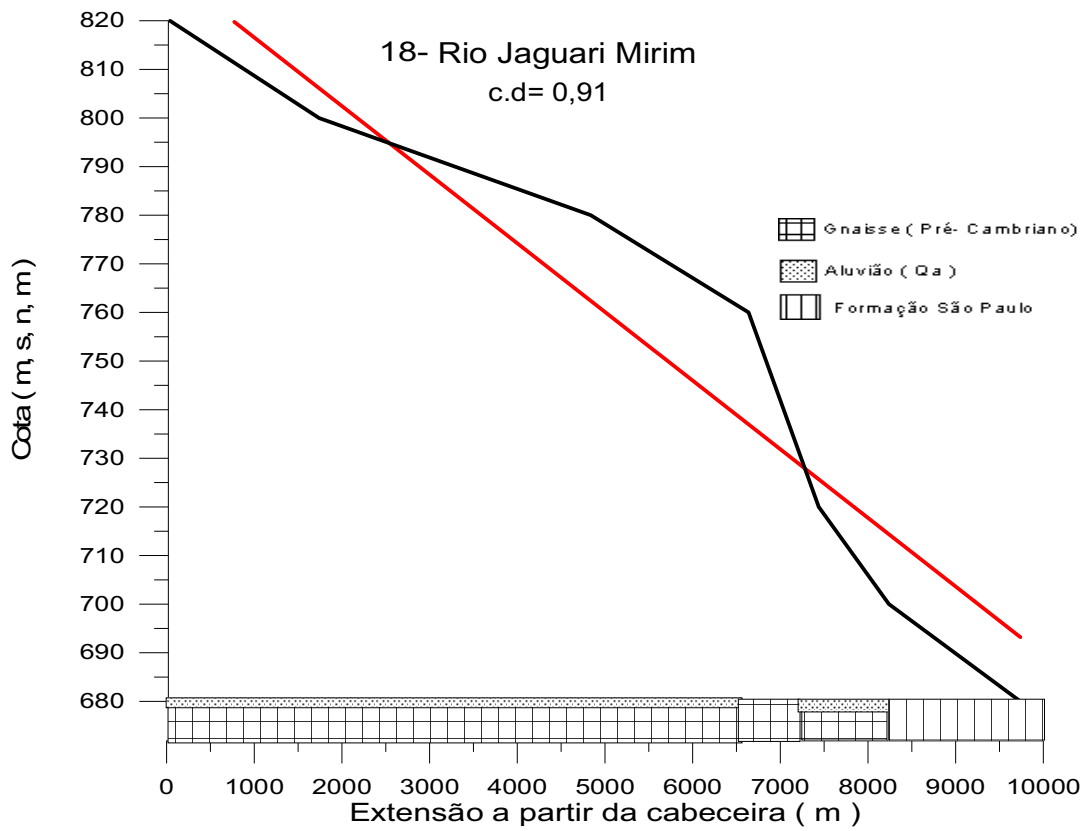


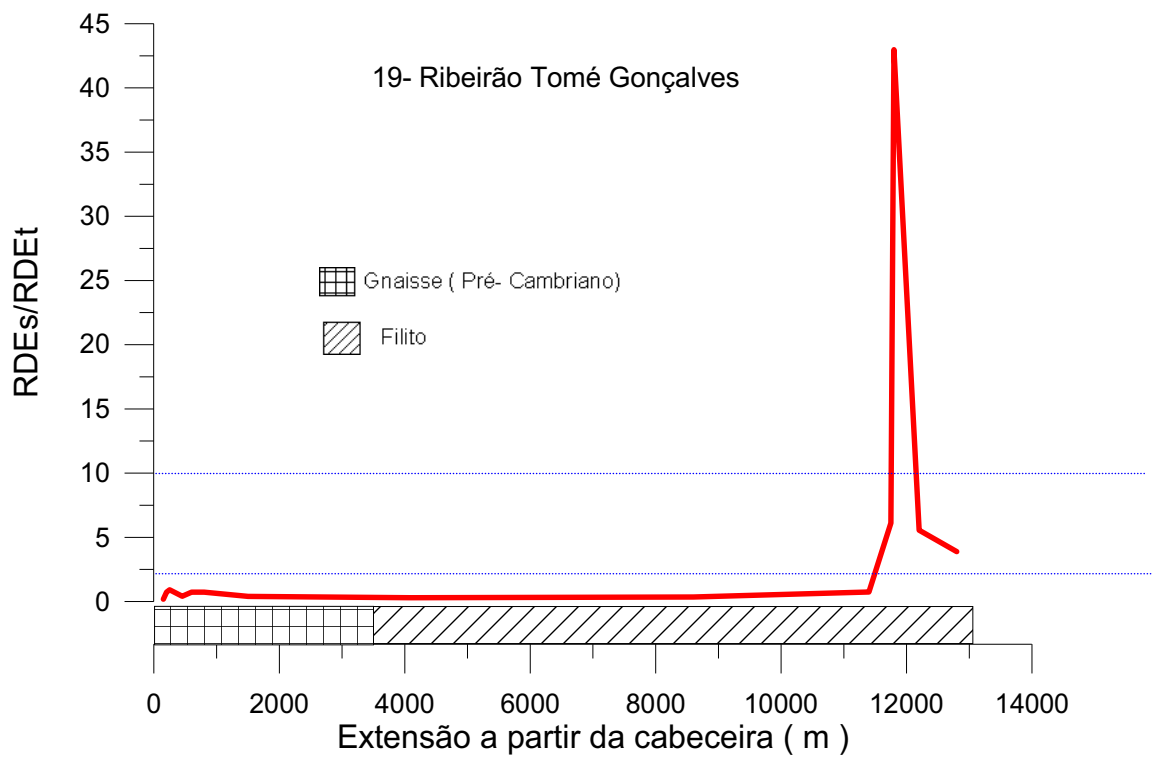
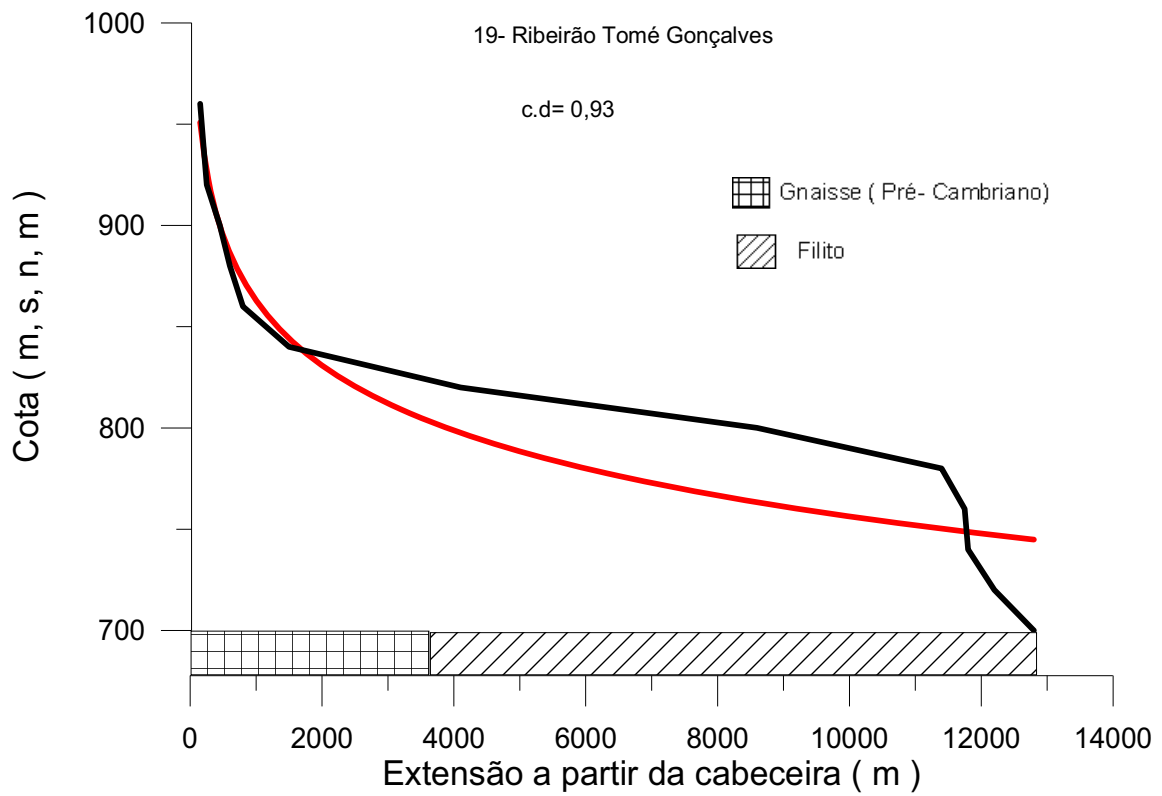


