

Leandro Neves Araujo

**ANÁLISE NUMÉRICA DA VARIAÇÃO DO CAMPO DE
PALEOTENSÕES DO EVENTO NEOTECTÔNICO DE
TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W NA REGIÃO DA BACIA DE
VOLTA REDONDA (RJ)**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2020



UFRJ

Leandro Neves Araujo

**ANÁLISE NUMÉRICA DA VARIAÇÃO DO CAMPO DE
PALEOTENSÕES DO EVENTO NEOTECTÔNICO DE
TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W NA REGIÃO DA BACIA DE
VOLTA REDONDA (RJ)**

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

Orientadores:

Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)

Thaís Coelho Brêda (IGEO/UFRJ)

Anderson Moraes (PETROBRAS)

Rio de Janeiro
Fevereiro de 2020

N658a Neves Araujo, Leandro
Análise e modelagem numérica da variação do campo de paleotensões referente ao evento neotectônico de transcorrência dextral E-W na região da Bacia de Volta Redonda (RJ) / Leandro Neves Araujo. - - Rio de Janeiro, 2020.
66 f.

Orientador: Claudio Limeira Mello.

Coorientadores: Thais Coelho Brêda e Anderson Moraes.

Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
De Geociências, Bacharel em Geologia, 2020.

1. neotectônica. 2. Modelagem numérica. 3.
Paleotensões. 4. Bacia de Volta Redonda. I. Limeira
Mello, Claudio, oriente. II. Coelho Brêda, Thaís,
coorient. III. Moraes, Anderson, coorient. IV. Título.

Leandro Neves Araujo

ANÁLISE NUMÉRICA DA VARIAÇÃO DO CAMPO DE PALEOTENSÕES
DO EVENTO NEOTECTÔNICO DE TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W
NA REGIÃO DA BACIA DE VOLTA REDONDA (RJ)

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

Orientadores:

Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)
Thaís Coelho Brêda (IGEO/UFRJ)
Anderson Moraes (PETROBRAS)

Aprovada em:

Por:

Orientador: Claudio Limeira Mello (IGEO/UFRJ)

Emílio Velloso Barroso (IGEO/UFRJ)

André Pires Negrão (IGc/USP)

UFRJ
Rio de Janeiro
2020

À minha mãe, Cintia Carvalho Neves (*in memoriam*), que junto com meu pai, formou meus valores e me mostrou a importância da educação. Se estivesse aqui ainda, estaria feliz nesse momento

Agradecimentos

Ao meu orientador, desde o 5º período, Claudio Limeira Mello, pela oportunidade proporcionada de fazer parte do grupo de pesquisa e produzir ciência de qualidade. Além dos valiosos ensinamentos e orientações que ajudaram na minha formação.

À minha orientadora Thaís Coelho Brêda, pela confiança depositada em mim para confecção do trabalho e por todo apoio oferecido, dedicação e ensinamentos passados durante todo esse período.

Ao meu orientador Anderson Moraes, pela oportunidade e pelo tempo que se dispôs para me auxiliar no desenvolvimento do trabalho, além dos ensinamentos concedidos em um assunto que eu tinha dificuldade.

À Dr^a Aline Theophilo Silva, que mesmo não sendo minha orientadora, me ofereceu ensinamentos importantes, principalmente para confecção dos modelos.

A todos os colegas que fazem ou já fizeram parte do CENOZOICO - Grupo de Pesquisas em Geologia Sedimentar e Tectônica, por todo o clima agradável e de cooperação da equipe; em especial Carolina Ribeiro, Verônica Batista e Daniel West, que me ajudaram em vários momentos durante a confecção deste trabalho, e a Lethícia Carlos Ferreira que está junto comigo desde que entramos no CENOZOICO até os momentos finais da monografia, pela cooperação e amizade.

Ao Departamento de Geologia e o Instituto de Geociências por toda a infraestrutura concedida durante o período de Graduação. Em especial aos professores, técnico-administrativos e motoristas.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro, assim como todas as instituições de ensino públicas e de qualidade, as quais devo minha formação desde o Ensino Médio.

À PETROBRAS pela oportunidade de acesso ao Sistema TECTOS.

À Coppetec pela bolsa de iniciação científica concedida.

À minha família por pelo amor, dedicação e incentivo na minha formação durante toda a minha vida, especial minhas tias Sandra Carvalho Neves, Viviane Martins de Araujo, Denise Martins de Araujo e Silvana Martins de Araujo.

À minha irmã Janaina Neves Araujo, acreditar em mim, me apoiar e me alegrar mesmo nos momentos difíceis.

Ao meu pai Mauricio Martins Araujo, que sozinho e com muito esforço proporcionou condições para que eu pudesse me dedicar aos estudos. É o meu exemplo de trabalho de força e dedicação, sem perder o afeto.

Resumo

Araujo, Leandro Neves. **Análise Numérica da Variação do Campo de Paleotensões do Evento Neotectônico de Transcorrência Dextral E-W na Bacia de Volta Redonda (RJ)**. 2020, 66 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A variação no campo de esforços em um evento tectônico ocorre localmente de acordo com diversos fatores, como, por exemplo, a influência de descontinuidades estruturais. A Bacia de Volta Redonda, inserida no Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), encontra-se intensamente compartimentada por estruturas geradas e reativadas nos diferentes eventos tectônicos relacionados a sua história evolutiva, destacando-se expressivos registros do evento neotectônico de Transcorrência Dextral E-W, datado do Pleistoceno. Sendo assim, pode ser considerada uma região ideal para o estudo da reativação de estruturas e da reorientação de campos de paleotensão. O presente estudo propõe uma análise do evento de Transcorrência Dextral E-W (regime de esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW), tendo como objetivos principais a caracterização e interpretação da variação dos eixos principais de paleotensão associados ao evento ao longo da bacia e embasamento adjacente, além da modelagem numérica das tensões, buscando-se avaliar a reativação de estruturas pretéritas e a influência do embasamento na variação dos campos de esforços. Para o desenvolvimento do estudo, foram analisados dados pareados de falha/estria em 27 pontos distribuídos ao longo da área investigada, com a definição dos campos de paleotensão através do método dos diedros retos e utilizando o *software WinTensor*. Os dados de paleotensão foram espacializados com base em mapa estrutural e de lineamentos. A modelagem numérica das paleotensões foi realizada no Sistema TECTOS (*software* da Petrobras desenvolvido em convênio com o Instituto Tecgraf da PUC-Rio), considerando um comportamento elastoplástico e o critério de ruptura de Mohr-Coulomb. As propriedades mecânicas atribuídas ao arcabouço geológico e as propriedades de resistência à compressão e ao cisalhamento inseridas para as descontinuidades estruturais foram assumidas com base em valores da literatura. Como resultados, foram obtidos uma base de dados de paleotensões referentes ao evento TD-EW na região da Bacia de Volta Redonda, sendo reconhecidas três classes principais de direção dos eixos de compressão máxima horizontal (SH_{MAX}) - N35-58W, N70-84W e N27W-N03E; um mapa de distribuição de SH_{MAX} na região; e três modelos numéricos das tensões envolvidas no evento TD-EW - um primeiro modelo considerou apenas os lineamentos (representando as descontinuidades estruturais); um segundo modelo considerou apenas as variações litológicas; e um terceiro modelo considerou as variações litológicas e as descontinuidades estruturais. As conclusões do estudo foram que a variação do campo de esforços no evento TD-EW ocorre dentro do campo NW-SE (para o SH_{MAX}), com a influência das descontinuidades de direção ENE na reorientação do SH_{MAX} para WNW e das descontinuidades NNW e N-S na reorientação do SH_{MAX} para NNW. Além disso, a reorientação do SH_{MAX} ocorre também associada a contrastes reológicos entre diferentes litologias. Pôde-se concluir também que o rompimento ocorre preferencialmente em litologias menos competentes e nas extremidades de lineamentos.

Palavras-chave: Paleotensões; Modelagem Numérica; Bacia de Volta Redonda.

Abstract

Araujo, Leandro Neves. Numerical Analysis of Paleostress Field Variation Regarding the E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event in Volta Redonda Basin (RJ). 2020, 66 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The variation of the paleostress field of a tectonic event occurs locally as a response to several factors (e.g. influence of structural discontinuities). The Volta Redonda Basin, situated in the Central Segment of Southeastern Brazilian Continental Rift (referred to as RCSB), is highly compartmentalized by structures generated and reactivated in many different tectonic events related to its evolutionary history. Significant records of E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event, dating to Pleistocene, stand out. Thus, the region is considered ideal for studies of structural reactivations and of reorientations of paleostress fields. The present work intends to analyze the E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event (NW-SE compressive stress and NE-SW distensive stress), aiming to characterize and interpret the variation of the orientation of main paleostress axes associated with this event in the basin and adjacent basement. In addition, the study proposes a numerical modeling of the stress, seeking to evaluate the reactivation of old structures and the influence of the basement lithologies in the variation of the stress fields. For its development, fault/striae pairs data from 27 sites in the studied area were analyzed. The paleostress fields were calculated through the right dihedral method and using the software WinTensor. The paleostress data were distributed on a map of structures and lineaments. The numerical modeling of paleostress was developed using the software TECTOS (Petrobras software developed in partnership with the Tecgraf Institute of PUC-Rio), considering elastic-plastic behavior and the Mohr-Coulomb fracture criterion. The mechanical properties attributed to the basement lithologies and the compressive strength and shear properties attributed to the discontinuities were based on values found in bibliography. As result, a data base of paleostress for the E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event in the Volta Redonda Basin was created, allowing recognition of three main classes of orientation of the maximum horizontal compression axis (SH_{MAX}): N35-58W, N70-84W and N27W-N03E. Also, a map of distribution of SH_{MAX} in the region was produced. Three numerical models of the stress involved in the E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event were generated. The first model considered only the lineaments (representing structural discontinuities), the second one considered only the lithological variations and the third model considered lithological variations and structural discontinuities. The achieved conclusions of the work are that the variation in the stress fields in the E-W Dextral Transcurrent Neotectonic Event occurs inside the NW-SE field (SH_{MAX}), with influence of ENE discontinuities in the reorientation of SH_{MAX} to WNW and influence of NNW and N-S discontinuities in the rotation of SH_{MAX} to NNW. Besides that, the reorientation of SH_{MAX} occurs also associated with rheologic contrast between different lithologies. The rupture occurs preferably in more fragile lithologies and the extremities of lineaments.

Key-Words: Paleostress; Numerical Modeling; Volta Redonda Basin

Lista de Quadros

Quadro 5.1: Valores adotados para as propriedades utilizadas para a representação do arcabouço geológico no modelo mecânico numérico (a partir de compilação feita por Moraes, 2016). **40**

Quadro 5.2: Valores adotados para as propriedades utilizadas para a representação do das descontinuidades estruturais no modelo mecânico numérico (a partir de Pariseau, 2011). **41**

Quadro 6.1: Dados de paleotensões referentes ao evento de Transcorrência Dextral (E-W), auferidos a partir de pares falha/estria de afloramentos ou conjunto de afloramentos na região de estudo (com base nos dados obtidos por Sanson, 2006 e Negrão, 2014). **43**

Lista de Figuras

Figura 3.1: Representação do cubo infinitesimal a partir de um estado de esforços (elipsoide de tensão) e representação matricial correspondente. A) Cubo infinitesimal orientado de modo a um dos seus eixos serem verticais e dois horizontais. B) Cubo infinitesimal orientado de modo que a tensão normal seja correspondente aos eixos principais do elipsoide de deformação. Adaptado de Fossen (2010). **4**

Figura 3.2: Modelo de Anderson para regimes de esforços tectônicos. São apresentados estereogramas relacionados a cada regime de esforços, mostrando os campos de compressão (P) e tração (T). σ_1 : eixo de maior encurtamento; σ_2 : eixo de encurtamento intermediário; σ_3 : eixo de menor encurtamento. Fonte: Fossen (2010). **6**

Figura 3.3: Modelo de fraturas de Riedel para uma situação de transcorrência dextral E-W, com a representação das fraturas R (fratura de cisalhamento sintética), R' (fratura de cisalhamento antitética), T (fraturas distensivas) e P (fratura sintética secundária), e seus respectivos ângulos com a fratura de cisalhamento principal Y. σ_1 : tensão de máximo encurtamento; σ_3 : tensão de menor encurtamento. Adaptado de Venâncio (2017). **7**

Figura 3.4: A) Envoltória de Mohr-Coulomb sendo tocada por círculos de Mohr, em diversos estados críticos. B) Mecanismos de ruptura de Mohr-Coulomb em estados estável, crítico e instável. σ_s : tensão cisalhante; σ_n : tensão normal; C: coesão; ϕ : ângulo de atrito interno. Fonte: Fossen (2010). **8**

Figura 3.5: Círculo de Mohr mostrando o mecanismo de ruptura de Mohr-Coulomb e o modo do cálculo de RFS. Legenda: rf = RFS; a = esforço de cisalhamento atuante; a+b = esforço de cisalhamento na ruptura; σ_c = tensão cisalhante; σ_N = tensão normal; σ_1 = tensão de máximo encurtamento; σ_2 = tensão de encurtamento intermediário; σ_3 = tensão de menor encurtamento; σ^M = tensão normal atuante. Fonte: Brêda (2019), a partir de Moraes (2016). **9**

Figura 3.6: Modelo elástico-plástico de Prandtl, disponível em Fossen (2010), representado por um peso sendo puxado por uma mola: no início da aplicação do esforço só a mola se deforma, pois o peso se mantém estático pela força de atrito; se o esforço cessa volta-se para o estado inicial sem deformação. A partir de um valor de esforço o peso passa a mover-se também, mudando para o estado plástico de deformação (deformação permanente). Legenda: F = força aplicada; σ = tensão; e = deformação. **10**

Figura 3.7: Deformação resultante a partir da aplicação de uma tensão (F/A). Fonte: Fossen (2010). Percebe-se que à medida que a tensão é aplicada o material se deforma, passando do comprimento l_0 para o comprimento l; essa deformação ocorre segundo a Lei de Hooke. A figura ainda mostra que à medida que ocorre aumento do comprimento do material (deformação linear paralela à aplicação da tensão), ocorre diminuição da área perpendicular, passando de A para A_1 e posteriormente para A_2 ; essa deformação ocorre segundo a Razão de Poisson. **10**

Figura 3.8: Exemplo de meio contínuo 2D discretizado em uma malha de elementos finitos. Em cinza, um elemento finito; u1 e u2 representam componentes do esforço aplicado em um ponto do meio contínuo. Fonte: Moraes (1995). **12**

Figura 4.1: Localização da área de estudo, com as principais cidades e rodovias. Obtido e editado a partir do Google Earth e Google Maps. **13**

Figura 4.2: Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira (Heilbron et al., 2004) - a área de estudo está destacada no polígono em vermelho. Legenda (domínios relativos à Faixa Ribeira e unidades geológicas mais recentes): 1- riftes cenozoicos; 2- rochas intrusivas alcalinas do Cretáceo e Paleógeno; 8- Domínio Andrelândia; 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental; 12- granitoides do Arco Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio. Na área de estudo também ocorrem unidades geológicas relacionadas ao Terreno Embu (15). A seção A-B é apresentada na Figura 4.4. **14**

Figura 4.3: Mapa geológico simplificado da região onde está localizada a Bacia de Volta Redonda, incluindo também parte da Bacia de Resende. Fonte: a partir de Bizzi et al. (2003) e Negrão (2014). **15**

Figura 4.4: Seção estrutural regional esquemática mostrando os principais compartimentos tectônicos da região (Heilbron, et al., 2004), de noroeste para sudeste (ver a localização da seção na Figura 4.2). Legenda: 1-Complexo Mantiqueira; 2,3 e 5- Megassequência Andrelândia; 4-Complexo Juiz de Fora; 6-Complexo Quirino; 7-Complexo Paraíba do Sul; 8-Complexo Rio Negro; 9-Granitos tardi-colisionais; 10-Complexo Costeiro. **20**

Figura 4.5: Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), segundo Riccomini et al. (2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas paleozoicas da Bacia do Paraná; 3) Formação Serra Geral da Bacia do Paraná; 4) magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico; 5) bacias cenozoicas do RCSB (as bacias identificadas com os números 4, 5, 6 e 7 são, respectivamente: Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo, inseridas no Segmento Central do RCSB); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas no Mesozoico-Cenozoico. **22**

Figura 4.6: Evolução do Segmento Central do RCSB de acordo com Riccomini (1989): A) evento gerador; B, C e D) eventos deformadores. 1) Falhas normais; 2) falhas transcorrentes sinistrais; 3) falhas transcorrentes dextrais; 4) falhas reversas; 5) falhas com movimentação não caracterizada. Fonte: Riccomini et al. (2004). **23**

Figura 4.7: O Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, como definido por Zalán & Oliveira (2005). Legenda: A) Rifte do Paraíba do Sul; B) Rifte Litorâneo; C) Rifte do Ribeira; D) Rifte Marítimo. **24**

Figura 4.8: A Zona de Transtensão de Volta Redonda, segundo Valeriano & Heilbron (1993), modificado por Sanson (2006), com foco na região das bacias de Resende e Volta Redonda. Evidencia-se o deslocamento de contatos e estruturas de direção NE-SW por estruturas de direção NW-SE. **26**

Figura 4.9: Proposta de zona de transferência na região das bacias de Resende e Volta Redonda, segundo Sanson (2006). A) Modelo de zona de transferência do tipo conjugada, convergente e com sobreposição, segundo Morley et al. (1990). B) Interpretação da zona de transferência na região de estudo (Sanson, 2006). **27**

Figura 4.10: Mapa da Bacia de Volta Redonda sobre modelo de relevo sombreado, evidenciando a compartimentação da bacia e os diferentes depocentros (Negrão, 2014). **29**

Figura 4.11: Coluna litoestratigráfica da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014), evidenciando as formações Ribeirão dos Quatis, Resende, Basanito Casa de Pedra e Pinheiral; além das fases tectônicas identificadas: E1, TS, TD e E2. **30**

Figura 4.12: Modelo proposto por Negrão (2014) para explicar a configuração e evolução da Bacia de Volta Redonda, em seção. A) Configuração da bacia no estágio Rifte; B) configuração atual da bacia, após os eventos deformadores e reativação de antigas falhas. **31**

Figura 5.1: Exemplo da aplicação do Método dos Diedros Retos (Angelier, 1994 modificado por Ferrari, 2001). a) Plano de falha (F), estria (s), plano auxiliar ortogonal ao plano e a estria (A), e vetor normal a F (n). b) Projeção estereográfica dos planos F e A - as áreas em cinza escuro indicam compressão. c) Superposição de duas projeções estereográficas - as áreas superpostas que permanecem em cinza escuro são 100% compressivas, enquanto as áreas em cinza claro são 100% distensivas. **33**

Figura 5.2: Exemplo de resultado obtido a partir do programa WinTensor, com estereograma mostrando os planos de falha e as estrias correspondentes, além das tensões indicadas. Legenda: : sigma 1; : sigma 2; : sigma 3; : SH_{máx}; : SH_{min}; **R**: Razão de esforços (com sigma 2 vertical: Direcional Distensivo $1.0 > R > 0.75$; Direcional Puro $0.75 > R > 0.25$; Direcional Compressivo $0.25 > R > 0$); **F5**: Função composta de minimização (valor máximo aceitável 20); Slip deviation alpha: desvio entre a orientação da estria teórica e a observada (valor máximo aceitável 30°). **34**

Figura 5.3: Distribuição, sobre modelo sombreado de relevo, dos afloramentos com dados estruturais considerados no presente estudo (com base em Sanson, 2006 e Negrão, 2014), lineamentos (com base em Brêda, 2019) e unidades cenozoicas (com base em Negrão, 2014). **35**

Figura 5.4: Confeção dos modelos numéricos no Sistema TECTOS, após a confecção da malha de elementos finitos. Sobrepostos estão os sedimentos cenozoicos (em verde, sedimentos paleogênicos; em amarelo, sedimentos quaternários). A) Modelo local, considerando apenas lineamentos; B) modelo regional, considerando apenas as unidades geológicas; C) modelo regional, considerando unidades geológicas e lineamentos. **37**

Figura 5.5: Histograma referente à frequência de lineamentos por comprimento. Nota-se uma mudança no padrão de distribuição em torno de 9.000 m. Esse limite foi considerado para a construção do modelo 3 (ver explicação no texto). **38**

Figura 5.6: Exemplo de malha de elementos finitos gerada no Sistema Tectos, apresentando também o sentido dos esforços aplicados para a simulação da transcorrência dextral E-W, além das indicações de pontos de restrição do movimento e de inclusão de informações das propriedades litológicas inseridas. Legenda: : aplicação da tensão; : ponto fixado; : indicação de aplicação de propriedades geomecânicas; : malha de elementos finitos; : contato litológico. **39**

Figura 6.1: Dados de SH_{MAX} espacializados sobre mapa geológico da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014), em base de relevo sombreado. **44**

Figura 6.2: Dados de SH_{MAX} espacializados sobre mapa de lineamentos (base: mapa geológico da Bacia de Volta Redonda sobre hillshade - Negrão, 2014). **46**

Figura 6.3: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 0 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. O mapa geológico da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014) é apresentado para que melhor se localize a área de estudo no modelo. **47**

Figura 6.4: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 2 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **48**

Figura 6.5: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 10 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Notar valores mais altos de RFS, indicativos de ruptura, principalmente ao longo dos lineamentos ENE. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **48**

Figura 6.6: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **49**

Figura 6.7: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 10 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do

SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados. **51**

Figura 6.8: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 0 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. **52**

Figura 6.9: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 4 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **53**

Figura 6.10: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 12 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **53**

Figura 6.11: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **54**

Figura 6.12: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 14 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados. **55**

Figura 6.13: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 0 MPa. A escala RFS é

apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. **57**

Figura 6.14: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 2 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **57**

Figura 6.15: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 12 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **58**

Figura 6.16: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. **58**

Figura 6.17: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 14 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados. **60**

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
<i>Abstract</i>	vi
Lista de Tabelas	vii
Lista de Figuras	viii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	3
3 REVISÃO CONCEITUAL	4
3.1 Tensões e Deformação	4
3.2 Critério de Ruptura de Mohr-Coulomb	7
3.3 Parâmetros Geomecânicos no Modelo Elastoplástico	9
3.4 Mecânica do Contínuo e Modelagem Numérica	11
4 ÁREA DE ESTUDO	13
4.1 Localização e acessos	13
4.2 Geologia Regional	14
4.2.1 EMBASAMENTO	14
4.2.2 BACIA DE VOLTA REDONDA	21
4.2.2.1 O <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)	21
4.2.2.2 Evolução tectonossedimentar da Bacia de Volta Redonda	27
5 MATERIAIS E MÉTODOS	32
5.1 Revisão Bibliográfica	32
5.2 Análise de paleotensões a partir de dados de falha e estria	32
5.3 Modelagem numérica	36
6 RESULTADOS	42
6.1 Base de dados de paleotensões referentes ao evento de Transcorrência Dextral (E-W)	42
6.2 Espacialização dos dados de SH_{MAX}	43
6.3 Modelagem das tensões	47
7 CONCLUSÕES	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
APÊNDICE A – Planilha de dados estruturais – Evento TD-EW – Bacia de Volta Redonda	67

1. INTRODUÇÃO

Deformações em materiais ocorrem a partir da aplicação de tensões, sendo o tipo de deformação resultado da direção e da magnitude da tensão aplicada, assim como das características do material. Como exemplo, tem-se o modelo de Anderson (1951 – *apud* Fossen, 2010), que estabelece diferentes tipos de falha (normal, transcorrente ou reversa) a partir de diferentes modos de organização das tensões envolvidas na crosta terrestre (σ_1 – sigma1, σ_2 – sigma2 e σ_3 – sigma 3).

O conhecimento do estado de tensões durante um intervalo de tempo é essencial para o bom entendimento de como ocorreu a deformação em uma região, porém a determinação do campo de esforços em um evento tectônico não é algo trivial. Segundo Fossen (2010), apesar de terem origem em uma escala de tectônica de placas, os esforços tectônicos podem ser influenciados localmente por fatores como arqueamento de camadas, interferência de falhas, entre outros, variando, por exemplo, quanto a sua orientação.

No contexto da região do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), tem sido reconhecida uma série de eventos deformadores neotectônicos (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004): Transcorrência Sinistral E-W (Neógeno), Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno), Distensão NW-SE (Holoceno) e Compressão E-W (atual). Tem grande destaque o evento de Transcorrência Dextral E-W (TD-EW, com esforços de compressão NW-SE e distensão NE-SW), que é amplamente registrado ao longo da margem Sudeste do Brasil (Brêda, 2019).

Na região da Bacia de Volta Redonda, inserida no Segmento Central do RCSB, Negrão (2014) reconheceu uma variação na orientação do campo de esforços em cada evento tectônico identificado. Essa bacia encontra-se intensamente compartimentada em diferentes depocentros, em uma região com expressivos lineamentos de direções predominantes ENE e NW/NNW. Depósitos cenozoicos deformados são bem descritos nessa região, em especial pelo evento TD-EW (Riccomini *et al.*, 2004; Sanson, 2006; Negrão, 2014). Dessa forma, a região da Bacia de Volta Redonda e embasamento adjacente apresenta grande potencial para análise de controles da variação de campos de paleotensão.

Pelas características da área de estudo, pode-se buscar a compreensão de como as diferentes direções de arranjos estruturais (representados pelos lineamentos) e os contrastes litológicos influenciam na variação da orientação do campo de esforços. Se

forem também consideradas as variações litológicas do embasamento, as diferenças nas propriedades geomecânicas das rochas agregam outro fator na interpretação. O comportamento do campo de esforços pode, então, ser avaliado frente às heterogeneidades mencionadas, a partir do estabelecimento de um esforço regional.

O uso da modelagem numérica constitui uma abordagem inovadora para esse tipo de estudo, nessa escala e com a quantidade de parâmetros envolvidos. Esse método é considerado útil nesse tipo de trabalho por ser bastante versátil para diferentes escalas e organizações geológicas (Moraes, 2016). Apesar do caráter qualitativo dos modelos numéricos, estes podem contribuir ao evidenciar numericamente e fisicamente fatores que influenciam na orientação de campos de esforços, o que teoricamente pode ser extrapolado para outras áreas. Todo modelo é uma aproximação da realidade e seu objetivo é apresentar padrões de funcionamento do meio físico. Os resultados dos modelos numéricos podem ser comparados com os dados obtidos em campo, validá-los e/ou buscar explicações para o observado.

Brêda (2019) analisa o campo de paleotensão referente ao evento TD-EW para toda a margem leste do Sudeste do Brasil, estudando como a reativação de estruturas pretéritas influencia na reorientação dos esforços, além de propor modelos numéricos hipotéticos para a deformação a partir da aplicação de esforços em áreas com diferentes padrões estruturais. O presente estudo tem um caráter complementar ao trabalho de Brêda (2019), com outra escala de análise e em uma área menor, porém incluindo outro fator para a investigação, a variação e o contraste litológico.

2. OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo avaliar, através de modelagem numérica, a reativação de estruturas pretéritas e a influência dessas estruturas e das variações litológicas do embasamento na razão de ruptura das rochas, considerando o evento tectônico de transcorrência dextral E-W (TD-EW, Pleistoceno-Holoceno) na região da Bacia de Volta Redonda e embasamento adjacente. Pretende-se também a avaliação da reorientação dos esforços tectônicos relacionados ao evento TD-EW em função das variações litoestruturais.

3. REVISÃO CONCEITUAL

3.1. Tensões e Deformação

O estado de tensões em um determinado ponto pode ser representado através de um elipsoide de esforços (Figura 3.1), onde os seus três eixos representam a direção e a magnitude das tensões principais (tensões normais a um plano, sem componente cisalhante). Dessa forma, o eixo maior representa a direção de tensão máxima/esforço de maior encurtamento (σ_1), o eixo menor é a direção de tensão mínima/esforço de menor encurtamento (σ_3), e o eixo de dimensão intermediária representa a direção de tensão intermediária/encurtamento intermediário (σ_2).

