

Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

ZONAS DE CISALHAMENTO E FALHAS REGIONAIS DA
SERRA DO MAR (LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO)
A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DE LEVANTAMENTOS DE
CAMPO E DE DADOS AEROGEOFÍSICOS

Monografia

TF-18/30



Aluno: Marcelo Moura dos Santos Junior

Orientador: Prof.Dr. André Pires Negrão

São Paulo

2018

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a meus pais, minha mãe Edi, meu pai Marcelo, e a minha tia Marina por todo apoio que me deram ao longo dos anos, para eu poder chegar até aqui. Agradeço a minha namorada Bianca, que nos últimos dois anos e meio vem me acompanhando e ajudando bastante. Agradeço aos meus amigos Alejado, Aydz, Bhamby, Bigode, Eunuco, Furunka, Garibaldo, Ladybug, Lelek, Maria, Mãe Loka, Murta, Pikadero, Porka, Xica e Ympa, por todas as alegrias, resumos, tristezas, provas, filmes e por fazerem alguns trabalhos de campo mais suportáveis. Por último agradeço ao meu professor orientador, André Negrão, por toda a paciência e ensinamentos ao longo desse ano.

Sumário

1. RESUMO	4
2. ABSTRACT	4
3. INTRODUÇÃO	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS	7
4.1. Banco de dados geoespacial	7
4.2. Mapeamento geológico-estrutural	9
4.3. Descrição petrográfica	9
5. GEOLOGIA REGIONAL	10
6. RESULTADOS	15
6.1. Mapas morfoestruturais e aerogeofísicos	15
6.2. Levantamentos de campo	22
6.3. Petrografia	26
7. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	34
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38

1. RESUMO

Este trabalho de formatura objetiva a melhor compreensão sobre a natureza e a distribuição das principais estruturas controladoras do relevo da Serra do Mar através da correlação de dados de campo (seções geológico-estruturais entre o Vale do Paraíba e litoral) com mapas aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) e morfoestruturais (SRTM 1 arc second). Os dados de campo foram obtidos através de levantamento realizado na Rodovia dos Tamoios, onde foram descritas rochas e medidas estruturas, como foliação e fraturas, e coletadas amostras para microscopia, permitindo melhor caracterização da mineralogia e microestruturas. Os mapas aerogeofísicos foram obtidas através do Projeto São José dos Campos – Resende da CPRM/SGB (Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais / Serviço Geológico do Brasil) e os modelos de terrenos foram obtidas através do site earthexplorer.usgs.gov. Os dados de terreno foram tratadas usando ferramentas do programa QGis e produzidos *shapefiles* de lineamentos sobre estas imagens para a confecção dos mapas. Ao todo, foram produzidos 6 mapas aerogeofísicos e 5 mapas morfoestruturais. Com a integração dos dados de mapa e de campo, foram identificadas diversas zonas de cisalhamento e cataclases/falhas, relacionadas a grandes sistemas (já identificados na literatura), bem como diversas outras estruturas subordinadas não cartografadas até o momento, desse modo produzindo ao final um mapa estrutural.

2. ABSTRACT

This dissertation aims to better understand the nature and distribution of the main control structures of the Serra do Mar range by correlating field data (geological-structural sections between the Vale do Paraíba and the coast) with aerogeophysical maps (magnetometry and gamma spectrometry) and with morphostructural maps (SRTM 1 arc second). Field data were obtained through the fieldwork carried out on the Tamoios Highway, where rocks and structures were described, such as foliation and fractures, and samples were collected for microscopy. From these samples, petrographic thin section were produced that were described, characterizing better the mineralogy and the microstructures. The images of aerogeophysical maps were obtained through the São José dos Campos - Resende CPRM / SGB Aerogeophysical Project and the images of morphostructural maps were obtained through earthexplorer.usgs.gov. These images were treated using tools from the QGis program and produced shapefiles of lineaments on these images to make the maps. Altogether, 30 geological points were described along the Tamoios Highway, described 16 thin section, produced 6 aerogeophysical maps and 5 morphostructural maps. With the integration of these data, it was identified several shear zones and faults, related to large

systems (already identified in the literature), as well as several other subordinate structures not mapped to date.

3. INTRODUÇÃO

A área de estudo insere-se no contexto geológico/geomorfológico da Serra do Mar do estado de São Paulo, em que foram elaboradas seções geológico-estruturais ao longo dos eixos São José dos Campos - Caraguatatuba e Taubaté - Ubatuba (Figura 1) de modo a se investigar e estabelecer correlação entre estruturas tectônicas regionais com os recentes dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) disponibilizados pela CPRM.

A área investigada é constituída essencialmente por rochas ígneas e metamórficas neoproterozóicas vinculadas ao Orógeno Ribeira (Heilbron et al 2004). Rochas magmáticas toleíticas do Cretáceo Inferior e rochas magmáticas alcalinas do Cretáceo Superior ocorrem sob a forma de diques encaixados nas unidades do embasamento (Almeida, 1986), principalmente no Complexo Costeiro.

Na área de estudo, os compartimentos tectônicos e geomorfológicos são limitados por estruturas tectônicas regionais, por exemplo as falhas de Taxaquara, Cubatão, além de diversas outras subordinadas ou de menor expressão. Estas estruturas são representadas por zonas de cisalhamento dextrais relacionadas aos processos finais de evolução da Faixa Ribeira (Sadowski et al., 2004), e frequentemente reativadas por estruturas rúpteis mesozoicas e cenozoicas.

O atual relevo da Serra do Mar no Sudeste do Brasil tem sua herança relacionada, principalmente, a abertura do Atlântico Sul (bordas externas das bacias de Santos e Campos) e, ao desenvolvimento de um sistema de riftes de idade cenozoica. Estudos de termocronologia e de isótopos apontam importantes episódios de soerguimento das serras do Mar e Mantiqueira (Saenz et al. 2002, 2004; Hackspacher et al. 2003; Hiruma et al. 2010), havendo dois de maior importância durante o Cretáceo, com idades em torno de 120 Ma e 80 Ma. Durante o Paleógeno, tem-se a instalação do Rife Continental do Sudeste do Brasil – RCSR (Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004) situado na área emersa adjacente à bacia de Santos, e que promoveu grande subsidência da área hoje ocupada pelo vale do rio Paraíba do Sul e soerguimentos de suas ombreiras, as serras do Mar e da Mantiqueira. Entre o Neógeno e o recente, são reconhecidos outros quatro eventos tectônicos responsáveis por importantes reestruturações das redes de drenagem e modelagem da paisagem, além de promoverem a reativação de estruturas pretéritas.

Nesse sentido, o presente trabalho final de graduação melhor compreender a natureza e a distribuição das principais estruturas controladoras do relevo da Serra do Mar através da correlação de dados de campo (seções geológico-estruturais entre o Vale do

Paraíba e litoral) com dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria). Assim, pretende-se refinar os mapas estruturais disponíveis até o momento, bem como estabelecer a natureza (dúctil e/ou rúptil) das principais estruturas investigadas.

O tema do projeto sofreu alteração para adequação ao tempo e à proposta pedagógica deste trabalho de formatura. Inicialmente estava prevista uma investigação sobre os aspectos da influência neotectônica na evolução da Baixada Santista. Entretanto, o presente trabalho mantém a ideia essencial da proposta anterior, buscando investigar a evolução e reativação das estruturas tectônicas regionais da Serra do Mar.

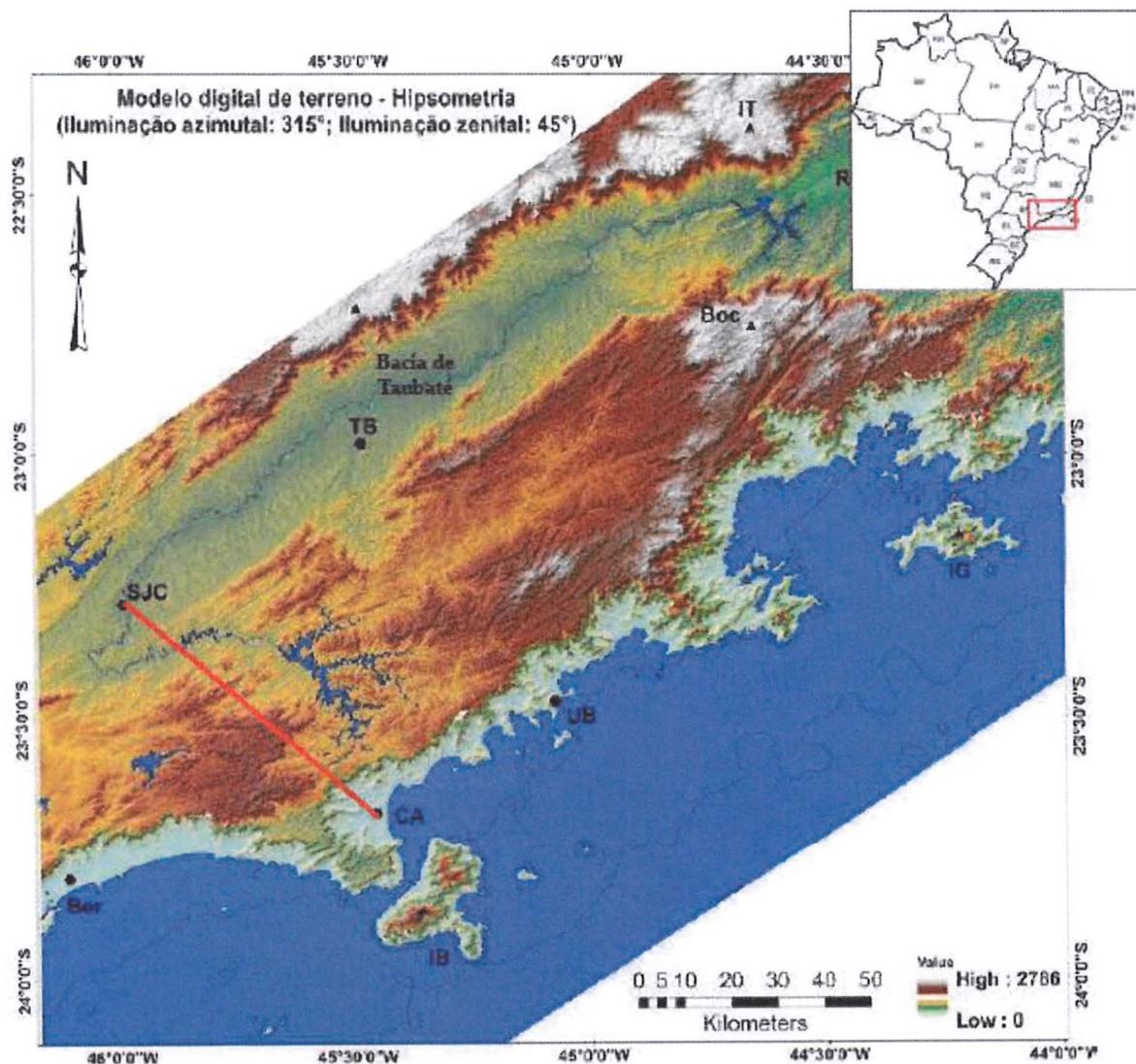


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, tendo como objeto principal a Serra do Mar, situada entre a bacia de Taubaté e o litoral. Traços em vermelho definem a seção geológico-estrutural investigada. Siglas referem-se às principais cidades e regiões: Ber – Bertioga; SJC – São José dos Campos; IB – Ilhabela; CA – Caraguatatuba; UB – Ubatuba; TB – Taubaté; IG – Ilha Grande; R – Resende; Boc – Planalto da Bocaina; IT – Maciço Alcalino de Itatiaia.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e métodos de trabalho envolveram: levantamento bibliográfico sobre a geologia regional, construção de banco de dados geoespaciais, mapeamento geológico-estrutural e petrografia.

4.1. Banco de dados geoespacial

A construção do banco de dados geoespacial consistiu em confeccionar e integrar os mapas morfoestruturais (mapa hipsométrico e mapa de lineamentos morfoestruturais) e aerogeofísicos (mapa da primeira derivada vertical do sinal analítico, mapa da anomalia da amplitude do sinal analítico e mapa da magnetometria total) utilizando o programa QGIS 2.18 Las Palmas.

Para os mapas morfoestruturais, foram adquiridas cinco imagens de modelo digital de terreno (MDT) SRTM 1 Arc-Second (30 m de resolução espacial) no site earthexplorer.usgs.gov, que foram tratadas através das ferramentas *Mosaico* e *Recorte*, para colar e recortar, respectivamente, as imagens no tamanho da área de trabalho (Figura 2). É necessário que essa imagem tenha o seu Sistema de Referência de Coordenadas (SRC) reprojetado para produzir as imagens de modelo digital de elevação (MDE), reprojetando de WGS84 (latitude e longitude) para WGS84 / UTM Zone 23 S usando a ferramenta *Reprojetar*.

Assim, a imagem de MDT da área de trabalho foi tratada na ferramenta *Análise de Terreno* modo *Sombreamento*, para produzir duas imagens com iluminação artificial, uma com altitude e azimute da insolação em 45° e 315°, respectivamente, e outra com altitude e azimute da insolação em 45° e 45°, respectivamente. O primeiro MDE apresenta insolação perpendicular ao trend estrutural principal da Serra do Mar, de direção NE–SW, o segundo MDE apresenta insolação paralela a Serra do Mar, gerando um sombreamento que acompanha as estruturas secundárias que são perpendiculares às estruturas principais. A partir destes produtos, foi produzido um *shapefile* em que foram traçados manualmente os lineamentos estruturais.

Os mapas aerogeofísicos foram obtidos através do Projeto Aerogeofísico São José dos Campos – Resende da CPRM/SGB (Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais / Serviço Geológico do Brasil). Foram utilizados mapas em três escalas diferentes: 1:100.000, 1:250.000 e 1:500.000. Os mapas em escala 1:100.000 e 1:250.000 vieram em diversos arquivos, necessitando utilizar as ferramentas *Mosaico* e *Recorte*, para colar e cortar a imagem no tamanho da área de trabalho, enquanto as imagens em escala 1:500.000 vieram num único arquivo necessitando apenas a utilização da ferramenta *Recorte* para cortar a imagem no tamanho da área de trabalho.

Desse modo, os lineamentos dos mapas de primeira derivada vertical do sinal analítico e de anomalia da amplitude do sinal analítico foram produzidos seguindo o mesmo processo, criando um *shapefile* de linhas em que foram traçados os lineamentos manualmente buscando contatos em que ocorrem picos de anomalia, cores quentes, contatos em que há diferença na textura da imagem e contatos lineares entre leituras de anomalias altas e baixas, cores quentes e cores frias. Enquanto os lineamentos do mapa da magnetometria total foram traçados a partir do contato entre setores em que há contraste dos valores magnéticos, cores quentes representando altos valores magnéticos e cores frias representando baixos valores magnéticos.

