



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO - UFRJ  
CCMN – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO TECTÔNICA EM  
AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA  
(BACIA DE TAUBATÉ, *RIFT* CONTINENTAL  
DO SUDESTE DO BRASIL)**

**Cheyenne Campos da Silva**

**Trabalho Final de Curso**

**Geologia**

**UFRJ**

**RIO DE JANEIRO**

**2015**



**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO TECTÔNICA EM AFLORAMENTO DA  
FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA (BACIA DE TAUBATÉ, *RIFT*  
CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL)**

**Cheyenne Campos da Silva**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello - Departamento de Geologia da UFRJ

Dra. Aline Theophilo Silva – CENPES/PETROBRAS

Mathieu Moriss – Paradigm

**UFRJ**

**RIO DE JANEIRO**

**2015**

Silva, Cheyenne Campos.

Análise da deformação tectônica em afloramento da Formação Pindamonhangaba (Bacia de Taubaté) / Cheyenne Campos da Silva – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2015.

p

Orientador(es):

Claudio Limeira Mello

Aline Theophilo Silva

Mathieu Moriss

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia - Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Cenozoico, 2. Neotectônica, 3. Formação Pindamonhangaba

Cheyenne Campos da Silva

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO TECTÔNICA EM AFLORAMENTO DA  
FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA (BACIA DE TAUBATÉ, *RIFT*  
CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL)

Trabalho Final de Curso apresentado ao  
Departamento de Geologia da Universidade Federal  
do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos  
necessários à obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello – IGEO/UFRJ  
Dra. Aline Theophilo Silva – CENPES/PETROBRAS  
Mathieu Moriss – Paradigm

Orientador:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello

Aprovado em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

Por:

---

Orientador: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)

---

Orientador(a): Dra. Aline Theophilo Silva (CENPES/PETROBRAS)

---

Orientador: Mathieu Moriss (Paradigm)

---

Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt (IGEO/UFRJ)

---

Dr. Anderson Moraes (CENPES/PETROBRAS)

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Departamento de Geologia da UFRJ por me dar toda a estrutura necessária para minha formação pessoal e profissional. Aos professores e funcionários que trabalham sem medir esforços.

À minha família, que sempre esteve ao meu lado em todos os momentos, pelo inestimável apoio e incentivo. Especialmente à minha mãe Adélia, minha avó Maria José, meu irmão Diego e meus tios.

Aos meus queridos orientadores Prof. Dr. Claudio Limeira Mello, Dra. Aline Teophilo Silva e Mathieu Moriss, pelo tempo, paciência e dedicação, mas principalmente por todo o conhecimento compartilhado, essencial para a conclusão deste trabalho e para a minha formação acadêmica.

Ao CENPES (PETROBRAS) por ceder o espaço e a utilização do software na construção do modelo geológico. Ao Dr. Anderson Moraes (CENPES/PETROBRAS) pelas discussões e colaboração nos trabalhos de campo.

À CCR/Nova Dutra e à PRF (Delegacia de Taubaté) pela autorização e apoio logístico nos trabalhos de campo.

Às amigas e companheiras de trabalho da sala 23, Thaís Coelho Brêda, Ingrid Barreto Maciel, Suelen do Nascimento Vogel e Verônica de Carvalho Batista, por toda a ajuda e contribuição, pelas conversas, discussões geológicas e trabalhos de campo que tanto auxiliariam na elaboração deste.

Aos amigos da turma de 2011 da geologia da UFRJ, por cada momento desses cinco anos.

## Resumo

A Bacia de Taubaté corresponde a um hemigráben de idade eocênica, que compõe, juntamente com as bacias de Volta Redonda, Resende e São Paulo, o segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). A origem do RCSB está relacionada a um evento distensivo de orientação NW-SE, e sua evolução envolve diversas fases tectônicas deformadoras, associadas a regimes de transcorrência e de distensão, neogênicos e quaternários. No preenchimento sedimentar da Bacia de Taubaté, a Formação Pindamonhangaba representa o registro de um sistema fluvial meandrante de idade miocênica a pliocênica, constituindo-se basicamente de camadas tabulares a lenticulares extensas de arenitos (médios a grossos), siltitos e argilitos (maciços a laminados). O objetivo do presente estudo é a caracterização da deformação tectônica rúptil em afloramento desta unidade estratigráfica localizado no km 122 da Rodovia Presidente Dutra, entre as cidades de Taubaté e Caçapava, como base para a análise detalhada dos padrões estruturais associados à deformação neotectônica. A metodologia adotada consistiu em: a) elaboração de seção geológica a partir da interpretação de fotomosaico, com checagem em campo; b) coleta de dados estruturais (pares falha/estria); c) classificação dos dados estruturais e análise de paleotensões; e d) construção de modelo geológico 3D. O afloramento possui estruturas de deformação rúptil bastante evidentes, com corpos geológicos de geometria tabular a lenticular cortados por falhas em praticamente toda a sua extensão. Foram analisados 49 (quarenta e nove) pares de falha/estria, afetando não apenas a Formação Pindamonhangaba como também a cobertura sedimentar mais recente. Foram identificadas 37 (trinta e sete) falhas normais, com orientação predominante NNE-SSW e NNW-SSE, e 12 (doze) falhas oblíquas, com as mesmas direções predominantes. Os planos de falha mais frequentes (normais, com orientação NNE-SSW a NNW-SSE) são atribuídos a evento holocênico de distensão WNW-ESE, responsável pela configuração geométrica geral do afloramento. A maior parte das falhas oblíquas estão associadas a um campo de paleotensões com compressão máxima NW-SE e compressão mínima NE-SW, compatível com regime de transcorrência dextral EW, de idade Pleistoceno/Holoceno. Este evento foi responsável pelos padrões estruturais mais destacados no afloramento. Para complementar a caracterização deformacional, a modelagem geológica 3D foi uma importante ferramenta de análise e interpretação dos dados estruturais, facilitando a visualização das feições geológicas e permitindo a percepção de possíveis incoerências na interpretação tectonoestratigráfica do afloramento.

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b>	Mapa com a localização do afloramento estudado.	<b>2</b>
<b>Figura 2:</b>	(A) Rift Continental do Sudeste do Brasil (modificado de Melo <i>et al.</i> , 1985). (B) Bacias do Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (exceto Bacia de São Paulo - Modificado de Riccomini <i>et al.</i> , 2004).	<b>3</b>
<b>Figura 3:</b>	Mapa geológico da Bacia de Taubaté (Riccomini <i>et al.</i> , 2004).	<b>4</b>
<b>Figura 4:</b>	Coluna litoestratigráfica e evolução tectônica do segmento central do RCSB. (Riccomini <i>et al.</i> , 2004).	<b>6</b>
<b>Figura 5:</b>	Modelo de evolução tectônica do Segmento Central do RCSB (Riccomini, 1989).	<b>10</b>
<b>Figura 6:</b>	Porção central do afloramento investigado no presente estudo (fotografia apresentada em Riccomini, 1989).	<b>12</b>
<b>Figura 7:</b>	Dobra de arrasto associada à movimentação transpressiva (Riccomini, 1989).	<b>13</b>
<b>Figura 8:</b>	Fluxograma das etapas metodológicas seguidas no presente estudo.	<b>14</b>
<b>Figura 9:</b>	Vista geral do afloramento estudado.	<b>15</b>
<b>Figura 10:</b>	Fluxograma mostrando as etapas seguidas na construção da modelagem estrutural 3D no software SKUA-GOCAD.	<b>18</b>
<b>Figura 11:</b>	Seção geológica do afloramento.	<b>20</b>
<b>Figura 12:</b>	Deformação em diferentes escalas no afloramento (Fm. Pindamonhangaba).	<b>21</b>
<b>Figura 13:</b>	Indicadores cinemáticos na cobertura neogênica/quadernária.	<b>22</b>
<b>Figura 14:</b>	Hemigráben principal da seção.	<b>23</b>
<b>Figura 15:</b>	Plano de falha F1 com estrias <i>down-dip</i> muito bem marcadas.	<b>24</b>
<b>Figura 16:</b>	Falhas F2 e F8, mostrando os arenitos falhados e as camadas do folhelho verticalizadas.	<b>25</b>
<b>Figura 17:</b>	Falha F4 desloca os pacotes de arenito e folhelho, delimitando o <i>horst</i> à NE.	<b>26</b>

<b>Figura 18:</b>	Falhas de rejeito centimétrico associadas à F5.	<b>27</b>
<b>Figura 19:</b>	Falha F6 coloca a Formação Pindamonhangaba e a Cobertura neogênica/quaternária em contato lateralmente.	<b>28</b>
<b>Figura 20:</b>	Interpretação da seção geológica do lado oposto da rodovia.	<b>30</b>
<b>Figura 21:</b>	Resultados da análise de paleotensões obtidos para TD.	<b>32</b>
<b>Figura 22:</b>	Resultado da análise de paleotensões obtido para E2.	<b>32</b>
<b>Figura 23:</b>	Importação da imagem da seção geológica para o software.	<b>34</b>
<b>Figura 24:</b>	Reposicionamento da seção de acordo com sua orientação medida em campo.	<b>34</b>
<b>Figura 25:</b>	Identificação de horizontes estratigráficos e falhas.	<b>35</b>
<b>Figura 26:</b>	“Coluna estratigráfica” da seção geológica construída no SKUA-GOCAD.	<b>36</b>
<b>Figura 27:</b>	Representação geométrica da projeção de uma falha ao longo do seu ângulo azimutal.	<b>37</b>
<b>Figura 28:</b>	<i>Plugin</i> utilizado para projetar as falhas de acordo com o valor do seu azimute.	<b>37</b>
<b>Figura 29:</b>	Execução do <i>plugin</i> e criação das superfícies de falha de acordo com seu respectivo azimute.	<b>38</b>
<b>Figura 30:</b>	<i>Plugin</i> utilizado para a transformação de dados de horizontes geológicos de 2D para 3D.	<b>39</b>
<b>Figura 31:</b>	Reprodução em diferentes planos da seção geológica interpretada.	<b>39</b>
<b>Figura 32:</b>	Transformação dos horizontes geológicos de 2D para 3D.	<b>40</b>
<b>Figura 33:</b>	Dados de entrada para a criação do modelo geológico 3D.	<b>41</b>
<b>Figura 34:</b>	Visão em planta da topografia interpretada do afloramento.	<b>41</b>
<b>Figura 35:</b>	Modelo estrutural 3D do afloramento estudado.	<b>42</b>

## SUMÁRIO

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>v</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>vi</b>
<b>Índice de Figuras</b> .....	<b>vii</b>
<b>1. Introdução</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Objetivos</b> .....	<b>2</b>
<b>3. Área de Estudo</b> .....	<b>2</b>
3.1. Localização e Acessos .....	<b>2</b>
3.2. Contexto Geológico Regional .....	<b>3</b>
3.2.1. Embasamento .....	<b>5</b>
3.2.2. Estratigrafia da Bacia de Taubaté .....	<b>6</b>
3.2.3. Evolução Tectônica do RCSB .....	<b>8</b>
3.3. Interpretação anterior do afloramento estudado .....	<b>11</b>
<b>4. Metodologia</b> .....	<b>14</b>
4.1. Interpretação de Fotomosaico .....	<b>14</b>
4.2. Aquisição de Dados de Campo .....	<b>15</b>
4.3. Tratamento de Dados .....	<b>16</b>
4.4. Modelagem Geológica 3D .....	<b>17</b>
<b>5. Resultados</b> .....	<b>19</b>
5.1. Seção Geológica .....	<b>19</b>
5.2. Aspectos Estruturais .....	<b>21</b>
5.3. Análise de Paleotensões .....	<b>31</b>
5.4. Modelagem Geológica 3D .....	<b>33</b>
<b>6. Considerações Finais</b> .....	<b>44</b>
<b>7. Referências Bibliográficas</b> .....	<b>45</b>

## 1. Introdução

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004) é reconhecido como a feição geotectônica cenozoica mais notável do Sudeste brasileiro, destacando-se por seus aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. Constitui também uma importante referência para o entendimento da evolução tectonossedimentar cenozoica da margem oceânica adjacente, onde está localizada a Bacia de Santos.

Ao longo do RCSB são encontrados importantes registros da sedimentação cenozoica, preservados em bacias tafrogênicas. A Bacia de Taubaté constitui uma dessas bacias e, juntamente com as bacias de São Paulo, Resende e Volta Redonda, compõe o Segmento Central do RCSB.

A origem dessas bacias foi condicionada por esforços distensivos de direção NNW-SSE, impostos pelo soerguimento da Serra do Mar e o basculamento termomecânico da Bacia de Santos (Riccomini, 1989), reativando, no Paleógeno, zonas de cisalhamento proterozoicas. A evolução tectônica do RCSB envolveu ainda quatro fases deformadoras, durante o Neógeno e o Quaternário, responsáveis por novas reativações de falhas preexistentes, além da criação de novas estruturas. A sobreposição de eventos tectônicos em um intervalo de tempo relativamente curto confere significativo nível de complexidade à interpretação estrutural da região.

Para um melhor entendimento desta complexidade estrutural, torna-se fundamental a análise detalhada dos padrões estruturais e estratigráficos. Tendo em vista que não existem dados geofísicos em quantidade suficiente para analisar toda a área do rifte, quase todo o conhecimento atual a respeito da história tectônica e sedimentar do RCSB tem sido produzido a partir de estudos de afloramentos. A modelagem numérica tridimensional, muito utilizada na indústria de petróleo para simulação de reservatórios, com base em dados sísmicos, pode ser uma ferramenta adicional para a análise de afloramentos, pela possibilidade de observar, medir e interpretar complexos padrões estruturais e deposicionais.

Dentro desse contexto, o presente estudo buscou integrar tradicionais técnicas de análise de afloramentos com novas ferramentas numéricas de modelagem geológica.

## 2. Objetivos

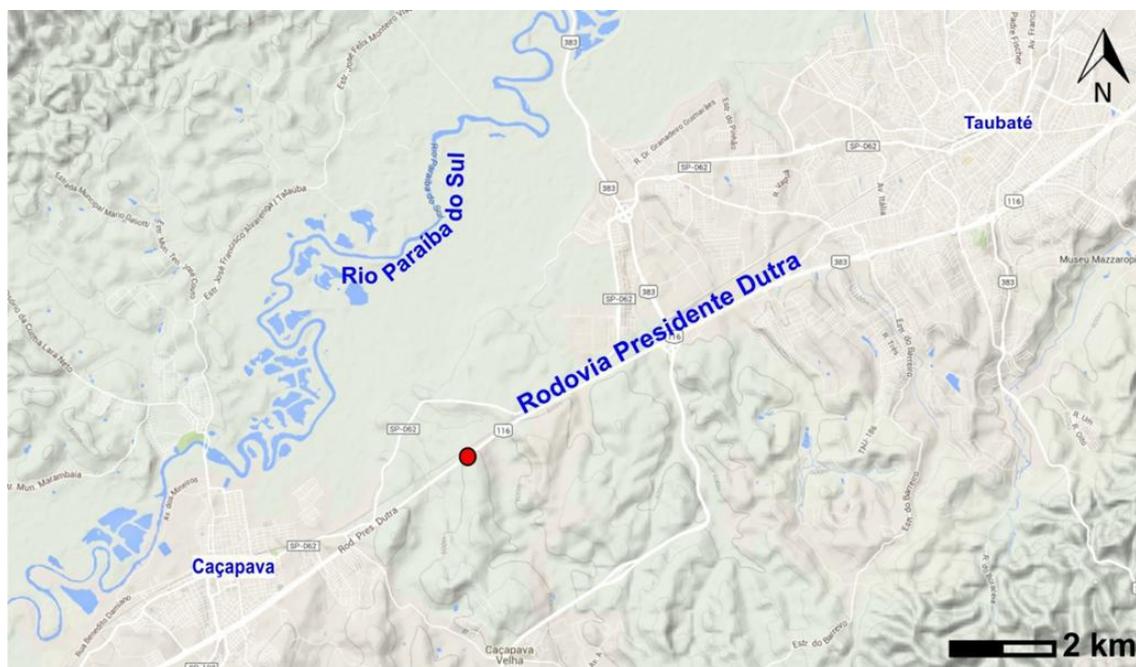
O presente estudo teve como objetivo caracterizar a deformação tectônica rúptil em um afloramento da Formação Pindamonhangaba (Mioceno-Plioceno), na Bacia de Taubaté. Esse afloramento foi selecionado por sua complexidade estrutural, destacada por Riccomini (1989) – ver item 3.3 -, e relevância para a reconstituição da história deformacional da bacia.

Buscou-se, a partir da análise detalhada dos padrões estruturais superpostos, contribuir para a interpretação da história de deformação neotectônica no afloramento, incluindo a modelagem 3D integrada à análise de paleotensões.

## 3. Área de Estudo

### 3.1. Localização e Acessos

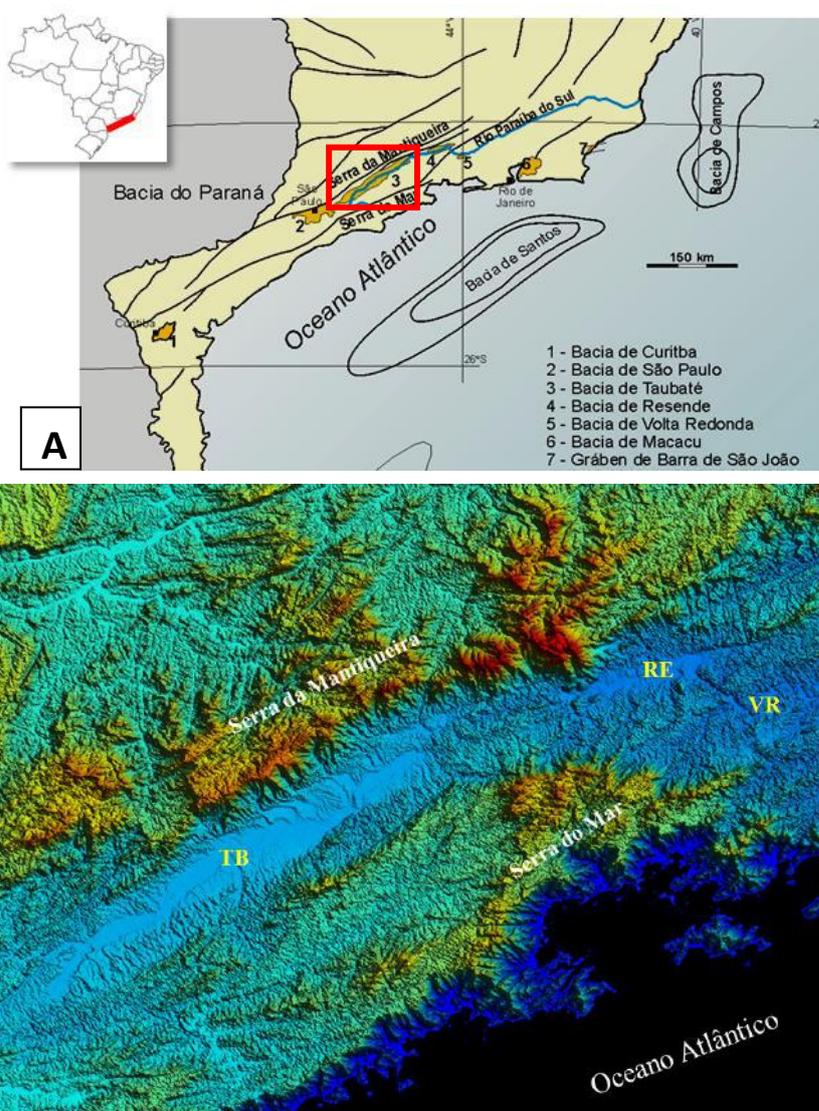
O afloramento estudado localiza-se na Bacia de Taubaté, em um corte de estrada no km 122Norte da Rodovia Presidente Dutra (BR-116) entre os municípios de Taubaté e Caçapava, no estado de São Paulo (Figura 1).



