



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**  
Centro de Tecnologia e Ciências  
Faculdade de Geologia

Therence Paoliello de Sarti

**Condicionantes litológicos e estruturais na evolução da  
rede de drenagem, Sapucaia-RJ, médio vale do Rio  
Paraíba do Sul**

Rio de Janeiro

2008

Therence Paoliello de Sarti

**Condicionantes litológicos e estruturais na evolução da rede de drenagem, Sapucaia-RJ, médio vale do Rio Paraíba do Sul**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre, ao programa de Pós-Graduação em Bacias e Faixa Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida  
Co-Orientador: Prof. Dr. Marcelo Motta de Freitas

Rio de Janeiro  
2008

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC

S249 Sarti, Therence Paoliello.  
Condicionantes litológicas e estruturais na evolução da rede de drenagem, Sapucaia-RJ, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. - 2008.  
91 f.

Orientador :Julio César Horta de Almeida  
Co-orientador: Marcelo Motta de Freitas  
Dissertação (mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Teses. 2. Geomorfologia – Teses. 3. Paraíba do Sul, Rio, Vale – Teses. I. Almeida, Julio Cesar Horta de. II. Freitas, Marcelo Motta de. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

---

Assinatura

---

Data

Therence Paoliello de Sarti

**Condicionantes litológicos e estruturais na evolução da rede de drenagem, Sapucaia-RJ, médio vale do Rio Paraíba do Sul**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre, ao programa de Pós-Graduação em Bacias e Faixa Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Aprovado em 29 de Fevereiro de 2008.

Banca Examinadora

---

Prof. Dr Julio Cesar Horta de Almeida (Orientador)  
Faculdade de Geologia da UERJ

---

Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Ambrosina Gontijo-Pascutti  
Faculdade de Geologia da UERJ

---

Prof. Dr. Nelson Fernandes  
Instituto de Geociências da UFRJ

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha adorada esposa, Clarissa Fernandes do Rêgo Barros, pela dedicação e paciência, principalmente nestes últimos dias de preparação da Dissertação.

Agradeço ao professor Julio Cesar Horta de Almeida por todo o conhecimento adquirido ao longo destes anos de mestrado, incluindo os trabalhos de campo e as orientações responsáveis por toda a elaboração desta dissertação.

Agradeço ao professor Marcelo Motta de Freitas por me apresentar a este tema tão instigante e pela ajuda prestada desde os anos de graduação e orientação durante a monografia.

Agradeço aos técnicos do TEKTOS, Evânia Alves, Tiago Racca e Mario Franklin pela incansável ajuda na confecção dos mapas apresentados nesta dissertação.

## RESUMO

O Rio do Paraíba do Sul está encaixado sobre rochas neoproterozóicas do Brasileiro possuindo uma direção principal ENE-WSW que acompanha o *strike* das camadas geológicas. Próximo à cidade de Sapucaia-RJ o vale deste rio apresenta um estrangulamento denominado aqui de “Estreito de Sapucaia”. Através da análise de mapa hipsométrico, de perfis topográficos e do perfil longitudinal do Rio Paraíba do Sul, foi constatado que a feição morfológica do Estreito de Sapucaia é um divisor de drenagem regional de direção NNW-SSE e um nível de base regional que dita o trabalho erosivo realizado pelo Paraíba do Sul e de parte de seus afluentes na área estudada. O mapa hidrológico apresenta canais com mudanças abruptas de direção, indicativos de capturas de drenagem, sendo que muitas vezes essa mesma direção continua nos canais de bacias hidrográficas contíguas formando lineamentos de vales separados por um divisor. Estas capturas de drenagem acontecem em afluentes do Rio Paraíba do Sul que possuem direções contrárias a ele, assim como o Rio Calçado que flui por cerca de 20 km na direção oposta até mudar de direção próximo a sua foz no próprio Rio Paraíba do Sul. Estes canais de direção contrária ao rio principal sugerem a existência de uma antiga direção principal para oeste, que foi modificada por capturas de drenagem originadas a partir do rebaixamento de um paleo-divisor que existia no local onde hoje é o “Estreito de Sapucaia” e que dividia o Paraíba do Sul em dois segmentos de direções distintas, ENE e WSW. Acredita-se que este fato ocorreu durante a reativação tectônica rúptil na transição Mesozóico/Cenozóico quando foram geradas estruturas que se sobrepuseram às antigas estruturas até então existentes, reorganizando, assim, a distribuição dos fluxos hidrológicos. A inversão da direção do fluxo hidrológico para ENE aumentou a área de influência do Paraíba do Sul incrementando a quantidade de sedimentos disponíveis para o preenchimento da Bacia de Campos. Desta forma, acredita-se que esta captura de drenagem teve como data o Meso-Eoceno que marca o momento em que a Bacia de Campos deixa de estar faminta para receber um grande aporte sedimentar.

## ABSTRACT

The Paraíba do Sul River flows over Neoproterozoic rocks of Brasiliano, with preference direction ENE-WSW the same of the strike of geologic layers. In the Sapucaia-RJ city the valley of Paraíba do Sul river is strangle. This feature is called here "Sapucaia Strait". Throught the analysis of the Hipsometric Map, the topographies profiles and the longitudinal profile of the Paraíba do Sul River, was verified that this morphological feature is a regional drainage divided with NNW-SSE direction and a regional Knickpoint that's commands the erosion realized by the Paraíba do Sul River and his tributaries. The Hidrologic Map shows streams with abrupt changing of direction. Sometimes this direction continuous in streams of hidrological basins contiguous, originating relief lineaments, indicating stream capture. These stream captures happen in the tributaries of the Paraíba do Sul River with different direction of him, like the Calçado River that flows 20 km in the opposite direction up to his outfall in the property Paraíba do Sul River. These channels with opposite direction of the leading river suggest the existence of archaic mainly direction to West, that's being modified by the streams captures originated by the degrade of one paleo-divider that exists in the place where today is the "Sapucaia Strait" and divided the Paraíba do Sul River in two segments, ENE e WSW. This research, believes that this fact occurred at the Mesozoic/Cenozoic tectonic when was created structures that overlapped the olds structures that exists, reorganizing the distribution of the hydrologic flows. The inversion of the hydrologic flows increased the area of the Paraíba do Sul River enlarging the quantity of sediments that fills the Campos Basin. We expect, that this stream capture occurred in Meso-Eoceno when the Campos Basin stop to be starving and passes to receive a lot of sediments.

## LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização e acesso da área de estudo .....	16
Figura 2 - Mapa hidrológico com a subdivisão de bacias hidrográficas .....	17
Figura 3 - Esquema contendo a área de 10 km correspondente a localização dos topos usada na varredura de topos no perfil longitudinal do Rio Paraíba do Sul.....	23
Figura 4 - Esquema contendo a localização dos perfis topográficos.....	24
Figura 5 - Esquema contendo as subdivisões de 22º 5' utilizadas para confecção do mapa de segmentos retos de canais.....	25
Figura 6 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron <i>et al.</i> (2004) .....	29
Figura 7 – Tabela de Magmatismo, deformação e metamorfismo.....	35
Figura 8 - Mapa hipsométrico do Planalto Atlântico no Sudeste do Brasil .....	40
Figura 9 - Mapa de rede de drenagem ilustrando os rios Paraíba do Sul e Tietê e o cotovelo de captura de Guararema .....	42
Figura 10 - Mapa Hipsométrico das bacias contíguas dos córregos de Santa Fé e do Chiador.....	44
Figura 11 - Mapa Hipsométrico das bacias dos córregos do Chiador e do Macuco/Minerva, com cotovelo de captura .....	44
Figura 12 - Mapa contendo divisores de água formados por material aluvial.....	45
Figura 13 - Mapa Geológico da Área de Estudos.....	48
Figura 14 - A e B Foto do Granitóide Serra dos Órgãos.....	49
Figura 15 - Foto de Ortognaisse cinza do Arco Magmático Rio Negro.....	50
Figura 16 A e B - Foto de Ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.....	51
Figura 17 A e B - Foto de rocha do Grupo Andrelândia .....	53
Figura 18 - Foto de Ortognaisse milonítico do Complexo Quirino .....	54
Figura 19 - Foto de Mármore do Grupo Paraíba do Sul.....	55
Figura 20 - Granitóides intrusivos nos metassedimentos do Grupo Andrelândia .....	56
Figura 21 - Estereograma de pólos da foliação, com projeção Equal Angle, hemisfério inferior .....	58
Figura 22 - Foto de Quartizito com acamamaneto centimétrico.....	58

Figura 23 - Foto de rocha milonítica com alto ângulo de mergulho .....	59
Figura 24 - Granulito milonítico com plano axial paralelo a foliação.....	59
Figura 25 - Foto de zona de cisalhamento dúctil/rúptil preenchida por veio granítico.....	60
Figura 26 - Foto de afloramento de rocha milonítica mostrando lineação marcante e intenso fraturamento.....	61
Figura 27 – Dique de Basalto com direção NNW-SSE.....	62
Figura 28 – Roseta de atitudes de falhas, fraturas e diques .....	62
Figura 29 - Foto de relevo contendo alvéolo e encostas com formas côncavo convexas .....	64
Figura 30 - Foto de voçoroca em aparente estado de atividade situada em encosta na bacia do córrego do Peixe.....	64
Figura 31 - Foto do alvéolo preservado do Córrego Chiador .....	65
Figura 32 - Foto de exemplo de vale entulhado por sedimentos com formação de meandros.....	65
Figura 33 - Foto de exemplo de nível de base local .....	66
Figura 34 - Mapa Hipsométrico das folhas Anta, Sapucaia, Mar de Espanha e Três Rios .....	68
Figura 35 - Perfil de varredura de topos, longitudinal ao Rio Paraíba do Sul.....	70
Figura 36 A-B, C-D, E-F e G-H - Perfis topográficos.....	72
Figura 37 - Mapa hidrológico e níveis de base locais.....	76
Figura 38 – Exemplo de vale entulhado de sedimentos .....	77
Figura 39 – Knockpoint do Chiador.....	77
Figura 40 - Mapa de Lineamentos de Relevo junto ao Mapa Hipsométrico .....	79
Figura 41 - Foto do Lineamento Serra Morena.....	80
Figura 42 - Foto do Lineamento Louriçal .....	80
Figura 43 - Foto do Lineamento do Córrego da Estaca .....	81
Figura 44 - Foto do Lineamento Rio Preto .....	81
Figura 45 - Foto do Lineamento Nascente do Peixe .....	82
Figura 46 - Roseta Orientação dos Segmentos Retos de Canais .....	83
Figura 47 - Gráfico de comprimento acumulado dos segmentos retos de canais .....	84

Figura 48 - Rosetas de orientação das direções de segmentos retos de canais e das estruturas rúpteis e histograma de orientação de direções de canais.....	86
Figura 49 - Foto de exemplo de controle estrutural em canal do Córrego do Peixe .....	86
Figura 50 - Mapa Geológico contendo os lineamentos de relevo amostrados.....	88
Figura 51 – Foto de falha de direção ENE que controla localmente o Rio Preto .....	89
Figura 52 – Estratigrafia da Bacia de Santos.....	94

## Sumário

<b>1 INTRODUÇÃO, OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E PROCEDIMENTOS UTILIZADOS.....</b>	<b>13</b>
<b>1.1 Introdução.....</b>	<b>13</b>
<b>1.2 Objetivo.....</b>	<b>14</b>
<b>1.3 Localização e acesso.....</b>	<b>14</b>
<b>1.4 Procedimentos utilizados.....</b>	<b>18</b>
<u>1.4.1 Introdução.....</u>	<u>18</u>
<u>1.4.2 Mapa Geológico.....</u>	<u>19</u>
<u>1.4.3 Revisão Bibliográfica.....</u>	<u>20</u>
<u>1.4.4 Mapa Hipsométrico.....</u>	<u>20</u>
<u>1.4.5 Perfil longitudinal do rio Paraíba do Sul com varredura de topos.....</u>	<u>20</u>
<u>1.4.6 Perfis topográficos.....</u>	<u>21</u>
<u>1.4.7 Mapa da rede de drenagem e níveis de base locais (knickpoints).....</u>	<u>21</u>
<u>1.4.8 Estereograma de segmentos retos de canais.....</u>	<u>25</u>
<u>1.4.9 Gráfico de comprimento acumulado dos segmentos retos de Canais.....</u>	<u>26</u>
<u>1.4.10 Estereogramas de atitude das estruturas geológicas.....</u>	<u>26</u>
<u>1.4.11 Mapa de lineamentos de relevo.....</u>	<u>26</u>
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>27</b>
<b>2.1 Geologia Regional.....</b>	<b>27</b>
<u>2.1.2 Província Mantiqueira.....</u>	<u>27</u>
<u>2.1.3 Faixa Móvel Ribeira (FR).....</u>	<u>28</u>
<u>2.1.3.1 Terreno Ocidental.....</u>	<u>30</u>

<u>2.1.3.2 Klippe Paraíba do Sul</u> .....	32
<u>2.1.3.3 Terreno Oriental</u> .....	32
<u>2.1.3.4 Terreno Cabo Frio</u> .....	33
<b>2.2 Evolução tectônica</b> .....	33
<u>2.2.1 Amalgamação do Continente Gondwana</u> .....	33
<u>2.2.2 Metamorfismo\Magmatismo Brasileiro</u> .....	35
<b>2.2.3 Eventos Tectônicos Rúpteis no Fanerozóico e suas Implicações Geomorfológicas</b> .....	35
<b>2.2.4 Geomorfologia regional do médio vale do Rio Paraíba do Sul</b> .....	39
<u>2.2.4.1 Capturas de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul</u> .....	41
<b>3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA</b> .....	46
<b>3.1 Mapa Geológico</b> .....	46
<b>3.1.1 Granito Serra do Órgãos</b> .....	47
<b>3.1.2 Arco magmático Rio Negro</b> .....	47
<b>3.1.3 Sistema de Empurrões Juiz de Fora</b> .....	50
<u>3.1.3.1 Complexo Juiz de Fora</u> .....	50
<u>3.1.3.2 Grupo Andrelândia</u> .....	50
<b>3.1.4 Klippe Paraíba do Sul</b> .....	53
<u>3.1.4.1 Complexo Quirino</u> .....	53
<u>3.1.4.2 Grupo Paraíba do Sul</u> .....	53
<b>3.1.5 Granitos porfiróides a miloníticos</b> .....	53
<b>3.2 Geologia Estrutural</b> .....	57
<u>3.2.1 Deformação Dúctil</u> .....	57
<u>3.2.2 Estruturas Rúpteis</u> .....	60
<b>3.3 Morfologia dos vales e encostas</b> .....	63

<b>3.4 Hipsometria.....</b>	<b>66</b>
<b>3.5 Perfil longitudinal do Paraíba do Sul com varredura de topos .....</b>	<b>69</b>
<b>3.6 Perfis Topográficos .....</b>	<b>71</b>
<b>3.7 Mapa da rede de drenagem e níveis de base.....</b>	<b>74</b>
<b>3.8 Lineamentos de Relevô .....</b>	<b>78</b>
<b>3.9 Estereogramas de segmentos retos de canais e gráfico de comprimento acumulado de segmentos retos.....</b>	<b>82</b>
<b>4 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>84</b>
<b>4.1 O papel de litologia e suas estruturas na evolução da Paisagem Geomorfológica.....</b>	<b>84</b>
<b>4.2 Evidências da captura do Rio Paraíba do Sul .....</b>	<b>90</b>
<b>5 Considerações Finais.....</b>	<b>92</b>
<b>6 Referências Bibliográficas.....</b>	<b>95</b>

## Capítulo 2

### Contexto Geológico/Geomorfológico Regional

#### **2.1 - Geologia Regional**

O substrato geológico da área está inserido na Província Mantiqueira compondo parte do segmento central da Faixa Ribeira. A seguir serão apresentadas as características gerais deste ambiente tectônico.

##### **2.1.2 - Província Mantiqueira**

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozóico formado durante a Orogênese Brasileira. Esta orogênese é responsável pela aglutinação de parte do Paleocontinente Gondwana Ocidental que, através de sucessivas colisões diacrônicas, empilhou terrenos tectônicos na margem do Cráton do São Francisco (HEILBRON *et al.* 2004).

Compartimentada em domínios tectônicos a Província Mantiqueira contém quatro conjuntos litológicos diferentes (HEILBRON *et al.* 1995 e HEILBRON *et al.* 2004):

- Embasamento pré-1,8 Ga – São ortognaisses e ortogranulitos de variada composição incluindo termos dioríticos, tonalíticos, granodioríticos e graníticos, além de intercalações de rochas básicas e seqüências do tipo greenstone belt.
- Coberturas supracrustais paleo a mesoproterozóica – são sucessões depositadas em bacias intracontinentais sobre o embasamento com baixo grau de deformação e metamorfismo. São representadas pela Megassequência São João Del Rei, predominantemente quartzítica e pela Megassequência Carandaí composta por rochas carbonáticas e pelíticas.

- Coberturas supracrustais neoproterozóicas – é representada pela Megassequência Andrelândia, de composição siliciclástica, com paragneisses e xistos pelíticos intercalados com quartzitos feldspáticos; pela Sucessão Búzios, composta por gnaisses pelíticos com anfibolitos e rochas calcissilicáticas intercaladas; e a cobertura metassedimentar dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, constituídos por gnaisses bandados com intercalações de xistos pelíticos, mármore e rochas calcissilicáticas.
- Rochas Granitóides Brazilianas – Trata-se de granitóides sin a pós-colisionais (MACHADO *et al.* 2000; MENDES *et al.* 2006) produtos de episódios intrusivos e/ou anatéticos em variados intervalos de tempo.

### 2.1.3 – Faixa Móvel Ribeira (FR)

A Faixa Ribeira (figura 6) está localizada a sul do Cráton do São Francisco (ALMEIDA 1977), tratando-se de um cinturão orogenético, com *trend* estrutural predominante NE-SW, profundamente erodido, gerado pela convergência litosférica do Continente São Francisco com o Continente do Congo (além de outras possíveis micro placas) na Orogênese Brasileira.

HEILBRON *et al.* (2004) dividem a FR em três grandes terrenos tectônico-estratigráficos, separados por zonas de cisalhamento transpressivas, mais a *Klippe* Paraíba do Sul. Os terrenos são: Terreno Ocidental, Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental representa a margem retrabalhada do Cráton do São Francisco e o Terreno Oriental a parte da Placa do Congo. O contato entre estes dois terrenos corresponde à sutura da Faixa Ribeira que é dividida por uma zona de cisalhamento de alto ângulo conhecida como Limite Tectônico Central (Central Tectonic Boundary - CTB). O CTB é caracterizado como o contato entre os ortogneisses do Arco Magmático Rio Negro, do Terreno Oriental e as rochas metassedimentares miloníticas do Sistema de Empurrões Juiz de Fora, do terreno ocidental (ALMEIDA, 1998).