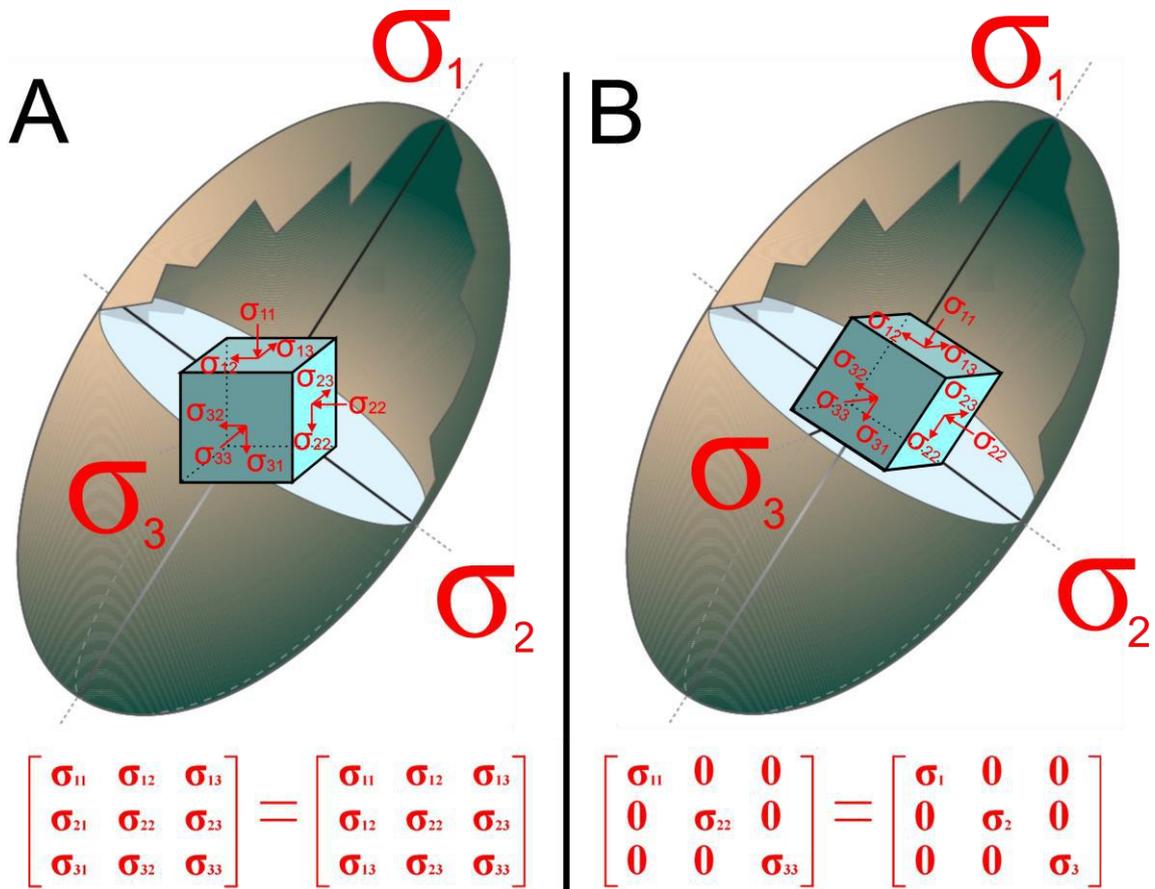


Figura 3.1: Representação do cubo infinitesimal a partir de um estado de esforços (elipsoide de tensão) e representação matricial correspondente. A) Cubo infinitesimal orientado de modo a um dos seus eixos serem verticais e dois horizontais. B) Cubo infinitesimal orientado de modo que a tensão normal seja correspondente aos eixos principais do elipsoide de deformação. Adaptado de Fossen (2010).

A forma mais completa de caracterizar as tensões em um ponto é a partir da concepção de um cubo infinitesimal onde agem nove componentes (três componentes de tensões normais e seis de tensões cisalhantes) - Figura 3.1, definindo um tensor de segunda ordem (Moraes, 2016). Em um material em equilíbrio, as seis tensões cisalhantes são opostas duas a duas e podem se cancelar. Finalmente, se o cubo for orientado de modo que suas faces sejam paralelas aos eixos principais do elipsoide de deformação, as componentes normais coincidem com σ_1 , σ_2 e σ_3 (eixos de tensões principais).

Os esforços na litosfera podem ser decompostos em isotrópicos e desviadores (Fossen, 2010), segundo a equação 1:

Equação 1:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sigma_{11}-\sigma_m & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22}-\sigma_m & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33}-\sigma_m \end{bmatrix}$$

em que o tensor de esforço total é igual ao tensor de esforço médio (componente isotrópico) somado ao tensor de esforço desviador (componente anisotrópico) - Fossen (2010).

O esforço isotrópico é dado pela média das três tensões normais (σ_{11} , σ_{22} e σ_{33}) e representa a pressão litostática (igual em todas as direções). O esforço desviador representa o componente anisotrópico da tensão e geralmente é significativamente menor que o esforço médio, no entanto normalmente é ele que causa deformação por cisalhamento nos corpos. Eles geram desvios nos seus estados de referência, e consequente deformação, e normalmente são causados por esforços tectônicos. Os esforços tectônicos são causados por movimentos de placas tectônicas em larga escala, porém localmente podem ser influenciados por outros fatores, como arqueamento de camadas ou interferência de falhas (Fossen, 2010), fazendo com que haja maior variação.

Uma classificação tradicional para os regimes de esforços tectônicos foi proposta por Anderson (1951 *apud* Fossen, 2010) relacionando com o estado de tensões: se o esforço vertical for σ_1 , há regime de falhas normal; se o esforço vertical for σ_2 , há regime transcorrente; e, se o esforço vertical for σ_3 , há regime de falha de cavalgamento (Figura 3.2). O modelo de Anderson é mais adequado para deformações coaxiais e em material isotrópico, sendo uma simplificação que se mostra útil para os

estudos em geral. Observa-se na natureza, porém, que os esforços principais não se apresentam necessariamente nos eixos vertical ou horizontais, embora seja assumida essa premissa mesmo em porções mais rasas da crosta (Anderson, 1905).

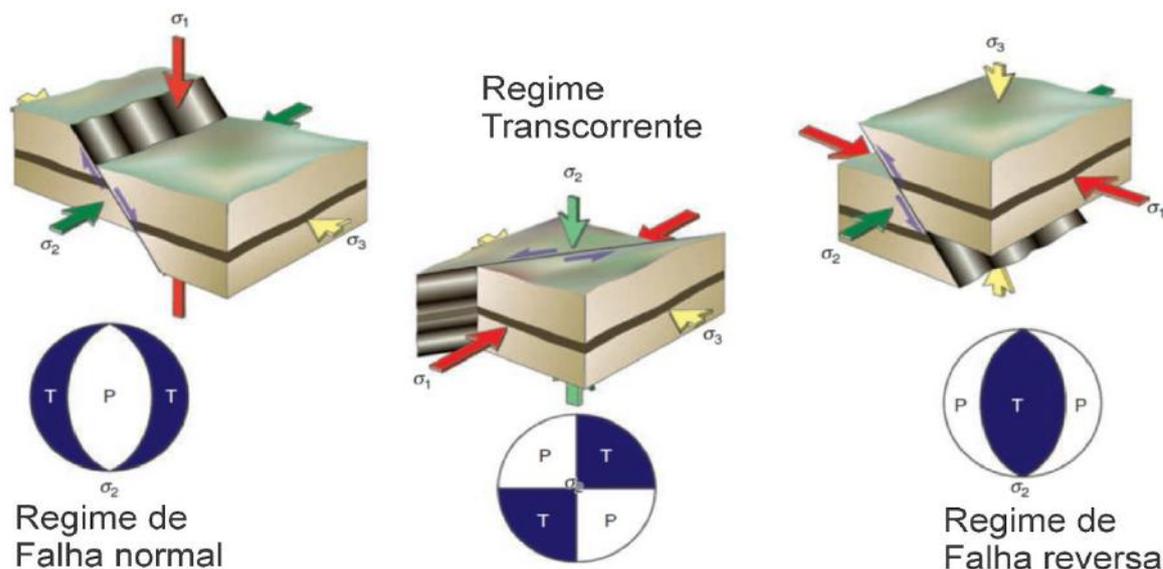


Figura 3.2: Modelo de Anderson para regimes de esforços tectônicos. São apresentados estereogramas relacionados a cada regime de esforços, mostrando os campos de compressão (P) e tração (T). σ_1 : eixo de maior encurtamento; σ_2 : eixo de encurtamento intermediário; σ_3 : eixo de menor encurtamento. Fonte: Fossen (2010).

Um modelo para a formação de fraturas em regime transcorrente foi proposto por Riedel, como mostra a Figura 3.3, na situação de cisalhamento simples. A fratura principal de cisalhamento, com componente transcorrente, é indicada pela letra Y; fraturas de cisalhamento sintéticas recebem as denominações R e P; as fraturas antitéticas são denominadas R'; as fraturas extensionais (T) são perpendiculares a σ_3 ; podem ocorrer ainda dobras ou falhas reversas perpendiculares a σ_1 (Woodcock & Schubert, 1994). Em um regime rúptil, alguma fratura que surja com um ângulo diferente com as tensões das fraturas já apresentadas tenderá a apresentar movimentação oblíqua, entre as duas fraturas adjacentes.

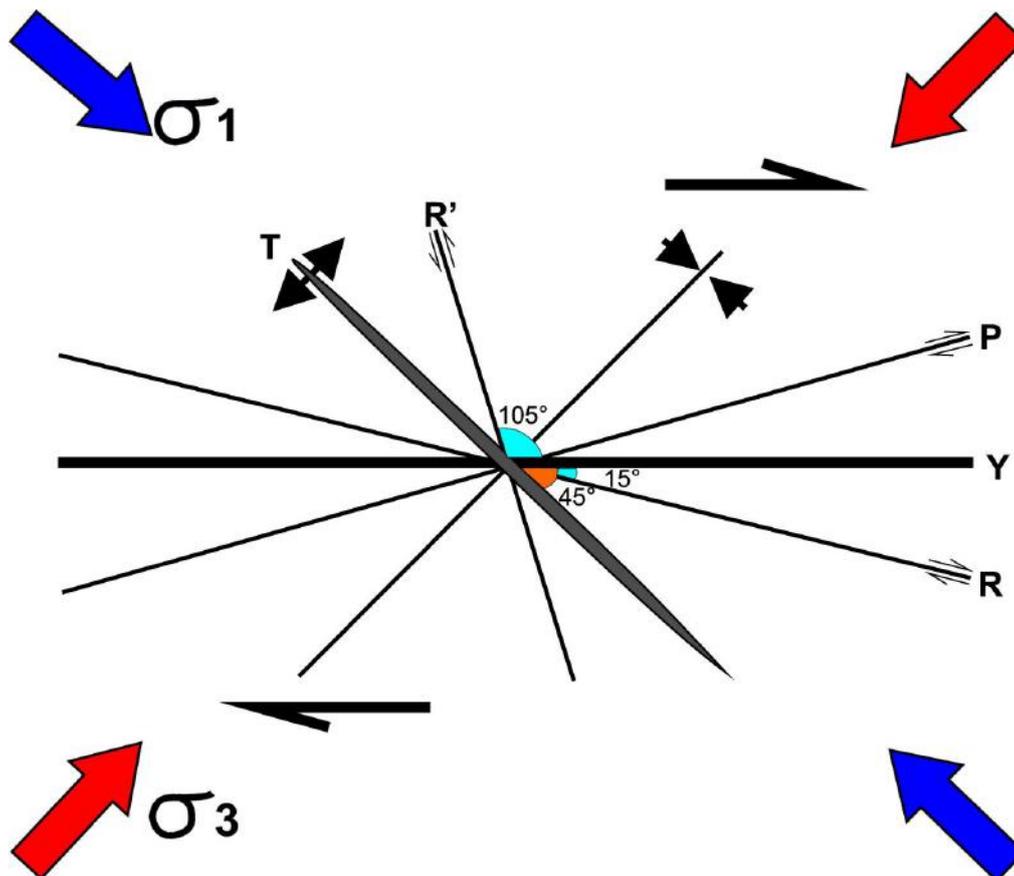


Figura 3.3: Modelo de fraturas de Riedel para uma situação de transcorrência dextral E-W, com a representação das fraturas R (fratura de cisalhamento sintética), R' (fratura de cisalhamento antitética), T (fraturas distensivas) e P (fratura sintética secundária), e seus respectivos ângulos com a fratura de cisalhamento principal Y. σ_1 : tensão de máximo encurtamento; σ_3 : tensão de menor encurtamento. Adaptado de Venâncio (2017).

3.2. Critério de Ruptura de Mohr-Coulomb

De maneira geral, a ruptura ou falhamento de um material ocorre em resposta à relação entre o esforço diferencial (diferença entre σ_1 e σ_3) e o esforço isotrópico (Fossen, 2010). O esforço diferencial deve superar a resistência da rocha, que é função da sua reologia e de fatores externos como a temperatura e a pressão confinante.

O mecanismo de ruptura de um material é determinado pela relação entre os esforços cisalhantes (σ_s) e normais (σ_n) através da equação 2:

$$\text{Equação 2: } \sigma_s = C + \sigma_n \cdot \text{tg}\varphi$$

Para planos de fratura, quanto maior o esforço normal, maior será o esforço cisalhante necessário para o rompimento. Além disso, o ponto de rompimento de uma rocha também é influenciado por sua coesão (C) e pela tangente do ângulo de fricção interna da rocha (φ). Os valores de φ e C são determinados a partir de ensaios geomecânicos laboratoriais (Fossen, 2010).

O critério de ruptura pode também ser bem descrito a partir de uma reta no Diagrama de Mohr, sendo o valor C o coeficiente linear e $\text{tg}\phi$ o coeficiente angular (Figura 3.4). Dessa forma, ocorre ruptura no material quando o círculo de Mohr (representando a relação entre σ_1 e σ_3) encosta na reta (chamada de envoltória de Mohr-Coulomb). O rompimento ocorre, portanto, a partir de uma diferença entre os esforços principais σ_1 e σ_3 . Para regimes rúpteis, a envoltória de Mohr-Coulomb é uma boa aproximação do que acontece na natureza, porém para regimes dúcteis ou grande aumento do esforço diferencial a envoltória passa a ser mais bem modelada por uma curva (Fossen, 2010).

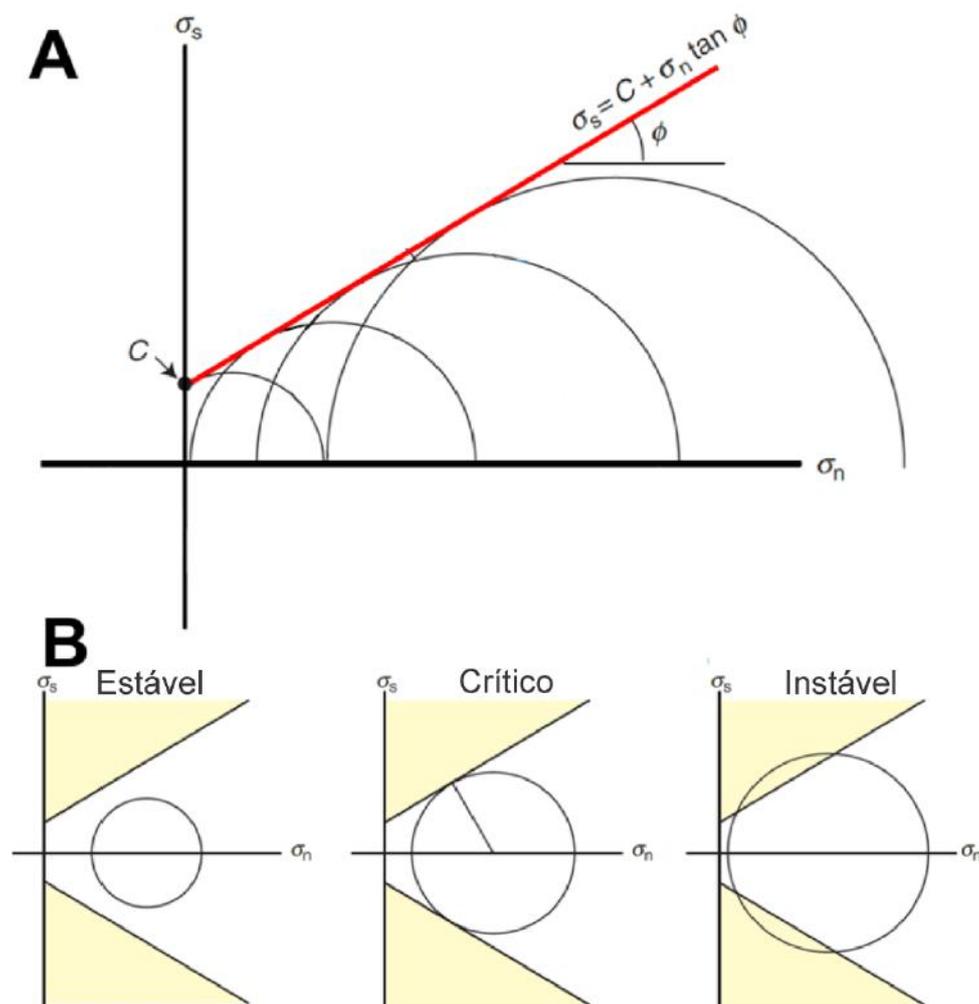


Figura 3.4: A) Envoltória de Mohr-Coulomb sendo tocada por círculos de Mohr em diversos estados críticos. B) Mecanismos de ruptura de Mohr-Coulomb em estados estável, crítico e instável. σ_s : tensão cisalhante; σ_n : tensão normal; C : coesão; ϕ : ângulo de atrito interno. Fonte: Fossen (2010).

Segundo Moraes (2004), uma maneira de medir a proximidade em que os materiais estão da ruptura é pela Razão de Falhamento por Esforço (*Ratio of Failure by Stress - RFS*). Esse parâmetro é calculado levando em consideração o valor do esforço de cisalhamento atuante e o valor do esforço de cisalhamento necessário para o rompimento do material, como mostra a Equação 3, também mostrada na Figura 3.5, tomando como referência um valor de esforço normal. Dessa forma, a razão varia de 0 até 1 e quanto maior o valor mais próximo o material está da ruptura.

$$\text{Equação 3: } RFS = \frac{a}{a+b}$$

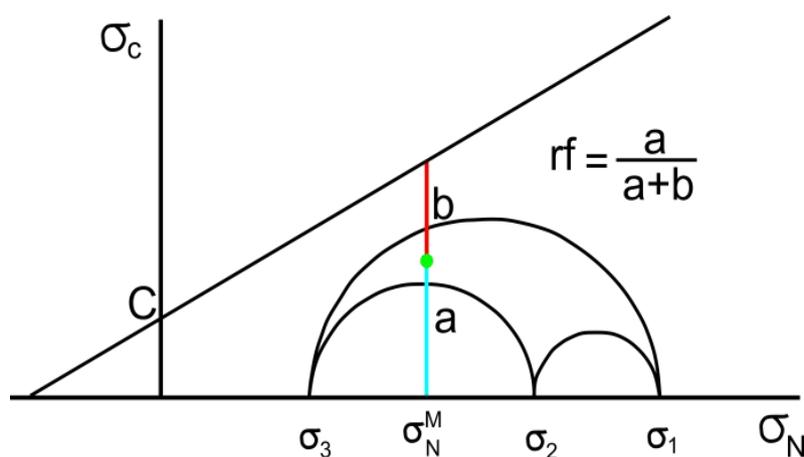


Figura 3.5: Círculo de Mohr mostrando o mecanismo de ruptura de Mohr-Coulomb e o modo do cálculo de RFS. Legenda: rf = RFS; a = esforço de cisalhamento atuante; a+b = esforço de cisalhamento na ruptura; σ_c = tensão cisalhante; σ_N = tensão normal; σ_1 = tensão de máximo encurtamento; σ_2 = tensão de encurtamento intermediário; σ_3 = tensão de menor encurtamento; σ^M = tensão normal atuante. Fonte: Brêda (2019), a partir de Moraes (2016).

3.3. Parâmetros Geomecânicos no Modelo Elastoplástico

O modelo elastoplástico (ou elástico-plástico) é um modelo combinado dos comportamentos elástico e plástico, se aproximando das condições atuantes na crosta terrestre e que ajuda a descrever o comportamento de materiais geológicos quando submetidos a diferentes condições reológicas, de temperatura e pressão (Figura 3.6). Segundo tal modelo, uma rocha se comporta de maneira elástica (resistindo à mudança no volume quando aplicada uma tensão e recuperando o volume quando cessa o esforço) até certo ponto de tensão, em que começa a deformação plástica (deformação permanente, com a taxa de deformação variando de acordo com a tensão aplicada) - Fossen (2010).

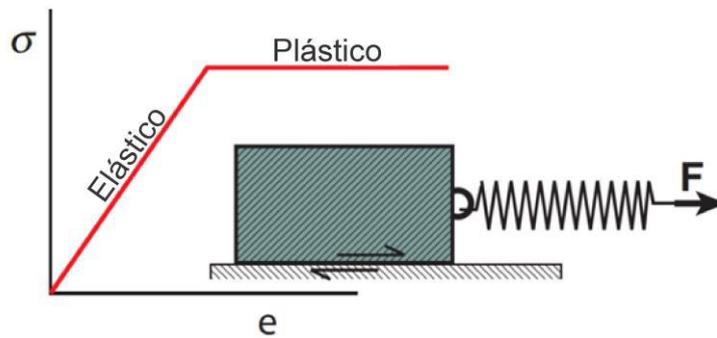


Figura 3.6: Modelo elástico-plástico de Prandtl, disponível em Fossen (2010), representado por uma massa sendo puxado por uma mola: no início da aplicação do esforço só a mola se deforma, pois o peso se mantém estático pela força de atrito; se o esforço cessa volta-se para o estado inicial sem deformação. A partir de um valor de esforço o peso passa a mover-se também, mudando para o estado plástico de deformação (deformação permanente). Legenda: F = força aplicada; σ = tensão; e = deformação.

Caracterizando o comportamento elástico, a Lei de Hooke relaciona a tensão (σ) com a deformação (e) a partir do Módulo de Young (E) segundo a equação $\sigma = Ee$. O Módulo de Young pode ser entendido como o quanto de tensão é necessário para que ocorra uma quantidade de deformação ($E = \sigma/e$). Na deformação elástica, outro parâmetro importante é a Razão de Poisson (ν), que relaciona a deformação normal (e_z) com a perpendicular (e_x) ao esforço de máximo encurtamento aplicado segundo a equação $\nu = -e_x/e_z$. Esses parâmetros são exemplificados na Figura 3.7.

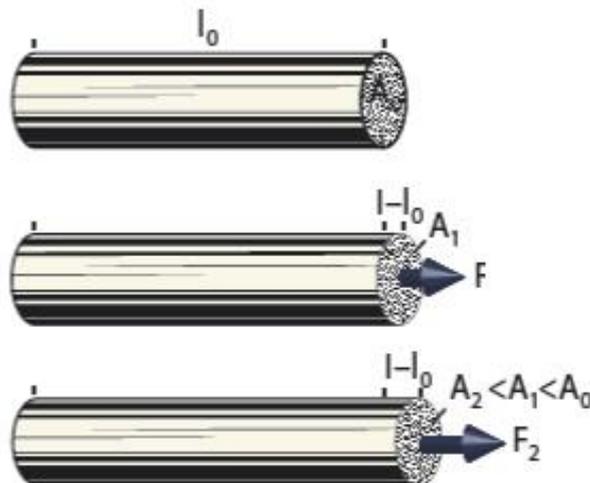


Figura 3.7: Deformação resultante a partir da aplicação de uma tensão (F/A). Fonte: Fossen (2010). Percebe-se que à medida que a tensão é aplicada o material se deforma, passando do comprimento l_0 para o comprimento l ; essa deformação ocorre segundo a Lei de Hooke. A figura ainda mostra que à medida que ocorre aumento do comprimento do material (deformação linear paralela à aplicação da tensão), ocorre diminuição da área perpendicular, passando de A para A_1 e posteriormente para A_2 ; essa deformação ocorre segundo a Razão de Poisson.

A mudança do comportamento elástico para o plástico tem relação com a coesão (C) e o ângulo de atrito interno (ϕ), anteriormente explicados. O comportamento plástico, após ocorrer ruptura (nos materiais em regime rúptil), tem uma descrição mais complicada, por estar relacionado a deformações em microescala, porém pode ser caracterizado por diferentes equações ou leis de fluxo. São levados em consideração, por exemplo, parâmetros como viscosidade, temperatura e constante dos gases (Fossen, 2010).

3.4. Mecânica do contínuo e modelagem numérica

Segundo Moraes (2016) a mecânica do contínuo pode ser entendida como a aplicação da mecânica clássica para o estudo dos corpos contínuos espacialmente. Um meio contínuo, então, é descrito como sendo constituído de um agregado de partículas materiais com o menor tamanho na subdivisão do meio (unidades elementares), podendo ser entendidas como pontos em um sistema de coordenadas qualquer. Essas partículas infinitesimais conteriam, cada uma, suas grandezas físicas correspondentes, e a variação desses parâmetros ocorre de modo espacial e temporal contínua e gradativamente de um ponto a outro. De modo oposto, um meio descontínuo não apresenta necessariamente continuidade nas suas propriedades físicas analisadas. O estado de tensões também varia continuamente entre as partículas elementares e pode ser caracterizado em cada ponto por um tensor de segunda ordem (nove tensões, sendo três normais e seis cisalhantes) ou com o auxílio do cubo infinitesimal, como já mostrado na Figura 3.1.

A escala que define um meio contínuo pode mudar de um meio para outro, porém deve ser sempre menos detalhada que a escala atômica e mais detalhada que a dimensão espacial em que um meio passe a encerrar maior complexidade estrutural. Desse modo, a unidade básica do contínuo depende do sistema utilizado e pode ser aplicada em meios geológicos desde a escala de lâmina até a regional.

Means (1976 *apud* Moraes, 2016) considera que a mecânica do contínuo é uma ferramenta útil para análise de meios geológicos mesmo com suas descontinuidades, impondo-se certas condições específicas ou resolvendo como uma questão de escala (um meio é descontínuo em uma escala pequena porém é contínuo considerando uma escala mais detalhada). Além disso, o estudo dos meios contínuos é considerado mais

simples que a teoria envolvendo descontinuidades nos meios geológicos e mostra-se suficiente.

Com isso, a utilização de modelos baseados na mecânica de meios contínuos é bastante difundida em estudos geológicos (sendo considerada a base da Geologia Estrutural), principalmente analisando distribuição de campos de tensão e deformação e estabelecimento do comportamento reológico (Moraes, 2016). Os modelos podem ser conceituais, físicos ou matemáticos; com o desenvolvimento da tecnologia da computação e de processamento, os modelos matemáticos são cada vez mais usados, e podem ser resolvidos de forma analítica ou numérica.

Os modelos numéricos viabilizam análises determinísticas por meio de modelos físico-matemáticos, a partir de métodos físico-matemáticos. Segundo Moraes (2016), seriam uma “qualificação através de números”. Dentre esses, o método dos elementos finitos (MEF) é um dos mais utilizados em Geologia Estrutural. Nele, o modelo é gerado a partir da resolução de equações diferenciais parciais relativas e formulações constitutivas e de equilíbrio do meio geológico pela aproximação do problema por discretização do meio considerado em uma malha de elementos finitos (Figura 3.8). Um elemento finito é considerado a menor unidade do meio contínuo e é formado pelas suas arestas e seus nós. O MEF permite que as relações dinâmicas sejam estabelecidas para cada um dos nós e posteriormente integradas em toda a estrutura 2D. A formação da malha é feita de acordo com a complexidade do meio, podendo ser refinada em regiões específicas em que se fizer mais necessário. Esse método permite uma análise de meios geológicos complexos, contendo descontinuidades, anisotropias e heterogeneidades.

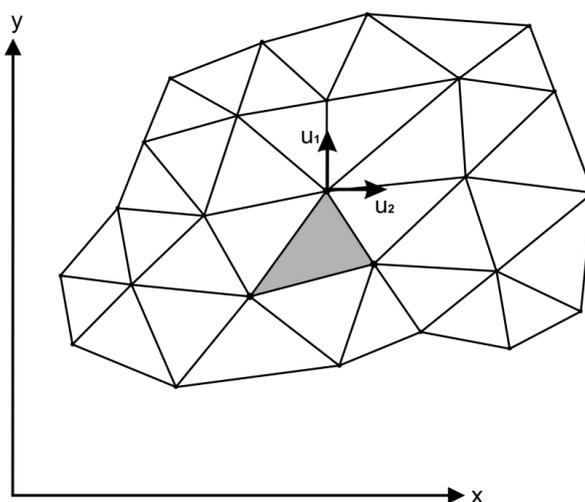


Figura 3.8: Exemplo de meio contínuo 2D discretizado em uma malha de elementos finitos. Em cinza, um elemento finito; u_1 e u_2 representam componentes do esforço aplicado em um ponto do meio contínuo. Fonte: Moraes (1995).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. Localização e acessos

A Bacia de Volta Redonda encontra-se localizada na região oeste do estado do Rio de Janeiro, conhecida como Sul Fluminense, e abrange parte dos municípios de Volta Redonda, Pinheiral, Barra Mansa e Barra do Piraí. A região está inserida no Médio Vale do Paraíba do Sul (Figura 4.1), tendo como grandes feições geomorfológicas próximas a Serra da Mantiqueira, ao norte, e a Serra do Mar, ao sul.