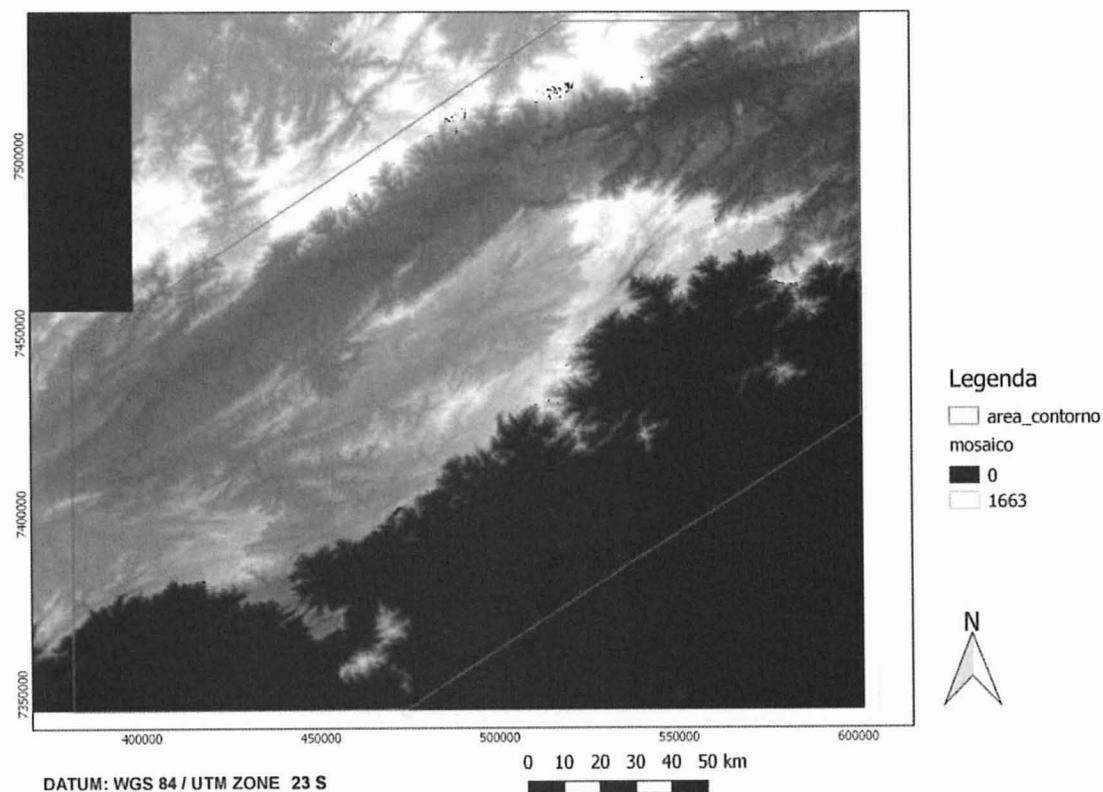


Figura 2: exemplificação do processo do uso das ferramentas Mosaico e Recorte com o MDT da área de trabalho.

4.2. Mapeamento geológico-estrutural

O trabalho de campo ocorreu entre os dias 26 e 29 de junho de 2018, ao longo da Rodovia dos Tamoios (SP-99), iniciando a atividade em São José dos Campos e finalizando em Caraguatatuba. Consistiu em um trabalho sistemático de medição de foliação, e fraturas caso ocorresse, descrição e classificação macroscópica das rochas, coleta de amostras, a maioria orientadas, para microscopia, fotografias dos afloramentos, e utilização do aplicativo Avenza Maps para visualização do mapa e registro dos pontos.

As descrições de campo foram elaborados em todos os afloramentos da rodovia, totalizando 30 pontos (Figura 3) e coleta de 16 amostras para a microscopia.

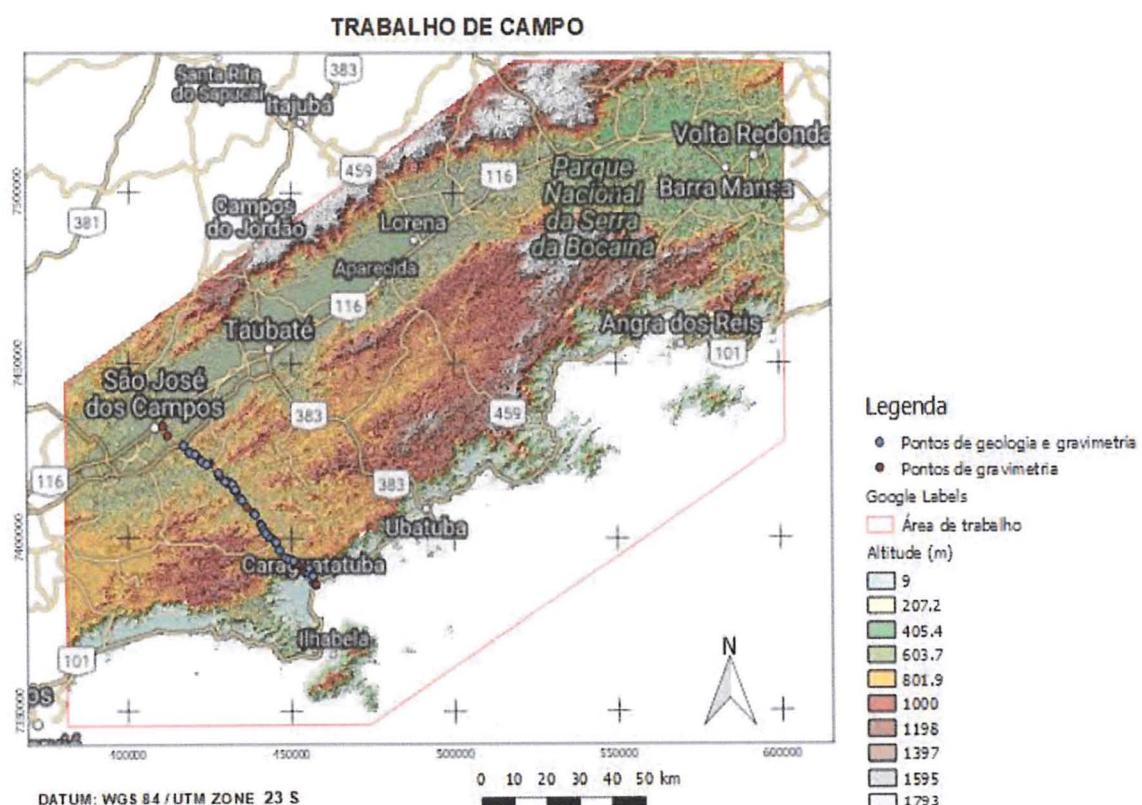


Figura 3: pontos do trabalho de campo.

4.3. Descrição petrográfica

As lâminas petrográficas foram descritas de forma sistemática a se caracterizar a sua composição mineral, textura, tipo de foliação, relação entre os minerais e classificação estrutural.

5. GEOLOGIA REGIONAL

Embasamento Pré-cambriano – Faixa Ribeira

A área de estudo tem sua história pré-cambriana relacionada ao desenvolvimento da Província Mantiqueira, a sul do Cráton do São Francisco, e está inserida no setor da faixa móvel Ribeira (Heilbron et al., 2004).

A evolução da Província Mantiqueira data do final do Neoproterozoico ao início do Paleozoico (900 a 520 Ma, segundo Delgado et al., 2003), é resultado de um complexo processo de amalgamação de terrenos neoproterozoicos e retrabalhamento crustal mais antigo (Paleoproterozoico) durante o Ciclo Brasiliano (Almeida, 1967 apud Heilbron et al., 2004) ou Orogênese Brasiliiana, cujas sucessivas colagens deram origem ao paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron et al., 2004).

Em seu setor central, a Faixa Ribeira compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos, separados por falhas de empurrões ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul e Cabo Frio (Tupinambá et al., 2007). Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre 605 e 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio convergiu somente no Cambriano (Tupinambá et al., 2007).

Em termos evolutivos, são reconhecidos para a Faixa Ribeira quatro estágios orogenéticos principais, assim denominados por Heilbron et al. (2004): i) pré-colisional, de 790 a 635-620 Ma; ii) sin-colisional, subdividido em colisional II (590-560 Ma) e colisional III (535-510 Ma); iii) tardi-colisional, de 560 a 530 Ma; e iv) pós-colisional, de 510 a 480.

Em síntese, o embasamento pré-cambriano da área de estudo é formado por complexos ortoderivados paleoproterozoicos, complexos paragnássicos neoproterozoicos e suítes intrusivas neoproterozoicas e paleozoicas, inseridos no domínio do Terreno Ocidental, Embu e Klippe Paraíba do Sul e Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Heilbron et al., 2004). Invariavelmente, todas estas unidades do embasamento, na área de estudo, ocorrem sob a forma de corpos alongados, seguindo um *trend* regional NE-SW, estando subordinados ou limitados por expressivas zonas de cisalhamentos de mesma direção (Figura 4).

Dentre as principais estruturas regionais reconhecidas na literatura que ocorrem na área de estudo, devem-se citar as falhas de Taxaquara e Cubatão, ambas sobre a Serra do Mar e representadas por zonas de cisalhamento dextrais, cuja origem está relacionado aos processos finais de evolução da Faixa Ribeira (Sadowski et al., 2004). Da mesma forma, junto à borda norte da bacia de Taubaté, em seu limite fisiográfico com a Serra da Mantiqueira, é reconhecida uma importante zona de cisalhamento pré-cambriana denominada falha de Jaguari, que apresenta, ainda, importantes reativações durante o

Fanerozoico, especialmente quando da instalação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini et. al., 2004; Sadowski et al., 2004)

Outra importante estrutura reconhecida na literatura na área de estudo é a falha de Camburu, responsável por limitar o planalto rebaixado do Juqueriquerê do planalto da Serra do Mar adjacente (Campanha & Ens, 1996). Mora et al. (2013), através de datações K-Ar, reconheceram, ao menos duas importantes reativações desta estrutura após sua origem no Pré-Cambriano, situadas em torno de: 402 +/- 6 Ma (Devoniano inferior) e 310 +/- 8 Ma (Carbonífero superior).

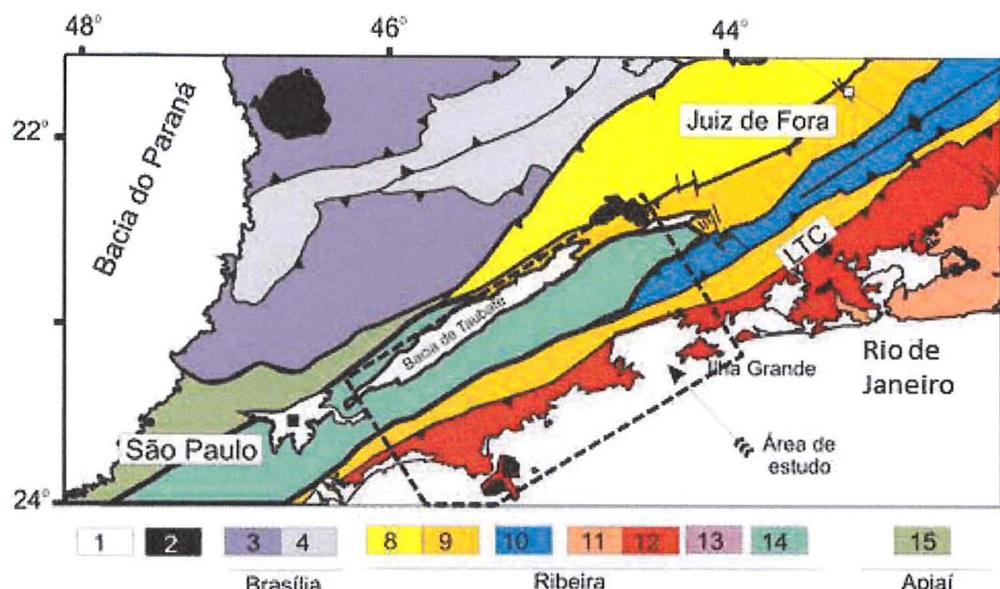


Figura 4: Mapa tectônico regional modificado de Heilbron et al. (2004). Área de estudo representada pelo retângulo tracejado. Legenda. 1- Rifes cenozoicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Paleógeno; Faixa Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; Faixa Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu.

Eventos Tectônicos Mesozoicos e Cenozoicos

A estabilização do Gondwana ocidental, ao final da Orogenese Brasiliana, tornou a região ocupada pela Faixa Ribeira um ambiente intraplaca desde neo-ordoviciano, sendo sincrônico aos primeiros eventos tectono-estratigráficos da Bacia do Paraná (Milani, 2004). Até que ocorressem os primeiros eventos tectônicos mesozoicos, as regiões orogênicas relacionadas à formação do Gondwana passaram por longos períodos de denudação, configurando importantes áreas-fonte de sedimentos para o preenchimento das bacias intracratônicas adjacentes.

Entre final do Jurássico e início do Cretáceo, essa região esteve submetida a eventos tectônicos e magmáticos de origem essencialmente distensiva, relacionados à

quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, denominados originalmente por Almeida (1967) de "Reativação Wealdeniana". Schobbenhaus et al. (1984) denominaram este mesmo evento de "Evento Sul-Atlântiano". Assim, estes eventos, de caráter rúptil, foram marcados pelo desenvolvimento de grandes falhas normais e fraturamentos crustais de direção NE-SW, acompanhados de intenso magmatismo fissural em seus estágios iniciais. Neste período, também foi iniciada a geração das bacias da margem atlântica, onde, na porção a leste da área de estudo, viria a se instalar a Bacia de Santos (Figura 5).

Do Neocretáceo ao Paleógeno, toda a região sudeste presenciou novamente importantes atividades magmáticas, manifestadas sob a forma de plutonismo e vulcanismo alcalino, registradas tanto no interior continental quanto nas bacias marginais desta região. Concomitante aos pulsos magmáticos finais, no Paleógeno, foi iniciada a abertura do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, caracterizado por um complexo de corredores de grabens orientados ENE-WSW, onde se desenvolveram diversas bacias com sedimentação continental e manifestações vulcânicas localizadas – bacias de Volta Redonda e Itaboraí – (Riccomini 1989; Riccomini et al., 2004). Ainda no intervalo entre o neocretáceo e o Paleógeno, verificam-se nas bacias marginais, especialmente na Bacia de Santos, diversos ciclos progradantes de cunhas siliciclásticas, diretamente relacionados aos pulsos de soerguimento da Serra do Mar ocorridos neste período.

Neste mesmo período, teria se iniciado a instalação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, que teve seu clímax em torno de 48 Ma (Riccomini et al., 2004; Zalán & Oliveira, 2005), sendo sucedido, ainda, por diversas fases de deformação, que perduram até o recente.

Riccomini (1989) considerou que a origem do RCSB seria devido a um basculamento termomecânico na região emersa adjacente à Bacia de Santos, envolvendo reativações ao longo de zonas de cisalhamento preexistentes. Ainda de acordo com este autor, fases tectônicas deformadoras teriam atuado no RCSB subsequentemente ao término de sua abertura.