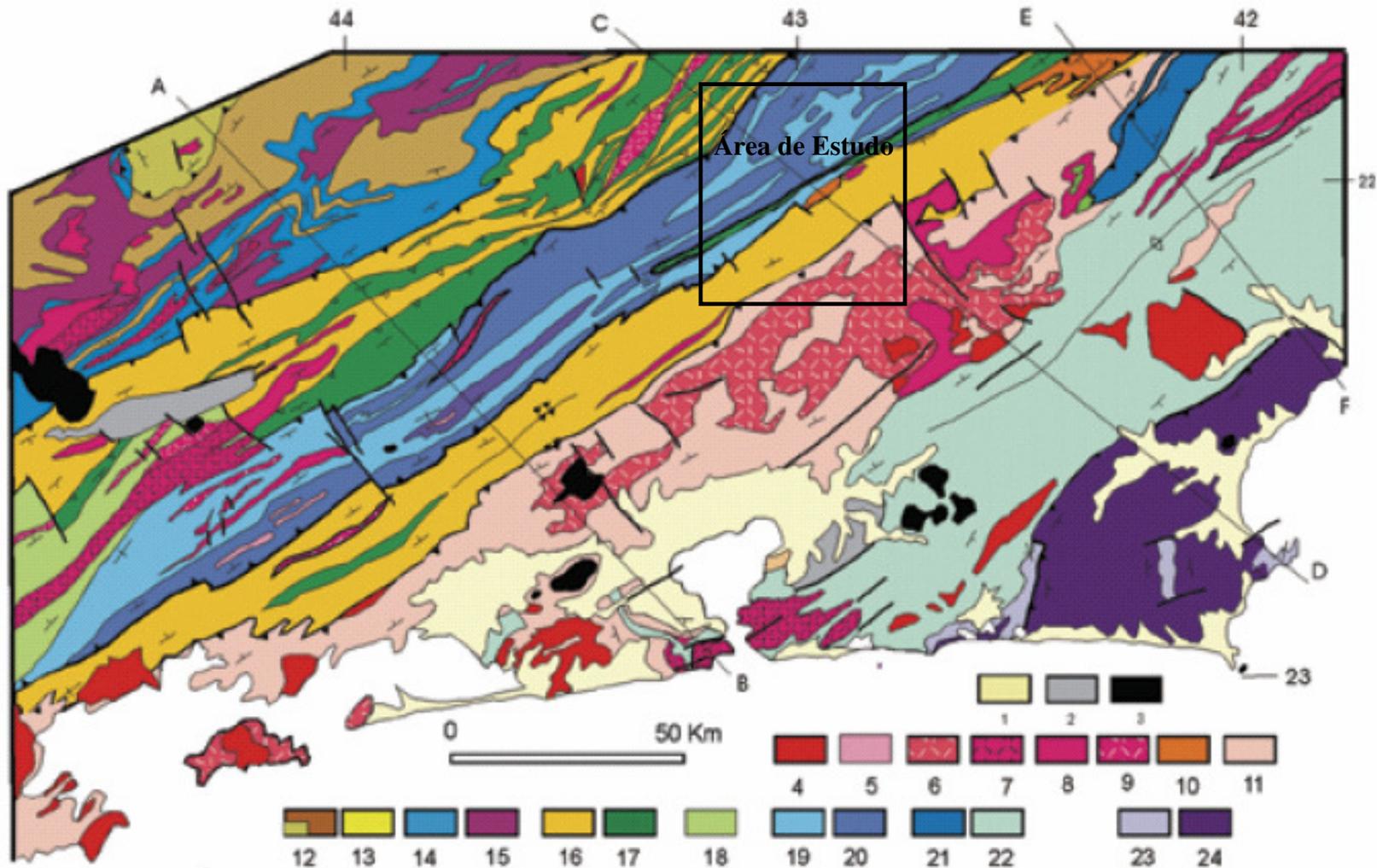


Figura 6 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* (2004), com a área de estudo em destaque. Legenda 1-Sedimentos quaternários; 2-Sedimentos terciários; 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias; 4-Granitóides Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9) – 4-Biotita granitos pós colisionais (510-480 Ma,  $G_5$ ); 5-Granito contemporâneos as ZCs D3 (535-520 Ma  $G_4$ ); 6-Granitos e Charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma,  $G_3$ ); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos Charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma  $G_2$ ), granitóides com idade indeterminada (9-10); 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megasequência Andrelândia (12-14); 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do turvo; 14-sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megasequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno ou Klippe Paraíba do Sul (19-20); 19-Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22); 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão Metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24); 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região do Lagos.

Ao longo das seqüências tectono-estratigráficas são encontrados ainda sedimentos quaternários na forma de alvéolos, rampas de colúvio, além de camadas de regolito recobrimdo o relevo de colinas.

Os Terrenos tectono-estratigráficos serão descritos a seguir.

### **2.1.3.1 - Terreno Ocidental**

Este terreno corresponde à margem retrabalhada do Cráton do São Francisco e é constituído por três domínios de associações litológicas e estruturais distintas: Domínio Autóctone, Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora (HEILBRON *et al.* 2004)

#### **A) Domínio Autóctone**

O embasamento deste domínio é formado por faixas arqueanas do tipo Greenstone Belt, na direção NE-SW, com intrusões ígneas bimodais (TROUW *et al.* 2000) e pelo Complexo Mantiqueira, constituído por ortognaisses e anfibolitos.

A seqüência supracrustal é formada pela Megassequência Andrelândia, dividida em seis seqüências (TROUW *et al.* 2000 p.295), formadas por paragneisses bandados com intercalações delgadas de filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas; clorita-biotita-filitos, plagioclásio biotita xisto/gnaissse, biotita xisto a gnaissse com intercalação de anfibólios, gondito, quartzito e rochas calcissilicáticas.

#### **B) Domínio ou Sistema de Empurrões Andrelândia**

Este domínio é constituído pelo embasamento (Complexo Mantiqueira) formado por ortognaisses migmatíticos tonalíticos a graníticos, granitóides e metabasitos, com cobertura supracrustal da Megassequência Andrelândia além de rochas granitóides sin e tardi-colisional.

Nas folhas Juiz de Fora e Matias Barbosa, DUARTE *et al.* (1995) descreveram o embasamento e a cobertura supracrustal em detalhe.

O Complexo Mantiqueira é constituído por biotita-hornblenda gnaissse cinzento, bandado, migmatítico, de composição tonalítica a granodiorítica com enclaves de metabásicas.

A cobertura supracrustal é dividida em duas unidades. A primeira é composta por biotita gnaiss bandado, quartzo-feldspático, com porções leucossomáticas gradando para quartzitos puros, (sillimanita) quartzitos feldspáticos ou biotita-granada-(sillimanita) gnaiss e rochas calcissilicáticas. A segunda unidade compreende sillimanita quartzito feldspático, de textura milonítica gradando para biotita-sillimanita gnaiss. Ocorrem ainda intrusões de metabasitos em forma de lentes irregulares e *boudins*.

### C) Domínio ou Sistema de Empurrões Juiz de Fora

Trata-se de uma *mélange* tectônica, com intensa intercalação tectônica entre as rochas do embasamento (ortogranulitos de idade paleoproterozóica do Complexo Juiz de Fora), e de sua cobertura neoproterozóica (sedimentos da Megassequência Andrelândia), ambas milonitizadas.

O Complexo Juiz de Fora é formado por rochas ortoderivadas, pré 1,8 Ga, com paragêneses de fácies granulito. São ortogranulitos enderbíticos e charnockíticos, com tipos gabróicos subordinados, de coloração esverdeada ou caramelo de estrutura maciça a escala megascópica e textura comumente granoblástica. Sua formação envolve dois pulsos metamórficos de alto grau com intenso processo de milonitização (DUARTE *et al.* 2003).

A cobertura supracrustal, gerada no Neoproterozóico, é correlacionada à Megassequência Andrelândia. São sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de quartzo impuro, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, de granulometria média a grossa, foliação marcante e bandamento gnáissico muitas vezes presente. É comum a presença de estruturas migmatíticas estromáticas, evidenciando o desenvolvimento de anatexia *in situ* (DUARTE *et al.* 2003).

Seus granitóides e/ou charnockitóides neoproterozóicos estão divididos em três grupos: a Suíte Matias Barbosa (hornblenda-biotita ortognaiss; hornblenda-biotita ortognaiss porfiróide; e leucognaiss rosa); o Granada Charnockito e Granada Leucogranito; e o Biotita Granito (DUARTE *et al.* 2003).

### 2.1.3.2 – Klippe Paraíba do Sul

A Klippe Paraíba do Sul é uma escama tectônica, situada na porção superior do segmento central da FR, que ocupa a zona de charneira dos dobramentos megassinformes do Rio Paraíba do Sul. É formada por um conjunto supracrustal de metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul e embasamento pré-1.8 Ga, do Complexo Quirino, constituído por ortognaisses retrabalhados de granitóides cálcio-alcalinos transamazônicos (VALLADARES *et al.* 1997).

O embasamento paleoproterozóico é formado por hornblenda-biotita ortogneisse granodiorítico a granítico, com enclaves de rochas básicas e ultra-básicas. Sua estrutura caracteriza-se pela ausência de bandamento composicional, e uma foliação marcante. Ocorrem ainda intercalações de anfibolito e lentes de leucogranitos.

As rochas do Grupo Paraíba do Sul compõem a cobertura metassedimentar neoproterozóica. Estas são sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaisses, que possuem uma marcante foliação definida pelo arranjo planar de micas e pela alternância de bandas com diferentes tamanhos de grãos, apresentando indícios de fusão parcial. Associadas a estas rochas aparecem lentes de mármore de composição dolomítica a calcítica.

Esta *klippe* possui também granitóides neoproterozóicos (Leucogranitos sin-colisionais e tardi-colisionais (HEILBRON *et al.* 1995, DUARTE *et al.* 2003).

### 2.1.3.3 - Terreno Oriental

Este terreno é onde está situado o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro. É formado por ortognaisses de composição graníticas a tonalíticas com intercalação de rochas básicas.

Este arco magmático intruiu em rochas supracrustais constituídas por três complexos: Complexo Cambucí, formado por granada-biotita gnaisses migmatíticos, com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas; Complexo Costeiro, constituído por gnaisses paraluminosos ricos em granada e sillimanita e; Complexo Italva formado por gnaisses bandados, mármores calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos. O Terreno Oriental possui também granitóides sin e pós-colisionais.

#### 2.1.3.4 - Terreno Cabo Frio

Este foi o último terreno a ser amalgamado à Faixa Ribeira, a cerca de 520 Ma, na formação do paleocontinente Gondwana (HEILBRON & MACHADO 2003). Seu embasamento é constituído por metagranitóides com corpos de metaquartzo-diorito e metatonalitos da Unidade Região dos Lagos intercalados por gnaisses anfibolíticos da Unidade São Mateus (SCHMITT *et al.* 2004).

A cobertura supracrustal é formada por pacotes de metassedimentos, sillimanita–cianita–granada–biotita gnaiss, da sucessão Búzios e por quartzo–feldspato paragnaisse com intercalações de rochas calcissilicáticas e camadas de feldspatito e quartzito da sucessão Palmital (SCHMITT *et al.* 2004).

## 2.2 - Evolução tectônica

### 2.2.1 - Amalgamação do Continente Gondwana

A paleogeografia dos terrenos pertencentes à FR, há 850 Ma, era formada por três placas e/ou micro placas separadas por duas bacias oceânicas (HEILBRON & MACHADO 2003). A oeste da placa/microplaca do Terreno Oriental estava o Cráton do São Francisco, sendo separados por um oceano. A leste, separados por outro oceano estava o Cráton do Congo.

Através de dados geocronológicos e geoquímicos, TUPINAMBÁ *et al.* (2000) sugerem a existência de um arco magmático neoproterozóico, chamado de Arco Mágmató Rio Negro, no Terreno Oriental da Faixa Ribeira durante o estágio pré-colisional da Orogênese Brasileira. Este arco é produto da subducção de uma crosta oceânica com *dip* para leste sob a Placa/Micro Placa do Terreno Oriental. A continuidade da subducção levou ao fechamento do Oceano Adamastor (BRITO NEVES *et al.* 1999) e a subsequente colisão entre o Cráton do São Francisco com o Arco Mágmató Rio Negro.

Esta colisão continental oblíqua, responsável pela Orogênese Brasileira, resultou em um empilhamento de escamas tectônicas de SE para NW (HEILBRON *et al.* 1995) e um escape da litosfera em direção SW, ao sul do Cráton do São

Francisco, gerando uma tendência estrutural de *strike* NE-SW (TROMPETTE *et al.* 1993).

### 2.2.2 - Metamorfismo\Magmatismo Brasileiro

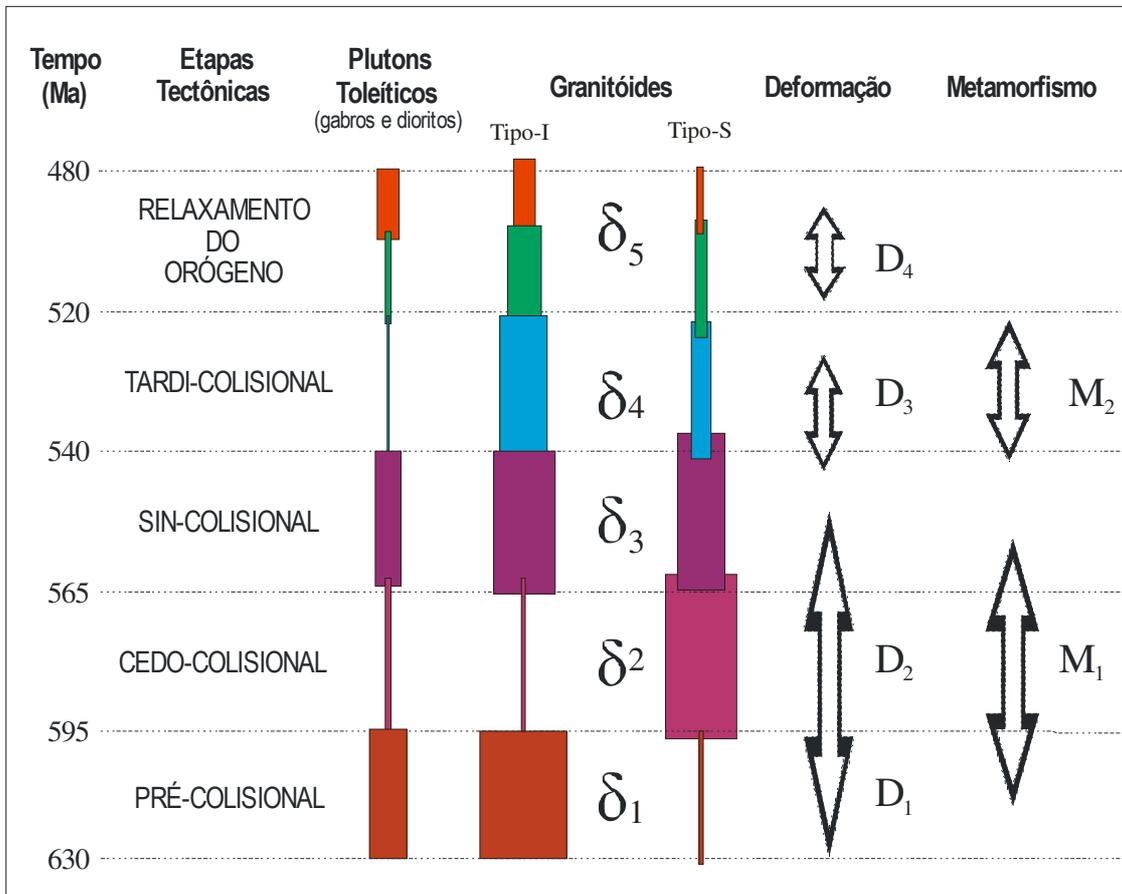
O choque do Cráton do São Francisco com o Arco Magmático Rio Negro é responsável pela fase principal de metamorfismo (M1) (figura 8) e encurtamento crustal da Faixa Ribeira, no intervalo de 590-565 Ma (MACHADO *et al.* 1996). Esta fase deu origem a duas deformações D1 + D2 (figura 8) Sin-colisionais com paragêneses resultantes representadas nas foliações S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> ou S<sub>1+2</sub> (HEILBRON *et al.* 1995). Este evento gerou uma tectônica de baixo ângulo com cavalgamentos e dobras isoclinais além das estruturas mais penetrativas encontradas na FR.

São encontradas evidências de metamorfismo mais recente (M2), no intervalo de 535-520 Ma, possivelmente relacionado à duplicação crustal e à recristalização e ao crescimento de minerais da etapa de deformação D3 no período pós-colisional da Orogênese Brasileira e ainda uma fase de deformação D4 (HEILBRON *et al.* 1995, MACHADO *et al.* 1996).

Alguns autores descrevem uma nova orogênese subsequente ao evento Brasileiro, ao final do Neoproterozóico, responsável pela amalgamação do Terreno Cabo Frio, denominada de Orogênese Rio Doce (CAMPOS NETTO & FIGUEIREDO 1992) ou Orogenia Búzios (SCHMITT *et al.* 2004). Entende-se que enquanto as regiões internas à Faixa Ribeira estavam passando pelo momento pós tectônico o Terreno Cabo Frio se encontrava em um momento de pré a sin-colisional.

Durante o Brasileiro houve na FR um processo de fusão parcial da crosta responsável por uma intensa granitogênese divididos em 5 grupos: 1 granitóides pré-colisionais; 2 granitóides sin-colisionais; 3 granitóides tardi-colisionais; 4 granitóides pós colisionais; 5 granitóides pós tectônicos (HEILBRON *et al.* 1995).

Figura 7 - Magmatismo, deformação e metamorfismo no setor central da Faixa Ribeira. (Modificado de Heilbron *et al.* 1995)



### 2.2.3 - Eventos Tectônicos Rúpteis no Fanerozóico e suas Implicações Geomorfológicas

Após o término das orogêneses Brasiliana e Búzios, a região ocupada pela Província Mantiqueira consolidou-se em um ambiente intraplaca com relativa estabilidade tectônica onde os agentes erosivos trabalharam intensamente esculpindo o relevo. Esta estabilidade perdurou até o Triássico Superior, quando uma nova atividade tectônica, desta vez de característica rúptil-extensional, começou a fragmentar o continente Gondwana (ALMEIDA 1976, SZATMARI *et al.* 1987, ULIANA & BIDDLE 1988, MOHRIAK, 2004) afetando as estruturas até então existentes. Falhas, fraturas e diques de rochas básicas foram gerados em direções variadas no continente.

Evidências desta separação são encontrados em forma de magmatismo básico no Oceano Atlântico norte equatorial na transição Permiano/Triássico (MIZUSAKI *et al.* 1998; THOMAZ-FILHO *et al.* 2000), no sul do continente sul americano com idades de 210 Ma no Triássico (ULIANA & BIDDLE 1988), além dos derramamentos da Bacia do Paraná (Leinz 1966).

VALENTE *et al.*, (1994) identificam o enxame de diques do Rio de Janeiro que cortam praticamente todos os litotipos do estado com uma direção preferencial de NE-SW. Na área *onshore* da Bacia de Santos são encontrados dois grupos de rochas magmáticas toleíticas (basalto, dolerito e microgabro) sendo o primeiro de orientação NW de idade 192.9 a 160.9 Ma e o segundo grupo de direção NNW-NNE com idades que vão de 148.3 a 133.9 Ma (GUEDES *et al.* 2005).