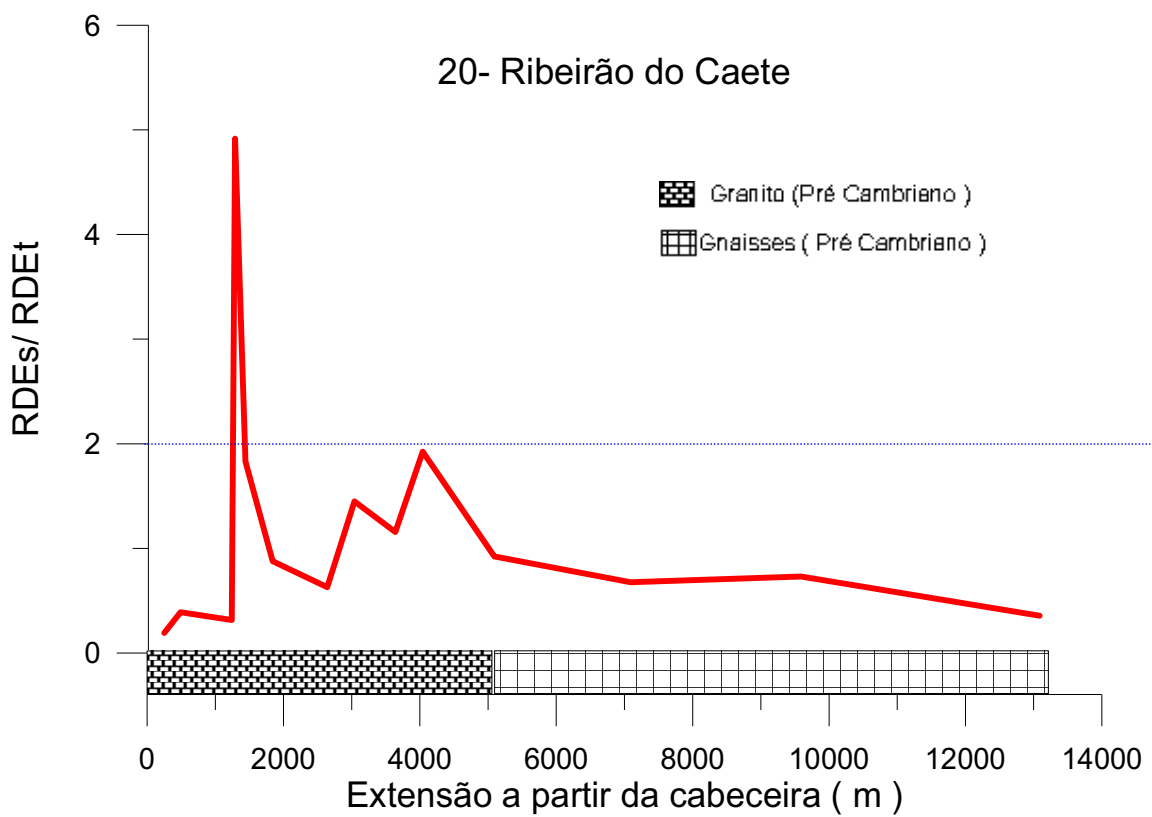
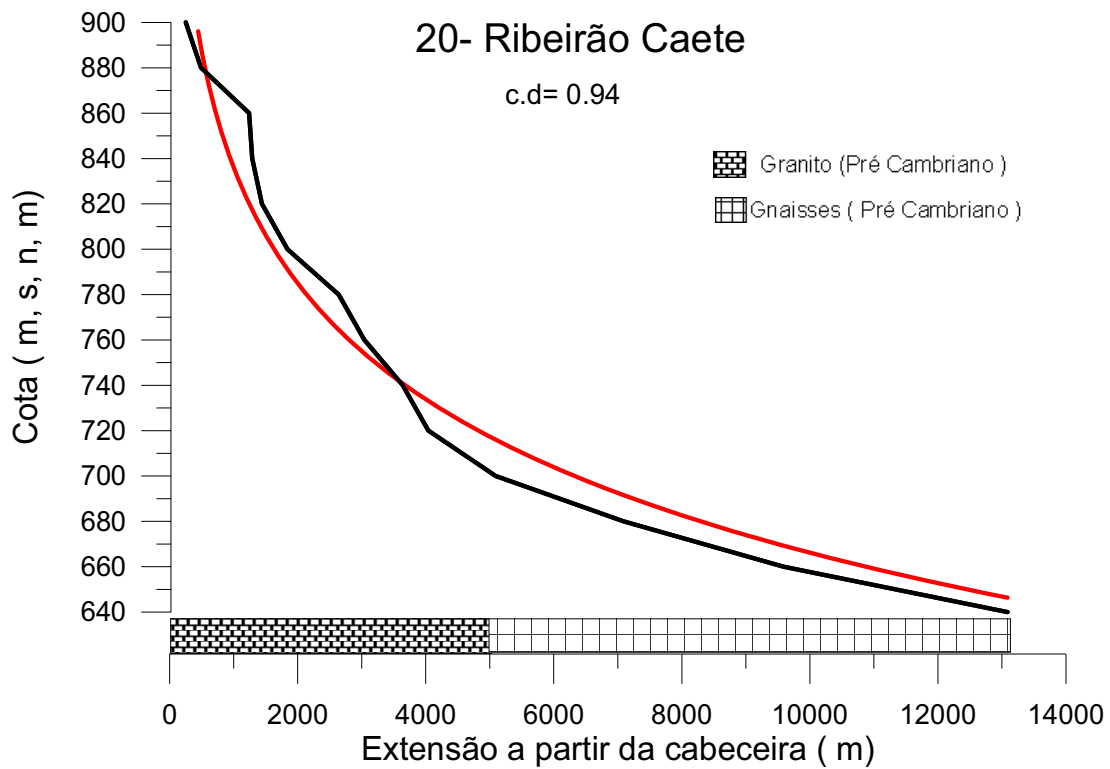


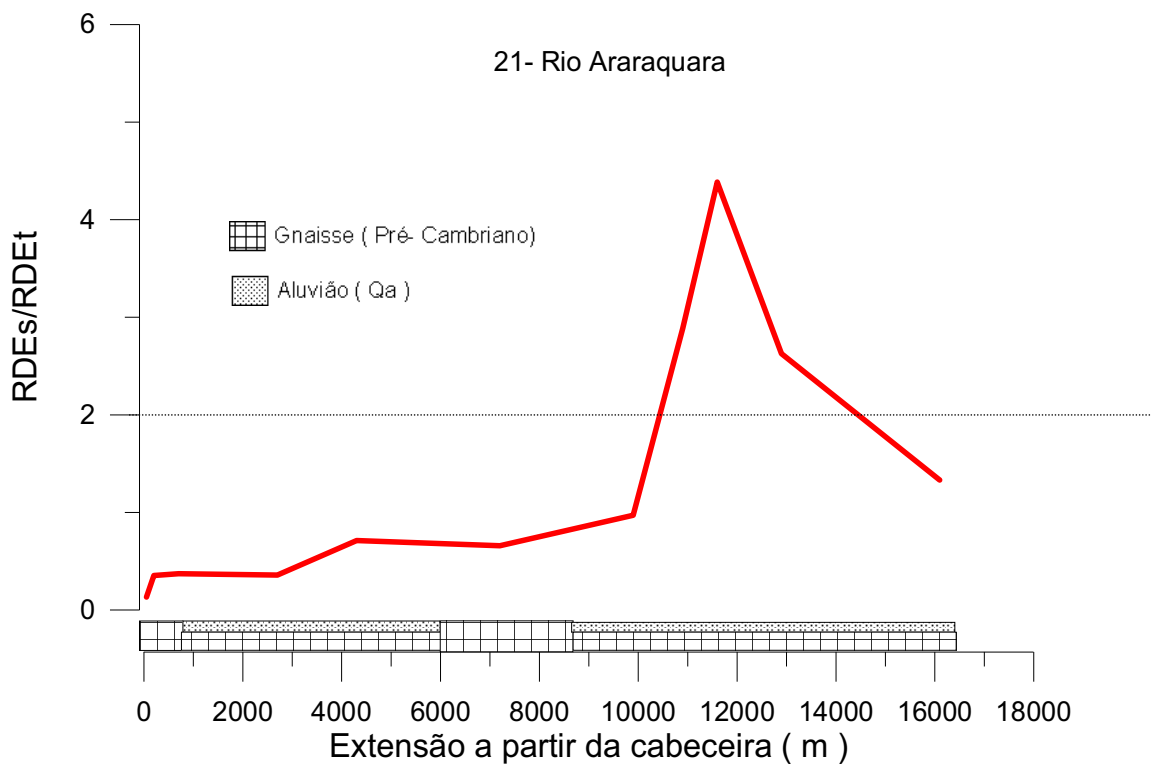
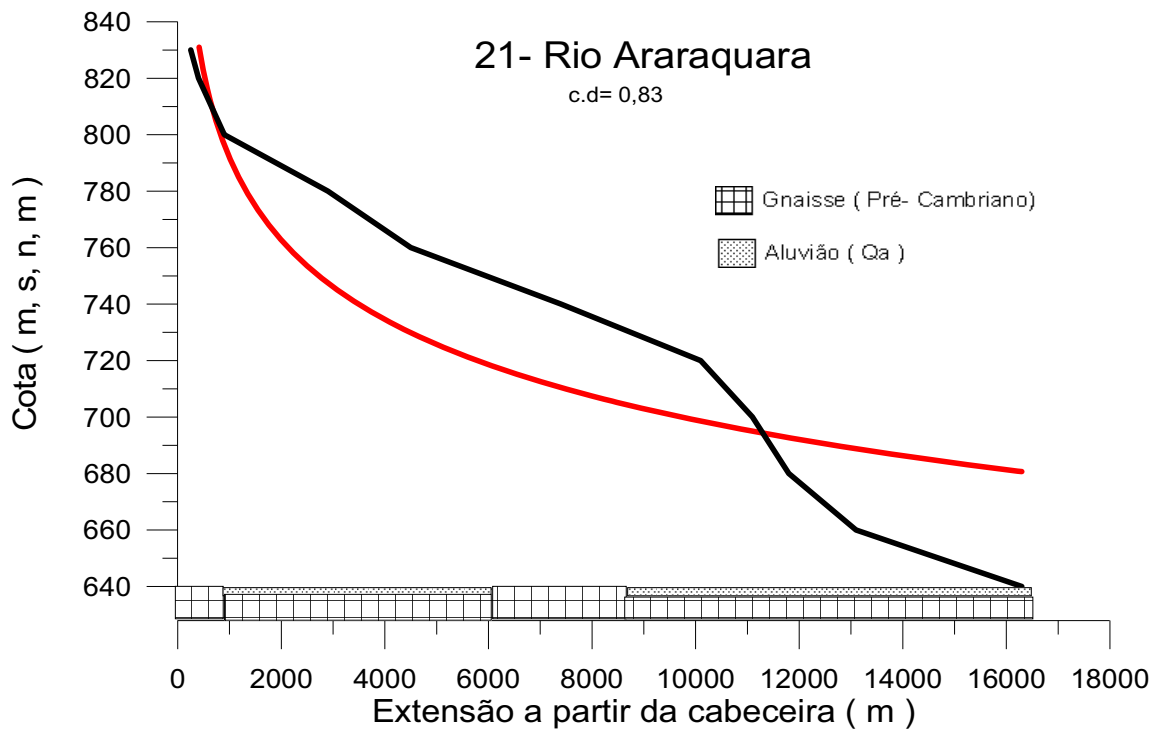