**Figura 1:** Mapa com a localização do afloramento estudado. O círculo vermelho indica a posição do afloramento (*Google Maps*, acessado em 17 de novembro de 2015).

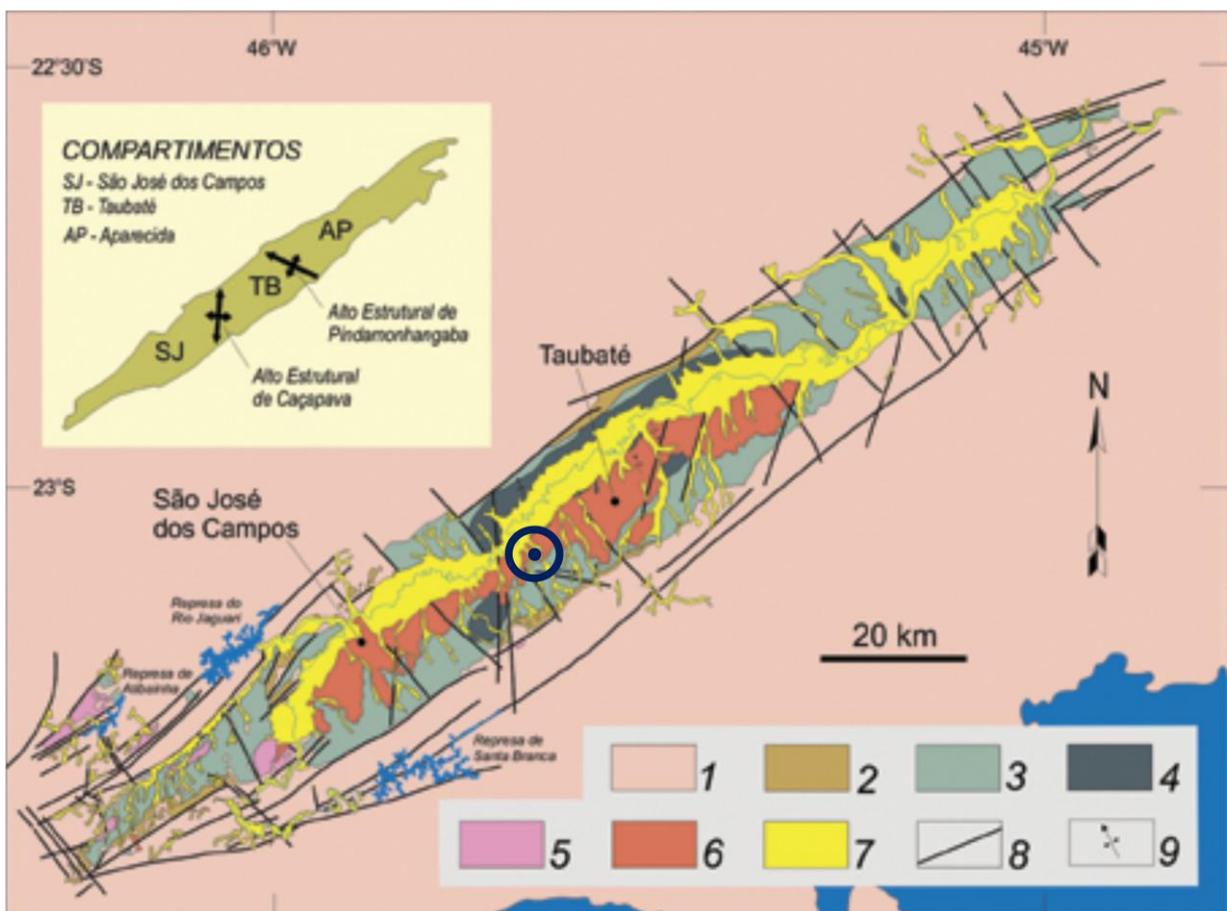
### 3.2. Contexto Geológico Regional

A Bacia de Taubaté corresponde a um hemigráben de idade eocênica, que possui aproximadamente 3.200 km<sup>2</sup> de área, 170 km de comprimento, 20 km de largura (Riccomini *et al.*, 2004) e até 800 m de espessura máxima de sedimentos na sua porção central (Riccomini, 1989; Fernandes & Chang, 2003). Está situada no extremo leste do estado de São Paulo, entre as serras do Mar e da Mantiqueira (Figura 2). Juntamente com as bacias de Volta Redonda, Resende e São Paulo, compõe o Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - Riccomini, 1989).



**Figura 2:** (A) *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (modificado de Melo *et al.*, 1985). (B) Bacias do Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (exceto Bacia de São Paulo), limitadas pelas serras da Mantiqueira e do Mar: TB – Bacia de Taubaté; RE – Bacia de Resende; VR – Bacia de Volta Redonda (modificado de Riccomini *et al.*, 2004).

A geometria e a orientação da Bacia de Taubaté são controladas por feixes de falhas de direção NE-SW, com expressivas estruturas transversais de orientação NW-SE a N-S (Figura 3). A bacia é separada em três compartimentos alongados de direção NE-SW: São José dos Campos, Taubaté e Aparecida, limitados pelos altos estruturais de Caçapava e Pindamonhangaba. Esses altos estruturais são considerados zonas de transferência que soerguem e expõem o embasamento cristalino, controlando a estruturação geral da bacia, segmentando-a nos compartimentos mencionados, com basculamento para NW (compartimentos São José dos Campos e Aparecida) ou SE (compartimento Taubaté).



**Figura 3:** Mapa geológico da Bacia de Taubaté (Riccomini *et al.*, 2004). O ponto azul destaca a localização do afloramento. 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (leques aluviais médios a distais); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; **6) Formação Pindamonhangaba**; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozoicas; 9) eixos de dobras principais. Está indicada a localização do afloramento investigado no presente estudo. Em destaque, a subdivisão da bacia em três compartimentos, segundo dois importantes altos estruturais internos.

### 3.2.1. Embasamento

O substrato da Bacia de Taubaté é constituído predominantemente por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas/eopaleozoicas do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973) ou Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), cujos blocos são separados por falhas transcorrentes de idade neoproterozoica a ordoviciana de orientação ENE a E-W. Trouw *et al.* (2000) e Heilbron & Machado (2003) reconheceram, no leste de São Paulo, extensas áreas de ocorrência de rochas gnaissico-migmatíticas de médio a alto grau metamórfico, constituindo o substrato da Bacia de Taubaté.

O embasamento da Bacia de Taubaté é representado pelas seguintes unidades:

- Complexo Paraíba do Sul, constituído por rochas metamórficas de fácies granulito e anfibolito, associadas ao evento Riacciano (Transamazônico), no Paleoproterozoico. Inclui gnaisses e migmatitos bandados, além de apresentarem porções intercaladas de metassedimentos clásticos. Essas rochas foram posteriormente deformadas durante o evento Brasileiro, no Neoproterozoico-Eopaleozoico (Santoro *et al.*, 1991);
- Complexo Costeiro, representado predominantemente por gnaisses, além de migmatitos. Ocorrem também outras rochas, como charnockitos, mármore, anfibolitos, rochas metabásicas, calciossilicáticas, além de lentes de quartzitos (Almeida *et al.*, 1973); Essas rochas teriam se originado no Arqueano sendo retrabalhadas em ciclos posteriores (Fernandes, 1993).
- Grupo São Roque, de idade brasileira (IPT, 1981), é composto por rochas metassedimentares clásticas, ao norte da bacia, representadas basicamente por filitos e xistos;
- Grupo Açungui, subdividido, na região em estudo, nos complexos Embu e Pilar, também associados ao evento Brasileiro (Hasui & Sadowski, 1976).

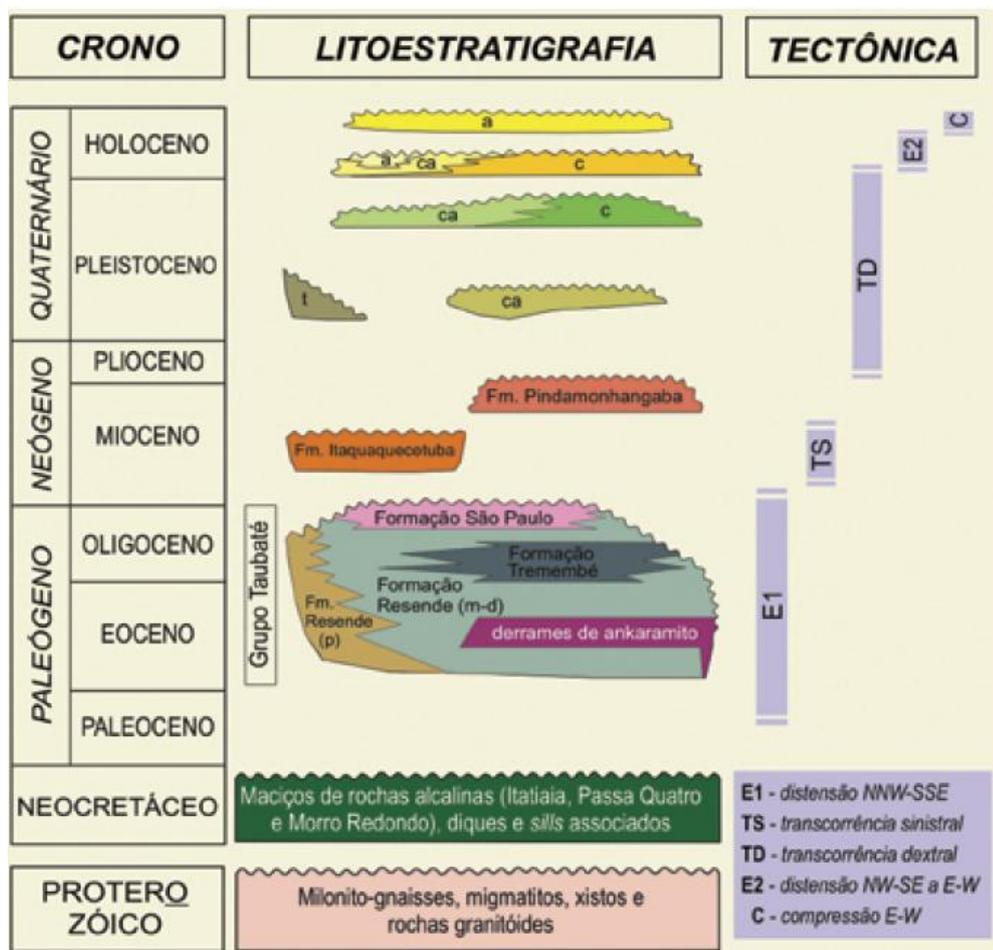
O embasamento da Bacia de Taubaté corresponde predominantemente ao Complexo Embu, do Grupo Açungui, representado por migmatitos, com intercalações de metassedimentos referidos ao Complexo Pilar (Fernandes, 1993).

Ainda como parte do embasamento regional, há diques de basaltos toleíticos, relacionados ao Magmatismo Serra Geral, do Cretáceo Inicial, com

direção principal NE-SW, e diversos maciços de rochas alcalinas neocretácicas (basicamente nefelina sienitos) e diques associados (Riccomini *et al.*, 2004).

### 3.2.2. Estratigrafia da Bacia de Taubaté

O preenchimento sedimentar da Bacia de Taubaté, assim como de todas as bacias que compõem o Segmento Central do RCSB, é de natureza continental, com registro desde o Paleógeno até o Recente (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004) – (Figura 4). Especificamente na Bacia de Taubaté, são registradas as seguintes unidades litoestratigráficas, conforme descrito por estes autores:



**Figura 4:** Coluna litoestratigráfica e evolução tectônica do Segmento Central do RCSB (Riccomini *et al.*, 2004). p: leques aluviais proximais; m-d: leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t: depósitos de tálus; c: depósitos coluviais; ca: depósitos colúvio aluviais; a: depósitos aluviais.

- **Formação Resende** - essa unidade está presente em todas as bacias do Segmento Central do RCSB e representa grande parte do pacote sedimentar da Bacia de Taubaté. De idade eocênica-oligocênica, associa-se a sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados, dando origem a orto e paraconglomerados nas áreas proximais, mais abundantes nas bordas ativas das bacias, e a arenitos esbranquiçados e lamitos esverdeados das porções médias e distais. Os conglomerados são polimíticos, ocasionalmente oligomíticos, com seixos a matacões angulosos a subarredondados de rochas gnaissicas, graníticas e alcalinas, provenientes das áreas fontes diversificadas ao redor da bacia. Podem ser encontradas estruturas como gradação normal ou inversa nessas rochas (Riccomini *et al.*, 2004). Os arenitos possuem granulometria média a grossa, grãos angulosos a subarredondados, majoritariamente feldspáticos, podendo ser maciços ou com estratificações cruzadas de pequeno porte. Nas porções mais distais ocorrem lamitos maciços ou lamitos arenosos, compostos por argilas esmectíticas, fragmentos de quartzo, feldspato e micas, intercalados com arenitos e até conglomerados (Riccomini, 1989);

- **Formação Tremembé** - presente na parte central da Bacia de Taubaté, esta unidade, de idade oligocênica, é definida por Riccomini (1989) como um sistema lacustre do tipo *playa-lake*, composto por argilitos verdes, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos. Os argilitos verdes são maciços, frequentemente fossilíferos, contendo gretas de sinerese e concreções calcíferas em algumas porções. Os arenitos dessa unidade são caracterizados pela base conglomerática com gradação para o topo, onde há a presença de grãos mais finos e estratificações cruzadas de baixo a médio ângulo, além de laminações cruzadas cavalgantes, indicando a direção de transporte para o centro da Bacia de Taubaté (Riccomini *et al.*, 2004). Camadas centimétricas de ritmitos (alternância entre lâminas argilosas e argilo-arenosas) e margas ricas em ostracodes também foram descritas por Riccomini (1989). Os folhelhos são fossilíferos. Já os calcários dolomíticos apresentam textura microesparítica e coloração verde clara a branca em camadas tabulares contínuas;

- **Formação São Paulo** - unidade representativa do topo do Grupo Taubaté, caracterizada por um sistema fluvial meandrante oligocênico (Riccomini *et al.*, 2004).

Os principais registros da Formação São Paulo são arenitos conglomeráticos, siltitos e argilitos laminados. As características descritas por Riccomini (1989) são de arenitos grossos, conglomeráticos, com base erosiva, podendo conter clastos argilosos, gradando ocasionalmente para siltitos e argilitos laminados, fossilíferos e de cor marrom escura devido à presença de matéria orgânica (linhitos);

- **Formação Pindamonhangaba** - esta unidade representa um sistema fluvial meandrante de idade miocênica a pliocênica, constituindo-se basicamente de camadas tabulares a lenticulares extensas de arenitos (médios a grossos), siltitos e argilitos (maciços a laminados). É encontrada na porção central da Bacia de Taubaté, disposta em discordância angular sobre os sedimentos do Grupo Taubaté e recoberta por sedimentos quaternários (Riccomini, 1989). Mancini (1995) propôs a subdivisão da Formação Pindamonhangaba em dois membros: Rio Pararangaba, que corresponde a uma associação de fácies de canal com predomínio de conglomerados e arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares; e Presidente Dutra, representado por associação de fácies característica de planície de inundação, devido à presença dos argilitos e siltitos com estratificações plano-paralelas e grande extensão lateral. A maioria das exposições da Formação Pindamonhangaba na Bacia de Taubaté corresponde ao Membro Presidente Dutra. O contato entre os dois membros é transicional.

### 3.2.3. Evolução Tectônica do RCSB

A origem das bacias do RCSB ainda é objeto de intensa discussão entre os pesquisadores. Não há um consenso sobre as hipóteses de mecanismos geradores dessa feição tectônica. Os principais modelos tectônicos são: o de deslizamento gravitacional (Almeida, 1976), compensação isostática (Asmus & Ferrari, 1978) ou basculamento termomecânico (Riccomini, 1989).

Além desses modelos, Zalán (1986) propôs, a partir do formato romboédrico da Bacia de Taubaté e de zonas de cisalhamento que a limitam, que a evolução das bacias do RCSB seria resultado de reativação de estruturas pretéritas do embasamento proterozoico segundo uma movimentação transcorrente sinistral.

Fernandes (1993) propôs que a geração das bacias tafrogênicas do RCSB estaria ligada a um mecanismo de colapso extensional, relacionado ao recuo da frente de dissecação das porções planálticas mais elevadas.

Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004) abordaram os mecanismos geradores de tensão e da deformação no RCSB, caracterizando cinco estágios de evolução (Figura 5). Na Figura 5 estão destacadas a fase formadora (E1) e três das fases deformadoras (TS; TD; E2).

O primeiro evento tectônico (E1), no Eoceno-Oligoceno, foi caracterizado como um regime distensivo com máxima distensão orientada segundo a direção NNW-SSE. Foi responsável pela geração do RCSB, a partir da reativação de falhas proterozoicas de direção NE-SW a NNE-SSW. Concomitante à fase E1, ocorreu a deposição das primeiras unidades litoestratigráficas. Os pacotes de leques aluviais da Formação Resende, em contato direto com o embasamento, sustentam o caráter normal das falhas próximas às escarpas ativas das bacias. O padrão estrutural observado é de falhas normais de direção NE-SW a ENE-WSW.

O segundo evento tectônico (TS), primeiro evento deformador, de idade miocênica, apresenta movimentação transcorrente sinistral de orientação E-W, com direção de máxima distensão NW-SE e máxima compressão NE-SW. Relacionam-se a essa fase falhas sinistrais E-W a WNW-ESE, dextrais NW-SE, e transpressivas NNW-SSE. Na Bacia de Taubaté, a fase TS gerou ainda dobramentos não cilíndricos, aproximadamente cônicos (Riccomini, 1989). Esta fase foi responsável por soerguimentos importantes, como, por exemplo, o Alto de Queluz.

Após a fase TS, houve um momento de quiescência tectônica, entre o Mioceno tardio e o Plioceno inicial, onde se instalou um sistema fluvial meandrante, correspondente à Formação Pindamonhangaba.