Abaixo, segue a sequência de eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação do RCSB, segundo Riccomini (1989):

1) distensão NNW-SSE - corresponde à principal fase de desenvolvimento do segmento central do RCSB, no Eoceno-Oligoceno, reativando estruturas pretéritas como falhas normais de orientação ENE a NE mergulhando em direção à costa; é marcada pelo desenvolvimento da depressão de direção geral ENE-WSW, contínua ao longo do segmento central do RCSB;

2) transcorrência sinistral E-W – evento tectônico ocorrido no Neógeno (Mioceno ?), relacionado a falhas normais NE-SW e reversas NW-SE. Foram identificadas falhas

transcorrentes WNW-ESE sinistrais, inseridas no contexto de faixas transpressionais, originando soerguimentos locais, e falhas NW-SE, dextrais, antitéticas ao binário principal. Este evento seria o responsável pela origem das soleiras de Arujá, separando as bacias de São Paulo e Taubaté, e de Queluz, individualizando a bacia de Taubaté da bacia de Resende;

3) transcorrência dextral E-W - de idade pleistocênica, relaciona-se a falhas normais NW-SE, reversas NE-SW. Falhas transcorrentes NNE-SSW, com características de faixas transpressionais, foram associadas à exumação dos altos de Caçapava e Resende, segmentando as bacias de Taubaté e Resende, respectivamente. Segundo este autor, alguma transpressão deve ter ocorrido ao longo de linhas ENE-WSW, promovendo a exumação da Soleira de Floriano-Barra Mansa, individualizando a Bacia de Resende da bacia de Volta Redonda;

4) distensão NW (WNW)-SE (ESE) – de idade holocênica, responsável pela atual distribuição dos sedimentos nas bacias.

Salvador & Riccomini (1995) estudando a região do alto estrutural de Queluz, identificaram uma quinta fase tectônica deformadora, holocênica, de caráter compressivo e direção E-W, definida por famílias de juntas conjugadas de direções ENE e WNW.

Meisling et al. (2001), com base em dados de fissão em apatitas, apontam o Cretáceo e o Eoceno como períodos de grande soerguimento das serras do Mar e Mantiqueira, que teria culminado na geração das bacias paleogênicas do rifte continental. Ainda segundo estes autores, os esforços de geração destas bacias seriam de natureza transtensional dextral, classificando-as como *pull-apart* continentais. Posteriormente, durante o Neógeno, a região destas bacias teria sofrido esforços deformadores de caráter transpressional dextral, com inversões estruturais localizadas.

Zalán & Oliveira (2005) propuseram uma análise integrada dos grábens cenozoicos entre os estados do Paraná e Rio de Janeiro, com o objetivo de compreendê-los como entidades maiores do que seus depocentros remanescentes; proposta esta sugerida anteriormente por outros autores, a exemplo de Almeida (1976) e Ferrari (2001). Neste estudo, Zalán & Oliveira (2005) delimitaram quatro riftes de grandes dimensões, denominados de Ribeira, Paraíba do Sul, Litorâneo e Marítimo, configurando uma sucessão de horsts e grábens escalonados e assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em grábens e sub-grábens. Cada um dos quatro segmentos maiores englobariam os seguintes grábens (denominados neste estudo de forma inédita ou já definidos por autores diversos): Rifte do Ribeira – grábens de Sete Barras e Alto Ribeira; Rifte Paraíba do Sul – grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e Baixo Paraíba do Sul; Rifte Litorâneo – Barra de São João, Guanabara,

Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá; Riftes Marítimos – não foram denominados individualmente, mas identificados e delimitados através de métodos potenciais e sísmicos, ocorrendo sempre a oeste da charneira cretácea das bacias de Santos e Campos (Figura 5).

Estes autores apontaram diversos processos encadeados que teriam atuado na gênese do SRCSB, tais como: o deslizamento para oeste da Placa Sul-Americana sobre anomalia térmica durante o Neocretáceo, o soerguimento contínuo do embasamento, intrusão de stocks alcalinos, entalhamento/aplanoamento da Superfície Japi formando um megaplanalto ao final do Cretáceo, o quebramento de blocos por instabilidade gravitacional, e a efusão de lavas alcalinas durante o Paleógeno.

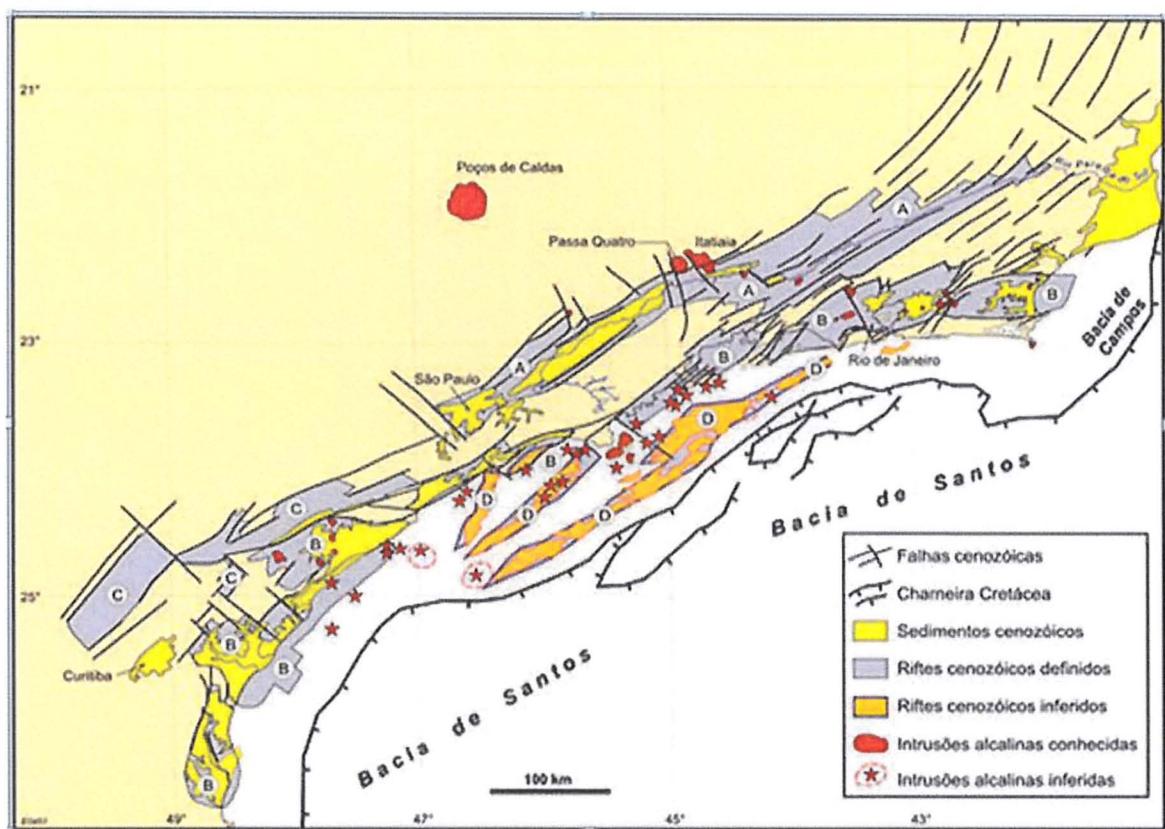


Figura 5: (A) Delineamento dos diversos compartimentos do SRCSB sobre modelo digital de elevação (área emersa) e sobre mapa aeromagnetométrico de alta resolução (área imersa), ilustrando todos os grabens cenozoicos e stocks alcalinos conhecidos previamente ou inferidos. Números indicam grabens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira. Marítimo: (15) grabens cenozoicos inferidos. (B) Seção sísmica proximal (localização na fig. A) da Bacia de Santos ilustrando a presença de graben Cenozoico, a oeste da charneira da qual não ocorrem sedimentos cretáceos. O perfil aplanoado do topo do embasamento é interpretado como sendo a Superfície de Aplainamento Japi. Extraído e modificado de Zalán & Oliveira (2005).

6. RESULTADOS

Os resultados obtidos consistem em: cinco mapas morfoestruturais, um mapa de lineamento específico para cada um dos produtos de magnetometria (campo residual, sinal analítico, primeira derivada); bem como a descrição de trinta pontos ao longo da Rodovia dos Tamoios com dezenas de lâminas petrográficas descritas.

6.1. Mapas morfoestruturais e aerogeofísicos

No mapa hipsométrico (Figura 6) é possível visualizar que a Serra do Mar apresenta um relevo muito rugoso, em que linhas das curvas de nível estão muito próximas, principalmente na região de quebra da serra, e apresenta uma altitude máxima por volta de 1800 metros acima do nível do mar, em contraste com a Bacia de Taubaté com relevo mais uniforme e com altitude por volta de 600 metros acima do nível do mar.

No mapa de iluminação artificial com altitude e azimute da insolação de 45° e 315° (Figura 7), respectivamente, apresenta o sombreamento de grandes estruturas da Serra do Mar no sentido NE-SW, enquanto o mapa de iluminação artificial com altitude e azimute da insolação de 45° e 45° (Figura 9), apresenta o sombreamento de pequenas estruturas subordinadas às grandes estruturas da Serra do Mar, apresentando direção NW-SE.

Os lineamentos traçados, utilizando as duas imagens, ocorrem em maior frequência e são mais expressivos no sentido NE-SW em relação aos lineamentos no sentido NW-SE, que ocorrem em menor frequência e são menos expressivos. Usando o *shapefile* de lineamentos sobrepostos as duas imagens de sombreamento por iluminação artificial, resultou em dois mapas de lineamentos estruturais (Figuras 8 e 10).

Totais de seis mapas aerogeofísicos foram produzidos, mapa de magnetometria total (Figura 11), mapa da amplitude do sinal analítico (Figura 13), mapa da primeira derivada vertical do sinal analítico (Figura 16) e um mapa de lineamentos específico pra cada mapa (Figuras 12, 14 e 16).

É possível visualizar nos três mapas de lineamentos aerogeofísicos que alguns lineamentos se repetem, como no caso de um grande lineamento na direção NE-SW no localizado no centro da área de trabalho, possivelmente uma importante zona de cisalhamento.

Os mapas de lineamentos aerogeofísicos apresentam significativa similaridade com o mapa de lineamentos morfoestruturais, evidenciando importantes estruturas de direção NE-SW. A correlação preliminar destes lineamentos com os dados de campo e com os dados da literatura indicam se tratar de sistemas de zonas de cisalhamentos e falhas.

Entretanto, são observados diversos lineamentos que não se expressam igualmente nos mapas magnetométricos e morfoestruturais. Nestes casos, os dados de campo elucidaram a natureza dos mesmos. Lineamentos oblíquos e ortogonais ao trend principal também foram investigados com os dados de campo.

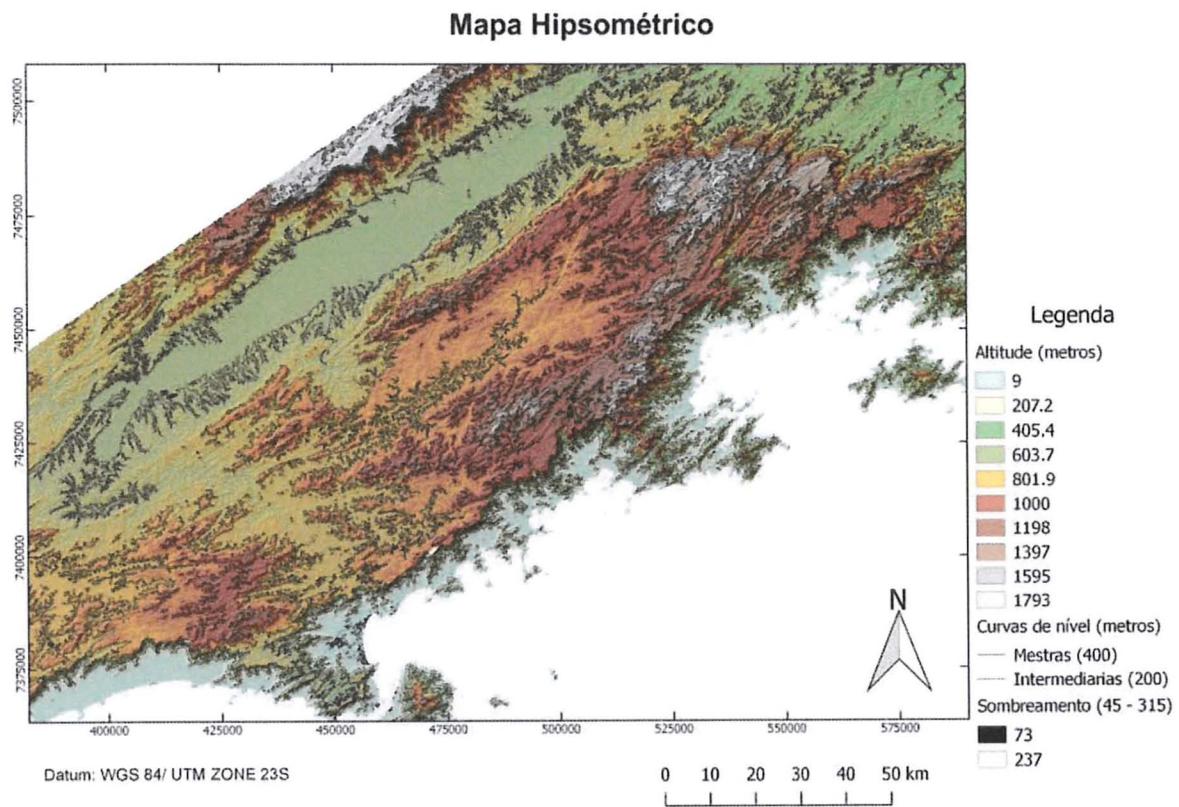


Figura 6: mapa hipsométrico com curvas de nível de 200 metros, com iluminação artificial de 45° - 315° (altitude e azimute).

Mapa de Iluminação Artificial

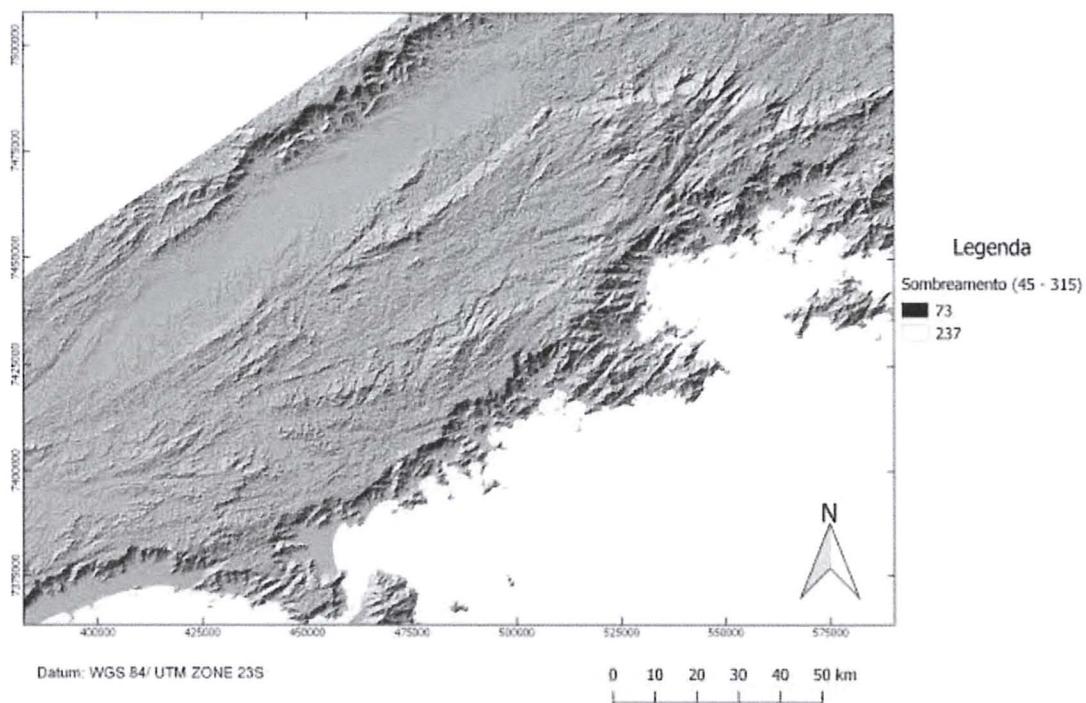


Figura 7: Mapa de iluminação artificial com insolação de 45° - 315° (altitude e azimute).