O contínuo afastamento entre as placas sul-americana e africana levou a formação de margem passiva em ambos os continentes e a instauração de diversas bacias costeiras, separadas por altos estruturais, como é o caso das Bacias de Santos e de Campos, separadas pelo Alto de Cabo Frio.

O rebaixamento do nível de base geral, resultado da separação continental, acarretou na reativação dos processos erosivos levando ao rejuvenescimento de canais, disponibilizando sedimentos para as bacias costeiras. ASMUS & GUAZELLI (1981) e MACEDO (1991) relatam que esta troca de material do continente para as bacias costeiras, no sudeste brasileiro, tenha levado a uma compensação isostática que provocou o soerguimento do continente e uma conseqüente reativação na transição Mesozóico/Cenozóico.

A primeira evidência desta reativação é a presença de um novo pulso magmático, desta vez alcalino. Este pulso alcalino (sienito, traquito, fonolito, basalto alcalino e lamprófiro) possui idades de 82 Ma para os diques de lamprófiros, 70 Ma para os *plugs* sieníticos e entre 64 e 59 Ma para os diques félsicos (GUEDES *et al.* 2005).

Este soerguimento, de provável natureza epirogenética (ZALÁN & OLIVEIRA 2005), aconteceu de modo “progressivo e pulsativo, na área plataformal e continental” (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Através do método de traço de fissão de apatitas, VIGNOL-LELARGE *et al.* (1994) confirmaram este soerguimento com idade no Cretáceo em 86 Ma. Estes mesmos autores sugeriram ainda ter havido uma denudação do material crustal de 2,5 Km. Utilizando o mesmo método TELLO SAENZ *et al.* (2003) encontraram idades entre 85-65 Ma para este soerguimento.

Com o soerguimento da área continental, a rede de canais passou a incidir seu fundo procurando ajustar-se a um novo perfil de equilíbrio, levando a pediplanização e a formação de superfícies de erosão<sup>1</sup>. MARTONNE (1943) identifica superfícies de erosão, pós-paleozóicas, nivelando rochas de diferentes características ao longo do Planalto Atlântico do sudeste do Brasil. Uma destas superfícies, superfície das cristas médias, foi denominada por ALMEIDA & CARNEIRO (1998) de Superfície Japi. Segundo os autores, esta superfície aplaina e nivela as mais variadas estruturas, com exceção daquelas mais resistentes, como os granitos neoproterozóicos e as intrusões alcalinas Cretáceas da Serra da Mantiqueira e do Gráben da Guanabara. Além disso, a Superfície Japi nivela os topos da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira.

RIBEIRO FILHO (1943) aponta para o fato de que os canais da porção paulista do Planalto Atlântico, até o Cretáceo, drenavam para as bacias Gondwânicas, ou seja, para o interior da bacia do Paraná. O divisor de águas entre a Bacia do Paraná e a Bacia de Santos provavelmente estava próximo à última, o que conferia a esta vertente, mais próxima ao oceano, com nível de base mais baixo e de maior declive, um maior poder erosivo (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Tais fatos são exemplos das diversas mudanças ocorridas na distribuição das bacias hidrográficas da reativação Mesozóica/Cenozóica até os dias atuais.

A partir do Paleoceno a margem continental brasileira passou por mais um estágio de tectonismo rúptil que deformou a superfície Japi através de flexuras e grandes falhamentos (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Desta tectônica resultou um complexo sistema de 'grábens' e 'horsts' orientados segundo direções ENE no sudeste brasileiro desde o Paraná até o norte do Rio de Janeiro aonde se desenvolveram bacias Terciárias. Diversos são os autores que estudaram este sistema e os nomes que eles o deram. RICCOMINI *et al.* (2004) classificaram este sistema como Rifte Continental do Sudeste do Brasil, por acreditar que os complexos de 'grábens' e 'horsts' fazem parte de uma estrutura contígua. Outros autores falam de um conjunto de riftes. ALMEIDA (1976) os chama de Riftes da Serra do Mar. ZALÁN & OLIVEIRA (2005) classificaram esta feição como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, identificando, através de imagens de satélite, um corredor de grábens no médio vale do Rio Paraíba do sul denominando-

---

<sup>1</sup> Pediplanização e superfícies de erosão são conceitos referentes ao trabalho de KING (1953) onde o autor descreve o que para ele é uma evolução de vertente ideal.

o de Baixo Paraíba. Nesta dissertação será utilizada a terminologia Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB).

O RCSB é constituído por um conjunto de hemi-grabens que se instalaram na direção ENE aproveitando antigas estruturas como as zonas de cisalhamento proterozóicas. Seu processo de formação envolve sucessivos momentos de soerguimento e denudação, que deram origem a uma arquitetura geral formada por patamares escalonados com escarpas acentuadas e seus respectivos vales. Este processo criou grandes desníveis topográficos com o basculamento de blocos, fazendo com que seu sistema procurasse um reequilíbrio, seja através de uma erosão remontante, seja pela deposição de sedimentos. Por isso, o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro representa a principal atividade tectônica responsável pela morfogênese do relevo e da rede de drenagem no sudeste brasileiro.

Em estudo realizado no Graben da Guanabara, FERRARI *et al.* (1997) identificaram quatro eventos tectônicos:

1- extensão NW-SE, indicada através da análise de estereograma de diques de diabásio com concentração marcante na direção N45E;

2- transcorrência sinistral de direção E-W, identificada através da análise de diques de rochas alcalinas de 70 a 50 Ma, de direção N50E/70, com arranjo escalonado, causando reativação de falhas NE-SW;

3- extensão NW-SE, que deformou os sedimentos da Formação Macacú, gerando falhas normais de direção NE-SW;

4- compressão NE, pós-Oligoceno, gerando falhas inversas de baixo ângulo com direção NW-SE;

5- transcorrência dextral E-W, no Pleistoceno, reativando estruturas NE-SW, em caráter transpressivo.

RICCOMINI *et al.* (2004) identificam um evento de idade eoceno-oligocênica de distensão NNW-SSE, como sendo o mais importante na abertura dos Riftes do Sudeste, seguido de uma transcorrência sinistral no Mioceno, de uma transcorrência dextral no período que vai do Plioceno ao final do Pleistoceno, além de uma distensão NW-SE a E-W e uma compressão E-W no Holoceno.

#### **2.2.4 - Geomorfologia regional do Médio Vale do Paraíba do Sul**

A área em questão é constituída pela intercalação de áreas elevadas e depressões interplanálticas (figura 8). As principais elevações são os planalto se serras da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar, sendo esta última conhecida localmente como Serra do Mar e Serra da Bocaina. Cortando estas serras aparecem as depressões interplanálticas do Paraíba do Sul, do Rio Pomba e do Rio Doce.

O mapa hipsométrico do Planalto Atlântico do Brasil revela ainda o trabalho de erosão remontante realizado pelos rios Paraíba do Sul, Pomba e Doce, rebaixando o relevo. Notam-se inflexões na direção preferencial da Serra da Mantiqueira (marcada na cor roxa) nas cabeceiras do Rio Pomba e do Rio Doce na cabeceira deste rios.

Na área de estudos desta dissertação percebe-se a presença de um estrangulamento no vale do Rio Paraíba do Sul referente ao Estreito de Sapucaia.

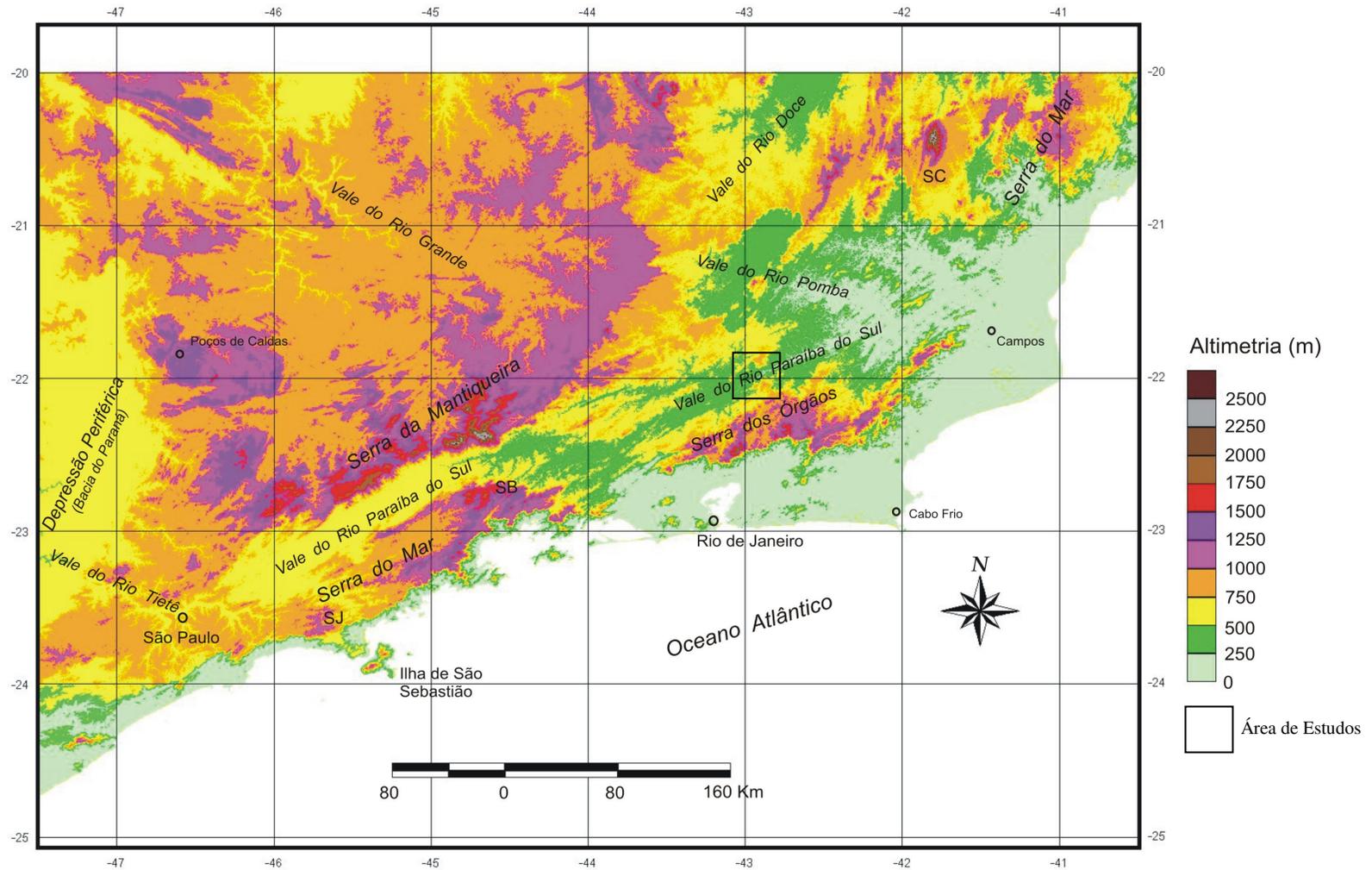


Figura 8 - Mapa hipsométrico do Planalto Atlântico no Sudeste do Brasil. Destacam-se os principais domínios do relevo: as serras e seus planaltos, e as depressões interplanálticas (vales fluviais). Observar a segmentação da Serra do Mar, localmente denominada de Serra da Bocaina (SB) e de Serra dos Órgãos. Abreviaturas: SB - Serra da Bocaina; SC - Serra do Caparaó; SJ - Serra do Juqueriquerê. Fonte: imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), USGS-NASA, 2004; modificado por Eirado Silva, 2006.

#### 2.2.4.1 – Capturas de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul

O Médio Vale do Rio Paraíba do Sul é considerado como um vale tectônico formado a partir de uma tectônica rúptil terciária que abateu um bloco e individualizou a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar (MARTONNE 1943, KING 1956, ALMEIDA & CARNEIRO 1998, RICCOMINI *et al.* 2004 e ZÁLAN & OLIVEIRA 2005). Seu relevo predominante é o de 'mar de morros' (AB'SABER 1977, 2003), com alternância de formas côncavas e convexas cercado por duas serras, a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira (figura 8).

Para AB'SABER (1957), "os grandes fenômenos tectônicos, que fragmentaram a abóbada principal do escudo, forjaram a fossa tectônica do vale do Paraíba, após o Cretáceo, criando um vale tectônico, em direção oposta dos rios que corriam em direção ao eixo do rio Paraná". Neste sentido o autor descreve o papel da formação deste rifte na captura de drenagem do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul formando uma feição característica de captura no Alto Paraíba do Sul, o cotovelo de Guararema (figura 9). Esta origem tectônica conferiu ao Rio Paraíba do Sul um maior poder erosivo em relação ao Tietê (KING 1956), que passou a sofrer paulatinas capturas.

Riccomini *et al.* (2007) conferem a esta captura, do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul, um caráter tectônico de idade no Mioceno, sendo resultado de uma transcorrência sinistral com compressão na direção NE-SW e distensão na direção NW-SE, que levou a reativação de falhas (junto ao Cotovelo de Guararema) soerguendo blocos SW rebaixando blocos NE. Assim sendo instalou-se uma barreira para o rio Tietê de direção WSW que acabou tendo seu fluxo redirecionado para o Rio Paraíba do Sul, de maior declive.

A partir do Cotovelo de Guararema o Rio Paraíba do Sul passa a fluir seguindo o trend estrutural NE Brasileiro, possuindo algumas inflexões como é o caso da Zona de Transferência de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron 1993) onde o rio passa a se orientar na direção SE.

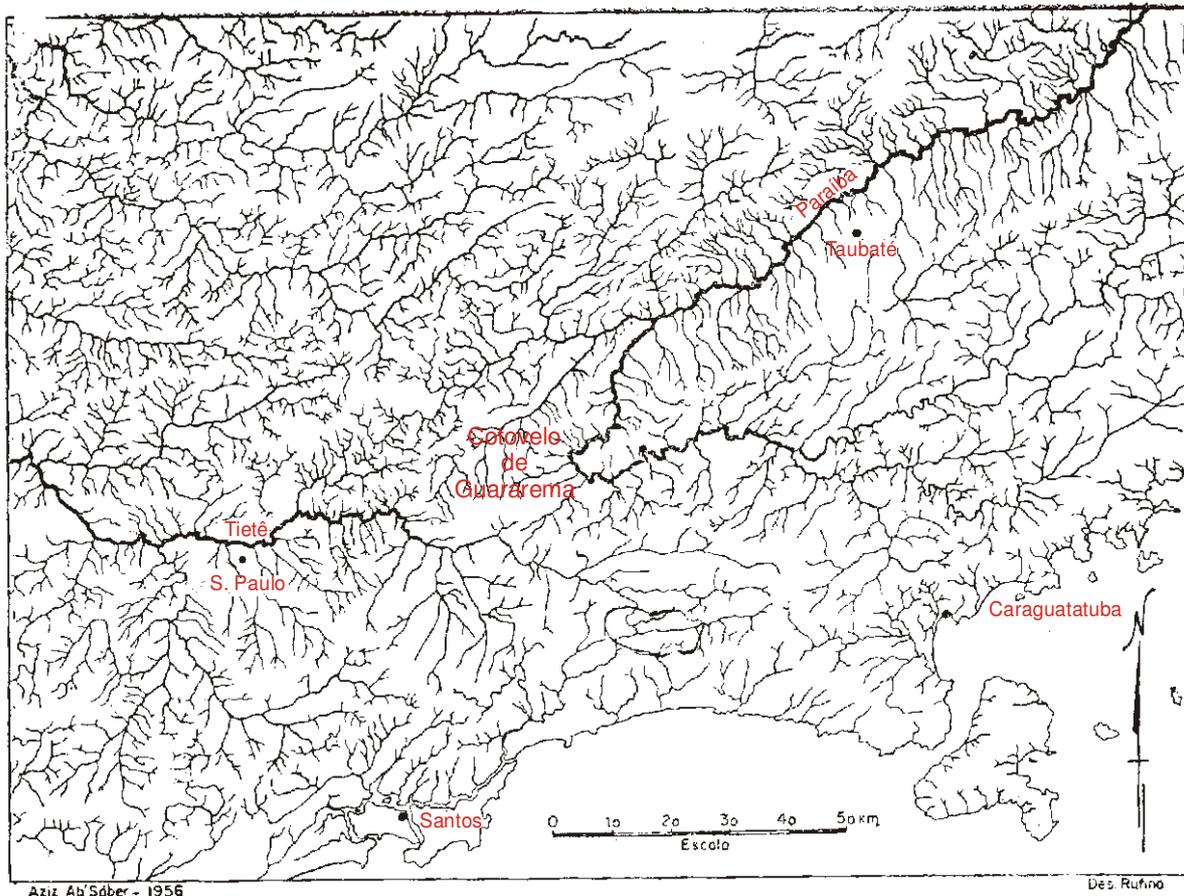


Figura 9 – Mapa de rede de drenagem ilustrando os rios Paraíba do Sul e Tietê e o cotovelo de captura de Guararema (extraído de Ab`Saber 1956)

Durante o seu percurso, o Rio Paraíba do Sul percorre as bacias Tafrogênicas de Taubaté e Resende - Volta Redonda. Diferentemente destes exemplos, o Graben do Baixo Paraíba do Sul não se consolidou como uma bacia sedimentar, sendo assim uma área erosiva, levando a crer que desde a instalação do RCSB sempre existiu uma saída para o oceano na área.

Assim sendo, após a instalação do RCSB, a geomorfologia do Rifte do Baixo Paraíba, se desenvolveu através da ação dos agentes intempéricos e erosivos, sobre as estruturas então existentes. Estudos realizados no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (COELHO NETTO 2003, EIRADO SILVA *et al.* 1991, DANTAS *et al.* 1995, AVELAR & COELHO NETTO, 1992) mostram que evolução do relevo, nesta região acontece através da erosão diferencial<sup>2</sup>, por meio da variação litológica ou pela ação de estruturas que favorecem a concentração de água, como falhas,

<sup>2</sup> Erosão diferencial é referente ao clássico trabalho de GILBET (1877), aonde o autor descreve a ação da variação litológica e sua influência na formação do relevo.

fraturas ou mesmo unidades côncavas do relevo<sup>3</sup>. A partir destes elementos são desenvolvidos níveis de base locais (knickpoints<sup>4</sup>) que controlam a erosão e a sedimentação a sua montante. O rebaixamento de um nível de base regional, assim como o nível do mar, que é o nível de base geral, pode levar a uma reorganização das redes de drenagem, assim como, de suas bacias hidrográficas através de capturas de drenagem<sup>5</sup>.

Analisando a bacia do Rio Bananal, COELHO NETTO & FERNANDES (1990) constataram o rebaixamento de divisores de água através de unidades côncavas do relevo<sup>6</sup>, com a coalescência de Rampas de Colúvio<sup>7</sup> e a subsequente captura de drenagem.

Na área de estudos SARTI *et al.* (2004) e SARTI (2005) analisaram as bacias de drenagem de dois córregos contíguos, os Córregos do Chiador e de Santa Fé, próximos a cidade de Chiador. Tendo em vista as feições erosivas encontradas na área e o fato de o divisor de águas dessas duas bacias serem compostos por sedimentos fluviais, os autores propuseram que o Córrego Santa Fé teria capturado o Rio Chiador longitudinalmente.