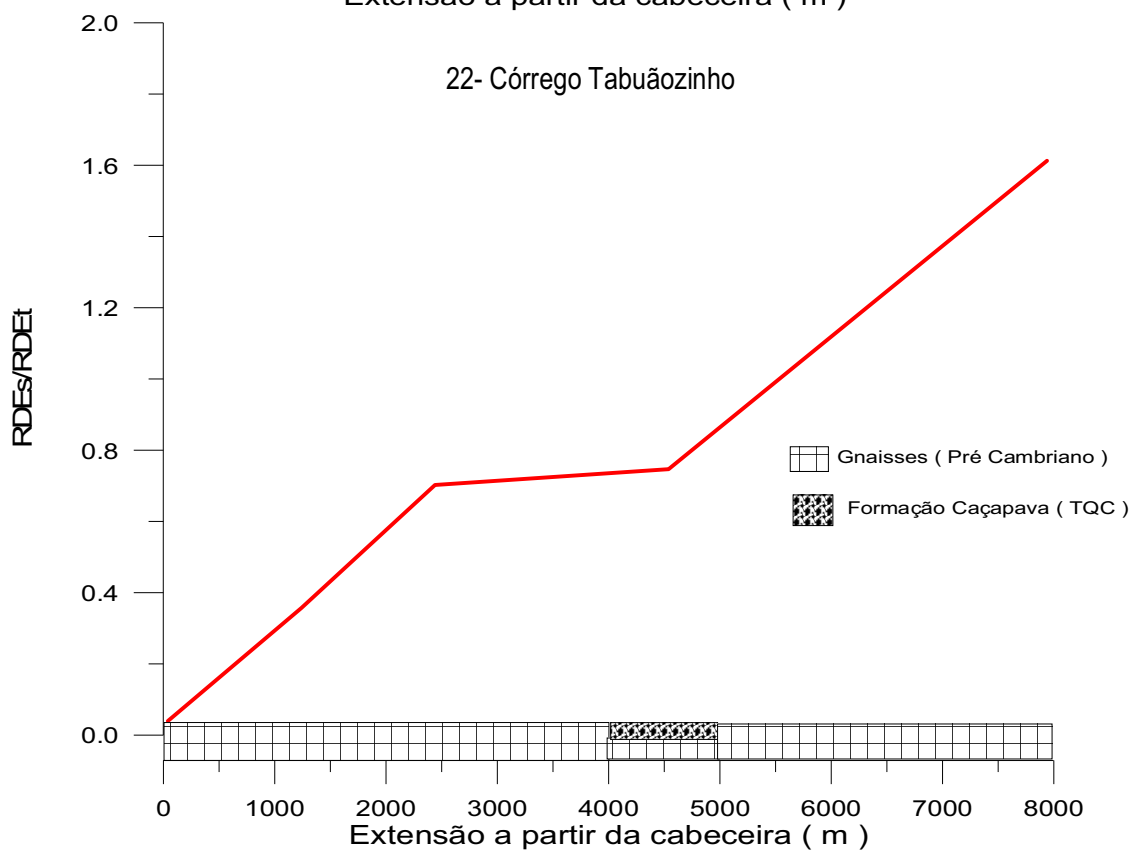
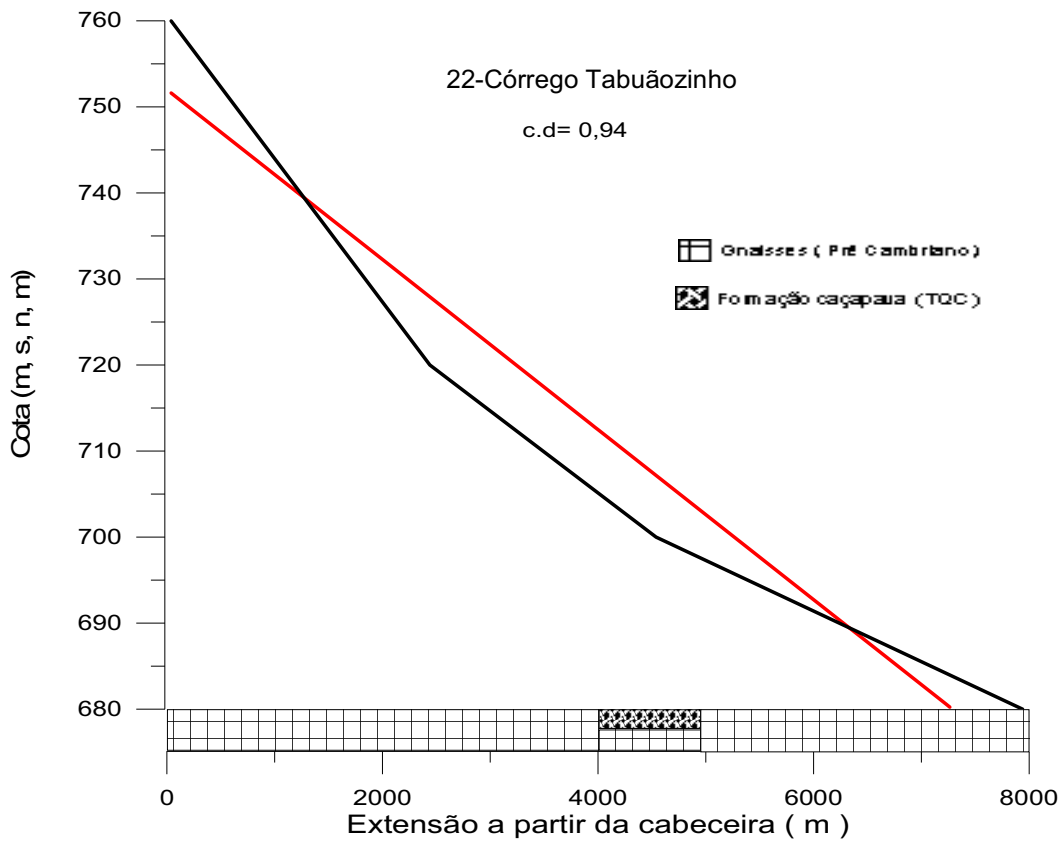