O terceiro evento tectônico (TD), de idade neogênica a quaternária, é caracterizado por uma movimentação transcorrente dextral de direção E-W, cujas máximas componentes distensiva e compressiva têm orientação, respectivamente, NE-SW e NW-SE, invertidas em relação à fase anterior (TS). Falhas normais das bordas da Bacia de Taubaté foram reativadas dentro de um regime transcorrente. Observam-se também cavalgamentos nos depósitos neogênicos. Falhas de direção NNE-SSW foram provavelmente responsáveis pelos altos estruturais de Resende e Caçapava (Riccomini, 1989). Falhas transpressivas de orientação ENE-WSW

também estão relacionadas a esse evento tectônico. Associa-se a esta fase deformacional a deposição de unidades coluvionares e aluvionares pleistocênicas.

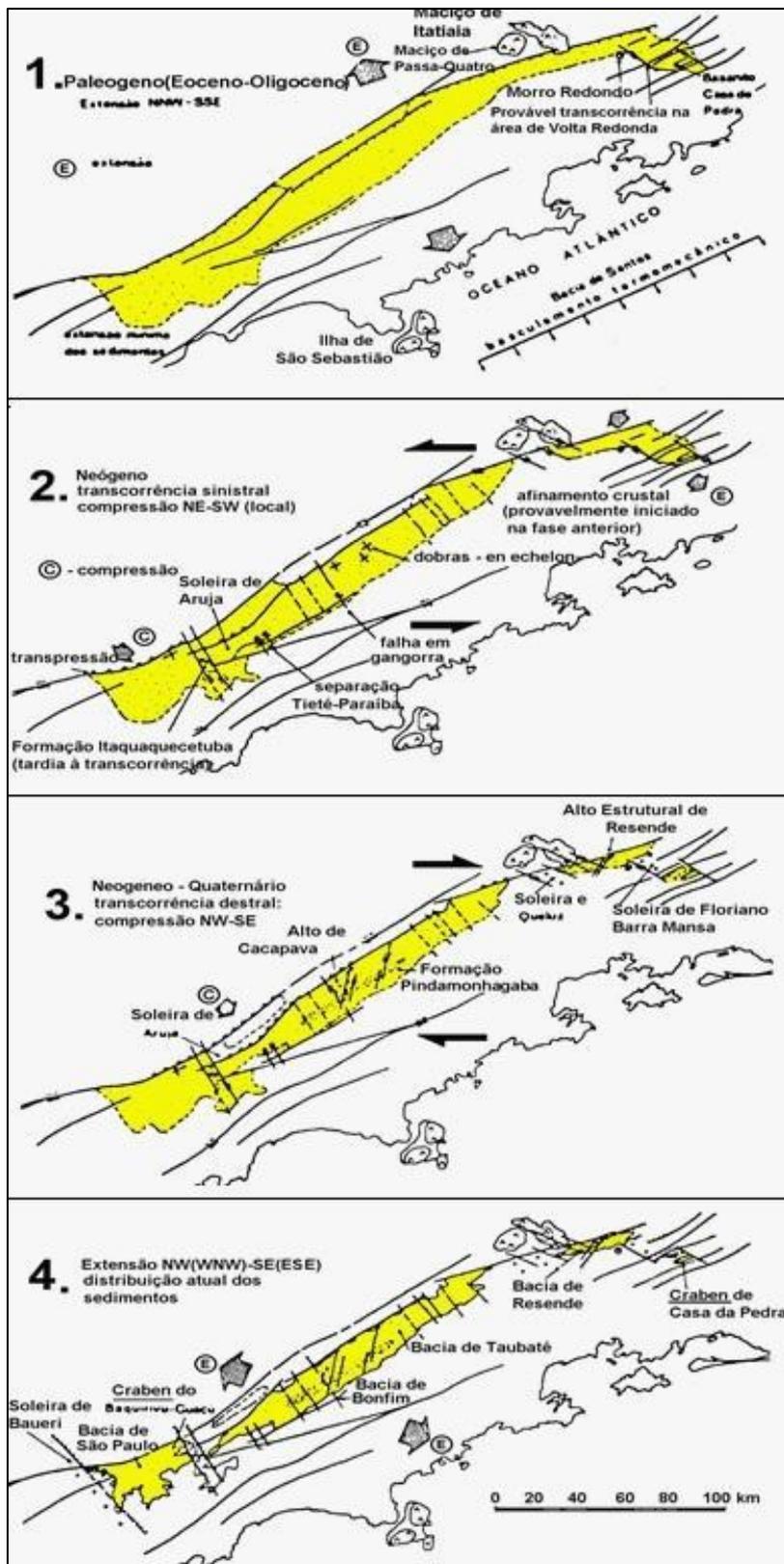


Figura 5: Modelo de evolução tectônica do Segmento Central do RCSB (Riccomini, 1989).

O quarto evento tectônico (E2), com idade do Pleistoceno tardio ao Holoceno, apresenta caráter distensivo, com direção de máxima distensão variando de E-W a WNW-ESE. Sendo esse evento sobreposto ao regime TD, Riccomini (1989) observou que, em alguns locais, a extensão parece contemplar alguma transcorrência, concluindo que essa poderia então representar uma fase de relaxamento da compressão NW-SE e configuraria a atual distribuição de sedimentos na bacia.

Um último evento tectônico (C), de idade holocênica (Figura 4), tem caráter compressivo (compressão aproximadamente E-W), correspondendo aos esforços que ocorrem atualmente na bacia (Salvador, 1994; Riccomini *et al.*, 2004). É responsável pela reativação reversa de falhas de direção aproximadamente N-S, afetando os depósitos aluvionares.

Zalán & Oliveira (2005) atribuíram o modelo de colapso gravitacional ao denominado Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Segundo os autores, o soerguimento das cadeias montanhosas do SRCSB foi produto da passagem da Placa Sulamericana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade), durante o Cretáceo, resultando em um alinhamento de intrusões alcalinas. À medida que a subsidência termal ocorria, associadamente ao peso gravitacional dos sedimentos das porções submersas, iam estabelecendo-se os falhamentos durante o Paleógeno, mesma idade dos primeiros depósitos contidos nas bacias do SRCSB.

Cogné *et al.* (2013) reinterpretou dados de seções sísmicas e revisitou afloramentos na Bacia de Taubaté, admitindo que a origem da bacia seria dada por falhas transcorrentes reativadas a partir de falhas pré-cambrianas, segundo direção NE-SW, durante o Paleógeno. Após um período de quiescência durante o Oligoceno e o Mioceno inicial, a bacia foi reativada no Neógeno sob um regime transpressional.

### **3.3. Interpretação anterior do afloramento estudado**

O afloramento estudado está situado na porção central da Bacia de Taubaté, na área de ocorrência da Formação Pindamonhangaba (Figura 3), no Compartimento Taubaté, próximo ao Alto Estrutural de Caçapava.

Riccomini (1989) caracterizou e interpretou a deformação tectônica em parte do afloramento. A partir da descrição deste afloramento e de um corte no lado

oposto da rodovia, observou que as diferentes movimentações ao longo das falhas não poderiam ser contempladas por apenas um único regime de esforços.

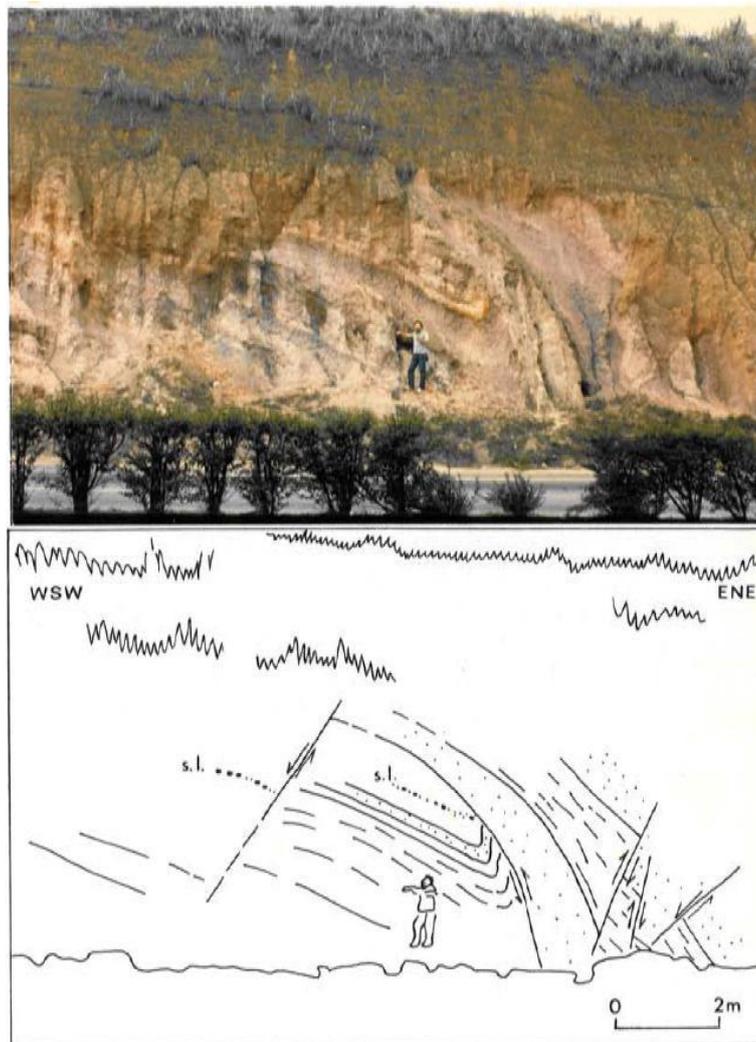
Foi identificado por Riccomini (1989) um limite estrutural entre a porção superior do afloramento, deformada (Figura 6), e o pacote inferior, aparentemente não afetado por deformação. Ele assumiu, então, que as relações geométricas estariam indicando que a colocação do bloco superior (bloco em “v”) teria sido por movimentação transcorrente, sendo essa anterior a uma movimentação normal. Reforçando esta interpretação, Riccomini (1989) descreveu estrias normais obliterando estrias direcionais (observadas apenas esporadicamente). A movimentação normal foi associada pelo autor ao evento extensional (E2) ocorrido no Pleistoceno-Holoceno, com direção de distensão máxima orientada de NW-SE a WNW-ESE.



**Figura 6:** Porção central do afloramento investigado no presente estudo (fotografia apresentada em Riccomini, 1989). Bloco em “v” descrito por Riccomini (1989), onde falhas normais, na maioria, afetam o intervalo superior e aparentemente não afetam a camada inferior.

Na margem oposta da rodovia, Riccomini (1989) descreveu dobra de arrasto associada a ramos de uma estrutura em flor positiva (Figura 7). Indicadores cinemáticos mostraram movimento transpressivo nesses planos de falha. Além disso, ele também observou falhas normais cortando as falhas reversas. As

estruturas resultantes de esforços compressivos foram associadas ao evento de transcorrência dextral (TD), de direção E-W e idade neogênica a quaternária. As falhas normais foram associadas ao evento distensional pleistocênico-holocênico.



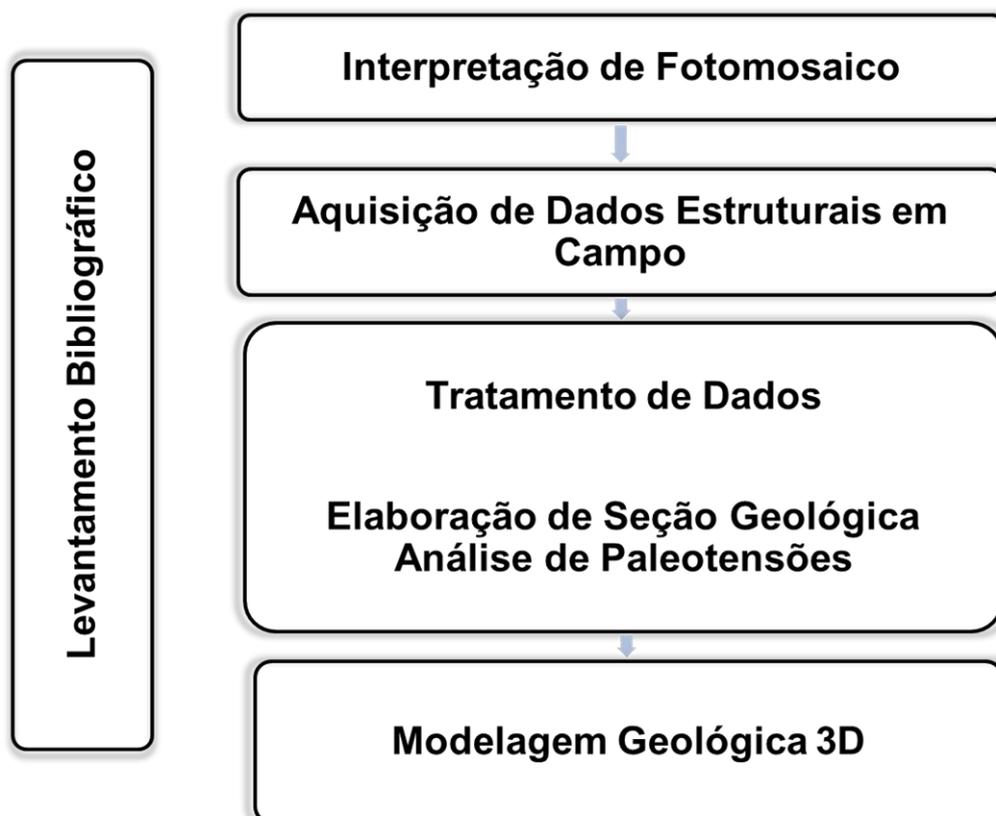
**Figura 7:** Dobra de arrasto associada a movimentação transpressiva, representando estrutura em flor positiva e falhas normais seccionando-a (Riccomini, 1989).

Riccomini (1989) concluiu que ambas as fases tectônicas afetaram a Formação Pindamonhangaba e os depósitos sobrepostos.

## 4. Metodologia

O estudo desenvolveu-se em cinco etapas (Figura 8): levantamento bibliográfico; confecção e interpretação de fotomosaico do afloramento; obtenção de dados estruturais em trabalho de campo; tratamento de dados (elaboração da seção geológica e análise de paleotensores); e modelagem geológica 3D do afloramento.

A partir da análise integrada dos resultados de cada uma dessas etapas, foi obtido o modelo da deformação para o afloramento, contextualizando-se os eventos tectônicos identificados com aqueles anteriormente reconhecidos por Riccomini (1989).



**Figura 8:** Fluxograma das etapas metodológicas seguidas no presente estudo.

### 4.1. Interpretação de Fotomosaico

A análise do afloramento investigado no presente estudo foi realizada, inicialmente, pela interpretação de fotomosaico confeccionado a partir de imagens digitais adquiridas com equipamento fotográfico simples. A aquisição dessas imagens foi facilitada por se tratar o afloramento de um corte de estrada pouco

inclinado ( $50^\circ$  em relação à vertical) e quase retilíneo (Figura 9). As imagens foram obtidas em outubro de 2012 por Aline Theophilo Silva, sendo a área fotografada correspondente no afloramento a uma seção de aproximadamente 120 m de largura por 14 m de altura.

A primeira etapa do trabalho consistiu no reconhecimento visual de feições, texturas e cores sobre o fotomosaico impresso, com dimensões totais de 74,5 cm x 14 cm. A partir desse reconhecimento preliminar, foram traçados os contatos entre as camadas e as linhas de falha, completando-o por fim com a litologia aparente.



**Figura 9:** Vista geral do afloramento estudado. Corte de estrada com inclinação de aproximadamente  $50^\circ$  em relação a vertical.

#### 4.2. Aquisição de Dados de Campo

Após a interpretação preliminar do fotomosaico, uma primeira etapa de campo foi realizada nos dias 03 e 04 de fevereiro de 2015 para a sua verificação e coleta de dados estruturais. Uma segunda campanha de campo foi realizada nos dias 20 e 21 de agosto de 2015 para a complementação da coleta de dados estruturais e para a finalização da seção geológico-estrutural.

Nessas etapas, foram obtidas 64 (sessenta e quatro) medidas estruturais, compreendendo planos de falhas com estrias, juntas e acamamento sedimentar.

As falhas foram reconhecidas inicialmente pelas relações de deslocamento entre as camadas sedimentares. Os aspectos cinemáticos foram caracterizados através dos indicadores encontrados (estrias, *steps*, feições de arrasto).

#### 4.3. Tratamento de Dados

O tratamento dos dados incluiu: o tabelamento das medidas estruturais; a separação das falhas em grupos com base na orientação, estilo estrutural (normal, transcorrente sinistral, transcorrente dextral, reversa) e unidade estratigráfica afetada; e a análise em estereogramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), para estimativa das paleotensões.

Os pares falha/estria foram plotados individualmente em papel vegetal e analisados através do Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977), de modo a verificar a compatibilidade com eventuais campos de paleotensão. O Método dos Diedros Retos é um método gráfico utilizado para obter o posicionamento dos principais eixos de tensão ( $\sigma_1$  - tensão máxima e  $\sigma_3$  - tensão mínima). Para cada par falha/estria um plano auxiliar é plotado, ortogonal à direção do plano e da estria contida no plano; com isso, definem-se quatro diedros (dois dos quais indicam o campo compressivo, onde está contido  $\sigma_1$ , e os outros dois indicam o campo distensivo, em que se insere  $\sigma_3$ ).

Após essa análise, os grupos de estruturas compatíveis com determinado campo de paleotensão foram tratados no *software Win Tensor 5.0.7* (Delvaux, 2015-Delvaux e Sperner, 2003), que também analisa paleotensões a partir do Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977). Para cada grupo definido, foram obtidos os paleotensores  $\sigma_1$  (tensão máxima),  $\sigma_2$  (tensão intermediária) e  $\sigma_3$  (tensão mínima).

Os resultados obtidos foram comparados com aqueles prescritos para os eventos tectônicos no modelo de evolução de Riccomini (1989) para o RCSB.

#### 4.4. Modelagem Geológica 3D

Para a modelagem geológica 3D do afloramento investigado, foi utilizado o programa *SKUA-GOCAD* (*Subsurface Knowledge Unified Approach – Paradigm*). O objetivo dessa modelagem foi produzir a visualização tridimensional do afloramento, possibilitando o melhor entendimento da distribuição e relação espacial das falhas e camadas sedimentares.

