UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

EDENILSON ROBERTO DO NASCIMENTO

MORFOTECTÔNICA E ORIGEM DAS MORFOESTRUTURAS DA SERRA DO MAR PARANAENSE

CURITIBA
2013

EDENILSON ROBERTO DO NASCIMENTO

MORFOTECTÔNICA E ORIGEM DAS MORFOESTRUTURAS DA SERRA DO MAR PARANAENSE

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Co-orientador: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

CURITIBA
2013

TERMO DE APROVAÇÃO

EDENILSON ROBERTO DO NASCIMENTO

"MORFOTECTÔNICA E ORIGEM DAS MORFOESTRUTURAS DA SERRA DO MAR PARANAENSE"

Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

Curitiba, 20 de maio de 2013

Celso Dal Ré Carneiro
(UNICAMP)

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos
(UFPR)

Ambrosina Helena F. Gontijo-Pascutti
(UFRRJ)

Bárbara Trzaskos
(UFPR)

Eduardo Salamuni
(UFPR)
Presidente

N244m

Nascimento, Edenilson Roberto do
Morfotectônica e origem das morfoestruturas da serra do mar paranaense. [manuscrito] / Edenilson Roberto do Nascimento. – Curitiba, 2013.
152f. : il. [algumas color.] ; 30 cm.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2013.
Orientador: Eduardo Salamuni -- Co-orientador: Alberto Pio Fiori.

1. Geologia – Serra do mar (PR) . 2. Montanhas – Paraná. I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Fiori, Alberto Pio. IV. Título.

CDD: 551.432

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela minha vida, família e pelas pessoas que convivo, sem as quais este trabalho não seria possível.

A minha família, em especial a minha esposa Adriana, ao meu filho Paulo Henrique e ao pequeno Davi nascido poucos dias antes a defesa deste trabalho.

Ao Professor Eduardo Salamuni, pela confiança, amizade, estímulo e orientação que foram além das obrigações de um orientador. Ao Professor Alberto Pio Fiori, pela co-orientação e por sempre estar disposto a discutir e incentivar.

Aos amigos Pedro Hauck pelo companheirismo, discussões e idas a campo, a Angela Pacheco Lopes pela ajuda no momento da qualificação e ao Gustavo Queiroz pela ajuda na elaboração das figuras na reta final do trabalho.

Aos integrantes do Núcleo de Geoprocessamento do Projeto Falhas da Universidade Federal do Paraná pelo fornecimento e edição de dados, e pelas idas a campo.

À PETROBRAS por financiar os 24 meses iniciais do trabalho, inclusive as etapas de campo e a Capes pela concessão de bolsa nos 24 meses finais.

Aos professores e funcionários do Departamento de Geologia, em especial aos que compõem o Programa de Pós-graduação em Geologia.

Enfim, agradeço as pessoas e instituições que não foram lembradas neste momento, mais que de alguma forma fizeram parte deste trabalho.

Dedicado a minha esposa Adriana e aos meus filhos Paulo Henrique e Davi

RESUMO

A Serra do Mar (SM) no Estado do Paraná apresenta diversas características que a diferem das demais áreas da Serra do Mar no Sudeste do Brasil. Além do "degrau" entre o Primeiro Planalto e o litoral paranaense, a SM possui vários conjuntos montanhosos sustentados por corpos graníticos intrudidos durante estágios tardios da colagem do Terreno Paranaguá (600-580 Ma), que atingem com frequência altitudes superiores a 1.400 metros. A articulação tectônica do Terreno Paranaguá com as microplacas Curitiba e Luis Alves, se destaca na paisagem principalmente pelas estruturas de direção NE-SW. Outra feição geológica particular da Serra do Mar paranaense é o Arco de Ponta Grossa (APG) com diques que formam vales, cristas alongadas e falhas de direção NW-SE. As deformações das paleosuperfícies e áreas notadamente pertencentes ao Sistema de Riftes Cenozoicos do Sul e do Sudeste Brasileiro (Gráben de Paranaguá e a zona sismogênica de Cananéia), muitas delas aproveitando zonas de fraqueza de estruturas pré-cambrianas, completam o quadro geral de grandes eventos de deformação que abrangeram a SM e toda a porção emersa da costa paranaense. O condicionamento morfotectônico na evolução do relevo da Serra do Mar paranaense foi investigado a partir da análise de parâmetros geomorfométricos, geológicos e geográficos. Tomando como escala de análise os lineamentos traçados na escala 1:130.000 e os dados levantado em campo, observa-se que a direção NE possui maior variação na SM, com concentrações entre N15-60E, influenciadas por reativações cenozoicas, enquanto as direções NW-SE possuem variação entre N50-70W, determinados principalmente por diques de diabásio mesozoicos. Foram identificados quatro domínios morfoestruturais com balizamento e/ou presença de estruturas geológicas com escarpamento estrutural associado: (a) Domínio Morfoestrutural Antonina - com escarpamento associado ao Lineamento Piraquara-Ferraria e Lineamento Morretes; (b) Domínio Morfoestrutural Morretes - com escarpamento associado aos Lineamentos: Palmital, Cubatãozinho e Alexandra; (c) Domínio Morfoestrutural Guaratuba - com escarpamento associado ao Lineamento Cubatãozinho; e (d) Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba - com escarpamento associado ao Lineamento Norte da Baía de Paranaguá. Estes lineamentos estão morfotectonicamente condicionados e apresentam escarpamento muitas vezes com centenas de metros, *knickpoints* alinhados segundo suas direções, depósitos aluvionares segmentados por falhas, anomalias de drenagem, remanescentes de paleosuperfícies deformados e bacias suspensas que permitem identificar deformações recentes superimpostas a morfoestruturas mais antigas, em especial associadas a estruturas com direções NNE-SSW e E-W. A análise da rede de drenagem permitiu identificar o condicionamento estrutural dos rios em 60% da área e 787 anomalias de drenagem. As anomalias identificadas ocorrem principalmente nos domínios morfoestruturais Antonina e Guaraqueçaba, próximas à zona sismogênica de Cananéia, onde se destacam as capturas de drenagem (rios com cursos em processo de organização a um novo nível de base) do Primeiro Planalto para a bacia litorânea. Na porção a sul da Baía e Paranaguá destaca-se a aparente rotação das estruturas de direção NW-SE (principalmente diques), presentes no Terreno Paranaguá, em relação àquelas observadas nas microplacas Curitiba e Luis Alves. Tal rotação possivelmente foi promovida pela atividade tectônica atual, ou no mínimo cenozoica, da zona de cisalhamento Cubatãozinho, o que aponta para a atividade neotectônica na conformação do relevo regional.

Palavras-chave: Serra do Mar. Morfoestruturas; Morfotectônica.

ABSTRACT

The Serra do Mar (SM) mountain range has in the state of Paraná several characteristics that differs from other areas of the Serra do Mar in southeastern Brazil. Besides of the “step” between the First Plateau and the coast of Paraná, the SM has several mountainous sets supported by granitic bodies intruded during the late stages of accretion of the Paranaguá Terrain (600-580 Ma), which often reaches altitudes above 1400 meters. The tectonic articulation of the Paranaguá Terrain with the Curitiba and Luis Alves micro-plates stands out in the landscape, primarily by the structures with a NE-SW direction. Another particular geologic feature of Paraná SM is the Ponta Grossa geological Arch (APG) with dikes that forms valleys, elongated crests and faults on NW-SE direction. The deformations of palaeosurfaces and on the areas notably belonging to the Brazilian Cenozoic Rift System (Paranaguá Graben and the seismogenic zone of Cananéia), many of them taking advantage of the Precambrian structures zones weakness, completes the general framework of large deformation events covering the SM and all the onshore portion of the coast of Paraná. The relief morphotectonic conditioning in the evolution of the Serra do Mar of Paraná was investigated by the analysis of geomorphometric, geologic and geographic parameters. Taking as a scale of analysis the lineaments outlined in the 1:130.000 scale and field data, it is observed that the NE structures’ direction has more variation in the SM, with concentrations between N15-60E, influenced by Cenozoic reactivation, while the NW-SE directions have variation between N50-70W, determined mainly by Mesozoic diabase dikes. There were identified four morphostructural domains limited by scarps generated by geological structures: (a) Antonina Morphostructural Domain – with escarpment associated with the Piraquara-Ferraria lineament and the Morretes lineament; (b) Morretes Morphostructural Domain– with escarpment associated to the lineaments: Palmital, Cubatãozinho and Alexandra; (c) Guaratuba Morphostructural Domain – escarpment associated to the northern Baía de Paranaguá lineament. Those lineaments are morphostructurally and morphotectonically conditioned and presents escarpment often with hundreds of meters, aligned knickpoints following their directions, alluvial deposits segmented by faults, drainage anomalies, remnants of palaeosurfaces deformed and suspended basins which allow to identify recent deformations superimposed to older morphostructures, in particular associated to structures with NNE-SSW and E-W directions. The analysis of the drainage network allowed to identify the structural conditioning of 60% of the total area and 787 drainage anomalies. The Identified anomalies occur mainly in the Antonina and Guaraqueçaba morphostructural domains, near the Cananéia seismogenic zone, where the drainage captures (rivers with their courses in a new organizing process by a new level base) of the First Plateau to the coastal basin are highlighted. In the southern portion of the Paranaguá Bay the apparent rotation of the structures of NW-SE direction (mainly dykes), nearby the Paranaguá Terrain, is highlighted in relation to the structures observed in the Curitiba and Luis Alves micro-plates. This rotation was possibly provided by current or at least Cenozoic tectonic activity of the Cubatãozinho shear zone, which points to the neotectonic activity in shaping the regional relief.

Key-words: Serra do Mar, Morphostructures, Morphotectonic

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS vi
LISTA DE QUADROS x
LISTA DE TABELAS x
1. INTRODUÇÃO 1
2. OBJETIVO 4
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 4
3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO 5
4. MATERIAIS E MÉTODOS 6
4.1 DADOS PRIMÁRIOS – LEVANTAMENTOS DE CAMPO E INTERPRETAÇÕES 6
4.2 DADOS SECUNDÁRIOS 7
4.2.1 Curvas de nível 7
4.2.2 Lineamentos estruturais 8
4.2.3 *Knickpoints* 10
4.2.4 Anomalias de drenagem 11
4.2.5 Rede hidrográfica 12
4.2.6 Modelos Digitais de Elevação (MDE) 13
4.2.7 Imagens de satélites 14
4.3 TRATAMENTO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS 15
4.3.1 Escalas de análise 15
5. PROBLEMAS MORFOTECTÔNICOS E MORFOESTRUTURAIS: SÍNTESE 16
5.1 TERMOS BÁSICOS – ESTRUTURAS E GEOMORFOLOGIA 16
5.2 SUPERFÍCIE DE EROSÃO/APLAINAMENTO/PALEOSUPERFÍCIE 18
5.2.1 Drenagem - Rede e padrões 19
5.2.2 Anomalias de drenagem 21
5.2.3 Hierarquização de rios 22
6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 23
6.1 EMBASAMENTO E INTRUSÕES GRANÍTICAS 23
6.2 EXPRESSÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA NA SERRA DO MAR 26
6.3 DEFORMAÇÕES PRÉ-CENOZOICAS, CENOZOICAS E A FORMAÇÃO DO RELEVO 29
6.4 SUPERFÍCIES DE EROSÃO E GEOMORFOLOGIA DA SERRA DO MAR 36
6.5 O CLIMA E O TECTONISMO NA SM 39
7. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA 44
7.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOMÉTRICAS 44

7.2 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 59
8. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL 64
8.1 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS – GEOMETRIA EM IMAGENS 64
8.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS – DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS 71
8.3 PADRÕES DE DRENAGEM 76
8.3.1 Direção dos rios nos domínios morfoestruturais 79
8.3.2 Anomalias de drenagem 89
8.4 KNICKPOINTS NA REDE DE DRENAGEM 95
8.5 ANÁLISE ESTRUTURAL - DADOS DE CAMPO 97
8.6 ANÁLISE ESTRUTURAL – PALEOTENSÕES E MORFOTECTÔNICA 108
8.6.1 Lineamento Norte da Baía de Paranaguá 109
8.6.2 Lineamento Morretes 111
8.6.3 Lineamento Piraquara-Ferraria 114
8.6.4 Zona de Cisalhamento do Palmital 115
8.6.5 Zonas de Cisalhamento Alexandra e Cubatãozinho 118
9. DISCUSSÃO 121
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS 129
11. REFERÊNCIAS 131
12. ANEXOS 139

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área estudada. 5

Figura 2: Transformação para notação Brunton. 9

Figura 3: Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para segmentos de drenagem (intervalo entre duas isoípsas consecutivas). L= comprimento da drenagem entre a cabeceira e a isoípsa jusante; ∆h= diferença de altitude entre duas isoípsas subsequentes; ∆l= projeção horizontal do comprimento do segmento de drenagem entre duas isoípsas subsequentes. Modificado de Etchebehere (2006). .11

Figura 4: Principais padrões de drenagem que permitem a caracterização do quadro neotectônico (Modificado de FORNACIARI, 2009). 21

Figura 5: Hierarquização dos canais segundo o método proposto por STRAHLER (1952). 22

Figura 6: Subdivisão geotectônica genérica do leste do Paraná e nordeste de Santa Catarina (modificado de CPRM, 2006 e de Siga Jr. *et al*. 1993). 24

Figura 7: Principais eventos de subducções e colisões descritos por Basei *et al*. (1992). A. Colisão da microplaca Curitiba com áreas cratônicas à norte, subducção e geração de arco magmático na borda sul da microplaca Curitiba; B. colisão das microplacas Luís Alves e Curitiba, na porção "E" início da Orogênese Rio Doce; C. colisão entre o cinturão granitóide costeiro (batólito Paranaguá) e a Microplaca Luís Alves, Orogênese Rio Doce; D. atual configuração da porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina, no intervalo entre 550 e 500 Ma. Houve a colocação dos granitóides anorogênicos e as bacias molássicas. 26

Figura 8: Mapa geológico simplificado da Serra do Mar e entorno. 28

Figura 9: Modelo geológico do Gráben de Paranaguá. (1) embasamento indiferenciado (lilás); (2) diques (verde); (3) sedimentos indiferenciados (amarelo); (A) Baixo Estrutural de Albatroz; (B) Alto Estrutural de Canoas; (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá (CASTRO *et al.*, 2008). 34

Figura 10: Principais zonas de cisalhamento ocorrentes na área estudada (Modificado de Passareli *et al.* 2011) 35

Figura 11: Lineamentos obtidos por análise de contingência (Modificado de Soares *et al.* 2007) 36

Figura 12: Superfícies de aplainamento da região leste e Serra do Mar paranaense (modificado de Ab'Sáber e Bigarella, 1961). 38

Figura 13: A - Morro do Sete 1250m de altitude (remanescente do Pd3); B- Representação da Serra da Graciosa adaptada de Bigarella *et al.* (1978). Reparar o detalhe da superfície de erosão representada à diretita da ilustração de Bigarella *et al.* (1978) que representa o Morro do Sete (UTM: 711366/7129788).....41

Figura 14: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1440m de altitude (UTM: 699073/ 7132652).....42

Figura 15: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1250m de altitude (705889/7128805) 42

Figura 16: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Ibitirequire à 1600m de altitude (UTM: 705654/ 7132623). 43
Figura 17: Histograma de frequência altimétrica da área estudada. 45
Figura 18: Hipsometria da área estudada. 47
Figura 19: Declividade da área estudada. 48
Figura 20: Percentual de área em cada classe de relevo 49
Figura 21: A – área drenada pela bacia do rio Ribeira; b – área drenada pela bacia do rio Iguaçu....49
Figura 22: Área drenada pela bacia do rio Ribeira 50
Figura 23: Percentual de área em cada classe de relevo. 50
Figura 24: Histograma de frequência altimétrica da Serra do Mar. 51
Figura 25: Histograma de frequência altimétrica da Serra do Mar. 52
Figura 26: A – Vista do Pico Ibitirati; B – Vista da face leste do Pico Ferraria....52
Figura 27: Domínio basculado na subida do Pico Paraná na porção oeste da Serra do Ibitiraquire....53
Figura 28: Grandes fraturas observadas na Serra do Ibitiraquire....53
Figura 29: Serras que compõem a Serra do Mar paranaense. 55
Figura 30: Vista parcial da Serra do Ibitiraquire - Pico Paraná (1877m), montanha..56
mais alta do sul do Brasil; Pico Ferraria (1734m), Pico Caratuva (1856m), ...56
Pico Itapiroca (1754m), Morro do Tucum (1741m). 56
Figura 31A e B: Vista da Serra do Mar a partir das proximidades do Viaduto dos Padres no limite do Primeiro Planalto com a Planície Litorânea. O relevo montanhoso apresenta topos nivelados na cota altimétrica 920 m aproximadamente (remanescentes do Pd2). 56
Figura 32: Vista da Serra da Prata com cumes de formas variadas, frequentemente com grandes domínios rochosos deslocados e pontiagudos 56
Figura 33: Vista do Morro Redondo na Serra de Araçatuba. 57
Figura 34: Histograma de frequência altimétrica da Planície Litorânea. 58
Figura 35: Percentual de área em cada classe de relevo na Planície Litorânea. 58
Figura 36A e B: Vistas da Planície Litorânea no Domínio Paranaguá. 59
Figura 37: Compartimentação geomorfológica....63
Figura 38: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da área estudada....64
Figura 39: Descontinuidade estrutural, parcialmente erodida, preenchida por dique de diabásio aproveitada pelo canal de drenagem (vale fluvial). 65
Figura 40: Diagramas de rosetas das direções dos lineamentos estruturais de diferentes comprimentos na área de estudo. 67
Figura 41: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da 67

área da Serra do Mar. 67

Figura 42: A – Diagramas de rosetas das direções dos lineamentos estruturais presentes nos granitos da SM; B – Dos granitos do Terreno Paranaguá; C - Dos granitos da Província Graciosa. 68

Figura 43: A - Planos aparentemente escalonados (de direção NE-SW) no Pico Ferraria; B – Plano aberto; C – detalhe de uma das paredes plano.....69

Figura 44: Plano de falha (de direção NE-SW) identificado no Pico Caratuva e Pico Paraná.....70

Figura 45: Lineamentos estruturais na Serra do Ibitiraquire.....70

Figura 46: Mapa magnético do Escudo Paranaense e adjacências.....73

Figura 47: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da 74

área da Serra do Mar. 74

Figura 48: Lineamentos estruturais e diagramas de rosetas das direções dos lineamentos identificados na área de estudo. 74

Figura 49: Padrões de drenagem identificados na Serra do Mar e entorno. 78

Figura 50: Diagrama de frequência das direções dos canais com ordem superior a dois.....79

Figura 51: Diagrama de frequência das direçôes dos rios de diferentes ordens do DMA. 83

Figura 52: Diagrama de frequência das direçôes dos rios de diferentes ordens do DMM.....84

Figura 53: Diagrama de frequência das direçôes dos rios de diferentes ordens do DMG.....87

Figura 54: Diagrama de frequência das direçôes dos rios de diferentes ordens do DMGt.....88

Figura 55: Anomalias de drenagem identificadas na área de estudo.....90

Figura 56: Exemplos de anomalias de drenagem identificadas na área de estudo...94

Figura 57: *Knickpoints* e áreas capturadas na área de estudo.....96

Figura 58: Estereograma sinóptico das juntas identificadas na área de estudo (densidade máxima 40,9).....99

Figura 59: Juntas de direção e mergulhos médios N65W/85SE no CGM, deslocada por juntas atectônicas sub-horizontais localizadas na estrada Canavieiras Guaratuba-PR (Ponto 90).....99

Figura 60: Estereograma dos pólos dos planos de juntas do CGM (Densidade máxima 21,6).....100

Figura 61: Planos de fratura com direção média N70E/87NW nos granitos da Suíte Morro Inglês na pedreira Nova Prata (Ponto 08).....100

Figura 62: Estereograma dos pólos dos planos de juntas da Suíte-Paranaguá (densidade máxima 31,3).....101

Figura 63: Estereograma dos pólos dos planos de juntas da Província Graciosa (densidade máxima 17,1). 101

Figura 64: Estereogramas dos pólos dos planos de juntas (Hemisfério inferior): A – Domínio Antonina (densidade máxima 13,5) ; B – Domínio Guaraqueçaba (densidade máxima 10); C – Domínio Morretes (densidade máxima 31); D – Domínio Guaratuba (densidade máxima 7,2). 102

Figura 65: Diagramas de rosetas das direções dos planos de juntas: DMA – Domínio Antonina (15º cada classe); DMG – Domínio Guaraqueçaba (12º cada classe); DMM – Domínio Morretes (12º cada classe); D – Domínio Guaratuba (12º cada classe). 103

Figura 66: Dispersão dos mergulhos das falhas identificadas..... 104

Figura 67: Estereograma dos planos de falhas identificados nas rochas do CGM (densidade máxima 11,9). 105