O principal acesso à região onde está a Bacia de Volta Redonda é a Rodovia Presidente Dutra (BR-116, Rio-São Paulo), a uma distância de aproximadamente 130 km da cidade do Rio de Janeiro, a sudeste, e cerca de 320 km da cidade de São Paulo, a sudoeste. A região também pode ser alcançada pelas rodovias BR-393 (Rodovia Lúcio Meira) ou BR-494, além de rodovias estaduais e municipais.

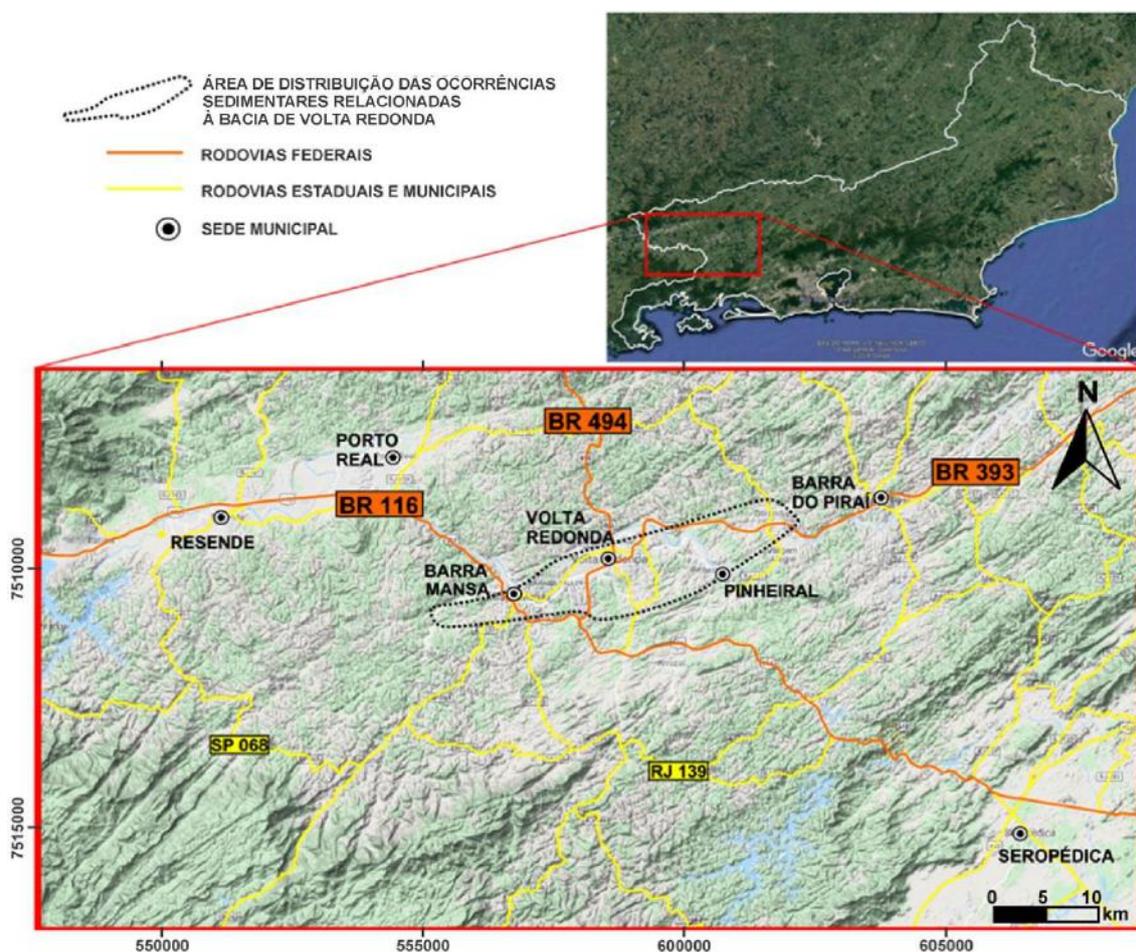


Figura 4.1: Localização da área de estudo, com as principais cidades e rodovias. Obtido e editado a partir do *Google Earth* e *Google Maps*.

4.2. Geologia Regional

4.2.1. EMBASAMENTO

O embasamento da Bacia de Volta Redonda e áreas adjacentes está inserido no contexto do Segmento Central da Faixa Ribeira, integrando, assim, a Província Mantiqueira (Figura 4.2). É composto predominantemente por rochas metamórficas de alto grau (gnaiesses e migmatitos diversos) e plutônicas (granitoides diversos), distribuídas segundo um *trend* estrutural NE-SW a ENE-WSW (Bizzi *et al.*, 2003 - Figura 4.3). O quadro litoestrutural regional é resultante da colisão do Cráton do São Francisco e o Cráton do Congo, no Neoproterozoico e Cambriano (Heilbron *et al.*, 2007).

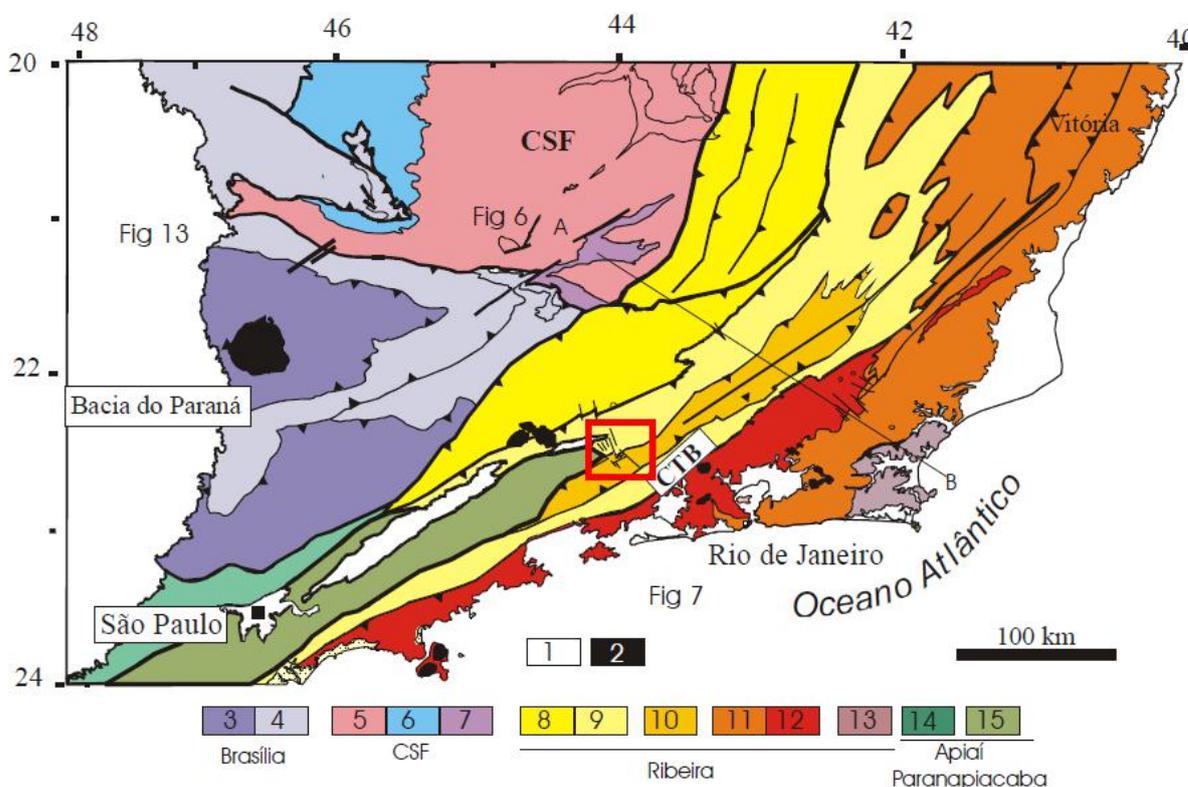


Figura 4.2: Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004) - a área de estudo está destacada no polígono em vermelho. Legenda (domínios relativos à Faixa Ribeira e unidades geológicas mais recentes): 1- riftes cenozoicos; 2- rochas intrusivas alcalinas do Cretáceo e Paleógeno; 8- Domínio Andrelândia; 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental; 12- granitoides do Arco Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio. Na área de estudo também ocorrem unidades geológicas relacionadas ao Terreno Embu (15). A seção A-B é apresentada na Figura 4.4.

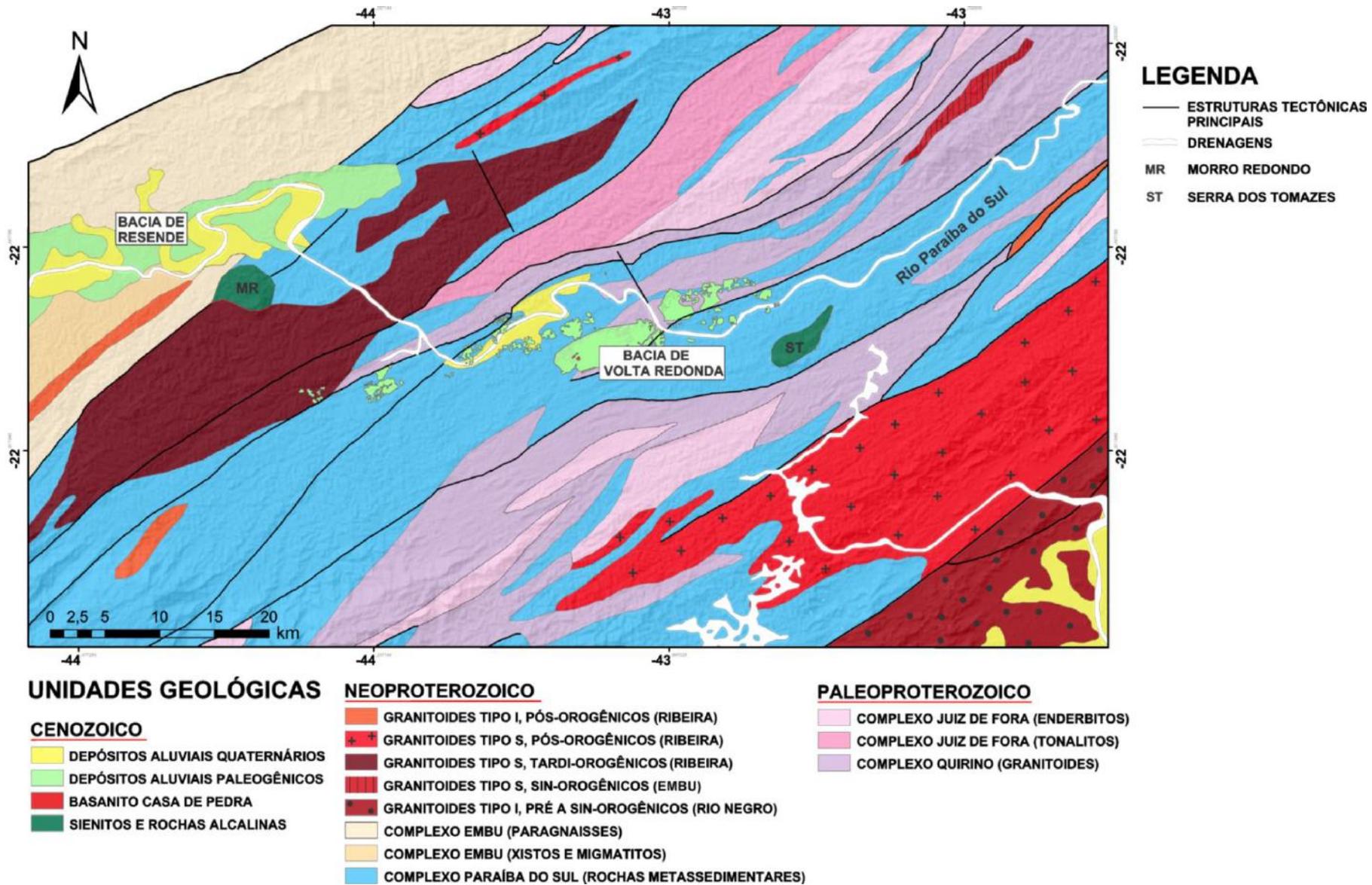


Figura 4.3: Mapa geológico simplificado da região onde está localizada a Bacia de Volta Redonda, incluindo também parte da Bacia de Resende. Fonte: a partir de Bizzi *et al.* (2003) e Negrão (2014).

Foi usado no presente estudo o relatório do mapeamento geológico das folhas Santa Rita do Jacutinga, Volta Redonda e Barra do Pirai (Heilbron *et al.*, 2007, escala de 1:100.000) como base para um resumo descritivo das características do embasamento na região. O relatório apresenta uma compilação de estudos anteriores, além de novos dados obtidos, sendo aqui apresentadas, a seguir, as unidades geológicas aflorantes na região estudada de acordo com esses autores. Deve-se destacar que não há uma correspondência total com o mapa geológico elaborado por Bizzi *et al.* (2003, escala 1:1.000.000), em que algumas unidades não estão registradas, além de os limites das unidades que são comuns aos dois trabalhos não serem sempre exatamente os mesmos.

Unidades geológicas

- Complexo Mantiqueira

Essa unidade, que constitui o embasamento do Domínio Andrelândia, é composta por associações de ortognaisses de composição tonalítica a granítica, podendo apresentar lentes de dioritos e/ou anfibolitos, com idade pré 1,8 Ga. Essa unidade não está presente no mapa da área de estudo elaborado por Bizzi *et al.* (2003 - Figura 4.3), e a sua área de ocorrência, de acordo com Heilbron, *et al.* (2007), está ao norte da Bacia de Resende.

- Complexo Juiz de Fora

Conjunto de rochas associadas ao Domínio Tectônico Juiz de Fora do Terreno Ocidental, composto por ortognaisses migmatíticos e metabasitos na fácies metamórfica granulito, assim como biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos na fácies anfibolito alto, com idade de 2,2 a 1,8 Ga. Predominam os gnaisses tonalíticos, embora a composição possa variar de granítica até gabroica ou ultramáfica. Ocorrem como escamas tectônicas separadas dos metassedimentos neoproterozoicos por zonas de cisalhamento.

- Complexo Quirino

O Complexo Quirino representa a unidade basal da *Klippe* Paraíba do Sul, sendo composto por rochas gnáissicas-migmatíticas tidas como ortoderivadas, incluindo granitoides tonalíticos/granodioríticos a graníticos, podendo apresentar enclaves de rochas máficas, ultramáficas ou calcissilicáticas. Foram formadas em torno de 2,2 Ga (posteriormente retrabalhadas no Evento Brasileiro), de acordo com dados de U/Pb.

- Suíte Campinho

Essa suíte ocorre intercalada com o Complexo Paraíba do Sul e, apesar de não ser comprovado geoquímica e geocronologicamente, apresenta grande semelhança com o Complexo Quirino. Compreende hornblenda-biotita gnaisses, de composição granítica a granodiorítica, podendo apresentar enclaves máficos. Essa unidade não está presente no mapa da área de estudo elaborado por Bizzi *et al.* (2003 - Figura 4.3), e a sua área de ocorrência, de acordo com Heilbron, *et al.* (2007), está a sudoeste da Bacia de Volta Redonda.

- Complexo Taquaral

Essa unidade pode ser dividida em duas suítes: hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos, com composição tonalítica a granítica e rica em enclaves máficos centimétricos; e biotita leucogranitos foliados, de granulação variando de fina a grossa. Os granitos da segunda suíte (553 Ma) aparecem cortando as rochas da primeira (584 Ma). Essa unidade não está presente no mapa da área de estudo elaborado por Bizzi *et al.* (2003 - Figura 4.3), e a sua área de ocorrência, de acordo com Heilbron, *et al.* (2007), está ao sul da Bacia de Resende.

- Complexo Paraíba do Sul

Chamado de Grupo Paraíba do Sul por Heilbron, *et al.* (2007), corresponde à cobertura metassedimentar do Terreno Paraíba do Sul (*Klippe* Paraíba do Sul) e pode ser dividido em três porções, metamorfozadas na fácies anfibolito superior: a porção basal é composta por biotita gnaisses com bandamento composicional e migmatítico (alternância de níveis ricos em biotita e níveis quartzo-feldspáticos), podendo apresentar lentes e *boudins* de rochas calcissilicáticas e sillimanita-muscovita-biotita gnaisse/xisto; a porção intermediária corresponde a granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaisses (são gnaisses pelíticos, rochas micáceas e xistosas), com intercalações lenticulares de rochas calcissilicáticas, mármore, anfibolitos e gonditos; a porção do topo apresenta uma intercalação de granada-biotita gnaisses com xistos e gnaisses pelíticos, os últimos semelhantes à porção anterior, também apresentando intercalações lenticulares de rochas calcissilicáticas, gonditos, mármore, anfibolitos e quartzitos. Dados Sm/Nd indicam idades TDM entre 2.0 e 1.7 Ga (Heilbron, *et al.*, 2007).

- Complexo Embu

O Complexo Embu representa uma associação metassedimentar constituída por sillimanita-muscovita-biotita gnaisses/xistos, apresentando intercalações de lentes de rochas calcissilicáticas, mármore, anfibolitos, e sendo rica em quartzitos. A presença de estauroлита nos metassedimentos indica metamorfismo na fácies anfibolito. As rochas desse complexo estão relacionadas ao Terreno Embu, porém não há consenso quanto à idade dessa unidade geológica.

- Megassequência Andrelândia

A Megassequência Andrelândia, de idade 1,2 a 1,0 Ga, compreende duas associações litológicas metassedimentares: a associação basal é formada por biotita gnaisses com bandamento composicional, intercalados com quartzitos, granada gnaisses, anfibolitos e meta-ultramáficas; a segunda associação é composta por granada-biotita gnaisses e xistos bandados, de protólito pelítico, com intercalações de rochas calcissilicáticas, gnditos, anfibolitos e quartzitos. Essa unidade não está presente no mapa da área de estudo elaborado por Bizzi *et al.* (2003 - Figura 4.3), mas a sua área de ocorrência é ampla, de acordo com Heilbron *et al.* (2007), na porção norte da área.

- Granitoides brasileiros

Na Orogênese Brasileira, do Neoproterozoico-Cambriano, foram formados diversos corpos granitoides, em diversas fases orogênicas: período pré-colisional (790-600 Ma); período sincolisional I (600-560 Ma); período tardicolisional I (560-540 Ma); período sincolisional II (535-520 Ma); e colapso orogênico (520-480 Ma).

Na região analisada no presente estudo, são descritos os seguintes corpos (Heilbron *et al.*, 2007) incluídos no conjunto dos granitoides brasileiros:

- relacionados ao período sincolisional I - Suíte Rio Turvo; Suíte Bananal; Suíte Campo Alegre; Granito Resgate; e Granito Serra do Lagarto;
- relacionados ao período sincolisional II - Granito Fortaleza.

Essas unidades não estão representadas no mapa elaborado por Bizzi *et al.* (2003), distribuindo-se, segundo o mapa de Heilbron *et al.* (2007), em meio aos complexos Paraíba do Sul, Embu e Quirino e também em meio à Megassequência Andrelândia.

O mapa elaborado por Bizzi *et al.* (2003) inclui corpos descritos como: Diorito e Quartzo-Diorito (inseridos no Complexo Embu); e Biotita Granito Porfirítico Foliado (inserido no Complexo Embu).

- Magmatismo Jurássico-Cretáceo

Associado à fragmentação do megacontinente Gondwana, ocorreu intenso magmatismo de caráter toleítico, associado à Província Magmática Paraná-Etendeka, presente desde a Bacia do Paraná até as bacias marginais atlânticas. Na área estudada essa manifestação está registrada na forma de diques máficos, em dois pulsos com idades entre 193 e 135 Ma (Heilbron, *et al.*, 2004). O primeiro pulso gerou diques de direção NW, enquanto o segundo formou diques de orientação NE-NNE.

- Magmatismo Alcalino Neocretáceo-Eopaleogênico

No final do Cretáceo e início do Paleógeno, a região sudeste da Placa Sul-americana sofreu um novo magmatismo, agora de caráter alcalino com diversos maciços alinhados nessa região. Na área de estudo, essa fase de magmatismo é representada pelo Maciço do Morro Redondo e pela Serra dos Tomazes (Figura 4.3), com idades em torno de 70 Ma e rochas como traquitos, fonolitos, sienitos e nefelina-sienitos (Heilbron, *et al.*, 2004)..

Geologia estrutural

A trama estrutural principal da região de estudo, de orientação ENE-WSW, é relacionada a rochas intensamente deformadas e importantes zonas de cisalhamento transcorrentes, tendo sido formada como resultado da Orogenia Ribeira (amalgamação do segmento oeste do Gondwana). Segundo Heilbron *et al.* (2007), durante essa orogenia foram geradas estruturas relacionadas à colisão do Cráton São Francisco com os terrenos Paraíba do Sul, Embu e Oriental (chamada de Deformação Principal, dividida em D1 e D2) e à amalgamação do Terreno Cabo Frio (chamada de Deformação Tardia, dividida em D3 e D4).

A Deformação Principal (600-560 Ma) originou estruturas penetrativas e de baixo ângulo observadas extensivamente em todos os domínios da região, indicando transporte tectônico para o cráton. Em escala regional, essa deformação foi responsável pela compartimentação tectônica dos terrenos e a geração de zonas miloníticas com lineação mais intensa, resultados de movimentos compressivos ou transcorrentes e

oblíquos. Em escala macro ou microscópica, Heilbron *et al.* (2007) descreveram dobras assimétricas apertadas a isoclinais, foliação, clivagem, xistosidade e bandamento.

Em certos domínios, essa deformação causa interdigitação tectônica entre sequências (como, por exemplo, entre a Megassequência Andrelândia e o Complexo Juiz de Fora no Terreno Ocidental). A foliação mergulha para NW, preferencialmente, ou para SE e as lineações de estiramento apresentam-se de forma bastante variada, mas com um predomínio de direções NE ou SW.

As fases de Deformação Tardia deixaram registros em todos os domínios tectônicos presentes na área de estudo, e são representadas pelo redobramento das estruturas anteriores. São dobras empinadas, variando de abertas e sem foliação a isoclinais ou com forte clivagem de crenulação (em zonas de cisalhamento NE, por exemplo), com plano axial mergulhando para SE ou NW. São formadas grandes estruturas, como a Megassinforma do Paraíba do Sul, onde ocorre maior intensidade de dobramentos dessa fase, ou a Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul (de caráter transpressivo dextral). Além disso, limites entre terrenos formados durante a Deformação Principal sofreram reativação nessa fase.

A Figura 4.4 mostra o aspecto estrutural, esquemático, atual do embasamento da região.

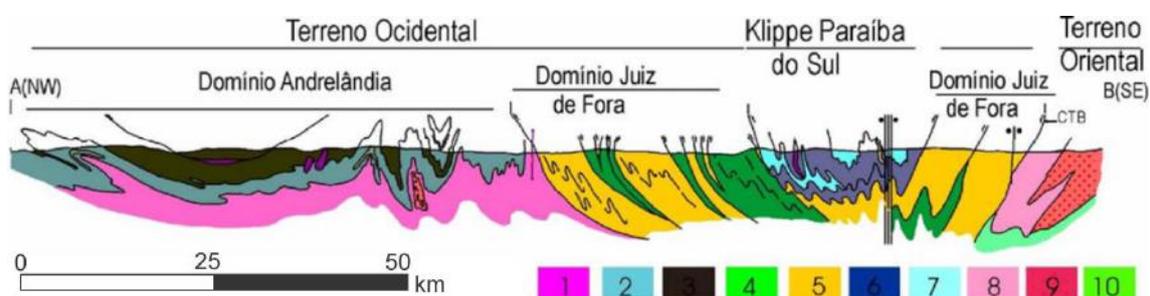


Figura 4.4: Seção estrutural regional esquemática mostrando os principais compartimentos tectônicos da região (Heilbron, *et al.*, 2004), de noroeste para sudeste (ver a localização da seção na Figura 4.2). Válido ressaltar que o esquema apresenta grande exagero vertical na escala. Legenda: 1-Complexo Mantiqueira; 2,3 e 5-Megassequência Andrelândia; 4-Complexo Juiz de Fora; 6-Complexo Quirino; 7-Complexo Paraíba do Sul; 8-Complexo Rio Negro; 9-Granitos tardi-colisionais; 10-Complexo Costeiro.

4.2.2. BACIA DE VOLTA REDONDA

A Bacia de Volta Redonda está inserida no Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), definido por Riccomini (1989). Por apresentar uma evolução com características semelhantes e integradas a outras bacias dessa feição geotectônica, será feita uma breve contextualização do RCSB, com foco maior na região da Bacia de Volta Redonda. Após isso será abordada a estruturação e evolução específica da bacia estudada.

4.2.2.1. O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

Segundo Riccomini *et al.* (2004), há um consenso de que o Evento Sul-Atlântico (Jurássico) tem relação com o desenvolvimento do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil no Paleógeno, estando associados ao tectonismo que levou a formação das serras do Mar e da Mantiqueira. A formação do RCSB ocorreu a partir da reativação de estruturas geradas principalmente no Evento Brasileiro, como descontinuidades e zonas de cisalhamento de direção NE-SW a E-W.

O RCSB é descrito por Riccomini *et al.* (2004) como uma depressão alongada com mais de 900 km de comprimento (Figura 4.5), seguindo a linha de costa atual entre o Paraná e o litoral norte do estado do Rio de Janeiro. É uma feição desenvolvida no domínio da Faixa Ribeira. Essa denominação foi proposta por Riccomini (1989), que utilizou o termo *rift* no sentido geomorfológico, por entender que a feição seria muito mais contínua na sua formação.



Figura 4.5: Contexto geológico regional do *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*, segundo Riccomini *et al.* (2004). 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas paleozoicas da Bacia do Paraná; 3) Formação Serra Geral da Bacia do Paraná; 4) magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico; 5) bacias cenozoicas do RCSB (as bacias identificadas com os números 4, 5, 6 e 7 são, respectivamente: Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo, inseridas no Segmento Central do RCSB); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas no Mesozoico-Cenozoico.

Riccomini *et al.* (2004) dividem o RCSB em três segmentos: Ocidental (englobando a Bacia de Curitiba, área de ocorrência da Formação Alexandra, grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia, e área de ocorrência da Formação Pariquera Açu); Central (compreendendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências de Bonfim e Cafundó); e Oriental (Gráben da Guanabara, com as bacias de Macacu e Itaboraí, e Gráben de Barra de São João). Há registro de magmatismo na evolução do RCSB, como os derrames de ankaramito na Bacia de Volta Redonda e na Bacia de Itaboraí. Além disso, foram descritas feições indicativas de processos hidrotermais, principalmente vinculadas aos estágios finais do magmatismo mesozoico-cenozoico. Registros de movimentações neotectônicas estão amplamente registrados nas bacias.

Riccomini (1989) propôs a existência de uma única calha deposicional original para todas as bacias do Segmento Central do RCSB (Figura 4.6). Em relação à arquitetura das bacias nesse segmento, são predominantemente hemigrábens, com a borda de falha principal ora instalada a NW ora a SE. Admite-se que o tectonismo posterior compartimentou longitudinalmente o interior das bacias.

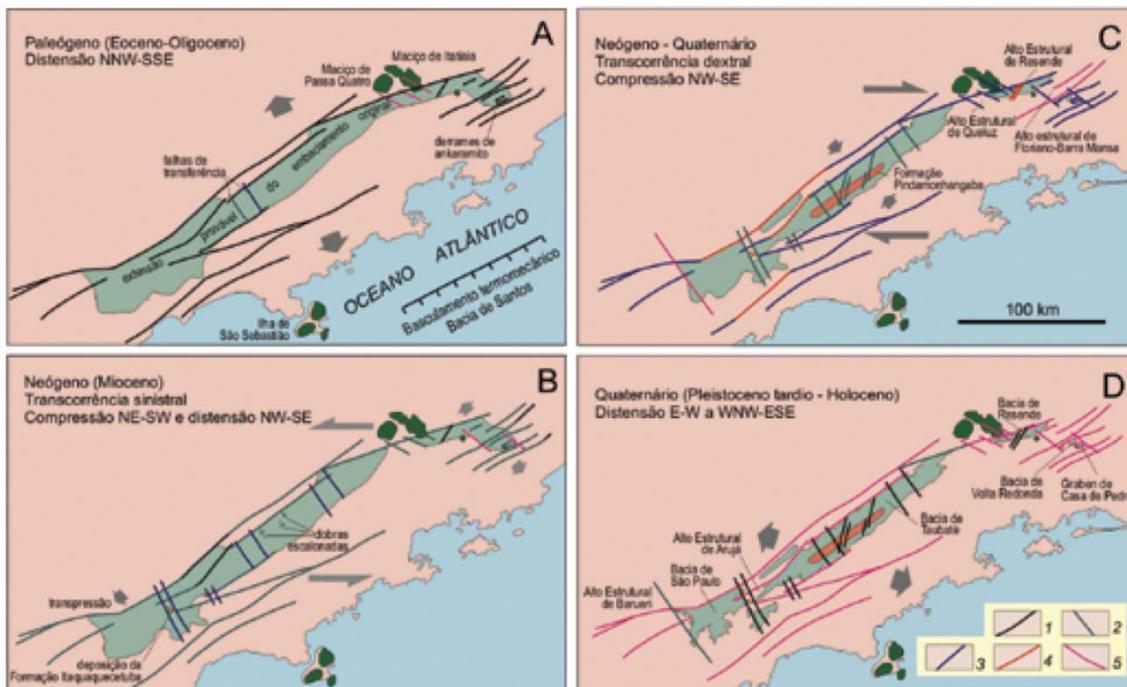


Figura 4.6: Evolução do Segmento Central do RCSB de acordo com Riccomini (1989): A) evento gerador; B, C e D) eventos deformadores. 1) Falhas normais; 2) falhas transcorrentes sinistras; 3) falhas transcorrentes dextrais; 4) falhas reversas; 5) falhas com movimentação não caracterizada. Fonte: Riccomini *et al.* (2004).