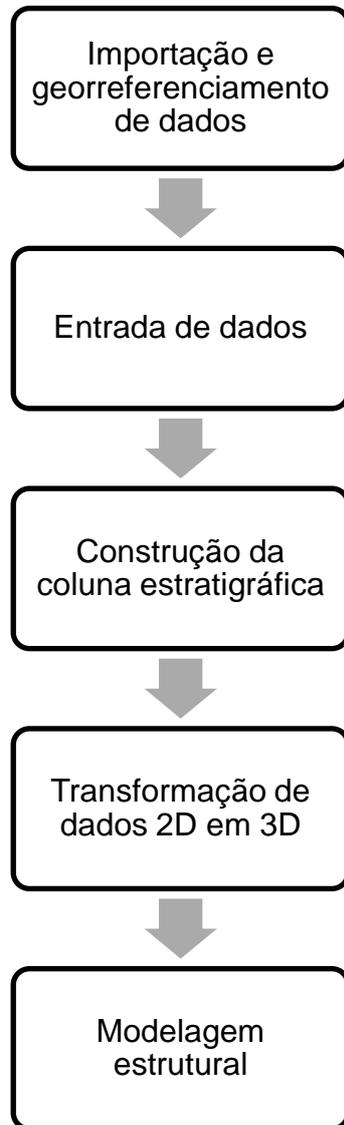
O *SKUA-GOCAD* é um programa comercial, utilizado na indústria petrolífera para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos, criando modelos geológicos completos (estratigráfico e estrutural), integrando dados de propriedades das rochas (e.g. permeabilidade; porosidade) e falhas (coeficiente de transmissibilidade hidráulica). Esses modelos são a base para as simulações de fluxo nos reservatórios, que, por sua vez, subsidiam o planejamento das atividades da produção. Os dados de entrada para o *SKUA-GOCAD* são obtidos da interpretação de dados sísmicos 2D ou 3D (arcabouço estrutural e stratigráfico), perfis stratigráficos e elétricos de poços (permitem o correto posicionamento dos horizontes em profundidade), análises em laboratório a partir de testemunhos e amostras laterais de poços (conteúdo de argila, porosidade e permeabilidade das rochas) e dados de modelagens numéricas do comportamento hidráulico das falhas e fraturas (coeficiente de transmissibilidade hidráulica) - Aline Theophilo Silva (comunicação oral).

A base inicial para a modelagem foi a seção geológica elaborada a partir da interpretação do fotomosaico. Foi feito o georreferenciamento da seção para obter a melhor precisão possível do seu posicionamento no espaço. Após a definição do intervalo que seria modelado e dos elementos a serem considerados no modelo geológico (falhas e horizontes stratigráficos), foi feita a entrada desses dados no programa (Figura 10).

Após essa etapa, foi construída a coluna stratigráfica, com a organização dos intervalos stratigráficos e a definição do tipo de contato e relação stratigráfica entre as camadas. O programa utiliza a coluna stratigráfica como principal base nas fases seguintes, onde são feitas a modelagem geológica e a reconstituição da seção.

Os elementos do modelo geológico foram estendidos, em profundidade em relação ao plano da seção, por cerca de cinco metros, a fim de transformar os dados

2D em dados 3D. O conceito utilizado pelo SKUA-GOCAD é a transformação de coordenadas  $xyz$  em  $uvt$ , onde  $t$  está relacionado ao tempo de deposição de cada camada contida nas dimensões de espaço  $uv$ . A utilização de coordenadas curvilíneas é o sistema mais apropriado para essa simulação, uma vez que se trata de objetos geológicos deformados.



**Figura 10:** Fluxograma mostrando as etapas seguidas na construção da modelagem estrutural 3D no software SKUA-GOCAD.

## 5. Resultados

### 5.1. Seção Geológica

A partir da interpretação do fotomosaico do afloramento aqui estudado (Figura 11), após verificação em campo, foram identificados dois conjuntos litológicos distintos:

- a) camadas tabulares e ocasionalmente lenticulares de folhelhos arroxeados a avermelhados, com intercalações de camadas tabulares de arenitos esbranquiçados a amarelados, aparentemente sem estrutura definida – este conjunto litológico está relacionado à Formação Pindamonhangaba;
- b) material areno-argiloso de cor amarelada, relacionado a depósitos neogênicos/quadernários (cobertura neogênica/quadernária).

Os dois conjuntos litológicos estão seccionados e deslocados, evidenciando a presença de oito falhas principais (Figura 11). As relações de deslocamento das camadas permitiu atribuir a essas falhas movimentação vertical normal, representando a deformação mais expressiva do afloramento, localmente produzindo um padrão horste e gráben.

O contato entre a Formação Pindamonhangaba e a cobertura neogênica/quadernária se dá lateralmente. A explicação para essa configuração estratigráfica foi obtida a partir das análises em campo, conforme descrito a seguir.

N55E

S55W

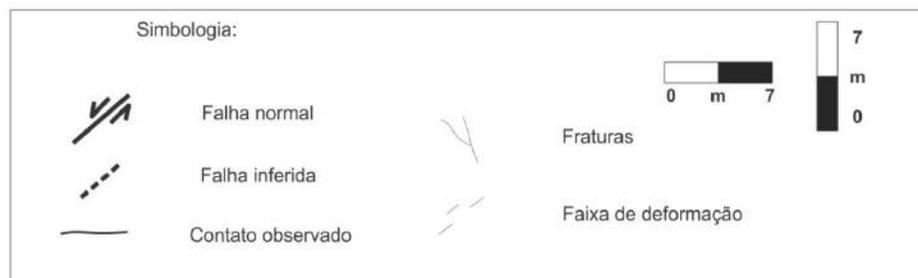
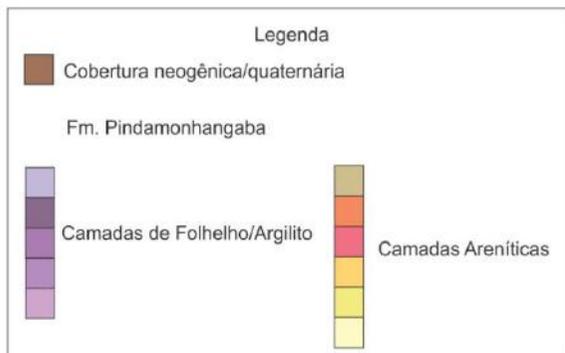
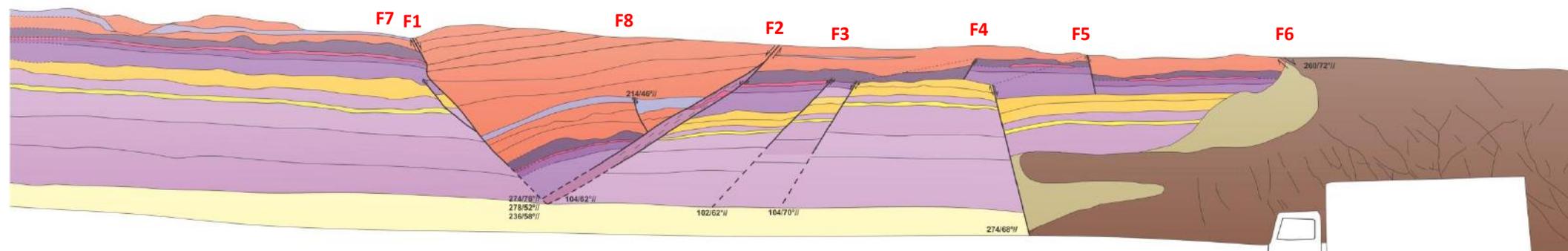


Figura 11: Seção geológica elaborada para o afloramento investigado, a partir da interpretação do fotomosaico (acima).

## 5.2. Aspectos estruturais

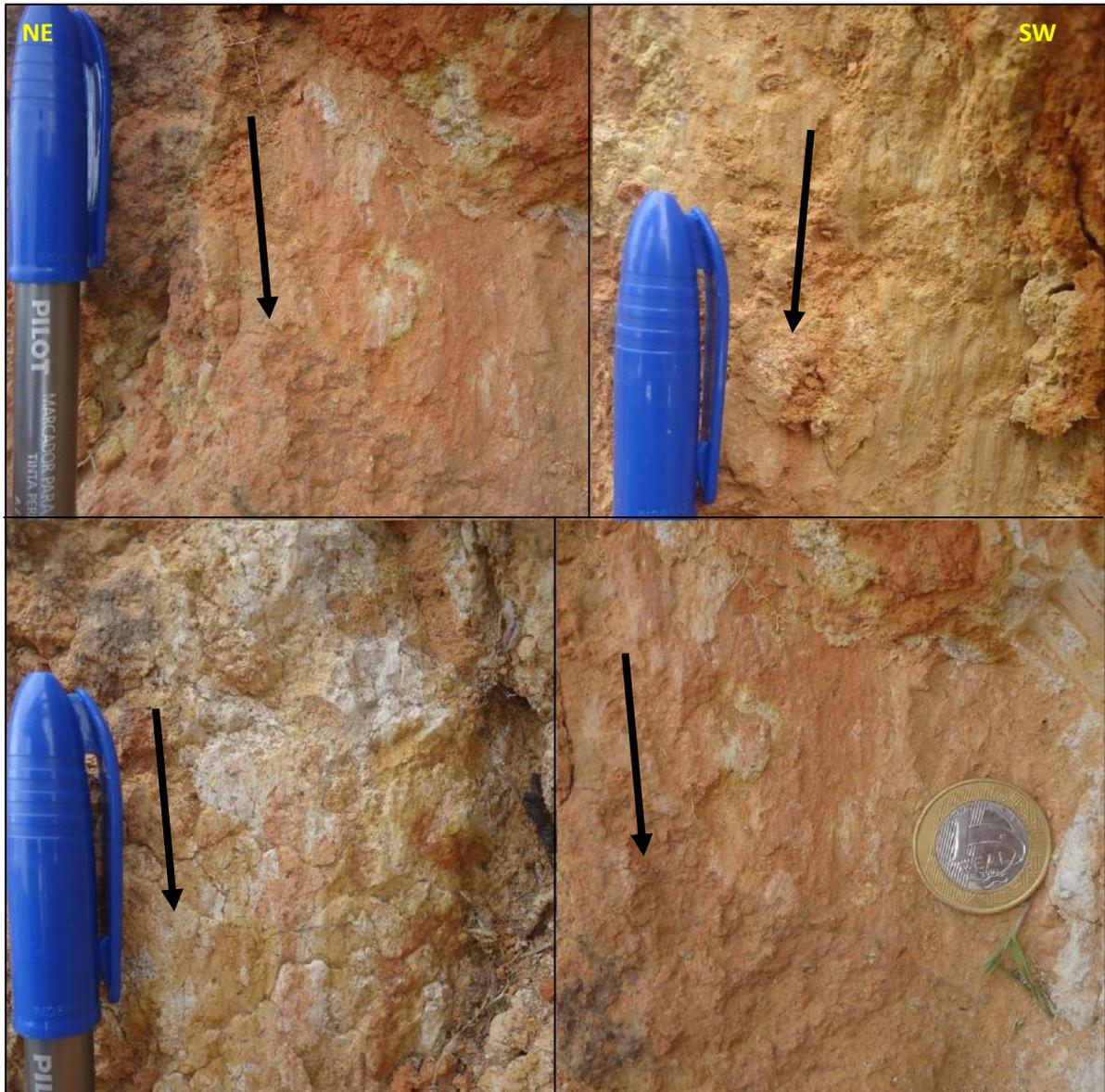
O principal enfoque das análises de campo foi a coleta de medidas estruturais. Foram obtidas, ao todo, 64 (sessenta e quatro) medidas, sendo oito equivalentes às falhas principais observadas no fotomosaico (Figura 11) e cinquenta e seis referentes a estruturas de menor porte (Figura 12). A orientação principal das falhas é NNE-SSW e, em menor número, NW-SE.



**Figura 12:** Deformação em diferentes escalas no afloramento (Formação Pindamonhangaba). a) Falha de rejeito decimétrico afetando folhelhos nas proximidades da falha F1, na parte superior do afloramento; b) Falhas centimétricas afetando arenitos na zona de deformação F2.

Na maior parte das falhas (37 - trinta e sete), foram identificados indicadores cinemáticos que permitiram confirmar a movimentação normal preliminarmente suposta pela análise do fotomosaico (Figura 13). Das medidas restantes, 12 (doze) falhas apresentaram estrias horizontais ou oblíquas, indicando movimentação transcorrente.

A sobreposição de estrias *down-dip* às estrias direcionais em algumas das falhas observadas (F1 e algumas das falhas contidas na cobertura neogênica/quaternária) forneceu a indicação que ocorreu uma superposição de eventos tectônicos neste afloramento (já descrita por Riccomini, 1989). As estrias *down-dip* puderam ser interpretadas como mais jovens que as estrias direcionais e, desta forma, a movimentação transcorrente antecedeu a movimentação normal.

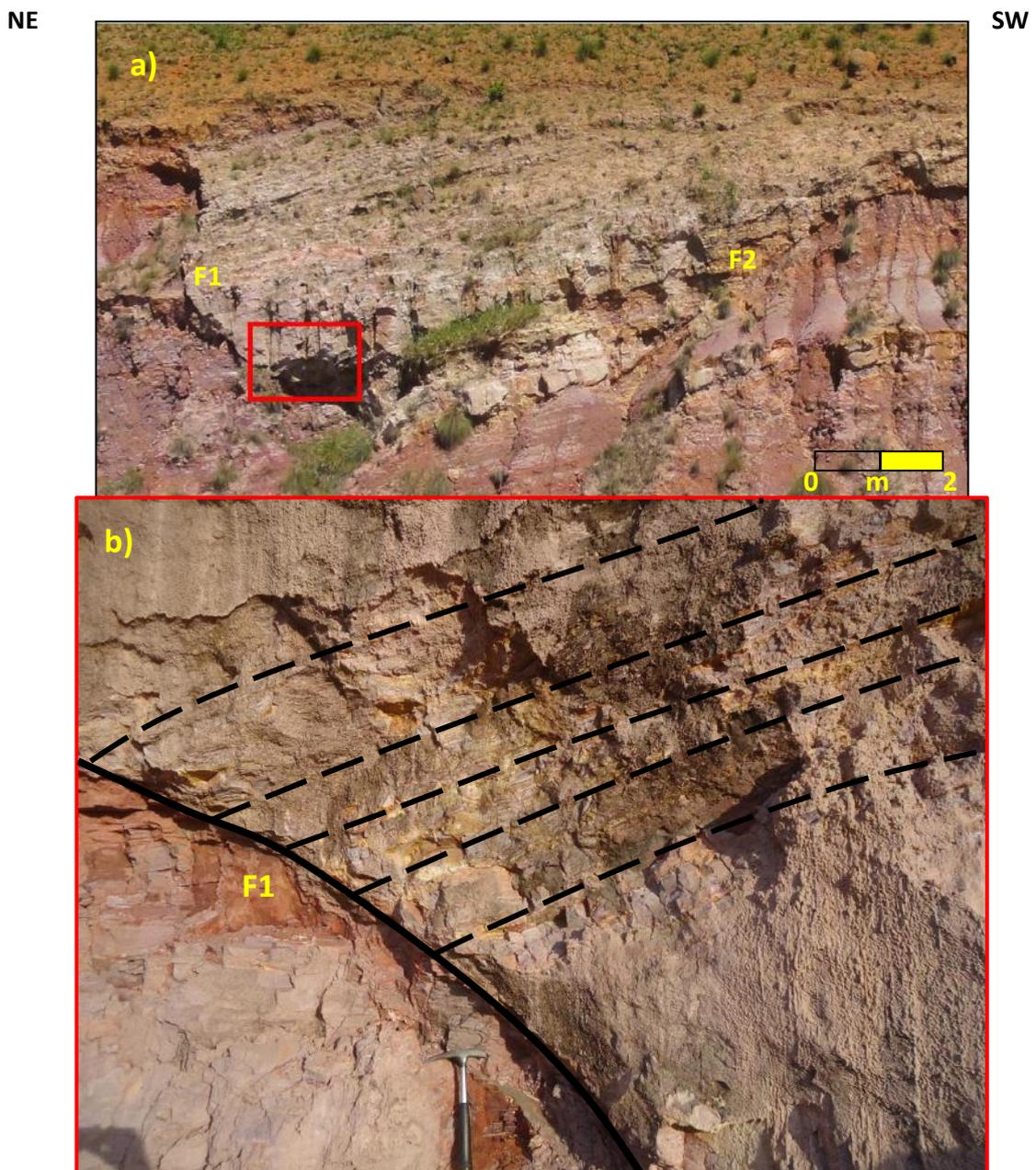


**Figura 13:** Exemplos de indicadores cinemáticos observados na cobertura neogênica/quadernária. Estrias de falha com mergulho *down-dip*, associadas a *steps* e feições de hipérbolos mostrando movimento normal (as setas indicam o sentido de deslocamento do bloco perdido).

Dentre as estruturas observadas, as falhas F1, F2, F4, F5 e F6 delimitam as feições mais importantes do afloramento (Figura 11).

As falhas F1 e F2 têm mergulhos opostos, orientados para WNW e ESE, respectivamente, delineando uma feição de hemigráben principal da seção (Figuras 11 e 14a). O bloco abatido é composto de espessos pacotes de arenitos esbranquiçados e folhelhos arroxeados, apresentando caimento de trinta e seis (36) graus em direção à F1, o que se assemelharia a um padrão *roll-over* (Figura 14b). Outra interpretação seria a de estas falhas serem lístricas, o que não pôde ser

confirmado, por não ser possível observar se há horizontalização da falha ao longo do plano principal.



**Figura 14:** a) Hemigráben principal da seção, controlado pelas falhas F1 e F2 – observa-se a inclinação das camadas em direção ao plano de falha F1; b) Detalhe da inclinação das camadas em direção ao plano de falha F1.

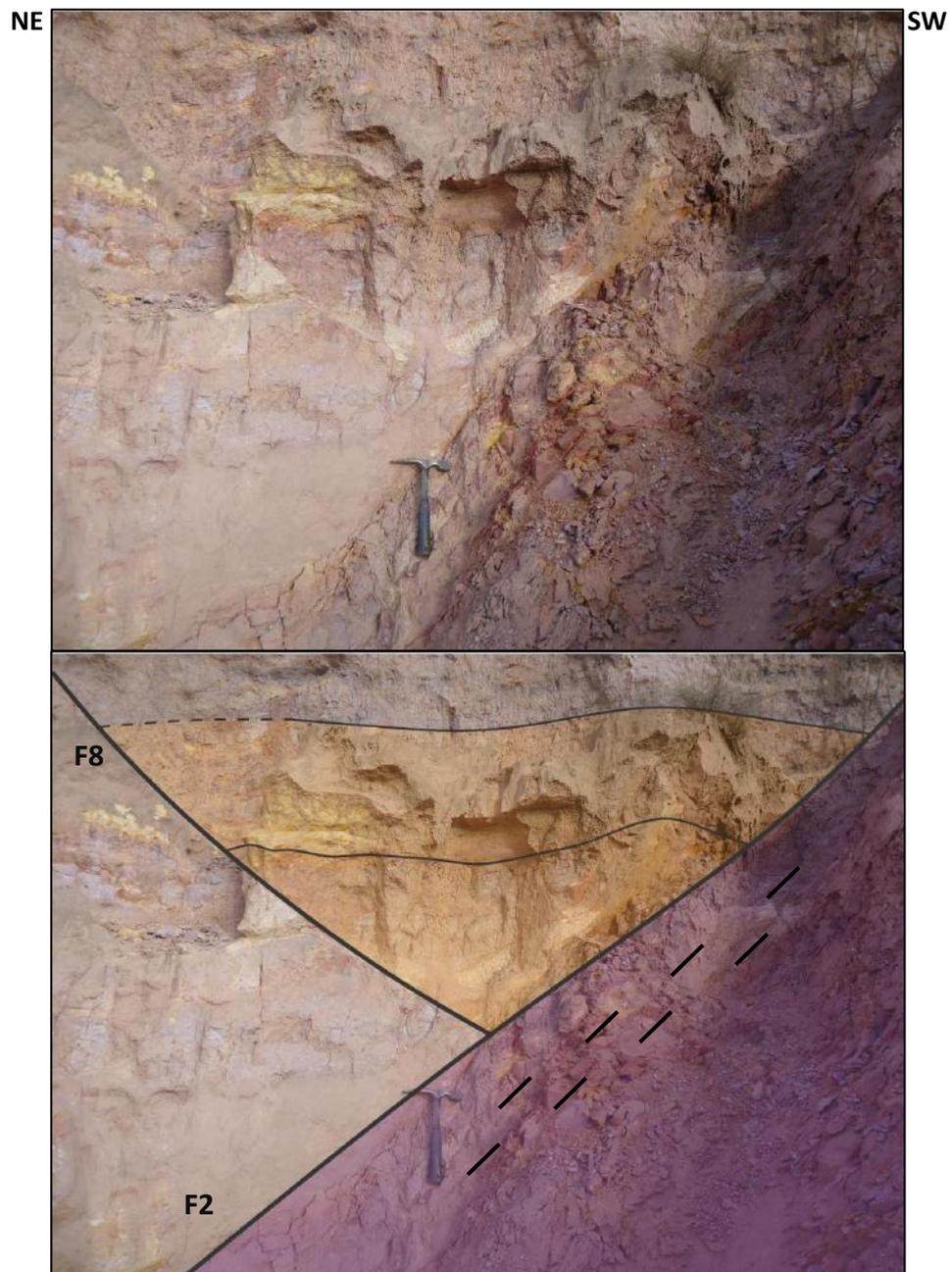
A falha F1 possui um rejeito de aproximadamente 8 metros (Figura 11). Apresenta movimentação predominantemente normal, interpretada a partir de estrias *down-dip* muito bem marcadas (Figura 15). Ao longo do seu plano, na parte superior do afloramento, também foram observadas estrias direcionais discretas. A relação entre as estrias normais (bem marcadas) e direcionais (discretas) reforça a

interpretação de que ocorreu uma primeira movimentação transcorrente, sucedida por uma movimentação normal.