Figura 68: Posição provável dos vetores no CGM (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores $\sigma 1$, $\sigma 2$ e $\sigma 3$)..... 105

Figura 69: Estereograma dos pólos das falhas identificadas na Suíte-Paranaguá. 106

Figura 70: A) Zona de falha distensional transcorrente com movimento dextrógiro (Suíte Canavieiras-Estrela) na bacia do rio Jacareí. B) Detalhe do plano com estrias e *steps*. C) Posição dos vetores de compressão e extensão. (Ponto108). 106

Figura 71: Posição dos vetores de na Suíte Paranaguá (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores $\sigma 1$, $\sigma 2$ e $\sigma 3$)..... 107

Figura 72: Estereograma dos pólos das falhas identificadas na Província Graciosa. 107

Figura 73: A) *Front* da Serra do Mar (Serra do Ibitiraqui). B) Planos escalonados (Pico Ferraria). 107

Figura 74: Posição dos eixos de tensão na Província Graciosa (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores $\sigma 1$, $\sigma 2$ e $\sigma 3$). 108

Figura 75: Principais sistemas de lineamentos identificados na Serra do Mar paranaense. 110

Figura 76: Facetas triangulares na região do Salto Morato a norte da baía de Paranaguá..... 111

Figura 77: Localização de feições morfotectônicas (provavelmente neotectônicas). (a) *knickpoint* segmentando depósitos fluviais; (b) rios com nascente sobre depósito quaternário; (c) rio Ipiranga (rio destacado) cortando depósito coluvionar de mesma idade nas duas vertentes do corpo granítico. Qha - Sedimentos fluviais(Quaternário/Holocêno); Qt - (Quaternário/Holocêno); Qhc - Depósitos de colúvios (Terciário/Quaternário); PEg1 e PEg2 - Suítes álcali-granitos (Proterozoico Superior); APImge - Complexo Atuba (Arqueano - Proterozoico Inferior). Bolas vermelhas representam *knickpoints* de 1ª ordem e amarelas de 2ª ordem..... 113

Figura 78: Remanescente do pediplano Pd3 (Superfície Sulamericana), Morro do Tapapuí a 1380m de altitude..... 114

Figura 79: Indicação da tensão média (paleotensores) das falhas adjacentes aos principais lineamentos estruturais da Serra do Mar (diedros retos). A paleta de cores utilizada nos diagramas corresponde aos paleotensores descritos no Quadro 3....116

Figura 80: Facetas triangulares (destacadas pelas linhas pontilhadas)– *Front* escarpado da ZC Palmital (linha vermelha).....118

Figura 81: Bacia de drenagem em remanescente de paleosuperfície com altitude média de aproximadamente 800m. Reparar o fato de a rede de drenagem apresentar padrão anômalo, provavelmente capturado e a bacia hidrográfica ser conectada à rede de drenagem principal (alinhado segundo a ZC Palmital) por rio repleto de *Knickpoints*. 119

Figura 82: Facetas triangulares – *Front* escarpado da ZC Cubatãozinho (linha vermelha). 120

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Evolução tectônica regional - síntese das paleotensões atuantes no leste do Paraná no Cenozoico segundo Salamuni e Fiori (2012). As setas vermelhas indicam o tensor de máxima tensão ($\sigma 1$), e a setas vermelhas vermelhas os tensores de máxima extensão ($\sigma 3$). 35

Quadro 2: Percentagem de área de abrangência dos padrões de drenagem identificados na área de estudo.....77

Quadro 3: Evolução tectônica regional - síntese das paleotensões atuantes no leste do 117

Paraná no Cenozoico segundo Salamuni e Fiori (2012) e Hiruma *et al.* (2001).....117

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação dos ângulos. 9

Tabela 2: Quantidade e direções dos lineamentos estruturais nos domínios morfoestruturais 75

Tabela 3: Quantidade de anomalias de drenagem identificadas. 90

1. INTRODUÇÃO

O controle estrutural das feições geomorfológicas é uma das principais motivações dos estudos morfoestruturais, morfotectônicos e neotectônicos, que apoiados em parâmetros geomorfométricos e geológicos podem fornecer subsídio para o entendimento da paisagem. A interação clima, litotipos, rede de drenagem e a atividade tectônica, que pode ser recente ou relacionada a um ou a uma sucessão de eventos geológicos mais antigos, funciona como um sistema aberto, que pela ação erosiva modela o relevo. A classificação das feições geomórficas constitui um importante e desafiador objeto de estudos das geociências, tarefa que exige o conhecimento do significado geomorfológico, geométrico, cinemático e de idade das estruturas geológicas.

A rede de drenagem, primeiro elemento da paisagem a adaptar-se às deformações tectônicas dos maciços, às mudanças atectônicas no nível de base ou ao controle tectônico do substrato estruturalmente controlado, exposto pela exumação das camadas superiores, figura como o principal componente da paisagem em estudos desta natureza. Dentre as feições anômalas identificáveis na rede de drenagem destacam-se o deslocamento de terraços e inflexões de rios (ROCKWELL *et al*. 1988), mudanças de direção do fluxo hídrico (HOWARD, 1967; OUCHI, 1985; DEFFONTAINES *et al.* 1991), vales suspensos, ruptura de perfis de vales, rupturas de perfis de vales de terraços fluviais (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995), vales assimétricos (COX, 1994) e capturas fluviais (BISHOP, 1995), entre outras anomalias de drenagem, que permitem identificar de forma indireta a existência de determinação morfotectônica da paisagem.

A análise de perfis longitudinais dos rios e a localização de trechos, ou pontos com declividade anômala, denominados de *knickpoints*, é outro parâmetro associado à rede de drenagem que pode fornecer subsídio para estudos geomorfológicos e estruturais (HACK, 1973; SEEBER & GORNITZ, 1983; ETCHEBEHERE *et al*. 2004; MARTINEZ, 2011). A definição dos principais lineamentos estruturais, o levantamento de campo e a análise conjunta dos dados geomorfométricos e geológico-estruturais permitem caracterizar o relevo regional, e desta forma, entender o papel da tectônica na evolução do relevo.

Embora descritas em diversos trabalhos que abordam a geomorfologia da Serra do Mar (SM) no Brasil, as fases de soerguimentos, de colapsos e outros eventos tectônicos, inclusive neotectônicos foram considerados de pequena expressividade na formação de sua paisagem no Paraná, tendo sido atribuída uma importância maior ao clima na esculturação do relevo. Nos últimos 60 anos as superfícies de erosão/aplainamento identificadas no sul e no sudeste do Brasil, por meio de remanescentes geomórficos de paleosuperfícies, são consideradas as principais feições geomórficas de grande escala. A identificação e correlação de remanescentes de paleosuperfícies realizada por Ab'Sáber & Bigarella (1961), e a interpretação de um relevo morfoesculturalmente condicionado, nortearam praticamente todos os estudos geomorfológicos realizados na região.

As principais motivações do presente trabalho são a busca da confirmação de uma determinação tectônica na evolução recente da SM no Paraná; a inexistência de trabalhos com foco regional apoiados na análise digital do relevo, bem como sua singularidade como unidade de relevo que "representa o núcleo mais importante do setor meridional das escarpas que constituem o alinhamento principal da Serra do Mar no Brasil Sudeste" (AB'SÁBER & BIGARELLA, 1961 p. 105), e que, segundo Almeida e Carneiro (1998) possui "(...) aspectos notáveis que a diferem dos que se mostra em São Paulo e no Rio de Janeiro".

O objetivo central do presente trabalho, considerando a hipótese da determinação tectônica do relevo da SM paranaense, é estudar a influência das estruturas tectônicas na paisagem, com foco na relação entre a geomorfologia e os principais lineamentos estruturais que determinam o controle morfoestrutural e/ou morfotectônico da paisagem. A ação dos processos erosivos diferenciados ocorridos durante as sucessivas mudanças climáticas que se estabeleceram regionalmente não foram desconsideradas, porém, busca-se estabelecer a real atuação da evolução estrutural cenozoica na conformação geomorfológica da SM e tentativamente associá-los aos possíveis processos neotectônicos.

Os principais elementos geomorfológicos analisados foram: *knickpoints* na rede de drenagem, as formações superficiais deformadas, anomalias de drenagem, bacias hidrográficas suspensas, remanescentes geomórficos de paleosuperfícies, os quais correlacionados às estruturas geológicas geradas em

diferentes regimes tectônicos serviram para a identificação de atividade tectônica na formação da paisagem da SM.

2. OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar os traços morfoestruturais e a morfotectônica do relevo na Serra do Mar no estado do Paraná. Em função dos alinhamentos estruturais, falhas em sua maioria, busca-se comprovar a possível existência de processos tectônicos na evolução geomorfológica regional e identificar o grau de influência de estruturas geológicas, herdadas da articulação geotectônica neoproterozoica e principalmente daquelas reativadas a partir do Cretáceo.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Correlacionar aspectos geomorfológicos com a estruturação geológica descrita na literatura e observada em trabalhos de campo;
- Determinar a geometria e o regime tectônico das principais estruturas rúpteis na Serra do Mar;
- Determinar o campo de tensão dos paleotensores que reativaram e/ou geraram as falhas que controlam morfoestruturas;
- Caracterizar os aspectos geológicos e geomorfológicos observados nas morfoestruturas da SM;
- Elaborar o mapa morfotectônico da Serra do Mar.

3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada abrange 7.760 km^2, e compreende a Serra do Mar, parte do Primeiro Planalto e a Planície Litorânea, regiões pertencentes à porção leste do Estado do Paraná. A norte a área é limitada pelo Estado de São Paulo, a sul pelo Estado de Santa Catarina e a leste pelo Oceano Atlântico. As principais vias de acesso são a BR-116 (porção norte), BR-277 (região central) e BR-376 (porção sul). As rodovias PR-410, 340, 405, e 408 permitem o acesso à região central e leste da área, ligando os municípios de Morretes, Antonina e Guaraqueçaba. Já a PR-508 e a PR-412 dão acesso às porções sudeste e sul, e ligam os municípios de Paranaguá, Pontal do Paraná e Guaratuba (Figura 1).

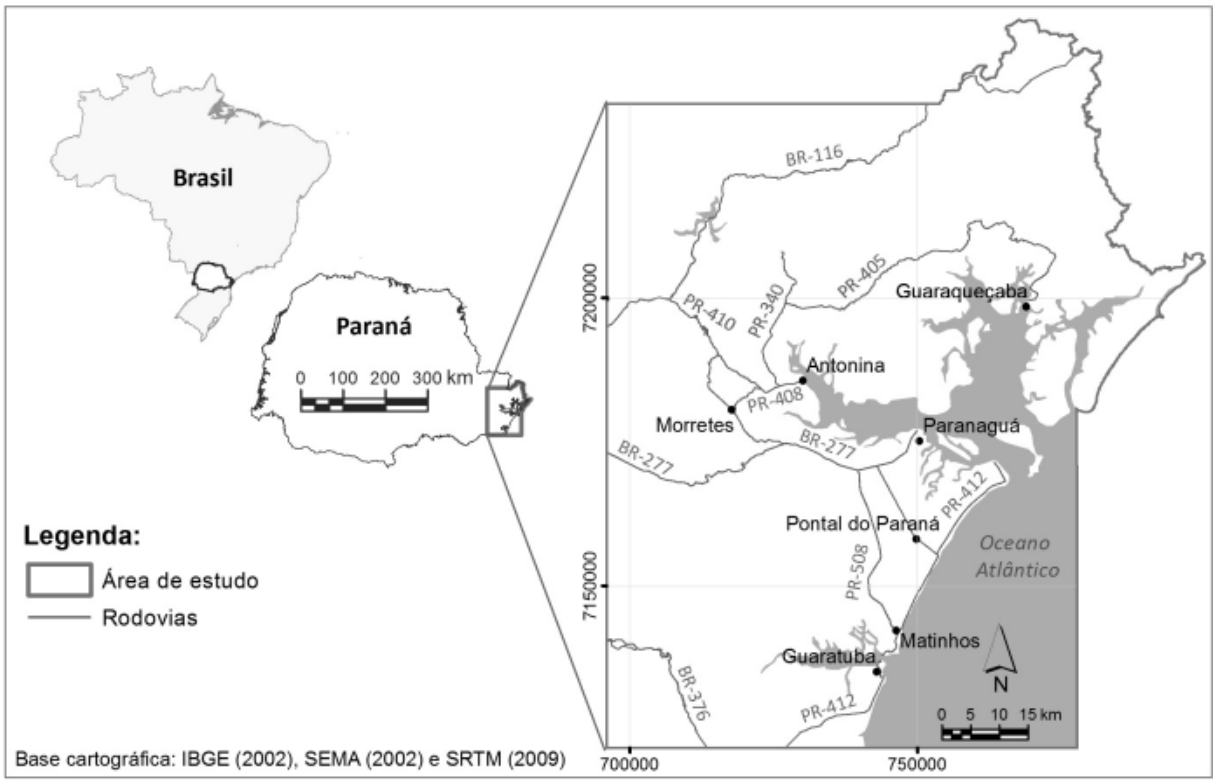


Figura 1: Localização da área estudada.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

No desenvolvimento da presente pesquisa foram consideradas informações de origem primária e secundária, que geraram dois conjuntos de dados fundamentais para os objetivos propostos, o primeiro adquirido por meio direto em trabalhos de campo e interpretações, e o segundo disponibilizado por diversas fontes (SEMA, MINEROPAR, NASA, CPRM entre outras). Os métodos para a compatibilização dos dados demandaram o uso de *softwares* de geoprocessamento (ArcGis 10, ArcCatalog 10, GlobalMapper 11); sensoriamento remoto (ENVI 4.8); edição e inserção de dados alfanuméricos (Word e Excel); específicos de levantamento de campo (Caderneta de Campo Geológica Digital do Projeto Falhas); e análise estrutural (Sigmas, Wintensor) entre outros.

A compatibilização dos dados em ambiente SIG foi realizada na caderneta Geológica Digital do Projeto Falhas, ferramenta capaz de armazenar, gerenciar e recuperar os dados primários e secundários (SILVEIRA *et al*. 2010).

4.1 DADOS PRIMÁRIOS – LEVANTAMENTOS DE CAMPO E INTERPRETAÇÕES

Devido à sua abrangência espacial, os levantamentos de campo foram divididos em três etapas. A primeira abrange a região litorânea, a segunda compreende a região do rebordo oeste da Serra do Mar no Primeiro Planalto e a terceira a região da Serra do Mar. Foram descritos 174 pontos, sendo 113 levantados durante a realização do presente trabalho e 61 compilados de levantamentos anteriores coordenados pelo Prof. Dr. Eduardo Salamuni.

Os trabalhos de campo objetivaram a coleta de dados geomorfológicos e geológicos, e foram todos realizados para a obtenção de dados primários, sem considerar os dados levantados por outras equipes que estudaram a região.

Além dos instrumentos próprios de levantamentos de campo como, por exemplo, bússola geológica e máquina fotográfica, foram utilizados mapas impressos e um computador portátil com dados geológicos, hidrográficos, imagens

de satélite, lineamentos estruturais entre outros, que permitiram a identificação de estruturas geológicas já cartografadas, além de auxiliar na orientação em campo e na identificação de morfoestruturas de interesse.

O levantamento das feições geomorfológicas possibilitou reconhecer e descrever evidências de campo características da influência de estruturas geológicas no condicionamento da paisagem, bem como identificar remanescentes geomórficos de ciclos erosivos motivados por mudanças climáticas. Foram identificados pedimentos, pediplanos, solos transportados (colúvios), deformações em paleosuperfícies e paisagens determinadas por atividade tectônica. Também foram observadas as características da rede de drenagem, sua relação com as estruturas geológicas, tipos de depósitos e anomalias de drenagem ocasionadas por adaptações de suas orientações às estruturas geológicas.

Foram consideradas no levantamento de dados geológicos as características de cada afloramento (estruturas e litotipos), priorizando a análise cinemática e geométrica de estruturas rúpteis, uma vez que essas estruturas, formadas em níveis crustais superiores, refletem os movimentos tectônicos mais recentes ocorridos na região estudada. Em 68 dos 174 pontos levantados em campo foi possível observar e obter dados de estruturas rúpteis (planos de falhas, estrias e *steps*) que permitiram a análise cinemática e determinação da posição dos eixos dos paleotensores. Todos os dados estruturais coletados em campo foram representados em diagramas estruturais gerados no *software* Wintensor e Stereo32.

4.2 DADOS SECUNDÁRIOS

4.2.1 CURVAS DE NÍVEL

A área de estudo possui levantamento topográfico na escala 1:25.000, realizado durante o Programa Proteção da Floresta Atlântica – Paraná (Pró-Atlântica), desenvolvido entre os anos de 2002-2005. Embora sejam fornecidos gratuitamente no site do Instituto de Terras e Cartografia do Estado do Paraná (ITCG), disponível em: http://www.itcg.pr.gov.br, os dados em formato *dxf* (*Drawing Interchange File Format*) não possuem cota altimétrica e estão segmentados em 40

cartas topográficas. Tal fato demandou a inserção de cota altimétrica em cerca de 157.000 curvas de nível, união em um arquivo com formato *shp (Shapefile)* e projeção UTM WGS84. A compatibilização das curvas de nível seguiu os seguintes passos:

a. Inserção de cota altimétrica baseada em cartas topográficas, disponibilizadas no *site* http://www.itcg.pr.gov.br;

b. União dos dados e projeção no sistema adotado em ambiente SIG no *software* ArcGis 10;

c. Eliminação de dados sobrepostos e correções.

4.2.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Os lineamentos estruturais definidos para a área de estudo condensam dados de três fontes de informações: dados da Comissão da Carta Geológica do Paraná de 1960, interpretações de trabalhos anteriores desenvolvidos na SM em projetos coordenados pelo Prof. Dr. Eduardo Salamuni (SALAMUNI *et al*. 2000; 2005 e iniciações científicas) e interpretações atuais realizadas em modelos digitais de elevação (MDE).

A diversidade de fontes e a quantidade de dados (3.528 lineamentos) demandou a compatibilização de todo o conjunto para um mesmo sistema de projeção e topologia. Também foram editadas as localizações dos lineamentos nos MDEs projetados no sistema de coordenadas UTM WGS84. A compatibilização dos dados pode ser resumida nos seguintes procedimentos:

a. Obtenção dos dados secundários;

b. Reunião dos dados e ajuste ao sistema de projeção adotado, em ambiente SIG, no software ArcGis 10;

c. Edição da localização e extensão dos lineamentos sobre os MDEs, e imagens de satélite LandSat 7 – composição 4,5 e 7;

d. Eliminação de dados sobrepostos;

e. Eliminação de resíduos e união de linhas segmentadas de um mesmo lineamento (edição direcionada sobre cada uma das linhas individualmente);

f. Cálculo por meio de rotina *Python* (na plataforma ArcGis 10) da direção dos lineamentos em relação ao norte, que determina o ângulo das entidades vetoriais entre 0° e 180°, porém não permite a criação de diagramas de rosetas com direções variáveis entre NE-N-NW. Para corrigir o inconveniente adotou-se o seguinte procedimento (Figura 2):

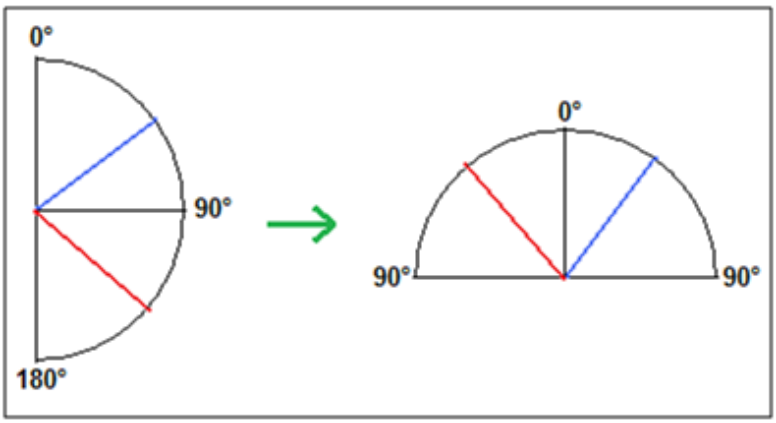


Figura 2: Transformação para notação Brunton.

g. Cálculo por meio de rotina *Python* da direção média dos lineamentos em relação ao norte (0°= leste, 90°= Norte e 180°=oeste), posteriormente classificados da seguinte forma (tabela 1):

Tabela 1: Classificação dos ângulos.

Intervalo (graus)	Direção
0°- 5°	EW
6°- 70°	NE
71°- 85°	NNE
86°- 94°	N
95°- 109°	NNW
110°- 174°	NW
175° -180°	EW

h. Cálculo do comprimento em metros de cada lineamento;

i. Criação de tabelas para tratamento e representação estatística dos dados no *software* Stereo32.