Mapa de Lineamentos Estruturais

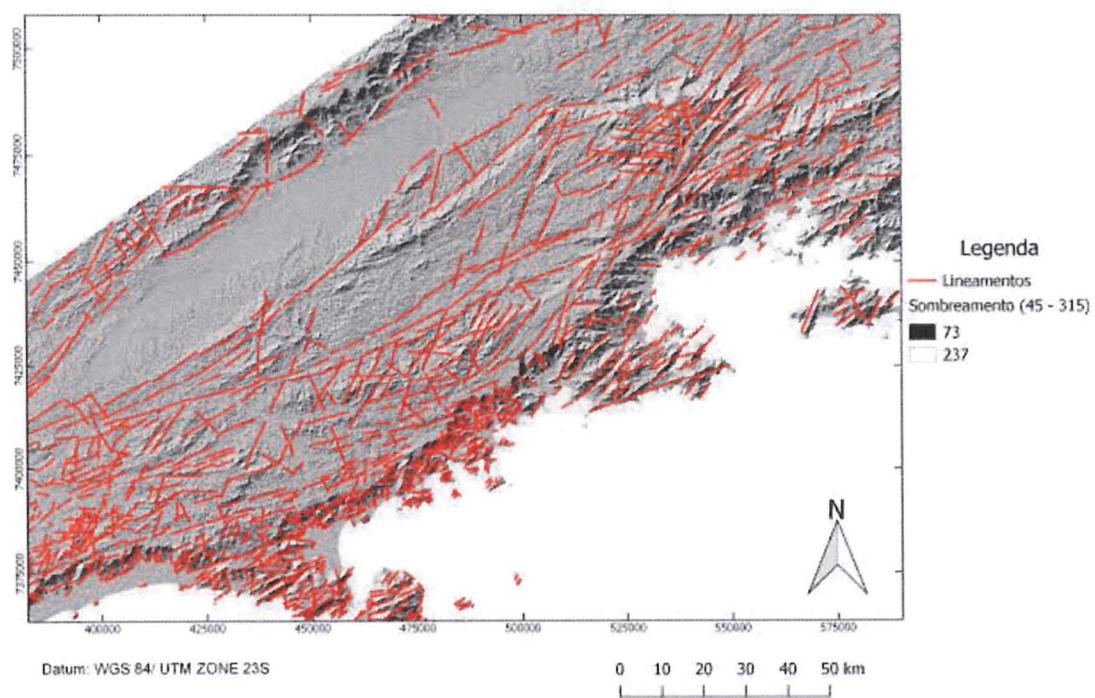


Figura 8: Mapa de lineamentos estruturais com insolação 45° - 315° (altitude e azimute).

Mapa de Iluminação Artificial

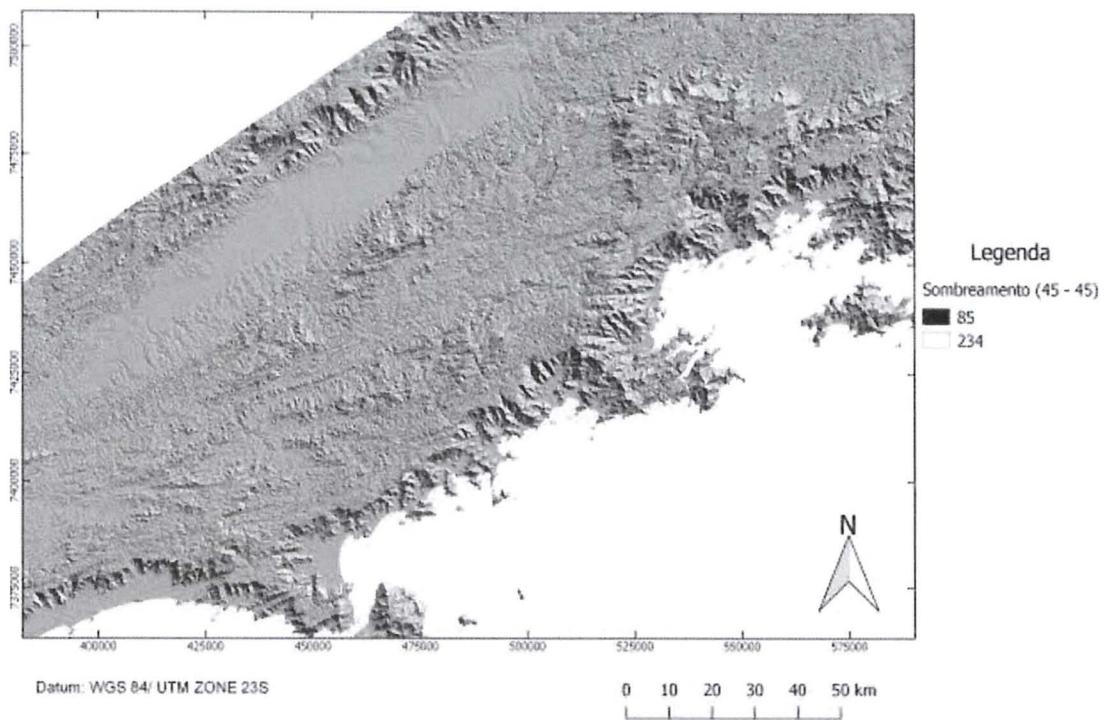


Figura 9: Mapa de iluminação artificial com insolação de 45° - 45° (altitude e azimute).

Mapa de Lineamentos Estruturais

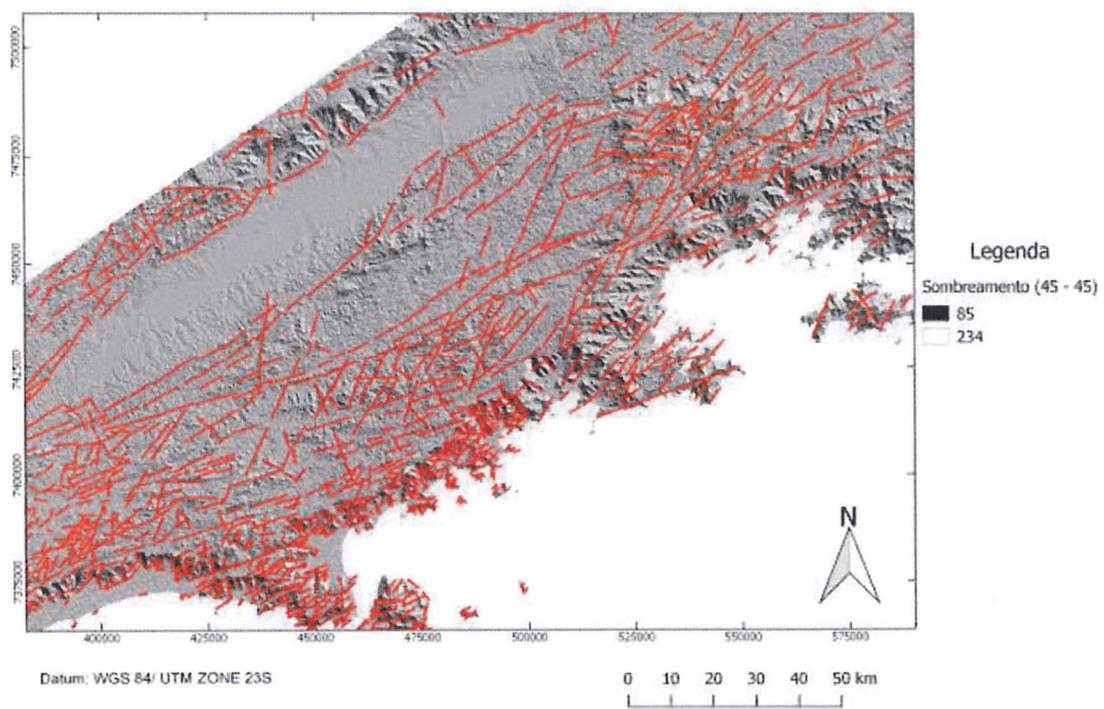


Figura 10: Mapa de lineamentos estruturais com insolação 45° - 45° (altitude e azimute).

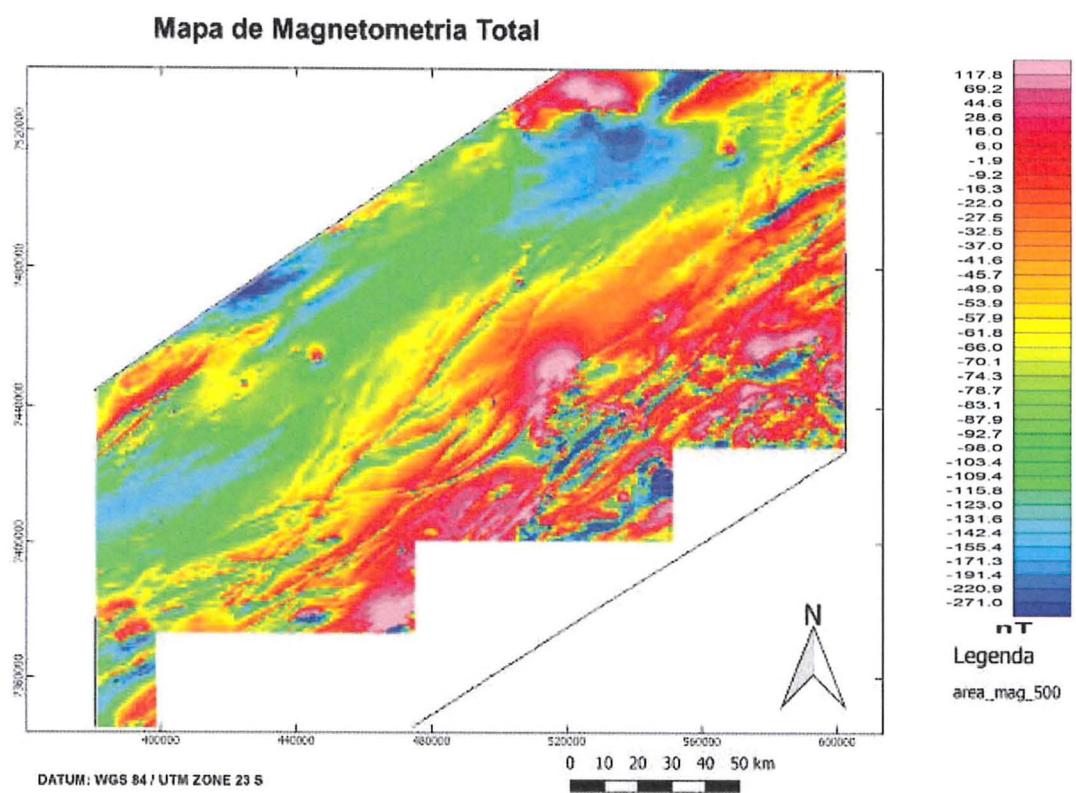


Figura 11: Mapa de magnetometria total em escala 1:500.000.

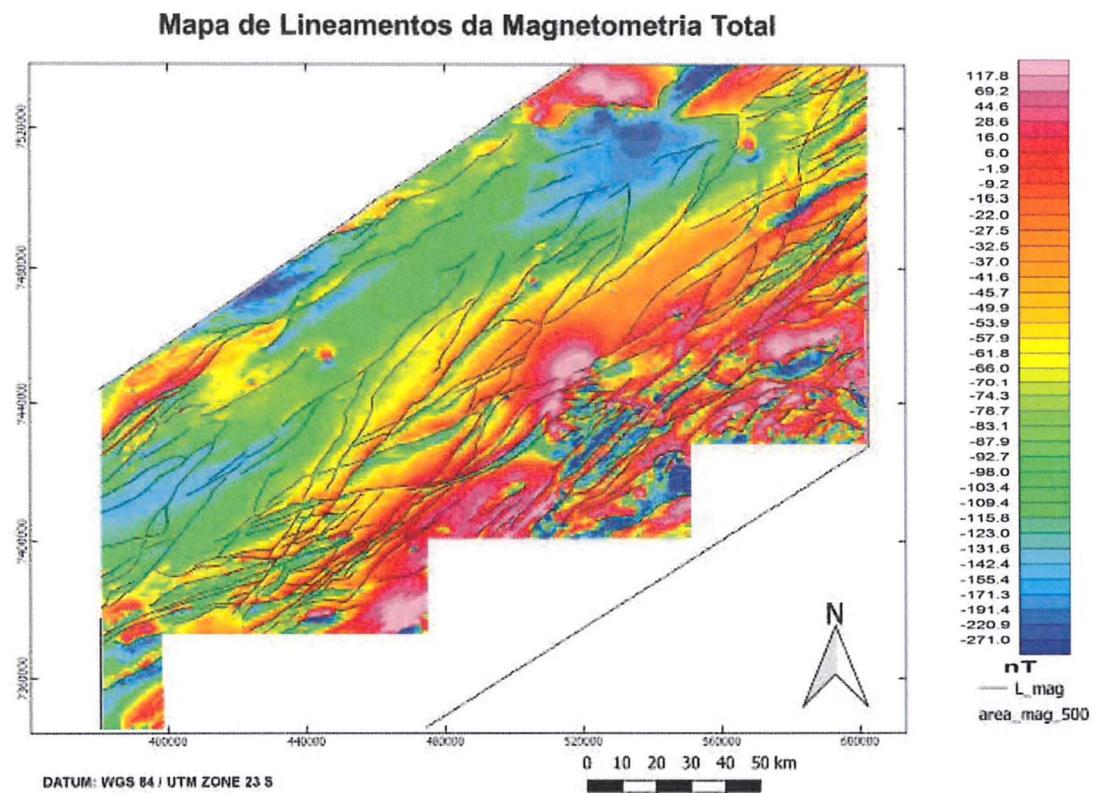


Figura 12: Mapa de lineamentos da magnetometria total em escala 1:500.000.