Outro exemplo é o de uma bacia a leste da do Córrego do Chiador onde está localizada a bacia dos Rios Macuco e Minerva (figura 11 e 12) que para CASTANHEIRA (2005) também é um exemplo de captura de drenagem. Segundo esse autor, o Rio Minerva continuava sua trajetória (NE-SW) passando por onde é hoje o Córrego Chiador, porém, mudou de direção ao ser capturado pelo Rio Macuco de direção NW-SE. A presença de divisores de água formada por material aluvial corrobora a evolução por captura de drenagem. Exemplos destes divisores são observados tanto no divisor do Chiador com o Macuco/Minerva, na margem esquerda do Paraíba do Sul, como também no Córrego São João, na sua margem direita (figura 12).

---

<sup>3</sup> HACK & GOODLETT (1960) descrevem as formas côncavas e convexas do relevo e seu papel como na hidrologia das encostas

<sup>4</sup> Termo cunhado por POWELL 1875 para designar o níveis de cachoeiras que controlam a erosão a montante.

<sup>5</sup> O conceito de captura de drenagem foi utilizado por DAVIS (1909) para explicar a captura do rio Meuse pelo Mosele na França. Este fenômeno ocorre quando um nível de base de um rio de nível de base mais baixo adquire parte de um outro canal de nível de base mais baixo, como descrevem CHRISTOFOLETTI (1981) e PEDERSON (2001).

<sup>6</sup> Unidades côncavas de relevo, descritas por MEIS *et al.* 1981, AVELAR & COELHO NETTO 1992, são aquelas onde as encostas estão mais dissecadas.

<sup>7</sup> Rampas de colúvios são os depósitos de sedimentos localizados normalmente na base de concavidades (MEIS *et al.* 1981).

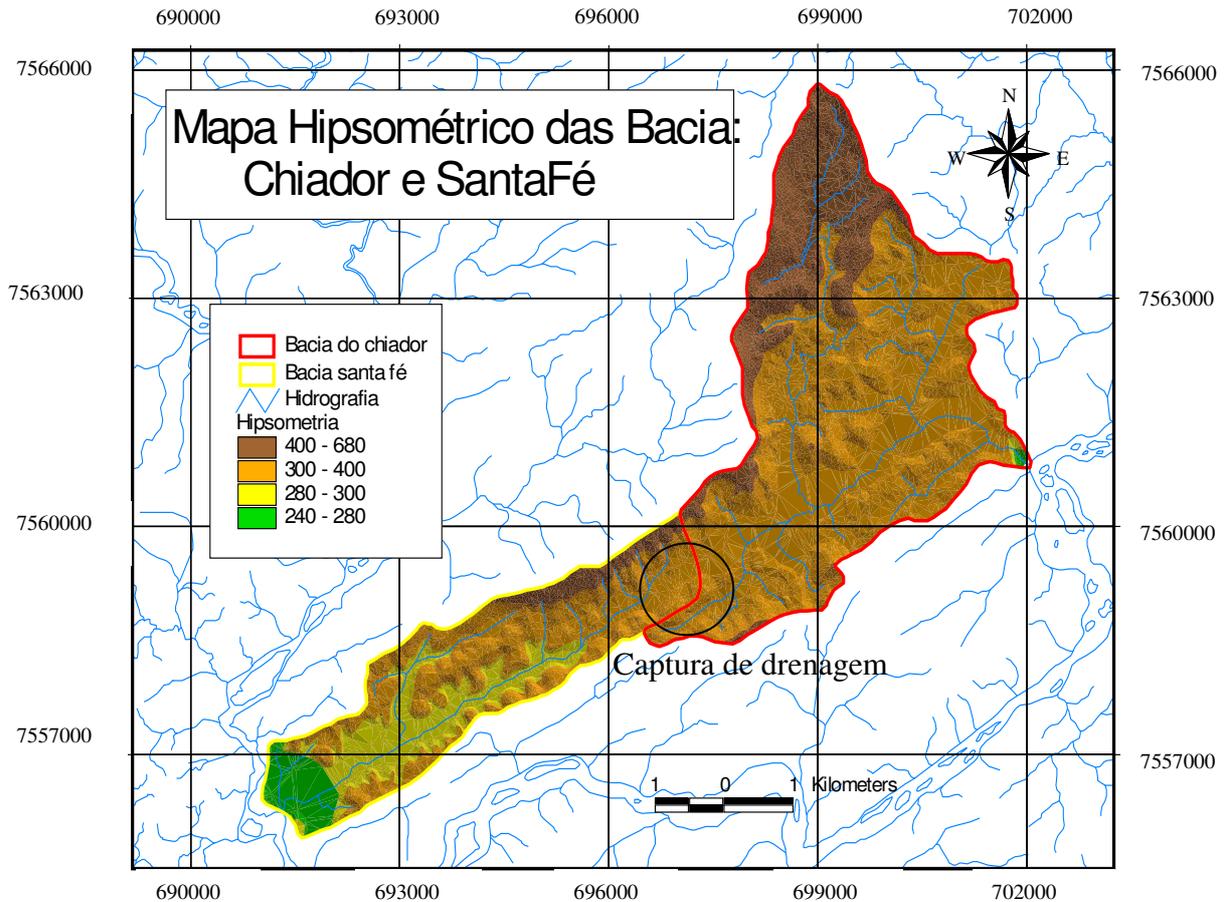


Figura 10 – Mapa Hipsométrico das bacias contíguas dos córregos de Santa Fé e do Chiador (extraído de SARTI 2005).

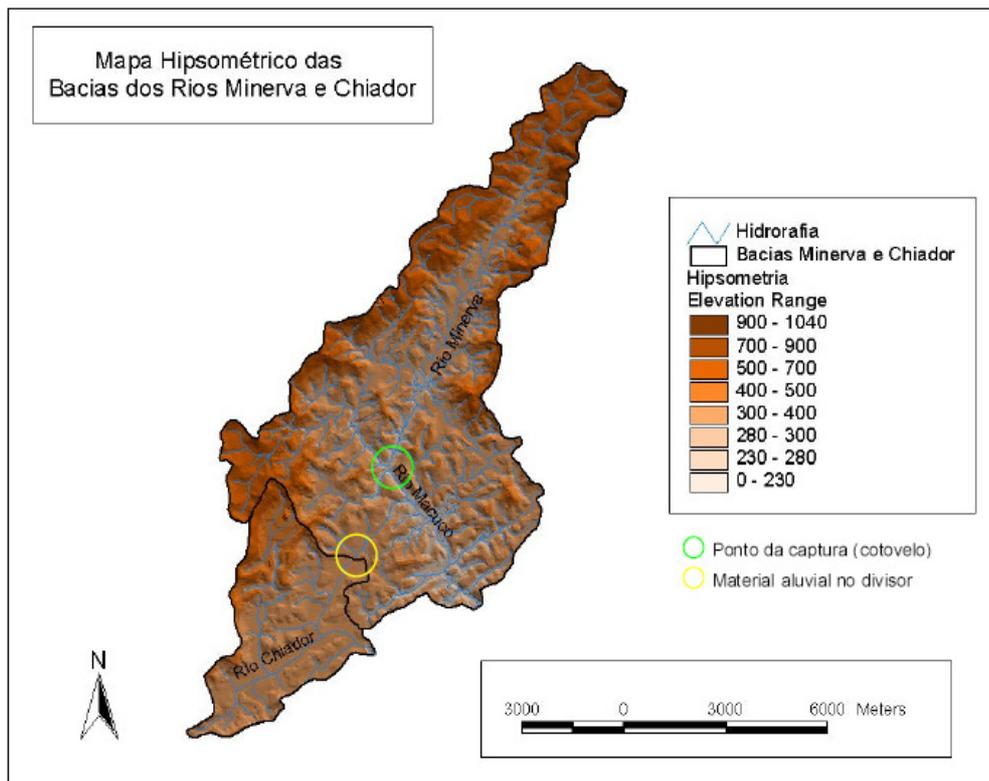


Figura 11 – Mapa Hipsométrico das bacias dos córregos do Chiador e do Macuco/Minerva, com cotovelo de captura (extraído de CASTANHEIRA 2005).

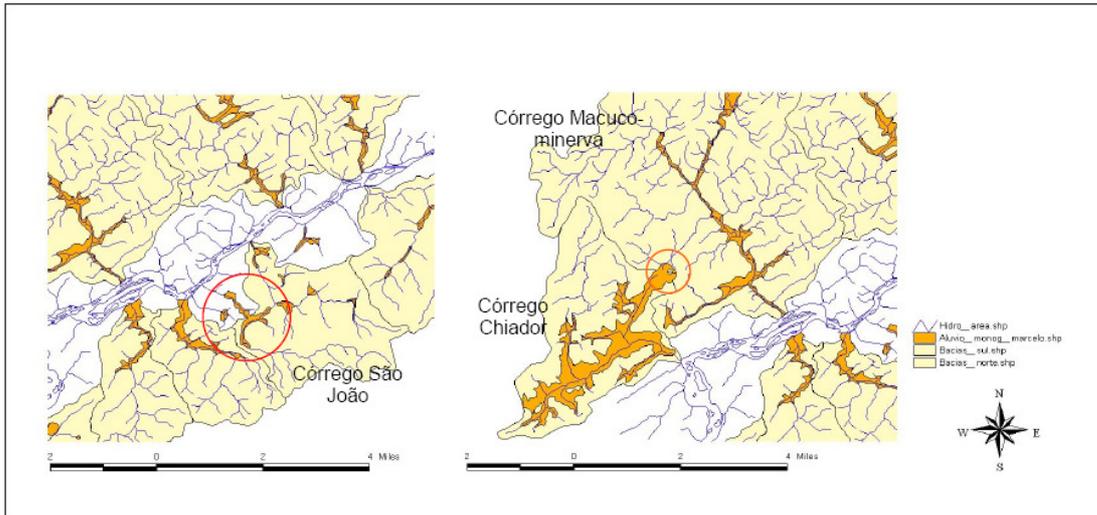


Figura 12 – Mapa contendo divisores de água formados por material aluvial (extraído de CASTANHEIRA 2005).

## **Capítulo 1**

### **Introdução, Objetivos, Localização e Procedimentos Utilizados**

#### **1.1 Introdução**

O Rio Paraíba do Sul nasce na Serra da Bocaina, no estado de São Paulo, passando então pelos estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro, por 162 municípios ao longo de 1.120 km até desaguar em Campos. Possuidor de direção predominante ENE-WSW, este rio, junto ao Rio Pomba, é um dos principais responsáveis por disponibilizar e transportar sedimentos que preencheram a Bacia de Campos. Assim, mudanças na dinâmica hidrológica no Rio Paraíba do Sul possui influência direta no preenchimento sedimentar na Bacia de Campos.

Uma importante variação hidrológica no Rio Paraíba do Sul foi constatada por AB´SABER (1957). Este autor apontou para a ocorrência de uma captura de drenagem que separou o Rio Tietê do Rio Paraíba do Sul. Além disso, as estruturas geológicas existentes ao longo deste rio, geradas durante a abertura do Oceano Atlântico e da reativação rúptil na transição Mesozóico/Cenozóico, formaram estruturas, como os altos estruturais de Queluz e de Cabo Frio a Serra do Mar e o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (ALMEIDA 1976, RICCOMINI *et al.* 2004, ALMEIDA & CARNEIRO 1998, ZALÁN & OLIVEIRA 2005), que se sobrepuseram às estruturas dúcteis Brasilianas mais antigas, levando a uma reorganização da rede de drenagem do Rio Paraíba. Possivelmente, estas estruturas foram responsáveis por outras capturas de drenagem ao longo do Paraíba do Sul.

Durante seu percurso, o vale do Rio Paraíba do Sul, próximo à cidade de Sapucaia-RJ, passa por um estreitamento, visível tanto regionalmente como localmente na calha do Paraíba do Sul. Esta feição será denominada de Estreito de Sapucaia. Julga-se que o Estreito de Sapucaia seja resquício de um paleodivisor que dividia o Paraíba do Sul em duas drenagens distintas, uma com fluência para leste (direção semelhante a atual) e outra para oeste.

Pressupõe-se nesta dissertação que as tectônicas rúpteis citadas acima, responsáveis pelo soerguimento de blocos, levaram a um rebaixamento do nível de base potencializando assim o trabalho erosivo da calha do segmento leste, de nível de base mais baixo, que através da erosão remontante destruiu o paleodivisor. A

captura de drenagem ocorrida com o fim deste paleodivisor teria incrementado a área de influência deste segmento leste, potencializando sua capacidade de transporte em detrimento daquele de direção oeste.

## **1.2 Objetivo**

O objetivo principal desta dissertação é deslindar a evolução estrutural/geomorfológica do setor do rio Paraíba do Sul, correspondente à cidade de Sapucaia (RJ), onde ocorre o estreitamento do seu vale. A caracterização litológica, estrutural e das formas de relevo das vizinhanças do Estreito de Sapucaia permitirá a avaliação da evolução do Rio Paraíba do Sul, e da dinâmica pretérita de sua bacia.

Como objetivos específicos temos: a análise da rede de drenagem, nos aspectos de distribuição espacial; a análise do relevo; o mapeamento geológico/estrutural; a análise da deformação rúptil e o controle exercido pelas estruturas pré-existentes. O entendimento desse controle é dos temas centrais da abordagem, uma vez que ele determina a erosão diferencial, gerando desníveis topográficos alinhados, níveis de base locais e lineamentos de relevo (lineamentos de serras, vales e encostas).

Através desse estudo busca-se contribuir para o conhecimento científico dos aspectos geológicos na consolidação da paisagem geomorfológica e do desenvolvimento das redes de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul e também de trazer novos elementos para o entendimento da evolução sedimentológica das Bacias de Campos e Santos.

## **1.3 - Localização e acesso**

A área de estudo está localizada na fronteira dos estados do Rio de Janeiro e de Minas Gerais, no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, entre a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, em uma região conhecida como Zona da Mata Mineira (figura 1). Ela está inserida nas cartas topográficas de Três Rios, Mar de Espanha, Sapucaia e Anta onde estão as cidades homônimas.

Os principais acessos à região são as rodovias BR 116 e BR 040 pelo Rio de Janeiro e MG 128 por Minas Gerais. Os principais rios que drenam a área são os rios Paraíba do Sul, os rios Paraibuna e Piabanha que deságuam no Paraíba do Sul, o Cágado que deságua no Paraibuna e o rio Preto que deságua no Piabanha.

O foco principal desta dissertação é o Estreito de Sapucaia (figuras 1 e 2), que está localizado no trecho do Rio Paraíba do Sul próximo à cidade de Sapucaia.

A área é composta por 5 rios principais (rios Preto, Paraíbuna, Cágado Piabanha e Paraíba do Sul (figura 1) e mais 16 sub-bacias (figura 2) de afluentes do Rio Paraíba do Sul. São elas: bacias do Ribeirão do Peixe, Córrego da Estaca, Córrego da Areia/Louriçal, Córrego da Tocaia, Rio do Macuco/Minerva, Córrego Floresta, Rio Calçado, Ribeirão Duas vendas, Córregos Santa Fé e Chiador, além de outras pequenas bacias sem nome a sul do Paraíba.

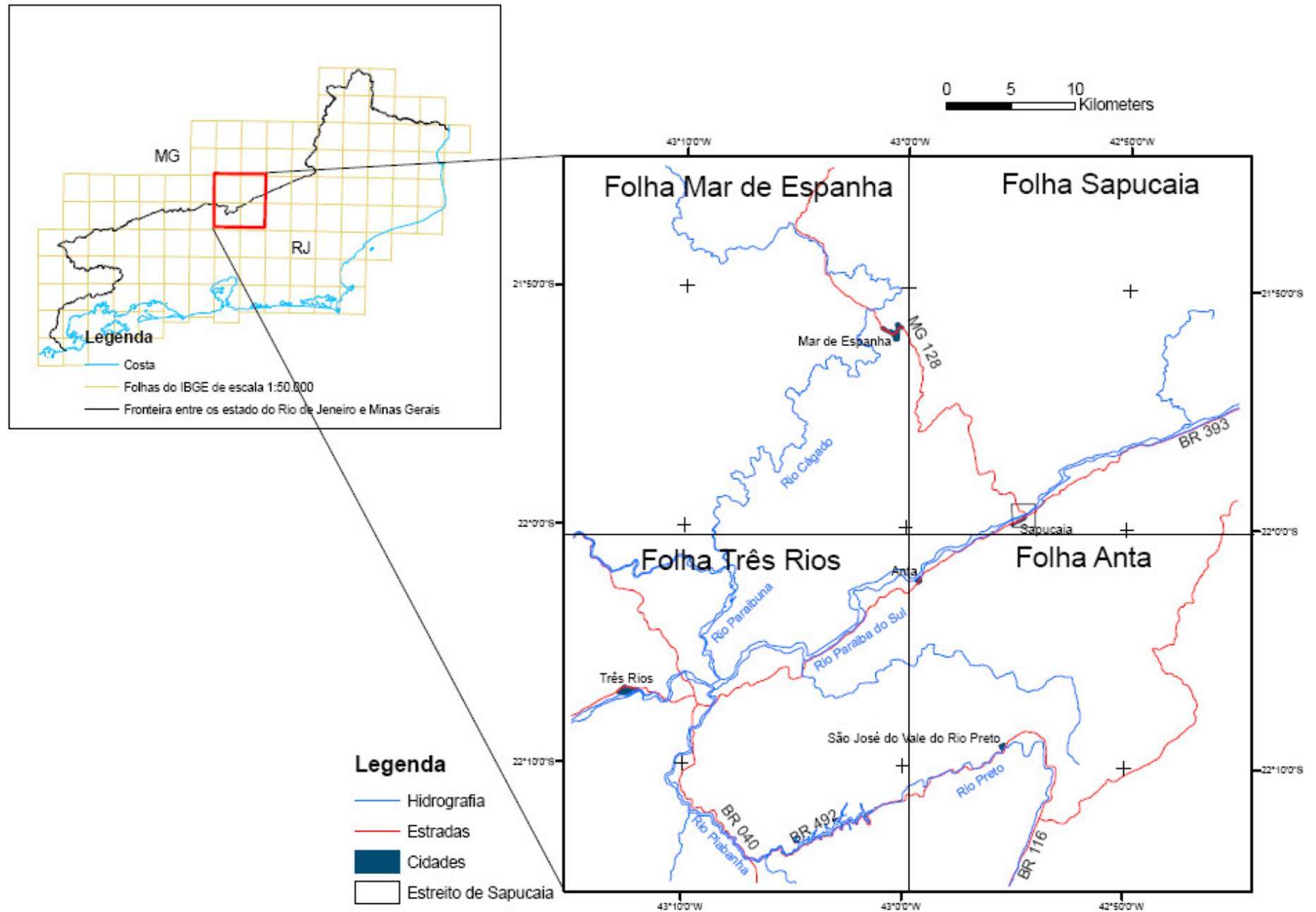


Figura 1 – Mapa de localização e acesso da área de estudo.