Os esforços geradores da depressão original do *rift* são considerados na maioria dos estudos como essencialmente distensivos de direção NNW-SSE (Riccomini *et al.*, 2004), apesar de alguns estudos considerarem a Bacia de Taubaté como resultante de movimentação transcorrente (Zalán, 1986; Congné *et al.*, 2013). É considerada ainda a atuação de um regime transcorrente sinistral, com compressão NE-SW e distensão NW-SE, de idade neocretácea a paleocena, anterior à instalação do *rift* (Riccomini, 1995; Ferrari, 2001).

As fases tectônicas deformadoras envolveram novas reativações ao longo de falhas preexistentes e geração de novas estruturas (Figura 4.6):

- Transcorrência Sinistral E-W (compressão NE-SW e distensão NW-SE), de idade neógena, gerando falhas transcorrentes ou de empurrão, além de dobras cônicas de dimensões quilométricas;
- Transcorrência Dextral E-W (compressão NW-SE e distensão NE-SW), de idade pleistocena, reativando de forma transcorrente ou reversa falhas de borda, além de gerar altos estruturais que separaram as bacias;
- Distensão WNW-ESE, de idade holocena; dando o contorno atual das bacias RCSB;
- Compressão E-W atual, causando reativação inversa de falhas próximas a N-S.

Esses diferentes eventos estariam relacionados a variações no campo de esforços ao longo do tempo, decorrentes do balanço entre o *ridge-push* e o *slab-pull* na Placa Sul-Americana. Outros fatores, como a carga de sedimentos nas bacias marginais, soerguimentos regionais e as mudanças do nível do mar, também poderiam influir nessas variações, segundo Riccomini *et al.* (2004).

Zalán & Oliveira (2005) incorporaram novas áreas à feição descrita por Riccomini *et al.* (2004), denominando como Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) toda a extensão das serras da Mantiqueira, do Mar e de outras menores, como a da Carioca, em associação com os vales tectônicos intervenientes, além das suas extensões na plataforma continental das bacias de Campos e Santos (Figura 4.7). Segundo os autores, essa feição regional “constitui uma notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes”. A Bacia de Volta Redonda, nesse contexto, está inserida no Rife do Paraíba do Sul (Figura 4.7), que tem um estilo estrutural de tectônica em dominó e com as camadas com tendência de mergulho leve para norte, além de ser segmentado por diversas falhas transversais e zonas de transferência.

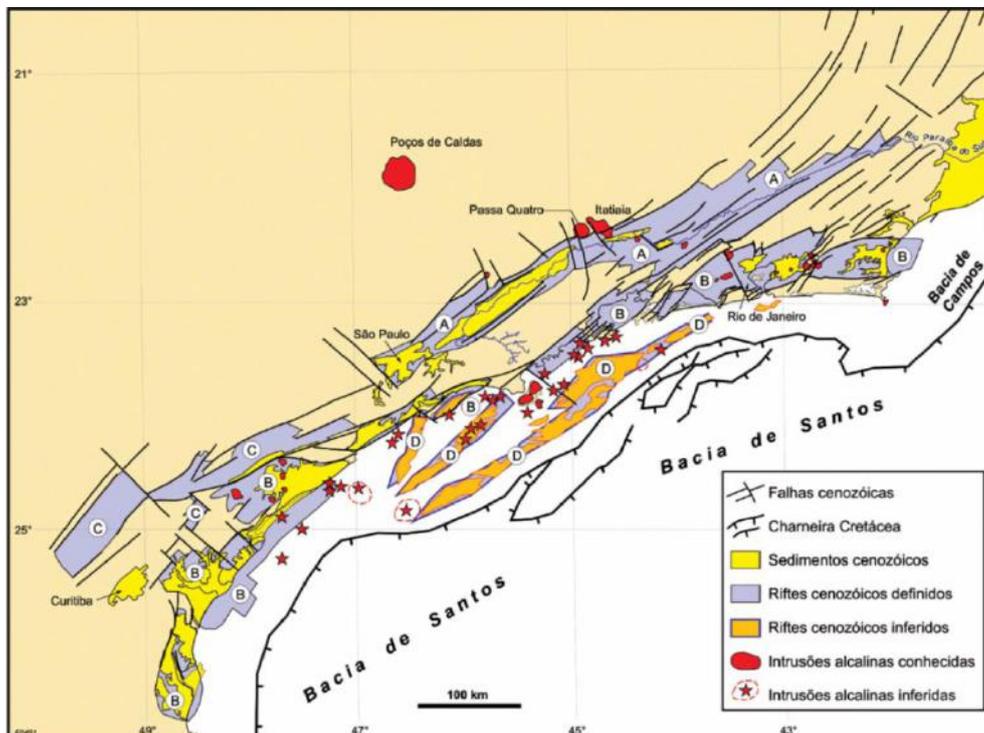


Figura 4.7: O Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, como definido por Zalán & Oliveira (2005). Legenda: A) Rife do Paraíba do Sul; B) Rife Litorâneo; C) Rife do Ribeira; D) Rife Marítimo.

De acordo com Zalán & Oliveira (2005), de 82 a 52 Ma ocorreu um pulso de soerguimento, do Rio Grande do Sul ao Espírito Santo e envolvendo as bacias marginais, acompanhado da intrusão de diques alcalinos com ausência de tectonismo, em resposta a uma anomalia termal no manto associada a um *hotspot* (Pluma de Trindade). Desenvolveu-se, em seguida, a Superfície de Aplainamento Japi (65 Ma), que nivelou toda a topografia a uma altitude em torno de 2000 metros. Esse planalto, que era erodido e seus sedimentos depositavam na Bacia de Santos, em certo momento colapsou em resposta à subsidência da bacia marginal, pois se tornou instável gravitacionalmente. O início das falhas e colapso gravitacional é sugerido para o final do Paleoceno. A partir do Mesoeoceno (continuando até o Eomioceno), associada a uma significativa rotação da Placa Sul-Americana (relacionada a um rearranjo de esforços gerados pela Placa do Caribe), ocorreu um rearranjo cinemático que serviu como catalisador para o clímax do colapso e faturamento da região, instalando-se o sistema de riftes. A distensão é tida como levemente oblíqua sinistrógiro N51W-S51E e escalonou os blocos desde a Serra da Mantiqueira até a charneira cretácea da Bacia de Santos. As bacias geradas nesse contexto foram continuamente erodidas até o presente pelo contínuo soerguimento regional e pela geração tectônica de grandes relevos diferenciais, além da pluviosidade.

Focando na região adjacente à Bacia de Volta Redonda, Valeriano & Heilbron (1993) cartografaram em detalhe a feição denominada como Zona de Transtensão de Volta Redonda. É uma zona descrita como relativamente estreita, marcada por diversas falhas de direção NNW a NW, que se estende desde as proximidades da Pedra Selada (a noroeste), passando a leste da Bacia de Resende e oeste da Bacia de Volta Redonda (Figura 4.8) e continua na direção de Itaguaí. Esta zona separa blocos com *strike* NE e falhas normais com *strike* ENE. Segundo os autores, a separação lateral entre os blocos do embasamento pode ter até 15 km, com rejeito predominantemente direcional dextrógiro, e é tida como provavelmente penecontemporânea à instalação das falhas ENE principais na abertura do *rift*, funcionando como um elemento ativo na tectônica “neocretácea a eoterciária”.

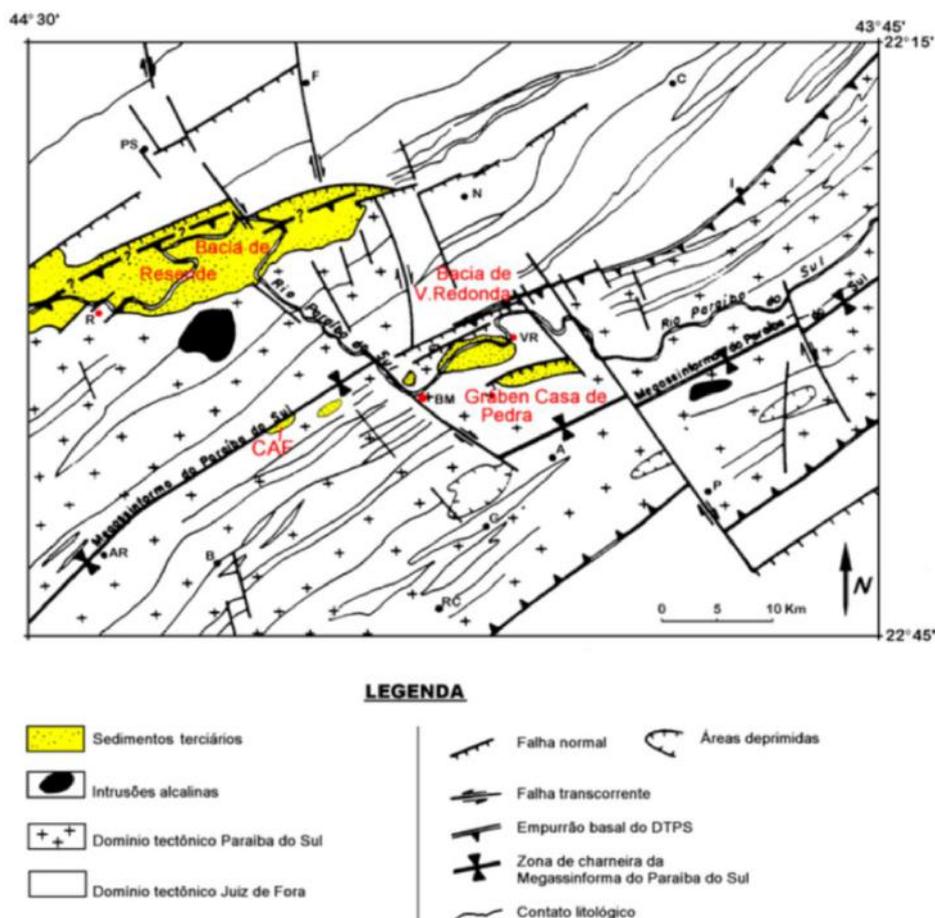


Figura 4.8: A Zona de Transtensão de Volta Redonda, segundo Valeriano & Heilbron (1993), modificado por Sanson (2006), com foco na região das bacias de Resende e Volta Redonda. Evidencia-se o deslocamento de contatos e estruturas de direção NE-SW por estruturas de direção NW-SE.

Almeida *et al.* (1999) definiram na mesma região a Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa, sendo representada por lineamentos na direção N20W a N20E materializados por falhas normais ou oblíquas e diques mesozoicos.

Segundo Sanson (2006), a Bacia de Volta Redonda tem uma relação genética com a Bacia de Resende, sendo separadas por uma zona de transferência do tipo conjugada e convergente, com sobreposição (conforme Morley *et al.* 1990) de caráter predominantemente antitético dextral, de modo que a Bacia de Resende evoluiu a partir de uma falha de borda a norte e a Bacia de Volta Redonda a partir da falha de borda a sul, como mostra a Figura 4.9. Sanson (2006) admitiu, portanto, que não houve conexão entre essas duas bacias, sendo separadas por um feixe de estruturas de direção NW-SE e NNW-SSE, que coincide com a Zona de Transtensão de Volta Redonda, porém com um significativo grau de sobreposição entre os setores.

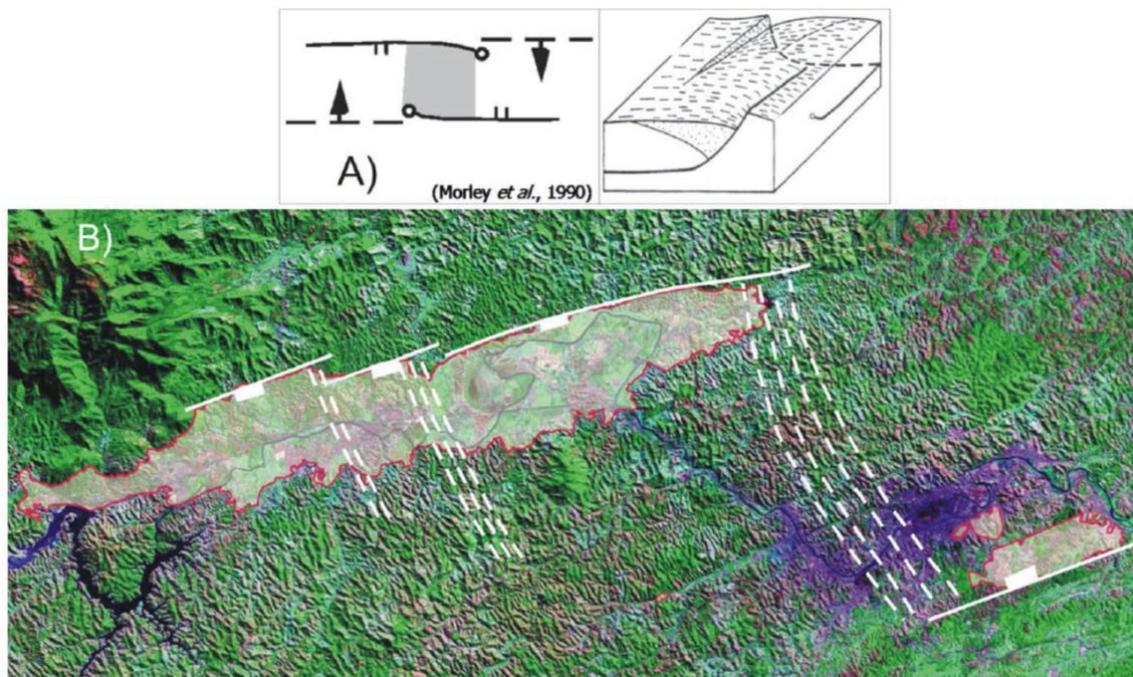


Figura 4.9: Proposta de zona de transferência na região das bacias de Resende e Volta Redonda, segundo Sanson (2006). A) Modelo de zona de transferência do tipo conjugada, convergente e com sobreposição, segundo Morley *et al.* (1990). B) Interpretação da zona de transferência na região de estudo (Sanson, 2006).

4.2.2.2. Evolução tectonossedimentar da Bacia de Volta Redonda

A Bacia de Volta Redonda é uma bacia cenozoica fortemente influenciada pela tectônica e marcadamente compartimentada (Figura 4.10). Seu depocentro principal (Gráben de Casa de Pedra) tem borda de falha principal ao sul (com provável geometria lítrica em subsuperfície), definindo um hemigráben (Sanson, 2006), com diminuição da espessura sedimentar para norte. O preenchimento da bacia é predominantemente fluvial, com a presença de leques aluviais adjacentes à borda de falha, além de derrames ankaramíticos.

Zonas de transferência e zonas de acomodação de orientação NW-SE compartimentam internamente a Bacia de Volta Redonda em diferentes depocentros. A estruturação do embasamento (NE-SW) também exerce influência nessa compartimentação, o que é percebido quando são comparados os contatos entre litologias do embasamento e as estruturas cenozoicas (Negrão, 2014). Os sistemas de falhas na formação da bacia apresentam padrões anastomosados e subordinadamente *en échelon*, características de riftes oblíquos a 60° (Negrão, 2014). Esse autor considera que a direção dos esforços na abertura foi em torno de N45W, enquanto a falha de borda tenha aproveitado a direção estrutural do embasamento.

Negrão (2014) definiu três fases tectonossedimentares para a evolução da bacia (Pré-Rifte, Rifte I e Rifte II), relacionadas às unidades litoestratigráficas definidas, segundo o quadro estratigráfico apresentado na Figura 4.11: na Fase Pré-Rifte foram depositados sedimentos relacionados à Formação Ribeirão dos Quatis, ao longo de calhas rasas e estreitas de direção NE-SW e subordinadamente NW-SE, em uma idade anterior à deposição da Formação Resende; a Fase Rifte I foi a principal fase de evolução da bacia (Eoceno inicial), com a deposição da Formação Resende e o magmatismo referente ao Basanita Casa de Pedra, ao longo de hemigrábens controlados por falhas sintéticas e antitéticas; por fim, a Fase Rifte II (Eoceno/Oligoceno) relaciona-se aos depósitos da Formação Pinheiral, mantendo as geometrias e os estilos estruturais, aproveitando as falhas da Fase Rifte I.

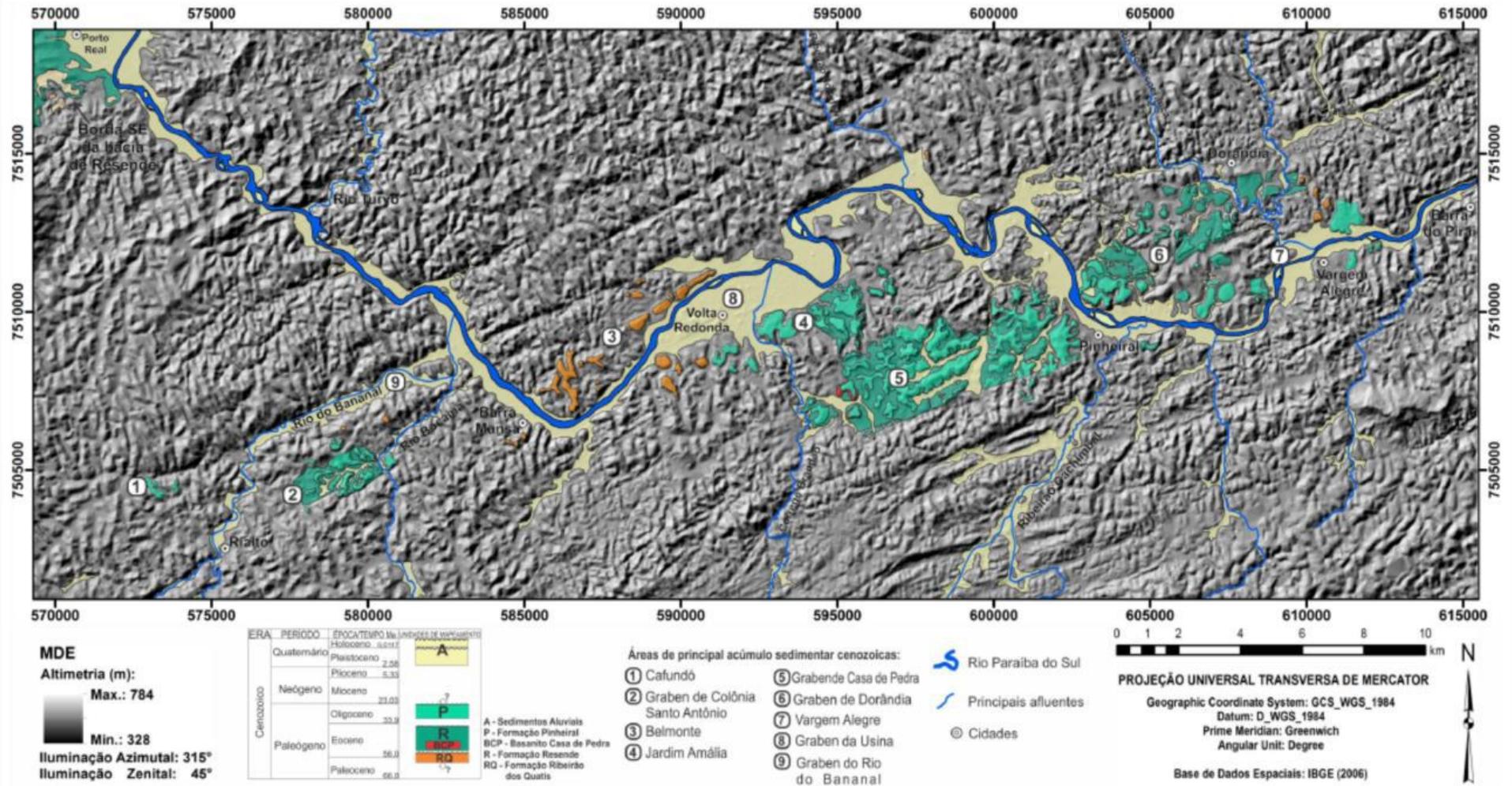


Figura 4.10: Mapa da Bacia de Volta Redonda sobre modelo de relevo sombreado, evidenciando a compartimentação da bacia e os diferentes depocentros (Negrão, 2014).

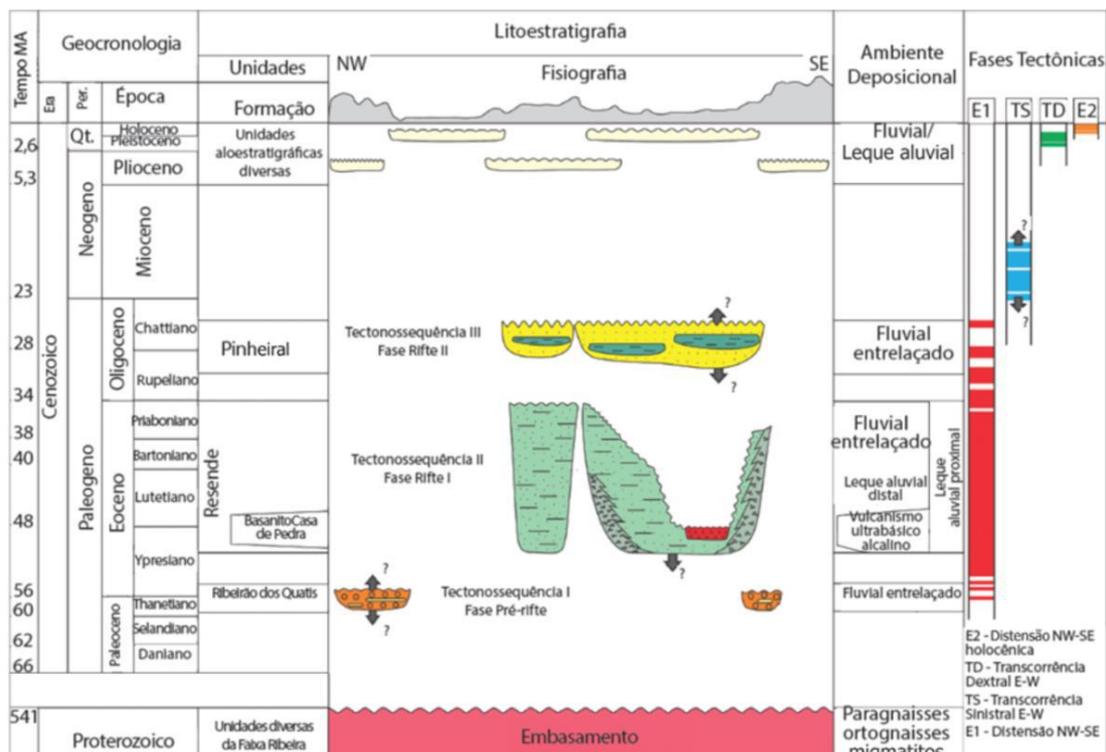


Figura 4.11: Coluna litoestratigráfica da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014), evidenciando as formações Ribeirão dos Quatis, Resende, Basanito Casa de Pedra e Pinheiral; além das fases tectônicas identificadas: E1, TS, TD e E2.

Quanto aos eventos deformadores da bacia, segundo Negrão (2014), ocorrem reativações de estruturas mais antigas, sejam as falhas principais ENE ou as estruturas de zona de transferência/acomodação NW-SE/NNW-SSE. Dessa forma, as zonas de transferência podem ter condicionado tanto a deposição de sedimentos em diferentes depocentros na abertura da bacia quanto a segmentação posterior nos eventos deformadores que reativaram essas estruturas.

As falhas neotectônicas apresentam-se como traços retilíneos curtos em relação às de geração da bacia e frequentemente também segmentam outras estruturas.

Negrão (2014) observou os seguintes registros de eventos tectônicos (Figura 4.11), correlacionados com os descritos por Riccomini *et al.* (2004):

- Evento E1 (Paleógeno): distensão NW-SE a NNW-SSE, associado a estruturas distensivas NE-SW, próximos às falhas de borda da bacia;
- Evento TS (Neógeno): transcorrência sinistral E-W, associado a falhas normais sinistrais e sinistrais normais com direções NE-SW, ENE-WSW e mais raramente E-W e WNW-ESE; falhas normais dextrais e dextrais normais com direções variando entre NE-SW e NNW-SSE; e falhas normais NE-SW;
- Evento TD (Pleistoceno): transcorrência dextral E-W, associado a falhas normais dextrais e dextrais normais de direção WNW-ESE e NW-SE; falhas normais sinistrais e

sinistrais normais com direções variando de NW-SE a NNE-SSW; e falhas normais com direção predominante NW-SE, e, mais raramente, WNW-ESE e NNW-SSE;

- Evento E2 (Holoceno): distensão NW-SE, associada a estruturas normais com direções ENE-WSW, NE-SW e NNE-SSW, além de falhas normais e normais dextrais de direção NNE-SSW e N-S.

Atribui-se aos eventos deformadores um controle importante para a atual configuração da Bacia de Volta Redonda (Figura 4.12).

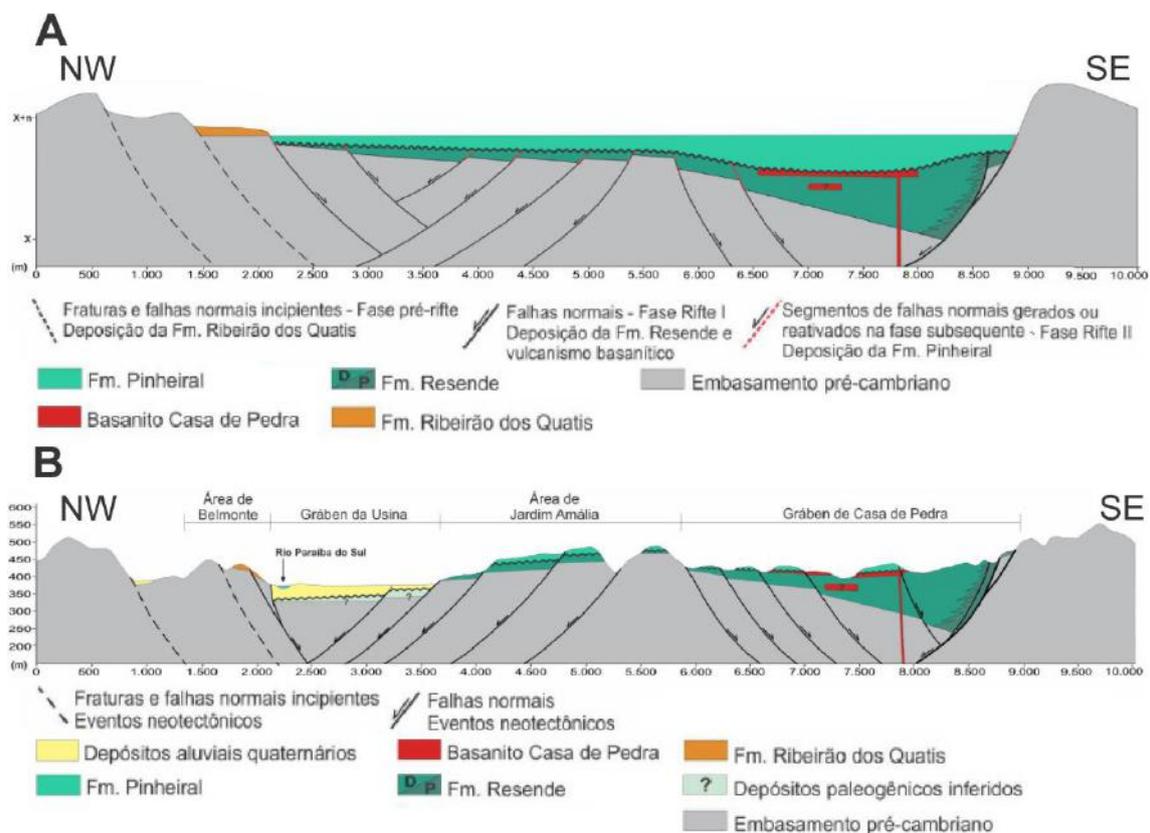


Figura 4.12: Modelo proposto por Negrão (2014) para explicar a configuração e evolução da Bacia de Volta Redonda, em seção. A) Configuração da bacia no estágio Rifte; B) configuração atual da bacia, após os eventos deformadores e reativação de antigas falhas

O evento de Transcorrência Dextral (E-W), foco do presente estudo, reativou e gerou novas falhas e estruturas tectônicas que afetam as formações Resende, Pinheiral e a cobertura neogênica. Negrão (2014) considera que esse evento reativou estruturas NE-SW, ENE-WSW, NNE-SSW, com um forte caráter transcorrente, e gerou lineamentos NW-SE e WNW-ESE (essas estruturas poderiam, porém, ter sido também reativadas a partir do evento de Transcorrência Sinistral, anterior). O evento de Transcorrência Dextral (E-W) contribuiu para a compartimentação da Bacia de Volta Redonda, moldando sua forma atual.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo realizado abrangeu as seguintes etapas metodológicas, que serão detalhadas a seguir: revisão bibliográfica; análise de paleotensões a partir de dados de falha e estria; modelagem numérica.