Mapa da Anomalia de Amplitude do Sinal Analítico

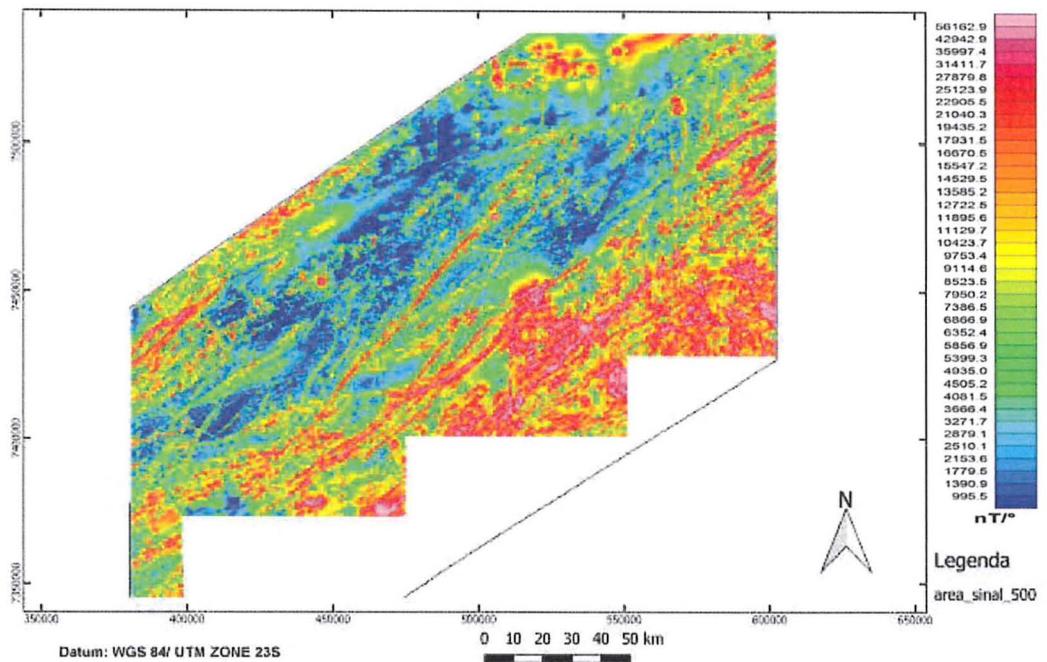


Figura 13: Mapa da amplitude do sinal analítico 1:500.000.

Mapa de Lineamentos da Anomalia de Amplitude do Sinal Analítico

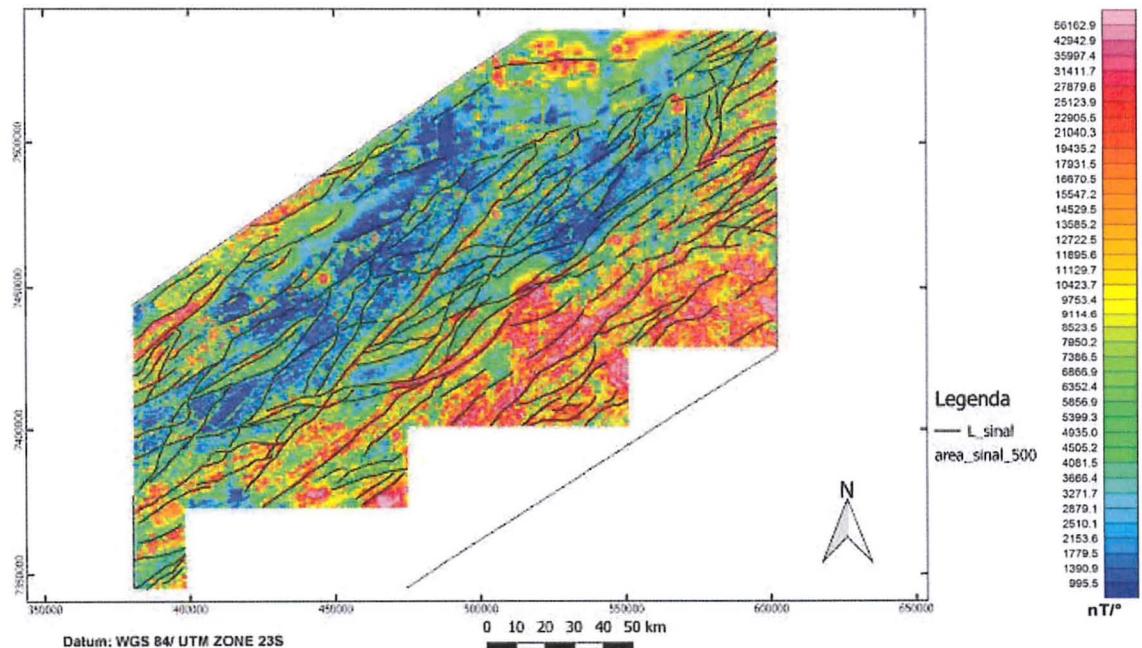


Figura 14: Mapa de lineamentos da amplitude do sinal analítico em escala 1:500.000.

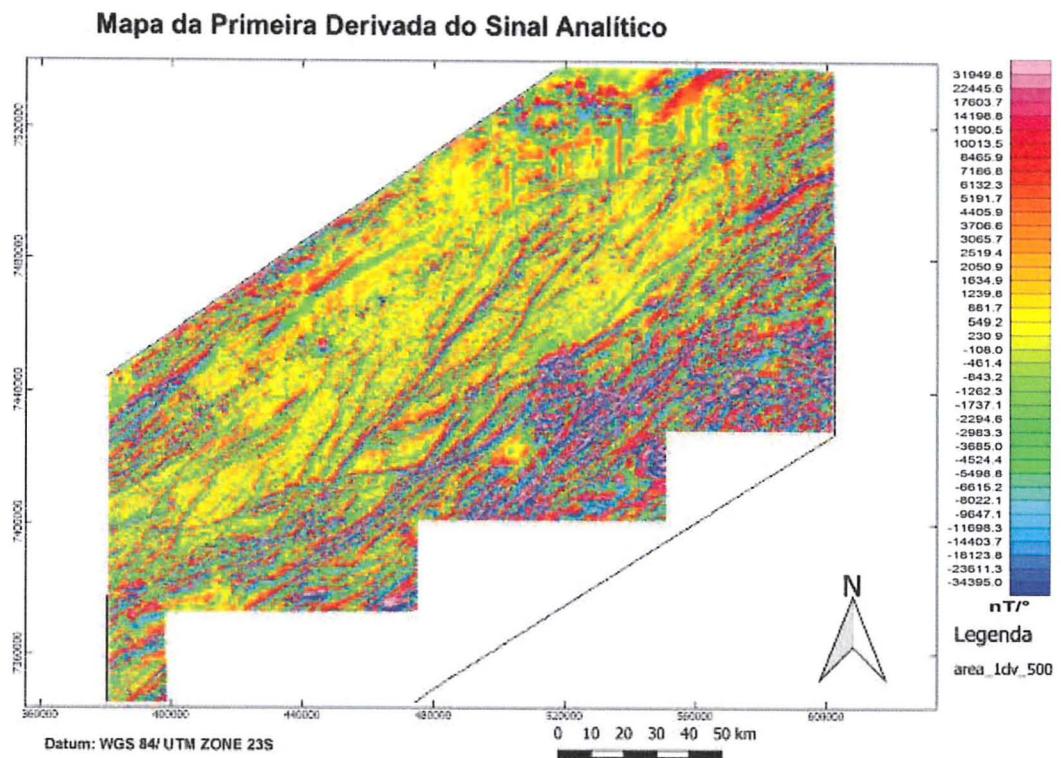


Figura 15: Mapa da primeira derivada vertical do sinal analítico 1:500.000.

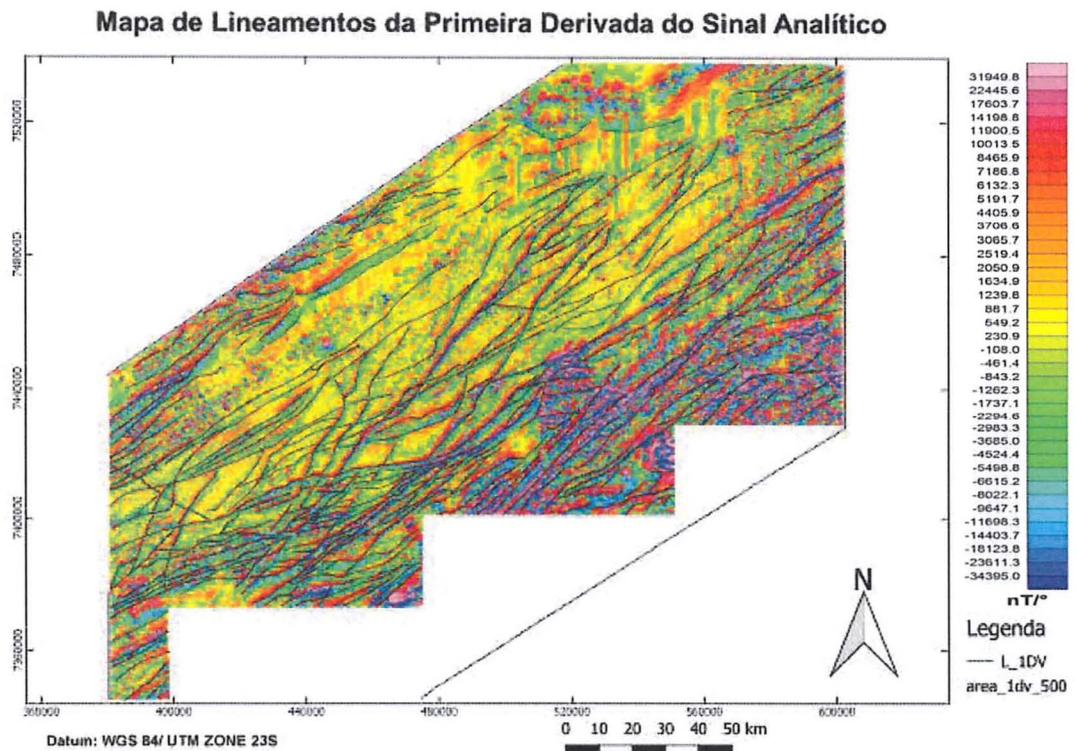


Figura 16: Mapa de lineamentos da primeira derivada vertical do sinal analítico em escala 1:500.000.

6.2. Levantamentos de campo

Ao longo da Rodovia dos Tamoios, os afloramentos encontrados são rochas pertencentes ao Terreno Embu, em grande parte ortognaisses (Figura 17), paragnaisses e migmatitos (Figura 18). Há afloramentos em que localmente ocorrem variações de protomilonito a ultramylonito (Figuras 23 e 24), esses pontos quando localizados no mapa estão sobre pequenos lineamentos. Foram encontrados indicadores cinemáticos do tipo sigma e delta (Figura 19), dobras em bengala (Figura 27) e *boudins* de foliação. Também foram encontrados corpos graníticos, que apresentam ou não deformação (Figuras 21 e 25 respectivamente), e na região da quebra da serra, em direção a Caraguatatuba, há afloramentos de paragnaisse (Figura 20) do Complexo Costeiro. No afloramento do ponto P.T.F. 11 ocorre uma zona bastante fraturada, com rochas silicificadas, e uma alteração pervasiva (Figura 22), interpretada como uma zona cataclasada.

Os rumos do mergulho das foliações têm sentido predominante para NW, porém em alguns pontos o mergulho tem sentido SE, mantendo-se o rumo predominante segundo a direção NE-SW, como nos mapas de lineamentos. As fraturas, quando são encontradas, ocorrem em pares conjugados formando diedros (Figura 26). Na Tabela 1 encontram-se todos os dados de litologia e medidas de foliação e fraturas de cada ponto. Na Figura 27, foi plotado os pontos de campo sobre o mapa geológico.



Figura 17: ortognaisse P.T.F. 17.



Figura 18: migmatito P.T.F 03.



Figura 19: indicadores cinemáticos P.T.F. 17.



Figura 20: paragnaisse P.T.F. 27.



Figura 21: sienogranito indeformado P.T.F. 28.

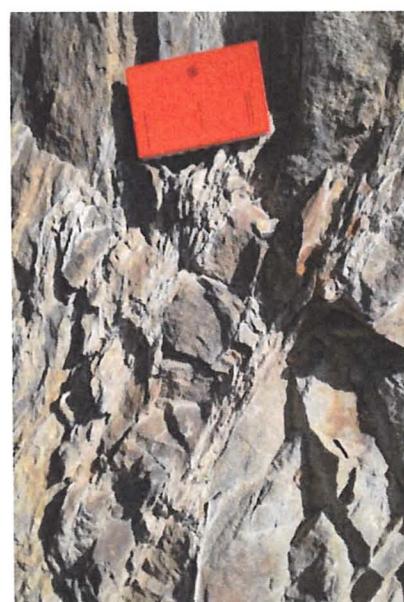


Figura 22: cataclasito P.T.F. 11.



Figura 23: protomilonito P.T.F. 16.



Figura 24: ultramylonito P.T.F. 13.



Figura 25: granito deformado P.T.F. 12.

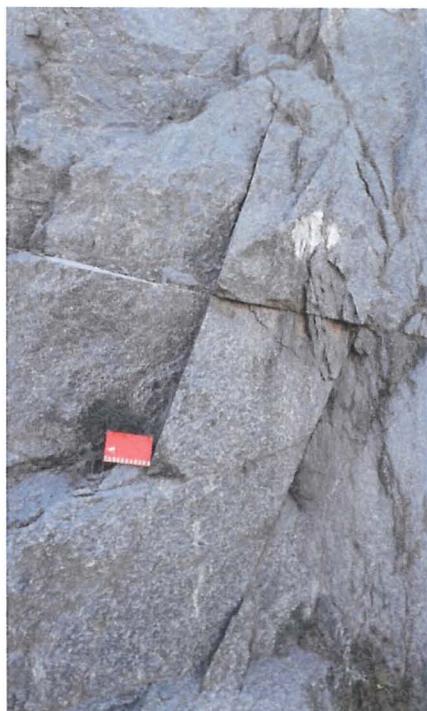


Figura 26: diedros de fraturas P.T.F. 06.



Figura 27: dobras em bengala P.T.F. 06.

Tabela 1: dados do levantamento geológico e estrutural.