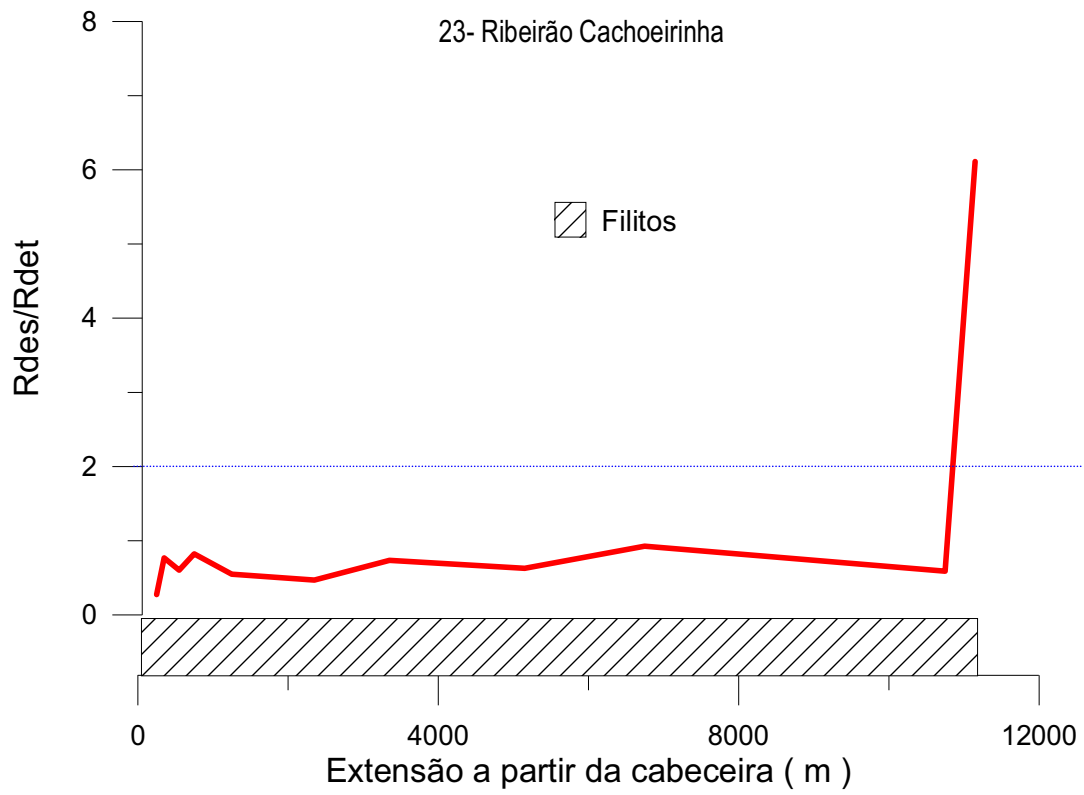
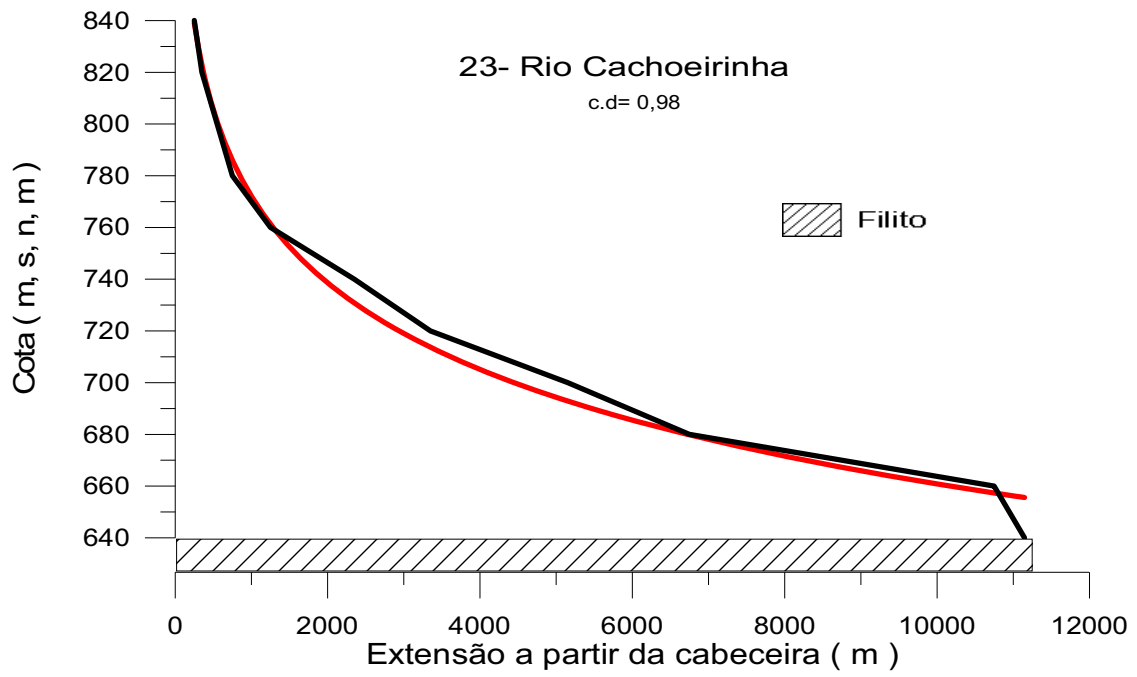


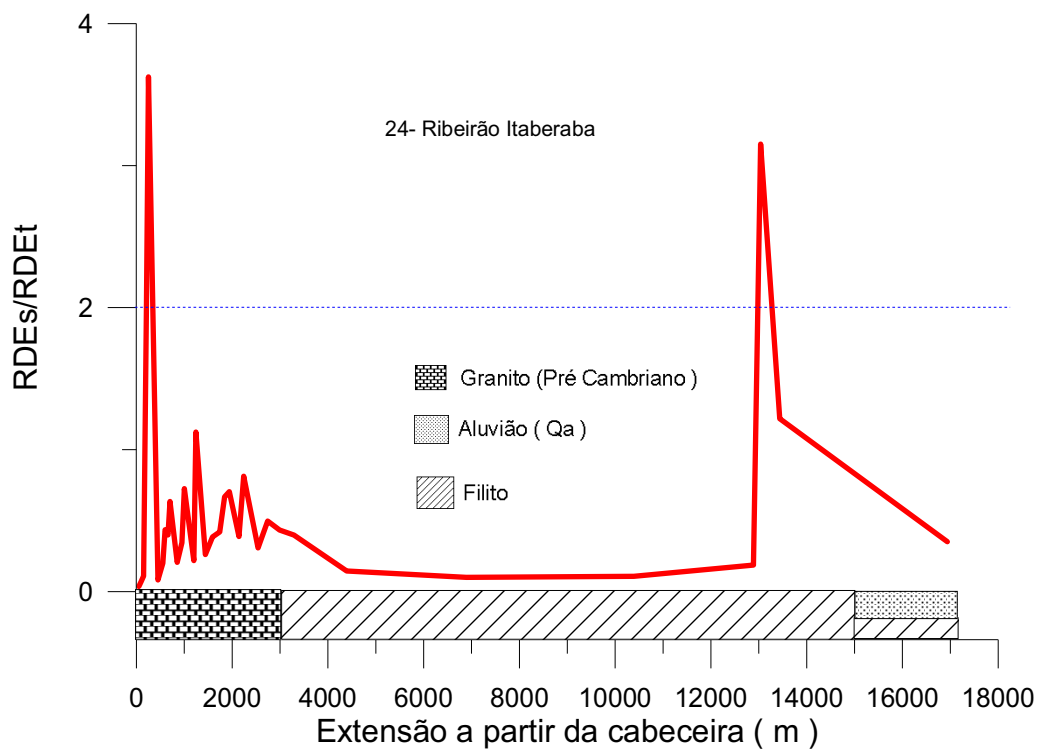
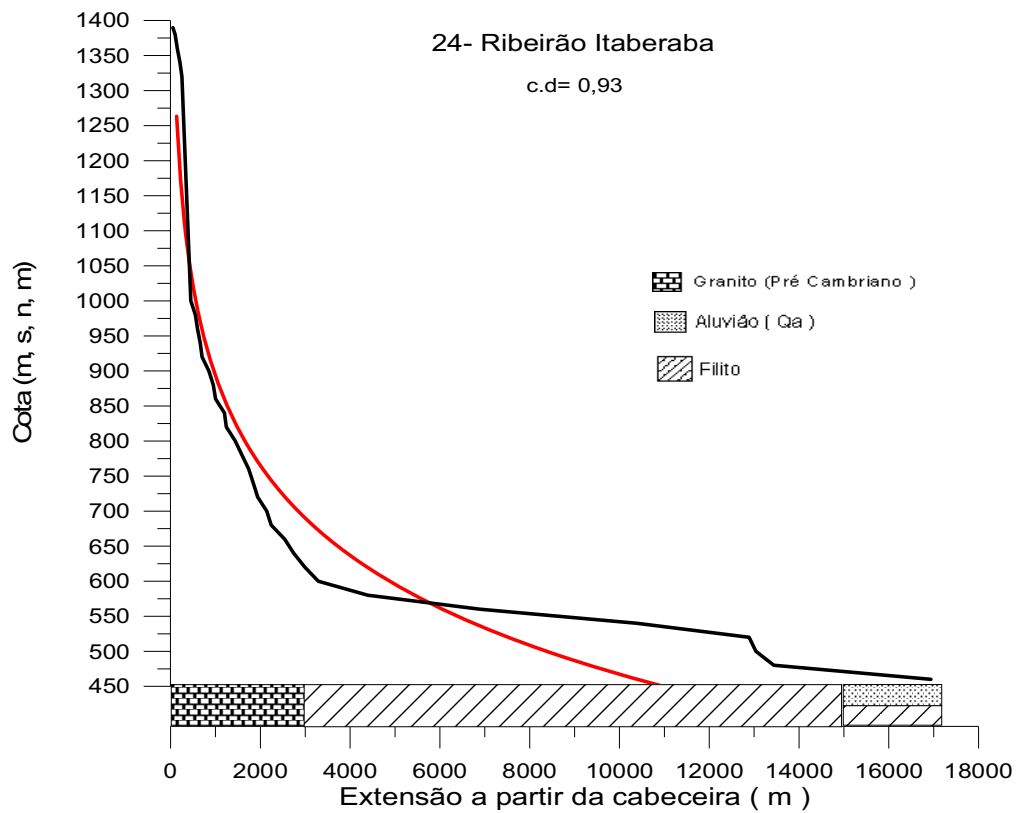