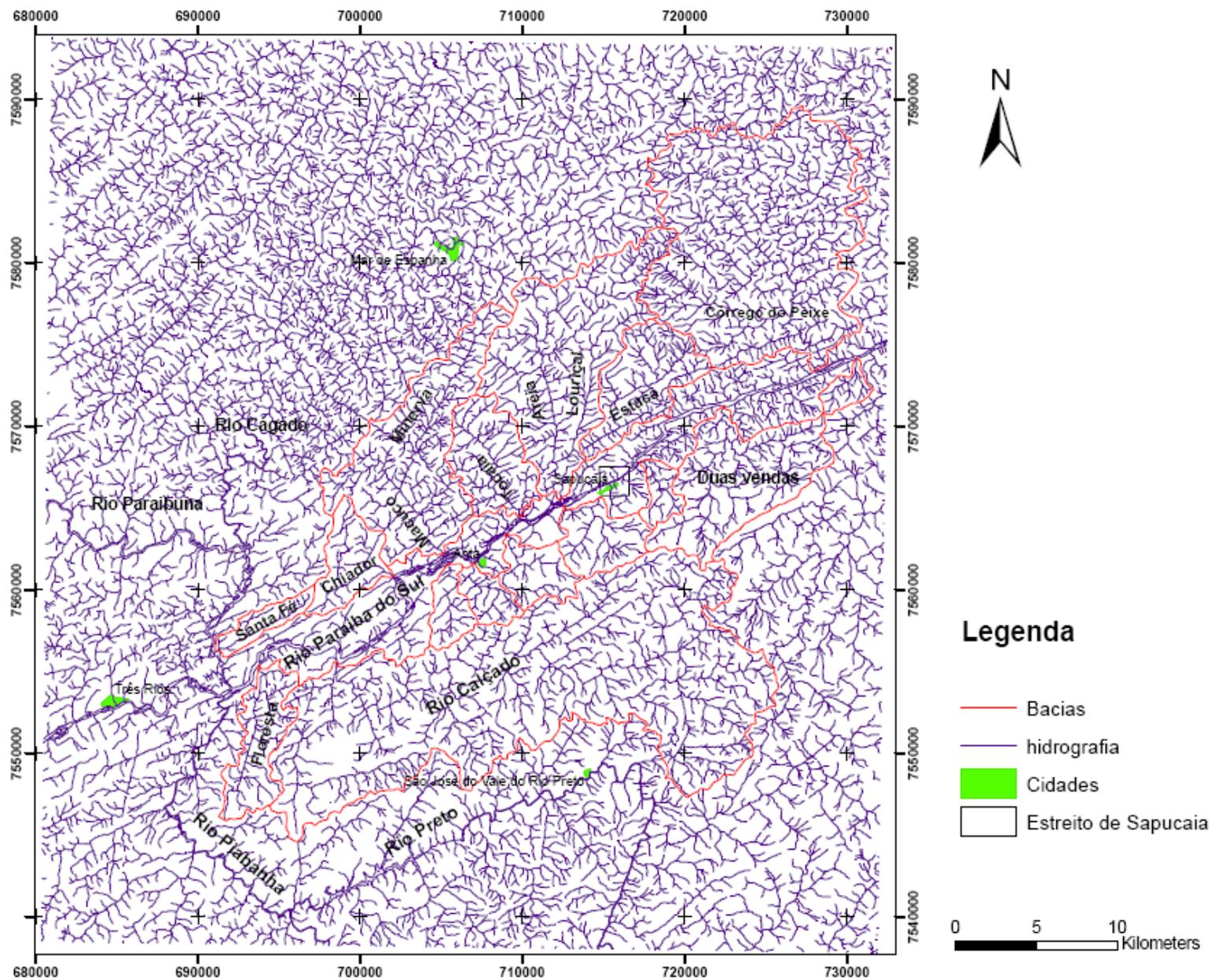


Figura 2 – Mapa hidrológico com a subdivisão de bacias hidrográficas

## **1.4 - Procedimentos utilizados**

### **1.4.1 Introdução**

Como forma de se atingir os objetivos propostos, os procedimentos utilizados nesta dissertação buscam uma interdisciplinaridade entre a geologia e a geomorfologia através do conceito de Paisagem Geomorfológica.

Será considerado que a Paisagem Geomorfológica atual é um momento, um recorte no tempo de um processo ininterrupto, que possui uma história de formação e o potencial de continuar se transformando.

Estas transformações acontecem através de fenômenos, ligados à física, que ocorrem no interior, na superfície e na atmosfera terrestre, desencadeados ao longo do tempo geológico. Para DAVIS (1899) as variadas formas terrestres são formadas pelas variáveis Estruturas, Processo e Tempo. As estruturas dizem respeito às forças de levantamento e deformação da crosta definindo sua altitude e organização interna. Como processo o autor classifica a ação dos agentes atmosféricos na fragmentação das rochas, o transporte realizado pela água e a esculturação do relevo. Como este processo de esculturação não acontece em um átimo de segundo é relevante a variável tempo. Deve-se salientar aqui que apesar de que em determinados momentos uma destas variáveis possa estar mais atuante que a outra, elas ocorrem a todo instante concomitantemente.

Ao se estudar a paisagem atual observa-se diversas marcas produzidas ao longo de sua formação, que registram pelo menos parte de uma história de evolução. Estas marcas podem ser descritas e caracterizadas, sendo possível através delas, inferir seus processos formadores, remontando possíveis paleo-ambientes e suas condições. Esta colocação pressupõe que as leis criadas para explicar o comportamento da natureza são semelhantes em um passado remoto até os dias de hoje.

Caracterizar as marcas da paisagem quer dizer representá-la e quantificá-la objetivamente, através de mapas, tabelas e gráficos, de maneira a produzirem dados que se aproximem o máximo possível da realidade. No caso desta dissertação os dados foram adquiridos durante procedimentos realizados em trabalhos de campo, com a descrição e o detalhamento das estruturas geológicas, observação e

fotografias da paisagem e por análises realizadas em laboratório de informática. Tais análises dizem respeito à construção de mapas, perfis e estereogramas a partir dos dados extraídos em campo e através de informações advindas de outros meios como fotos aéreas, mapas topográficos do IBGE, além do conteúdo que já existia previamente no acervo do Grupo de Pesquisa TEKTOS (*base\_TEKTOS*).

Os mapas foram confeccionados a partir de uma base digital adquirida através do sítio do IBGE ([www.IBGE.com.br](http://www.IBGE.com.br)). As primeiras formatações como o reparo das isolinhas (junção destas isolinhas e suavização daquelas com ângulos abruptos) referente às curvas de nível e a definição de suas cotas de altitude foram realizadas no programa AutoCad 2006. A partir daí os dados foram exportados para o ArcGis (ArcMap 9) onde foram realizados os demais procedimentos.

#### **1.4.2 - Mapa Geológico**

Este mapa tem como função representar a composição litológica da área, seus contatos e demais estruturas, em especial, os diques e as falhas. Este conhecimento é necessário para o entendimento das relações existentes entre as formas do relevo e o substrato geológico.

Para a elaboração do Mapa Geológico foram integrados dados de diferentes fontes; como os dados obtidos pelo autor durante os trabalhos de campo e aqueles adquiridos por professores e alunos de graduação da Faculdade de Geologia da UERJ (Estágio de Campo II), de colegas da pós-graduação que trabalham na área ou nas proximidades, de bolsistas de Iniciação Científica e dos projetos do orientador desta dissertação. Esses dados estão armazenados no banco de dados *base\_TEKTOS*.

O mapa contém a constituição litológica, contatos, a atitude das estruturas planares, diques e falhas e será apresentado na escala 1:230.000.

#### **1.4.3 - Revisão Bibliográfica**

A revisão bibliográfica objetiva contextualizar o tema, situando o leitor e adequando a dissertação quanto aos conhecimentos científicos já publicados sobre o tema.

Foram utilizados livros e artigos que abrangem o arcabouço geológico regional, sua evolução tectônica além dos conhecimentos mais recentes a respeito da evolução geomorfológica da área.

#### **1.4.4 - Mapa Hipsométrico**

O mapa hipsométrico é uma ferramenta de visualização da variação altimétrica do relevo, onde determinados intervalos de altitude são escolhidos e então destacados por diferentes cores. Este mapa tem como função identificar a distribuição espacial do relevo e seus principais compartimentos altimétricos, às mudanças abruptas de altitudes além dos segmentos retilíneos que possam estar presentes cortando o relevo.

As cotas altimétricas foram divididas em compartimentos com os seguintes valores: 140-280, 280-400, 400-500, 500-700, 700-900 e 900-1740. O primeiro compartimento representa a cota que compreende a calha principal do rio Paraíba do Sul. Os quatro compartimentos seguintes foram divididos em cotas de 100 metros e 200 metros sendo que o primeiro deles foi acrescido mais 20 metros para resultar em um número inteiro. Já os dois últimos compartimentos são os que possuem a maior diferença altimétrica e representam as áreas de Serra. O mapa será apresentado em escala 1:230.000.

#### **1.4.5 - Perfil longitudinal do rio Paraíba do Sul com varredura de topos**

O perfil longitudinal de canal tem como função representar a inclinação e altitude do rio ao longo de sua trajetória. Ao se fazer a varredura dos topos plotando-os no perfil, observa-se os desníveis que existem entre os cumes e o leito do rio podendo-se então inferir o comportamento erosivo da área.

A partir das folhas do IBGE foi construído um perfil ao longo da calha do Paraíba do Sul contendo sua extensão e a sua elevação partindo de sua área maior altitude a WSW até a de menor elevação a ENE do mapa. Foi delimitada uma faixa de 10 cm, equivalente a 5 km na folha 1:50.000, tendo o Paraíba do Sul como centro (figura 3), onde foram identificados os topos e suas altitudes que foram então plotados em suas respectivas áreas no perfil. Para uma melhor identificação de suas altitudes os topos foram divididos em cores que variam a cada 100 metros. Para

melhor visualizar no mapa das altitudes dos topos e o desnível do Paraíba do Sul, a escala vertical do perfil foi modificada para 1:20.000 e a escala horizontal para 1:100.000

Junto ao perfil foram identificadas as cidades situadas nas margens do Rio Paraíba do Sul, os rios que nele deságuam e ainda as áreas por onde passam os perfis topográficos.

#### **1.4.6 - Perfis topográficos**

Estes perfis são utilizados para demonstrar os desníveis topográficos que existem em cortes de determinada região, como a altitude de seus topos e vales, além da inclinação das encostas.

A partir das folhas do IBGE de 1:50.000 foram traçadas 4 linhas na direção NNW-SSE, ortogonais ao *strike* das camadas geológicas (figura 4). A partir da topografia cortada por estas linhas foram confeccionados 4 perfis onde no eixo vertical foram plotadas as altitudes correspondentes às cotas topográficas, enquanto que no eixo horizontal a extensão dos perfis. Procurou-se escolher quatro áreas distintas tendo como ponto em comum o Rio Paraíba do Sul. Foram indicadas as principais feições morfológicas e a área que corresponde ao perfil longitudinal do Paraíba do Sul com varredura de topos. Os perfis também foram elaborados com escala horizontal 1:100.000 e escala vertical 1:20.000

#### **1.4.7 - Mapa da rede de drenagem e níveis de base (*knickpoints*)**

A maneira como se desenvolve a rede de drenagem está intimamente ligada ao substrato geológico (HOWARD 1967). De acordo com as características deste substrato a rede de drenagem se dispõe em variados padrões. Além disso, características intrínsecas de sua atual disposição podem revelar a maneira pela qual sua rede de canais se desenvolveu.

Este mapa representa a distribuição espacial da rede de drenagem ao longo da área de estudos de mostrando direções de canais, mudanças abruptas de direção, níveis de base e lineamentos entre canais que sugerem possuir continuidade em diferentes bacias hidrográficas além da localização da capturas de drenagem já estudadas (Sarti 2005, Castanheira 2005). Os dados referentes à

presença de níveis de base e lineamentos de canais foram coletados na área referentes às bacias de drenagem delimitadas.

Os níveis de base foram identificados a partir de cartas topográficas, fotos aéreas e por reconhecimento de campo. Eles são expostos no Mapa Hidrológico, divididos em visitados e não visitados. Os níveis de base não visitados foram inferidos através de fotos aéreas e através das Folhas Topográficas de escala 1:50.000 do IBGE partindo-se do pressuposto de que eles ocorrem em locais onde existe um estreitamento do vale passando por curvas de nível próximas.

Os knickpoints foram analisados quanto sua localização e distribuição espacial. Aqueles visitados tiveram suas estruturas analisadas ajudando a compor a estereograma de atitudes de estruturas geológicas e no entendimento do controle litológico sobre a evolução da rede de drenagem.

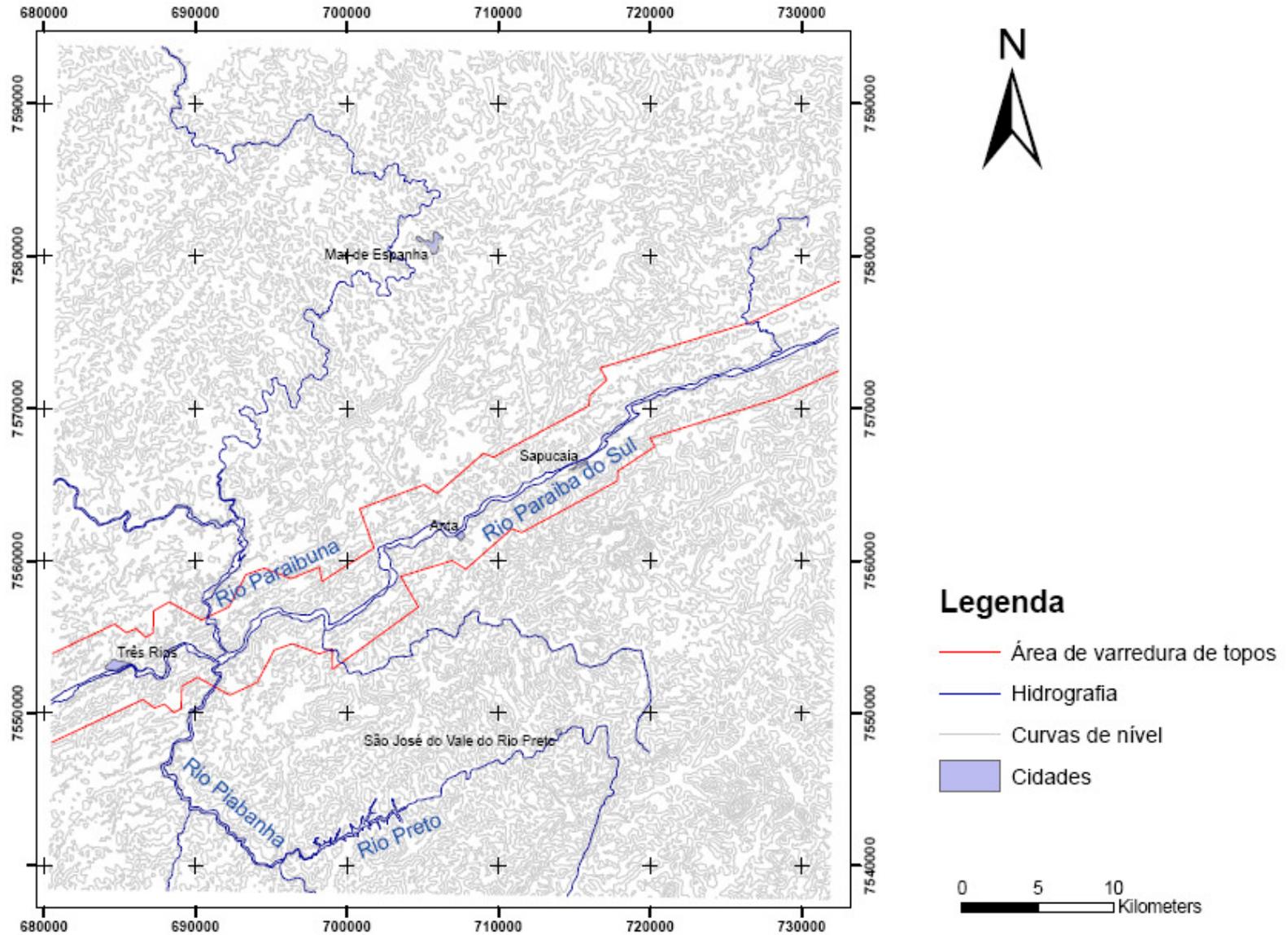


Figura 3 - Esquema contendo a área de 10 km correspondente a localização dos topos usada na varredura de topos no perfil longitudinal do Rio Paraíba do Sul.

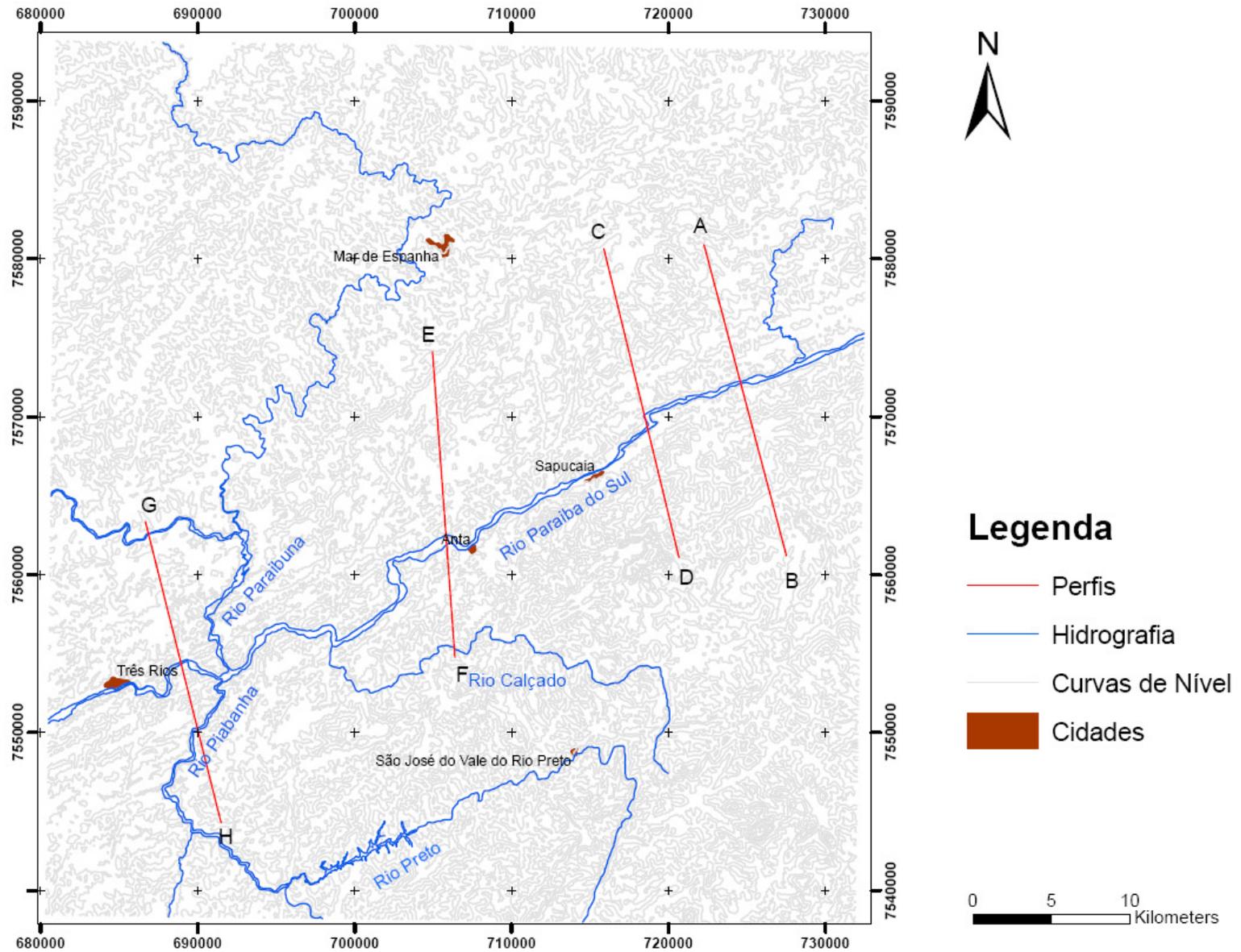


Figura 4 – Esquema contendo a localização dos perfis topográficos.