O mapeamento dos lineamentos estruturais objetivou a identificação das feições geomórficas relacionadas às estruturas geológicas, permitindo a identificação de morfoestruturas e, em alguns casos, com estudos mais complexos, inferir o regime tectônico de sua formação. As expressões geomórficas mais comuns que caracterizam as morfoestruturas estudadas são: (a) falhas, fraturas, juntas e foliações, (b) contatos geológicos e vales alinhados, (c) linhas de drenagem, (d) linhas de costa, (e) limites de áreas elevadas ou cristas de cordilheiras (SABINS, 1978).

4.2.3 KNICKPOINTS

O *Stream-Gradient Index* (SL) proposto por Hack (1973) analisa perfis longitudinais de rios ou de trechos de drenagem a partir do cálculo da declividade do trecho multiplicada pela distância entre este e a nascente do rio. Esse cálculo foi utilizado para definir os *knickpoints* que são pontos de interesse em estudos morfotectônicos, morfoestruturais e neotectônicos. No presente trabalho, para identificar *knickpoints*, foi utilizado o índice "relação declividade-extensão" (RDE) proposto por Etchebehere *et al.* (2004), derivado do índice de Hack. O RDE é relativo à energia da corrente em determinado segmento da drenagem, e varia com a declividade da superfície e com a descarga de água no final dele.

Este método de análise foi aplicado manualmente, por meio da medida das distâncias entre curvas de nível em carta topográfica, nos trabalhos de Hack (1973) em rios do Arkansas *Valley*, Boston *Mountains* e Salem *Plateau*, por Seeber & Gornitz (1983) no Himalaia, por Etchebehere (2006) na bacia hidrográfica do rio do Peixe e por Martinez (2011) no rio Pirapó, entre outros. Embora estes estudos tenham obtido sucesso, a morosidade na análise manual dificulta sua aplicação em áreas extensas, como é o caso da área de estudo do presente trabalho. Por este motivo foi desenvolvida, no âmbito do grupo de pesquisa em neotectônica da Universidade Federal do Paraná (UFPR), uma ferramenta, programada em linguagem *Python*, para uso no *software* ArcGis, denominada de *KinickpointFinder* (não publicado).

A ferramenta trabalha de maneira similar ao método manual, porém utiliza uma imagem matricial com dados altimétricos para extrair a rede de drenagem e

posteriormente, de forma rápida, identificar os *knickpoints*. O índice RDE é calculado conforme representado na Figura 3:

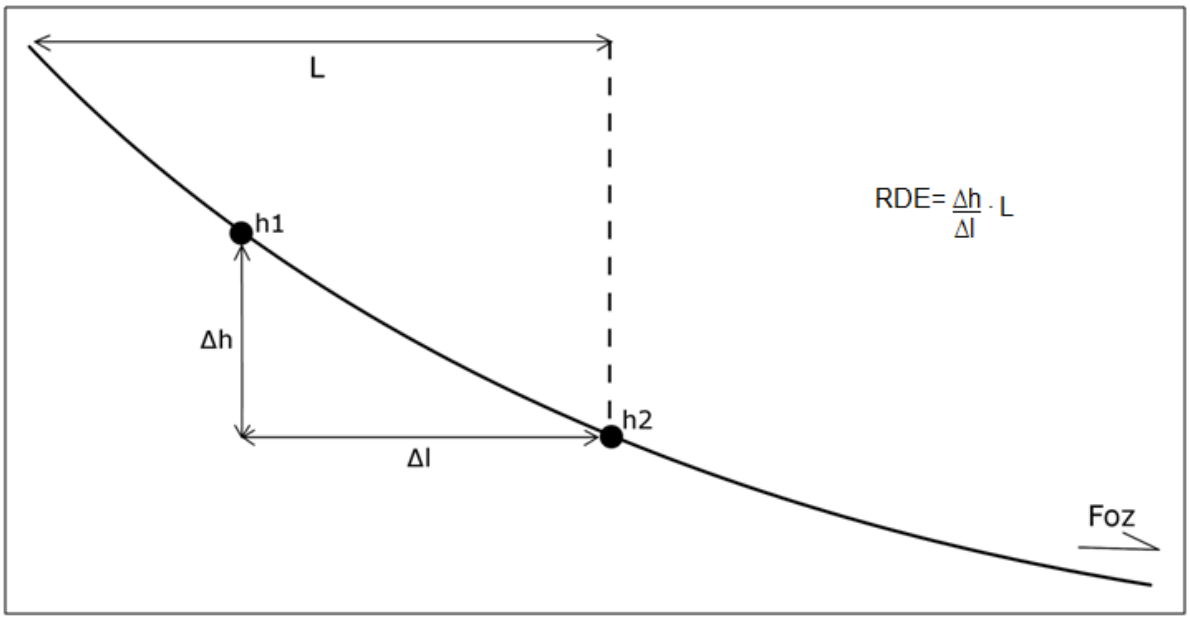


Figura 3: Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para segmentos de drenagem (intervalo entre duas isoípsas consecutivas). L= comprimento da drenagem entre a cabeceira e a isoípsa jusante; ∆h= diferença de altitude entre duas isoípsas subsequentes; ∆l= projeção horizontal do comprimento do segmento de drenagem entre duas isoípsas subsequentes. Modificado de Etchebehere (2006).

4.2.4 ANOMALIAS DE DRENAGEM

As anomalias de drenagem podem ser definidas como sendo uma feição diferente do padrão regional da rede de drenagem, ou pela existência de trechos atípicos nos canais fluviais que drenam uma bacia hidrográfica. De Blieux (1949) entende o padrão de drenagem esperado como normal, e os seus desvios como anomalias, que para Howard (1967) estão ligadas a estruturas geológicas. As principais anomalias de drenagem são: drenagem colinear, captura fluvial, desvio de rio, assimetria de bacia, inflexão abrupta, decapitação, diques marginais isolados, curvas anômalas, retilineidade, aparecimento abrupto e localizado de meandros, meandros comprimidos, desenvolvimento abrupto e localizado de canal anastomosado e estreitamento anômalo de vales ou canais.

Foram utilizados os traçados da rede de drenagem e de curvas de nível do Projeto Pró-Atlântica (2005) em conjunto com os modelos digitais de elevação do projeto Topodata (2011), para delimitar as bacias hidrográficas, observar padrões de drenagem e demarcar os diversos tipos de anomalias, capturas de drenagem e bacias suspensas. A partir do trabalho de reconhecimento visual das anomalias, objetivando caracterizar os fatores condicionantes da rede de drenagem, foi realizada a análise comparativa das mesmas com as feições geomorfológicas e geológicas regionais. A escala de análise eleita para a identificação das anomalias de drenagem foi de 1:130.000, a qual se revelou favorável a identificação das anomalias de drenagem presentes na rede hidrográfica cartografada na escala 1:25.000.

4.2.5 REDE HIDROGRÁFICA

Da mesma forma que o levantamento topográfico, toda a área de estudo possui mapeamento da rede hidrográfica na escala 1: 25.000, realizado durante o Programa Proteção da Floresta Atlântica – Paraná (Pró-Atlântica). O traçado dos cerca de 114.000 canais de drenagem é fornecido gratuitamente no site do Instituto de Terras e Cartografia do Estado do Paraná (ITCG), (disponível em: http://www.itcg.pr.gov.br), e encontra-se segmentado em cerca de 40 cartas topográficas. Todos os rios foram hierarquizados segundo o método proposto por Strahler (1957), o que permitiu a classificação da rede de drenagem em sete classes hierárquicas posteriormente unidas em um único arquivo em formato *shp* e projetado em UTM WGS84. A hierarquização da rede de drenagem seguiu os seguintes passos:

a. Obtenção dos dados;

b. Hierarquização da rede de drenagem;

c. União dos dados em ambiente SIG e ajuste ao sistema de projeção adotado no *software* ArcGis 10.

d. Eliminação de dados sobrepostos e correções.

e. Cálculo por meio de rotina *Python* da direção das linhas de drenagem em relação ao norte e correção por meio da operação anteriormente descrita.

4.2.6 MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO (MDE)

A elaboração de modelos digitais de elevação foi realizada a partir de dados de três diferentes fontes e contou com o uso dos *softwares* ENVI 4.8, GlobalMapper 11 e ArcGis 10. Foram gerados três diferentes MDEs: a partir das curvas de nível 1:25.000 disponibilizadas pela Secretaria Estadual de Meio Ambiente do Estado do Paraná (SEMA); e dados do Projeto Topodata (2011) derivados do projeto *Shutlle Radar Topographic Mission* (SRTM). Foi desta forma considerado o uso de dados obtidos por levantamento topográfico convencional (curvas de nível 1:25.000).

O MDE em escala 1:25.000 (levantamento topográfico) foi obtido com a elaboração do modelo de rede de triangulação irregular (TIN) e posterior transformação em um arquivo matricial (*raster*).

Os dados do projeto Topodata, interpolados por convolução cúbica para 30m, permitiram a elaboração de um MDE compatível com a escala aproximada 1:50.000.

A partir dos modelos digitais de elevação foram gerados outros produtos cartográficos e alfanuméricos que permitiram a análise dos parâmetros geomorfométricos: hipsometria, relevo sombreado, declividade, índice de rugosidade do relevo (ICR) baseado em Sampaio *et al.* (2008); e na classificação do relevo, segundo o método proposto pelo IBGE, 2007, que considera as formas de relevo em seis classes com base em intervalos de declividade, são eles:

> **Plano** – superfície de topografia esbatida ou horizontal, com desnivelamentos pequenos, e declividades variáveis entre 0 e 3%.
>
> **Suave ondulado** – superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas ou outeiros (elevações de altitudes relativas até 50m e de 50 a 100m), que apresentam declives suaves, predominantemente variáveis de 3 a 8%.
>
> **Ondulado** – superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas ou outeiros, que apresentam declives moderados, predominantemente variáveis de 8 a 20%.
>
> **Forte ondulado** – superfície de topografia movimentada, formada por outeiros ou morros (elevações de 50 a 100m e de 100 a 200m

de altitudes relativas) e raramente colinas, com declives fortes, variáveis de 20 a 45%.

Montanhoso – superfície de topografia vigorosa, com predomínio de formas acidentadas, usualmente constituídas por morros, montanhas, maciços montanhosos e alinhamentos montanhosos, apresentando desnivelamentos relativamente grandes e declives fortes ou muito fortes, variáveis de 45 a 75%.

Escarpado – áreas com predomínio de formas abruptas, compreendendo superfícies muito íngremes, tais como: Aparados, Itaimbés, frentes de cuestas, falésias, vertentes de declives muito fortes, usualmente ultrapassando 75%.

A partir dos dados geomorfométricos, especificamente o Índice de concentração da rugosidade (ICR), trabalhos de campo e análise de múltiplas imagens de satélite foi elaborado um mapa geomorfológico, que considerou as características de relevo homólogo e de outros dados geomorfométricos derivados do MDE (relevo sombreado, hipsometria entre outros). Este mapa foi analisado juntamente com as estruturas geológicas e serviu de base para a elaboração do mapa morfotectônico da SM paranaense.

4.2.7 IMAGENS DE SATÉLITES

As imagens orbitais utilizadas foram obtidas junto ao acervo de dados do Projeto Falhas e tratadas no *software* ENVI 4.8, sendo o conjunto de dados principais as imagens LandSat TM 7 com resolução de 30m e Aster com resolução de 15m. Para a utilização das imagens foram realizados tratamentos espectrais, registro das imagens, tratamentos de realce, composição de bandas, entre outros. As imagens Landsat e Aster permitiram a compatibilização dos lineamentos estruturais e identificação de características do relevo regional, bem como as imagens de alta resolução disponibilizadas pelo *Google Earth* e pelo *Bing Maps*, utilizadas principalmente para a preparação de levantamentos de campo e identificação preliminar de feições geomorfológicas.

4.3 TRATAMENTO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Os dados secundários e primários foram tratados no intuito de torná-los compatíveis a um ambiente SIG que permitisse o cruzamento e análise integrada dos dados de diferentes naturezas e escalas. Os dados secundários foram tratados principalmente nos *softwares* ENVI 4.8, GlobalMapper 11 e ArcGis 10.1. Os dados primários foram inseridos em ambiente SIG por meio do aplicativo *Caderneta Geológica Digital* do Projeto Falhas. Este aplicativo permite a inserção sistematizada dos dados coletados em campo (litotipos, formações geológicas de ocorrência, dados estruturais, fotografias, dados de análises laboratoriais, descrições de campo, entre outros). A recuperação dos dados pode ser realizada, na mesma forma, no aplicativo *Caderneta de Campo* sem a necessidade de acesso à *Internet* (SILVEIRA *et al.* 2010).

Além da inserção, recuperação e análise dos dados por meio dos aplicativos do Projeto Falhas, os dados da tese em foco foram integrados em ambiente SIG no *software* ArcGis 10.1 que permitiu a análise dos dados obtidos em campo, sua recuperação e tratamento estatístico, como por exemplo, diagramas de rosetas e estereogramas estruturais.

4.3.1 ESCALAS DE ANÁLISE

Para o estudo da Serra do Mar paranaense foram abordadas três escalas de análise, a primeira compreendendo toda a área de estudo e a segunda compreendendo quatro domínios morfoestruturais limitados por grandes estruturas pervasivas em escalas regional e, principalmente, a partir da interpretação em imagem magnetométrica. A terceira escala de análise abordou as características geológico-geomorfológicas dos seis lineamentos estruturais que formam as principais morfoestruturas da SM.

5. PROBLEMAS MORFOTECTÔNICOS E MORFOESTRUTURAIS: SÍNTESE

5.1 TERMOS BÁSICOS – ESTRUTURAS E GEOMORFOLOGIA

A caracterização das morfoestruturas identificadas na Serra do Mar, cuja feição geomórfica é consensualmente aceita no meio científico como mesozoica-cenozoica, portanto, como uma paisagem relativamente recente no Tempo Geológico, demanda especial atenção nas deformações crustais geradas em profundidades rasas da crosta, onde as baixas temperaturas e pressões confinantes permitem um ambiente favorável às rupturas ou fraturamentos. Neste sentido torna-se necessário definir alguns termos para dar unidade ao entendimento de eventos e processos morfotectônicos. O termo **fratura** é neste trabalho entendido como um termo genérico, que considera **juntas** e **falhas**.

O termo **cisalhamento** é aqui utilizado para denominar o processo de deslocamento relativo de blocos, evidenciado por indicadores cinemáticos diversos (grãos estirados, estrias, *steps* entre outros), classificados por Ramsay (1980) em rúptil, rúptil-dúctil, dúctil-rúptil e dúctil, dependendo do ambiente (profundidade da crosta, pressão, temperatura, reologia). A **banda de cisalhamento** é entendida como uma faixa submétrica onde se concentram planos subparalelos de falhas em um ou mais eventos de deformação. Além da ocorrência de planos de fraturas a rocha pode apresentar certo grau de cataclase, quando deformada em ambiente rúptil. Já a **zona de cisalhamento** é uma faixa estreita e planar de paredes subparalelas, que concentra as deformações em faixas variáveis superiores a um metro.

Os **indicadores cinemáticos** comuns na área de estudo são aqueles típicos de ocorrência em rochas cristalinas deformadas em ambiente rúptil. Os dois principais indicadores cinemáticos observados em planos de falhas são: (a) **estrias**, que se apresentam como riscos ou sulcos nas rochas gerados a partir do atrito entre os blocos rochosos, que além de caracterizarem a direção do deslocamento permitem identificar o ângulo do deslocamento relativo, (b) os ***steps*** (degraus), normalmente de dimensões centimétricas e disposição algo perpendicular ou ortogonal às estrias, permitem identificar o sentido do movimento relativo dos blocos.

A partir da identificação de estrias e *steps* foi possível, em alguns planos, determinar os eixos de tensão que atuaram nos planos de falhas, para tanto foi utilizado o método dos diedros retos. Com a análise geométrica das falhas direcionais geradas em ambiente rúptil foi possível, em alguns casos, a identificação de planos associados a eventos de deformação descritos na literatura.

Dois termos com conotações diferentes, porém muitas vezes utilizados como sinônimos merecem destaque quando se propõe a identificação de feições geomórficas que indicam movimentos tectônicos na determinação da paisagem. Os termos **morfotectônica** e **morfoestrutura** embora muito próximos possuem diferenças conceituais importantes. Enquanto o termo morfoestrutura diz respeito à caracterização de paisagens esculpidas com relativo avanço na evolução de formas de relevo tectônico, já com combinação dos elementos estruturais (escarpa de falhas, por exemplo) e dos agentes exógenos formadores do relevo (clima, por exemplo), o termo morfotectônica relaciona-se aos estudos que abordam as feições geomórficas formadas por tectônica recente e/ou ativa, normalmente com ocorrência mais pontual (COTTON, 1968; GERASIMOV & MESCHERIKOV, 1968; DOORNKAMP, 1986; SUMMERFIELD, 1991; SAADI, 1991).

Vale mencionar que a escolha dos termos morfoestrutura e morfotectônica para compor o título do presente trabalho deve-se às características da paisagem da região da Serra do Mar paranaense onde, muito embora ainda não se identifique uma tectônica atuante no presente, capaz de construir feições topográficas, observa-se uma paisagem com evolução sobre elementos tectônicos provavelmente gerados e/ou reativados no Cenozoico. Nesse contexto, as escarpas de falha com recuo erosivo a partir da área falhada, os blocos aplainados basculados (provavelmente pertencentes à paleosuperfícies), as anomalias de drenagem e feições geomórficas associadas são as principais morfoestruturas observadas Já o condicionamento morfotectônico é observado por meio da determinação das direções da rede de drenagem, da dissecação do relevo, das áreas de dissecação e sedimentação controladas por falhas e anomalias na rede de drenagem, elementos que apontam para reativações tectônicas na formação da paisagem da SM.

5.2 SUPERFÍCIE DE EROSÃO/APLAINAMENTO/PALEOSUPERFÍCIE

Considerado o aspecto regional e evolutivo como intrínseco ao termo superfície de erosão, e reconhecidos os termos superfície de erosão e superfície de aplainamento como sinônimos, pode-se melhor compreender o real significado conceitual do termo em geomorfologia. Concorda-se no presente trabalho com a definição proposta por Ollier (1981) que considera as superfícies de aplainamento como porções continentais caracterizadas por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subaérea, eólica e/ou subterrânea, que trunca indistintamente estruturas geológicas de naturezas e resistências diferenciadas. Além da identificação em escala regional, para ser considerado um superfície de erosão, um determinado remanescente geomórfico deve ter suas características geomorfológicas e/ou geológicas razoavelmente conhecidas, mesmo que sua ocorrência seja identificada em áreas descontínuas. Outro aspecto inerente ao entendimento de uma feição topográfica como uma superfície de erosão é o reconhecimento de uma história evolutiva, mesmo que não reconhecida ou consensualmente aceita, que permita associá-la à evolução terrestre no tempo geológico (WIDDOWSON, 1997).

Os modelos de evolução da paisagem e formação das superfícies de erosão segundo Salgado (2007) podem ser distinguidos entre tectônicos (teoria da peneplanação proposta por W. M, Davis em 1899; Teoria do *Primärrumpf* de W. Penck de 1924), e climáticos (teoria da pediplanação de L. C. King, proposta 1953; teoria da etchplanação apresentada por J.Büdel entre os anos de 1957 e 1982; teoria do aplainamento por mudanças climáticas de G. Millot do ano de 1983). Todas essas teorias guardam importantes apontamentos na elucidação dos fenômenos formadores das superfícies de erosão, porém, em separado, nenhuma permite o entendimento da gênese das diversas paisagens como descreve Salgado (2007):

> Se, por um lado, Davis (1899) aporta conceitos de base da geomorfologia, por outro lado considera os oceanos como único nível de base. Se em Penck (1924) as relações entre forças endógenas e exógenas são bem estabelecidas, o mesmo não ocorre quanto à importância do clima na evolução dos aplainamentos. Se King (1953) melhora o conceito de nível de base, em contrapartida não aprofunda as questões relativas à importância da alteração química das rochas na formação dos

> aplainamentos. Se Büdel (1957, 1982) aprofunda os conceitos acerca da importância da alteração das rochas, contrariamente não explora de maneira mais incisiva o papel de um clima árido na gênese dos aplainamentos. Se Millot (1977, 1980, 1983) explora as alternâncias de clima, sua teoria deixa a desejar ao não definir a importância da erosão fluvial e ao não fornecer conceitos precisos sobre estabilidade tectônica. Entretanto, a justaposição de teorias é possível. Büdel (1982) propõe que sua teoria de duplo *front* de evolução da paisagem seja associada à de Penck (1924) para explicar a gênese das superfícies de aplainamento em regiões submetidas a um soerguimento lento e contínuo (SALGADO, 2007, p. 77).