Pontos	Foliação (rumo do mergulho)	Fraturas (rumo do mergulho)	Litologia
P.T.F. 01	324/60 344/45	024/70 074/70	Bt Gnaisse protomilonítico com granada
P.T.F. 02	325/55	_____	Ortognaisse
P.T.F. 03	324/45 149/70 309/75	271/83 269/65 114/45	Bt Gnaisse protomilonítico, Migmatito, Milonito
P.T.F. 04	334/65	_____	Bt Gnaisse protomilonítico
P.T.F. 05	314/75	_____	Milonito e Migmatito
P.T.F. 06	330/77	161/15 263/70 321/51 285/70 223/80 279/65 109/60 309/55	Gnaisse protomilonítico, Ultramilonito
P.T.F. 07	_____	_____	Bt Gnaisse protomilonítico
P.T.F. 08	349/75	_____	Bt Gnaisse protomilonítico
P.T.F. 09	347/75	_____	Bt Gnaisse milonítico
P.T.F. 10	320/65 330/65 291/70	_____	Bt Gnaisse protomilonítico
P.T.F. 11	132/68	189/58 151/45	Gnaisse milonítico
P.T.F. 12	_____	_____	Granito
P.T.F. 13	309/84	_____	Ultramilonito
P.T.F. 14	337/70	_____	Qtz-Ms Xisto
P.T.F. 15	179/85	_____	Qtz-Ms Xisto
P.T.F. 16	351/85	_____	Paragnaisse protomilonítico
P.T.F. 17	170/66	_____	Ortognaisse
P.T.F. 18	172/70	_____	Migmatito com predominância de leucossoma
P.T.F. 19	177/73	_____	Ortognaisse com migmatito
P.T.F. 20	355/80	_____	Bt Granito porfíritico
P.T.F. 21	150/80	_____	Bt Granito porfíritico
P.T.F. 22	329/68	_____	Migmatito
P.T.F. 23	_____	_____	Migmatito
P.T.F. 24	339/68	_____	Ortognaisse com migmatito
P.T.F. 25	_____	_____	Granito
P.T.F. 26	225/30	_____	Paragnaisse
P.T.F. 27	219/30	_____	Paragnaisse
P.T.F. 28	159/63	_____	Sienogranito
P.T.F. 29	159/77	_____	Protomilonito e ultramilonito
P.T.F. 30	154/65	_____	Migmatito

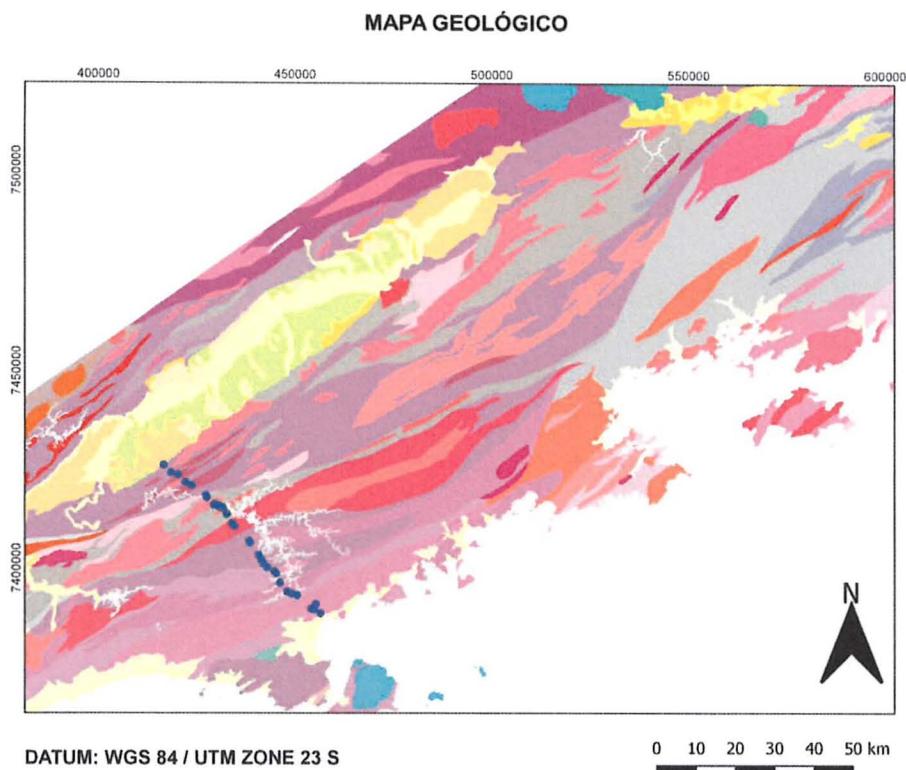


Figura 27: Mapa geológico com a localização dos pontos, legenda segundo a o mapa da Figura 45

6.3. Petrografia

A lâmina P.T.F 01 (Figura 28), foi descrita como sendo bt-gnaisse protomilonítico com composição mineral de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Apresenta bandamento gnáissico e com predominância de textura granoblástica, orientada pelos cristais de quartzo e plagioclásio, com porções lepidoblásticas dominadas por biotita e muscovita. Alguns cristais de plagioclásio encontram-se como indicadores cinemáticos tipo *phi* e outros levemente boudinados, fitas e alguns cristais de quartzo apresentam extinção ondulante. A granulação varia entre média e grossa.

As três lâminas do ponto P.T.F. 03 apresentam características semelhantes do que fora descrito na atividade de campo. No afloramento desse ponto o tipo de rocha variava bastante, no começo do perfil (a norte) fora encontrado um gnaisse milonítico, mais ao centro do afloramento uma zona com migmatito estromático, algumas camadas de leucossoma na transição entre essa zona e o milonito no final do afloramento. A amostra da lâmina P.T.F. 03 A (Figura 29) foi coletada na região migmatizada e foi descrita como Bt-Hbl Gnaisse. Apresenta bandamento gnáissico em que a camada máfica tem textura nematolepidoblástica, orientada pelos cristais de hornblenda e biotita, enquanto a banda felsica apresenta textura granoblástica orientada pelos de cristais de quartzo e plagioclásio e

alguns cristais de quartzo apresentam extinção ondulante. As lâminas P.T.F. 03 B (Figura 30) e C (Figura 31), apresentam diminuição na quantidade de hornblenda, apresentam grande quantidade de biotita verde (rica em ferro) e são encontrados alguns cristais de titanita. Apresentam foliação milonítica, além de os cristais de quartzo também apresentarem extinção ondulante. Ambas as rochas foram nomeadas de Bt Gnaisse protomilonítico com hornblenda e titanita.

Os pontos P.T.F. 04 (Figura 32) e 05 (Figura 33) são semelhantes tanto na descrição de afloramento e na microscopia. No primeiro Afloramento a rocha foi classificada como Bt Gnaisse protomilonítico já o segundo um Protomilonito, ambos apresentam foliação próxima a vertical e possuem indicadores cinemáticos (delta e sigma, ambos sinistrais). Nas lâminas petrográficas ambos foram classificados como um Bt Protomilonito, com composição mineral de quartzo, plagioclásio e biotita. Foliação milonítica, textura granolepidoblástica, cristais de plagioclásio são encontrados como indicadores cinemáticos tipo *phi*, plagioclásio com textura de intercrescimento e granulação varia de fina a média.

No afloramento do ponto P.T.F. 06 fora encontrado uma zona de cisalhamento de no máximo 20 m de largura. Localizando o ponto sobre o mapa, este está localizado sobre um pequeno lineamento estrutural, paralelo ao grande lineamento da Falha de Taxaquara. No afloramento, a rocha ao entorno da zona de cisalhamento é um Protomilonito de granulação média a grossa (amostra P.T.F. 06 A, Figura 34), já a rocha localizada dentro da zona de cisalhamento é um ultramilonito (amostra P.T.F. 06 B, Figura 35). Em lâmina a primeira amostra apresenta grande quantidade de cristais de plagioclásio, muito bem desenvolvidos, que apresentam geminações tipo Lei da Albite, podendo identificá-los como andesina. Também há cristais de quartzo que apresentam extinção ondulante, e cristais de biotita que ocorrem entre os grãos de plagioclásio e quartzo. A rocha apresenta foliação milonítica e textura granoblástica predominante e foi classificada como Bt Protomilonito. Já a segunda amostra os cristais encontram-se cominuídos, com foliação milonítica e textura lepidoblástica predominante orientada por cristais de biotita e muscovita. Há fitas de quartzo com deformação por rotação de subgrão, há também cristais de granada e não é encontrado cristais de plagioclásio. Rocha foi classificada como Grt-Ms-Qtz-Bt Milonito.

O ponto P.T.F. 11 está sobre o lineamento correspondente a Falha de Taxaquara. A lâmina P.T.F. 11 (Figura 36) tem composição mineral de quartzo, plagioclásio com alguns cristais de biotita. Apresenta foliação milonítica com textura granoblástica orientada pelos cristais de quartzo e plagioclásio, os cristais estão bastante cominuídos, com granulação muito fina, contato entre os cristais estão levemente poligonizados. Rocha classificada com Plg-Qtz Ultramilonito com bt.

Nos pontos P.T.F. 12 e 28, são encontrados dois corpos diferentes de granitos, ambos com composição semelhante, grande quantidade de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita, ambos classificados como Sienogranito. A diferença esta que tanto em escala macroscópica e escala microscópica o Sienogranito do ponto P.T.F. 12 esta deformado (Figura 25 (macroscópica) e Figura 37 (microscópica)) e o do ponto P.T.F. 28 esta indeformado (Figura 21 (macroscópica) e Figura 38 (microscópica)).

No ponto P.T.F. 13, a rocha aflorante era um granito levemente deformado em contato com um ultramilonito, observando no *Avenza Maps* este ponto esta localizado sobre uma pequena zona de cisalhamento. Desse modo foi coletada uma amostra do ultramilonito para descrição petrográfica. Esta lâmina (Figura 39) apresenta grande quantidade de quartzo, pouquíssimos cristais de plagioclásio e biotita, textura granoblástica, orientada pelos cristais de quartzo, o contato entre os cristais encontram-se levemente poligonizados, há intercalações entre camadas de cristais muito finos e camadas de cristais finos. Rocha é um Qtz Ultramilonito com biotita e plagioclásio.

O afloramento do ponto P.T.F. 16 era um paredão de corte de estrada, onde a rocha aflorante era um protomilonito, com granulação grossa, com foliação bem verticalizada, com porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, nele ocorriam bolsões félscicos ricos em turmalina e granada e também uma camada de 10 m de espessura de um milonito. Observando o *Avenza Maps*, este ponto encontra-se próximo a um lineamento, mas não esta sobre ele. Assim foram coletadas duas amostras deste ponto, uma da rocha mais grossa (P.T.F. 16A, Figura 40) e uma da rocha mais fina (P.T.F. 16B, Figura 41). A lâmina P.T.F. 16A é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e titanita, apresenta textura granoblástica predominante, orientada por cristais de plagioclásio e quartzo, secundariamente textura lepidoblástica orientada por biotita. Camadas lepidoblásticas de biotita intercalam com as camadas granoblásticas de quartzo e plagioclásio. A rocha apresenta foliação milonítica. A granulação varia de média a grossa, com alguns megacristais de plagioclásio, alguns cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, o contato entre os grãos na maior parte estão interlobados e/ou arredondados. A rocha foi denominada como Bt Gnaisse protomilonítico. Já a lâmina P.T.F. 16B tem composição mineral de quartzo, plagioclásio e biotita, a textura é totalmente granoblástica, orientada pelos cristais de quartzo e plagioclásio. Nesta lâmina, ao contrário da anterior, a biotita encontra-se nos interstícios dos cristais de quartzo e plagioclásio, não chega a formar camadas lepidoblásticas como na lâmina A. Granulação fina a média, com subgrãos de quartzo, os contatos entre os minerais estão levemente poligonizados a interlobados. A rocha foi nomeada de Plg-Qtz Milonito com biotita.

Por último, foi descrito as duas lâminas do ponto P.T.F. 29. Neste ponto a rocha era um Gnaisse protomilonítico, com porfiroclastos de plagioclásio e quartzo estirados no sentido da foliação. Foi encontrada uma zona em que a rocha possivelmente estava cataclasada, pois esta encontra-se toda silicificada (lâmina P.T.F. 29A, Figura 42), e outra zona em que a rocha estava milonitzada, a segunda lâmina foi coletada do contato entre a o gnaisse e o milonito (P.T.F. 29B, Figura 43). Ao correlacionar os dados de campo com a literatura, verificou-se que esta zona cataclasada/milonitzada, esta situada sobre a Falha de Cubatão. Na lâmina P.T.F. 29A, a composição mineral é praticamente toda de quartzo, há cristais de biotita e plagioclásio, porém em quantidade muito menor. A textura é granoblástica orientada pelos cristais de quartzo, ocorre fitas de quartzo que apresentam deformação por rotação de subgrão, contatos entre grãos estão levemente poligonizados e a granulação é fina. Não apresenta foliação e a rocha foi classificada Qtz Cataclasito. A lâmina B esta o contato entre as duas rochas, o contato entre elas é abrupto. A primeira rocha é um Qtz Milonito com biotita e plagioclásio, de textura granoblástica e foliação milonítica. A granulação é fina. A segunda rocha é um Bt Gnaisse, que apresenta foliação milonítica, textura granolepidoblástica, granulação varia de média a grossa na região com menos biotita, onde a rocha é mais rica em biotita os cristais encontram-se menores.

Na Tabela 2, foram compilados os dados das lâminas de forma resumida e na Figura 43 esta compilada a localização de todas as lâminas no mapa de pontos.

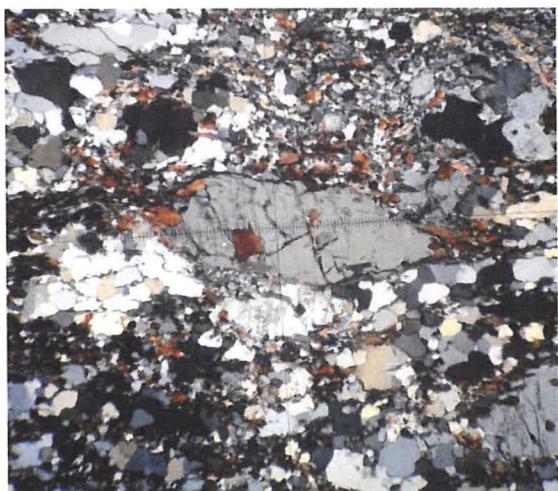


Figura 28: P.T.F. 01 (lente de 4x).

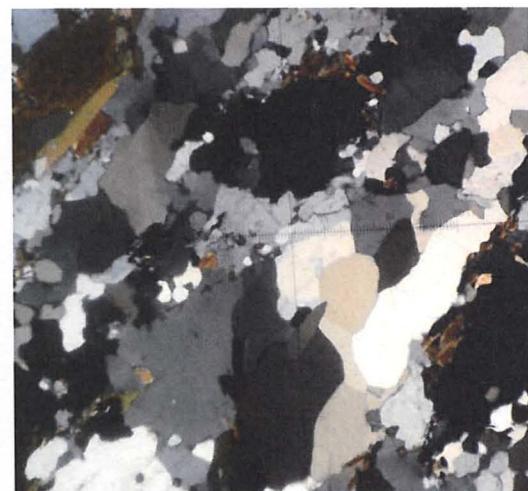


Figura 29: Lâmina P.T.F. 03A (lente de 4x).

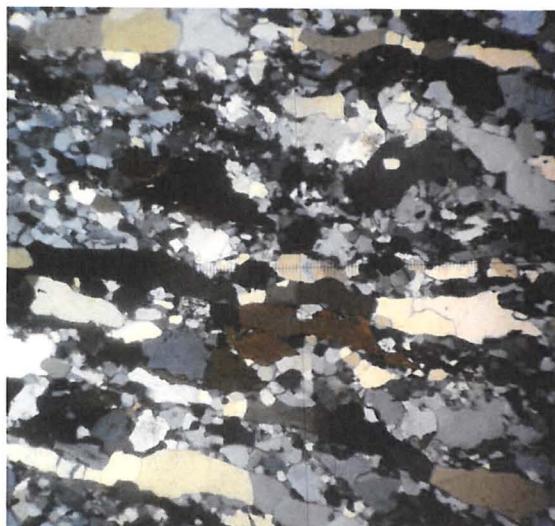


Figura 30: Lâmina P.T.F. 03B (lente de 4x).



Figura 31: Lâmina P.T.F. 03C (lente de 4x).



Figura 32: Lâmina P.T.F. 04 (lente de 4x).