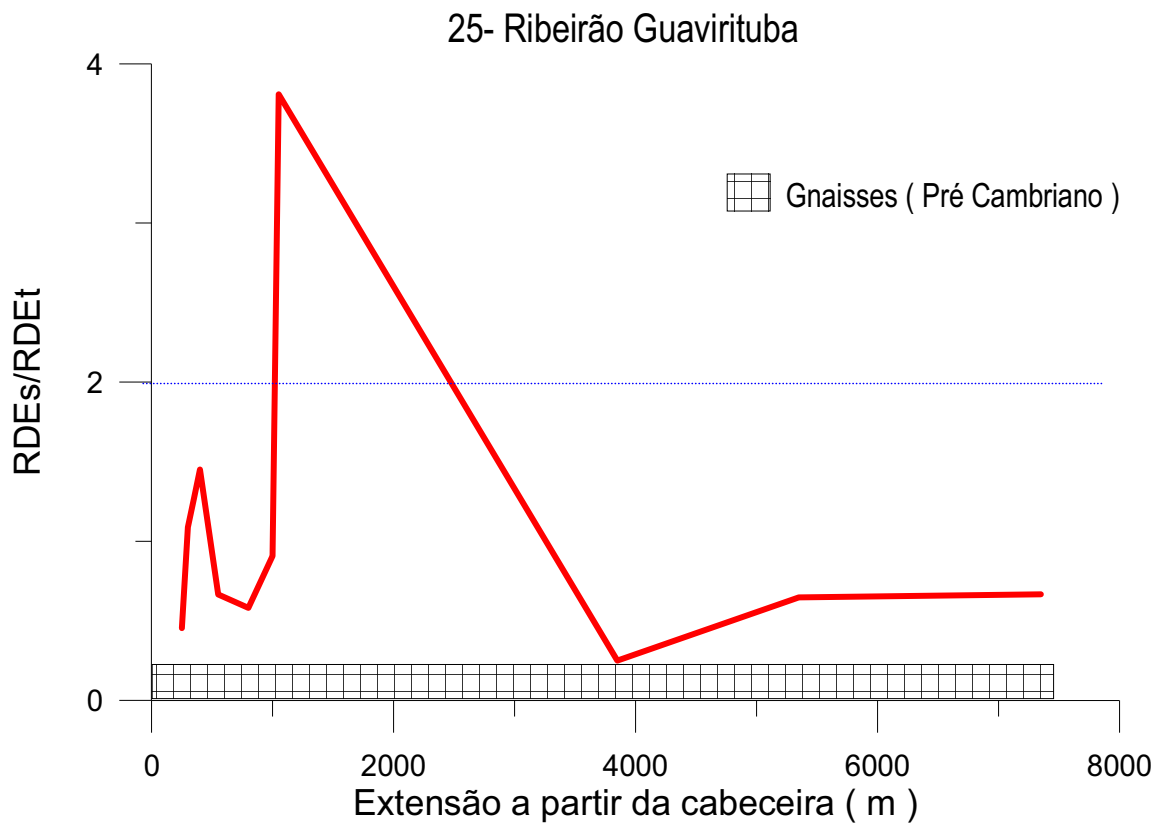
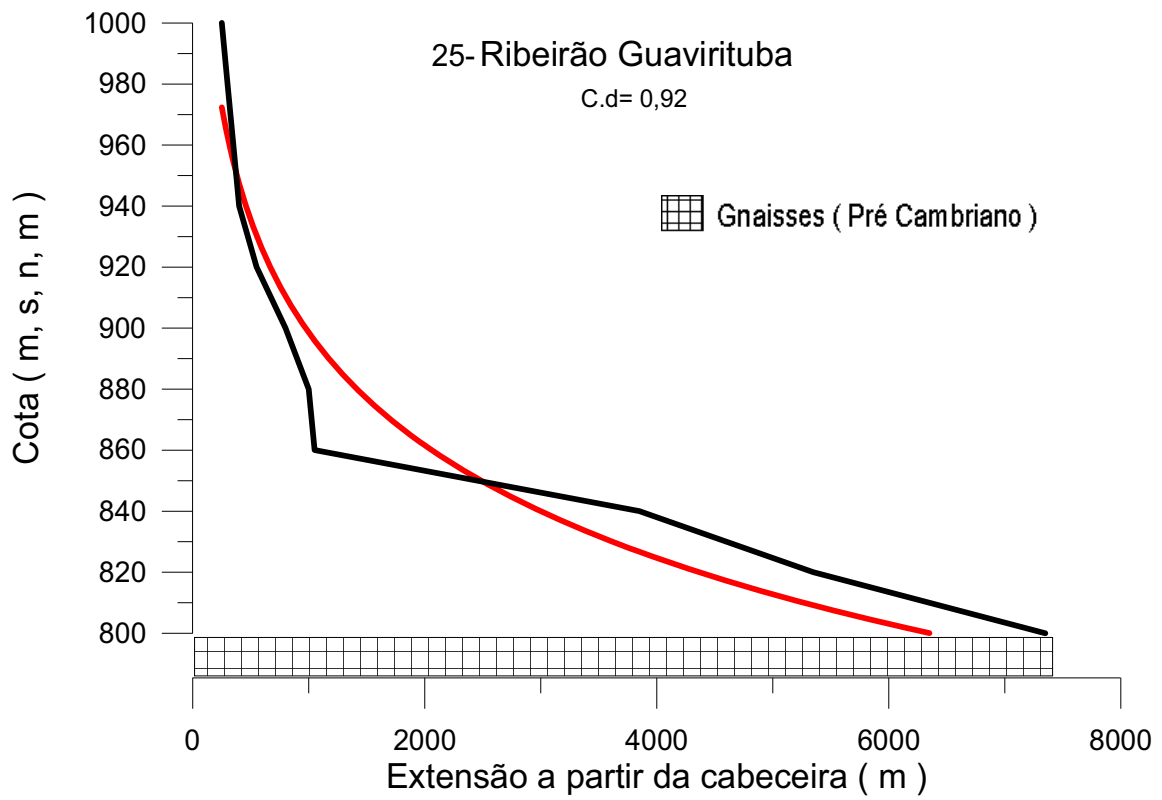