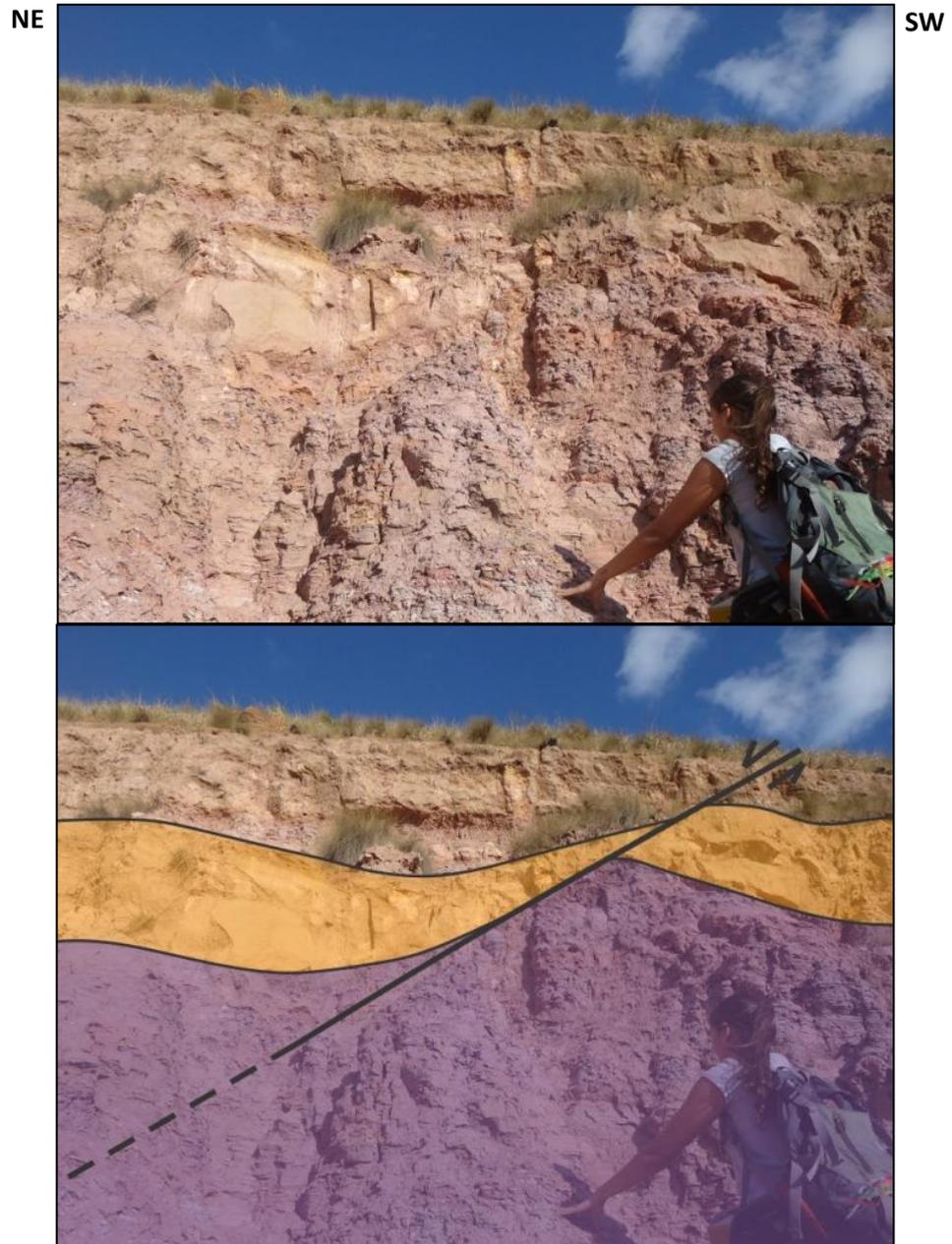
**Figura 15:** Plano de falha F1 com estrias *down-dip* muito bem marcadas (a seta indica o sentido do deslocamento do bloco perdido).

A falha F2 possui um rejeito de aproximadamente 4 metros. É caracterizada por uma zona de deformação de até 1 m de largura, com movimentação aparentemente apenas normal, reconhecida por feição de arrasto e verticalização das camadas de folhelho ao longo dessa faixa (Figuras 11 e 16). Não foi possível delimitar com precisão os pacotes no interior da faixa de deformação.

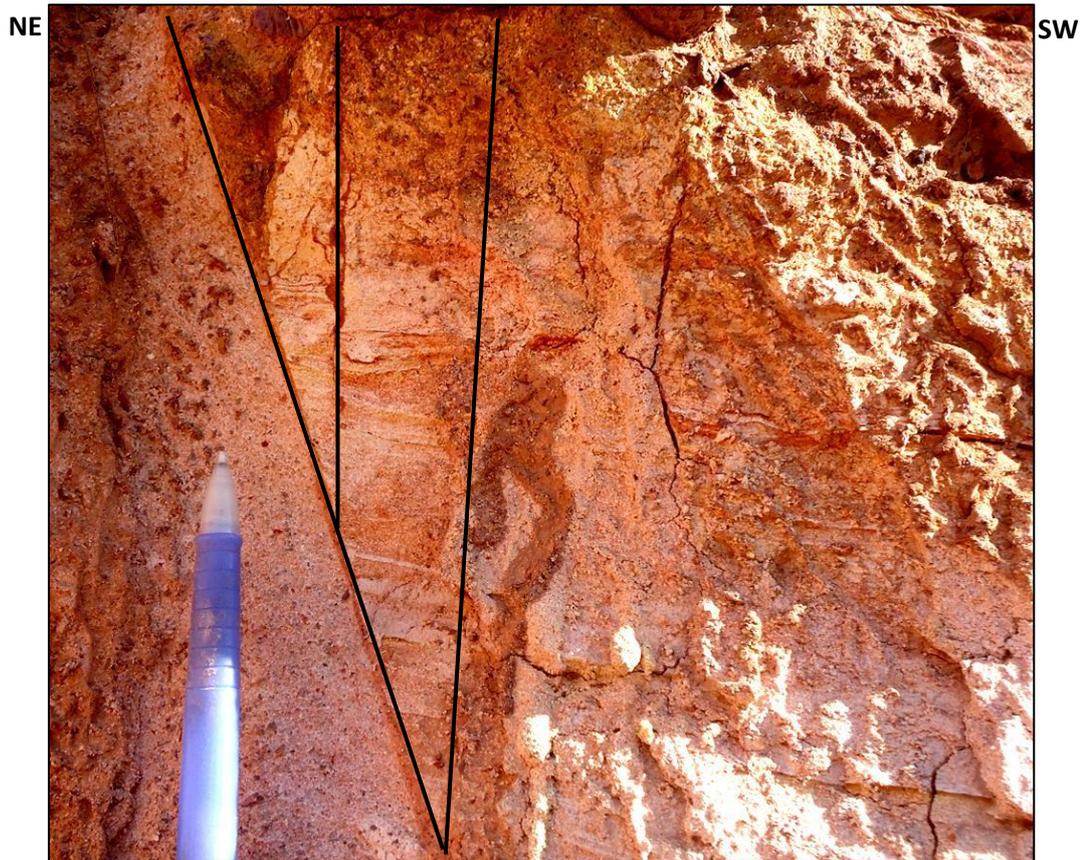


**Figura 16:** Falhas F2 e F8, destacando-se a verticalização das camadas de folhelho.

As falhas F4 (Figura 17) e F5 mergulham para ESE e para W, respectivamente. Ambas possuem rejeitos entre até 1 (um) metro e apresentam movimentação normal, caracterizando um horste (Figura 11). A falha F5 possui geometria bastante semelhante à F1, observando-se também o padrão das camadas levemente basculadas para nordeste, em direção ao plano da falha. Também ocorrem falhas normais de rejeito centimétrico associadas (Figura 18).



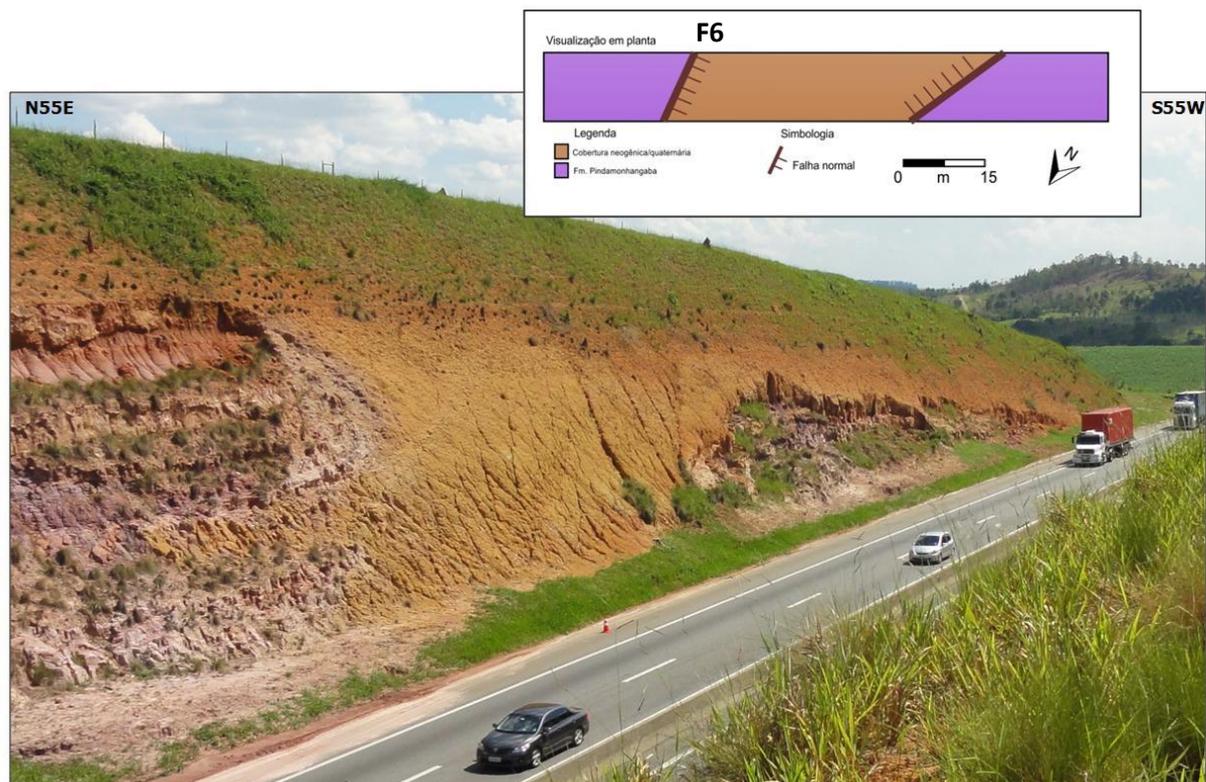
**Figura 17:** Falha F4 deslocando camadas de arenitos e folhelhos da Formação Pindamonhangaba



**Figura 18:** Falhas de rejeito centimétrico associadas à falha F5.

A falha F6 (Figura 19) coloca em contato lateral a Formação Pindamonhangaba e a cobertura neogênica/quaternária. Este plano de falha possui um rejeito vertical mínimo de 14 metros. Neste contato e também em outro contato entre estas unidades, a sudoeste (porção fora da imagem interpretada – ver figura 19), observou-se superposição de indicadores cinemáticos, com estrias *down-dip* mais bem marcadas do que estrias indicativas de movimentação direcional. Tais dados sugerem que a relação de contato entre estas unidades se deu por uma movimentação transcorrente antecedendo a uma movimentação normal.

A cobertura neogênica/quaternária apresenta-se intensamente deformada por falhas de direção predominante NNE-SSW, com movimentação normal verificada por estrias *down-dip* muito bem marcadas (Figura 13). Medidas de estrias direcionais também foram coletadas, em menor número e não tão bem marcadas quanto as *down-dip*, novamente sugerindo que uma movimentação transcorrente ocorreu em uma fase anterior à normal.



**Figura 19:** Porção do afloramento investigado onde nota-se a Formação Pindamonhangaba e a cobertura neogênica/quadernária lateralmente em contato por falhas normais (ver relação esquemática no quadro acima, representando uma feição de gráben – a falha F6 limita esta feição a nordeste). Nota-se também o intenso fraturamento presente na cobertura neogênica-quadernária.

Um aspecto a ser destacado é que a camada arenítica mais basal da Formação Pindamonhangaba aparentemente não se encontra deformada (Figura 11), conforme descrito por Riccomini (1989, vide Figura 6). Além de não serem observados indícios de que as falhas afetem essa unidade, com exceção da falha F6, a detecção de suas terminações em direção à base do afloramento é difícil.

Durante a segunda etapa dos trabalhos de campo, estava sendo realizada uma obra de ampliação do acostamento da rodovia no lado oposto ao afloramento investigado, com a exposição da parte basal do corte de estrada. A análise deste corte (Figura 20) permitiu a confirmação de que o arenito exposto na base do intervalo aflorante da Formação Pindamonhangaba não está afetado por falhas e que a camada de folhelhos imediatamente acima deste arenito se comporta como uma superfície de descolamento. As falhas observadas neste corte se horizontalizam ao longo dessa superfície de descolamento, caracterizando-se como lístricas. O padrão de deformação em grábens e horstes também foi verificado nesta seção.

Feições de arrasto e pequenas dobras apresentam geometrias que sugerem que a movimentação ao logo da seção oposta ao afloramento estudado também não tenha sido somente normal. Entretanto, como não foi autorizado pelos responsáveis pela obra o acesso ao corte para a coleta de medidas estruturais, não há como apontar quais estruturas poderiam corresponder àquelas no afloramento investigado e estabelecer uma correlação entre ambos os lados da rodovia.

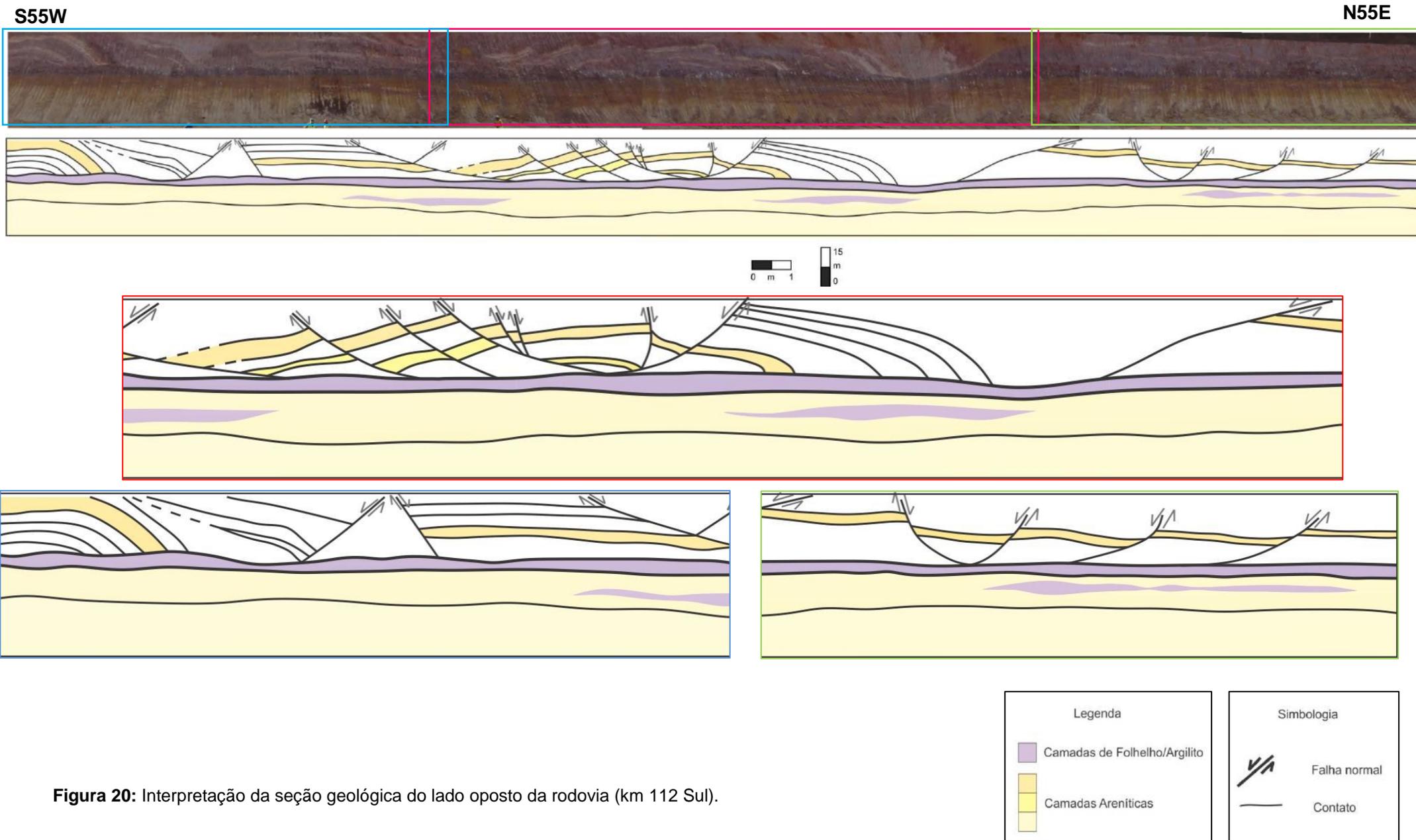


Figura 20: Interpretação da seção geológica do lado oposto da rodovia (km 112 Sul).