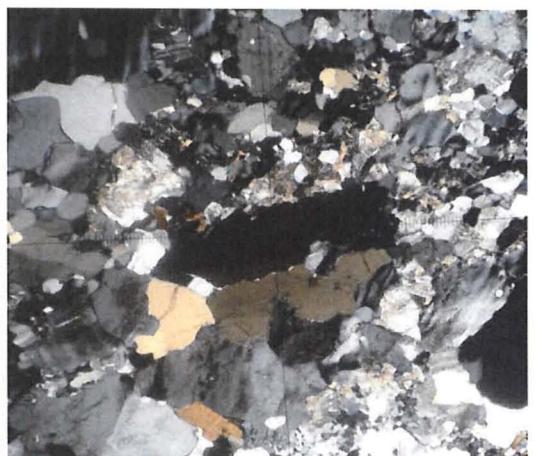


Figura 33: Lâmina P.T.F. 05 (lente de 4x).

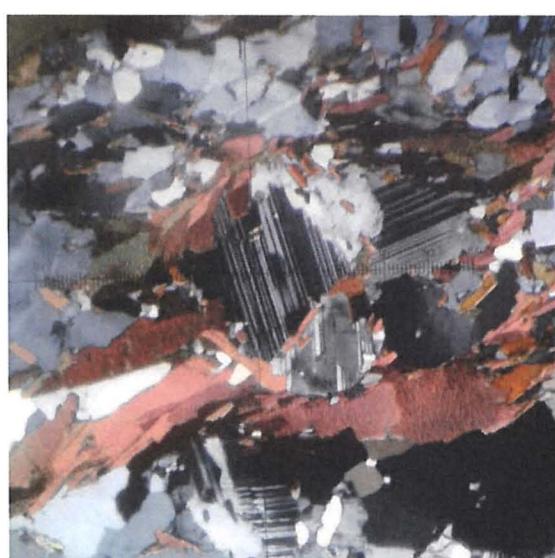


Figura 34: Lâmina P.T.F. 06A (lente de 4x).

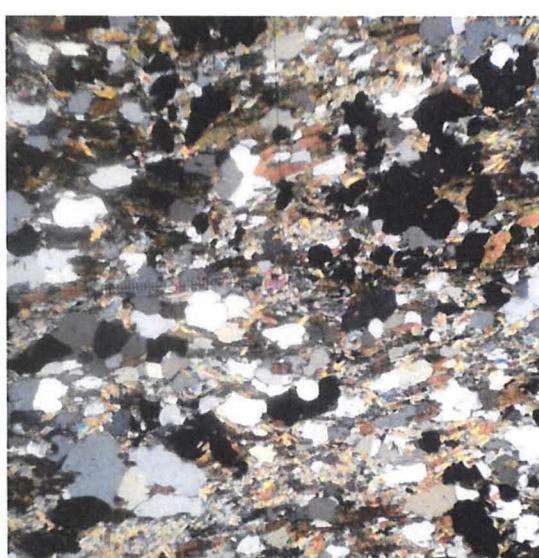


Figura 35: Lâmina P.T.F. 06B (lente de 4x).

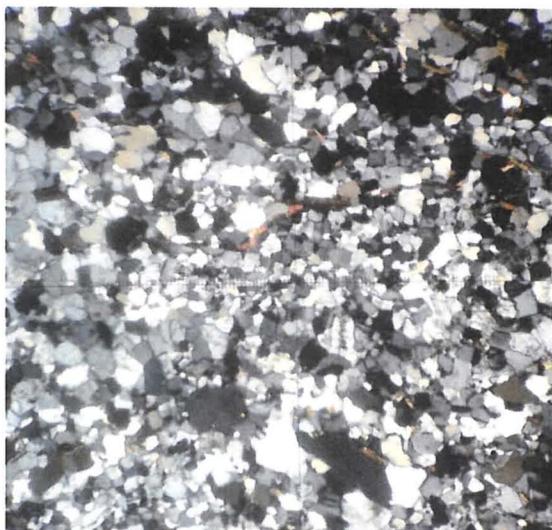


Figura 36: Lâmina P.T.F. 11 (lente de 4x).

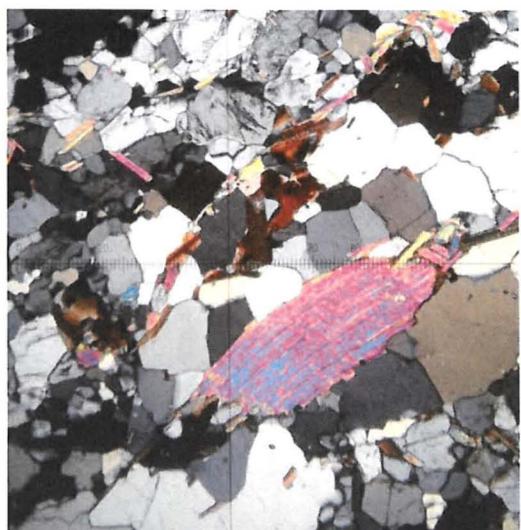


Figura 37: Lâmina P.T.F. 12 (lente de 4x).

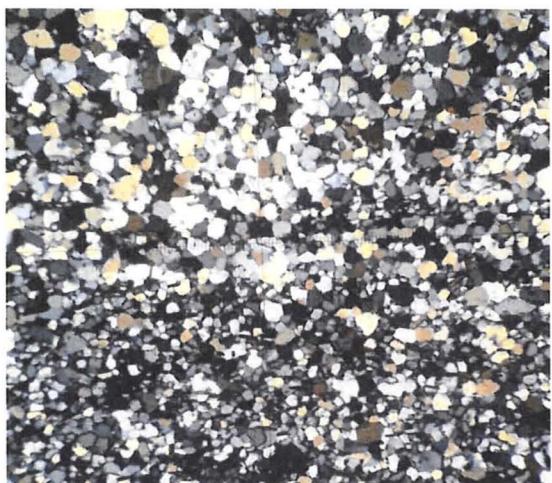


Figura 38: Lâmina P.T.F. 13 (lente de 4x).



Figura 39: Lâmina P.T.F. 28 (lente de 4x).

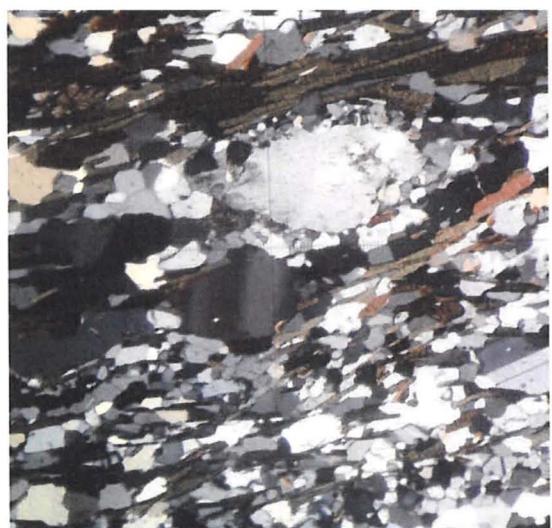


Figura 40: Lâmina P.T.F. 16A (lente de 4x).

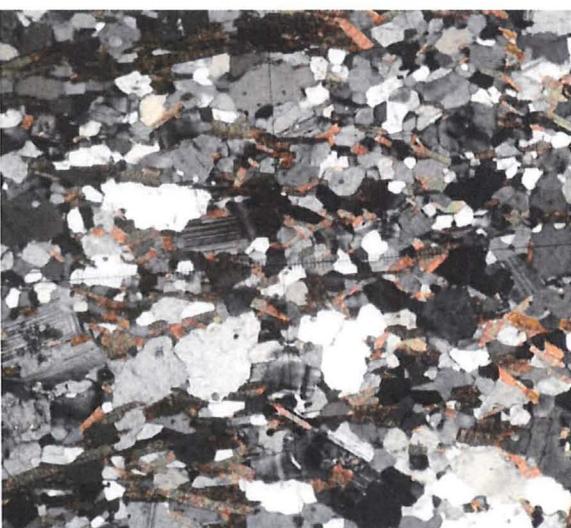


Figura 41: Lâmina P.T.F. 16B (lente de 4x).

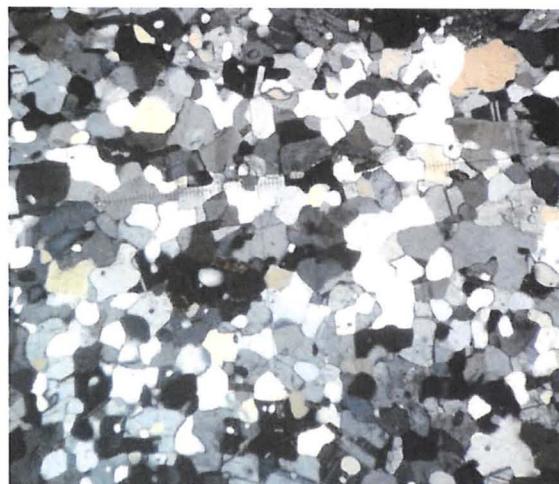


Figura 42: Lâmina P.T.F. 29A (lente de 4x).

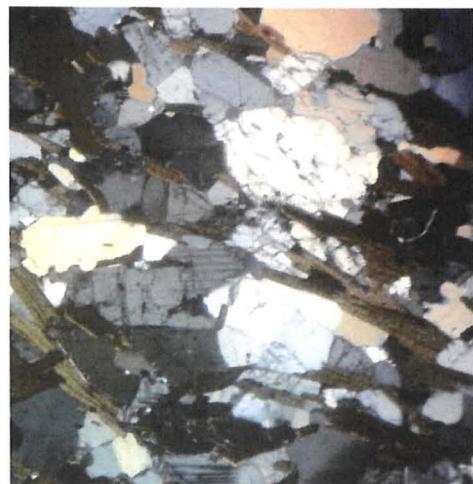


Figura 43: Lâmina P.T.F. 29B (lente de 4x).

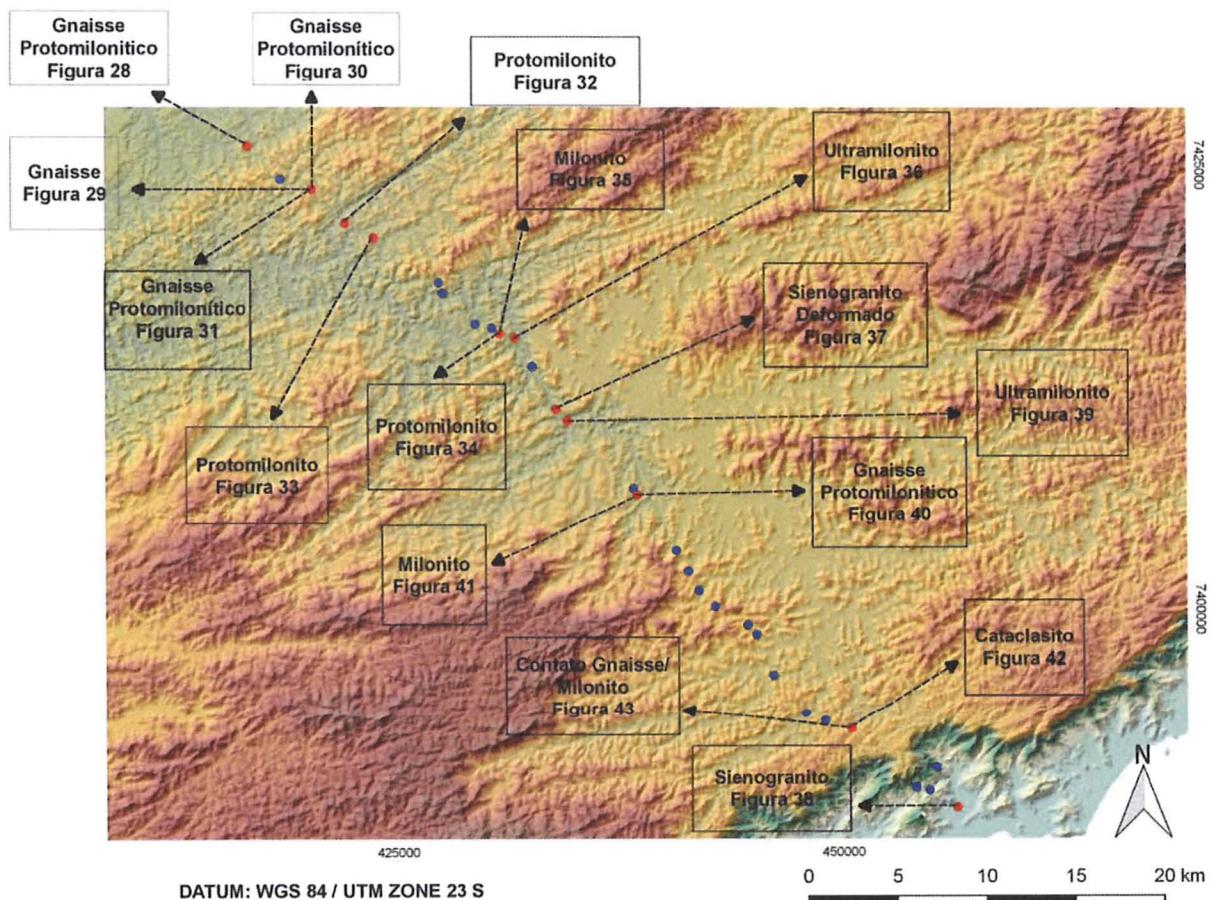


Figura 44: Mapa com a localização das lâminas.

Tabela 2: Principais dados sobre as lâminas.

Lâmina	Minerais	Foliação	Textura	Granulação	Rocha
P.T.F. 01	Plg, qtz, bt e ms	Bandamento Gnaissico	Granoblástica	Fina a grossa	Bt Gnaisse Protomilonítico
P.T.F. 03 A	Qtz, hbl, plg e bt	Bandamento Gnaissico	Nematogranoblástica	Fina a média	Bt – Hbl Gnaisse
P.T.F. 03 B	Qtz, plg, hbl, bt e ttn	Milonítica	Granoblástica	Fina	Bt Gnaisse Protomilonítico
P.T.F. 03 C	Qtz, plg, hbl, bt e ttn	Milonítica	Granoblástica	Fina a média	Bt Gnaisse Protomilonítico
P.T.F. 04	Qtz, plg, bt	Milonítica	Granolepidoblástica	Fina a média	Bt Protomilonito
P.T.F. 05	Qtz, plg e bt	Milonítica	Granoblástica	Fina a grossa	Bt Protomilonito
P.T.F. 06 A	Plg (ads), qtz e bt	Milonítica	Granoblástica	Média a grossa	Bt Protomilonito
P.T.F. 06 B	Qtz, bt, ms, plg e grt	Milonítica	Lepidoblástica	Muito fina a fina	Grt-Ms-Qtz-Bt Milonito
P.T.F. 11	Qtz, plg e bt	Milonítica	Granoblástica	Muito fina a fina	Plg- Qtz Ultramilonito com Bt
P.T.F. 12	K-felds, plg, qtz e bt	—	Fanerítica ineqüigranular Deformado	Fina a média	Sienogranito deformado
P.T.F. 13	Qtz e bt	Milonítica	Granoblástica	Muito fina a fina	Qtz Ultramilonito com bt
P.T.F. 16 A	Plg, qtz, bt, ttn, hbl	Milonítica	Granolepidoblástica	Média a grossa	Bt Gnaisse protomilonítico
P.T.F. 16 B	Qtz, plg e bt	Milonítica	Granoblástica	Fina a média	Plg-Qtz Milonito com Bt
P.T.F. 28	K-felds, plg, qtz e bt	—	Fanerítica	Média a grossa	Sienogranito
P.T.F. 29 A	Qtz, plg e bt	Milonítica	Granoblástica	Fina	Qtz Cataclasito
P.T.F. 29 B	(1) qtz, plg e bt (2) plg, bt e qtz	Milonítica	(1) Granoblástica (2) Granolepidoblástica	(1) Fina (2) Média a grossa	(1) Qtz Milonito com bt e plg (2) Bt Gnaisse

7. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Analizando os mapas aerogeofísicos e morfoestruturais, é perceptível que as grandes estruturas lineares traçadas em cada mapa são correlatas entre si, estas apresentam direção NE-SW, correspondente ao *trend* principal da Serra do Mar. Estes grandes lineamentos NE-SW foram relacionados às grandes zonas de cisalhamento ou zonas de falhas, conforme as análises petrográficas e de afloramento. Lineamentos menores também relacionam-se a zonas de cisalhamento subordinadas, a exemplo do ponto P.T.F. 06 paralelo à Falha/Zona de Cisalhamento Taxaquare (o ponto P.T.F. 11 está localizado sobre ela) (Figuras 27 e 30).