5.1. Revisão Bibliográfica

Foi efetuado um levantamento de trabalhos anteriores na região do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e, especificamente da Bacia de Volta Redonda, abordando os seguintes assuntos: geologia regional e embasamento da Bacia de Volta Redonda (Bizzi *et al.*, 2003; Heilbron *et al.*, 2004; PRONAGEO - UERJ/CPRM, 2007); evolução tectônica do Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Valeriano & Heilbron, 1993; Riccomini *et al.*, 2004; Zalan & Oliveira, 2005); evolução tectonossedimentar da Bacia de Volta Redonda (Sanson, 2006; Sanson *et al.*, 2006; Negrão, 2014; Negrão *et al.*, 2015).

Além disso, buscou-se realizar uma revisão bibliográfica sobre conceitos importantes para o estudo desenvolvido: tensões e deformação (Angelier, 1994; Engelder, 1994; Hatcher Jr, 1995; Rahiman & Pettinga, 2008; Fossen, 2010; Moraes, 2016); tectônica transcorrente (Woodcock & Schubert, 1994; Fossen, 2010); mecânica do contínuo e modelagem numérica (Moraes, 1995; Rabelo, 2014; Rabelo *et al.*, 2015; Moraes, 2016).

A revisão bibliográfica foi realizada de forma concomitante às demais etapas do estudo, de acordo com a necessidade de aprofundamento em determinado assunto.

5.2. Análise de Paleotensões a Partir de Dados de Falha e Estria

Foi examinado, inicialmente, um extenso banco de dados neotectônicos na região Sudeste do Brasil, confeccionado por Brêda (2019), abrangendo informações sobre estruturas de deformação neotectônica obtidas por diversos autores. Desse banco de dados, foram utilizados no presente estudo os pares falha/estria associados por Sanson (2006) e Negrão (2014) ao evento tectônico TD-EW (regime de esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW) na região estudada (Apêndice A).

Para cada par falha/estria, foi aplicado o Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977 - Figura 5.1) a partir de estereogramas feitos à mão, usando rede estereográfica de Schmidt-Lambert, para a reavaliação da compatibilidade de todos os dados com o evento tectônico TD-EW. Analisou-se ainda, com esse procedimento, o quanto os campos de esforços obtidos para dados de um mesmo afloramento eram compatíveis entre si.

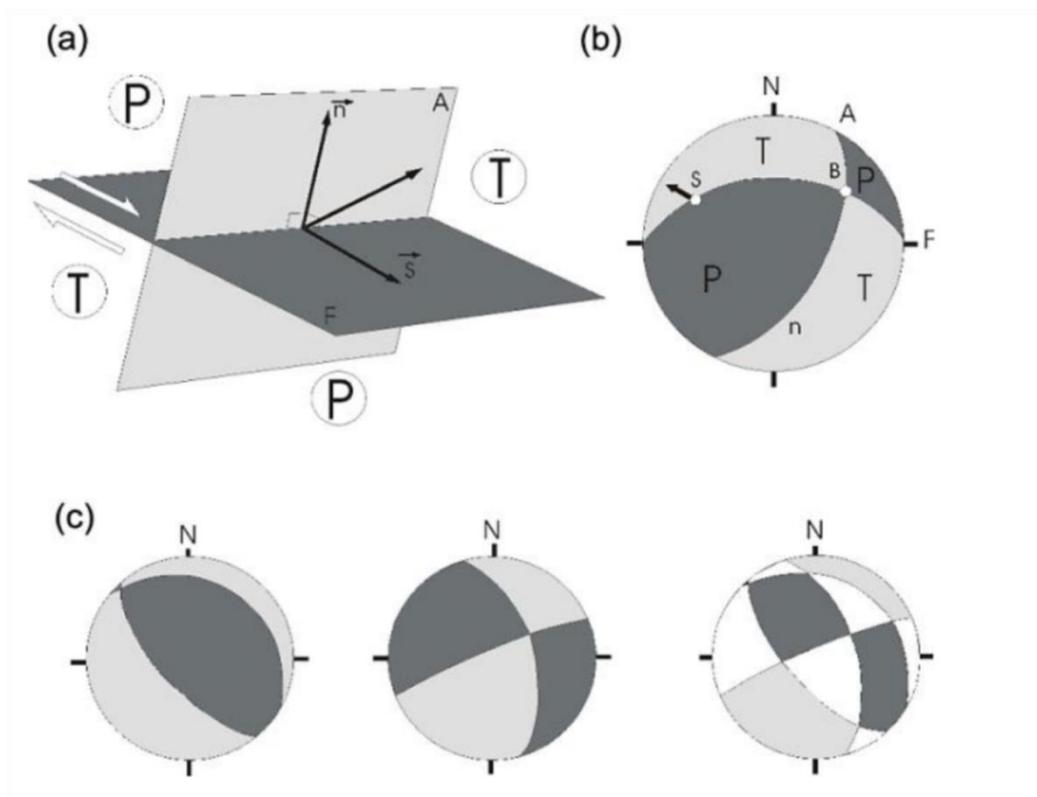


Figura 5.1: Exemplo da aplicação do Método dos Diedros Retos (Angelier, 1994 modificado por Ferrari, 2001). a) Plano de falha (F), estria (s), plano auxiliar ortogonal ao plano e a estria (A), e vetor normal a F (n). b) Projeção estereográfica dos planos F e A - as áreas em cinza escuro indicam compressão. c) Superposição de duas projeções estereográficas - as áreas superpostas que permanecem em cinza escuro são 100% compressivas, enquanto as áreas em cinza claro são 100% distensivas.

A partir dessa análise, foi definida com o uso do *software WinTensor* (Delvaux & Sperner, 2003) a direção dos eixos principais de paleotensão (SH_{MAX} e SH_{min}), como exemplifica a Figura 5.2, para o conjunto de pares falha/estria de cada afloramento ou conjunto de afloramentos próximos geograficamente que apresentavam estruturas compatíveis de serem analisadas sob um mesmo campo de esforços, afetando as mesmas unidades geológicas, que foram agrupados em um só ponto. Foi criado, assim, o banco de dados de paleotensões utilizado no estudo (apresentado no capítulo 6 - Tabela 6.1).

Escolheu-se manter os códigos de nomenclatura originais, adotados por Sanson (2006) e Negrão (2014), dos pontos dos afloramentos analisados. No caso de agrupamento de mais de um afloramento em um só ponto, os códigos dos pontos foram também reunidos.

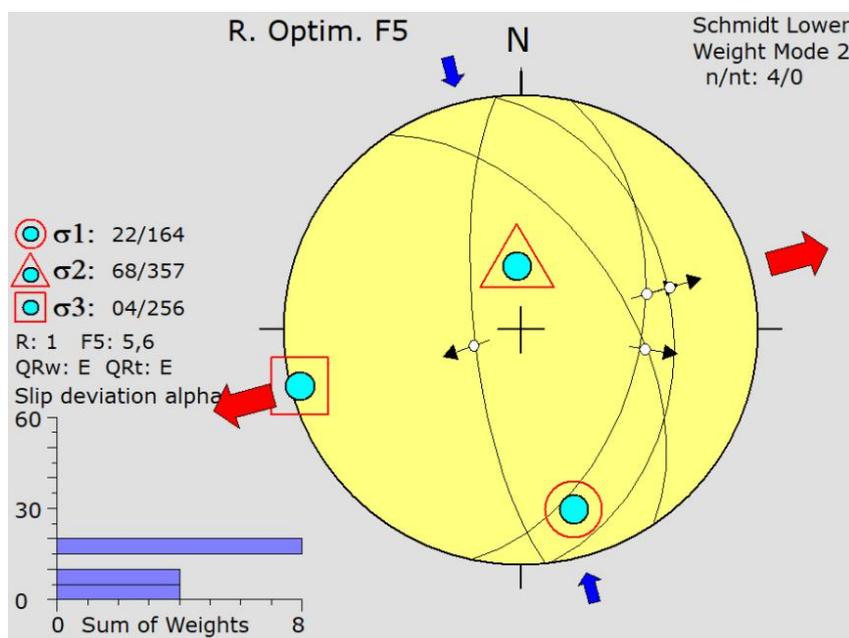


Figura 5.2: Exemplo de resultado obtido a partir do programa *WinTensor*, com estereograma mostrando os planos de falha e as estrias correspondentes, além das tensões indicadas. Legenda: \odot :sigma 1; \triangle : sigma 2; \square : sigma 3; \downarrow : SH_{\max} ; \rightarrow : SH_{\min} ; **R**: Razão de esforços (com sigma 2 vertical: Direcional Distensivo $1.0 > R > 0.75$; Direcional Puro $0.75 > R > 0.25$; Direcional Compressivo $0.25 > R > 0$); **F5**: Função composta de minimização (valor máximo aceitável 20); *Slip deviation alpha*: desvio entre a orientação da estria teórica e a observada (valor máximo aceitável 30°).

Os dados de SH_{\max} obtidos para cada ponto, foram espacializados em um mapa da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014) e de lineamentos 1:500.000 (produzido por Brêda, 2019) – Figura 5.3.

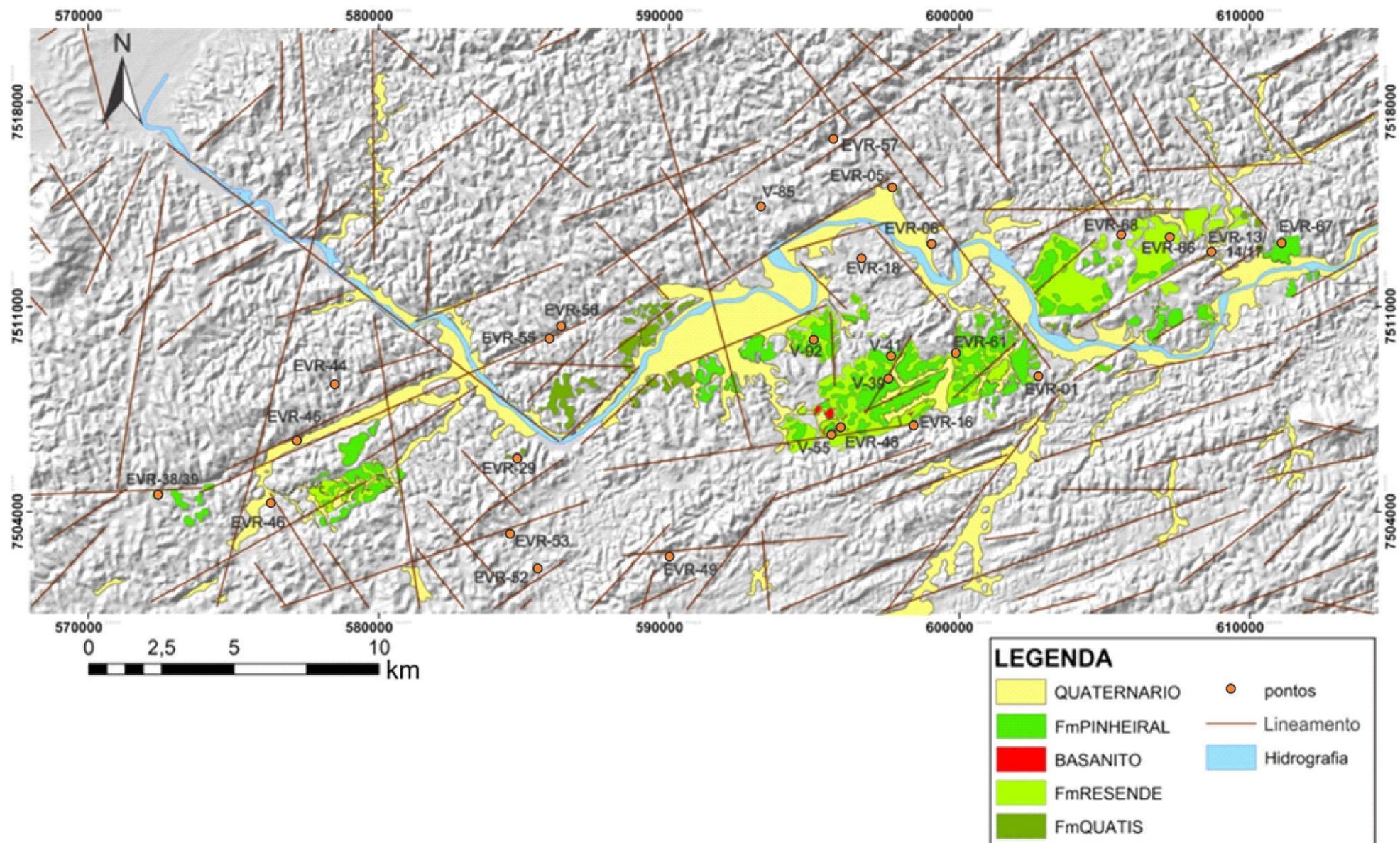


Figura 5.3: Distribuição, sobre modelo sombreado de relevo, dos afloramentos com dados estruturais considerados no presente estudo (com base em Sanson, 2006 e Negrão, 2014), lineamentos (com base em Brêda, 2019) e unidades cenozoicas (com base em Negrão, 2014).

5.3. Modelagem numérica

A modelagem numérica das paleotensões associadas ao evento tectônico de transcorrência dextral E-W foi realizada no Sistema TECTOS (*software* da Petrobras desenvolvido em convênio com o Instituto Tecgraf da PUC-Rio), utilizando o método dos elementos finitos, considerando um comportamento elastoplástico e o critério de ruptura de Mohr-Coulomb.

Foram confeccionados três modelos: o primeiro deles limita-se apenas à região de principal interesse do estudo - região da Bacia de Volta Redonda - e considera somente descontinuidades estruturais (lineamentos a partir de Brêda, 2019) - Figura 5.4a; o segundo modelo abrange uma área mais extensa no entorno da região da Bacia de Volta Redonda e considera somente as unidades litológicas (a partir do mapa de Bizzi, *et al.*, 2003), sem incluir descontinuidades estruturais - Figura 5.4b; o terceiro modelo abrange a mesma área do segundo modelo, considerando tanto as heterogeneidades litológicas quanto as descontinuidades estruturais - Figura 5.4c.

A seguir, será descrito o passo a passo das etapas realizadas para a confecção dos modelos numéricos no Sistema TECTOS.

Inicialmente, para cada um dos modelos, o mapa geológico e/ou os lineamentos foram carregados no Sistema Tectos e georreferenciados. A área inserida foi sempre maior do que a região de estudo, para evitar que o “efeito de borda” influenciasse na análise da região de interesse. No modelo 3 foram analisados somente os lineamentos de maior comprimento, considerando que seriam relacionados a estruturas tectônicas anteriores ao evento TD-EW, relacionadas à formação da Faixa Ribeira ou à abertura do RCSB. Como mostrado na figura 5.5, há uma mudança no padrão de distribuição dos lineamentos em torno de 9.000 metros de comprimento, sendo esse o valor mínimo adotado para o modelo 3.

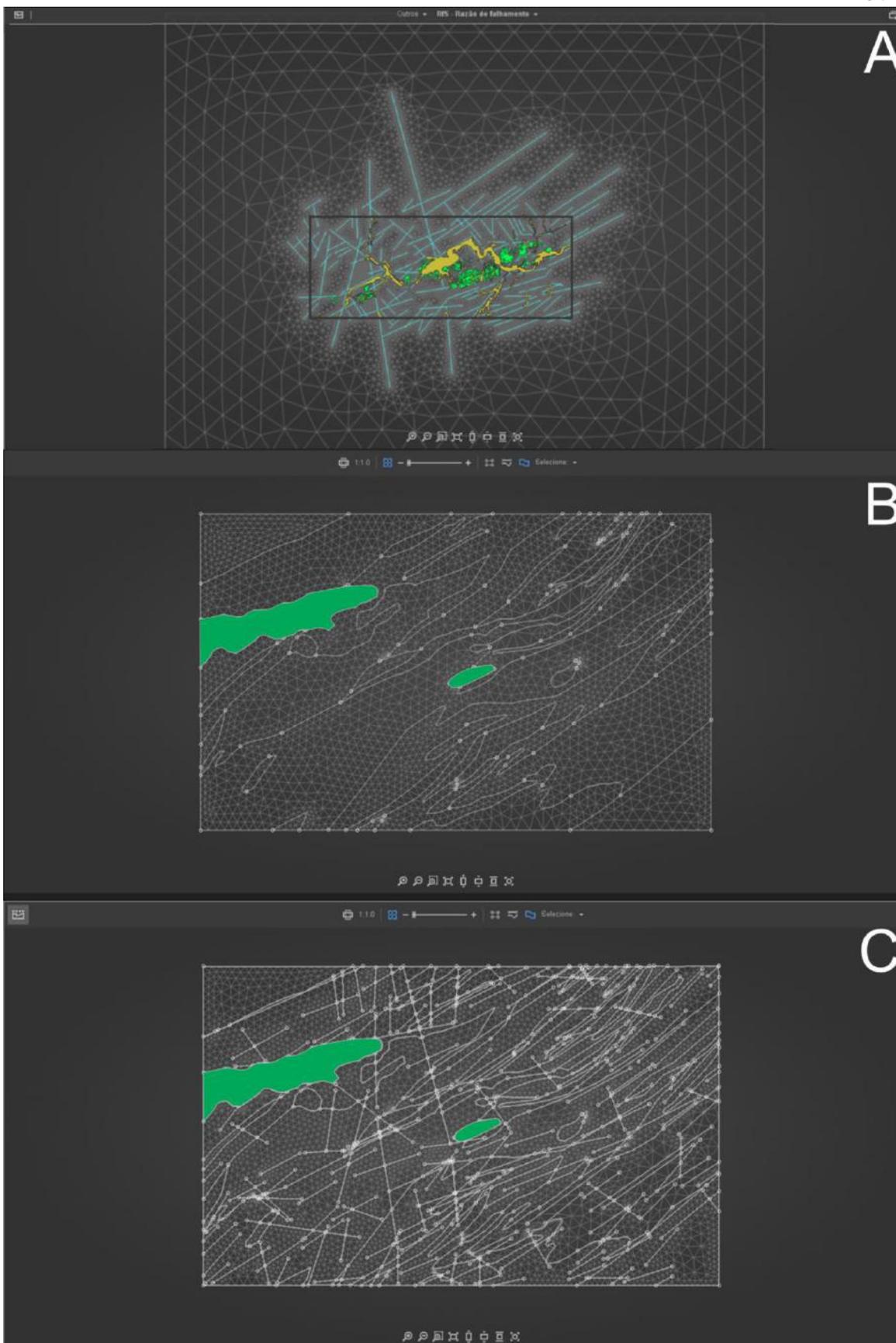


Figura 5.4: Confeção dos modelos numéricos no Sistema TECTOS, após a confecção da malha de elementos finitos. Sobrepostos estão os sedimentos cenozoicos (em verde, sedimentos paleogênicos; em amarelo, sedimentos quaternários). A) Modelo local, considerando apenas lineamentos; B) modelo regional, considerando apenas as unidades geológicas; C) modelo regional, considerando unidades geológicas e lineamentos.

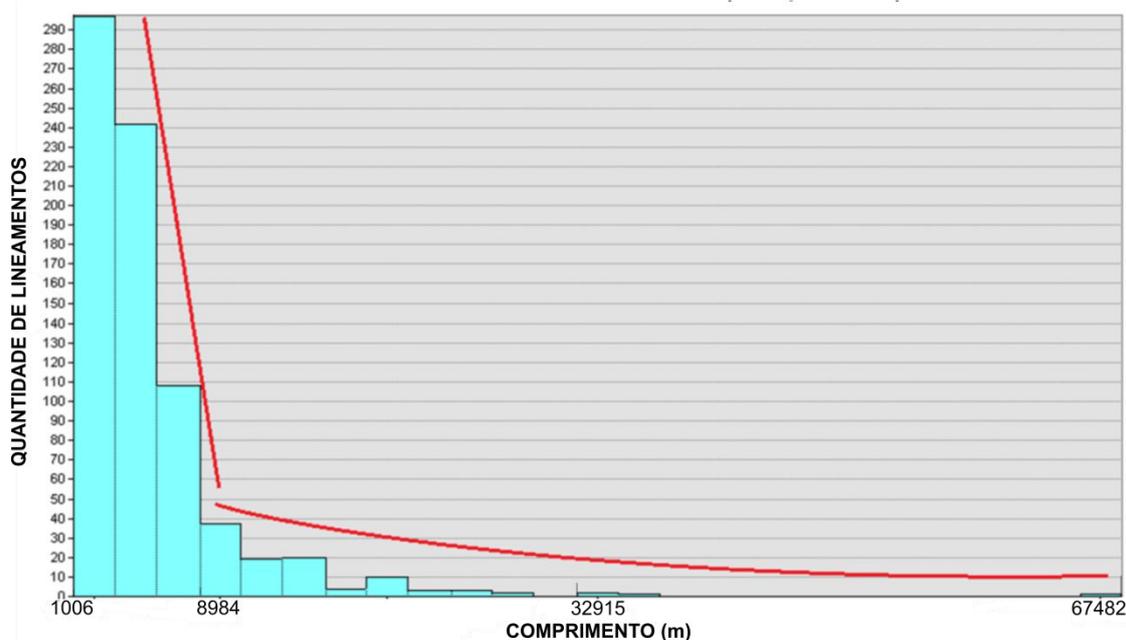


Figura 5.5: Histograma referente à frequência de lineamentos por comprimento. Nota-se uma mudança no padrão de distribuição em torno de 9.000 m. Esse limite foi considerado para a construção do modelo 3 (ver explicação no texto).

Nos modelos 2 e 3, os contatos litológicos foram contornados “à mão” no *software*, sendo desenhados por cima do mapa geológico utilizado como base, delimitando a área de cada unidade litológica. No modelo 3, os lineamentos também foram traçados “à mão” no *software*, sendo desenhados por cima dos lineamentos do mapa utilizado como base. No modelo 1, os lineamentos foram carregados a partir de um arquivo de texto contendo as informações das coordenadas iniciais e finais de cada feição.

O passo seguinte em cada modelo foi a geração da malha triangular de elementos finitos (Figura 5.6). Em seguida, foram definidas as condições de contorno adequadas para a simulação do movimento de transcorrência dextral E-W, com a restrição de movimento em dois vértices opostos nos eixos x e y, para que não ocorresse movimentação nesses pontos. Definidas as condições de contorno, foi estabelecida uma carga de 20 MPa, em passos sucessivos de 1 MPa. Essa carga é aplicada como tensão positiva na aresta superior e negativa na inferior, não havendo aplicação de tensão nas arestas laterais (Figura 5.6).

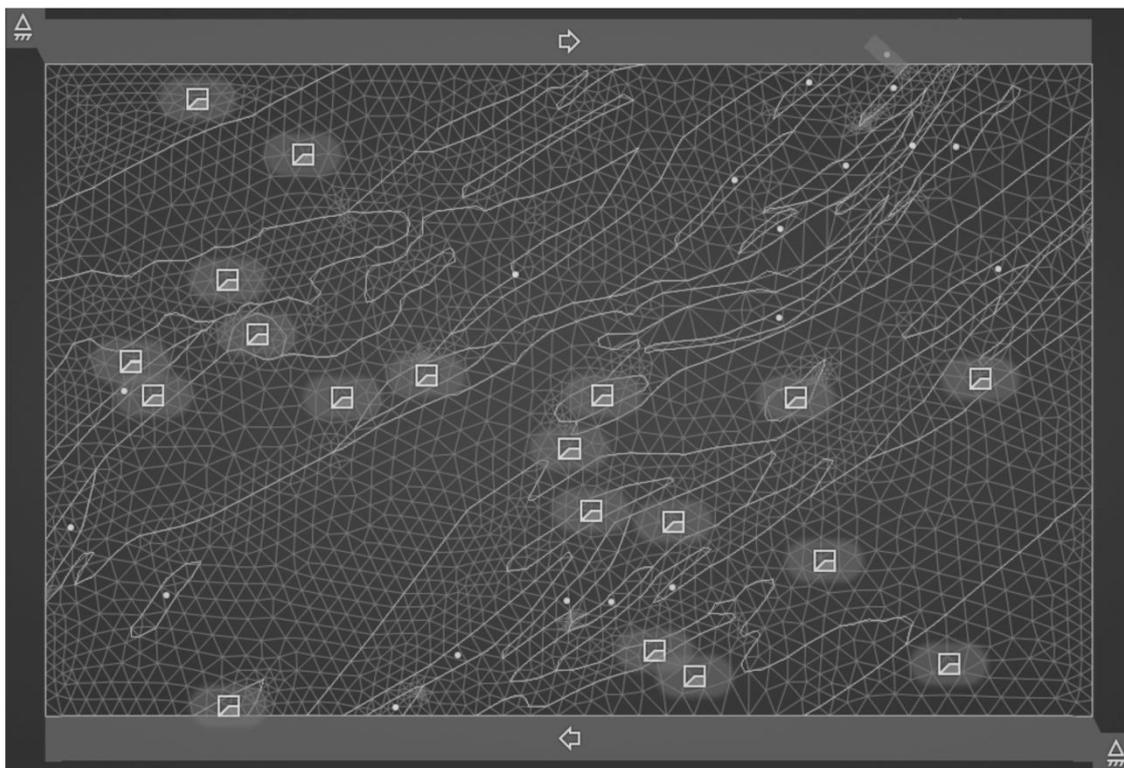


Figura 5.6: Exemplo de malha de elementos finitos gerada no Sistema Tectos, apresentando também o sentido dos esforços aplicados para a simulação da transcorrência dextral E-W, além das indicações de pontos de restrição do movimento e de inclusão de informações das propriedades litológicas inseridas. Legenda: : aplicação da tensão; : ponto fixado; : indicação de aplicação de propriedades geomecânicas; : malha de elementos finitos; : contato litológico.

Para todos os modelos, foram aplicadas as seguintes propriedades das unidades litológicas: densidade; parâmetros de elasticidade (módulo de Young, razão de Poisson e coeficiente de Biot); e parâmetros de plasticidade (resistência interna, ângulo de fricção interna e ângulo de dilatância). Deve-se ressaltar que na construção do modelo 1 foi considerada uma única litologia para toda a região analisada. São inseridas também, nos modelos 1 e 3, as propriedades de rigidez normal e cisalhante das discontinuidades estruturais.

As propriedades mecânicas atribuídas ao arcabouço geológico e as propriedades de rigidez normal e cisalhante inseridas nas discontinuidades estruturais foram adaptadas nesse estudo a partir de dados da literatura compilados por Brêda (2019), Moraes (2016) e Pariseau (2011) – quadros 5.1 e 5.2.

Quadro 5.1: Valores adotados para as propriedades utilizadas para a representação do arcabouço geológico no modelo mecânico numérico (a partir de compilação feita por Moraes, 2016).