A complexidade na abordagem das superfícies de aplainamento não se limita à ao seu entendimento genético, teórico ou conceitual, aliás, quando se busca estabelecer a correlação de remanescentes geomórficos e a reconstrução de paisagens pretéritas torna-se também temerária qualquer assertiva baseada unicamente em dados de altitude ou forma da paisagem (VARAJÃO, 1991). O avanço da geocronologia na mensuração dos processos formadores da paisagem é atualmente um passo adiante nas deduções, muitas delas feitas com propriedade e critérios bem estabelecidos, sobre os remanescentes geomórficos descritos como correlativos.

A história evolutiva de uma superfície de erosão exige um conhecimento geológico e geomorfológico apurado para sua definição, principalmente quando a paisagem apresenta remanescentes geomórficos preservados pela atuação da erosão diferencial sobre litotipos de diferentes resistências aos processos erosivos. Nesta perspectiva Varajão (1991), aponta para uma evolução morfogenética do Quadrilátero Ferrífero marcada pela erosão diferencial que gerou pequenas superfícies de erosão, articuladas por um nítido controle litoestrutural que permite descartar a possibilidade de correlações regionais das mesmas.

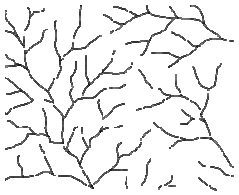
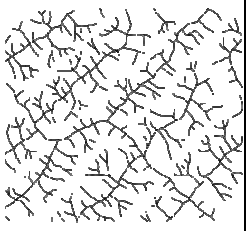
5.2.1 DRENAGEM - REDE E PADRÕES

A rede de drenagem pode ser considerada um dos elementos da paisagem mais suscetíveis à atividade tectônica, pois é o primeiro elemento da paisagem a se adaptar às deformações do terreno, embora a mesma não seja afetada ou determinada somente por tectonismo. O clima, o substrato rochoso e os solos, entre outros elementos, são de fundamental importância para definir as

características da drenagem. Os estudos de cunho neotectônico, geomorfológico, morfotectônico e morfoestrutural abordam com frequência a característica da drenagem para explicar o modelado do relevo, e por vezes, para explicar a influência da tectônica recente na paisagem.

Howard (1967) apresenta a classificação dos padrões de drenagem e observa a estreita relação entre os diferentes tipos de padrões de drenagem com as características geológicas do terreno, os oito tipos de padrões básicos definidos por este autor podem ser subdivididos em 17 subpadrões modificados. Os padrões básicos são os seguintes: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, multibasinal e contorcido. Já os padrões básicos modificados são: subdendrítico, pinado, anastomótico, distributário, subparalelo, colinear, subtreliça, treliça direcional, treliça recurvado, treliça de falha, treliça de junta, angular, centrípeto, glacialmente perturbado, cárstico, termocárstico e baía alongada.

Os principais padrões de drenagem que permitem a caracterização do quadro morfoestrutural regional estão apresentados na figura 4.

Tipo	Morfologia	Causas	Padrão Básico
Dendrítico	- ramos irregulares em todas as direções (1). - ramos semelhantes a uma árvore. - junção do canal principal com os tributários e, ângulos variados (1). - os canais são insequentes em origem (1). - nenhum canal é consequente. - tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para o qual o tributário primário conflui (1).	- o declive é o fator controlador. - as rochas oferecem resistência uniforme em superfícies horizontais (planos, platôs, rochas cristalinas maciças) (1). - rochas que sofreram intenso metamorfismo (1). - a drenagem dendrítica implica em carência ou ausência de controle estrutural significante (1). - a drenagem como um todo é consequente em origem; pode localmente assumir o padrão treliça como um resultado de glaciação.	
Treliça	- tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao tributário primário (1). - situa-se entre o padrão dendrítico e o retangular. - a drenagem treliça compreende canais subsequentes conectados por resequentes ou obsequentes (1).	- o padrão treliça é característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada (1). - rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau inclinadas ou dobradas (2). - áreas de fraturas paralelas (2).	

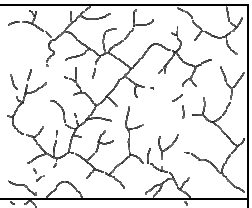
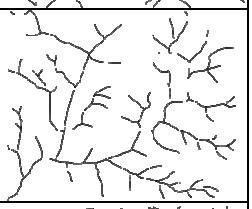
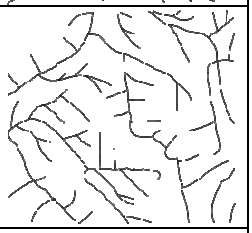
Retangular	- curvas em ângulo reto tanto no canal principal quanto nos tributários; é mais irregular que o padrão treliça. - confluências em ângulo reto (1).	- controle estrutural dominante (1). - juntas e falhas das rochas em ângulo reto (1). - os canais seguem linhas de fraqueza (1). - rochas metamórficas e sedimentares dobradas.	
Subdendrítico	- canais principais consequentes (1). - os tributários se estendem horizontalmente. - variações sutis do dendrítico (1).	- fraco controle topográfico ou estrutural tênue e controle secundário insignificante. - rochas homogêneas.	
Angular	- retangular modificado. - as junções formam ângulos agudos ou obtusos sem nenhum ângulo reto (1,2). - numerosas curvas em ângulo agudo e tributário *barbed* (curso no sentido contrário ao gradiente do vale) (2).	- rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas (3). - intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto (2).	
(1) Zernitz (1932); (2) Howard (1967); (3) Gagnon (1974).			

Figura 4: Principais padrões de drenagem que permitem a caracterização do quadro neotectônico (Modificado de FORNACIARI, 2009).

5.2.2 ANOMALIAS DE DRENAGEM

A identificação de anomalias de drenagem é indispensável na caracterização de áreas afetadas por atividade tectônica, funcionando como um excelente indicador de mudanças ou condicionamento da rede de drenagem pelo arcabouço litológico-estrutural. Tanto a atividade tectônica quanto mudanças no nível de base podem gerar feições anômalas na rede de drenagem, tais como feições de deslocamento de terraços e inflexões de rios (ROCKWELL, 1988), mudanças de drenagem (HOWARD, 1967; OUCHI, 1985; DEFFONTAINES *et al.* 1991), vales suspensos, ruptura nos perfis fluviais (*Knickpoints*), rupturas de perfis de vales de terraços fluviais (SUMMERFIELD, 1987; BISHOP, 1995), vales assimétricos (COX, 1994) e capturas fluviais (BISHOP, 1995).

É importante diferenciar adequadamente os conceitos de feições morfoestruturais e de feições morfotectônicas no que concerne especificamente ao aproveitamento das estruturas geológicas pelos vales dos rios. As feições “morfoestruturais” são aquelas que abrangem feições passivas, resultado de uma deformação pretérita, onde os rios podem se encaixar e moldar o seu curso. As “feições morfotectônicas” ocorrem quando há a acomodação do leito fluvial sobre

uma estrutura geológica sincrônica à deformação crustal, demandando uma tectônica ativa na determinação da direção dos rios (ETCHEBEHERE *et al*. 2004).

O nível de base determina diretamente as características do perfil longitudinal dos rios e representa o nível máximo inferior do entalhamento e do transporte fluvial do material intemperizado das áreas mais elevadas para as áreas mais baixas (CHRISTOFOLETTI, 1977). O nível de base geral é dado pelo nível do mar, e na área de estudo é representado pelo Oceano Atlântico e as baías de Paranaguá, Guaraqueçaba e Guaratuba. Já o nível de base local diz respeito aos limites erosivos impostos por contatos geológicos, pela confluência com o rio principal, movimentos eustáticos ou tectônicos que limitam o poder de entalhamento dos rios nas áreas continentais e consequentemente controlam a deposição e o transporte fluvial.

5.2.3 HIERARQUIZAÇÃO DE RIOS

A hierarquização dos rios foi efetuada segundo o método proposto por Strahler (1952), que define um rio de segunda ordem como sendo formado por dois de primeira, um de terceira ordem como formado por dois de segunda ordem e assim sucessivamente (Figura 5). A hierarquização permite identificar o grau de complexidade da bacia hidrográfica, a visualização separada das diferentes ordens para análise visual e a análise automatizada dos canais de diferentes ordens em meio digital. A possibilidade da determinação das direções médias dos canais de diferentes ordens permite, também, correlacionar os *trends* direcionais das diferentes ordens com outros dados estruturais (lineamentos estruturais, atitude de estruturas obtidas em campo, entre outros).

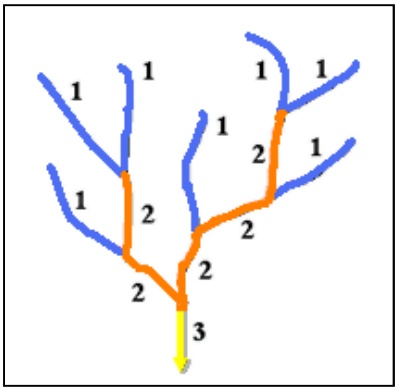


Figura 5: Hierarquização dos canais segundo o método proposto por STRAHLER (1952).

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1 EMBASAMENTO E INTRUSÕES GRANÍTICAS

A colocação justaposta das unidades geotectônicas neoproterozoicas que deu origem ao Supercontinente Gondwana e justapôs lado a lado grandes blocos com diferentes características litológicas e estruturais conferem a Serra do Mar (SM) uma complexa evolução geológica. Observa-se na SM litotipos com registros de uma evolução geológica policíclica, onde se destacam a orogenia transamazônica (2,2 a 1,9 Ga. origem de diversos fragmentos que formaram a Província Mantiqueira), e a orogenia brasiliana (880-520 Ma) que além de aglutinar os fragmentos transamazônicos deu origem por meio de uma ou mais colisões a diversos corpos graníticos (SIGA JR. *et al*. 1993).

Os cerca de 140 km de extensão e 50 km de largura da Serra do Mar paranaense estão, segundo Siga Jr *et.al.* (1993, 1995), sob a influência de três grandes segmentos ou domínios geotectônicos que compõem o setor SE paranaense e a porção NE catarinense, denominado Microplaca Luís Alves (BASEI *et al*. 1992), da Microplaca Curitiba (SIGA JUNIOR, 1995) e Domínio Costeiro, onde se destaca o Terreno Paranaguá. Os granitos são alcalinos anorogênicos, neoproterozoicos a cambrianos que por sua resistência à erosão constituem a barreira que sustenta a borda do primeiro planalto paranaense. Colados aos domínios geotectônicos da SM ocorrem outros terrenos pertencentes à Província Mantiqueira (Terreno Apiaí, Terreno Itatins) e preenchimentos sedimentares pertencentes às bacias de Curitiba, Campo Alegre, Bacia do Paraná, Bacia de Itajaí (Figura 6).

Almeida e Carneiro (1998) descrevem que o arcabouço geológico regional abrange idades mais antigas entre o Arqueano e o Paleoproterozoico Inferior, com núcleos englobados por rochas e estruturas representativas de três grandes colagens proterozoicas vinculadas aos supercontinentes Atlântica (Paleoproterozoico), Rodínia (Mesoproterozoico-Neoproterozoico) e Gondwana Ocidental (final do Neoproterozoico). As sucessivas colagens e interações de placas

formaram faixas móveis acrescionárias, colisionais ou transpressionais, retomadas sucessivas vezes (ALMEIDA *et al.* 2000).

As idades de formação dos corpos graníticos intrusivos nos Terrenos Luís Alves e Curitiba (entre 600-550 Ma) mostram-se próximas dos valores obtidos para o fechamento do sistema Rb-Sr da porção oriental (615-570 Ma). As idades entre 630-580 Ma, obtidas por Cury (2009) para as suítes graníticas presentes no Terreno Paranaguá na porção oriental da Serra do Mar sugerem idades mais antigas para o magmatismo alcalino deste Terreno. Lopes (1987) identificou cinco variedades graníticas denominadas de Morro Inglês, Rio Canavieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela, as quais apresentam afinidades com a série cálcio-alcalina alto K (Figura 7).

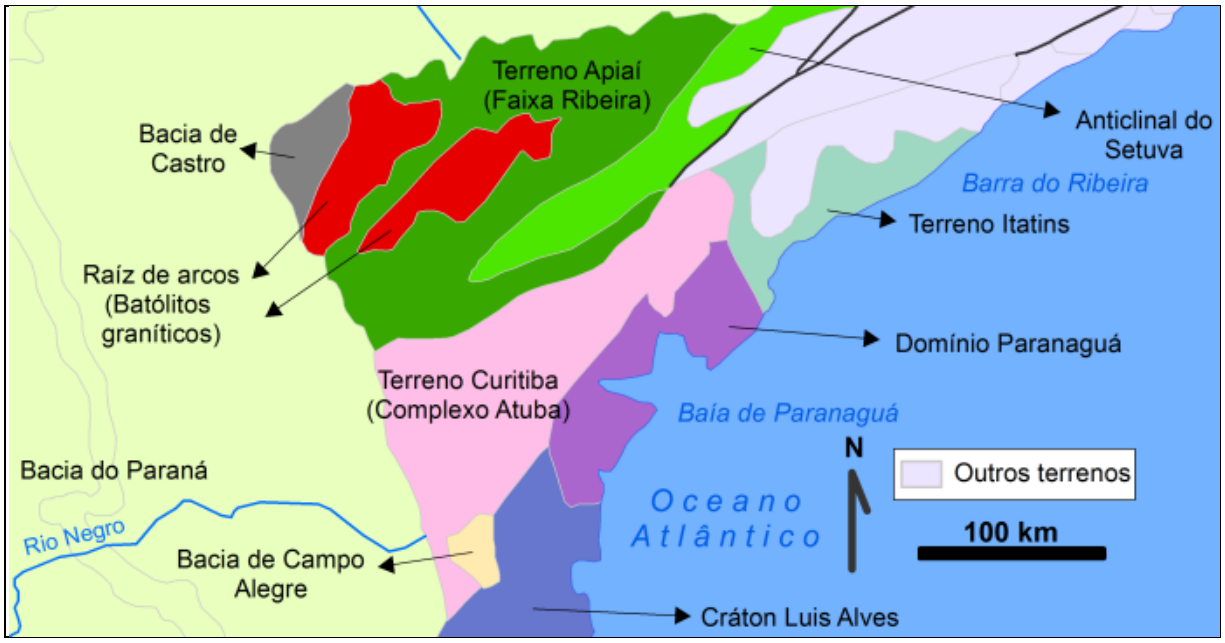


Figura 6: Subdivisão geotectônica genérica do leste do Paraná e nordeste de Santa Catarina (modificado de CPRM, 2006 e de Siga Jr. *et al*. 1993).

Cury (2009), em concordância com o modelo geotectônico proposto por Siga Jr. (1993, 1995), denomina o "Batólito de Paranaguá" de "Terreno Paranaguá", pois considera a presença de diferentes unidades ígneas e metamórficas, destacando-se regionalmente as Suítes Graníticas Rio do Poço, Canavieiras-Estrela, Morro Inglês e a Sequência Rio das Cobras. Neste contexto o Terreno Paranaguá é

entendido como parte de um cinturão colisional do Neoproterozoico, com padrão estrutural que indica movimento de SSE para NNE, com cinemática frontal em sua porção setentrional, mostrando presença de cavalgamentos e nappismo. A justaposição do Terreno Paranaguá, conclui o autor, está provavelmente relacionada à evolução da porção oeste do Supercontinente Gondwana durante o Proterozoico e o Cambro-Ordoviciano, podendo representar a continuidade lateral do Cinturão Kaoko, em função das similaridades litoquímicas entre ambas.

Segundo Cury (2009), a colocação das suítes graníticas Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela ocorreu num estágio provavelmente tardio do período colisional (600-580 Ma). A Suíte Morro Inglês, formada principalmente por sienogranitos e monzogranitos porfiríticos, possui assinatura litoquímica condizente com rochas graníticas formadas em arco magmático, com deformação em fase magmática, o que sugere intrusão durante estágios tardios do período sin-colisional. A Suíte Canavieiras-Estrela possui quatro fácies com diferenças mineralógicas e principalmente estruturais constituídas por litotipos comumente deformados, com feições de deformação dúctil-rúptil, porém com semelhanças petrográficas. Essas características pressupõem rochas típicas de ambientes *sin* ou pós colisionais. Já a Suíte Rio do Poço pode ser individualizada em duas unidades com diferenças petrográficas e litoquímicas (sienogranitos rapakivi e leucogranitos com duas micas) com características típicas de granitos pós colisionais.

Os granitos da Província Serra da Graciosa por sua vez, que agrupam os principais maciços graníticos da Serra do Mar, representam os altos topográficos graníticos da porção leste da Serra do Mar no Paraná e ocorrem principalmente nas áreas de domínio das microplacas Curitiba e Luiz Alves. Segundo Gualda e Vlach (2007) essas intrusões possuem natureza alcalina e peralcalina, assinatura litoquímica de rochas alcalinas anorogênicas e representam a mais expressiva granitogênese do tipo A da região sudeste brasileira. A expressividade na paisagem dos maciços graníticos da Província Graciosa permite com precisão a individualização e nomeação dos maciços ocorrentes em território paranaense: maciços Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Morro Redondo Dona Francisca, Agudos do Sul entre outros, com idades de cristalização entre 600-580 Ma (SIGA JUNIOR, 1995 *apud* CURY, 2009). Kaul e Cordani (1994) dataram por meio do método Rb-Sr alguns dos maciços supracitados e definiram idades entre

aproximadamente 545-584 Ma para o Granito Graciosa, 522 Ma para o granito Anhangava e entre 544-596 Ma para o Granito Agudos do Sul. A configuração litoestratigráfica simplificada da Serra do Mar é apresentada na figura 8.

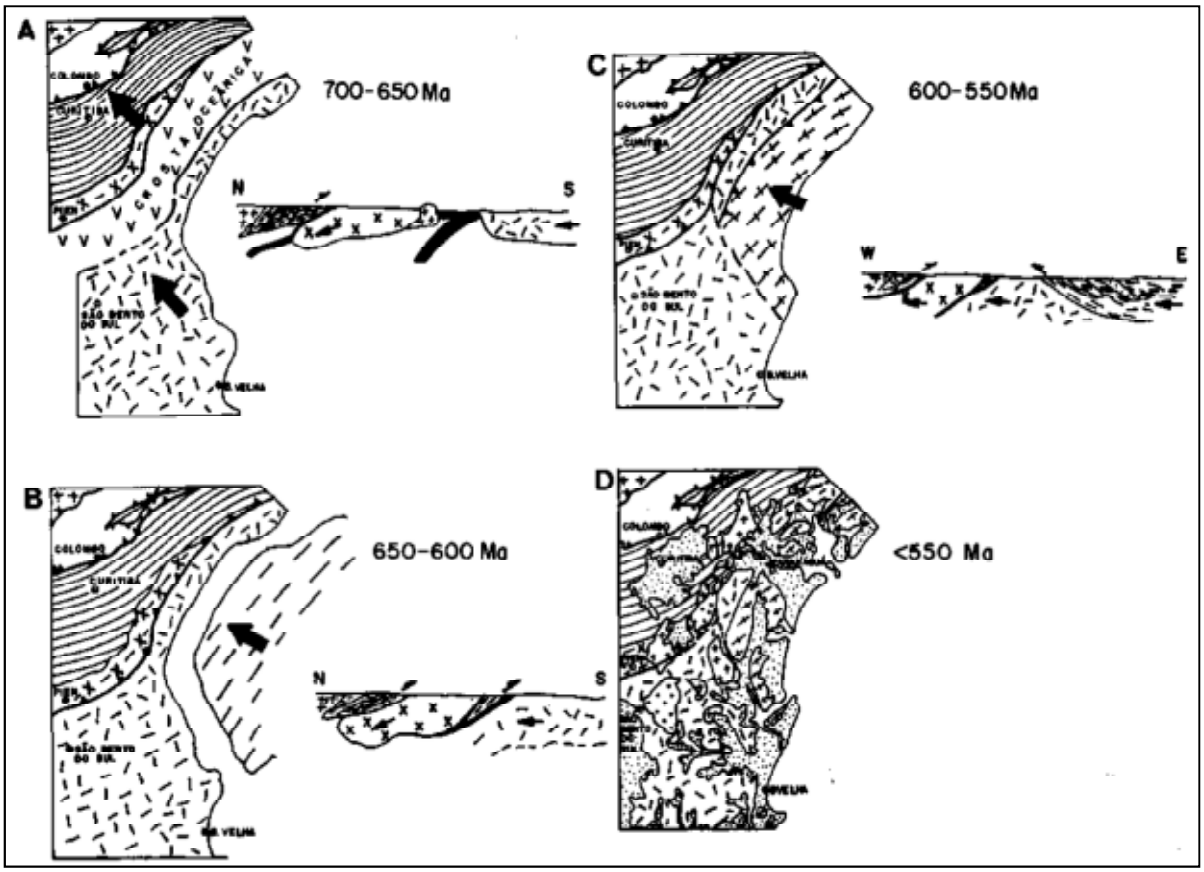


Figura 7: Principais eventos de subducções e colisões descritos por Basei *et al*. (1992). A. Colisão da microplaca Curitiba com áreas cratônicas à norte, subducção e geração de arco magmático na borda sul da microplaca Curitiba; B. colisão das microplacas Luís Alves e Curitiba, na porção "E" início da Orogênese Rio Doce; C. colisão entre o cinturão granitóide costeiro (batólito Paranaguá) e a Microplaca Luís Alves, Orogênese Rio Doce; D. atual configuração da porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina, no intervalo entre 550 e 500 Ma. Houve a colocação dos granitóides anorogênicos e as bacias molássicas.