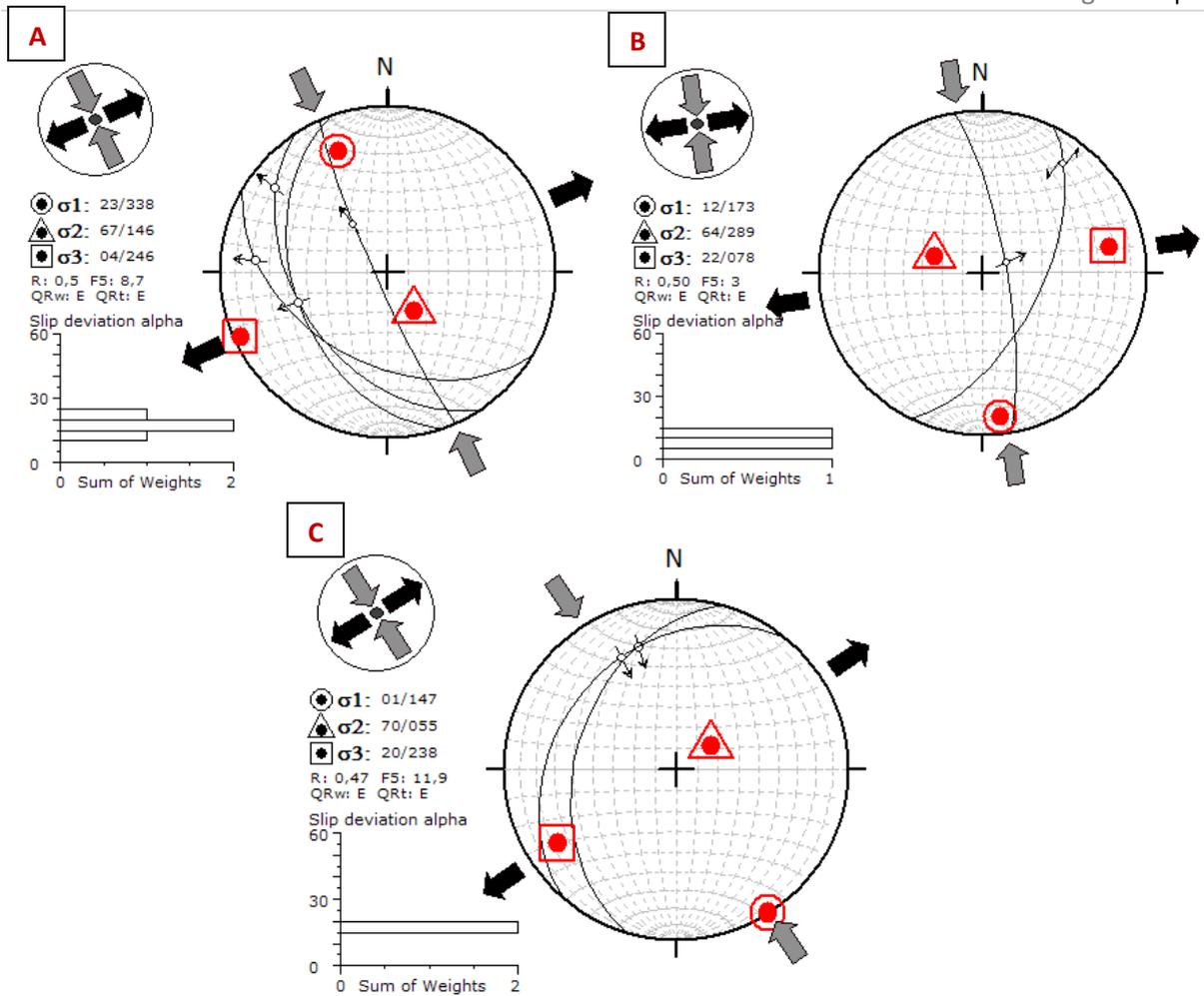
### 5.3. Análise de Paleotensões

Para a análise estrutural e de paleotensões, com a aplicação do Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977), foram analisados 49 (quarenta e nove) pares falha/estria medidos no afloramento investigado, de um total de sessenta e quatro (64 - entre elas: medidas de fraturas e acamamento sedimentar), permitindo distingui-los em dois grupos (Apêndice I), descritos a seguir.

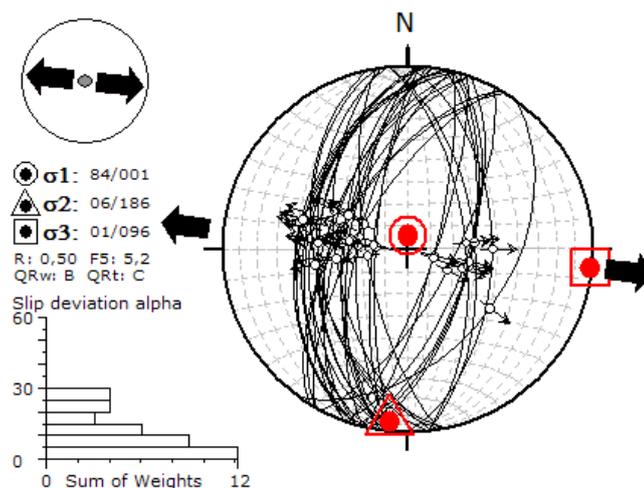
O primeiro grupo inclui 8 (oito) pares falha/estria com movimentação oblíqua, assim caracterizados: 3 (três) falhas normais e dextrais e 1 (uma) falha normal, de orientação NW-SE; 2 (duas) falhas normais e sinistrais, de orientação NNW-SSE e NNE-SSW; e 2 (duas) falhas sinistrais e reversas, de orientação NE-SW. Estas falhas afetam tanto a Formação Pindamonhangaba quanto a cobertura neogênica/quadernária.

Apesar de estruturalmente compatíveis entre si, estas falhas não atenderam, quando analisadas em conjunto, aos critérios estatísticos assumidos pelo programa *WinTensor* (Delvaux & Sperner, 2003) para serem formadas pelo mesmo tensor de tensões. Desta forma, foram analisadas separadamente, sendo obtidos resultados de paleotensões bastante próximos, com compressão máxima de orientação NW-SE a NNW-SSE e compressão mínima de orientação NE-SW a ENE-WSW (Figura 21). Esse resultado permite estabelecer uma correlação com o evento de Transcorrência Dextral E-W (TD) de Riccomini (1989).

O segundo grupo inclui 41 (quarenta e um) pares falha/estria de orientação NNE-SSW, NNW-SSE e NE-SW, com movimentação predominantemente normal, com algumas falhas oblíquas normais e dextrais. Estas falhas também afetam tanto a Formação Pindamonhangaba quanto a cobertura neogênica/quadernária. O resultado da análise de paleotensões (Figura 22) indica compressão máxima vertical e compressão mínima na direção WNW-ESE. Dessa forma, caracteriza-se claramente um regime distensivo, compatível com o evento E2 de Riccomini (1989).



**Figura 21:** Resultados da análise de paleotensões obtidos para: a) falhas normais e dextrais NW-SE; b) falhas normais e sinistras NNW-SSE e NNE-SSW; e c) falhas sinistras e reversas NE-SW. Pode-se interpretar para todos estes conjuntos de falhas um campo de paleotensões similar, com compressão máxima NW-SE a NNW-SSE e compressão mínima NE-SW a ENE-WSW, compatível com um regime de Transcorrência Dextral E-W.



**Figura 22:** Resultado da análise de paleotensões obtido para falhas normais NNE-SSW, NNW-SSE e NE-SW, indicando um campo de paleotensões com compressão máxima vertical e compressão mínima WNW-ESE, caracterizando um regime distensivo.

#### 5.4. Modelagem geológica 3D

O modelo geológico 3D do afloramento começou a ser construído após a primeira interpretação do fotomosaico e no intervalo de tempo entre as duas etapas de campo. Através dele foi possível visualizar, em perspectiva, as várias relações estratigráficas e deformacionais no afloramento e, a partir das inconsistências geológicas percebidas durante a construção do modelo, foi possível reconhecer lacunas na interpretação da seção e na coleta de dados. A busca de soluções para essas lacunas permitiu retroalimentar o modelo numérico e melhorar a interpretação geológica do afloramento.

Para a modelagem geológica 3D aqui realizada, optou-se por considerar apenas a deformação observada na Formação Pindamonhangaba, não incluindo a deformação da cobertura. Essa decisão foi tomada em função de a cobertura neogênica/quadernária estar representada apenas em uma das extremidades da seção geológica, sem qualquer outro dado que possibilitasse alguma correlação ao longo da seção.

A primeira fase de construção do modelo foi a importação da seção geológica interpretada do fotomosaico como arquivo em formato jpg (Figura 23). Uma vez inserida no programa, a seção geológica foi orientada e georreferenciada manualmente, de acordo com os dados de orientação e tamanho do afloramento adquiridos em campo (Figura 24).

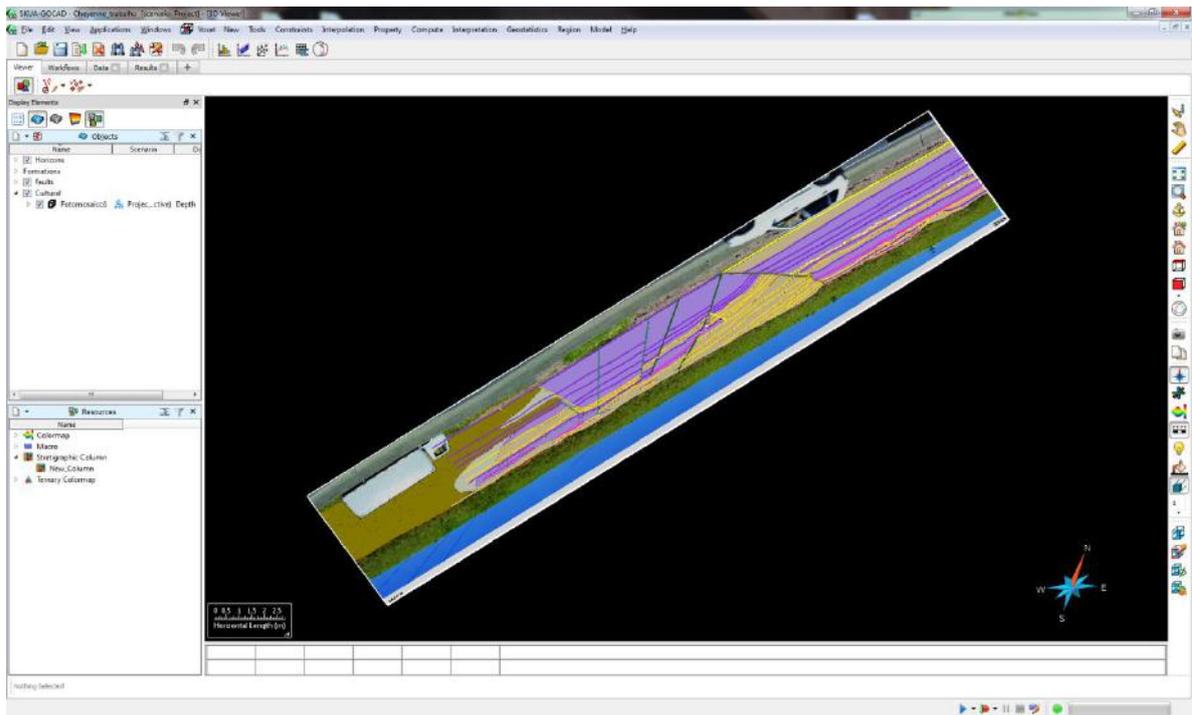


Figura 23: Importação da imagem da seção geológica para o software.

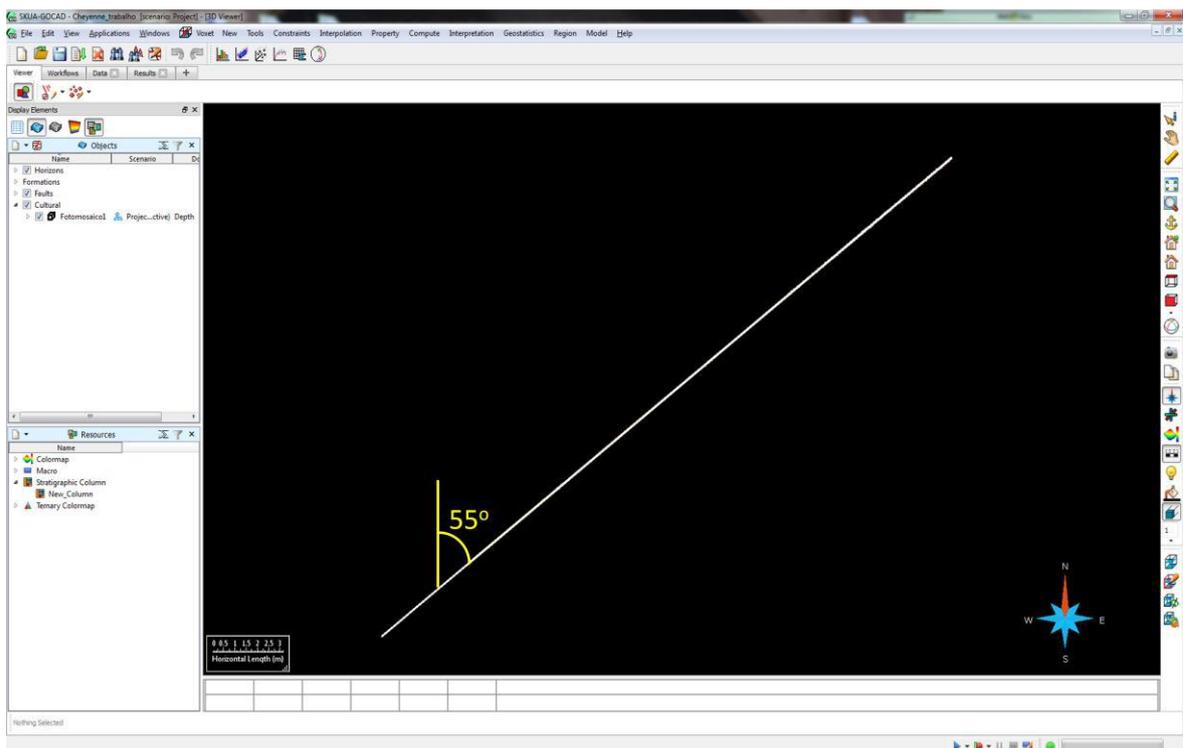


Figura 24: Reposicionamento da seção de acordo com sua orientação medida em campo.

Após a importação para o SKUA/GOCAD, verificou-se que a escala da seção estava distorcida, visto que a seção original tem 120 (cento e vinte) metros de largura por 14 (quatorze) metros de altura, enquanto no modelo a seção apresentava 268 (duzentos e sessenta e oito) metros na largura e 40 (quarenta) metros na altura. Isso ocorreu porque o programa foi construído para utilizar dados que possuam coordenadas geográficas corretamente registradas nos arquivos de entrada (dados sísmicos e de poços de petróleo). Outro fator que contribuiu para a distorção da escala da seção no programa foi o efeito de distorção da perspectiva, causada pela aquisição das imagens do fotomosaico. Apesar de indesejável, a distorção na escala não trouxe prejuízo para o resultado final, uma vez que as proporções entre as distâncias dos objetos geológicos foram devidamente respeitadas.

A etapa seguinte envolveu a identificação dos dados geológicos observados na seção, onde as feições já traçadas no *Corel Draw* (horizontes estratigráficos e falhas) foram refeitas para o formato de curvas aceito pelo programa (Figura 25). Cada curva está associada a uma família, denominada *feature*, de forma que o programa reconheça que diferentes segmentos de curva compõem uma mesma entidade geológica (horizonte estratigráfico ou falha).

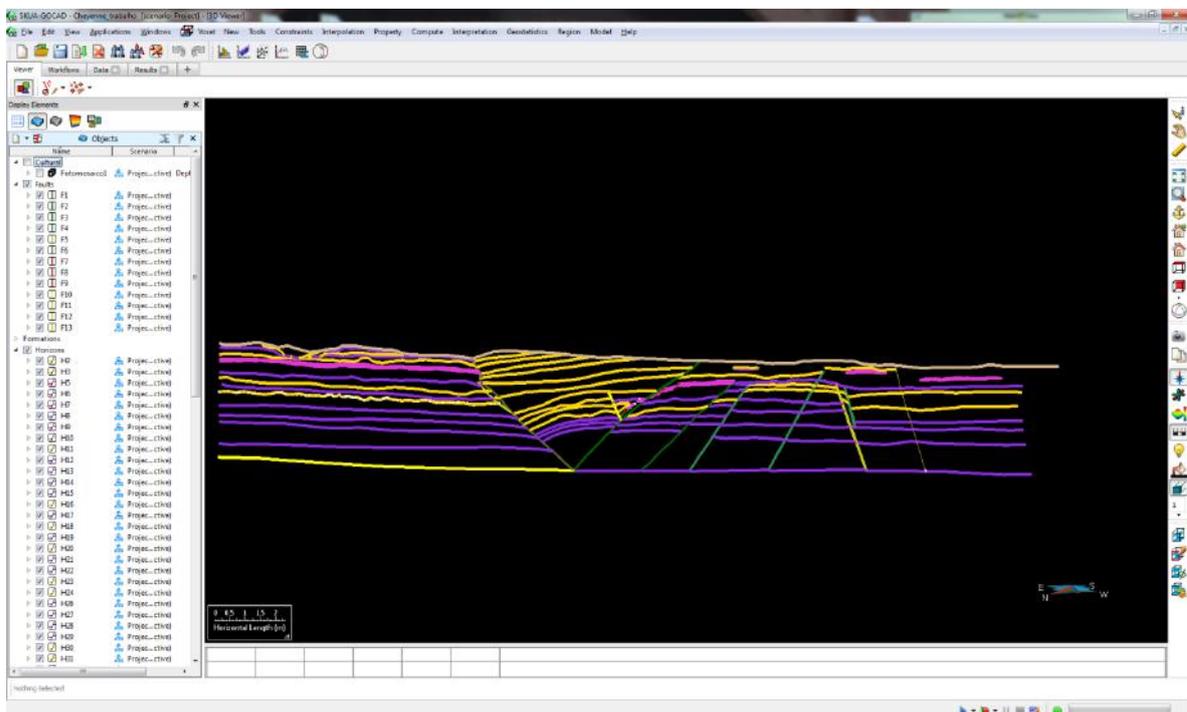
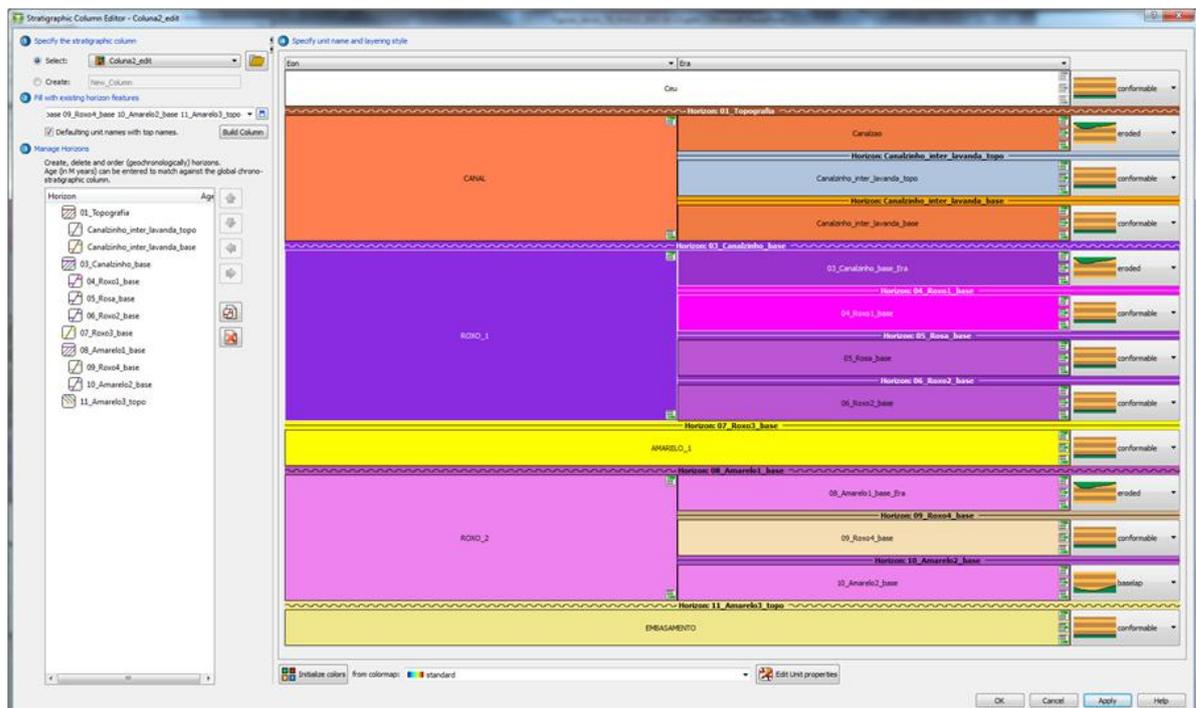