UNIDADES LITOLÓGICAS (segundo <i>Bizzi et al., 2003</i>)	DENSIDADE kg/m ³	MÓDULO DE YOUNG (E) (Pa)	RAZÃO DE POISSON (ν)	RESISTÊNCIA INTERNA (Pa)	ÂNGULO DE FRICÇÃO
granito, granodiorito, quartzo diorito	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°
granito, monzogranito, tonalito	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°
granitoide	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°
granitoide, metagranitoides, ortognaisse	2.825	60 x 10 ⁹	0,21	77 x 10 ⁶	32°
nefelina sienito, sienito	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°
rochas alcalina indiferenciadas	2.850	80 x 10 ⁹	0,25	85 x 10 ⁶	34°
tonalito	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°
areia, argila, cascalho	2.150	1 x 10 ⁹	0,37	1 x 10 ⁶	24°
arenito, diamictito, lamitos, marga	1.933	1,5 x 10 ⁹	0,35	1,5 x 10 ⁶	23°
granulito, metacalcário, metagrauvaca, quartzito, rochas calcissilicática, xisto	2.925	65 x 10 ⁹	0,21	67 x 10 ⁶	31°
enderbito	2.800	65 x 10 ⁹	0,23	85 x 10 ⁶	33°
gnaisse, metarenito, xisto	2.612,5	42 x 10 ⁹	0,24	53 x 10 ⁶	30°
gnaisse, migmatito, xisto	2.725	52 x 10 ⁹	0,17	58 x 10 ⁶	28°
granito	2.750	50 x 10 ⁹	0,22	86 x 10 ⁶	32°

Quadro 5.2: Valores adotados para as propriedades utilizadas para a representação do das descontinuidades estruturais no modelo mecânico numérico (a partir de Pariseau, 2011).

PROPRIEDADES MECÂNICAS DAS DESCONTINUIDADES ESTRUTURAIS	VALOR ADOTADO
Rigidez normal (Pa/m)	1×10^7
Rigidez cisalhante (Pa/m)	1×10^5
Densidade (kg/m^3)	2.700

Após as etapas de construção do modelo geométrico, foram realizadas as simulações numéricas. Os resultados gerados nos modelos são apresentados neste trabalho de dois modos: em função do RFS (*Ratio of Failure by Stress*) e em função de SH_{MAX} (magnitude e direção).

6. RESULTADOS

6.1. Base de dados de paleotensões referentes ao evento de Transcorrência Dextral (E-W)

A partir de pontos de afloramentos ou conjuntos de afloramentos agrupados (com base nos estudos realizados por Sanson, 2006 e Negrão 2014), foi confeccionada uma tabela com os dados de paleotensões interpretados para o evento de Transcorrência Dextral (E-W) ao longo da região da Bacia de Volta Redonda (Quadro 6.1). Nessa tabela constam: nomes dos pontos/conjuntos de pontos; coordenadas UTM (datum WGS 84; fuso 23K); atitudes dos eixos principais de tensão estimados (σ_1 , σ_2 , σ_3); orientação da tensão máxima horizontal estimada (SH_{MAX}); e orientação da tensão mínima horizontal estimada (Sh_{min}). A base de dados resultante consta de 27 (vinte e sete) pontos/conjuntos de pontos no total.

A partir da análise dos dados, constata-se que as direções de SH_{MAX} estão distribuídas no quadrante NW-SE, enquanto as direções de Sh_{min} estão distribuídas no quadrante NE-SW. Esses dados são compatíveis com o evento de Transcorrência Dextral (E-W), sendo perceptível, no entanto, uma significativa variação da direção dos paleoesforços dentro desse campo. Considerando as direções obtidas para o SH_{MAX} , foram reconhecidos três conjuntos principais: além dos valores mais próximos do esperado para uma transcorrência dextral E-W (entre N35W e N58W), ora se reorienta para WNW-ESE (entre N70W e N84W), ora para NNW-SSE/N-S (entre N27W e N03E).

Quadro 6.1: Dados de paleotensões referentes ao evento de Transcorrência Dextral (E-W), auferidos a partir de pares falha/estria de afloramentos ou conjunto de afloramentos na região de estudo (com base nos dados obtidos por Sanson, 2006 e Negrão, 2014).

PONTO	COORDENADAS (UTM)		σ_1	σ_2	σ_3	SH _{MAX}	Sh _{min}
	X	Y					
V-39	597570	7508543	262/27	133/52	006/25	N84W	N06E
V-41	597654	7509317	099/29	285/61	190/02	N80W	N10E
V-55	595649	7506682	320/25	193/53	063/26	N27W	N63E
V-85	593168	7514426	290/34	112/56	021/01	N70W	N20E
V-92	595004	7509892	099/15	346/54	198/31	N73W	N17E
EVR-01	602754	7508630	161/34	354/55	255/06	N16W	N74E
EVR-05	597688	7515097	314/05	210/70	046/20	N45W	N45E
EVR-06	599051	7513143	354/24	127/56	254/22	N12W	N78E
EVR-13/14/17	608692	7512899	312/26	182/52	055/25	N46W	N44E
EVR-16	598426	7506977	111/31	247/50	007/22	N83W	N07E
EVR-18	596636	7512662	311/30	141/59	044/04	N45W	N45E
EVR-29	584757	7505876	353/27	179/63	085/02	N02E	N88W
EVR-38/39	574295	7504986	280/32	131/54	019/15	N76W	N14E
EVR-44	578503	7508354	328/37	137/52	234/05	N36W	N54E
EVR-45	577222	7506465	275/33	116/55	012/12	N79W	N11E
EVR-46	576294	7504305	113/29	336/53	216/21	N58W	N32E
EVR-48	595813	7506833	164/22	357/68	256/04	N14W	N76E
EVR-49	590038	7502473	308/32	162/53	048/17	N42W	N48E
EVR-52	585494	7502073	195/28	326/51	091/25	N07W	N83E
EVR-53	584563	7503245	281/19	064/67	186-13	N83W	N07E
EVR-55	585919	7509950	287/38	105/52	196/01	N74W	N16E
EVR-56	586297	7510356	328/36	128/53	231/09	N38W	N52E
EVR-57	595678	7516736	128/38	324/51	224/08	N48W	N42E
EVR-61	599882	7509461	330/37	131/51	233/09	N35W	N55E
EVR-66	607260	7513385	348/29	121/51	244/24	N21W	N69E
EVR-67	611100	7513217	320/34	109/51	219/15	N48W	N42E
EVR-68	605550	7513491	306/37	129/53	037/02	N54W	N36E

6.2. Espacialização dos dados de SH_{MAX}

Os dados de SH_{MAX} divididos nos três conjuntos, como descrito no tópico anterior (N70W-N84W; N35W-N58W; N27W-N03E), foram espacializados sobre o mapa geológico da bacia (Negrão, 2014), buscando-se avaliar os fatores e controles para a sua disposição (Figura 6.1).

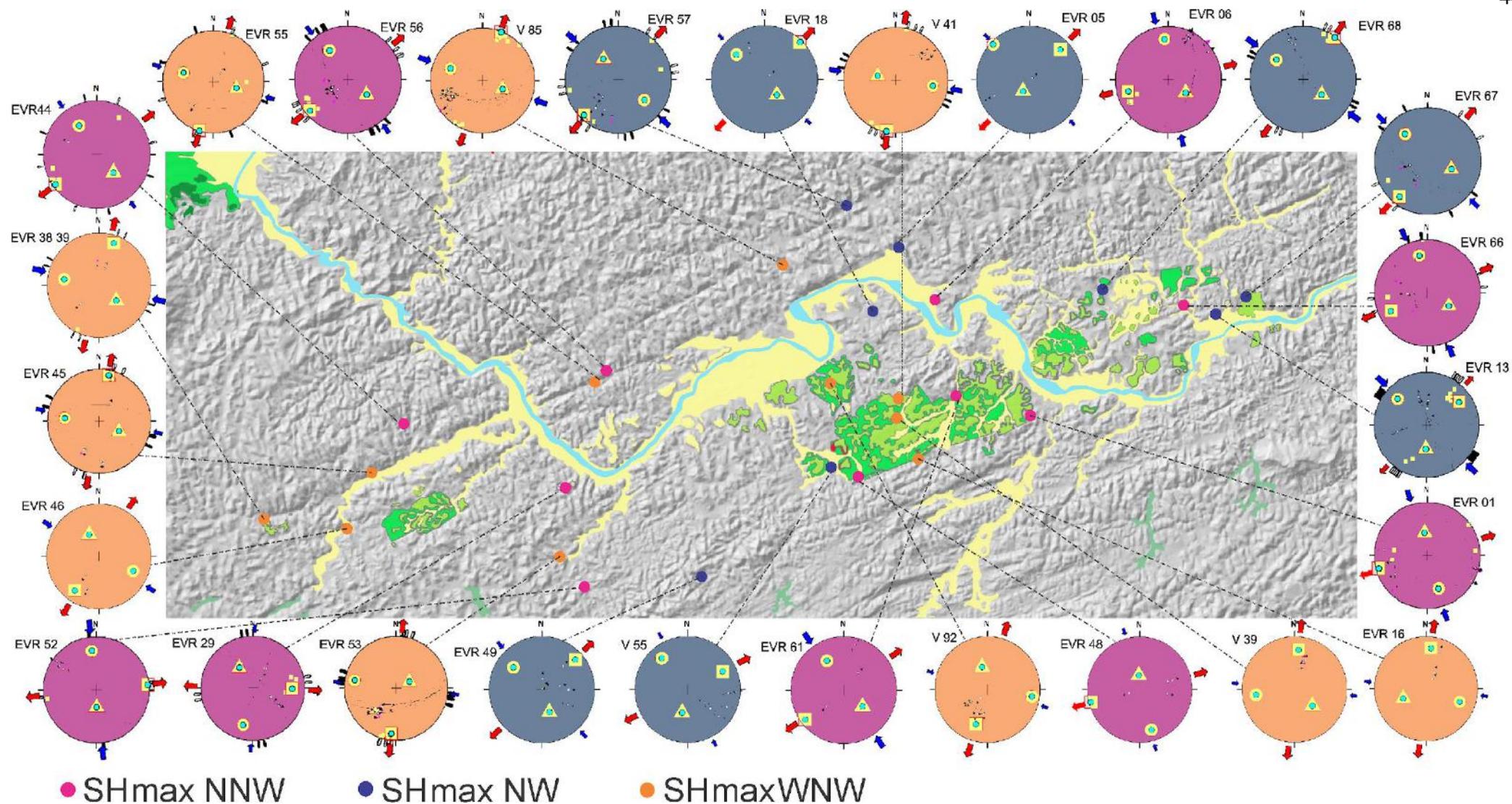


Figura 6.1: Dados de SH_{MAX} espacializados sobre mapa geológico da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014), em base de relevo sombreado.

Analisando-se a distribuição da orientação de SH_{MAX} ao longo da área investigada, pode-se interpretar que não está sendo influenciada por uma simples compartimentação na área de estudo. A concentração de dados na parte central da área deve-se ao fato de o principal depocentro da bacia estar ali localizado e, portanto, terem sido feitas mais medidas nessa porção da área.

Os dados de SH_{MAX} foram, a seguir, espacializados sobre o mapa de lineamentos (Figura 6.2) confeccionado por Brêda *et al* (2019) para a região (a partir da interpretação de imagens de SRTM), buscando-se analisar a sua relação com as descontinuidades estruturais (representadas pelos lineamentos).

Pode-se interpretar uma relação entre a orientação dos campos de paleotensão e os lineamentos, principalmente os de maior comprimento. Os dados de SH_{MAX} adjacentes aos lineamentos de direção ENE tendem a ter uma orientação WNW. Os dados de SH_{MAX} com orientação NNW tendem a estar adjacentes a lineamentos NNW, ou nas bordas laterais dos depocentros da bacia. Os campos de SH_{MAX} com orientação NW estão muitas vezes adjacentes a lineamentos de mesma orientação, no entanto também ocorrem em regiões em que não parecem estar sendo afetados por lineamentos. A partir disso, pode-se inferir preliminarmente que o campo de tensões regional deve ter orientação de SH_{MAX} NW.

Como pode ser observado na Figura 6.2, em alguns pontos as orientações de SH_{MAX} não parecem ser influenciadas diretamente pela disposição dos lineamentos. Para se avaliar e buscar explicações de como o arcabouço estrutural e o embasamento podem afetar todos os campos de paleotensão observados, foram feitos modelos numéricos da tensão atribuída ao evento de Transcorrência Dextral E-W.

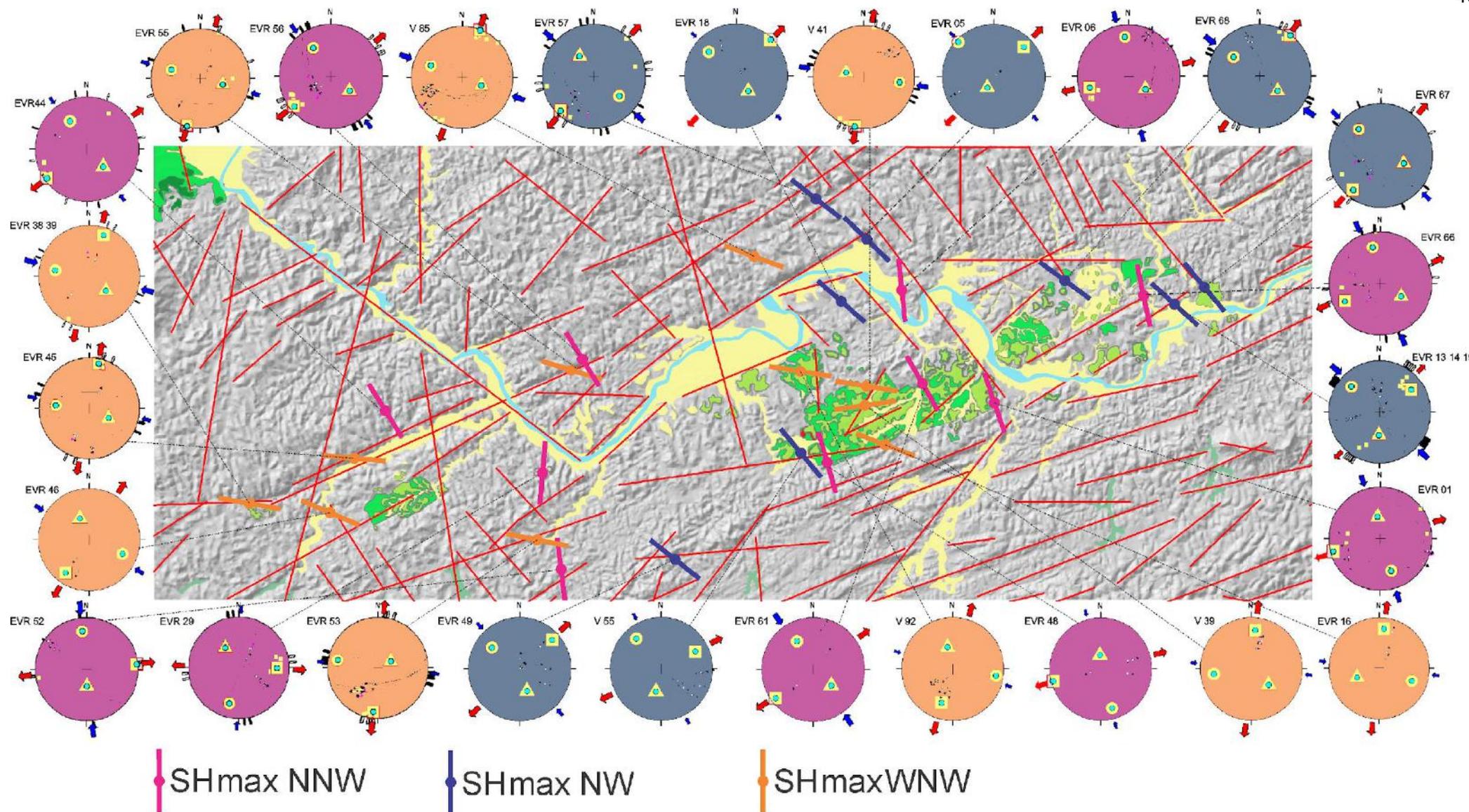


Figura 6.2: Dados de SH_{MAX} espacializados sobre mapa de lineamentos (base: mapa geológico da Bacia de Volta Redonda sobre *hillshade* - Negrão, 2014).

6.3. Modelagem das tensões

- Modelo 1

O primeiro modelo confeccionado buscou avaliar a influência das discontinuidades estruturais (considerando o mapa de lineamentos) na variação do SH_{MAX} . Os resultados do modelo são apresentados em termos da orientação de SH_{MAX} e dos valores de RFS (Razão de Falhamento por Esforço). Serão apresentados os resultados da aplicação de tensões de 0, 2, 10 e 20 MPa (Figuras 6.3 a 6.6).

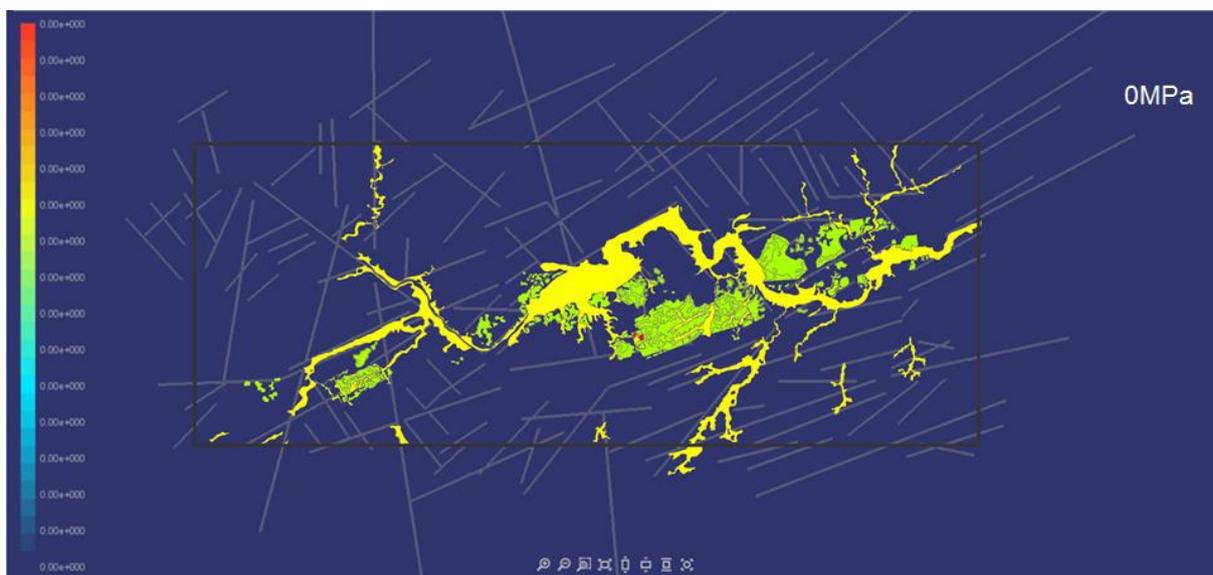


Figura 6.3: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das discontinuidades estruturais - passo de 0 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. O mapa geológico da Bacia de Volta Redonda (Negrão, 2014) é apresentado para que melhor se localize a área de estudo no modelo.

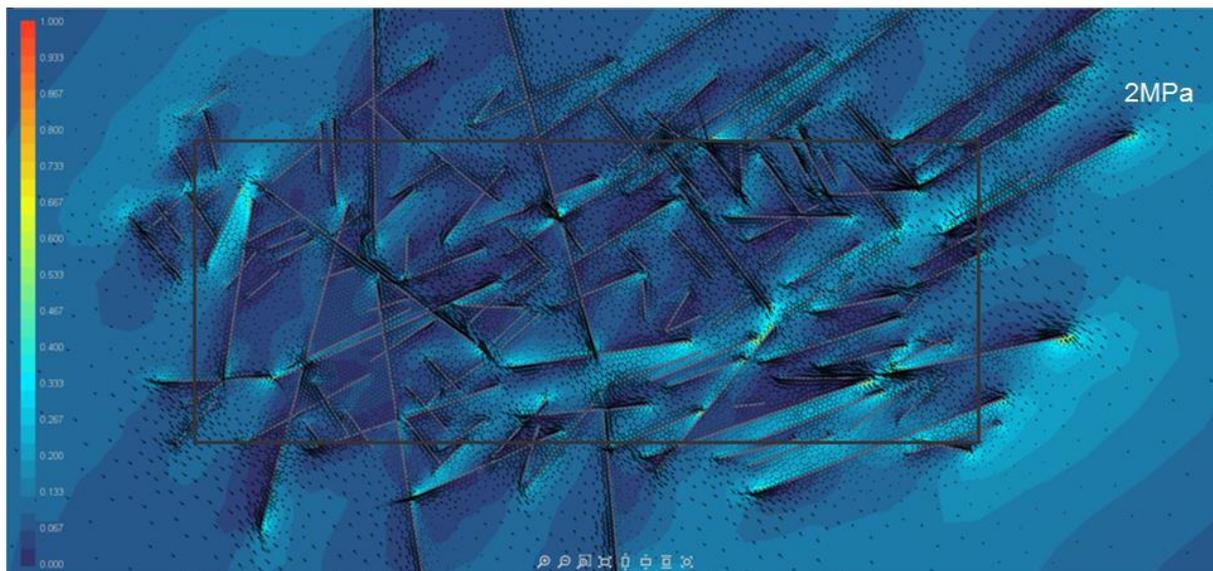


Figura 6.4: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 2 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

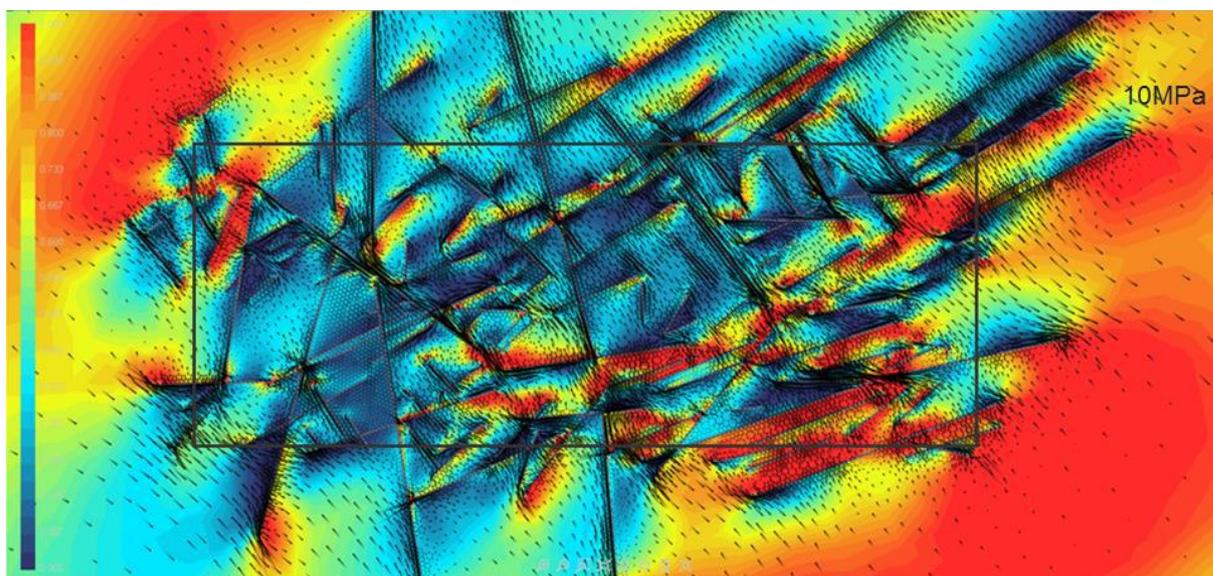


Figura 6.5: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 10 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Notar valores mais altos de RFS, indicativos de ruptura, principalmente ao longo dos lineamentos ENE. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

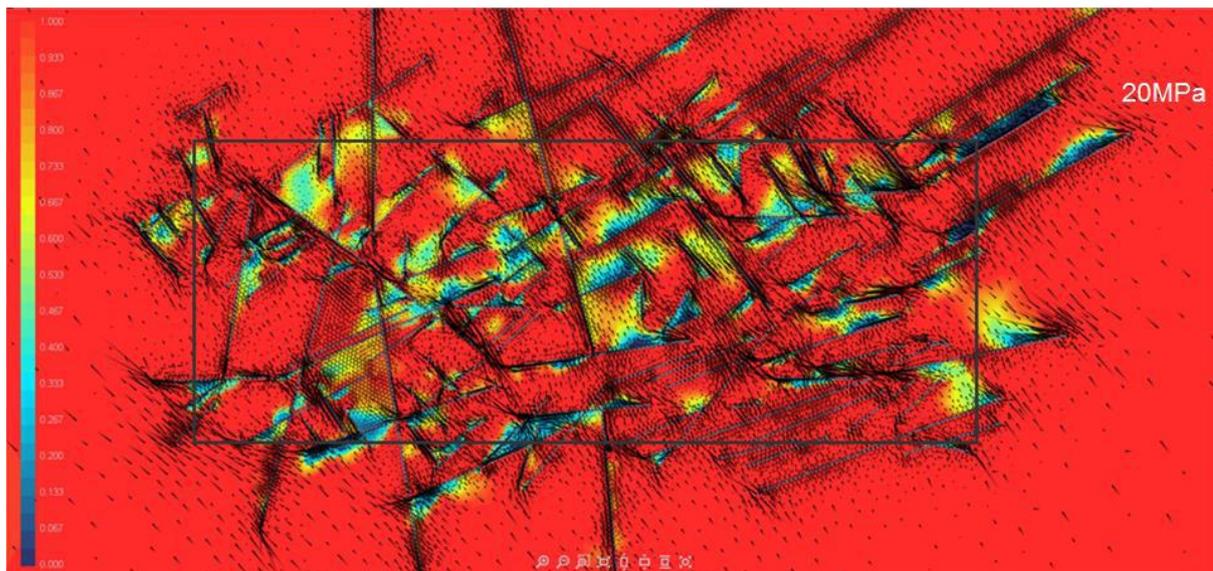


Figura 6.6: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das descontinuidades estruturais - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

A imagem a 0 MPa foi apresentada para o melhor posicionamento da bacia no modelo. A partir de 2 MPa já se percebe um aumento do RFS principalmente nas extremidades de lineamentos mais extensos, preferencialmente com a direção ENE. O SH_{MAX} (traços pretos presentes ao longo do modelo) tem direção predominante NW-SE, porém ocorre reorientação para WNW ou E-W principalmente perto de lineamentos de direção ENE. Verifica-se, ainda, que o SH_{MAX} tende a se paralelizar com os lineamentos aproximadamente N-S. Em locais onde ocorre cruzamento de lineamentos extensos, a magnitude de SH_{MAX} é muito reduzida, o que é indicado por traços pretos com menor comprimento na figura. Nestas mesmas regiões de truncamento de lineamentos a progressão do RFS ocorre mais lentamente (com 10 MPa essas áreas ainda estão com cores azuladas)

Com a progressão das tensões, o padrão de SH_{MAX} continua o mesmo, com aumento da sua magnitude (comprimento do traço). No entanto, com 10 MPa o mapa RFS mostra alguns pontos de rompimento, principalmente onde há lineamentos ENE mais extensos que não se cruzam com lineamentos N-S ou NNW. Com 20 MPa praticamente toda a área já se encontra rompida. É importante notar que, com o aumento das tensões, as porções adjacentes às bordas NW e SE do modelo apresentam resultado incompatível com o restante da área modelada, o que se deve ao efeito de borda, por

esses pontos terem sido fixados no modelo, pois a fixação de alguns pontos é necessária para que o modelo não fique hipostático.

A Figura 6.7 sobrepõe as tensões obtidas em campo ao modelo de tensões a 10 MPa, em uma porção da área.

Nota-se como a concentração e a reorientação das tensões são importantes nas proximidades dos lineamentos mais extensos. Além disso, pode-se perceber certa concordância e paralelismo entre os dados da modelagem e os obtidos a partir de falha/estria, principalmente quando o SH_{MAX} tende a ficar mais próximo de N45W. Isso acontece também em pontos onde há reorientação dos esforços, como, por exemplo, verifica-se na porção SW da área. Na parte central da Figura 6.7 ocorrem dados de paleotensão obtidos em campo com orientação WNW, apesar de a modelagem mostrar que, para as condições adotadas, a orientação de SH_{MAX} calculada é mais próxima de NW. Essa parte central coincide com a área de distribuição dos depósitos da bacia, no Gráben de Casa de Pedra.