6.2 EXPRESSÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA NA SERRA DO MAR

A existência de maciços graníticos com diferentes idades na Província Serra da Graciosa e no domínio do Terreno Paranaguá em relação às microplacas Curitiba e Luiz Alves e a feição geomórfica expressa por esses maciços não é a única peculiaridade da Serra do Mar (SM) no Estado no Paraná, sendo também o

Arco de Ponta Grossa (APG), que ocorre numa faixa de cerca de 100 km de largura, com eixo inscrito na porção central da SM e cuja projeção do eixo coincide com o centro da Baía de Paranaguá (OLIVEIRA & MONTES, 1984, ASMUS & GUAZELLI, 1981).

A SM paranaense está notadamente afetada pelo APG de direção NW-SE, sendo praticamente balizada a norte pelo alinhamento São Gerônimo-Curiúva e a sul pelo alinhamento Rio Alonzo. A charneira do referido arco apresenta uma grande densidade de diques de diabásio, ou rochas aparentadas, que intrudiram a aproximadamente 132 Ma posteriormente ao soerguimento regional ocorrido durante a abertura do Oceano Atlântico e separação das placas Sul- Americana e Africana (COUTINHO, 2008 e ZALÁN *et al*. 1990). Segundo Renne *et al.* (1992) as intrusões dos diques marcam uma extensão crustal em torno de 4 km na região central do APG.

O reconhecimento de pulsos tectônicos em escala continental interpretados a partir dos resultados obtidos por meio do método dos traços de fissão em apatitas e, em evidências geológicas, permitiram Vignol-Lelarge *et al.* (1994) e Franco-Magalhães *et al.* (2010) concluírem pela existência de soerguimentos, exumação tectônica e reativação dos alinhamentos estruturais Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piqueri no APG. Vignol-Lelarge *et al.* (1994) com base em análises de rochas do embasamento cristalino da Serra do Mar em área do APG, sugeriu um soerguimento com erosão de cerca de 2,5 km, ocorrido há 86 Ma. Almeida & Carneiro (1998), apresentaram a hipótese de a Superfície Japi estar relacionada ao soerguimento pulsativo ocorrido após uma grande transgressão marinha havida na Bacia de Santos, com idade máxima Neocenomaniano/Eoturoniano, que erodiu e gerou uma discordância na sequência neoturoriana, estes soerguimentos teriam se estendido até o Senoniano e afetado a porção oeste da Bacia de Santos e o interior do continente.

A disposição ao soerguimento do APG desde o Triássico Inferior apontada por Almeida & Carneiro (1998) com ápice no Cretáceo Inferior é explicada por Zalán & Oliveira (2005), que aponta a passagem da Placa Sul-Americana sobre a anomalia térmica do *hot spot* de Trindade no Neocretáceo (89-65 Ma após a fase rifte 134-114 Ma) como o evento promotor do levantamento epirogenético causador do soerguimento regional. Embora esse evento tenha formado a “Serra do Mar

Cretácea", elaborando um megaplanalto de cerca de 300.000 km^2, quase do tamanho do território do estado do Rio Grande do Sul, e provocado eventos magmáticos alcalinos e máficos, não é observado tectonismo importante neste período. Nivelado a 2.000m em relação ao nível do mar atual, esse megaplanalto formou a Superfície de aplainamento Japi/Puruña (no limite Cretáceo/Paleógeno).

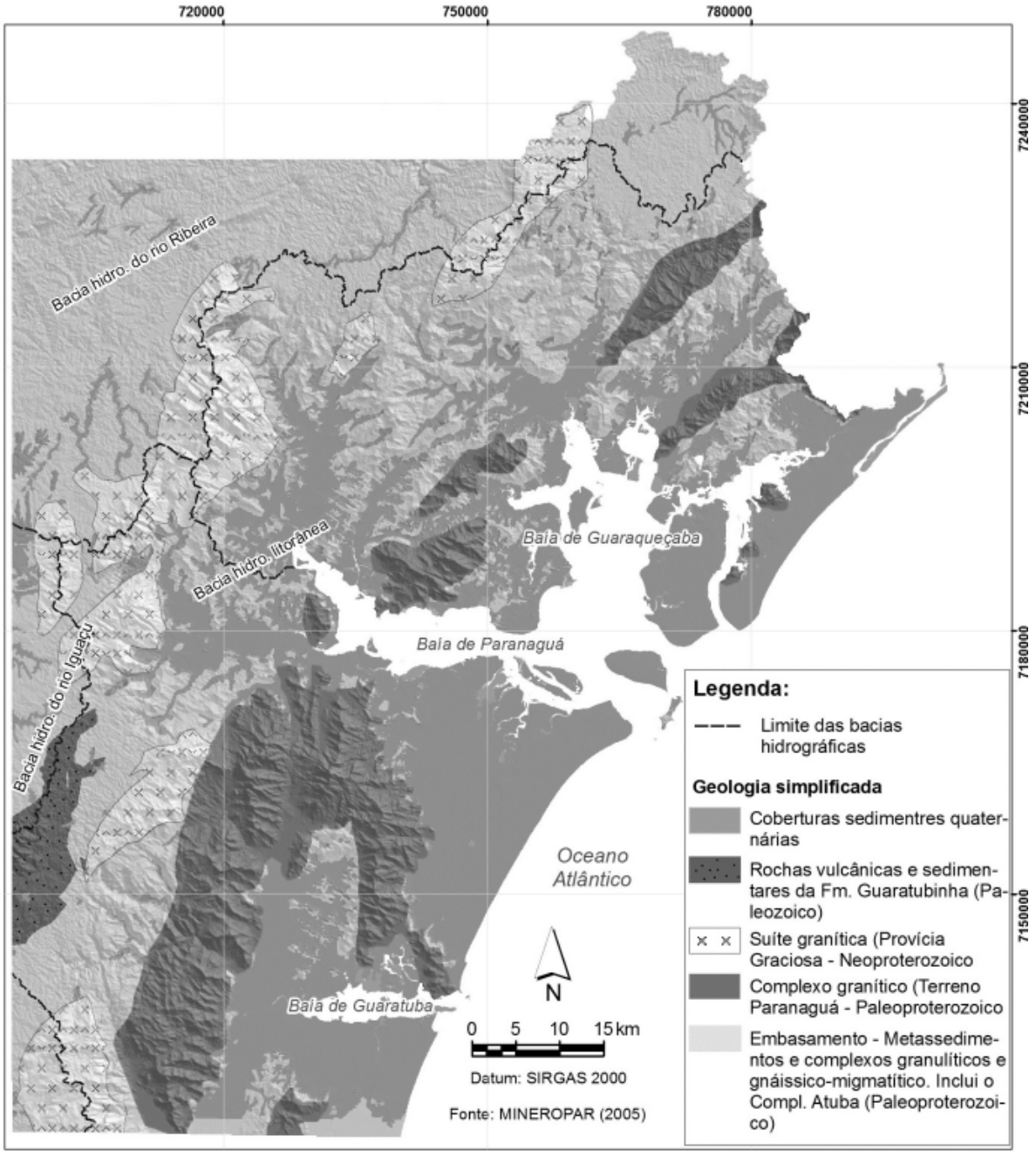


Figura 8: Mapa geológico simplificado da Serra do Mar e entorno.

6.3 DEFORMAÇÕES PRÉ-CENOZOICAS, CENOZOICAS E A FORMAÇÃO DO RELEVO

A identificação das deformações na Superfície Puruña/Japi nas áreas de ocorrência dos riftes cretáceos e cenozoicos e o estudo dos depósitos sedimentares continentais e marginais são as principais formas de identificação dos pulsos tectônicos regionais na porção emersa dos riftes. Os estudos estratigráficos e das características sedimentares das bacias marginais, receptoras do aporte sedimentar continental, e a correlação com os depósitos continentais permitem caracterizar a evolução geológico-geomorfológico das deformações que formaram o relevo atual da SM.

Pereira e Macedo (1990) identificaram na fase rifte (Juro-Cretáceo) três significativas zonas de transferência na Bacia de Santos que constituem importantes faixas de atividade tectônica (marinha e continental) com eventos vulcânicos, atividade sísmica e implantação de semi-grábens em falhas de direção NE. As formações Santos e Juréia (Senoniano) são por esses autores consideradas como produto da deposição relacionada a eventos fortemente regressivos, que deram condições a processos erosivos produtores de material com menor grau de trabalhamento, caracterizando forte erosão da Serra do Mar Cretácea. Nesse sentido, Zalán e Oliveira (2005) correlacionam o material imaturo e turbidítico da Formação Juréia (Santoniano-Maasthichtiano) condicionado em calhas tectônicas, como depósitos de *fan* delta, erodidos e transportados diretamente de áreas montanhosas da Serra do Mar cretácea para as bacias marginais. Além das formações Santos e Juréia, a Formação Itajaí-Açu, é também considerada como possível produto da deposição do material da Serra do Mar, pois apresenta material característicos de depósitos continentais, de plataforma marinha e de águas profundas, respectivamente. A expressividade dessas formações é reflexo da importância do soerguimento regional (PEREIRA *et al.* 1986), que segundo Zalán e Oliveira (2005) foi desprovido de tectonismo.

Almeida e Carneiro (1998) admitem uma Serra do Mar cretácea (nivelada pela Superfície Japi/Puruña), ocupando posições bem mais a leste de sua atual posição, capaz de produzir um aporte sedimentar em volume e posição suficientes para preencher as bacias marginais adjacentes. Entendem os desníveis e dobras

como resultantes de um processo de tafrogênese cenozoica, que propiciou a formação dos grábens e das Serra do Mar, com movimentos descensionais de bloco situado na plataforma continental da Bacia de Santos e limitada, a leste, pela Falha de Santos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998 *apud* ZALÁN e OLIVEIRA 2005). A erosão nas zonas imersas e emersas durante o Cretáceo Superior, mais especificamente no Coniciano (88-89,5 Ma), quando já cessada a grande transgressão marinha, gerou a discordância com o Turoriano, dando condições para os soerguimentos da porção oeste até o interior do continente (PEREIRA *et al.* 1986 *in* ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

A erosão da área continental e o afundamento da porção imersa propiciaram condições para o soerguimento progressivo pulsativo (isostático), que segundo Asmus e Guazelli (1981), Pereira e Macedo (1990), Almeida e Carneiro (1998) entre outros, foram acompanhados de importante magmatismo, destacando-se a reativação de paleolineamentos e a exumação tectônica do APG, iniciada no limite Mesozoico-Cenozoico (FRANCO-MAGALHÃES *et al*. 2010), associados a acentuado tectonismo.

O resfriamento a partir de 60 Ma no eixo central do Arco de Ponta Grossa (APG) identificado por Franco-Magalhães *et al*. (2010), e a reativação de diversas zonas de cisalhamento (ZCs) pré-cambrianas permitiram uma evolução geológico-geomorfológica pós-cretácea do APG que deformou o megaplanalto Cretáceo. Nesse contexto, entre o início do Paleógeno até o início do Neógeno, os eventos tectônicos, somados às variações climáticas regionais, deram condições para a elaboração de um relevo montanhoso e estruturalmente condicionado na Serra do Mar e adjacências. O rifteamento Cenozoico de direção geral NE-SW (ALMEIDA, 1976; MELO *et al.* 1985; RICCOMINI, 1989, 1991; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005), que abrange toda a Serra do Mar é o evento tectônico de maior expressão na paisagem atual.

No modelo genético evolutivo de Zalán e Oliveira (2005), que considera riftes como corredores de vales tectônicos deprimidos ao longo de falhas normais planares ou rotacionais, a Serra do Mar paranaense está circundada pelos grábens do Alto Ribeira, Sete Barras, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá, todos pertencentes ao Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ALMEIDA, 1967; RICCOMINI, 1989). Porém, não há consenso quanto à gênese de todos os

riftes cenozoicos definidos por Zalán e Oliveira (2005). Embora os “limites estruturais” do Vale do Ribeira, definido por Zalán (2005), em sua porção mais continental aparentem um bloco tectônico rebaixado, típico de morfologia de um gráben, Almeida e Carneiro (1998) consideram a expansão do rio Ribeira sobre o Primeiro Planalto Paranaense como resultado da erosão regressiva que aproveitou principalmente as descontinuidades estruturais do APG para o avanço sobre as porções mais continentais, fato reforçado pela diminuta ocorrência de sedimentos cenozoicos preenchendo a área deprimida.

Os grábens de Paranaguá e Cananéia são os mais próximos e abrangentes na área estudada e possuem desníveis altimétricos que superam 1.100m em relação às suas áreas adjacentes. A atividade sismogênica na região de Cananéia e Paranaguá, segundo Mioto (1990), está relacionada à atividade sismogênica do APG, e é por ele denominada de “Zona Sismogênica de Cananéia ou de Paranaguá”.

O contexto de deformação, erosão e preenchimento das bacias marginais tem na Era Cenozoica, com a ativação de alinhamentos pré-cambrianos e exumação tectônica na região do APG, uma importante fonte de sedimentos que preencheram os grábens continentais e imersos da fase rifte (cretácea) e dos grábens cenozoicos em formação. Franco-Magalhães *et al*. (2010), estimam uma taxa de denudação média das áreas NE e NW do APG de cerca de aproximadamente 30m/Ma, com dois importantes períodos em sua evolução, o primeiro no limite Cretáceo Superior – Paleógeno e o segundo no limite Paleógeno – Neógeno. São considerados prováveis momentos de origem dos sedimentos arenosos meso-eocênicos da Bacia de Santos e dos influxos de sedimentos anômalos verificados em dados de exploração petrolífera (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

O primeiro evento identificado por Franco-Magalhães *et al*. (2010) tem evolução com idades próximas ao soerguimento formador da Serra do Mar Cretácea, no momento em que para Zalán e Oliveira (2005) houve a passagem da Placa Sul Americana sobre o *hot spot* de Trindade (Paleoceno 89-65 Ma). Para Almeida e Carneiro (1998), no Paleoceno ocorreram desnivelamentos por falhas e formação de semigrábens com inclinação para NNW, orientados segundo direções ENE dos falhamentos pré-cambrianos, não correspondendo o soerguimento regional a uma possível passagem do continente sobre uma anomalia térmica.

O segundo evento, que teria perdurado aproximadamente até o Neógeno, é possivelmente relacionado à manifestação morfotectônica no Planalto Atlântico durante o Paleógeno e o Mioceno, descrita por Almeida e Carneiro (1998). Para Zalán e Oliveira (2005) este evento provocou o colapso de um "imenso planalto maciço cujo flanco leste era provavelmente abrupto e tinha como parede livre um desnível de cerca de 3000 m para a Bacia de Santos (2.000 m acima do nível do mar, 1.000 m adicionais, no mínimo, representados pelo talude da bacia)" e foi acompanhado de magmatismo pós-rifte na região submersa (MOHRIAK, 2004 *in* ZALÁN E OLIVEIRA, 2005).

A evolução tectônica recente entre o final do Paleógeno e início do Neógeno, possui sedimentação em área praticamente coalescente com a Serra do Mar paranaense, na Bacia de Sedimentar de Curitiba (BSC), preenchida parcialmente com material proveniente da Serra do Mar, e nos grábens de Cananéia e Sete Barras (RICCOMINI 1989, SALAMUNI, 1999). Salamuni (2005) identificou uma forte influência estrutural no início do preenchimento da Bacia de Curitiba, que controlou a sedimentação da bacia entre o Oligoceno e o Mioceno, e observou variação de energia durante a deposição. Castro *et al.* (2008) com a aplicação de modelo gravimétrico-magnético identificou, no Gráben de Paranaguá, feição tectônica integrante do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil e coalescente a Serra do Mar paranaense, espessura máxima de 130 m de sedimentos quaternários sobre embasamento Pré-Cambriano do Terreno Paranaguá (Figura 9). O colapso gravitacional do Gráben de Paranaguá, segundo Castro *et al*. (2008) está relacionado ao resfriamento ocorrido com a instalação das bacias tafrogênicas e atuação dos ciclos erosivos entre 30-20 Ma, após o clímax do evento lutertiano de instabilidade isostática promotora da ascensão de um grande volume de rocha e subsidência das bacias de Campos e Santos (58 – 20 Ma). Esses autores apontam as reativações de estruturas do Arco de Ponta Grossa de direção NW-SE, preenchidas por diques, como falhas normais responsáveis por gradientes verticais pronunciados no topo do embasamento, sendo verificado um gradiente vertical de cerca de 87 metros em 3,5 km de distância no topo do embasamento em poços locados no litoral paranaense.

Salamuni e Fiori (2012) baseados na cronologia relativa dos eventos de deformação nos maciços presentes no leste do Paraná (Cinturão de Cisalhamento

Paraíba do Sul na região de Ribeira-Apiaí e seu entorno, Serra do Mar e a Bacia do Paraná incluindo os derrames da Formação Serra Geral), observaram que os registros de atividade tectônica ressurgente apresentam-se heterogêneos e descontínuos na região, e que estas fases mais novas de deformação podem obliterar estruturas anteriores ou, dependendo da geometria, provocar sua ressurgência. Ao longo do Cenozoico os autores identificaram, localmente, um evento de tração no Paleógeno que possibilitou a instalação das bacias, como a Bacia de Curitiba, ao longo do Rifte Continental, rapidamente substituído por compressão N-S ou NNE-SSW que provocou reativação sinistrógira em estruturas NE-SW e dextrógira em planos NW-SE. O último evento relacionado à compressão generalizada da Placa Sulamericana deforma, com compressão próxima E-W, toda a região (Quadro 1). Os registros neotectônicos identificados por Hiruma *et al.* (2001) no Planalto de Campos do Jordão-SP, por meio de estudos geomorfológicos estruturais indicam regimes de esforços próximos aos encontrados por Salamuni e Fiori (2012), o que sugere a ocorrência de tensões semelhantes no leste do Paraná e no leste do estado de são Paulo.

Na área de estudo os grandes lineamentos pré-cambrianos de penetratividade regional são identificáveis em mapas com escala superior a 1:500.000, e fazem parte, segundo Passareli *et al.* (2011), das maiores zonas de falhas do sudeste do Brasil, possivelmente reativadas no Cenozoico. O cinturão de cisalhamento Serrinha Rio-Palmital (SRP), denominada regionalmente de lineamento Morretes, pertencente à Província Mantiqueira, representa a principal componente oblíqua das zonas de sutura transpressionais geradas durante a colisão responsável pela aglutinação do Supercontinente Gondwana. As zonas de cisalhamento transcorrentes Alexandra e Palmital representam a continuidade Sul da SRP, cuja cinemática sinistrógira separa diversos terrenos na região (Figura 10). A zona de cisalhamento de Piên encontra-se na zona de balizamento das Microplacas Curitiba e Luís Alves e do Terreno Paranaguá, configurando importante estrutura regional (SIGA *et al*., 1993 e CURY *et al*. 2008 *in*: PASSARELI *et al*. 2011).

Soares *et al*. (2007) ao comparar por meio da análise de contingência (recorrência em diferentes trabalhos) a precisão dos lineamentos estruturais interpretados por diversos autores na Bacia do Paraná em MDEs, mapas gravimétricos, magnéticos e imagens de satélite, identificou, em escala menor do

que a abordada no presente estudo, grande concordância de algumas direções. O lineamento NE correspondente à expressão geomorfológica da zona de cisalhamento de Piên apresentam maior grau de contingência na SM segundo Soares *et al*. (2007) e como feição geomorfológica rebaixada separa topograficamente os corpos graníticos em dois conjuntos, um em contato mais pronunciado com o Primeiro Planalto Paranaense (PPP), representado pelas serras do Marumbi, do Ibitiraquire, da Graciosa, da Farinha Seca entre outras; com maior ocorrência espacial a norte da Baía de Paranaguá. O segundo conjunto é coalescente com a Planície Litorânea (PL) e a sul também com o PPP e é representado pelas serras da Igreja, da Prata, Serra Negra, Araçatuba entre outras (Figura 11).