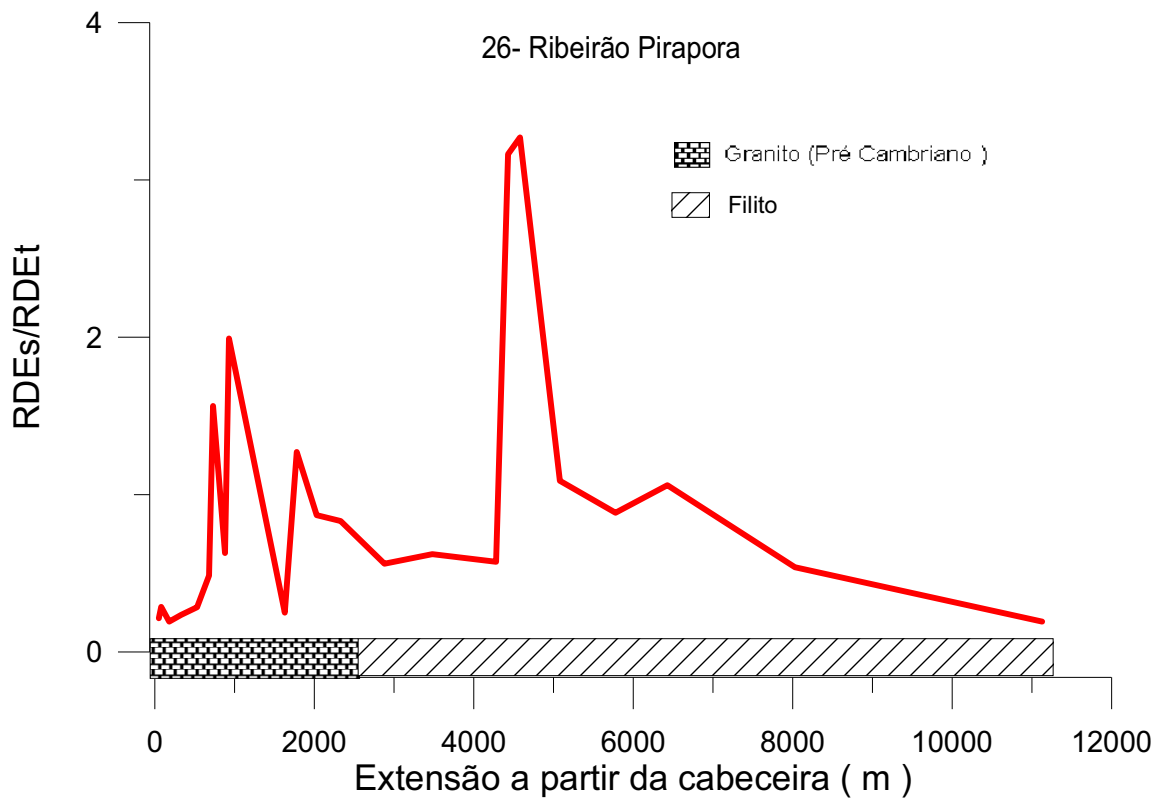
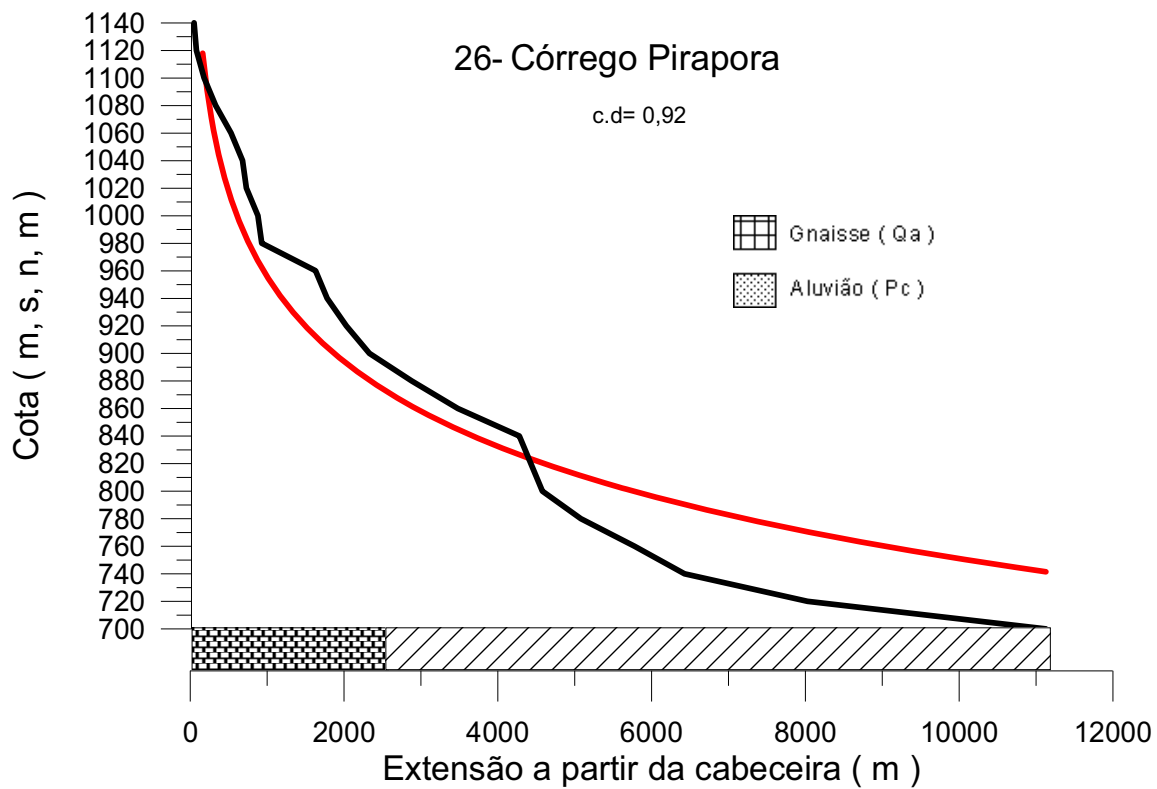


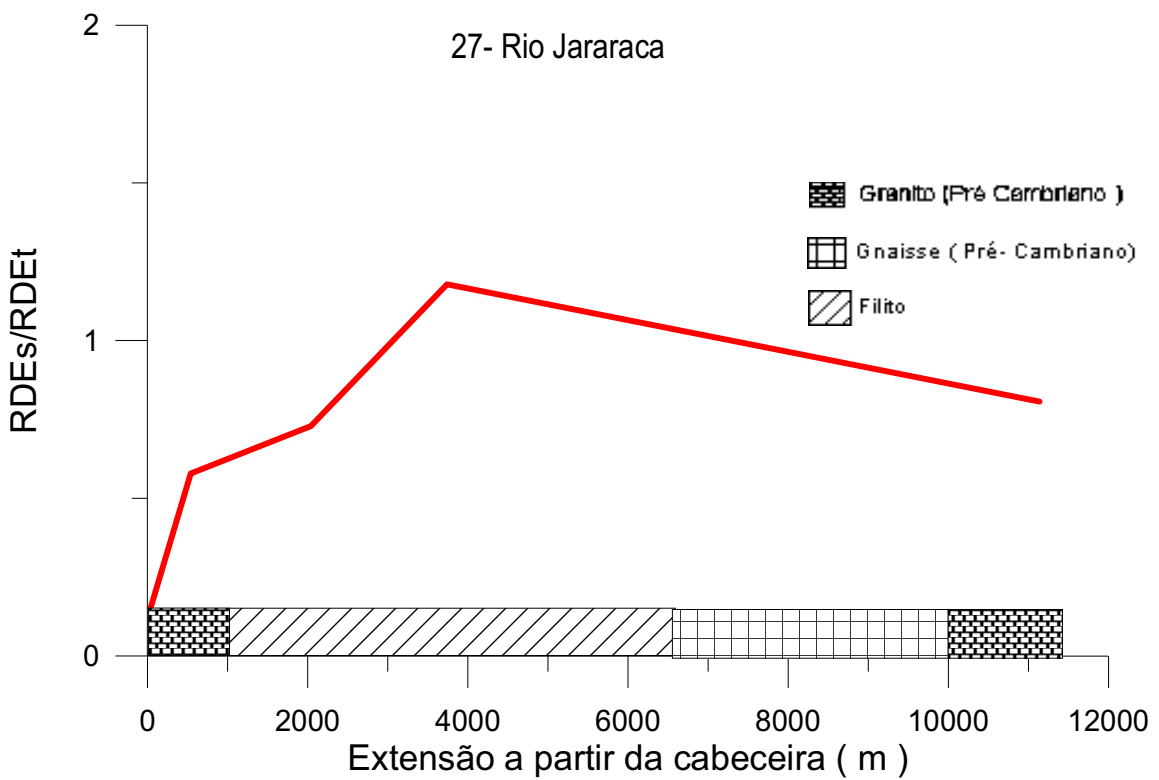
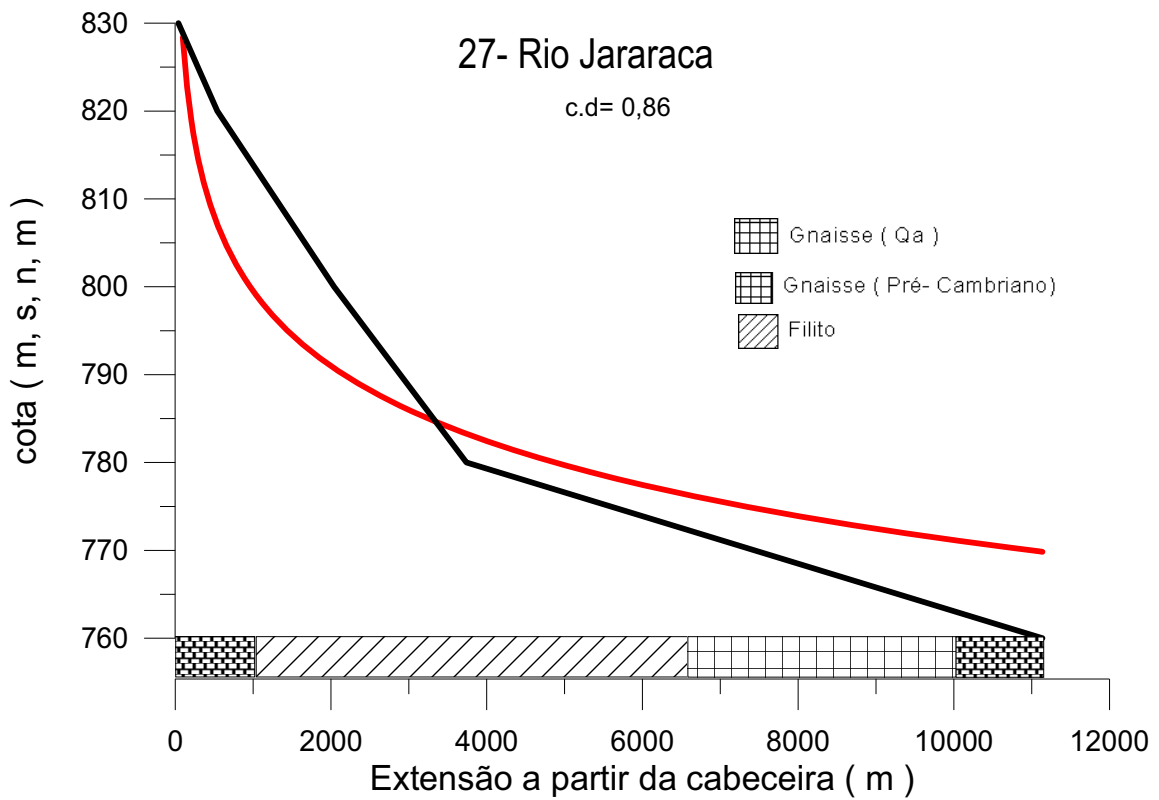