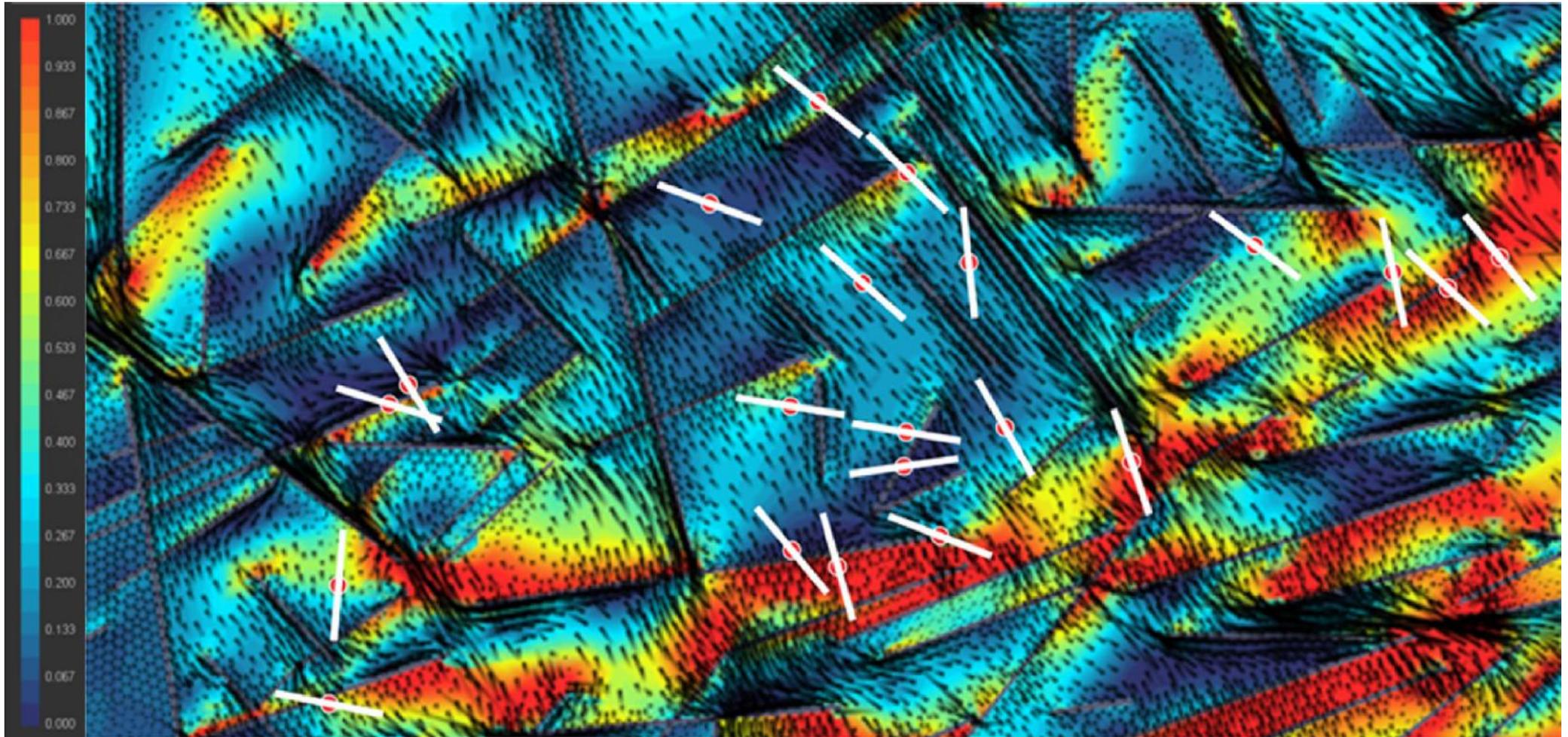


Figura 6.7: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando o embasamento homogêneo e os lineamentos como representativos das discontinuidades estruturais - passo de 10 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados.

- Modelo 2

O segundo modelo elaborado considera as diferenças litológicas e não inclui na análise as descontinuidades estruturais (lineamentos). Apesar de ser mais regional, englobando inclusive parte da Bacia de Resende, a interpretação será focada no entorno na Bacia de Volta Redonda. Os resultados também são apresentados em função da orientação de SH_{MAX} e dos valores RFS, com os passos 0, 4, 12 e 20 MPa (Figuras 6.8 a 6.11).

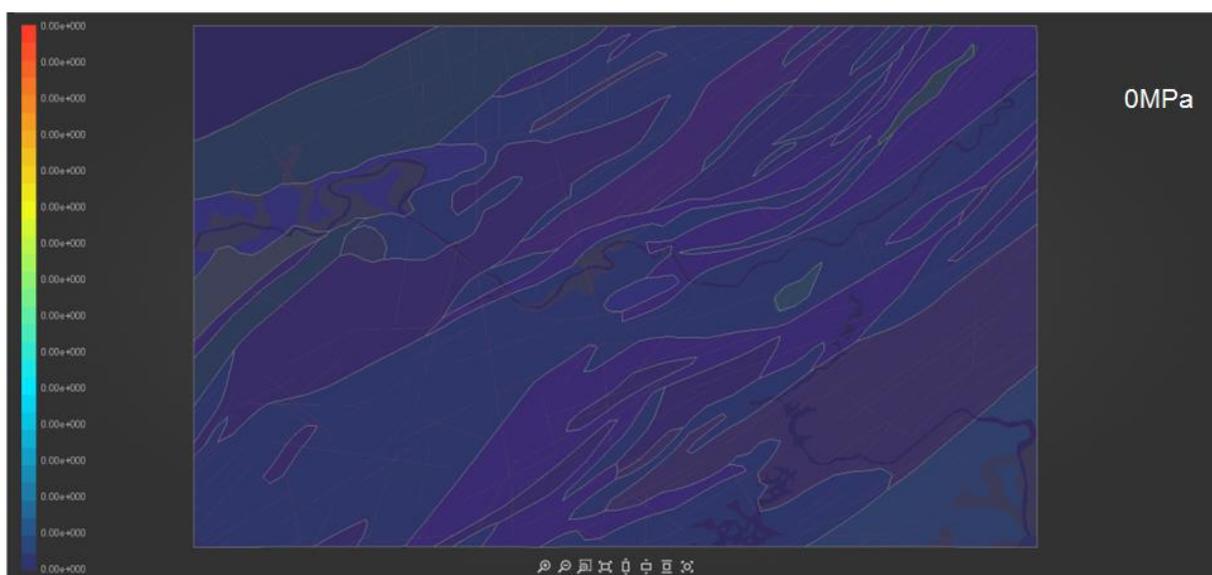


Figura 6.8: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 0 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material.

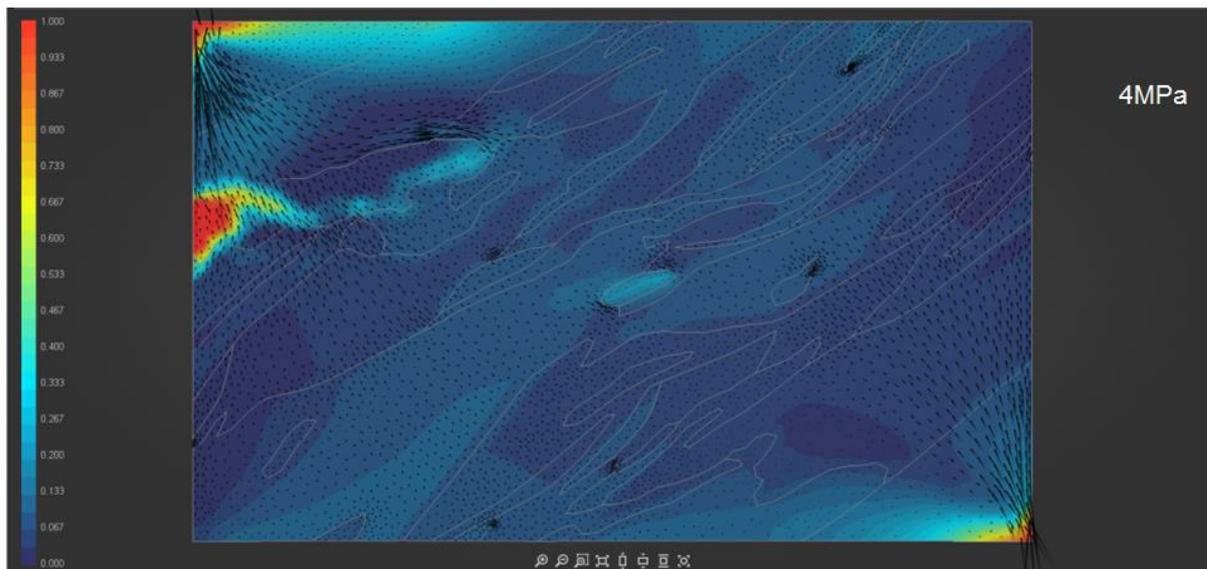


Figura 6.9: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 4 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

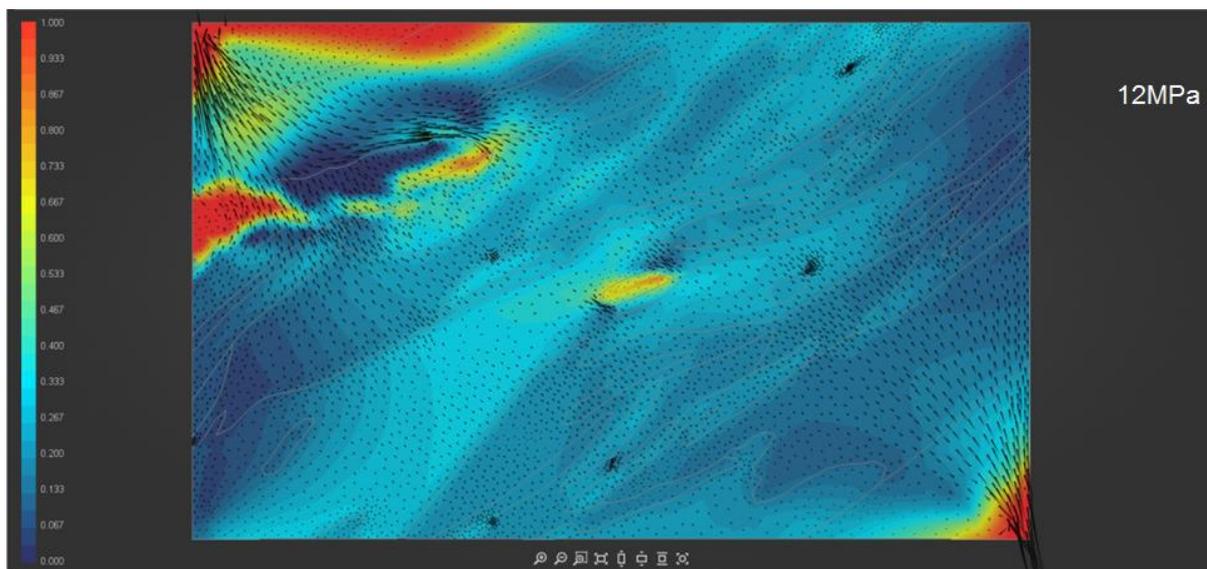


Figura 6.10: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 12 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

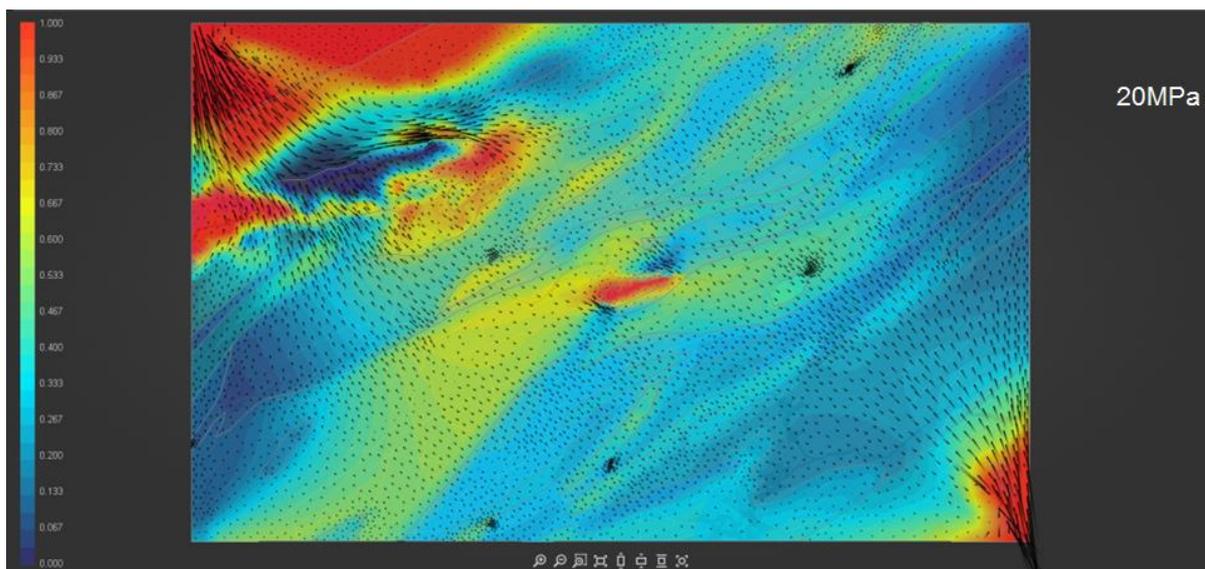


Figura 6.11: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

O modelo a 0 MPa foi usado como referência. Nos três modelos seguintes percebe-se o padrão de orientação de SH_{MAX} bastante constante na orientação NW, ocorrendo apenas reorientação desses esforços para WNW ou E-W nas bordas superior e inferior das bacias sedimentares, provavelmente por conta do contraste de propriedade geomecânicas. Analisando-se o padrão de RFS na área adjacente à Bacia de Volta Redonda, pode-se perceber que a progressão do RFS foi bem mais rápida na bacia do que nos corpos do embasamento. A 20 MPa percebe-se melhor as diferenças na evolução do RFS nas unidades do embasamento. As unidades do embasamento com progressão do RFS mais rápida (ou seja, mais próximas do rompimento com as tensões aplicadas) foram as referentes ao Complexo Paraíba do Sul; por conta de serem rochas metassedimentares, as propriedades geomecânicas aplicadas para essa unidade são mais frágeis. Os granitoides da região, assim como outras rochas ortoderivadas, suportam mais a tensão aplicada.

A Figura 6.12 mostra os valores de SH_{MAX} obtidos a partir de pares falha/estria sobrepostos ao modelo numérico a 14 MPa.

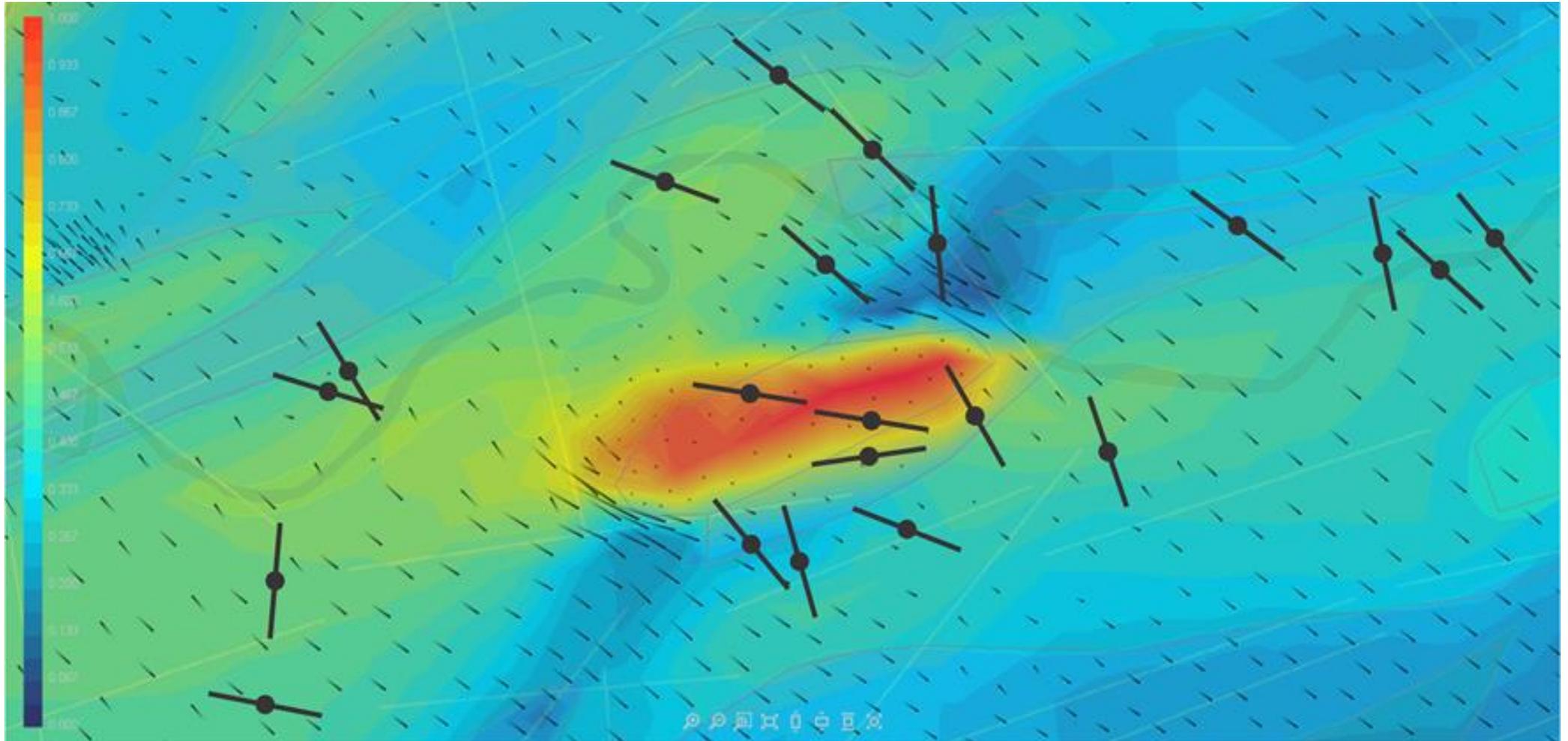


Figura 6.12: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento, sem incluir as discontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 14 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados.

Pode-se perceber um paralelismo entre a direção de SH_{MAX} a partir de dados de campo e do modelo numérico, quando este se encontram próximos de N45W. Os dados de paleotensão obtidos em campo que se encontram rotacionados para NNW ou WNW nas regiões não adjacentes à bacia (a Bacia de Volta Redonda está com altos valores de RFS – amarelo e vermelho - Figura 6.12) não são correspondentes aos calculados pelo modelo (traços pretos).

O SH_{MAX} obtido a partir de dados de campo na região da Bacia de Volta Redonda e adjacências (área com cores quentes, vermelho e amarelo - alto RFS) apresenta a tendência de rotação anti-horária para WNW. O SH_{MAX} modelado também rotaciona para WNW nas adjacências da bacia (porções externas superior NE e inferior SW do polígono central em que predominam cores quentes - alto RFS). A partir dessas evidências, é interpretado que o contraste de propriedades mecânicas entre a bacia e o embasamento controla a reorientação do campo de SH_{MAX} , com tendência a se paralelizar com a linha de contato da bacia com o embasamento.

- Modelo 3

O terceiro modelo elaborado considera tanto as variações litológicas quanto as descontinuidades estruturais (representadas pelos lineamentos). Apesar de o modelo ser mais regional, o foco da interpretação também será na área adjacente à Bacia de Volta Redonda. Os resultados são apresentados em função da orientação de SH_{MAX} e dos valores de RFS e serão exibidos os passos 0, 2, 12 e 20 MPa (Figuras 6.13 a 6.16).

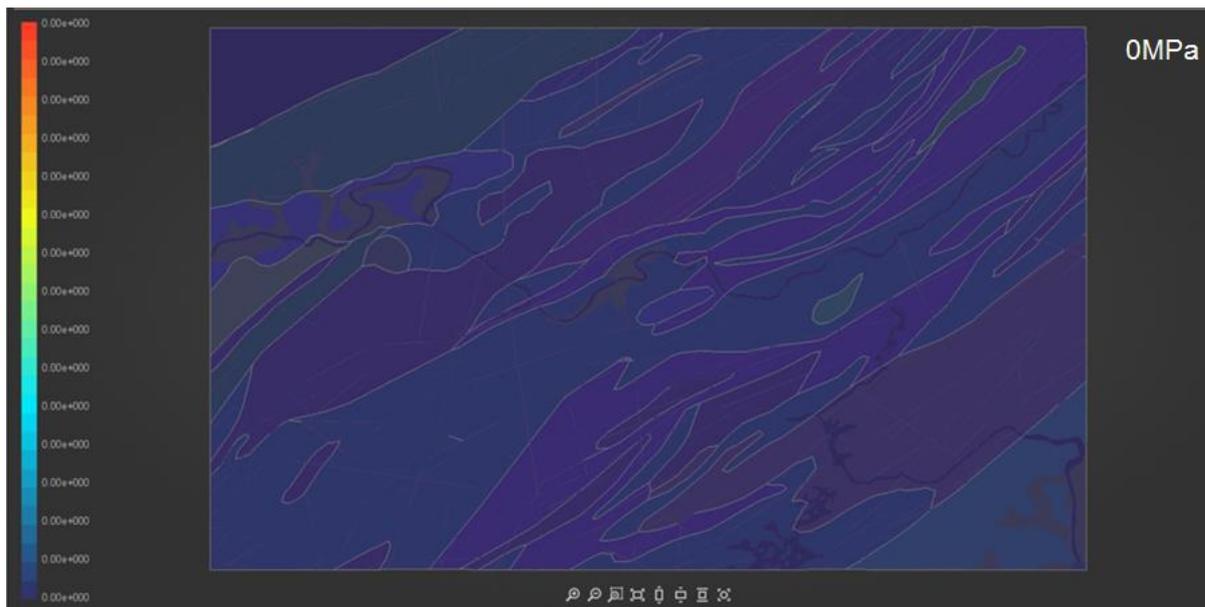


Figura 6.13: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 0 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material.

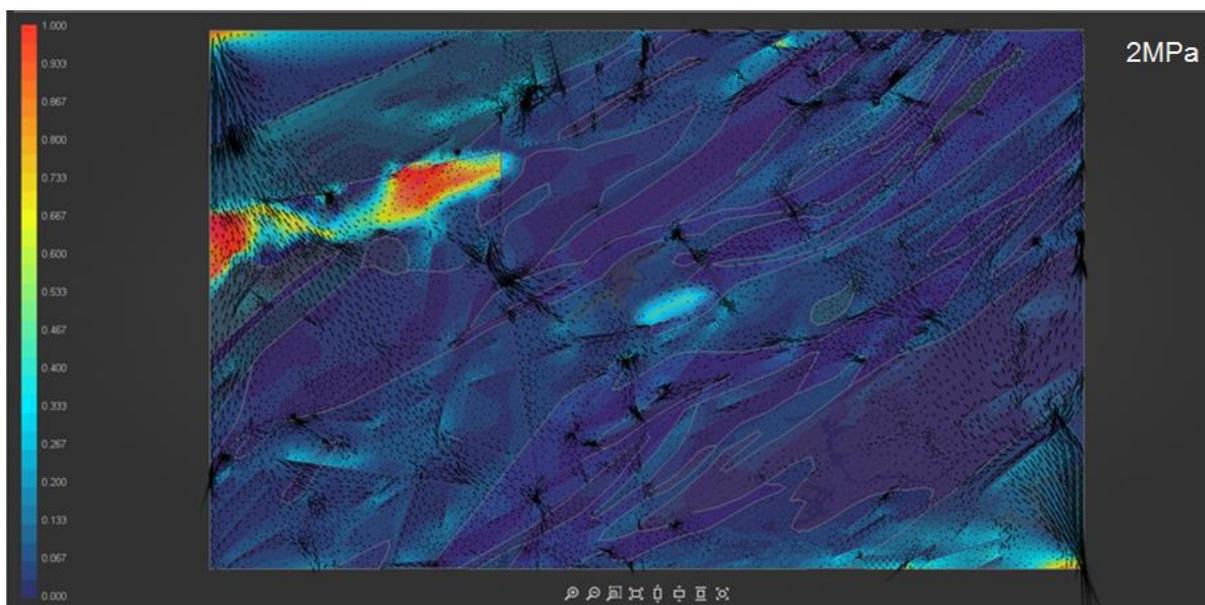


Figura 6.14: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as descontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 2 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

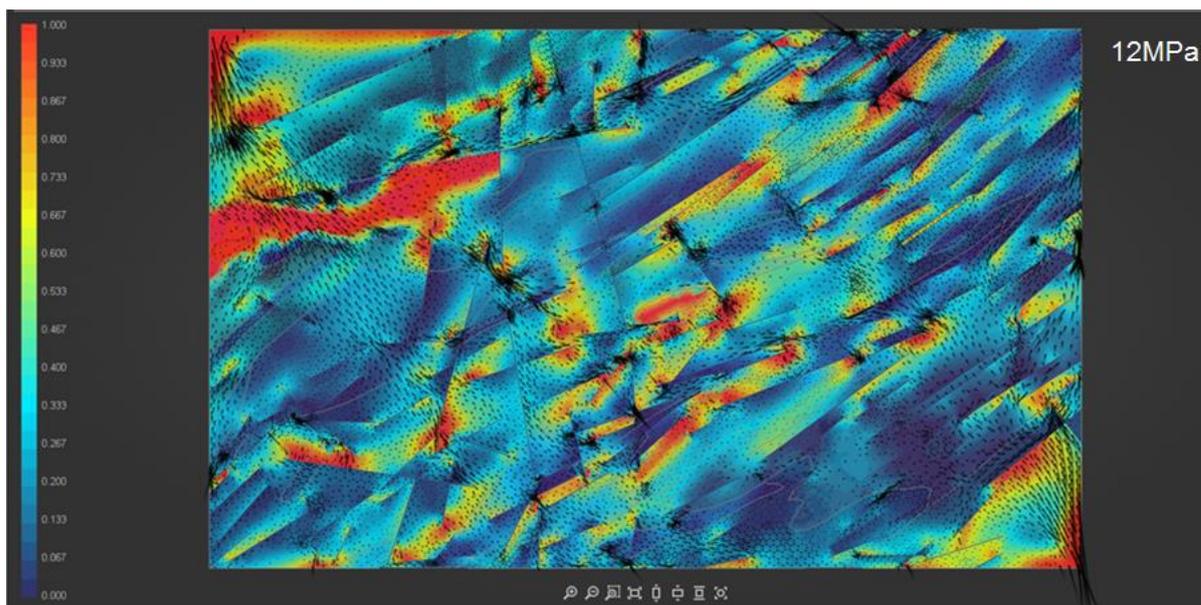


Figura 6.15: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as discontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 12 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

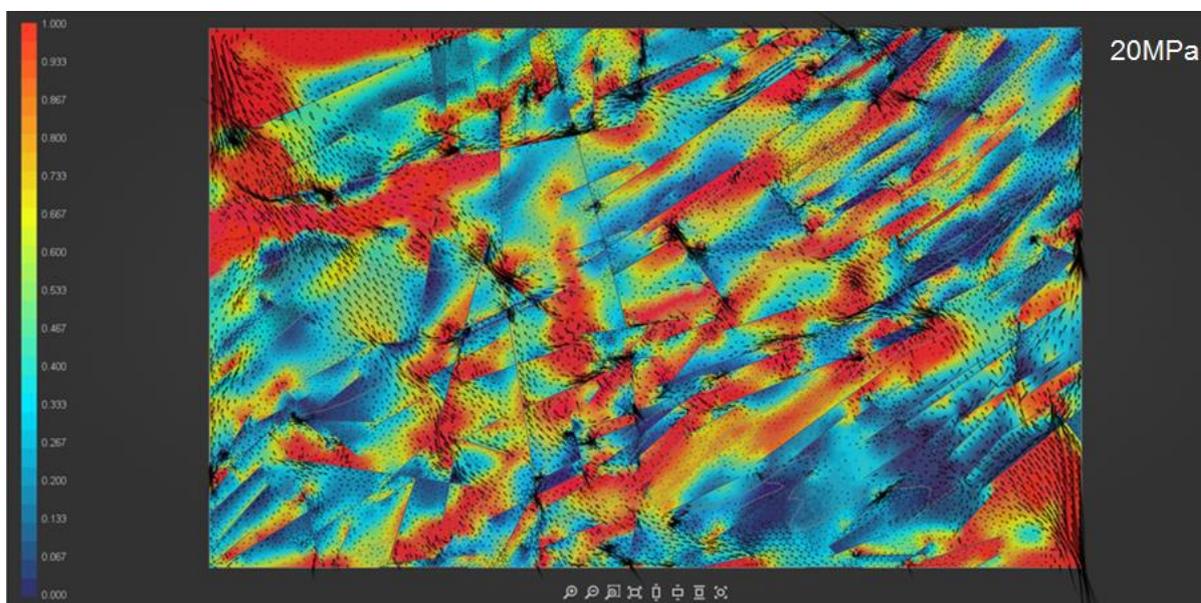


Figura 6.16: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as discontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 20 MPa. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo.