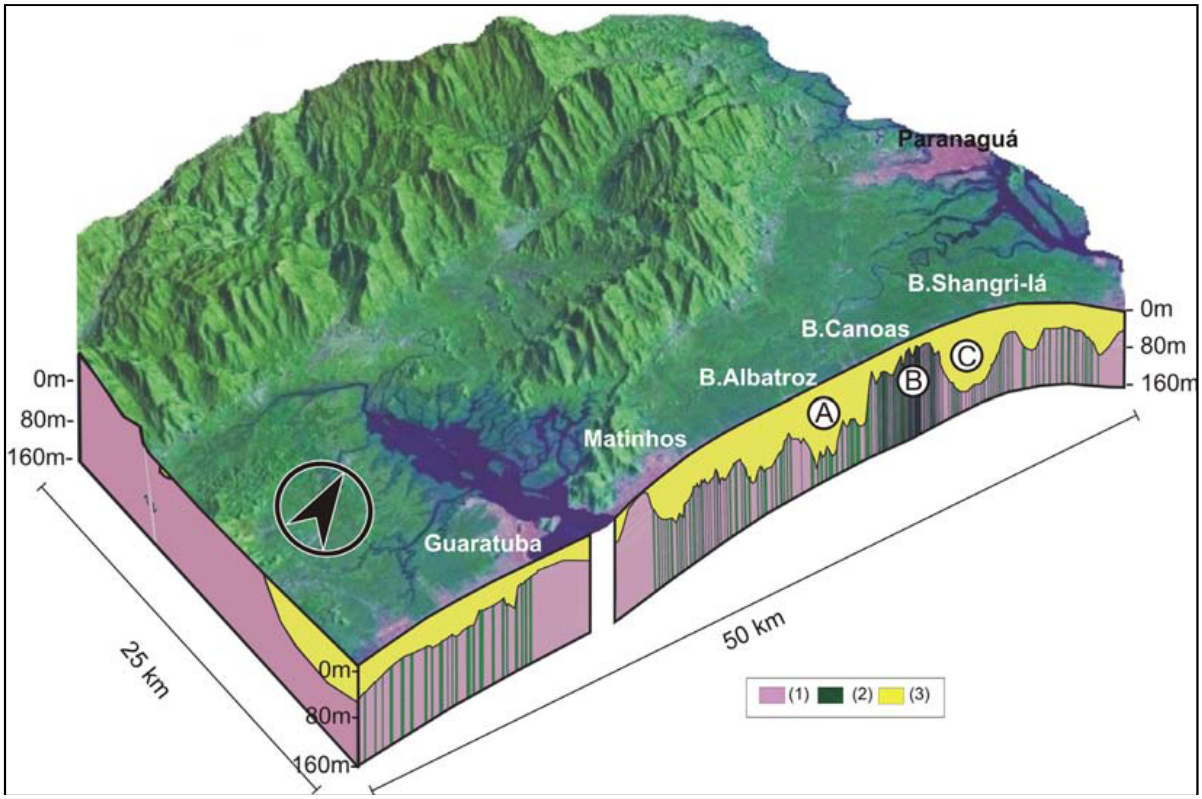
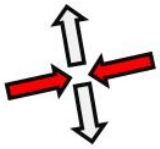
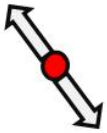
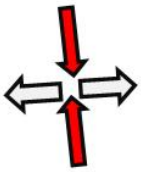
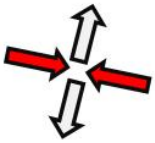


Figura 9: Modelo geológico do Gráben de Paranaguá. (1) embasamento indiferenciado (lilás); (2) diques (verde); (3) sedimentos indiferenciados (amarelo); (A) Baixo Estrutural de Albatroz; (B) Alto Estrutural de Canoas; (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá (CASTRO *et al.*, 2008).

Quadro 1: Evolução tectônica regional - síntese das paleotensões atuantes no leste do Paraná no Cenozoico segundo Salamuni e Fiori (2012). As setas vermelhas indicam o tensor de máxima tensão ($\sigma 1$), e a setas vermelhas vermelhas os tensores de máxima extensão ($\sigma 3$).

FASE	PALEOTENSÃO	ESTRUTURA	IDADE INFERIDA
F10		Transtração sinistrógira (falhas NE-SW) e dextrógiro (falhas NW-SE)	Pós-Cretáceo
F11'		Falhas normais ampliando bacias marginais e formando bacias tafrogênicas (Rifte Serra do Mar)	Paleoceno-Eoceno- Oligoceno
F11"		Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)	Mioceno-Plioceno
F12		Falha transtracional sinistrógira em planos NE-SW	Plio-Pleistoceno
F13		Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)	Quaternário (pós-Pleistoceno)

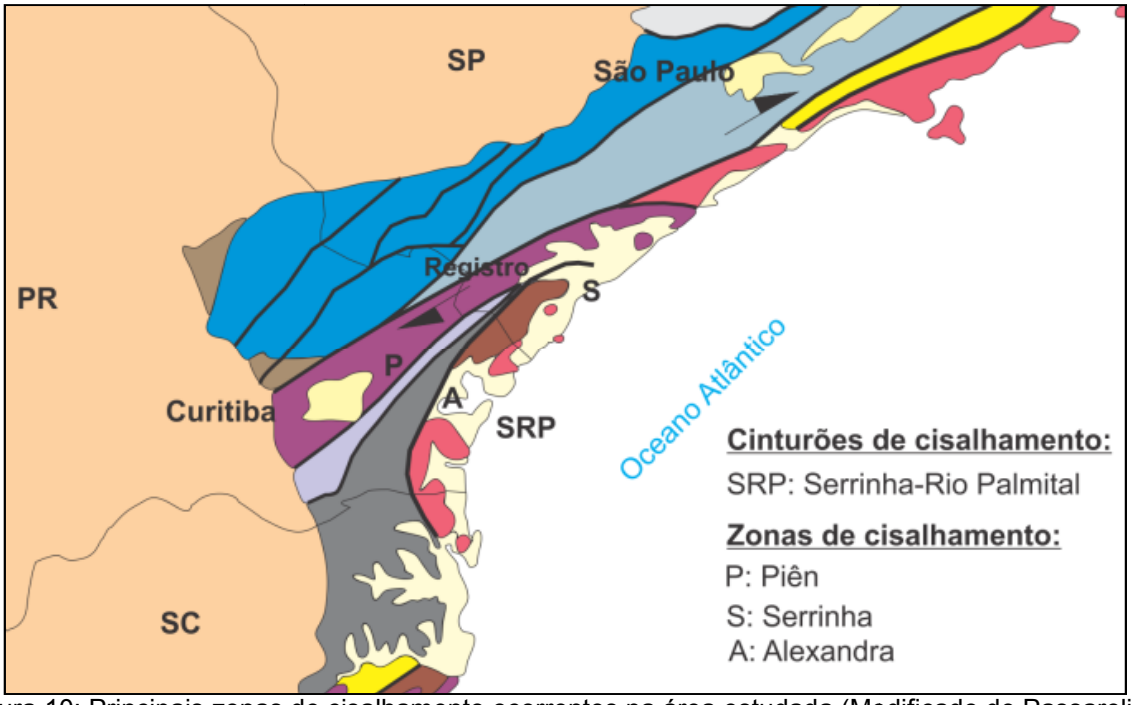


Figura 10: Principais zonas de cisalhamento ocorrentes na área estudada (Modificado de Passareli *et al.* 2011)

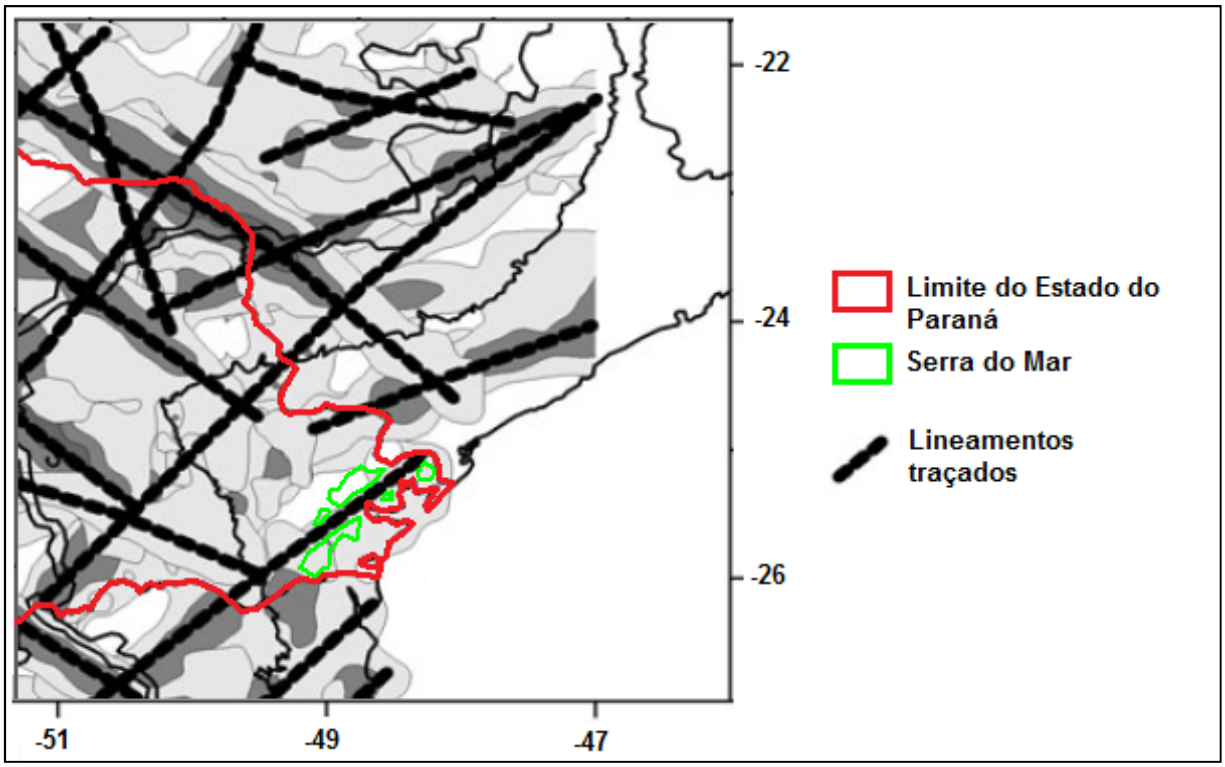


Figura 11: Lineamentos obtidos por análise de contingência (Modificado de Soares *et al.* 2007)

6.4 SUPERFÍCIES DE EROSÃO E GEOMORFOLOGIA DA SERRA DO MAR

Há quase 60 anos as superfícies de erosão/aplainamento reconhecidas no sul e no sudeste do Brasil, por meio de remanescentes geomórficos aplainados, são consideradas uma das principais feições geomórficas correlacionáveis com a evolução geológico-geomorfológica continental. Na área estudada Ab'Sáber e Bigarella (1961) descreveram e correlacionaram diversos níveis topográficos da SM às superfícies de aplainamento reconhecidas no Brasil e na América do Sul.

A mais antiga superfície de aplainamento com remanescentes geomórficos foi identificada por Martonne (1943) como Superfície das Cristas Médias, denominada num segundo momento de superfície Sul-Americana por King (1956) e posteriormente de Superfície Japi por Almeida (1958). Sua equivalente no Paraná é a superfície de aplainamento do Purunã/Pd3 (AB'SÁBER e BIGARELLA, 1961). Seus indícios apresentam-se em grandes extensões do Brasil sudeste, seja nivelando cumeadas de serras ou, localmente, restos de planaltos elevados, e as mais variadas estruturas, salvo umas poucas mais resistentes, como maciços

graníticos na Serra do Mar no Paraná (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Sua altitude na região oriental do Planalto Atlântico está em média entre 1.200 e 1.300 m (Figura 12).

Mais dois eventos de aplainamento foram identificados na região leste paranaense. O primeiro corresponde à Superfície do Alto Iguaçu ou Pd2 (AB'SÁBER e BIGARELLA, 1961), identificada e caracterizada primeiramente por Almeida (1955). Os principais remanescentes geomórficos da superfície Alto Iguaçu/Pd2, são observados na região norte de Curitiba, onde ocorre a captura de áreas inicialmente pertencentes à bacia hidrográfica do Alto Iguaçu para a bacia do Alto Ribeira (AB'SÁBER e BIGARELLA, 1961) e "colos elevados" (*wind-gaps*), que testemunham a erosão de cabeceira e reversões de drenagens na região do Município de Colombo (CANALI, 1980). O segundo e último evento de aplainamento identificado na região diz respeito à Superfície de Curitiba/Pd1, descrita por Ab'Sáber e Bigarella (1961), formada, segundo Bigarella *et al*. (1961) pelo retrabalhamento dos sedimentos da Bacia de Curitiba depositados no Pleistoceno, o que lhe confere uma idade recente (AB'SÁBER e BIGARELLA, 1961; SALAMUNI *et al.* 2005).

As mudanças climáticas e no gradiente hidráulico ocorridas no Cenozoico somadas aos pulsos tectônicos descritos na literatura permitiram um sistema erosivo acentuado sobre as paleosuperfícies desenvolvidas na Serra do Mar paranaense.

A sequência de depósitos na porção leste no sopé da Serra do Mar denominada por Bigarella *et al.* (1959) de Formação Alexandra, datada por Lima e Angulo (1990), por meio de análise de palinomorfos, de idade entre o Mioceno Inferior e Mioceno Médio é a principal deposição continental cenozoica da região da Serra do Mar no Paraná. Trata-se de pedimento relacionado à deposição em clima úmido, entendido como um evento ocorrido no Mioceno, ao invés de clima semiárido, conforme descrito por Bigarella *et al*. (1959). A presença de material rudáceo e arenoso em suas porções superiores, e de material síltico-argiloso e arcosiano em sua base, são características que permitem identificar a Formação Iquererim que ocorre na região da divisa do Paraná e Santa Catarina como sua equivalente. Porém, o maior retrabalhamento do material depositado na Formação Iquererim a difere da Formação Alexandra. Apesar da deposição da Formação Alexandra ter sido datada recentemente como gerada em clima úmido, a identificação de um clima semiárido (BIGARELLA *et al*. 1959) é pertinente e

representa uma interpretação baseada em modelo que explica a gênese de depósitos de materiais transportados de uma superfície de erosão elaborada sob clima semiárido.

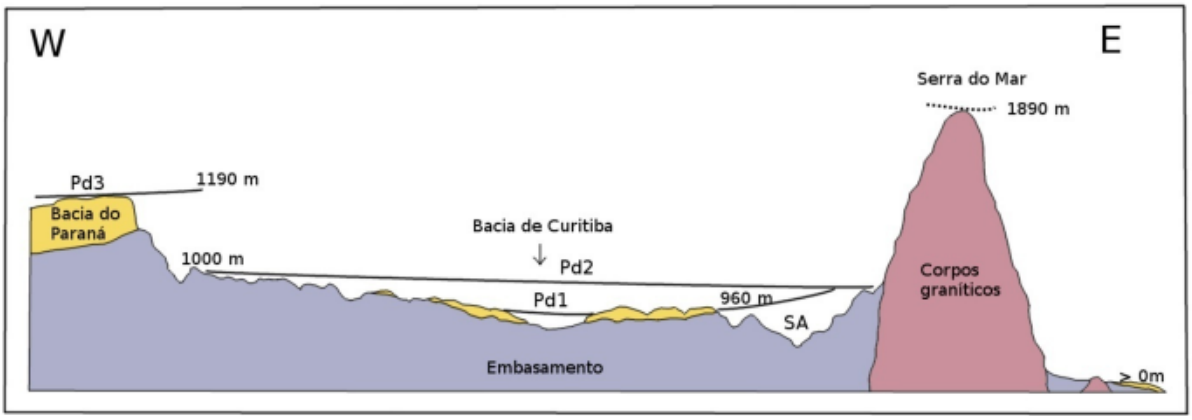


Figura 12: Superfícies de aplainamento da região leste e Serra do Mar paranaense (modificado de Ab'Sáber e Bigarella, 1961).

Os levantamentos de campo e a análise de imagens de satélite permitiram identificar alguns remanescentes geomórficos aparentemente deslocados em relação a sua posição original. Esses remanescentes apresentam características de antigas porções pertencentes a superfícies de aplainamento, com relevo de aparência biselada em relação ao seu entorno, drenagem anômala, presença de *knickpoints* e gradientes hidráulicos aparentemente em adaptação a um nível de base local recentemente instaurado. A altitude média de ocorrência em torno de 1450m permite correlacionar algumas feições à Superfície do Purunã/Pd3/Sulamericana. A figura 13 apresenta o Morro do Sete, às margens da estrada da Graciosa, onde observar-se uma bacia hidrográfica suspensa e desconectada da rede de drenagem regional, com altitude média em torno de 1470m, descrita por Bigarella *et al.* (1978) como um remanescente geomórfico da Superfície Pd3.

As figuras 14 e 15 apresentam áreas aplainadas próximas à ZC Palmital, onde o nível de base local determinado pela ZC e as porções drenadas à montante da escarpa de linha de falha são marcadas por importantes *knickpoints*, que configuram a existência de canais em fase de adaptação a uma alteração abrupta no nível de base local. Já a figura 16 apresenta um remanescente da paleosuperfície do

Puruña/Japi/Pd3, na região do Pico Paraná na Serra do Ibitiraquire, com altitude média de cerca de 1500m.

O modelo preditivo de localização de remanescentes de paleosuperfícies proposto por Riffel (2005) identificou níveis de aplainamento equivalentes a superfície Alto Iguaçu/Pd2 junto ao sopé dos interflúvios mais elevados no entorno de vários picos da SM, formando as ombreiras das serras do Capivari Grande, Ibitiraquire, da Baitaca entre outras.

6.5 O CLIMA E O TECTONISMO NA SM

A explicação da paisagem atual como produto de um contexto evolutivo determinado por tectonismo ou pela ação climática suscita o principal debate sobre a formação do relevo da SM. As divergências não motivam a exclusão de um ou outro fenômeno na formação da paisagem, mais sim, o grau de importância de um em detrimento do outro. Dois autores destacam-se neste debate, Reinhard Maack e João José Bigarella.

Embora não sejam os primeiros a descrever e caracterizar a SM paranaense, estes autores produziram as principais contribuições científicas sistemáticas sobre a Serra do Mar local. Para Maack (1972) a geomorfologia da Serra do Mar está fortemente ligada a uma tectônica recente iniciada no fim do cretáceo, caracterizada por fraturas (falhas) que abrangem as rochas do Complexo Cristalino em conjunto, sendo observado “nitidamente” pela existência de “graus de fraturas e fraturas em degrau”, pela formação geológica dos blocos isolados e pela presença de pedimentos pleistocênicos. Em sua concepção, Maack admite a influência da orogênese dos Andes e suas perturbações de equilíbrio e tensões como responsáveis pela “deficiência e rebaixamento” da orla continental da América do Sul e formação de condições instáveis que promoveram o mergulho no mar de uma superfície pré-terciária ou paleo-terciária (entre o Paleoceno e o Plioceno aproximadamente) formando as baías de Paranaguá e Guaratuba. A sedimentação quaternária na região costeira também é explicada por Maack (1972) como produto do tectonismo recente, uma vez que considerava movimentos epirogenéticos

iniciados no Pleistoceno e atuais como principais eventos promotores da regressão marinha e deposição de sedimentos continentais e marinhos sobre o embasamento.

Bigarella e seus colaboradores apresentam uma visão “menos tectônica”, em especial quanto a uma tectônica recente, e criticam essa abordagem pela “falta de dados” e pela descrição pautada em interpretações concebidas pela observação da paisagem. Embora a abordagem tectônica e a descrição rica em detalhes lhe parecesse “muito geométricas” e por vezes “pouco científica” é notório que o autor a considera em seus trabalhos, porém como um agente formador de relevo secundário em relação ao clima.

A geomorfologia da Serra do Mar segundo Ab’Sáber e Bigarella (1961) tem relação com uma ruptura ocorrida na porção leste do Arco de Ponta Grossa, com ápice no Triássico, e estabelecimento após elaboração da superfície do Puruña/Pd3. A planície litorânea seria, segundo esse modelo, gerada a partir de “flexuras de grande envergadura” sem ocorrência definida de falhas. A evolução das superfícies de aplainamentos regionais (Puruña, Alto Iguaçu) e o esvaziamento do Primeiro Planalto Paranaense teriam precedido um evento tectônico, segundo os autores, pertencente à fachada atlântica do território brasileiro. Neste contexto a metade oriental do Arco de Ponta Grossa teria quebrado num evento rúptil caracterizado por falhas. A expansão erosiva que escavou o vale do rio Ribeira teria aproveitado as descontinuidades estruturais para avançar continente adentro e aberto o referido vale durante e após a elaboração da superfície de Curitiba.