### 1.4.8 - Estereograma de segmentos retos de canais

A roseta de segmentos retos de canais é usada como um meio de se identificar as relações existentes entre a estrutura geológica e a configuração atual do relevo. Para tal os dados resultantes neste procedimento devem ser analisados e comparados aos dados obtidos pelas rosetas e estereogramas de atitudes das estruturas geológicas (procedimento descrito no próximo item).

Para a construção deste estereograma foram traçados no mapa hidrológico linhas acompanhando os canais retilíneos. Para os canais meandrantés foi marcada sua direção principal marcada pelo relevo.

Após a elaboração destas linhas os valores referentes às quantidades de segmentos em cada direção foram passados ao programa *Stereo32* (<http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.htm>) onde foi construída uma roseta que indica a porcentagem dos valores obtidos.

As direções obtidas foram divididas em oito segmentos de orientação com  $11^{\circ} 25'$  (figura 5): N-S, NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW, E-W, ESE-WNW, SE-NW e SSE-NNW. Estes segmentos foram então individualizados para melhor visualização de suas tendências.

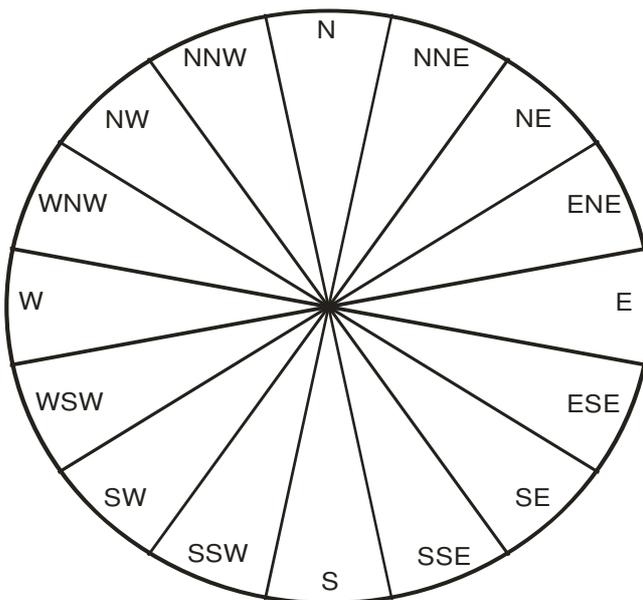


Figura 5 – Esquema contendo as subdivisões de  $22^{\circ} 5'$  utilizadas para confecção do mapa de segmentos retos de canais.

#### **1.4.9 - Gráfico de comprimento acumulado dos segmentos retos de canais**

Como forma de complementar a interpretação do estereograma de segmentos retos de canais as extensões destes canais foram extraídas do Arc Map 9.1 e então somadas respeitando as direções anteriores. Estes dados foram então transportados para o Excel onde então foi construído um gráfico de comprimento acumulado.

#### **1.4.10 - Estereogramas de atitude das estruturas geológicas**

Estes diagramas são construídos de forma a se representar estatisticamente as orientações das estruturas geológicas. As rosetas e os estereogramas foram construídos a partir de dados obtidos em trabalhos de campo. São informações referentes ao azimute e ao mergulho de estruturas como foliações, falhas, fraturas e dobras. Os dados obtidos foram plotados no programa *Stereo32* (<http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.htm>). Foram criadas rosetas de orientação para análise de orientação das estruturas subverticais (diques, falhas e fraturas). As quais foram posteriormente comparadas com a roseta de orientação dos segmentos retos de canais.

#### **1.4.11 - Mapa de lineamentos de relevo**

O mapa de lineamento de relevo é uma ferramenta que permite visualizar espacialmente alinhamentos de formas de relevo retilíneas como vales (lineamentos negativos), serras e encostas (lineamentos positivos), revelando assim o trabalho de condicionamento erosivo realizada pelas estruturas geológicas. Foram escolhidos aqueles lineamentos que no mapa de escala 1:230.000 tenham uma superfície de no mínimo 2 cm ou seja 4,6 km em escala real.

Os lineamentos foram traçados a partir da análise da rede de drenagem, das imagens de satélite e do Mapa Hipsométrico. Aqueles visitados tiveram suas estruturas analisadas e coletadas.

## Capítulo 2

### Contexto Geológico/Geomorfológico Regional

#### **2.1 - Geologia Regional**

O substrato geológico da área está inserido na Província Mantiqueira compondo parte do segmento central da Faixa Ribeira. A seguir serão apresentadas as características gerais deste ambiente tectônico.

##### **2.1.2 - Província Mantiqueira**

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozóico formado durante a Orogênese Brasileira. Esta orogênese é responsável pela aglutinação de parte do Paleocontinente Gondwana Ocidental que, através de sucessivas colisões diacrônicas, empilhou terrenos tectônicos na margem do Cráton do São Francisco (HEILBRON *et al.* 2004).

Compartimentada em domínios tectônicos a Província Mantiqueira contém quatro conjuntos litológicos diferentes (HEILBRON *et al.* 1995 e HEILBRON *et al.* 2004):

- Embasamento pré-1,8 Ga – São ortognaisses e ortogranulitos de variada composição incluindo termos dioríticos, tonalíticos, granodioríticos e graníticos, além de intercalações de rochas básicas e seqüências do tipo greenstone belt.
- Coberturas supracrustais paleo a mesoproterozóica – são sucessões depositadas em bacias intracontinentais sobre o embasamento com baixo grau de deformação e metamorfismo. São representadas pela Megassequência São João Del Rei, predominantemente quartzítica e pela Megassequência Carandaí composta por rochas carbonáticas e pelíticas.

- Coberturas supracrustais neoproterozóicas – é representada pela Megassequência Andrelândia, de composição siliciclástica, com paragneisses e xistos pelíticos intercalados com quartzitos feldspáticos; pela Sucessão Búzios, composta por gnaisses pelíticos com anfibolitos e rochas calcissilicáticas intercaladas; e a cobertura metassedimentar dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, constituídos por gnaisses bandados com intercalações de xistos pelíticos, mármore e rochas calcissilicáticas.
- Rochas Granitóides Brazilianas – Trata-se de granitóides sin a pós-colisionais (MACHADO *et al.* 2000; MENDES *et al.* 2006) produtos de episódios intrusivos e/ou anatéticos em variados intervalos de tempo.

### 2.1.3 – Faixa Móvel Ribeira (FR)

A Faixa Ribeira (figura 6) está localizada a sul do Cráton do São Francisco (ALMEIDA 1977), tratando-se de um cinturão orogenético, com *trend* estrutural predominante NE-SW, profundamente erodido, gerado pela convergência litosférica do Continente São Francisco com o Continente do Congo (além de outras possíveis micro placas) na Orogênese Brasileira.

HEILBRON *et al.* (2004) dividem a FR em três grandes terrenos tectônico-estratigráficos, separados por zonas de cisalhamento transpressivas, mais a *Klippe* Paraíba do Sul. Os terrenos são: Terreno Ocidental, Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental representa a margem retrabalhada do Cráton do São Francisco e o Terreno Oriental a parte da Placa do Congo. O contato entre estes dois terrenos corresponde à sutura da Faixa Ribeira que é dividida por uma zona de cisalhamento de alto ângulo conhecida como Limite Tectônico Central (Central Tectonic Boundary - CTB). O CTB é caracterizado como o contato entre os ortogneisses do Arco Magmático Rio Negro, do Terreno Oriental e as rochas metassedimentares miloníticas do Sistema de Empurrões Juiz de Fora, do terreno ocidental (ALMEIDA, 1998).

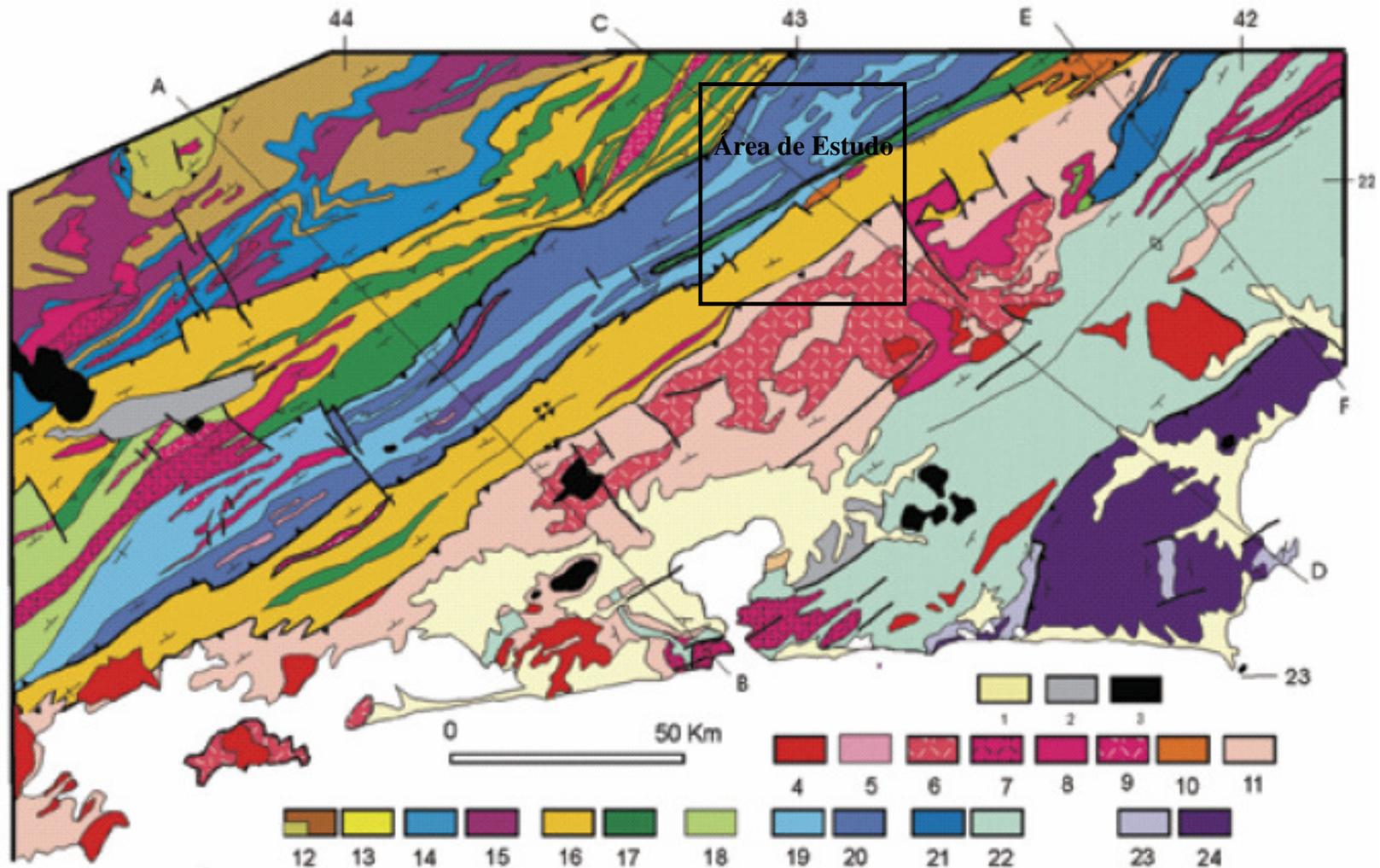


Figura 6 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* (2004), com a área de estudo em destaque. Legenda 1-Sedimentos quaternários; 2-Sedimentos terciários; 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias; 4-Granitóides Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9) – 4-Biotita granitos pós colisionais (510-480 Ma,  $G_5$ ); 5-Granito contemporâneos as ZCs D3 (535-520 Ma  $G_4$ ); 6-Granitos e Charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma,  $G_3$ ); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos Charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma  $G_2$ ), granitóides com idade indeterminada (9-10); 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco Magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megasequência Andrelândia (12-14); 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do turvo; 14-sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megasequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno ou Klippe Paraíba do Sul (19-20); 19-Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22); 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão Metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24); 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região do Lagos.

Ao longo das seqüências tectono-estratigráficas são encontrados ainda sedimentos quaternários na forma de alvéolos, rampas de colúvio, além de camadas de regolito recobrando o relevo de colinas.

Os Terrenos tectono-estratigráficos serão descritos a seguir.

### **2.1.3.1 - Terreno Ocidental**

Este terreno corresponde à margem retrabalhada do Cráton do São Francisco e é constituído por três domínios de associações litológicas e estruturais distintas: Domínio Autóctone, Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora (HEILBRON *et al.* 2004)

#### **A) Domínio Autóctone**

O embasamento deste domínio é formado por faixas arqueanas do tipo Greenstone Belt, na direção NE-SW, com intrusões ígneas bimodais (TROUW *et al.* 2000) e pelo Complexo Mantiqueira, constituído por ortognaisses e anfibolitos.

A seqüência supracrustal é formada pela Megassequência Andrelândia, dividida em seis seqüências (TROUW *et al.* 2000 p.295), formadas por paragnaisses bandados com intercalações delgadas de filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas; clorita-biotita-filitos, plagioclásio biotita xisto/gnaiss, biotita xisto a gnaiss com intercalação de anfibólios, gondito, quartzito e rochas calcissilicáticas.

#### **B) Domínio ou Sistema de Empurrões Andrelândia**

Este domínio é constituído pelo embasamento (Complexo Mantiqueira) formado por ortognaisses migmatíticos tonalíticos a graníticos, granitóides e metabasitos, com cobertura supracrustal da Megassequência Andrelândia além de rochas granitóides sin e tardi-colisional.

Nas folhas Juiz de Fora e Matias Barbosa, DUARTE *et al.* (1995) descreveram o embasamento e a cobertura supracrustal em detalhe.

O Complexo Mantiqueira é constituído por biotita-hornblenda gnaiss cinzento, bandado, migmatítico, de composição tonalítica a granodiorítica com enclaves de metabásicas.

A cobertura supracrustal é dividida em duas unidades. A primeira é composta por biotita gnaiss bandado, quartzo-feldspático, com porções leucossomáticas gradando para quartzitos puros, (sillimanita) quartzitos feldspáticos ou biotita-granada-(sillimanita) gnaiss e rochas calcissilicáticas. A segunda unidade compreende sillimanita quartzito feldspático, de textura milonítica gradando para biotita-sillimanita gnaiss. Ocorrem ainda intrusões de metabasitos em forma de lentes irregulares e *boudins*.

### C) Domínio ou Sistema de Empurrões Juiz de Fora

Trata-se de uma *mélange* tectônica, com intensa intercalação tectônica entre as rochas do embasamento (ortogranulitos de idade paleoproterozóica do Complexo Juiz de Fora), e de sua cobertura neoproterozóica (sedimentos da Megassequência Andrelândia), ambas milonitizadas.

O Complexo Juiz de Fora é formado por rochas ortoderivadas, pré 1,8 Ga, com paragêneses de fácies granulito. São ortogranulitos enderbíticos e charnockíticos, com tipos gabróicos subordinados, de coloração esverdeada ou caramelo de estrutura maciça a escala megascópica e textura comumente granoblástica. Sua formação envolve dois pulsos metamórficos de alto grau com intenso processo de milonitização (DUARTE *et al.* 2003).

A cobertura supracrustal, gerada no Neoproterozóico, é correlacionada à Megassequência Andrelândia. São sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de quartzo impuro, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, de granulometria média a grossa, foliação marcante e bandamento gnáissico muitas vezes presente. É comum a presença de estruturas migmatíticas estromáticas, evidenciando o desenvolvimento de anatexia *in situ* (DUARTE *et al.* 2003).

Seus granitóides e/ou charnockitóides neoproterozóicos estão divididos em três grupos: a Suíte Matias Barbosa (hornblenda-biotita ortognaiss; hornblenda-biotita ortognaiss porfiróide; e leucognaiss rosa); o Granada Charnockito e Granada Leucogranito; e o Biotita Granito (DUARTE *et al.* 2003).

### 2.1.3.2 – Klippe Paraíba do Sul

A Klippe Paraíba do Sul é uma escama tectônica, situada na porção superior do segmento central da FR, que ocupa a zona de charneira dos dobramentos megassinformes do Rio Paraíba do Sul. É formada por um conjunto supracrustal de metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul e embasamento pré-1.8 Ga, do Complexo Quirino, constituído por ortognaisses retrabalhados de granitóides cálcio-alcalinos transamazônicos (VALLADARES *et al.* 1997).

O embasamento paleoproterozóico é formado por hornblenda-biotita ortogneisse granodiorítico a granítico, com enclaves de rochas básicas e ultra-básicas. Sua estrutura caracteriza-se pela ausência de bandamento composicional, e uma foliação marcante. Ocorrem ainda intercalações de anfibolito e lentes de leucogranitos.

As rochas do Grupo Paraíba do Sul compõem a cobertura metassedimentar neoproterozóica. Estas são sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaisses, que possuem uma marcante foliação definida pelo arranjo planar de micas e pela alternância de bandas com diferentes tamanhos de grãos, apresentando indícios de fusão parcial. Associadas a estas rochas aparecem lentes de mármore de composição dolomítica a calcítica.

Esta *klippe* possui também granitóides neoproterozóicos (Leucogranitos sin-colisionais e tardi-colisionais (HEILBRON *et al.* 1995, DUARTE *et al.* 2003).

### 2.1.3.3 - Terreno Oriental

Este terreno é onde está situado o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro. É formado por ortognaisses de composição graníticas a tonalíticas com intercalação de rochas básicas.

Este arco magmático intruiu em rochas supracrustais constituídas por três complexos: Complexo Cambucí, formado por granada-biotita gnaisses migmatíticos, com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas; Complexo Costeiro, constituído por gnaisses paraluminosos ricos em granada e sillimanita e; Complexo Italva formado por gnaisses bandados, mármores calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos. O Terreno Oriental possui também granitóides sin e pós-colisionais.