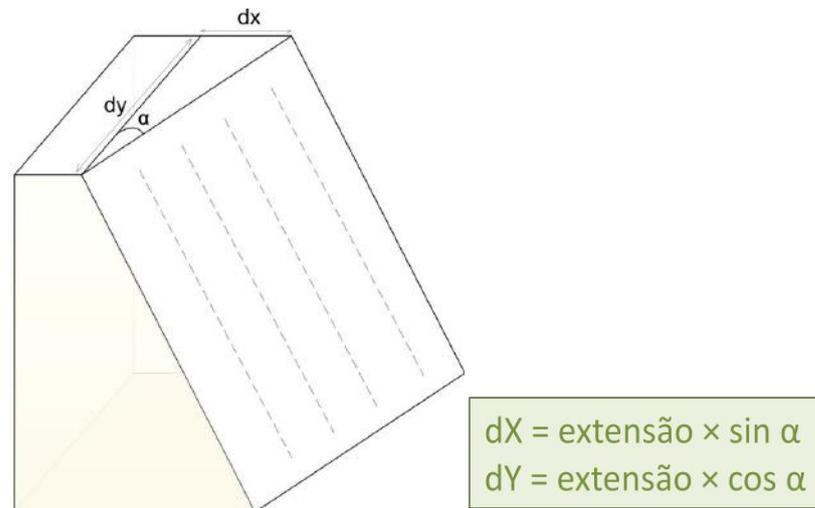
Figura 25: Identificação de horizontes estratigráficos e falhas.

A seguir, foi construída a “coluna estratigráfica” da seção geológica (Figura 26), constando as principais informações estratigráficas (sequência cronológica das camadas; relações de contato entre camadas; superfícies erosivas) utilizadas pelo programa para hierarquizar a sucessão de eventos tectônicos e sedimentares. Nessa fase, foi necessária constante revisão e, inclusive, algumas mudanças foram feitas na interpretação da estratigrafia do afloramento.



**Figura 26:** “Coluna estratigráfica” da seção geológica construída no SKUA-GOCAD.

A próxima etapa requereu a transformação dos dados de falha de 2D para 3D (Figura 27). Para isso se fez necessária a criação de uma macro (ou *plugin* de automatização) dentro do SKUA-GOCAD (Figura 28), que teve como função projetar tridimensionalmente cada uma das curvas equivalentes às falhas, de acordo com seu ângulo de azimute medido em campo (Figuras 29).



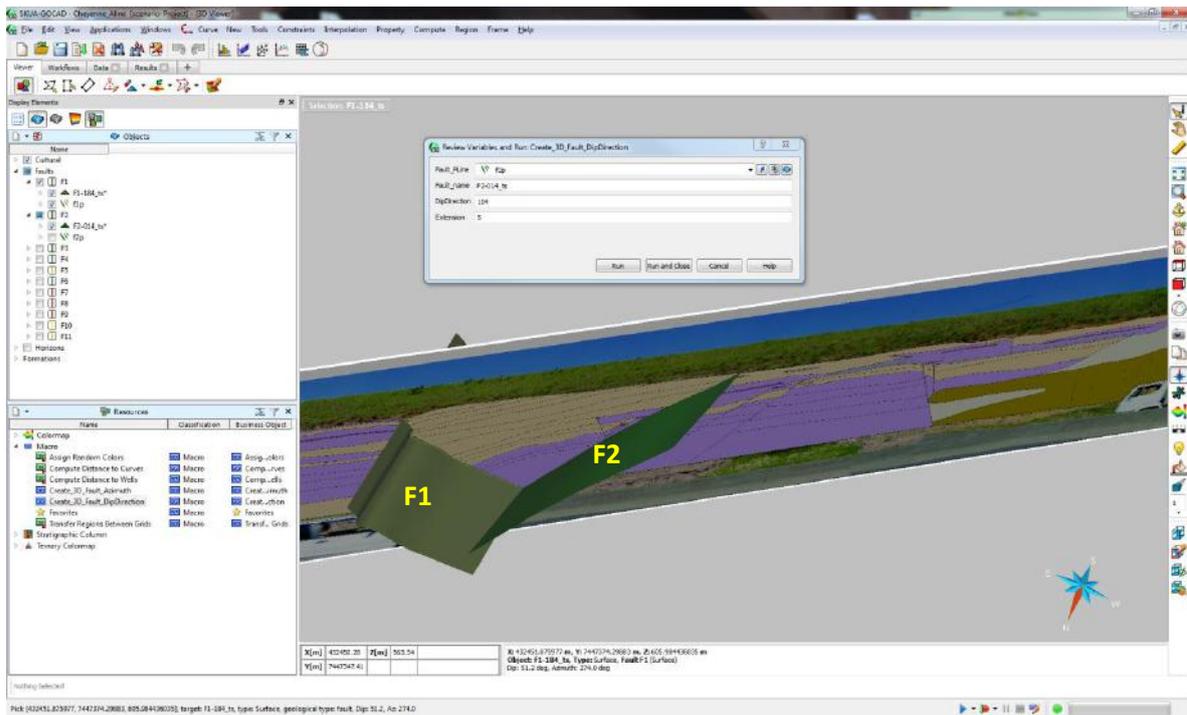
**Figura 27:** Representação geométrica da projeção de uma falha ao longo do seu ângulo azimutal. O plano de cor amarelada representa a seção geológica interpretada do afloramento. O plano com linhas tracejadas representa o plano de falha plotado com seu respectivo azimute. O ângulo  $\alpha$  representa a diferença entre o azimute da falha e o plano ortogonal à seção geológica.

```

1 // transform Dip Direction to Azimuth and convert from degree to radian
2 var az = ( $DipDirection$ -90) * Math.PI / 180 ;
3
4 // compute cosinus and sinus of azimuth to get the direction of the plane
5 var dx = Math.sin(az) * $Extension$ ;
6 var dy = Math.cos(az) * $Extension$ ;
7
8 // create plane extruded from Fault PLine using previously computed direction
9 skua.run("TSurfCreateFromTube",{curves:$Fault_PLine$ ,dissociate_vertices:"true" ,expansion:[dx/2,dy/2,0]
, 'name':$Fault_name$ ,number_of_levels:10 ,seal_ends:"false" ,select_number_of_levels:"false"
, 'two_ways':"false"},{ blocking:false, typed:true } );
10
11 skua.run("TSurfCreateFromTube",{curves:$Fault_PLine$ ,dissociate_vertices:"true" ,expansion:[-dx/2,-
dy/2,0] , 'name':$Fault_name$ ,number_of_levels:10 ,seal_ends:"false" ,select_number_of_levels:"false"
, 'two_ways':"false"},{ blocking:false, typed:true } );
12
13

```

**Figura 28:** *Plugin* utilizado para projetar as falhas de acordo com o valor do seu azimute.



**Figura 29:** Execução do *plugin* e criação das superfícies de falha de acordo com seu respectivo azimute. Detalhe para as superfícies de F1 e F2 (em tons de verde).

Para a transformação de 2D para 3D das curvas interpretadas foi necessária uma sequência de manipulações dos dados e também foi preciso criar uma macro (Figura 30).

A primeira manipulação pretendia simular a interpretação dos horizontes em um volume sísmico. Para isso projetou-se a imagem da seção geológica para mais dois planos (Figura 31), recuados em aproximadamente 5 (cinco) metros de distância entre si, ao longo do azimute das falhas. Depois os horizontes foram reinterpretados em cada uma das seções, respeitando o efeito de perspectiva real, dada pela topografia do afloramento. As novas curvas interpretadas foram extrudidas para trás de cada seção, criando 10 (dez) cópias de cada curva (Figura 32). Essa manipulação teve como premissa que todas as camadas estão dispostas horizontalmente, o que é coerente com o conhecimento da Formação Pindamonhangaba, e honrou o limite estabelecido pelo azimute das falhas que seccionam cada horizonte.

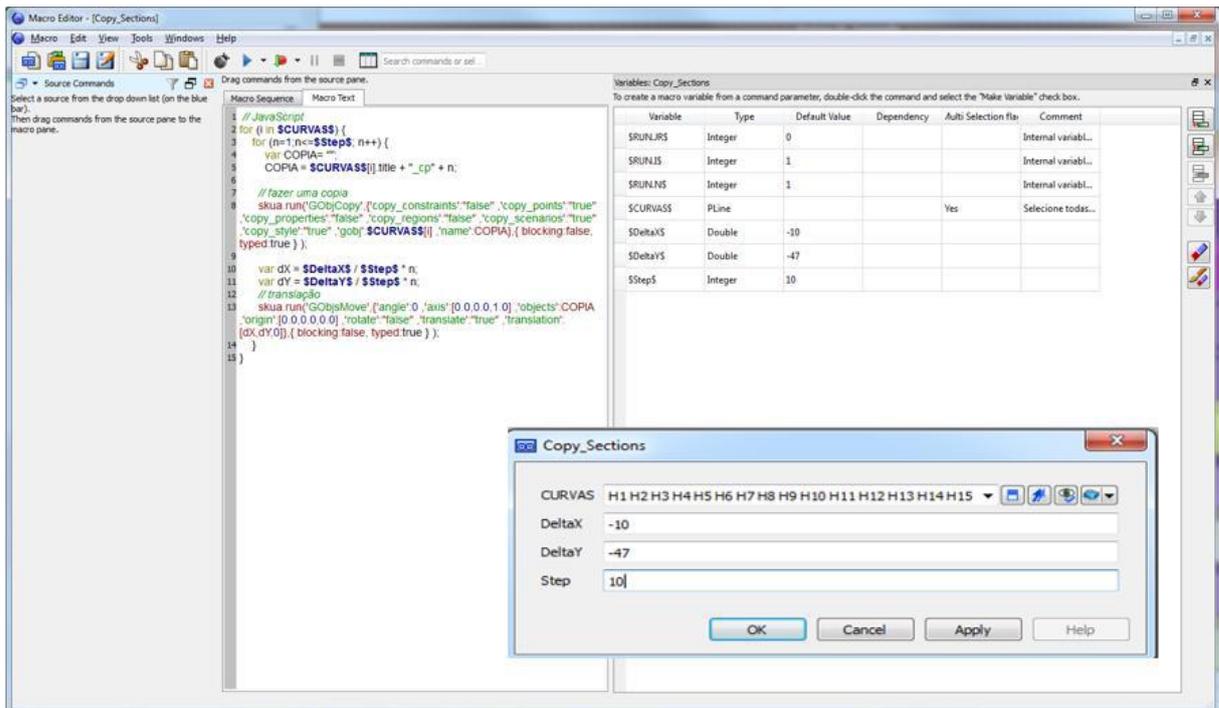


Figura 30: Plugin utilizado para a transformação de dados de horizontes geológicos de 2D para 3D.

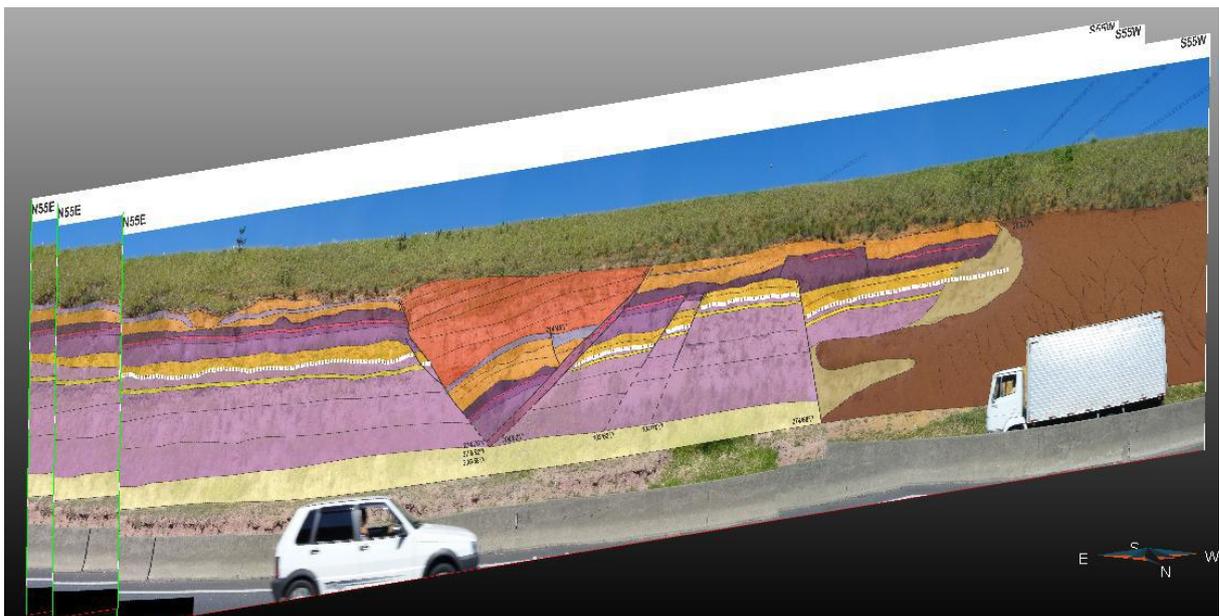
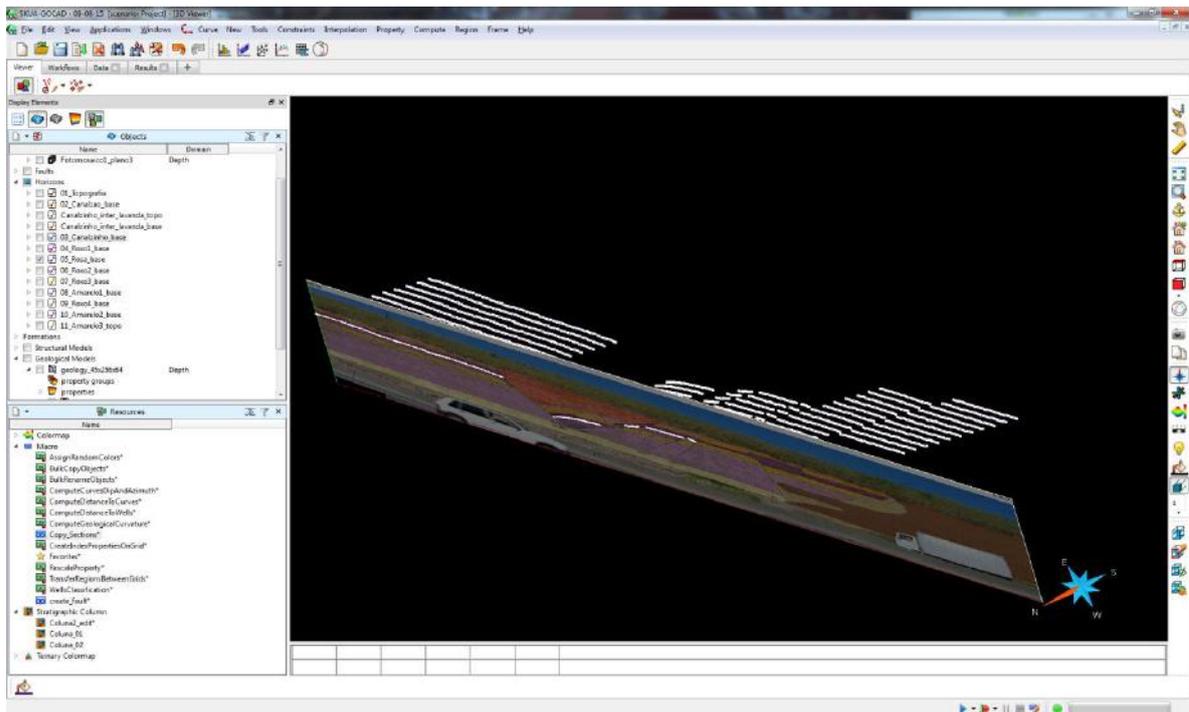


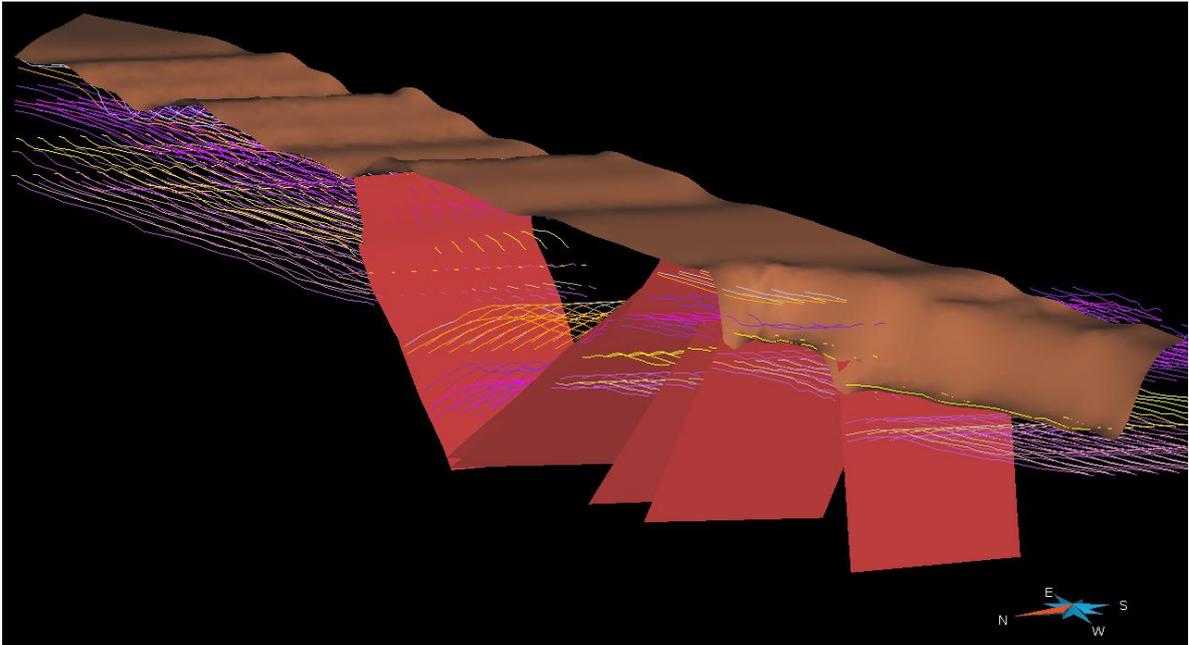
Figura 31: Reprodução em diferentes planos da seção geológica interpretada.