Por outro lado, o aumento da magnitude dos desníveis da Serra do Mar e a formação da paisagem atual é explicado por Ab’Sáber e Bigarella (1961) e Bigarella e Salamuni (1961) como resultado das sucessivas ações de erosão de natureza diversa (clima e compensação isostática), que vigoraram regionalmente no Cenozoico, como responsáveis pelo rebaixamento dos sopés das grandes elevações, desacreditando a hipótese de reativações e/ou surgimento de falhas por movimento recente de blocos como interpretou Maack (1942) e Maack (1972). Bigarella e Salamuni (1961) ao estudarem os depósitos de pedimentos localizados em Canhanduba (Itajaí-SC) atribuíram às "profundas mudanças climáticas" o desenvolvimento das formas de relevo.

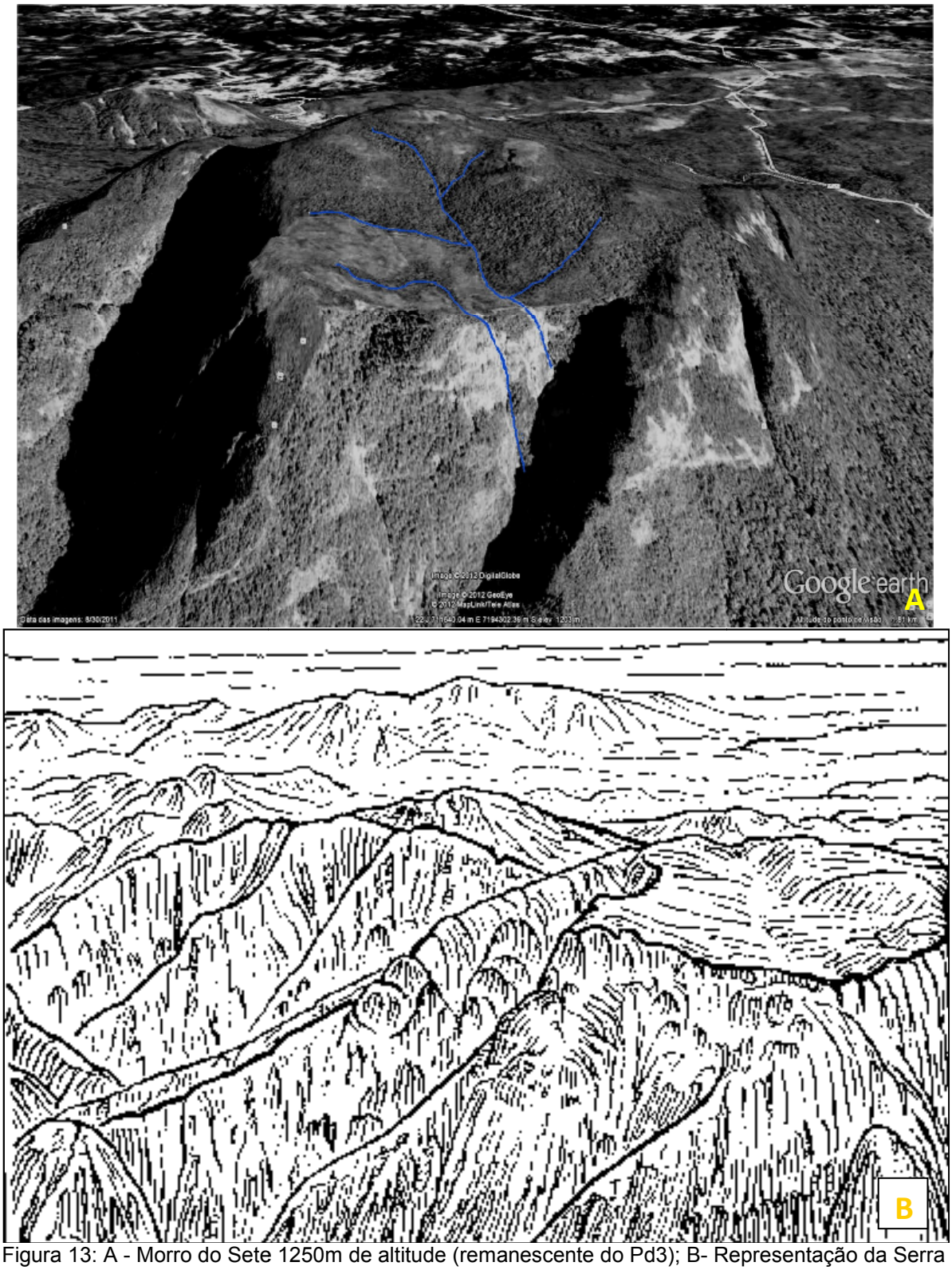


Figura 13: A - Morro do Sete 1250m de altitude (remanescente do Pd3); B- Representação da Serra da Graciosa adaptada de Bigarella *et al.* (1978). Reparar o detalhe da superfície de erosão representada à diretita da ilustração de Bigarella *et al.* (1978) que representa o Morro do Sete (UTM: 711366/7129788).

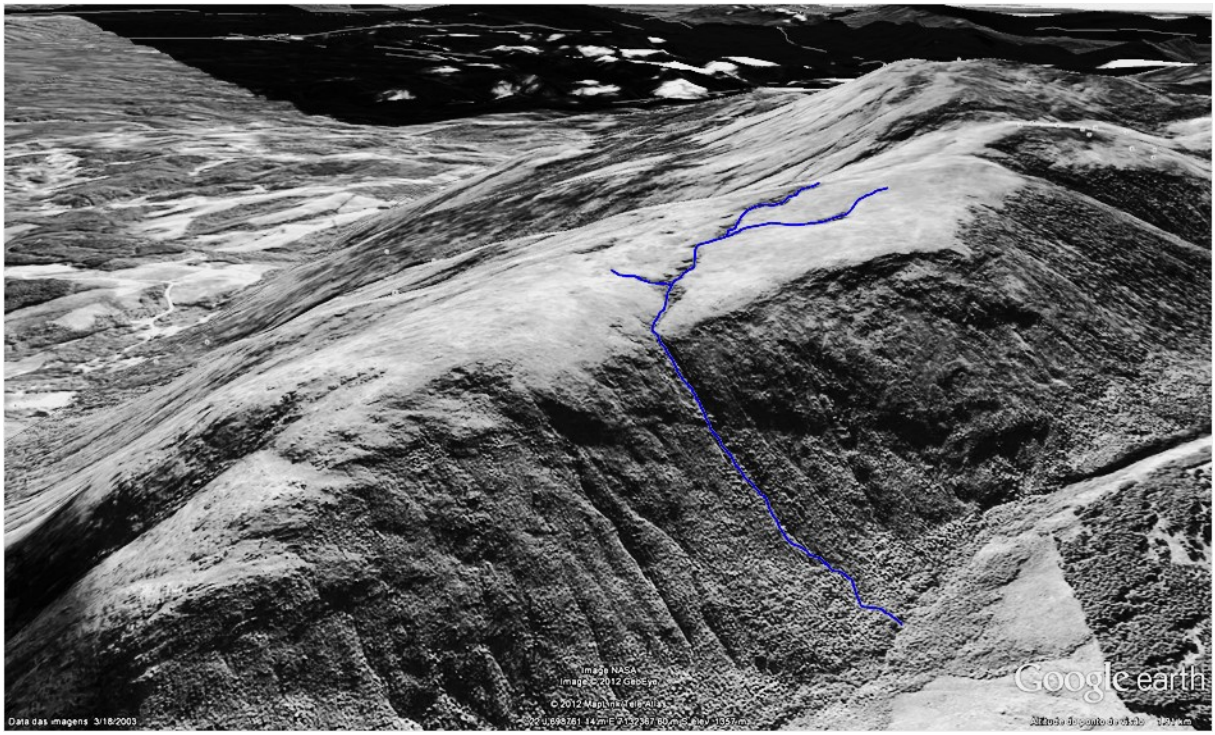


Figura 14: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1440m de altitude (UTM: 699073/ 7132652)

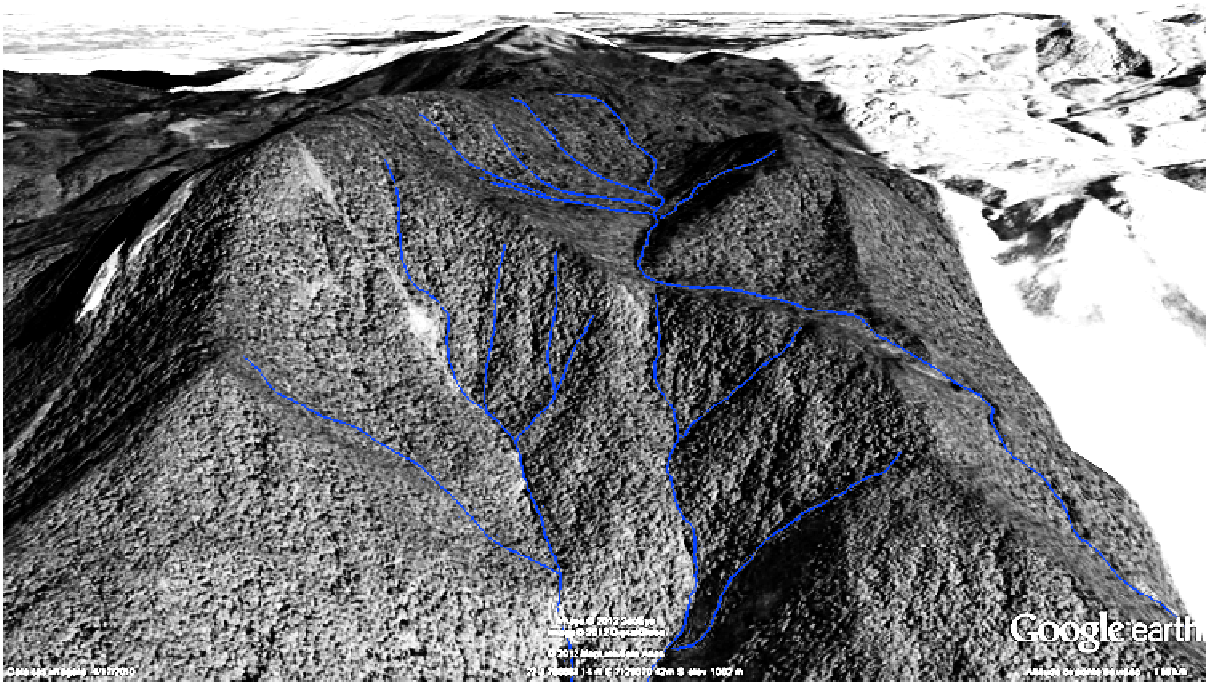


Figura 15: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1250m de altitude (705889/7128805)

Figura 16: Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Ibitirequire à 1600m de altitude (UTM: 705654/ 7132623).

7. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA

7.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOMÉTRICAS

O processo de extração de atributos quantitativos do relevo de um modelo digital de elevação (MDE), executado por meio de técnicas de modelagem digital, permite a parametrização do relevo e a representação quantitativa das características morfológicas da paisagem e é designado de geomorfometria (HENGL, 2003 e WOOD, 1996). Os principais parâmetros empregados na caracterização do relevo da Serra do Mar foram a hipsometria, a declividade e o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR).

O mapa hipsométrico na área de estudo permitiu identificar os três grandes compartimentos geomorfológicos que ocorrem na região leste do estado do Paraná: parte do Primeiro Planalto Paranaense (PPP), a Serra do Mar (SM) e a Planície Litorânea (PL). As altitudes variam entre 0m e 1.877m e conforme se observa no histograma da figura 17, estão concentradas principalmente entre 0-40m na Planície Litorânea, 40-300m no sopé da SM, 300-900m na SM e no Vale do rio Ribeira, e maior que 900m correspondendo ao Primeiro Planalto e a SM (Figura 18).

Segundo a classificação do relevo proposta pelo IBGE (2007) pode-se classificar 43% da área, na SM e serras isoladas no Vale do Ribeira, como de relevo forte ondulado, montanhoso e escarpado. O sopé da SM e praticamente todo o Vale do Ribeira, 26% da área, possui relevo ondulado. As áreas com relevo suave ondulado e suave, 31% da área de estudo, são verificadas na Planície Litorânea e na pequena área abrangida pela Bacia Sedimentar de Curitiba (Figura 19 e 20).

No PPP a área de estudo possui relevo desenvolvido principalmente sobre as rochas do Grupo Açungui, secundariamente sobre as rochas do Complexo Atuba, intrusões graníticas e minoritariamente sobre os diques básicos. Embora os diques sejam o litotipo com menor ocorrência espacial, sua pervasividade regional e sua capacidade de formar cristas alongadas ou vales de direção NW-SE, em relação à rocha encaixante, conferem aos mesmos um importante papel na geomorfologia regional.

No PPP e na face oeste da Serra do Mar há porções drenadas pelas bacias hidrográficas do rio Ribeira e do Alto rio Iguaçu, desta forma, há duas bacias hidrográficas com diferentes capacidades erosivas, de transporte e deposição atuando na borda oeste da SM (voltada para o PPP). A porção drenada pelo rio Iguaçu possui relevo em geral ondulado e suavemente ondulado, já nas áreas drenadas pelo rio Ribeira o relevo é montanhoso com planícies aluviais bem encaixadas, geralmente preenchidas por sedimentos colúvio-aluvionares quaternários (Figura 21A e 21B).

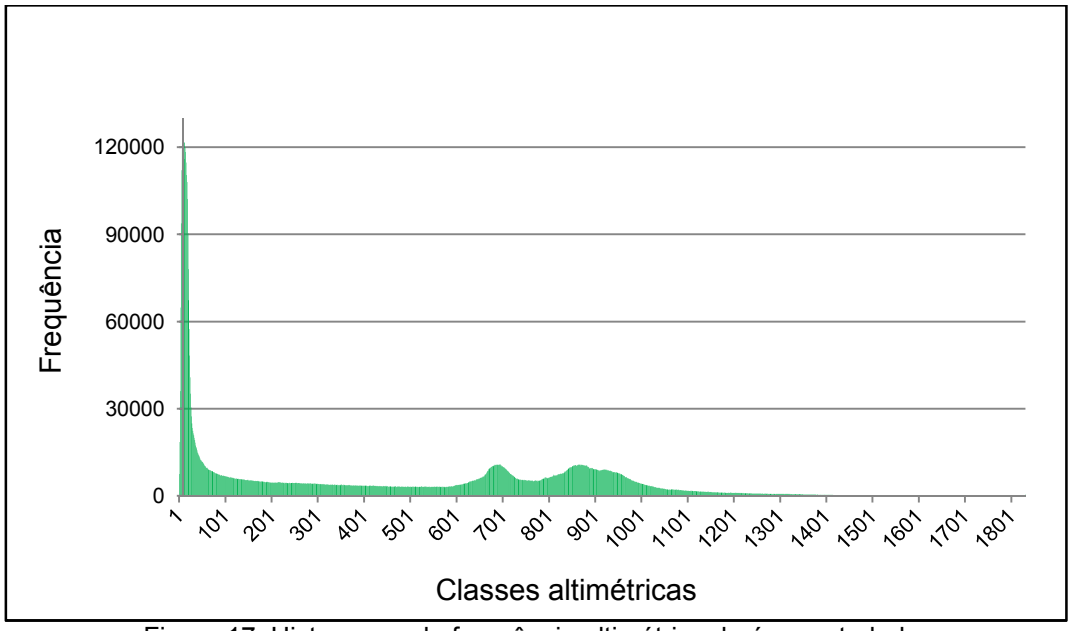


Figura 17: Histograma de frequência altimétrica da área estudada.

Cerca de 50% da área do PPP estão entre 600-1000m de altitude, sendo observadas cotas inferiores a 800m na área do Primeiro Planalto, a sul da Baía de Paranaguá, drenadas somente pela bacia litorânea, o que aponta para a existência de capturas de drenagem que promovem everções modernas pós Fm. Guabirotuba (SALAMUNI, 1998).

A região norte da Baía de Paranaguá, nas áreas drenadas pelo rio Ribeira, predominam altitudes entre 600 e 800m, porém, destacam-se cotas inferiores a 500m nas porções mais baixas do vale do Ribeira. As cotas inferiores a 500m encontradas no PPP são comuns em regiões drenadas por rios da bacia

litorânea, que possuem características típicas dos rios em processo de adaptação há um novo ciclo erosivo, neste caso, imposto pela erosão e capturas dos rios do PPP para a bacia litorânea. No histograma da figura 22 observa-se a expressividade do intervalo menor que 500m de altitude, que representa a erosão mais recente, produto do avanço erosivo dos rios da bacia litorânea. A porção do Primeiro Planalto abrangida pela área estudada possui 83% de sua área com relevos ondulados, forte ondulados e montanhosos característicos do Vale do Ribeira e áreas próximas à SM, as áreas com relevo suave e suave ondulado (17% da área) são verificadas principalmente na Bacia de Curitiba e nas planícies aluvionares de rios em regiões de relevo plano no Complexo Atuba (Figura 23).

A Serra do Mar apresenta áreas drenadas pela bacia Litorânea, do Ribeira e do Iguaçu, com diferentes níveis de erosão e amplitude altimétrica superior a 1800m. O entorno na Serra do Mar com dinâmicas erosivas diferenciadas (três níveis de base geral), imprime três paisagens únicas em cada área de contato da SM com as grandes bacias hidrográficas. O desnível altimétrico e consequentemente a frequência acumulada dos intervalos são afetados por essa dinâmica erosiva heterogênea que atua sobre a SM.

A diversidade dos litotipos e a erosão diferencial somadas à presença de estruturas geológicas de várias naturezas, idades e pervasividades condicionam uma paisagem geomórfica igualmente heterogênea. O Mapeamento Geomorfológico do Paraná (MINEROPAR, 2006) indica duas unidades de relevo que compõem a SM:

A paisagem formada pelo conjunto da Serra do Mar e Morros compreendem uma faixa de encostas com vertentes abruptas que margeiam o Planalto Atlântico, desde a divisa do Estado de Santa Catarina e o Estado do Paraná até a divisa com o Estado de São Paulo. Onde são identificadas as formas de relevo denudacionais formadas por escarpas e cristas com topos pronunciados e convexos, constituídas por gnaisses, migmatitos, micaxistos e granitos.

O gráfico da figura 24 representa a concentração dos intervalos hipsométricos da Serra do Mar e apresentam dados de um relevo diversificado, desde áreas planas sobre depósitos sedimentares, cristas graníticas, corpos graníticos intrudidos da Planície Litorânea, escarpas de falhas recuadas entre outras feições geomórficas.

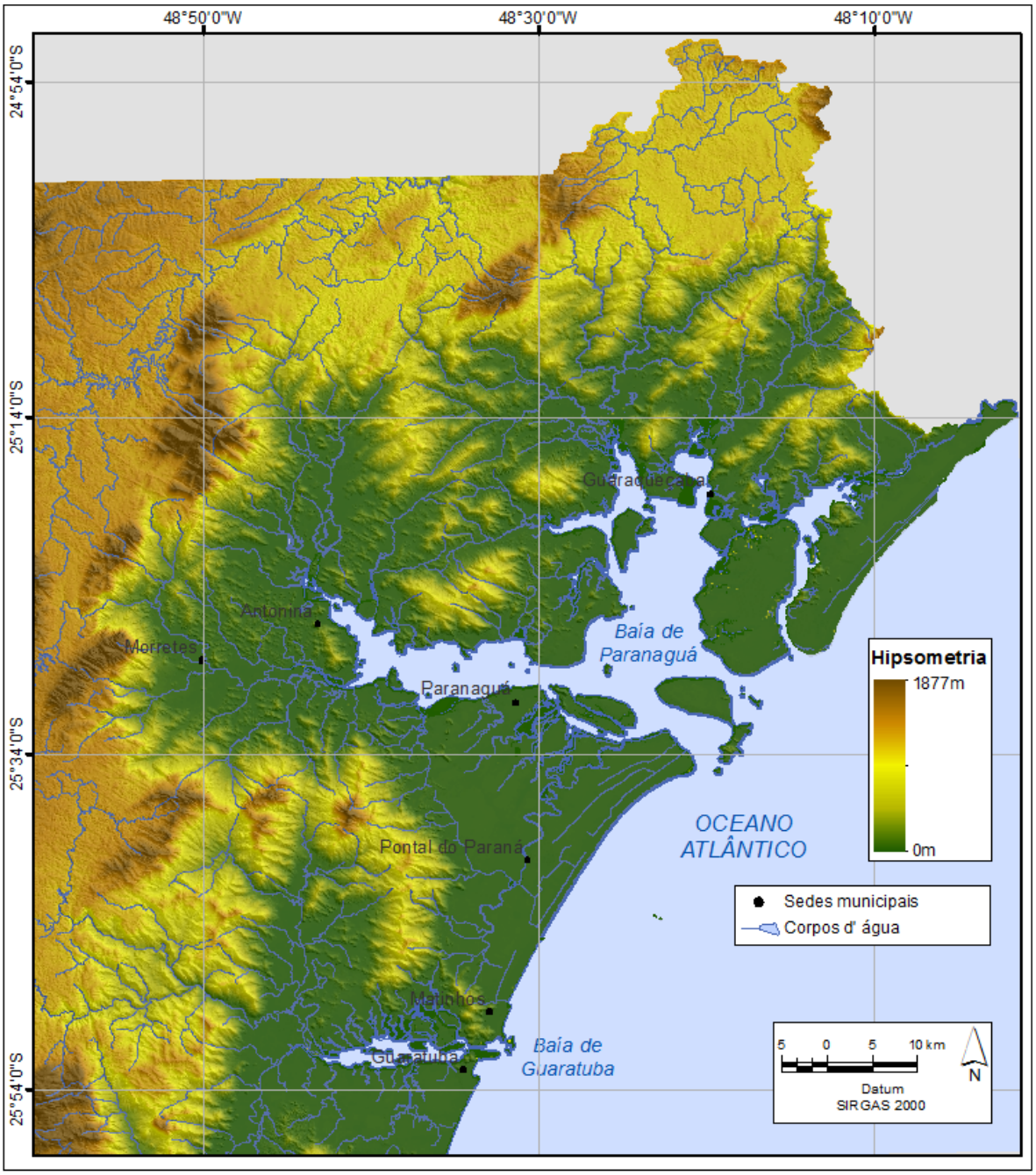


Figura 18: Hipsometria da área estudada.