#### **2.1.3.4 - Terreno Cabo Frio**

Este foi o último terreno a ser amalgamado à Faixa Ribeira, a cerca de 520 Ma, na formação do paleocontinente Gondwana (HEILBRON & MACHADO 2003). Seu embasamento é constituído por metagranitóides com corpos de metaquartzodiorito e metatonalitos da Unidade Região dos Lagos intercalados por gnaisses anfibolíticos da Unidade São Mateus (SCHMITT *et al.* 2004).

A cobertura supracrustal é formada por pacotes de metassedimentos, sillimanita–cianita–granada–biotita gnaiss, da sucessão Búzios e por quartzo–feldspato paragnaisse com intercalações de rochas calcissilicáticas e camadas de feldspatito e quartzito da sucessão Palmital (SCHMITT *et al.* 2004).

## **2.2 - Evolução tectônica**

### **2.2.1 - Amalgamação do Continente Gondwana**

A paleogeografia dos terrenos pertencentes à FR, há 850 Ma, era formada por três placas e/ou micro placas separadas por duas bacias oceânicas (HEILBRON & MACHADO 2003). A oeste da placa/microplaca do Terreno Oriental estava o Cráton do São Francisco, sendo separados por um oceano. A leste, separados por outro oceano estava o Cráton do Congo.

Através de dados geocronológicos e geoquímicos, TUPINAMBÁ *et al.* (2000) sugerem a existência de um arco magmático neoproterozóico, chamado de Arco Mágmató Rio Negro, no Terreno Oriental da Faixa Ribeira durante o estágio pré-colisional da Orogênese Brasileira. Este arco é produto da subducção de uma crosta oceânica com *dip* para leste sob a Placa/Micro Placa do Terreno Oriental. A continuidade da subducção levou ao fechamento do Oceano Adamastor (BRITO NEVES *et al.* 1999) e a subsequente colisão entre o Cráton do São Francisco com o Arco Mágmató Rio Negro.

Esta colisão continental oblíqua, responsável pela Orogênese Brasileira, resultou em um empilhamento de escamas tectônicas de SE para NW (HEILBRON *et al.* 1995) e um escape da litosfera em direção SW, ao sul do Cráton do São

Francisco, gerando uma tendência estrutural de *strike* NE-SW (TROMPETTE *et al.* 1993).

### 2.2.2 - Metamorfismo\Magmatismo Brasileiro

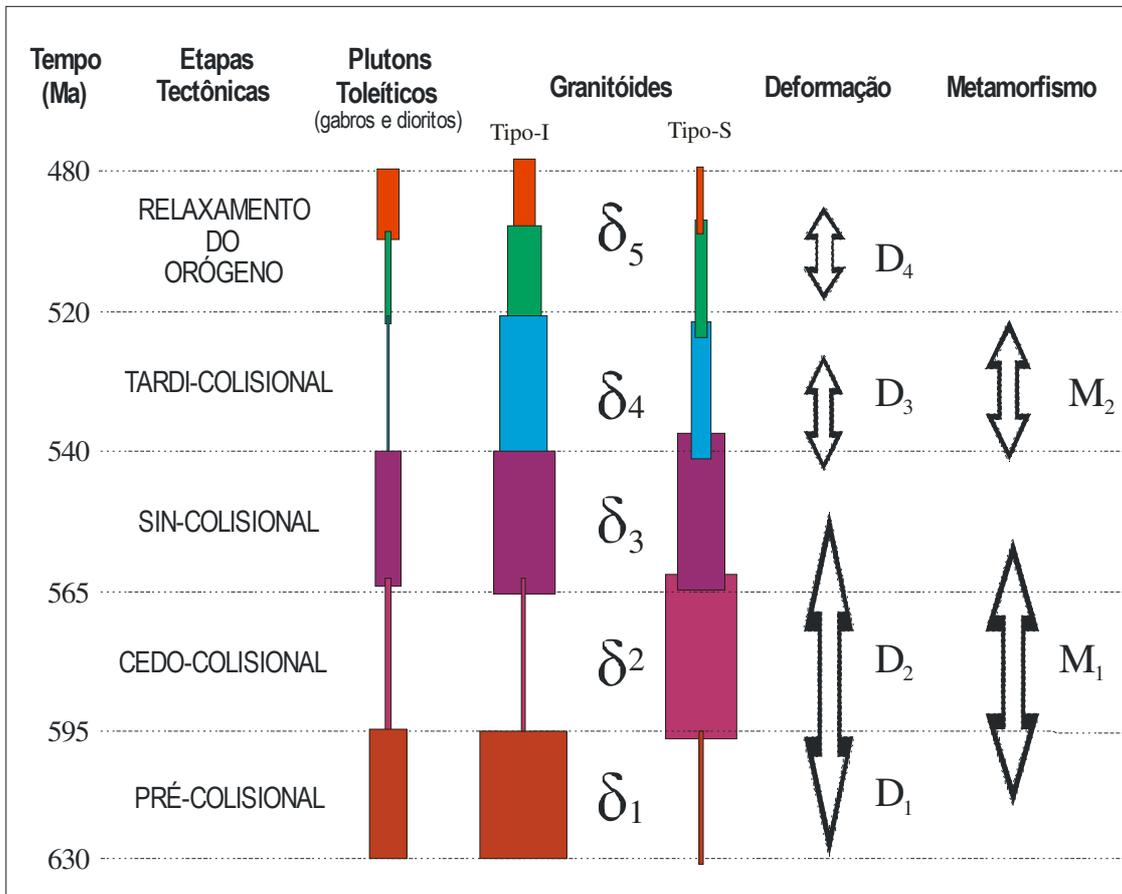
O choque do Cráton do São Francisco com o Arco Magmático Rio Negro é responsável pela fase principal de metamorfismo (M1) (figura 8) e encurtamento crustal da Faixa Ribeira, no intervalo de 590-565 Ma (MACHADO *et al.* 1996). Esta fase deu origem a duas deformações D1 + D2 (figura 8) Sin-colisionais com paragêneses resultantes representadas nas foliações S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> ou S<sub>1+2</sub> (HEILBRON *et al.* 1995). Este evento gerou uma tectônica de baixo ângulo com cavalgamentos e dobras isoclinais além das estruturas mais penetrativas encontradas na FR.

São encontradas evidências de metamorfismo mais recente (M2), no intervalo de 535-520 Ma, possivelmente relacionado à duplicação crustal e à recristalização e ao crescimento de minerais da etapa de deformação D3 no período pós-colisional da Orogênese Brasileira e ainda uma fase de deformação D4 (HEILBRON *et al.* 1995, MACHADO *et al.* 1996).

Alguns autores descrevem uma nova orogênese subsequente ao evento Brasileiro, ao final do Neoproterozóico, responsável pela amalgamação do Terreno Cabo Frio, denominada de Orogênese Rio Doce (CAMPOS NETTO & FIGUEIREDO 1992) ou Orogenia Búzios (SCHMITT *et al.* 2004). Entende-se que enquanto as regiões internas à Faixa Ribeira estavam passando pelo momento pós tectônico o Terreno Cabo Frio se encontrava em um momento de pré a sin-colisional.

Durante o Brasileiro houve na FR um processo de fusão parcial da crosta responsável por uma intensa granitogênese divididos em 5 grupos: 1 granitóides pré-colisionais; 2 granitóides sin-colisionais; 3 granitóides tardi-colisionais; 4 granitóides pós colisionais; 5 granitóides pós tectônicos (HEILBRON *et al.* 1995).

Figura 7 - Magmatismo, deformação e metamorfismo no setor central da Faixa Ribeira. (Modificado de Heilbron *et al.* 1995)



### 2.2.3 - Eventos Tectônicos Rúpteis no Fanerozóico e suas Implicações Geomorfológicas

Após o término das orogêneses Brasiliana e Búzios, a região ocupada pela Província Mantiqueira consolidou-se em um ambiente intraplaca com relativa estabilidade tectônica onde os agentes erosivos trabalharam intensamente esculpindo o relevo. Esta estabilidade perdurou até o Triássico Superior, quando uma nova atividade tectônica, desta vez de característica rúptil-extensional, começou a fragmentar o continente Gondwana (ALMEIDA 1976, SZATMARI *et al.* 1987, ULIANA & BIDDLE 1988, MOHRIAK, 2004) afetando as estruturas até então existentes. Falhas, fraturas e diques de rochas básicas foram gerados em direções variadas no continente.

Evidências desta separação são encontrados em forma de magmatismo básico no Oceano Atlântico norte equatorial na transição Permiano/Triássico (MIZUSAKI *et al.* 1998; THOMAZ-FILHO *et al.* 2000), no sul do continente sul americano com idades de 210 Ma no Triássico (ULIANA & BIDDLE 1988), além dos derramamentos da Bacia do Paraná (Leinz 1966).

VALENTE *et al.*, (1994) identificam o enxame de diques do Rio de Janeiro que cortam praticamente todos os litotipos do estado com uma direção preferencial de NE-SW. Na área *onshore* da Bacia de Santos são encontrados dois grupos de rochas magmáticas toleíticas (basalto, dolerito e microgabro) sendo o primeiro de orientação NW de idade 192.9 a 160.9 Ma e o segundo grupo de direção NNW-NNE com idades que vão de 148.3 a 133.9 Ma (GUEDES *et al.* 2005).

O contínuo afastamento entre as placas sul-americana e africana levou a formação de margem passiva em ambos os continentes e a instauração de diversas bacias costeiras, separadas por altos estruturais, como é o caso das Bacias de Santos e de Campos, separadas pelo Alto de Cabo Frio.

O rebaixamento do nível de base geral, resultado da separação continental, acarretou na reativação dos processos erosivos levando ao rejuvenescimento de canais, disponibilizando sedimentos para as bacias costeiras. ASMUS & GUAZELLI (1981) e MACEDO (1991) relatam que esta troca de material do continente para as bacias costeiras, no sudeste brasileiro, tenha levado a uma compensação isostática que provocou o soerguimento do continente e uma conseqüente reativação na transição Mesozóico/Cenozóico.

A primeira evidência desta reativação é a presença de um novo pulso magmático, desta vez alcalino. Este pulso alcalino (sienito, traquito, fonolito, basalto alcalino e lamprófiro) possui idades de 82 Ma para os diques de lamprófiros, 70 Ma para os *plugs* sieníticos e entre 64 e 59 Ma para os diques félsicos (GUEDES *et al.* 2005).

Este soerguimento, de provável natureza epirogenética (ZALÁN & OLIVEIRA 2005), aconteceu de modo “progressivo e pulsativo, na área plataformal e continental” (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Através do método de traço de fissão de apatitas, VIGNOL-LELARGE *et al.* (1994) confirmaram este soerguimento com idade no Cretáceo em 86 Ma. Estes mesmos autores sugeriram ainda ter havido uma denudação do material crustal de 2,5 Km. Utilizando o mesmo método TELLO SAENZ *et al.* (2003) encontraram idades entre 85-65 Ma para este soerguimento.

Com o soerguimento da área continental, a rede de canais passou a incidir seu fundo procurando ajustar-se a um novo perfil de equilíbrio, levando a pediplanização e a formação de superfícies de erosão<sup>1</sup>. MARTONNE (1943) identifica superfícies de erosão, pós-paleozóicas, nivelando rochas de diferentes características ao longo do Planalto Atlântico do sudeste do Brasil. Uma destas superfícies, superfície das cristas médias, foi denominada por ALMEIDA & CARNEIRO (1998) de Superfície Japi. Segundo os autores, esta superfície aplaina e nivela as mais variadas estruturas, com exceção daquelas mais resistentes, como os granitos neoproterozóicos e as intrusões alcalinas Cretáceas da Serra da Mantiqueira e do Gráben da Guanabara. Além disso, a Superfície Japi nivela os topos da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira.

RIBEIRO FILHO (1943) aponta para o fato de que os canais da porção paulista do Planalto Atlântico, até o Cretáceo, drenavam para as bacias Gondwânicas, ou seja, para o interior da bacia do Paraná. O divisor de águas entre a Bacia do Paraná e a Bacia de Santos provavelmente estava próximo à última, o que conferia a esta vertente, mais próxima ao oceano, com nível de base mais baixo e de maior declive, um maior poder erosivo (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Tais fatos são exemplos das diversas mudanças ocorridas na distribuição das bacias hidrográficas da reativação Mesozóica/Cenozóica até os dias atuais.

A partir do Paleoceno a margem continental brasileira passou por mais um estágio de tectonismo rúptil que deformou a superfície Japi através de flexuras e grandes falhamentos (ALMEIDA & CARNEIRO 1998). Desta tectônica resultou um complexo sistema de 'grábens' e 'horsts' orientados segundo direções ENE no sudeste brasileiro desde o Paraná até o norte do Rio de Janeiro aonde se desenvolveram bacias Terciárias. Diversos são os autores que estudaram este sistema e os nomes que eles o deram. RICCOMINI *et al.* (2004) classificaram este sistema como Rifte Continental do Sudeste do Brasil, por acreditar que os complexos de 'grábens' e 'horsts' fazem parte de uma estrutura contígua. Outros autores falam de um conjunto de riftes. ALMEIDA (1976) os chama de Riftes da Serra do Mar. ZALÁN & OLIVEIRA (2005) classificaram esta feição como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, identificando, através de imagens de satélite, um corredor de grábens no médio vale do Rio Paraíba do sul denominando-

---

<sup>1</sup> Pediplanização e superfícies de erosão são conceitos referentes ao trabalho de KING (1953) onde o autor descreve o que para ele é uma evolução de vertente ideal.

o de Baixo Paraíba. Nesta dissertação será utilizada a terminologia Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB).

O RCSB é constituído por um conjunto de hemi-grabens que se instalaram na direção ENE aproveitando antigas estruturas como as zonas de cisalhamento proterozóicas. Seu processo de formação envolve sucessivos momentos de soerguimento e denudação, que deram origem a uma arquitetura geral formada por patamares escalonados com escarpas acentuadas e seus respectivos vales. Este processo criou grandes desníveis topográficos com o basculamento de blocos, fazendo com que seu sistema procurasse um reequilíbrio, seja através de uma erosão remontante, seja pela deposição de sedimentos. Por isso, o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro representa a principal atividade tectônica responsável pela morfogênese do relevo e da rede de drenagem no sudeste brasileiro.

Em estudo realizado no Graben da Guanabara, FERRARI *et al.* (1997) identificaram quatro eventos tectônicos:

1- extensão NW-SE, indicada através da análise de estereograma de diques de diabásio com concentração marcante na direção N45E;

2- transcorrência sinistral de direção E-W, identificada através da análise de diques de rochas alcalinas de 70 a 50 Ma, de direção N50E/70, com arranjo escalonado, causando reativação de falhas NE-SW;

3- extensão NW-SE, que deformou os sedimentos da Formação Macacú, gerando falhas normais de direção NE-SW;

4- compressão NE, pós-Oligoceno, gerando falhas inversas de baixo ângulo com direção NW-SE;

5- transcorrência dextral E-W, no Pleistoceno, reativando estruturas NE-SW, em caráter transpressivo.

RICCOMINI *et al.* (2004) identificam um evento de idade eoceno-oligocênica de distensão NNW-SSE, como sendo o mais importante na abertura dos Riftes do Sudeste, seguido de uma transcorrência sinistral no Mioceno, de uma transcorrência dextral no período que vai do Plioceno ao final do Pleistoceno, além de uma distensão NW-SE a E-W e uma compressão E-W no Holoceno.

#### **2.2.4 - Geomorfologia regional do Médio Vale do Paraíba do Sul**

A área em questão é constituída pela intercalação de áreas elevadas e depressões interplanálticas (figura 8). As principais elevações são os planalto se serras da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar, sendo esta última conhecida localmente como Serra do Mar e Serra da Bocaina. Cortando estas serras aparecem as depressões interplanálticas do Paraíba do Sul, do Rio Pomba e do Rio Doce.

O mapa hipsométrico do Planalto Atlântico do Brasil revela ainda o trabalho de erosão remontante realizado pelos rios Paraíba do Sul, Pomba e Doce, rebaixando o relevo. Notam-se inflexões na direção preferencial da Serra da Mantiqueira (marcada na cor roxa) nas cabeceiras do Rio Pomba e do Rio Doce na cabeceira deste rios.

Na área de estudos desta dissertação percebe-se a presença de um estrangulamento no vale do Rio Paraíba do Sul referente ao Estreito de Sapucaia.

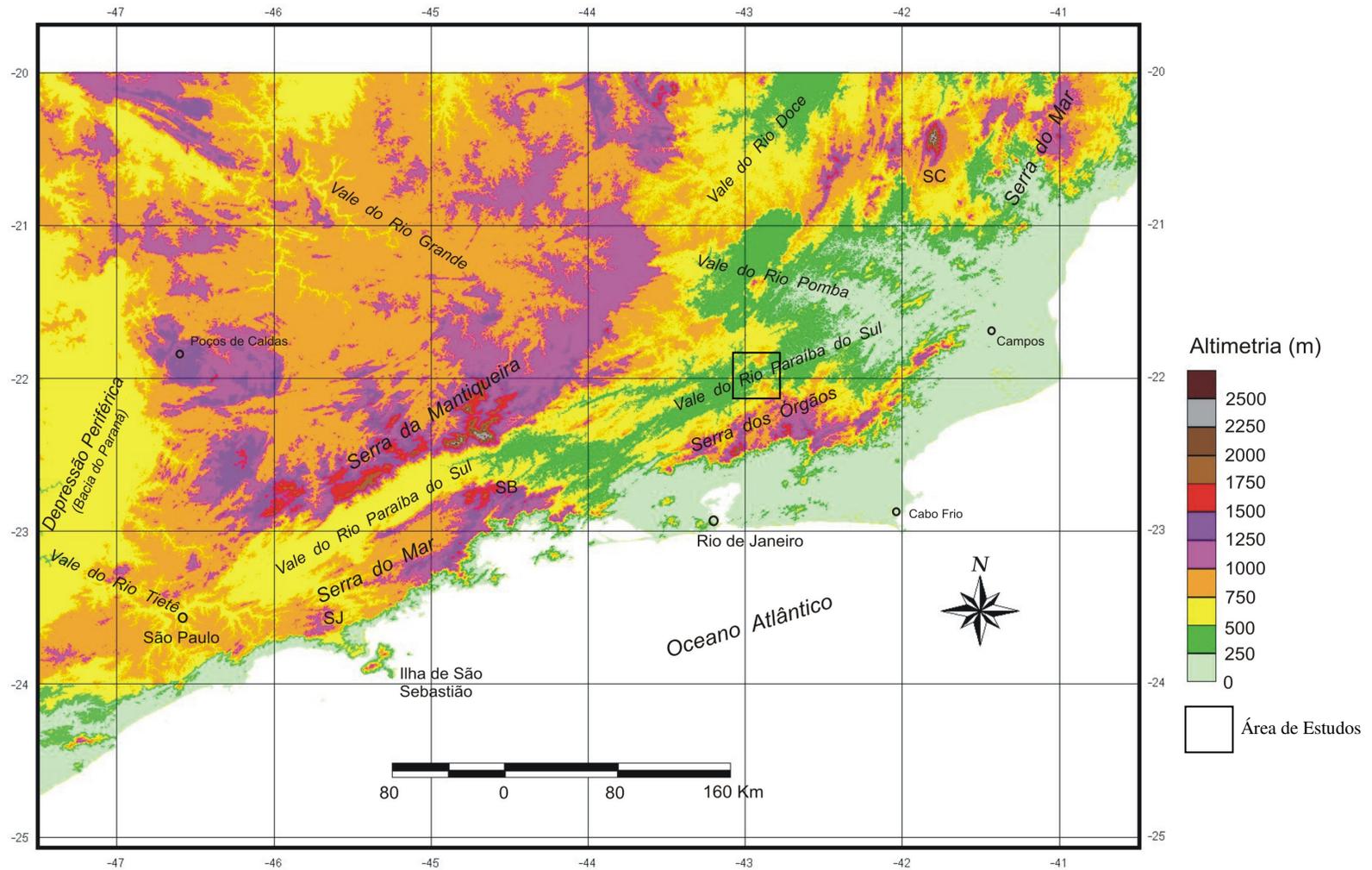


Figura 8 - Mapa hipsométrico do Planalto Atlântico no Sudeste do Brasil. Destacam-se os principais domínios do relevo: as serras e seus planaltos, e as depressões interplanálticas (vales fluviais). Observar a segmentação da Serra do Mar, localmente denominada de Serra da Bocaina (SB) e de Serra dos Órgãos. Abreviaturas: SB - Serra da Bocaina; SC - Serra do Caparaó; SJ - Serra do Juqueriquerê. Fonte: imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), USGS-NASA, 2004; modificado por Eirado Silva, 2006.