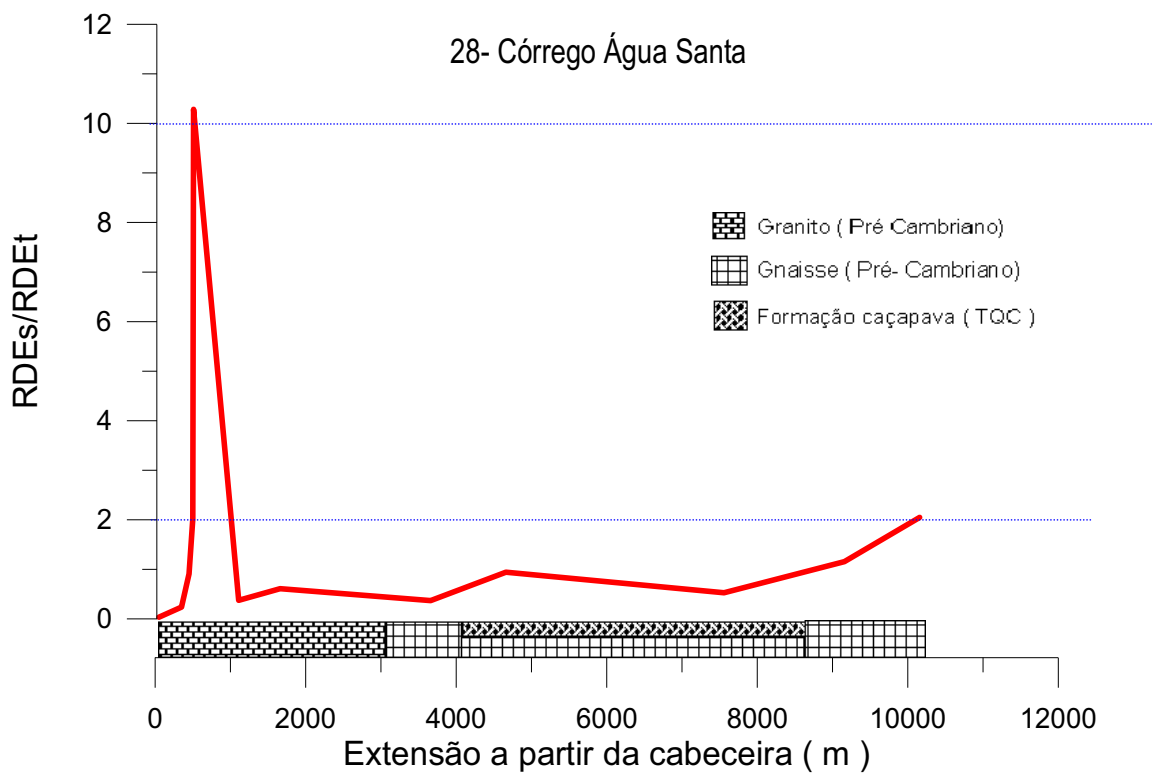
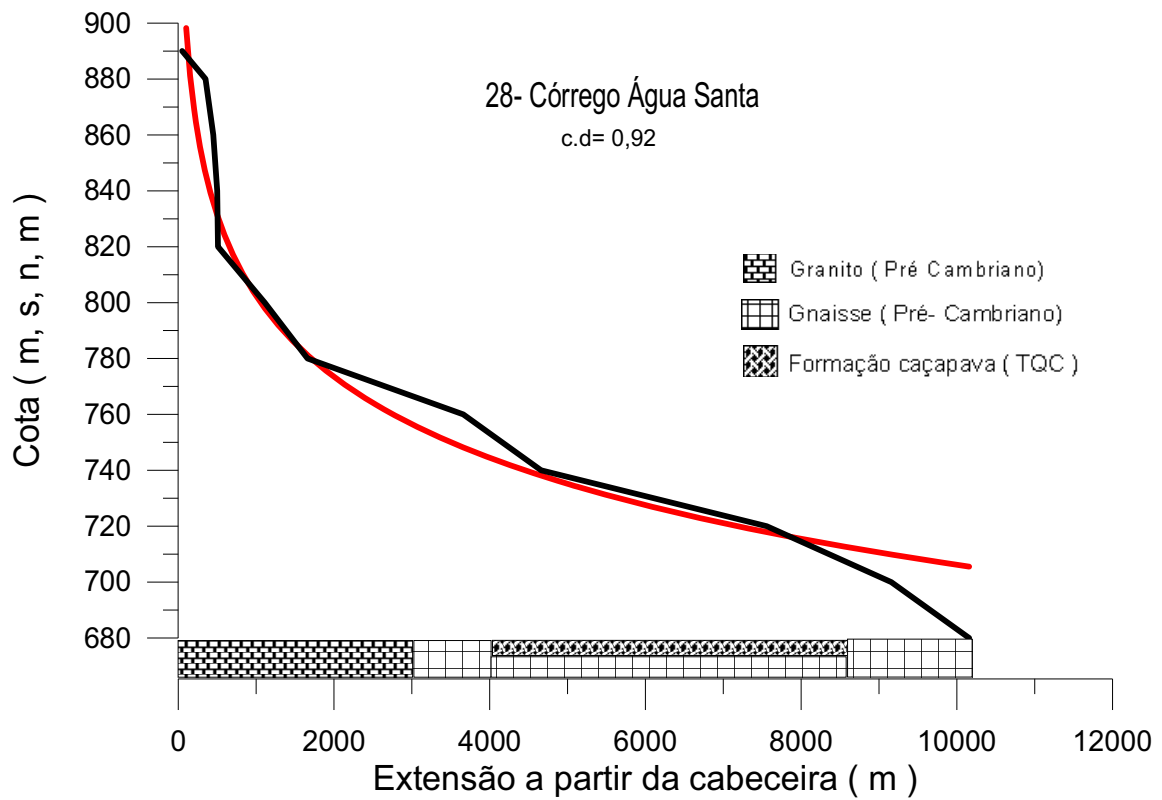


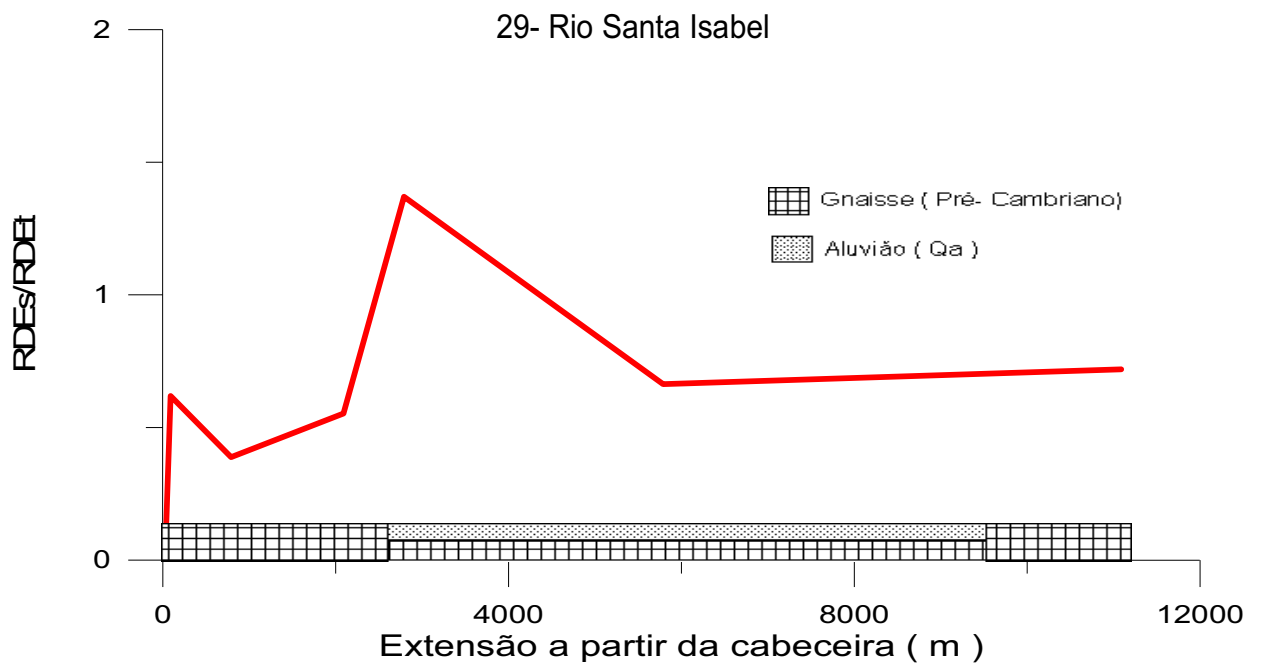
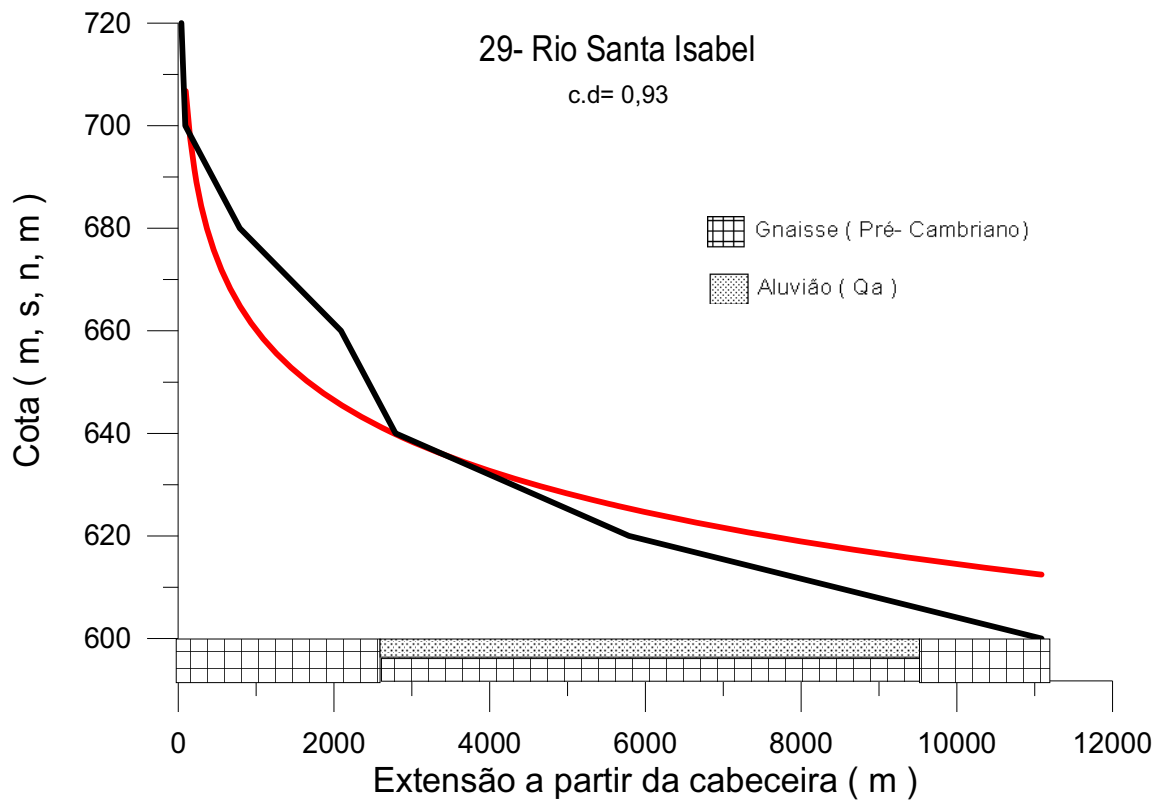