Dos afloramentos investigados, portanto em apenas um foi verificado uma estrutura mais claramente rúptil - zona cataclasada - (Figuras 42 e 45), a qual está relacionada à Falha de Cubatão, que por suas características petrológicas, pode estar relacionada a reativações mesozoicas ou cenozoicas.

MAPA ESTRUTURAL

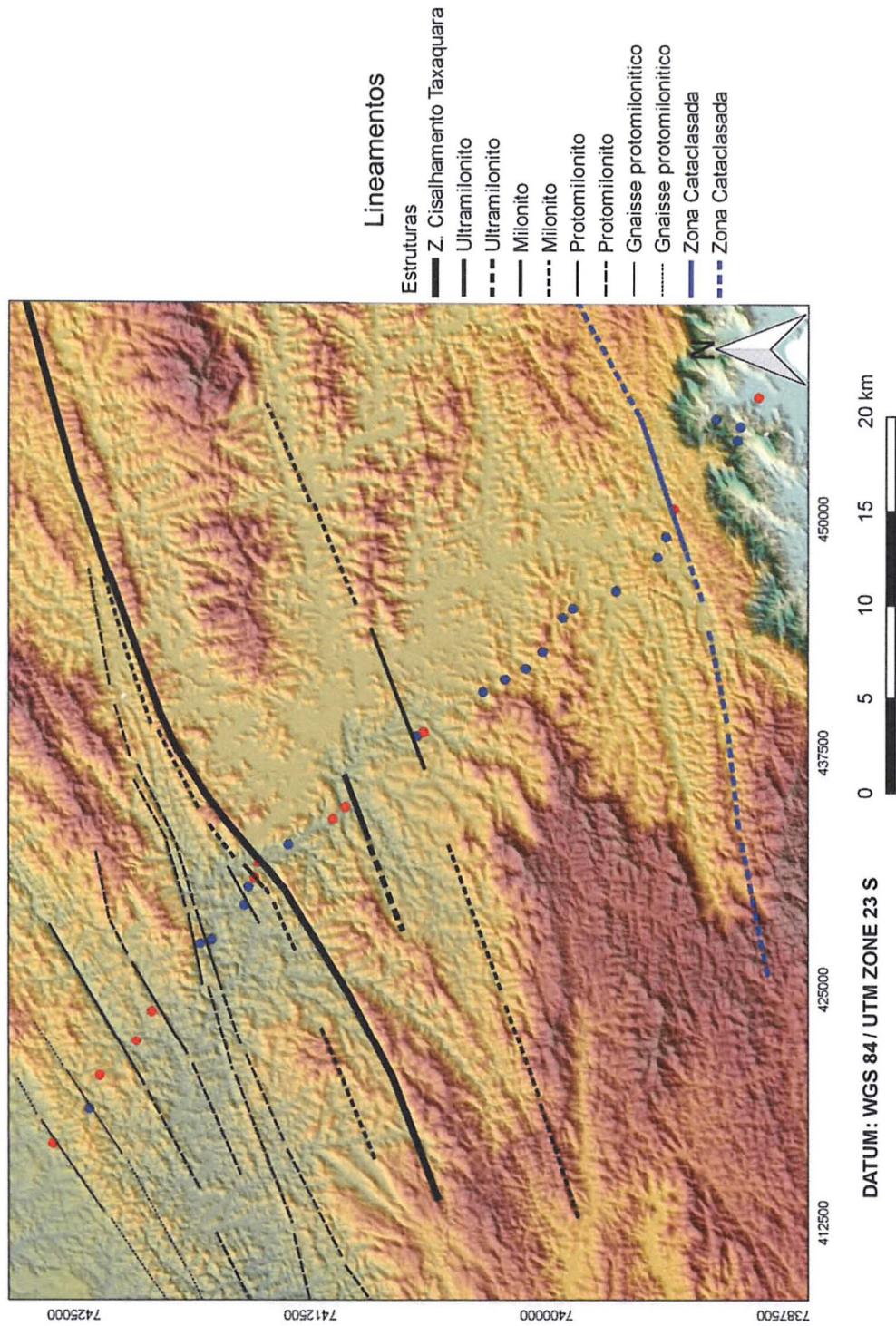


Figura 45: Mapa estrutural.

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

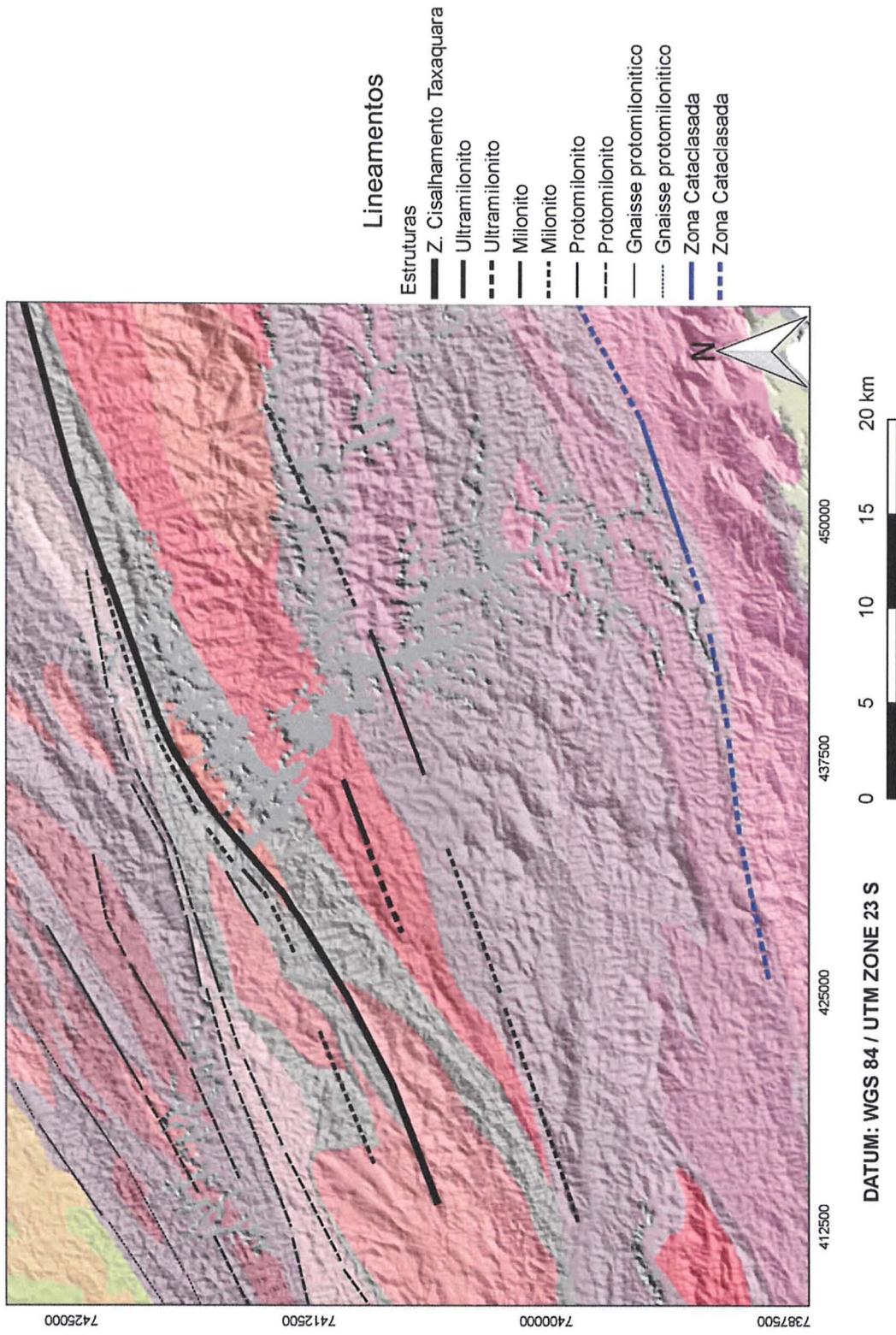


Figura 46: Mapa geológico e estrutural.

Legenda

Litologia	Descrição
Depósitos aluvionares (Holoceno): Areia	Coberturas detriticas indiferenciadas (Pleistoceno): Areia, Argila, Cascalho
Depósitos litorâneos indiferenciados (Pleistoceno): Areia, Argila	Formação Pindamonhangaba (Mioceno): Arenito, Arenito conglomerático, Argilito, Siltito, Conglomerado suportado por matriz
Formação São Paulo (Paleogeno): Arenito, Arenito conglomerático, Argilito, Siltito	Formação Tremembé (Paleogeno): Argilito, Calcário dolomítico, Folhelho, Marga
Corpo Granitolídeos tipo S, pós-orogênicos, do orógeno Araçuaí (Cambriano): Granito, Granodiorito, Monzogranito	Corpo Granito Natividade da Serra, tipo S (Cambriano): Biotita granito, Monzogranito
Corpo Granito Ponte Nova-Paraibuna (Neoproterozóico): Biotita granito	Complexo granítico Pico do Papagaio (Neoproterozóico): Biotita granito
Corpo Granito Cruz do Alto (Neoproterozóico): Biotita granito, Monzogranito	Corpo Granito Natividade da Serra, tipo I (Neoproterozóico): Biotita granito, Monzogranito
Corpo Granitolídeos tipo S, sinorogênicos do Terreno Embu (Neoproterozóico): Tonalito, Granito, Monzogranito	Corpo Granito Córrego da Roseira (Neoproterozóico): Tonalito
Corpo Granito Fazenda Santa Terezinha (Neoproterozóico): Granito, Granodiorito	Corpo Granito Lagoinha (Neoproterozóico): Biotita granito
Corpo Granito Serra do Pati (Neoproterozóico): Granito	Corpo Granito Redenção da Serra (Neoproterozóico): Granito, Monzogranito
Corpo Granito Santa Branca (Neoproterozóico): Granito, Granodiorito	Corpo Granito Santa Catarina (Neoproterozóico): Sienogranito, Monzogranito
Corpo Granito Serra do Jamboreiro (Neoproterozóico): Biotita granito, Granito, Monzogranito	Corpo Granito Salto (Neoproterozóico): Biotita granito
Corpo Granito Serra da Redenção (Neoproterozóico): Biotita granito	Corpo Granito Pinheirinho (Neoproterozóico): Biotita granito
Corpo Granito Itapeti (Neoproterozóico): Biotita granito, Granodiorito, Quartzo monzonito, Monzogranito	Unidade Costeiro (granito-granássica migmatítica) (Neoproterozóico): Gnaiss, Migmatito, Augengnaissse
Unidade Costeiro (gnaisses peraluminosos) (Neoproterozóico): Gnaiss alumínoso, Paragnaisse	Unidade Costeiro (ortognássica) (Neoproterozóico): Biotita gnaiss, Gnaiss, Migmatito, Ortognaisse
Unidade Costeiro (quartzítica) (Neoproterozóico): Gnaiss alumínoso, Rocha calcissilicática	Unidade Embu (Gnaisses Bandados) (Neoproterozóico): Biotita gnaiss, Gnaiss alumínoso, Paragnaisse
Unidade Embu (milonítica) (Neoproterozóico): Milonito, Biotita quartzito, Biotita xisto, Filito, Pegmatito	Unidade Embu (ortognássica) (Neoproterozóico): Biotita gnaiss, Ortognaisse
Unidade Embu (paragnássica) (Neoproterozóico): Biotita gnaiss, Biotita xisto, Gnaiss quartzoso, Rocha calcissilicática, Milonito	Unidade Embu (xistos localmente migmatíticos) (Neoproterozóico): Quartzo xisto, Rocha calcissilicática, Milonito, Rocha metaultramáfica
Complexo Rio Capivari (Neoarqueano): Trondjemito, Gnaiss, Migmatito, Ortognaisse	

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48(1), 15-26.
- Almeida, F. F. H. (1986). Distribuição regional e relação tectônica do magmatismo pos-paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16, 325-349.
- Almeida, F. F. M., e Carneiro, C. D. R. (1998). Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 135-150.
- Campanha, G. C., e Ens, H. H. (1996). Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 27, 41-49.
- Delgado, I. D. M., Souza, J. D., Silva, L. D., Silveira Filho, N. D., Santos, R. D., Pedreira & Lacerda Filho, J. D. (2003). Geotectônica do escudo atlântico. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 5, 227-334.
- Ferrari, A. L. (2001). Evolução tectônica do Gráben da Guanabara (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Ebert, H. D., de Assis Janasi, V., Dantas, E. L., de Oliveira, M. A. F., ... & de Assis Negri, F. (2003). Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP. Série Científica*, 3, 85-96.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J. e Janasi, V.C. (2004). A Província Mantiqueira. *O Desvendar de Um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-234.
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M. C., Hackspacher, P. C., Neto, J. C. H., & Franco-Magalhães, A. O. (2010). Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, 18(4), 674-687.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., e Mount, V. S. (2001). Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1903-1924.
- Milani, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR*, 265-291.
- Mora, C. A. S., da Cruz Campanha, G. A., & Wemmer, K. (2013). Microstructures and K-Ar illite fine-fraction ages of the cataclastic rocks associated to the Camburu Shear Zone, Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 607-622.
- Riccomini, C., (1989). *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. USP.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 383-405.

Sadowski, G. R. (1991). A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. Boletim IG-USP. Série Científica, 22, 15-28.

Sadowski, G. R., e Campanha, G. A. D. C. (2004). Grandes falhas no Brasil continental. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeidam, 407-421.

Salvador, E. D., & Riccomini, C. (1995). Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). Revista Brasileira de Geociências, 25(3), 151-164.

Schobbenhaus, C., & Campos, D. D. A. (1984). Geologia do Brasil. In Geologia do Brasil. DNPM.

Tupinambá, M., Machado, N., Heilbron, M., & Ragatky, D. (2007). Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding south American and African metamorphic belts: a compilation of U-Pb ages. *Brazilian Journal of Geology*, 37(4), 87-91.

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.