O modelo a 0 MPa foi usado como referência. Analisando-se primeiramente o padrão de SH_{MAX} , percebe-se que, apesar de quase sempre estar no campo NW-SE, está bastante influenciado pelas descontinuidades estruturais, reorientando-se. Há uma concentração da tensão nas extremidades de certos lineamentos, principalmente na direção ENE-WSW. Nessas regiões inclusive, há tendência de rompimento com menores tensões aplicadas

Quando são analisados os valores de RFS, percebe-se que as áreas de bacia são as primeiras a serem rompidas, o que é facilitado pelos lineamentos que passam nessa região, além das propriedades geomecânicas mais frágeis. Com a progressão das tensões, diversas áreas do embasamento também passam a romper (valores de RFS iguais 1), principalmente as mais próximas dos maiores lineamentos, preferencialmente de direção ENE-WSW.

Focalizando a análise nas áreas adjacentes à Bacia de Volta Redonda (Figura 6.17), percebe-se a grande influência dos lineamentos na reorientação das paleotensões, nas direções E-W, ENE-WSW, NW-SE e NNW-SSE. As direções das paleotensões também variam no entorno da bacia, de forma semelhante ao que foi reconhecido no modelo 2. Analisando as paleotensões modeladas (traços pretos), observa-se que o SH_{MAX} pode se comportar de duas maneiras em relação aos lineamentos (descontinuidades estruturais): o SH_{MAX} pode apresentar a tendência de se paralelizar com a direção dos lineamentos (reorientando-se), ou não ser afetado pelos lineamentos. Em locais onde o SH_{MAX} é ortogonal aos lineamentos e os cruza (sem rotacionar no sentido de se paralelizar) há uma forte tendência de ocorrer rompimento.

Percebe-se uma concordância consistente entre as direções de paleotensão obtidas a partir de pares falha/estria e as obtidas no modelo numérico, tanto para orientações de SH_{MAX} N45W quanto para orientações NNW ou WNW, ou seja, quando ocorre rotação. Esse padrão é observado em diversas regiões, como a SW da área, na parte central ou a NE. Dessa forma, avalia-se que um modelo que considera as litologias e as estruturas tectônicas é o mais adequado para avaliação da reorientação do SH_{MAX} . Todavia, em alguns pontos os dados de paleotensão obtidos a partir de pares falha/estria não apresentam coincidência com as orientações modeladas. Uma possível explicação para esse fato pode ser a existência de feições de menor comprimento que não foram consideradas no modelo.

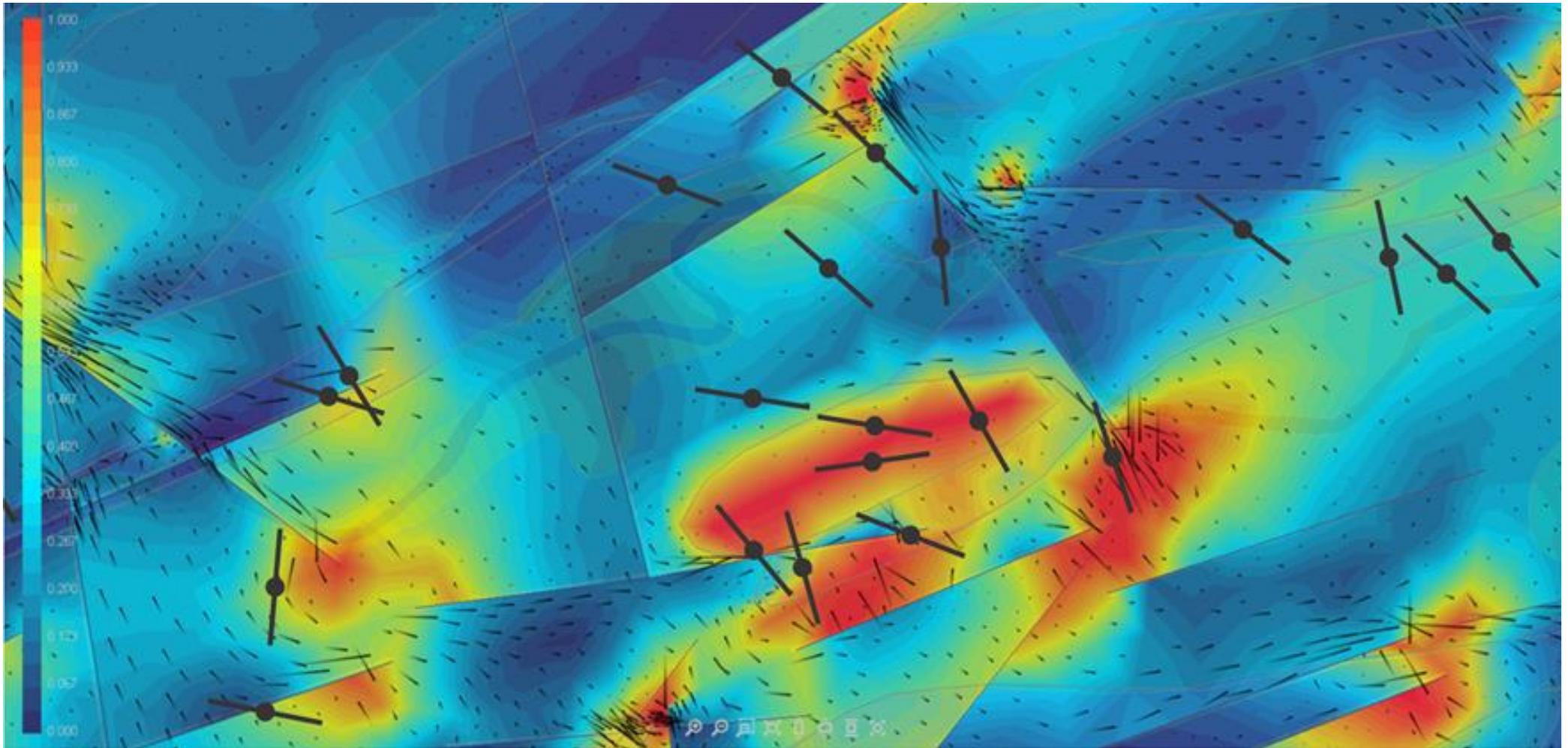


Figura 6.17: Modelagem numérica das tensões relacionadas ao evento de Transcorrência Dextral E-W, considerando as variações litológicas do embasamento e as discontinuidades estruturais (lineamentos) - passo de 14 MPa, com a superposição dos dados de SH_{MAX} obtidos a partir da interpretação de dados de pares falha/estria. A escala RFS é apresentada à esquerda do mapa, sendo as cores frias (mais próximas do azul) associadas a valores distantes do ponto de rompimento, enquanto cores quentes (mais próximas do vermelho) indicam aproximação do ponto de rompimento do material. Os traços pretos presentes na figura indicam a orientação e a magnitude do SH_{MAX} calculado pelo modelo. Essa é uma visão ampliada da região central do modelo, área que inclui os dados obtidos em campo apresentados.

7. CONCLUSÕES

Dentro do campo de paleoesforços esperados para o evento de Transcorrência Dextral E-W (SH_{MAX} NW-SE e SH_{min} NE-SW), foi observada uma clara variação e reorientação nos campos de paleotensão ao longo da área investigada.

A análise da distribuição das orientações de SH_{MAX} evidencia que o controle para a reorientação dos campos de tensão não se dá por uma compartimentação litológica ou estrutural da área de estudo, mas ocorre localmente, nas áreas adjacentes a cada um dos afloramentos analisados. Dessa forma, é considerado que os controles para a reorientação dos esforços seriam estruturas tectônicas preexistentes próximas e as propriedades mecânicas de cada litologia (resistência a esforços, orientação dos corpos ou contraste de propriedades mecânicas).

Com base nessa interpretação, pode-se concluir que o SH_{MAX} regional do evento de Transcorrência Dextral E-W é próximo a N45W, com a influência das estruturas ENE (relacionadas à Faixa Ribeira e à abertura do RCSB) na reorientação dos esforços para WNW e das estruturas transversais (NW e NNW) na rotação dos campos de esforços para NNW.

A modelagem numérica foi fundamental para que fosse testada a hipótese da influência de estruturas e das litologias do embasamento na reorientação de campos de esforços. Foi observada uma boa correlação entre os resultados dos modelos gerados, especialmente o modelo 3, e a análise de paleotensões com base nos dados de campo. Os resultados da modelagem numérica mostram que o campo de paleotensões sofre influência considerável de descontinuidades estruturais e também de contrastes reológicos mais significativos.

Os modelos foram elaborados considerando uma compressão máxima horizontal N45W e uma distensão máxima N45E. Dessa forma, é aqui considerado que esse é o campo de esforços do evento TD-EW na região de análise, já que houve concordância considerável entre o modelado e o observado a partir do campo.

Nos modelos produzidos, verifica-se que os lineamentos que influenciam a reorientação das paleotensões são os de maior comprimento, exercendo tal influência que, em muitos casos, o SH_{MAX} se orienta paralelamente a eles. Dessa forma, confirma-se a opção adotada de se utilizar apenas os lineamentos acima de uma determinada extensão (no presente estudo foram empregados apenas os lineamentos maiores ou iguais a 9 km para a geração do modelo numérico 3).

A análise dos mapas de RFS mostra que o rompimento ocorre primeiramente em materiais geomecanicamente mais frágeis, e também na extremidade dos lineamentos maiores, conforme o critério de Griffith (Griffith, 1924 *apud* Brêda, 2019). A reativação de estruturas pretéritas ocorre preferencialmente nos lineamentos de direção ENE. Além disso, em locais onde ocorre truncamento de lineamentos de diferentes direções há uma progressão mais lenta de RFS (deformação demora mais a ocorrer). Essas duas últimas constatações estão de acordo com modelos hipotéticos apresentados por Brêda (2019) para o evento TD-EW, em que são feitos testes para aplicação de tensão e posterior deformação a partir de diferentes arranjos estruturais.

Algumas discussões ainda precisam ser aprofundadas, considerando as razões geológicas para alguns aspectos modelados, como por exemplo:

- o modo como estruturas tectônicas influenciam o SH_{MAX} de tal forma que tenda a se paralelizar a elas. Brêda (2019) discute que a reativação de estruturas tectônicas é o fator de influência na reorientação do campo de esforços. Esse padrão é observado nos resultados do estudo aqui realizado. Os locais onde o SH_{MAX} não tende a se paralelizar podem estar relacionados a estruturas sobrepostas e truncamentos.
- o modo como algumas áreas parecem concentrar a deformação e outras não. Valores mais altos de RFS seguindo um *trend* NE/ENE no embasamento, por exemplo, provavelmente são causados pela estruturação regional (direção preferencial dos lineamentos), principalmente nas áreas de ocorrência do Complexo Paraíba do Sul, que, além desse fato, ainda apresenta uma reologia mais frágil.
- razões geológicas ou físicas para orientações de paleotensões obtidas a partir de dados de campo que não apresentaram correlação no modelo. Hipóteses para este fato seriam a presença de estruturas rúpteis de menor magnitude ou alguma litologia mais competente restringindo a deformação local. A avaliação local, porém, seria a única forma para se avançar nessa discussão.

Deve-se também aplicar, em trabalhos futuros, a modelagem numérica para o estudo dos outros eventos deformacionais relacionados à evolução do RCSB, além do próprio evento formador. Esse mesmo tipo de estudo pode ser aplicado ainda para outras bacias do Segmento Central do RCSB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, E. 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8: 387-402.
- ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 135-150.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7: 1309-1318.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK P.L., (ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (eds.). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- BRÊDA, T. C. 2012. *Análise Multiescalar da Formação Barreiras na Área Emersa da Bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ)*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 117 p.
- BRÊDA, T. C. 2019. *Variação da Orientação de Campo Neotectônico de Paleotensões ao Longo da Margem Sudeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 188 p.
- COGNÉ, N.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C., GALLAGHER, K. 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. *J. S. Am. Earth Sci.*, 42: 194–204.
- DELVAUX, D. & SPERNER, B. 2003. New Aspects of Tectonic Stress Inversion with Reference To The TENSOR Program. In: NIEUWLAND, D. A. (ed.). *New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Geological Society of London, Special Publications*, 212: 75-100.
- ENGELDER, T. 1994. Brittle Crack Propagation. In: HANCOCK, P. L. (ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 43-52.
- FERRARI, A. L. 2001. *Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 412 p.
- FOSSEN, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. 463p.

- HATCHER JR., R. D. 1995. *Structural Geology - Principles, Concepts and Problems*. Prentice-Hall. 525 p.
- HEILBRON, M. C. L.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 203-235.
- HEILBRON, M. C. L. et al. Nota Explicativa das Folhas: Volta Redonda (SF-23-Z-A-V), CPRM (2007); Barra do Piraí (SF-23-Z-A-III). CPRM (2007); Santa Rita do Jacutinga (SF-23-Z-A-II), CPRM (2007). PRONAGEO UERJ/CPRM. 2007. 173 p.
- SILVA, L. G. E. et al. 2007. Mapa Geológico da Folha Volta Redonda (SF-23-Z-A-V), CPRM (2007). PRONAGEO UERJ/CPRM. 2007. 1 mapa: Escala 1:100.000.
- HEILBRON, M. C. L. et al. 2007. Mapa Geológico da Folha Santa Rita do Jacutinga (SF-23-Z-A-II), CPRM (2007);. PRONAGEO UERJ/CPRM. 2007. 1 mapa: Escala 1:100.000.
- HEILBRON, M. C. L. et al. 2007. Mapa Geológico da Folha Barra do Piraí (SF-23-Z-A-III), CPRM (2007). PRONAGEO UERJ/CPRM. 2007. 1 mapa: Escala 1:100.000.
- MORAES, A. 1995. *Estudo da Distribuição dos Campos de Tensões Locais e da Geração de Falhas em Regime Extensional pelo Método dos Elementos Finitos*. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 241 p.
- MORAES, A. 2004. Comportamento Mecânico de Zonas de Falhas. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 300p.
- MORAES, A. 2016. *Mecânica do Contínuo para a Geologia Estrutural*. PerSe, São Paulo, 2a edição, 765 p.
- MORLEY, C. K.; NELSON, R. A.; PATTON, T. L.; MUNN, S. G. 1990. Transfer Zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bull.*, 74 (8): 1234-1253.
- NEGRÃO, A. P. 2014. *Evolução Tectonossedimentar e Deformação Rúptil Cenozoica da Região da Bacia Sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, RJ)*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 249 p.

- NEGRÃO, A. P.; RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L. & SANSON, M. S. R. 2015. Mapa Geológico do Cenozoico da Região da Bacia de Volta Redonda (RJ, Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): Identificação de Novos Grábens e Ocorrências Descontínuas, e Caracterização de Estágios Tectonossedimentares. *Brazilian Journal of Geology*, 45 (2): 273-291.
- PARISEAU, W. G. 2011. Apêndice B: Intact Rock and Joints Properties. In: PARISEAU, W. G. *Design Analysis in Rock Mechanics*, CRC Press, 627-632.
- RABELO, J. G. 2014. *Criação de Zonas de Alta Permeabilidade em Fraturas - Modelagem Numérica do Lajedo de Soledade, Formação Jandaíra, Bacia Potiguar*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado. 100 p.
- RABELO, J. G.; SILVA, A. T.; BEZERRA, F. H. R.; MORAES, A. 2015. Modelagem Numérica da Deformação em Carbonatos e Implicações na Formação de Carste. *Geologia USP (Série Científica)*, 15 (2): 99-110.
- RAHIMAN, T. & PETTINGA, J. R., 2008. Analysis of lineaments and their relationship to Neogene fracturing, SE Viti Levu, Fiji. *Geological Society of America Bulletin*. 120 (11-12): 1544-1555.
- 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. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 100 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. R.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405.
- SANSON, M. S. R. 2006. *Sistemas Depositionais Aluviais e Tectônica Cenozóica na Região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151 p.
- SANSON, M. S. R.; RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia de Volta Redonda. *Phoenix*, 88: 1-6.

- VALERIANO, C. M. & HEILBRON, M. C. L. 1993. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os Riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara: Dados Preliminares. In: SBG, Simp. Geol Sudeste, 3, *Bol Resumos*, p. 9-15.
- VENÂNCIO, M. B., DA SILVA, F. C. A., RODRIGUES, R. S., 2017. Desenvolvimento de fraturas Riedel durante cisalhamento dextral: a visão da modelagem física estrutural. Resumo Expandido. Anais do XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 440-443.
- WOODCOCK, N. H. & SCHUBERT, C. 1994. Continental Strike-Slip Tectonics. In: HANCOCK, P. L. (ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 251-262.
- ZALÁN, P. V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.* 16(3): 245-257.
- ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J. A. B., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 269-300.

APÊNDICE A

Planilha de Dados Estruturais – Evento TD-EW – Bacia de Volta Redonda (com base em Brêda, 2019)

LEGENDA

	DADOS ESTRUTURAIS NÃO UTILIZADOS
	DADO COMPATÍVEL COM O EVENTO TD-EW

N – Normal
D – Dextral
ND – Normal/Dextral
DN – Dextral/Normal
NS – Normal/Sinistral
SN – Sinistral/Normal

PONTO	COORDENADAS		AUTOR	PLANO DE FALHA		ESTRIA		STRIKE	MOVIMENTO	EVENTO	UNIDADES AFETADAS
	X	Y		Direção	Mergulho	Direção	Mergulho				
V-39	597570	7508543	Sanson (2006)	340	50	020	35	N70E	ND	TD	Formação Pinheiral
V-39	597570	7508543	Sanson (2006)	350	59	015	35	N80E	ND	TD	Formação Pinheiral
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	337	58	063	27	N67E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	358	48	056	28	N88E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	358	48	044	37	N88E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	330	75	055	17	N60E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	185	65	185	65	N85W	N	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-41	597654	7509317	Sanson (2006)	185	68	185	68	N85W	N	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	205	74	130	43	N65W	D	TD	Rocha alcalina
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	210	86	127	57	N60W	D	TD	Rocha alcalina
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	182	83	093	12	N88W	D	TD	Rocha alcalina
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	183	86	095	20	N87W	D	TD	Rocha alcalina
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	200	78	114	19	N70W	D	TD	Rocha alcalina
V-55	595649	7506682	Sanson (2006)	215	78	130	24	N55W	D	TD	Rocha alcalina
V-57	595843	7506870	Sanson (2006)	212	68	212	68	N58W	N	TD	Formação Pinheiral
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	192	56	240	42	N78W	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	176	69	253	30	N86E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	149	52	149	52	N59E	N	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	170	58	250	14	N80E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	165	76	248	23	N75E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	175	60	242	34	N85E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	160	53	236	18	N70E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	194	54	256	15	N76W	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-85	593168	7514426	Sanson (2006)	157	44	228	17	N67E	DN	TD	Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	170	78	217	73	N80E	ND	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	160	56	187	44	N70E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	176	70	232	56	N86E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	176	70	230	59	N86E	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	173	52	203	48	N83E	ND	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	182	70	239	57	N88W	DN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	254	70	198	58	N16W	SN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	113	40	048	27	N23E	SN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	110	45	040	20	N20E	SN	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	210	56	210	56	N60W	N	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos

V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	072	72	072	72	N18W	N	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
V-92	595004	7509892	Sanson (2006)	258	42	258	42	N12W	N	TD	Formação Resende/Formação Pinheiral/Sedimentos neogênicos
EVR-01	602754	7508630	Negrão (2014)	295	44	240	30	N25E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-01	602754	7508630	Negrão (2014)	027	28	105	07	N63W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-01	602754	7508630	Negrão (2014)	205	50	260	34	N65W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-01	602754	7508630	Negrão (2014)	040	25	120	06	N50W	DN	TD	Fm. Resende
EVR-05	597688	7515097	Negrão (2014)	052	85	052	85	N38W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Dique rocha básica alcalina + Cobertura sedimentar Paleogênica/ Neogênica (?) intensamente pedogenizada.
EVR-05	597688	7515097	Negrão (2014)	178	44	245	18	N88E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Dique rocha básica alcalina + Cobertura sedimentar Paleogênica/ Neogênica (?) intensamente pedogenizada.
EVR-05	597688	7515097	Negrão (2014)	190	45	246	30	N80W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Dique rocha básica alcalina + Cobertura sedimentar Paleogênica/ Neogênica (?) intensamente pedogenizada.
EVR-05	597688	7515097	Negrão (2014)	205	85	255	84	N65W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Dique rocha básica alcalina + Cobertura sedimentar Paleogênica/ Neogênica (?) intensamente pedogenizada.
EVR-06	599051	7513143	Negrão (2014)	105	52	22	10	N15E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-06	599051	7513143	Negrão (2014)	105	50	026	15	N15E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-06	599051	7513143	Negrão (2014)	110	15	055	10	N20E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-06	599051	7513143	Negrão (2014)	108	52	024	08	N18E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-07	600395	7513506	Negrão (2014)	280	83	215	75	N10E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Dique de rocha básica alcalina moderadamente alterada
EVR-09	608869	7514656	Negrão (2014)	260	72	260	72	N10W	N	E2	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Fm. Resende + Fm. Pinheiral + Cobertura Neogênica
EVR-11	615124	7513784	Negrão (2014)	296	70	220	34	N26E	SN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-12	610237	7514119	Negrão (2014)	014	48	034	46	N76W	ND	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado + Fm. Pinheiral (?) + Cobertura neogênica (?)
EVR-13	608692	7512899	Negrão (2014)	060	76	002	65	N30W	SN	TD	Embasamento intensamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-13	608692	7512899	Negrão (2014)	070	85	348	60	N20W	SN	TD	Embasamento intensamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-13	608692	7512899	Negrão (2014)	072	86	345	44	N18W	SN	TD	Embasamento intensamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-14	608553	7513828	Negrão (2014)	060	66	356	55	N30W	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-14	608553	7513828	Negrão (2014)	170	88	256	50	N80E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-15	610062	7510344	Negrão (2014)	230	60	230	60	N40W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura sedimentar neogênica
EVR-16	598426	7506977	Negrão (2014)	036	26	020	24	N54W	NS	TD	Embasamento fresco (biotita gnaïsse)
EVR-16	598426	7506977	Negrão (2014)	336	70	024	60	N66E	DN	TD	Embasamento fresco (biotita gnaïsse)
EVR-16	598426	7506977	Negrão (2014)	338	80	034	72	N68E	DN	TD	Embasamento fresco (biotita gnaïsse)
EVR-18	596636	7512662	Negrão (2014)	52	75	334	35	N38W	SN	TD	Embasamento gnáissico pouco alterado + Cobertura neogênica
EVR-18	596636	7512662	Negrão (2014)	050	80	050	80	N40W	N	TD	Embasamento gnáissico pouco alterado + Cobertura neogênica
EVR-19	607968	7513837	Negrão (2014)	176	80	255	42	N86E	DN	TD	Fm. Resende + Cobertura neogênica
EVR-19	607968	7513837	Negrão (2014)	038	81	038	81	N52W	N	TD	Fm. Resende + Cobertura neogênica
EVR-21	606378	7510256	Negrão (2014)	054	45	054	45	N36W	N	TD	Embasamento gnaïssico moderadamente alterado + Cobertura sedimentar pleistocênica/ holocênica.
EVR-24	589342	7510106	Negrão (2014)	195	30	220	28	N75W	ND	TD	Fm. Pinheiral

EVR-26	588490	7510447	Negrão (2014)	32	80	116	62	N58W	DN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado + Cobertura neogênica/Arenitos da Fm. Rib. dos Quatis (?)
EVR-29	584757	7505876	Negrão (2014)	220	65	306	9	N50W	DN	TD	Embasamento moderadamente alterado + Fm. Ribeirão dos Quatis (?) + Cobertura neogênica (?)
EVR-29	584757	7505876	Negrão (2014)	222	72	304	28	N48W	DN	TD	Embasamento moderadamente alterado + Fm. Ribeirão dos Quatis (?) + Cobertura neogênica (?)
EVR-38	574048	7504907	Negrão (2014)	20	62	20	62	N70W	N	TD	Fm. Ribeirão dos Quatis
EVR-39	574295	7504986	Negrão (2014)	190	54	225	29	N80W	ND	TD	Dique alcalino muito alterado (aprox. 1,5m de espessura) intrudindo embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-40	573103	7504698	Negrão (2014)	344	76	050	60	N74E	DN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-42	573494	7514232	Negrão (2014)	334	86	60	70	N64E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-44	578503	7508354	Negrão (2014)	222	72	294	42	N48W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-44	578503	7508354	Negrão (2014)	166	42	240	13	N76E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-45	577222	7506465	Negrão (2014)	0	42	0	42	E-W	N	E2	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-45	577222	7506465	Negrão (2014)	234	38	176	24	N36W	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-45	577222	7506465	Negrão (2014)	000	64	030	60	E-W	ND	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-45	577222	7506465	Negrão (2014)	186	42	204	40	N84W	ND	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-46	576294	7504305	Negrão (2014)	288	78	206	56	N18E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-46	576294	7504305	Negrão (2014)	200	34	200	34	N70W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-47	575825	7502511	Negrão (2014)	034	74	112	60	N56W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica(?)
EVR-48	595813	7506833	Negrão (2014)	056	54	100	48	N34W	ND	TD	Basanita Casa de Pedra
EVR-48	595813	7506833	Negrão (2014)	102	48	074	44	N12E	NS	TD	Basanita Casa de Pedra
EVR-48	595813	7506833	Negrão (2014)	083	36	074	34	N7W	NS	TD	Basanita Casa de Pedra
EVR-48	595813	7506833	Negrão (2014)	264	74	254	72	N6W	N	TD	Basanita Casa de Pedra
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	024	72	078	62	N66W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	024	72	024	72	N66W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	020	72	020	72	N70W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	028	70	028	70	N62W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	030	66	090	48	N60W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	030	78	030	78	N60W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	022	42	042	40	N68W	ND	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	056	80	004	72	N34W	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	048	86	048	86	N42W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	038	86	038	86	N52W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas
EVR-49	590038	7502473	Negrão (2014)	034	86	120	43	N56W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado com intrusões pegmatíticas

EVR-52	585494	7502073	Negrão (2014)	52	74	116	58	N38W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-52	585494	7502073	Negrão (2014)	046	74	122	42	N44W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-52	585494	7502073	Negrão (2014)	114	84	044	70	N24E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	175	65	218	56	N85E	ND	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	168	58	228	38	N78E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	166	54	216	41	N76E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	174	64	194	62	N84E	ND	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	164	64	230	40	N74E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-53	584563	7503245	Negrão (2014)	160	56	216	40	N70E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado + Cobertura neogênica (?)
EVR-55	585919	7509950	Negrão (2014)	184	46	218	40	N86W	ND	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-55	585919	7509950	Negrão (2014)	104	82	040	72	N14E	SN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-56	586297	7510356	Negrão (2014)	246	62	246	62	N24W	N	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-56	586297	7510356	Negrão (2014)	226	68	226	68	N44W	N	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-56	586297	7510356	Negrão (2014)	238	60	238	60	N32W	N	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado
EVR-56	586297	7510356	Negrão (2014)	244	64	244	64	N26W	N	TD	Cobertura neogênica (?)
EVR-57	595678	7516736	Negrão (2014)	202	56	222	54	N68W	ND	TD	Embasamento intensamente alterado
EVR-57	595678	7516736	Negrão (2014)	240	44	204	38	N30W	NS	TD	Embasamento intensamente alterado
EVR-57	595678	7516736	Negrão (2014)	304	52	220	10	N34E	SN	TD	Embasamento intensamente alterado
EVR-57	595678	7516736	Negrão (2014)	294	68	218	33	N24E	SN	TD	Embasamento intensamente alterado
EVR-59	599523	7511178	Negrão (2014)	20	82	106	30	N70W	DN	TD	Embasamento gnáissico pouco alterado (biotita gnaïsse)
EVR-61	599882	7509461	Negrão (2014)	100	72	14	14	N10E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-61	599882	7509461	Negrão (2014)	160	74	226	54	N70E	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-61	599882	7509461	Negrão (2014)	040	56	040	56	N50W	N	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-61	599882	7509461	Negrão (2014)	118	70	064	57	N28E	SN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-62	600309	7510857	Negrão (2014)	360	72	072	44	E-W	DN	TD	Embasamento gnáissico moderadamente alterado
EVR-66	607260	7513385	Negrão (2014)	264	70	264	70	N6W	N	TD	Fm. Resende
EVR-66	607260	7513385	Negrão (2014)	230	64	268	58	N40W	ND	TD	Fm. Resende
EVR-67	611100	7513217	Negrão (2014)	215	62	215	62	N55W	N	TD	Fm. Resende
EVR-67	611100	7513217	Negrão (2014)	238	62	256	61	N32W	ND	TD	Fm. Resende
EVR-68	605550	7513491	Negrão (2014)	070	80	343	34	N20W	SN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado + Cobertura neogênica
EVR-68	605550	7513491	Negrão (2014)	065	78	340	22	N25W	SN	TD	Embasamento gnáissico intensamente alterado + Cobertura neogênica