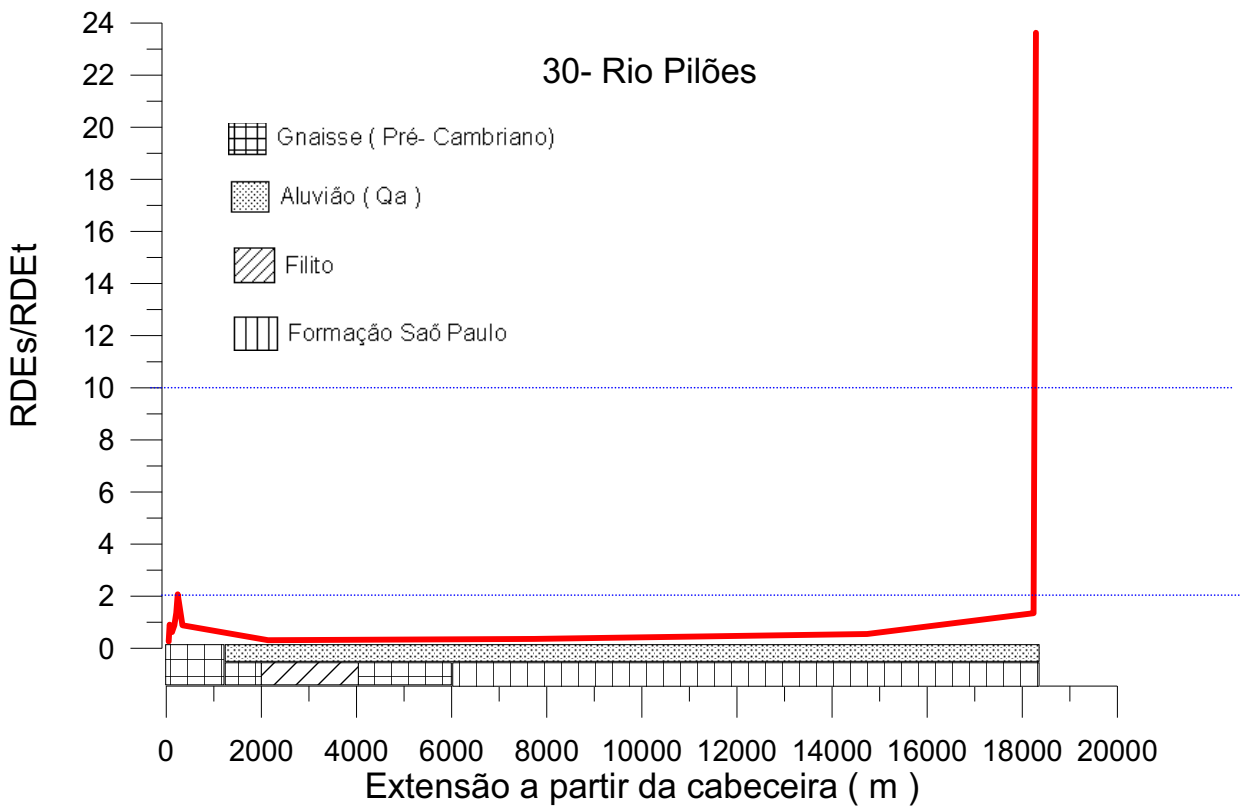
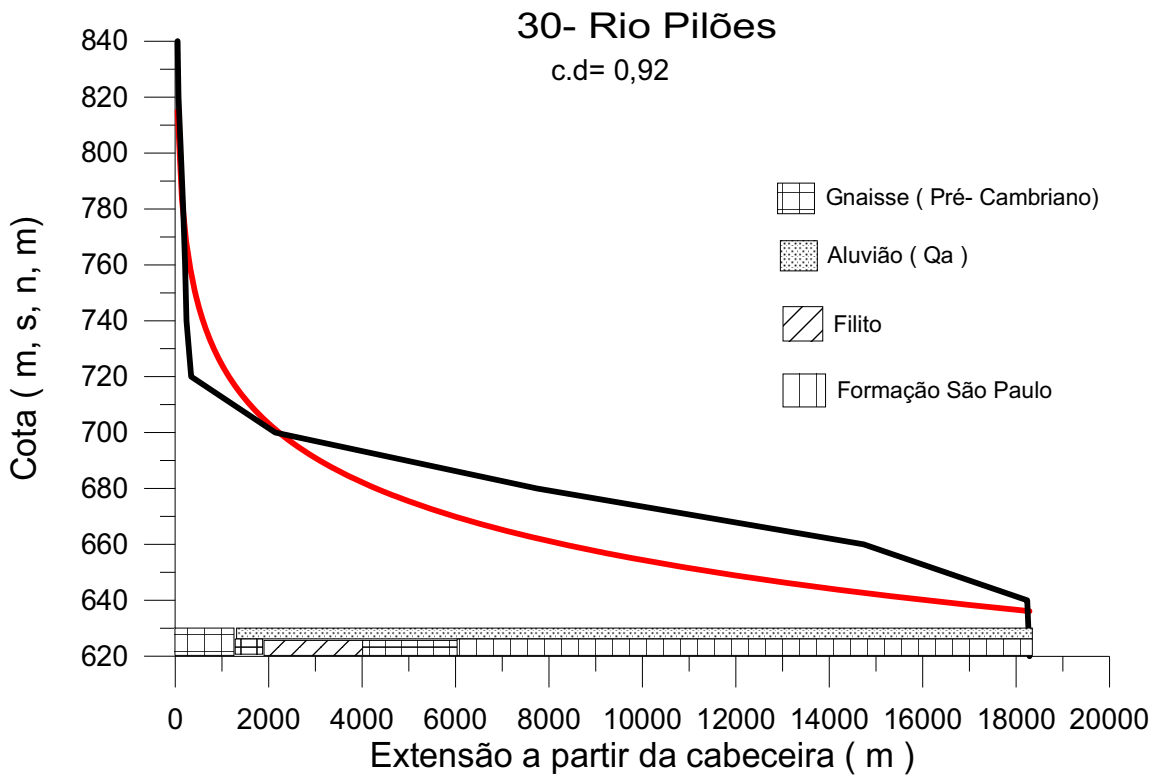












ANEXO C
Mapa de anomalias flúvio-
morfométricas

ANEXO D
Mapa geológico compilado
da área de estudo

ANEXO E
Seções geológicas

Nome do arquivo: CEPPE
Diretório: C:\Documents and Settings\david luis\Meus
documentos\Atividades mestrado
Modelo: C:\Documents and Settings\david luis\Dados de
aplicativos\Microsoft\Modelos\Normal.dotm
Título:
Assunto:
Autor: .
Palavras-chave:
Comentários:
Data de criação: 19/7/2010 13:27:00
Número de alterações:6
Última gravação: 23/7/2010 01:09:00
Salvo por: david
Tempo total de edição: 19 Minutos
Última impressão: 24/7/2010 09:58:00
Como a última impressão
Número de páginas: 193
Número de palavras: 32.732 (aprox.)
Número de caracteres: 176.755 (aprox.)