#### 2.2.4.1 – Capturas de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul

O Médio Vale do Rio Paraíba do Sul é considerado como um vale tectônico formado a partir de uma tectônica rúptil terciária que abateu um bloco e individualizou a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar (MARTONNE 1943, KING 1956, ALMEIDA & CARNEIRO 1998, RICCOMINI *et al.* 2004 e ZÁLAN & OLIVEIRA 2005). Seu relevo predominante é o de 'mar de morros' (AB'SABER 1977, 2003), com alternância de formas côncavas e convexas cercado por duas serras, a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira (figura 8).

Para AB'SABER (1957), "os grandes fenômenos tectônicos, que fragmentaram a abóbada principal do escudo, forjaram a fossa tectônica do vale do Paraíba, após o Cretáceo, criando um vale tectônico, em direção oposta dos rios que corriam em direção ao eixo do rio Paraná". Neste sentido o autor descreve o papel da formação deste rifte na captura de drenagem do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul formando uma feição característica de captura no Alto Paraíba do Sul, o cotovelo de Guararema (figura 9). Esta origem tectônica conferiu ao Rio Paraíba do Sul um maior poder erosivo em relação ao Tietê (KING 1956), que passou a sofrer paulatinas capturas.

Riccomini *et al.* (2007) conferem a esta captura, do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul, um caráter tectônico de idade no Mioceno, sendo resultado de uma transcorrência sinistral com compressão na direção NE-SW e distensão na direção NW-SE, que levou a reativação de falhas (junto ao Cotovelo de Guararema) soerguendo blocos SW rebaixando blocos NE. Assim sendo instalou-se uma barreira para o rio Tietê de direção WSW que acabou tendo seu fluxo redirecionado para o Rio Paraíba do Sul, de maior declive.

A partir do Cotovelo de Guararema o Rio Paraíba do Sul passa a fluir seguindo o trend estrutural NE Brasileiro, possuindo algumas inflexões como é o caso da Zona de Transferência de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron 1993) onde o rio passa a se orientar na direção SE.

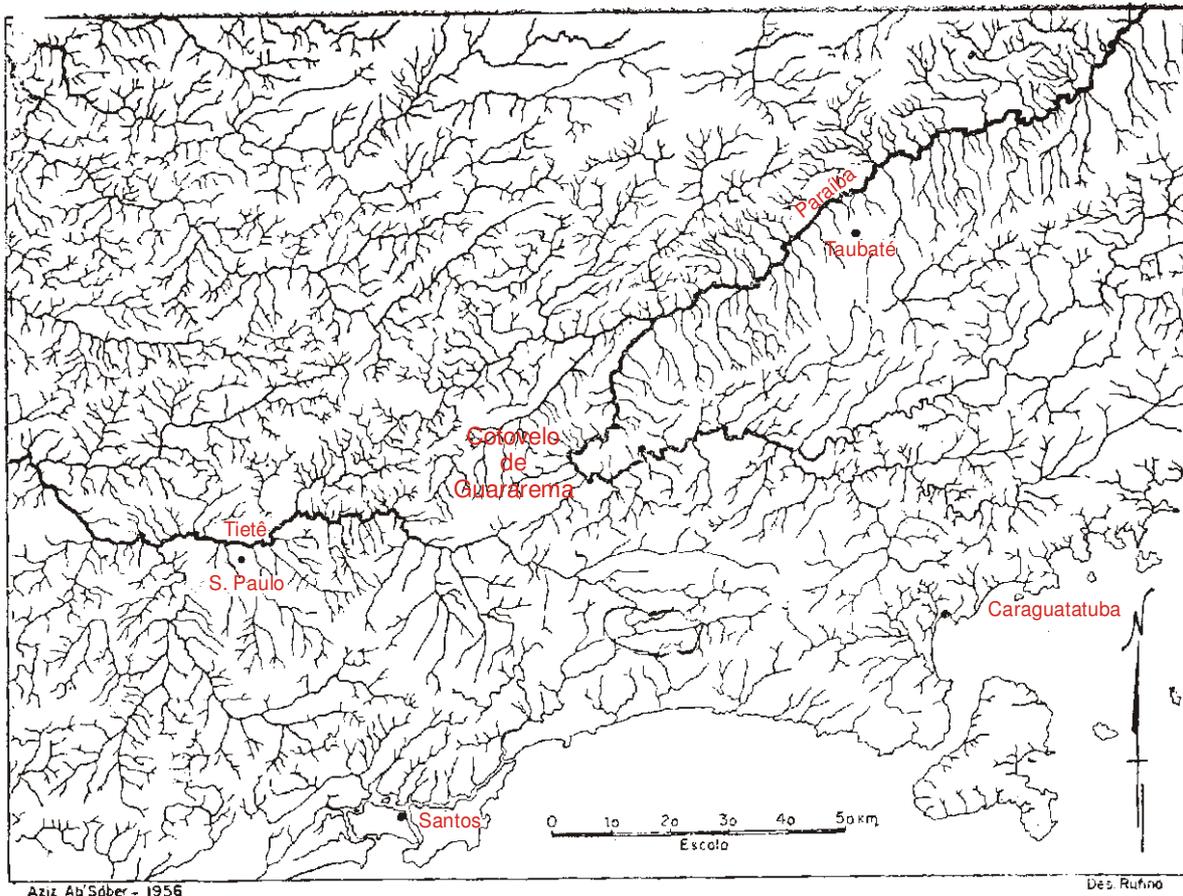


Figura 9 – Mapa de rede de drenagem ilustrando os rios Paraíba do Sul e Tietê e o cotovelo de captura de Guararema (extraído de Ab`Saber 1956)

Durante o seu percurso, o Rio Paraíba do Sul percorre as bacias Tafrogênicas de Taubaté e Resende - Volta Redonda. Diferentemente destes exemplos, o Graben do Baixo Paraíba do Sul não se consolidou como uma bacia sedimentar, sendo assim uma área erosiva, levando a crer que desde a instalação do RCSB sempre existiu uma saída para o oceano na área.

Assim sendo, após a instalação do RCSB, a geomorfologia do Rifte do Baixo Paraíba, se desenvolveu através da ação dos agentes intempéricos e erosivos, sobre as estruturas então existentes. Estudos realizados no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (COELHO NETTO 2003, EIRADO SILVA *et al.* 1991, DANTAS *et al.* 1995, AVELAR & COELHO NETTO, 1992) mostram que evolução do relevo, nesta região acontece através da erosão diferencial<sup>2</sup>, por meio da variação litológica ou pela ação de estruturas que favorecem a concentração de água, como falhas,

<sup>2</sup> Erosão diferencial é referente ao clássico trabalho de GILBET (1877), aonde o autor descreve a ação da variação litológica e sua influência na formação do relevo.

fraturas ou mesmo unidades côncavas do relevo<sup>3</sup>. A partir destes elementos são desenvolvidos níveis de base locais (knickpoints<sup>4</sup>) que controlam a erosão e a sedimentação a sua montante. O rebaixamento de um nível de base regional, assim como o nível do mar, que é o nível de base geral, pode levar a uma reorganização das redes de drenagem, assim como, de suas bacias hidrográficas através de capturas de drenagem<sup>5</sup>.

Analisando a bacia do Rio Bananal, COELHO NETTO & FERNANDES (1990) constataram o rebaixamento de divisores de água através de unidades côncavas do relevo<sup>6</sup>, com a coalescência de Rampas de Colúvio<sup>7</sup> e a subsequente captura de drenagem.

Na área de estudos SARTI *et al.* (2004) e SARTI (2005) analisaram as bacias de drenagem de dois córregos contíguos, os Córregos do Chiador e de Santa Fé, próximos a cidade de Chiador. Tendo em vista as feições erosivas encontradas na área e o fato de o divisor de águas dessas duas bacias serem compostos por sedimentos fluviais, os autores propuseram que o Córrego Santa Fé teria capturado o Rio Chiador longitudinalmente.

Outro exemplo é o de uma bacia a leste da do Córrego do Chiador onde está localizada a bacia dos Rios Macuco e Minerva (figura 11 e 12) que para CASTANHEIRA (2005) também é um exemplo de captura de drenagem. Segundo esse autor, o Rio Minerva continuava sua trajetória (NE-SW) passando por onde é hoje o Córrego Chiador, porém, mudou de direção ao ser capturado pelo Rio Macuco de direção NW-SE. A presença de divisores de água formada por material aluvial corrobora a evolução por captura de drenagem. Exemplos destes divisores são observados tanto no divisor do Chiador com o Macuco/Minerva, na margem esquerda do Paraíba do Sul, como também no Córrego São João, na sua margem direita (figura 12).

---

<sup>3</sup> HACK & GOODLETT (1960) descrevem as formas côncavas e convexas do relevo e seu papel como na hidrologia das encostas

<sup>4</sup> Termo cunhado por POWELL 1875 para designar o níveis de cachoeiras que controlam a erosão a montante.

<sup>5</sup> O conceito de captura de drenagem foi utilizado por DAVIS (1909) para explicar a captura do rio Meuse pelo Mosele na França. Este fenômeno ocorre quando um nível um rio de nível de base mais baixo adquirir parte de um outro canal de nível de base mais baixo, como descrevem CHRISTOFOLETTI (1981) e PEDERSON (2001).

<sup>6</sup> Unidades côncavas de relevo, descritas por MEIS *et al.* 1981, AVELAR & COELHO NETTO 1992, são aquelas onde as encostas estão mais dissecadas.

<sup>7</sup> Rampas de colúvios são os depósitos de sedimentos localizados normalmente na base de concavidades (MEIS *et al.* 1981).

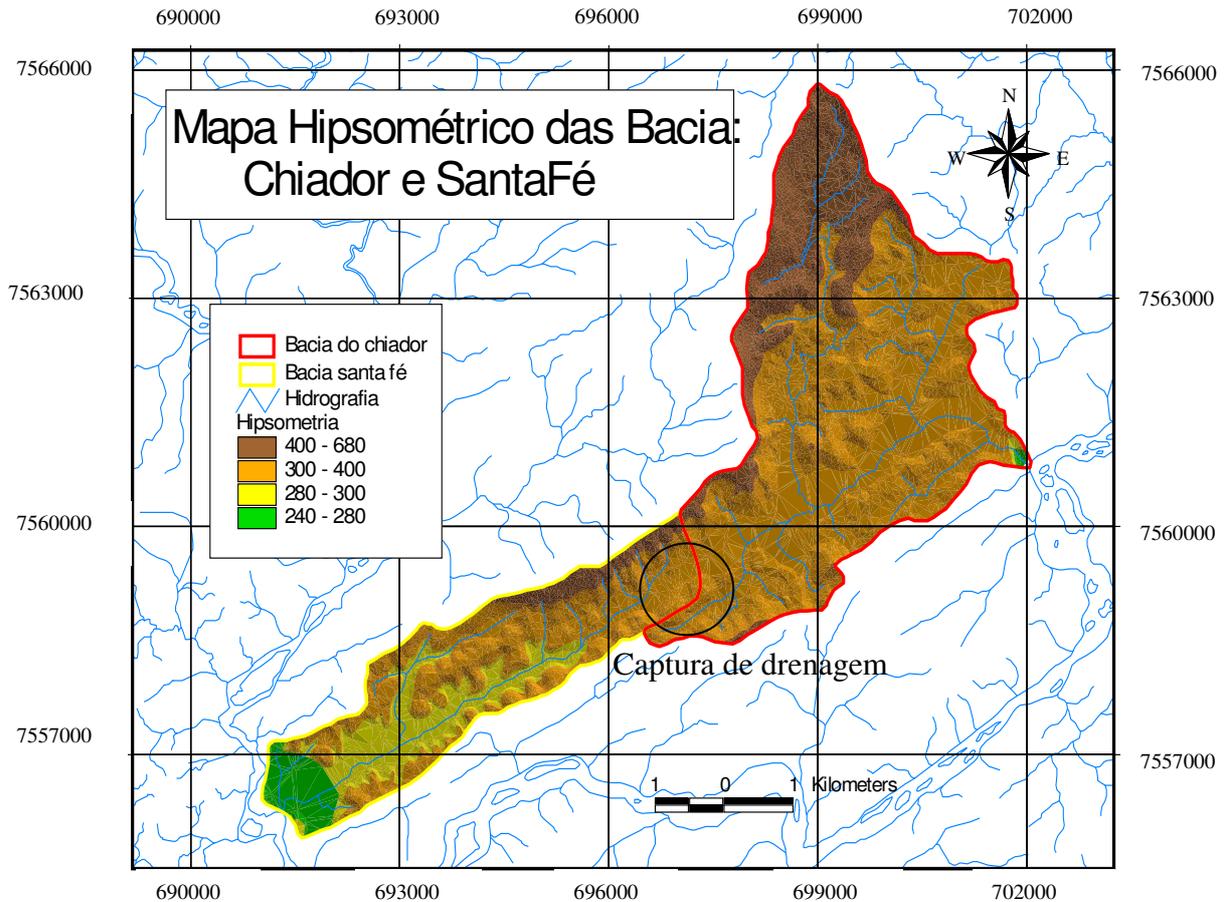


Figura 10 – Mapa Hipsométrico das bacias contíguas dos córregos de Santa Fé e do Chiador (extraído de SARTI 2005).

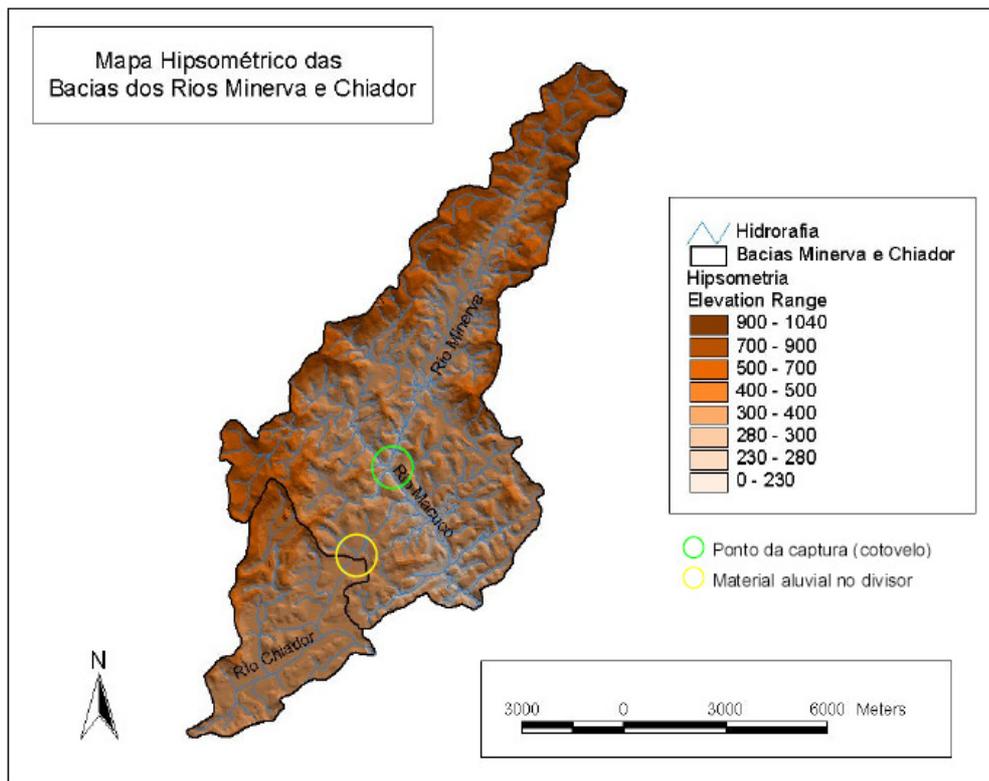


Figura 11 – Mapa Hipsométrico das bacias dos córregos do Chiador e do Macuco/Minerva, com cotovelo de captura (extraído de CASTANHEIRA 2005).

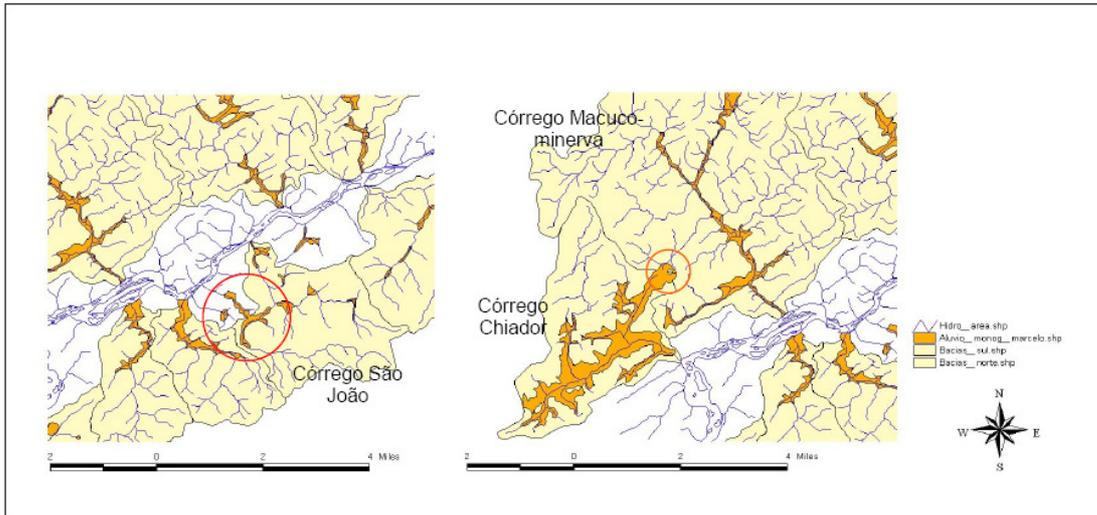


Figura 12 – Mapa contendo divisores de água formados por material aluvial (extraído de CASTANHEIRA 2005).