**Figura 32:** Transformação dos horizontes geológicos de 2D para 3D.

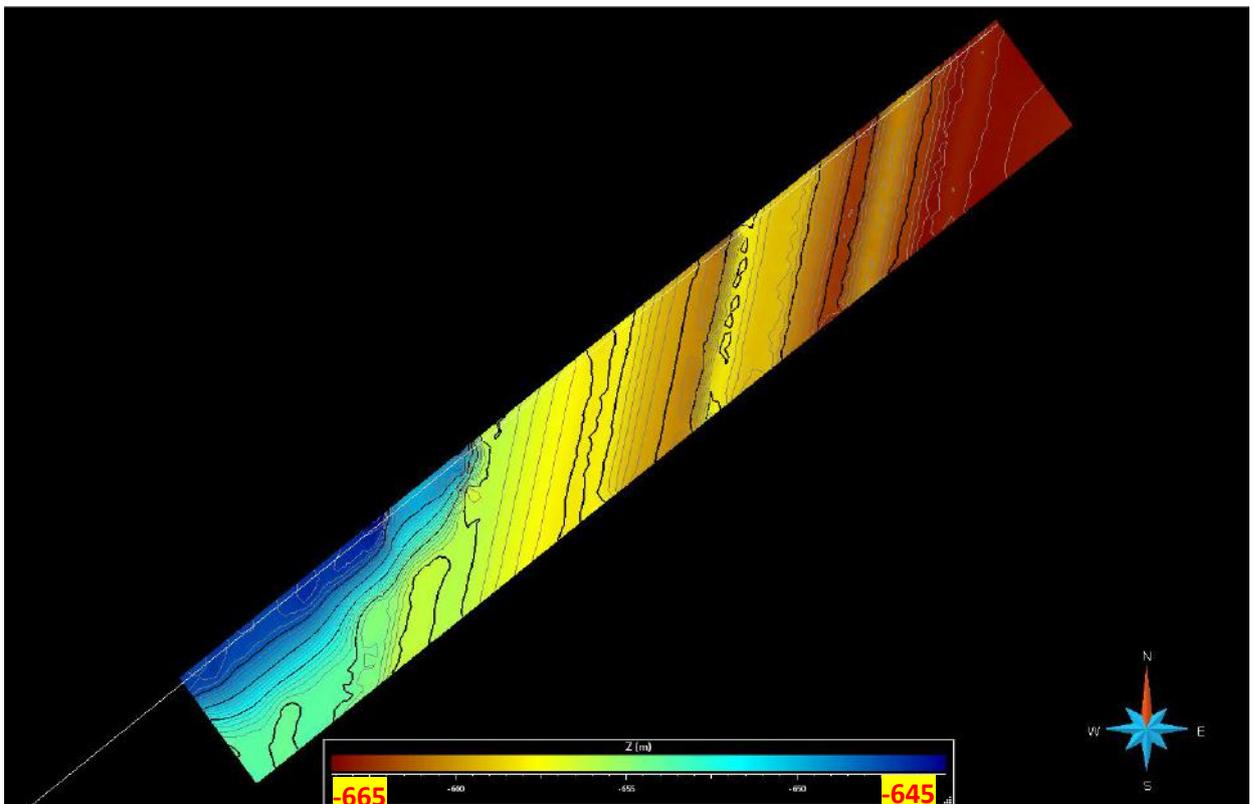
Antes de prosseguir para a etapa final, para construir o modelo estrutural no SKUA, ainda foi preciso eliminar dados que se encontravam fora do seu limite de ocorrência, seja além das falhas que seccionavam os respectivos horizontes, seja a sobreposição de mesmos horizontes provindos da interpretação de cópias diferentes da seção.

O efeito final da transformação dos dados 2D em 3D está representado na Figura 33.



**Figura 33:** Dados de entrada para a criação do modelo geológico 3D.

A última etapa foi a execução do *workflow* do SKUA/GOCAD para a construção do modelo estrutural. O resultado final é apresentado nas figuras 34 e 35.



**Figura 34:** Visão em planta da topografia interpretada do afloramento. Observa-se a direção de extrapolação dos dados concordante com a direção das falhas.

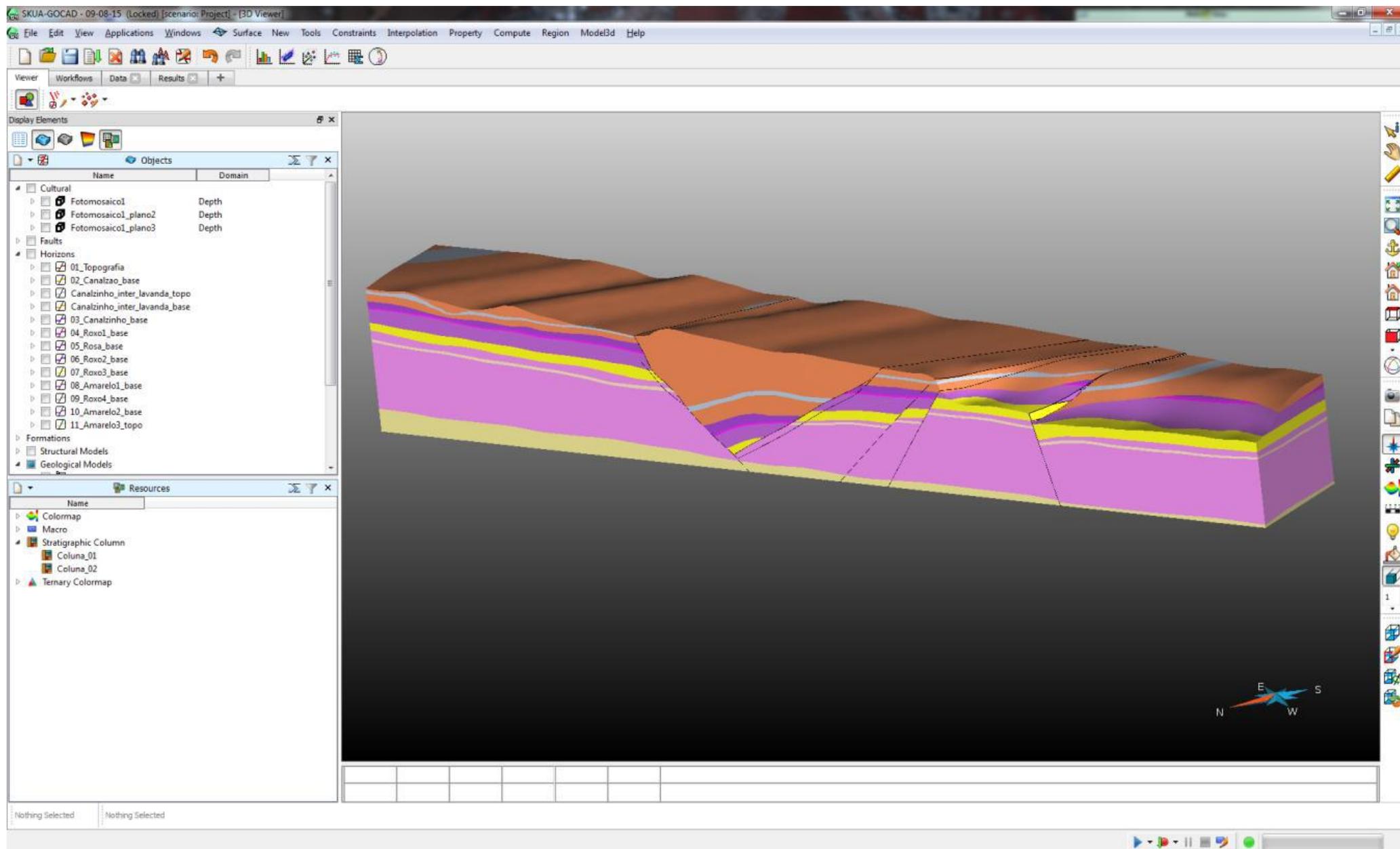


Figura 35: Modelo estrutural 3D do afloramento estudado.

Em geral, a modelagem geológica 3D reproduziu muito bem o resultado da seção interpretada, facilitando a percepção da geometria estrutural e das relações estratigráficas.

Algumas inconsistências puderam ser detectadas através da construção do modelo geológico:

- por que algumas camadas não estão deslocadas, mesmo sendo cortadas por falhas?
- por que os rejeitos desses blocos costumam diferenciar-se da base ao topo?
- por que a camada de arenito na porção intermediária do afloramento aparece no bloco em “v”, mas na seção geológica interpretada não?
- por que a faixa de deformação F2 não foi respeitada?
- por que a camada de arenito na porção superior do afloramento não aparece entre a F3 e F4 na seção geológica, mas sim na modelagem?

Responder a essas questões envolve muito mais que o entendimento de como o *software* funciona na teoria e como ele expõe os resultados na prática. Deve-se ter em mente que o objeto final representa a idealização de camadas deformadas, de acordo com os dados inseridos dentro do programa, com base nos conceitos da geologia estrutural e da estratigrafia. No entanto, sabe-se que é diferente quando se trata da realidade absoluta.

Por outro lado, justamente o exercício de procurar soluções numéricas para representar o meio geológico natural obriga o intérprete a testar conceitos e modelos conceituais, contribuindo para o ganho de qualidade na interpretação final.

## 6. Conclusões

A análise estrutural do afloramento investigado resultou na identificação de estruturas relacionadas a dois eventos de deformação tectônica quaternários, afetando tanto os depósitos da Formação Pindamonhangaba quanto a cobertura neogênica/quaternária. Estes eventos neotectônicos podem ser correlacionados aos regimes de Transcorrência Dextral E-W (TD) e de Distensão WNW-ESE (E2) do modelo de Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004), respectivamente datados do Pleistoceno/Holoceno e Holoceno.

Na configuração do afloramento, destaca-se a estruturação relacionada à tectônica distensiva (geometrias de grábens e horstes), associada ao evento E2.

No entanto, o bloco com geometria em “V” presente na porção central da seção investigada, que representa o aspecto estrutural de maior destaque no afloramento, pôde ser caracterizado como registro da movimentação transcorrente, em especial pela ausência de continuidade das camadas separadas por esta estrutura, remodelado pela tectônica distensiva. Esta conclusão confirma o modelo proposto por Riccomini (1989) para explicar esta configuração geométrica. Os dados obtidos no presente estudo forneceram novas informações para a interpretação desta estrutura, sugerindo que o fato de as camadas na base do afloramento não estarem deformadas relaciona-se a uma superfície de descolamento apoiada em um intervalo de folhelhos imediatamente em contato com a camada de arenito basal.

A modelagem geológica 3D foi importante para aprimorar a visualização e a interpretação estrutural e estratigráfica do afloramento, obtendo-se uma reconstrução bem próxima da seção geológica interpretada a partir do fotomosaico. Além disso, a modelagem facilitou a percepção de erros de interpretação durante o seu desenvolvimento e até mesmo depois do modelo final. As incoerências observadas estão relacionadas tanto às limitações do *software* para tratamento de dados 2D quanto às particularidades do afloramento, e devem ser tratadas com mais detalhe em estudos posteriores.

A continuidade destes estudos devem incluir, ainda, a etapa de restauração, não realizada no presente trabalho, representando um desafio importante, já que todos os programas hoje existentes no mercado não são capazes de restaurar modelos de ambientes tectônicos que apresentem significativa movimentação lateral.

## 6. Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. & KAWASHITA, K. 1973. **The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of Amazon River.** In: NAIRN & STELLI, Eds. **The ocean basin and margins.** Plenum, Nova York, p.411-416.

ALMEIDA, F.F.M. 1976. **The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil.** An. Acad. bras. Ci. (Supl.), Rio de Janeiro, 48:15-26.

ANGELIER, J.; MECHLER, P. 1977. **Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droit.** Bulletin Société Géologique de France, n. 19, p. 1309-1318.

ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. **Hipótese sobre a causa do Tectonismo Cenozoico na Região Sudeste do Brasil.** In: **Aspectos estruturais da margem continental leste brasileira,** Série Projeto REMAC, v. 4, p. 75-88.

COGNÉ, N.; COBBOLD, PETER R.; RICCOMINI, C.; GALLAGHER, K. 2013. **Tectonic setting of Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data.** Journal of South American Earth Sciences, v. 42, p. 194-204,

DELVAUX, D. & SPERNER, B. (2003). **Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program.** In: **New Insights into Structural Interpretation and Modelling** (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.

FERNANDES, F. L. 1993. **Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté - SP.** 147 f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 1993.

FERNANDES, F. L.; CHANG, H. K. 2003. **Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté - SP.** In: **SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.** Búzios. Boletim de Resumos. Búzios: SBG-Núcleos Rio de Janeiro/ Espírito Santo, 2003. p. 367-370.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. **The Ribeira Folded Belt.** Rev. Bras. Geoc., São Paulo.

HEILBRON, M.; MACHADO N.; SIMONETTI T.; DUARTE B. 2003. **A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil.** In: **South American Symposium on Isotope Geology, 4, Short Papers,** p. 186-189.

HASUI, Y. & SADOWISK, G. R. 1976. **Evolução Geológica do Pré-Cambriano na Região Sudeste do Estado de São Paulo**. Rev. Bras. Geoc.

INSTITUTO de PESQUISAS TECNOLÓGICAS, 1981. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000, Nota Explicativa**. São Paulo, IPT. 126 p. Série Monografia no 6.

MANCINI, F. 1995. **Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP**. 1995. 107 f. (Tese Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICCOMINI, C. 1989. **O Rift continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

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

SALVADOR, E.D. 1994. **Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)**. São Paulo, 157p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SANTORO, E.; ENS, H.H. & NAGATA, N. 1991. **Geologia das Folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba – SP, Parte 1:Embasamento Setentrional da Bacia de Taubaté**. Atas, SBG/SP-RJ; 2o Simp. Geol. Sudeste.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO F.V.P.; VALERIANO C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS R.R.; 2000. **The central segment of the Ribeira Belt**. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 287-310.

ZALÁN, P.V. 1986. **A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: uma revisão**. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 16(3):245-257.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA J.A.B. 2005. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, 13(2): 269-300.

# APÊNDICE I

Tabela de dados estruturais  
(Organizados segundo o regime tectônico, tipo de falha,  
orientação e unidade estratigráfica afetada)

ID	Plano	Estria	Orientação	Tipo de Falha	Unidade Estratigráfica	Regime Tectônico
62	080/78°	066/(77°)	N10W	Normal/Sinistral	Fm. Pindamonhangaba	TD
13	251/43°	251/43°	N19W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	TD
9	236/44°	308/(18°)	N34W	Normal/Dextral	Fm. Pindamonhangaba	TD
56	286/41°	346/(30°)	N16E	Reversa/Sinistral	Contato	TD
57	310/30°	334/(28°)	N40E	Reversa/Sinistral	Contato	TD
41	116/60°	036/(18°)	N26E	Normal/Sinistral	Cobertura quaternária	TD
35	246/84°	324/(61°)	N24W	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	TD
51	210/44°	276/(23°)	N60W	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	TD
15	090/52°	090/52°	N-S	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
20	274/76°	274/76°	N04E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
29	274/68°	274/68°	N04E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
8	275/50°	275/50°	N05E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
27	275/61°	275/61°	N05E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
22	104/62°	104/62°	N14E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
3	110/64°	110/64°	N14E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
4	104/78°	104/78°	N14E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
23	106/62°	106/62°	N16E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
28	286/56°	286/56°	N16E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
24	290/60°	290/60°	N20E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
2	118/70°	118/70°	N28E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
60	300/60°	300/60°	N30E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
26	126/44°	126/44°	N36E	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
25	102/62°	102/62°	N04W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
14	264/50°	264/50°	N06W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
16	084/60°	084/60°	N06W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
61	084/64°	084/64°	N06W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
17	262/58°	262/58°	N08W	Normal	Fm. Pindamonhangaba	E2
58	286/41°	286/41°	N16E	Normal	Contato	E2
39	274/50°	274/50°	N04E	Normal	Cobertura quaternária	E2
44	274/50°	274/50°	N04E	Normal	Cobertura quaternária	E2
36	276/46°	276/46°	N06E	Normal	Cobertura quaternária	E2
49	276/75°	276/75°	N06E	Normal	Cobertura quaternária	E2
33	278/52°	320/(44°)	N08E	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	E2
47	278/62°	278/62°	N08E	Normal	Cobertura quaternária	E2
53	278/64°	278/64°	N08E	Normal	Cobertura quaternária	E2
32	280/50°	320/(42°)	N10E	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	E2
40	282/44°	282/44°	N12E	Normal	Cobertura quaternária	E2

48	282/45°	282/45°	N12E	Normal	Cobertura quaternária	E2
30	284/68°	284/68°	N14E	Normal	Cobertura quaternária	E2
38	284/40°	284/40°	N14E	Normal	Cobertura quaternária	E2
34	286/42°	286/42°	N16E	Normal	Cobertura quaternária	E2
55	109/78°	109/78°	N19E	Normal	Cobertura quaternária	E2
54	290/54°	298/(53°)	N20E	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	E2
42	300/68°	300/68°	N30E	Normal	Cobertura quaternária	E2
43	302/60°	302/60°	N32E	Normal	Cobertura quaternária	E2
31	260/72°	260/72°	N10W	Normal	Cobertura quaternária	E2
50	260/48°	260/48°	N10W	Normal	Cobertura quaternária	E2
52	258/48°	290/(43°)	N12W	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	E2
45	256/74°	326/(50°)	N14W	Normal/Dextral	Cobertura quaternária	E2