O aumento das concentrações dos intervalos menores que 900m são predominantemente reflexo de uma paisagem marcada por vertentes longas em forma de rampas alongadas, preenchidas por uma grande quantidade de material intemperizado *in situ* e transportado pelo processo de erosão e pedimentação regional. A “quebra” no gráfico entre as cotas 800m e 900m limita o relevo desenvolvido sobre o Complexo com o relevo desenvolvido sobre os pedimentos que formam em geral as principais vertentes (terço médio e inferior das vertentes da

SM) e corpos graníticos (terço médio e superior das vertentes da SM).

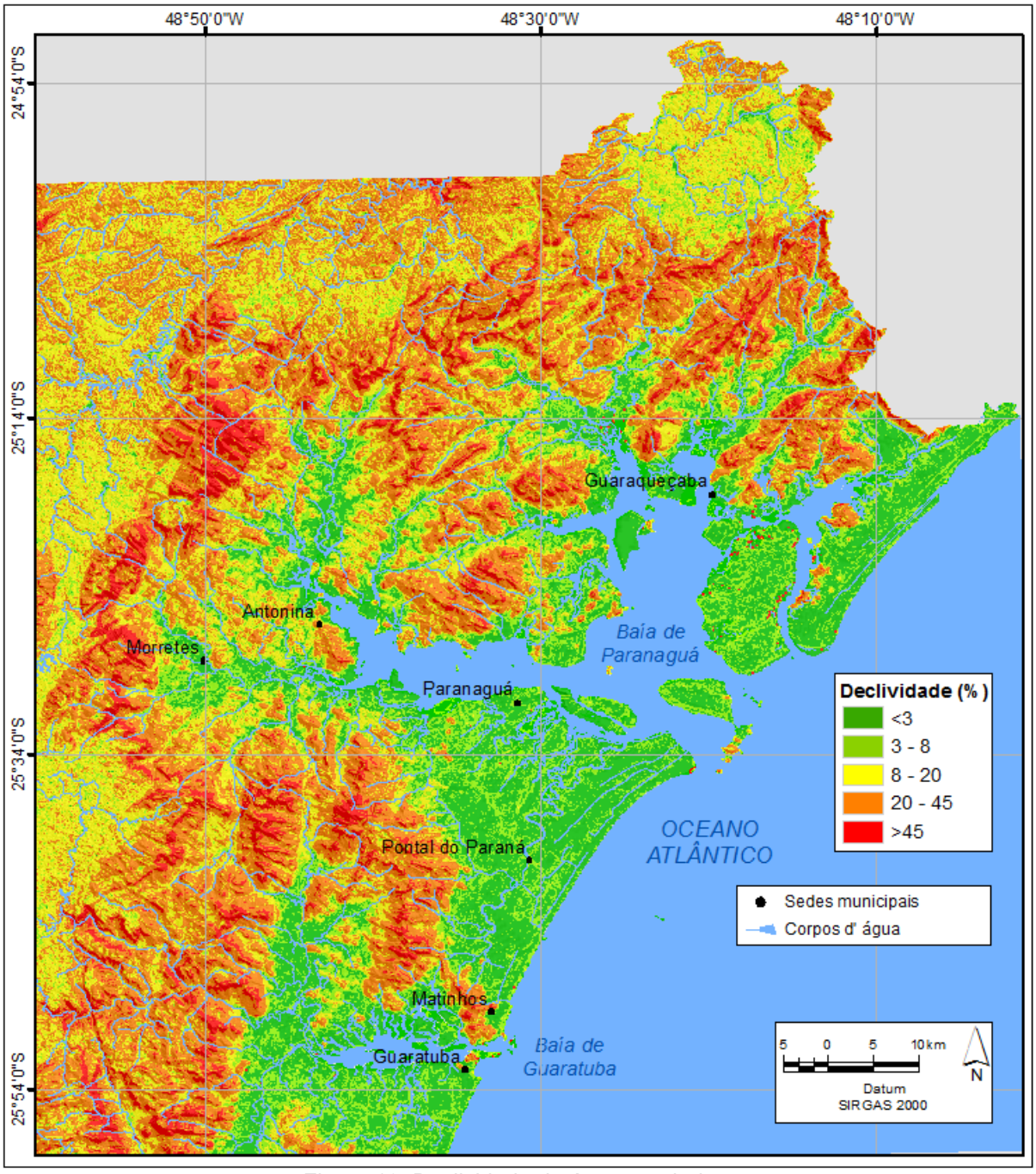


Figura 19: Declividade da área estudada.

O relevo da SM possui 70% de sua área com relevo forte ondulado, montanhoso e escarpado, sendo 18% montanhoso e escarpado. Ocorrem principalmente nas encostas dos terços médios e superiores das vertentes esculpidas nos granitos e

rochas do complexo e na porção escarpada no limite do Primeiro Planalto e da Planície Litorânea (Figura 25). Os relevos suaves, suaves ondulados e ondulados são identificados com frequência em topos aplainados, depósitos detríticos e coluvionares nos sopés das montanhas.

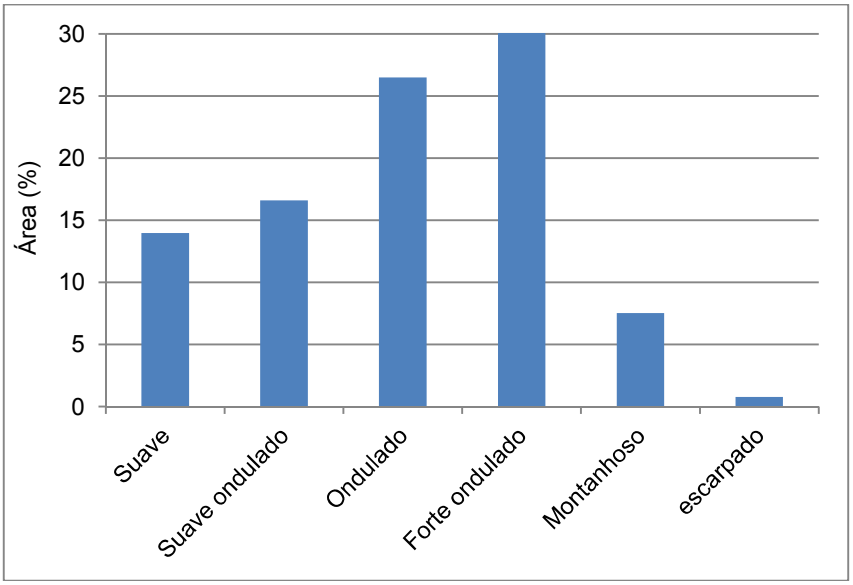


Figura 20: Percentual de área em cada classe de relevo

Figura 21: A – área drenada pela bacia do rio Ribeira; b – área drenada pela bacia do rio Iguaçu.

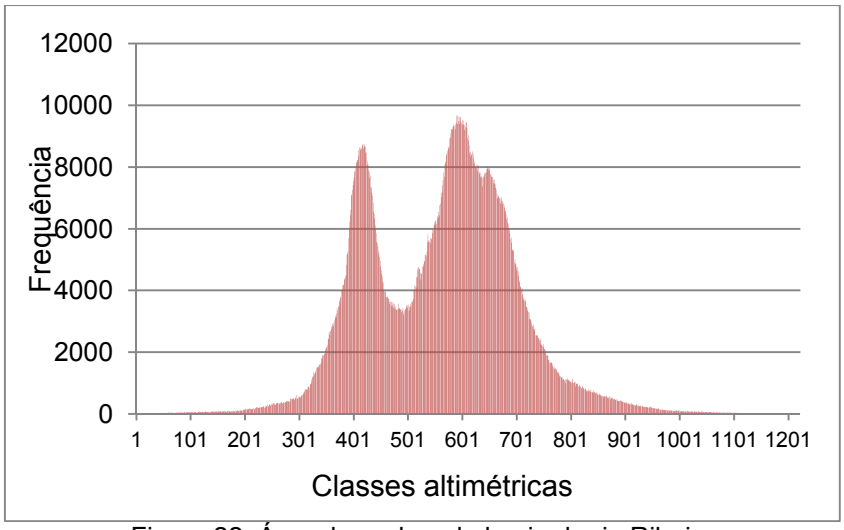


Figura 22: Área drenada pela bacia do rio Ribeira

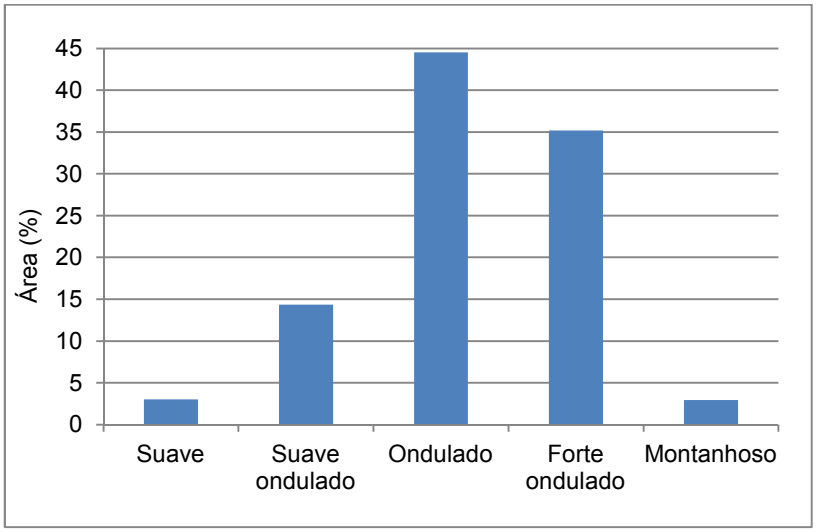


Figura 23: Percentual de área em cada classe de relevo.

Duas paisagens se destacam na formação de grandes desníveis altimétricos na SM, a primeira e mais comum é representada pela região montanhosa formada por grandes blocos graníticos que formam diversas serras que juntas compõem a SM (ex: Serra do Ibitiraquire, Serra da Prata, Serra da Igreja, Serra do Araçatuba, Serra da Farinha Seca, entre outras). A segunda paisagem, com menor ocorrência, é formada pelo escarpamento em degrau que limita a PL o PPP. Os picos mais elevados dos blocos montanhosos formadas pelos corpos graníticos possuem encostas com elevada declividade, arredondadas e coniformes, comumente sem nenhuma cobertura pedológica nos terços superiores de suas

vertentes, com paredões rochosos aflorantes muitas vezes com mais de 600m de desnível. (Figura 26A e 26B).

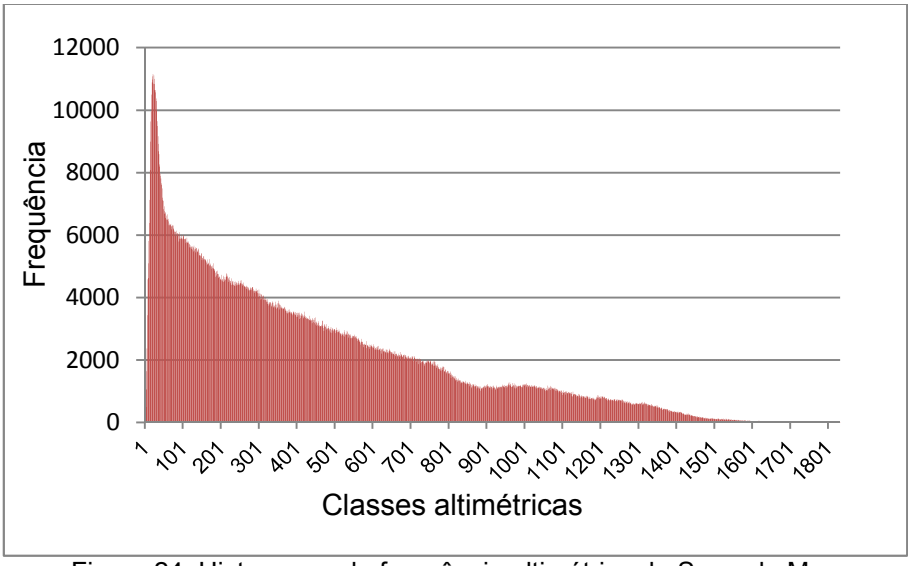


Figura 24: Histograma de frequência altimétrica da Serra do Mar.

Outra forma de relevo encontrada na região de ocorrência dos corpos graníticos são as vertentes em rampa, aparentando algo como o mergulho de uma superfície basculada por processos tectônicos, com cobertura pedológica e vegetal pronunciada (Figura 27). Na figura 28 é observada na região do Pico Caratuva, na face ocidental da SM (entre 1400 e 1800m aproximadamente), grandes estruturas geológicas rúpteis de direção NE com mergulhos relativamente altos cortando indiscriminadamente os conjuntos graníticos que formam a Serra do Ibitiraquire. Essas estruturas são identificáveis em campo nas regiões mais altas e em planta por meio de imagens e fotografias aéreas, sendo penetrativas em praticamente todas as serras que compõem a SM.

O desalinhamento dos corpos graníticos observado em planta se expressa na paisagem como uma série de montanhas sobrepostas, possuindo a porção montanhosa mais proeminente no estado do Paraná, Serra do Ibitiraquire (ou Serra dos Órgãos), altitudes médias entre 1300 e 1800 m, onde a maior altitude ocorre no Pico Paraná (1877m). Esta serra é ainda formada por outros picos com altitudes pouco menores, tais como o Caratuva (1850 m), o Ferraria (1835 m), o Taipabaçu (1817 m) e o Ciririca (1781 m). Entremeados aos morros mais altos há

colinas intermontanas, que formam, em geral, superfície pedimentares de altitudes menores entre 300 e 1000 m (Figura 29 e 30).

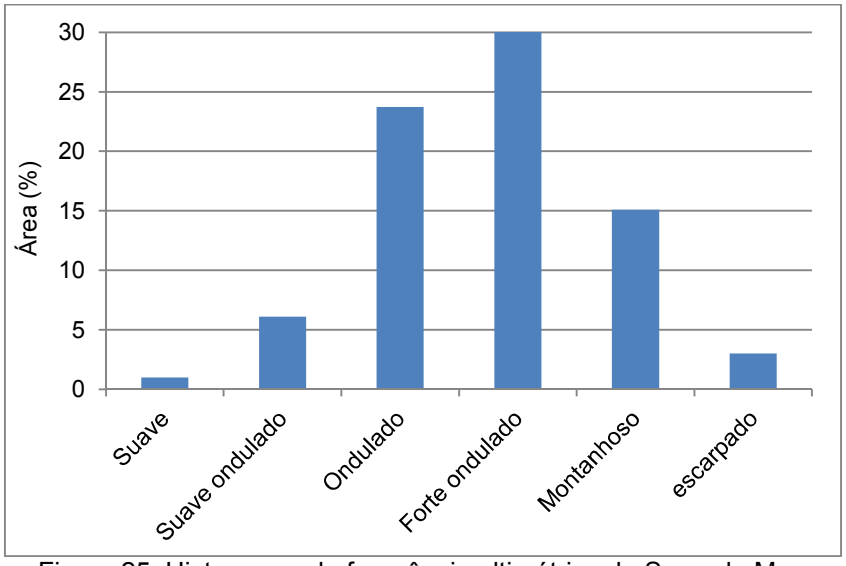


Figura 25: Histograma de frequência altimétrica da Serra do Mar.

Figura 26: A – Vista do Pico Ibitirati; B – Vista da face leste do Pico Ferraria.

Os grandes desníveis altimétricos da SM não são observados somente nas áreas de ocorrência dos corpos graníticos, ocorrendo também nas rochas do Complexo Atuba e do Embasamento. Os desníveis apresentam comumente mais de 1000m em relação à Planície Litorânea e frequentemente mais de 400m em relação ao Primeiro Planalto quando ocorrentes em rochas graníticas.

Figura 27: Domínio basculado na subida do Pico Paraná na porção oeste da Serra do Ibitiraquire.

Figura 28: Grandes fraturas observadas na Serra do Ibitiraquire.

Já as elevações topográficas que ocorrem no embasamento (complexos proterozoicos) são observadas com maior frequência na PL e na região de ocorrência de morros na PL e nas porções onde ocorrem os escarpamentos em degrau da SM. Na figura 31A e 31B obtidas a partir do Viaduto dos Padres na BR-277, observa-se uma paisagem esculpida sobre as rochas do Complexo Atuba, com relevo montanhoso e topos nivelados na cota altimétrica 920m aproximadamente, que representa o limite do Primeiro Planalto com a Planície Litorânea, em áreas de franco avanço da erosão remontante dos rios da bacia litorânea sobre a bacia do rio Iguaçu e truncamento de remanescentes do Pd2. Essa região aparenta uma zona com recente captura de seus rios para a bacia litorânea, com aproveitamento das descontinuidades estruturais como zona preferencial da erosão remontante dos rios, cujas cabeceiras "avançam" sobre o PPP, típica feição de escarpa de linha de falha.

Todas as áreas de domínio de escarpamentos em degrau, entre os corpos graníticos, possuem vales fluviais profundos e encaixados, predominando as estruturas de direção NW-SE como determinantes nas direções dos rios. Os rios encaixados nos vales de direção NW-SE possuem comumente seus pontos mais baixos, nível de base local, na confluência de rios com direção NE, o que aponta para um controle acentuado de estruturas NE na direção dos principais rios que drenam a SM.

A região montanhosa entre as baías de Paranaguá e Guaratuba, denominada de Serra da Prata, representa a maior porção contínua da SM "avançada" sobre a Planície Litorânea e possui os maiores desníveis altimétricos entre as áreas montanhosas não coalescentes ao Primeiro Planalto. O pico mais elevado da Serra da Prata atinge cerca de 1490m (Torre da Prata), porém, predominam regionalmente altitudes entre 700m e 800m. O fato de não haver contato com o Primeiro Planalto confere a Serra da Prata uma geomorfologia diferenciada, com grandes desníveis altimétricos em praticamente todo o seu entorno. Ocorrem domínios arredondados de dimensões quilométricas nas porções elevadas e vertentes com grandes rampas alongadas de direção NW, com rios também segundo essa direção, encaixados entre os diques de diabásio (Figura 32). A cobertura vegetal é pronunciada em relação às serras do Ibitiraquire e do Marumbi, por exemplo, ocorrendo mesmo nas porções com maior declividade, vegetação exuberante em detrimento de grandes paredões rochosos.

No extremo sul da SM o relevo esculpido sobre o Granito Morro Redondo apresenta uma paisagem diferenciada das demais áreas da SM, em especial a oeste da BR-376 na Serra do Araçatuba, com morros arredondados e vertentes convexas (Morro dos Perdidos, Morro Redondo entre outros), que ultrapassam 1600m de altitude. A menor ocorrência de diques de diabásio nessa região, principalmente a inexistência de vales fluviais aproveitando essas estruturas, propicia a forma arredondada dos corpos graníticos que são cobertos por uma vegetação gramínea e arbustiva (Figura 33). As principais estruturas aproveitadas pelos rios possuem direção próxima NE e EW, limitadas a leste pela ZC Palmital. A ZC Palmital destaca-se na paisagem formado um grande vale de direção NNW, aproveitado pelo traçado da BR-376, que corta a Serra da Araçatuba. A porção a leste da ZC Palmital possui relevo diferente da de sua porção oeste, desenvolvida

sobre os granitos da Suíte Canavieiras-Estrela, caracterizado por declividades acentuadas superiores a 70%, fato que sugere uma área de escarpa de linha de falha.

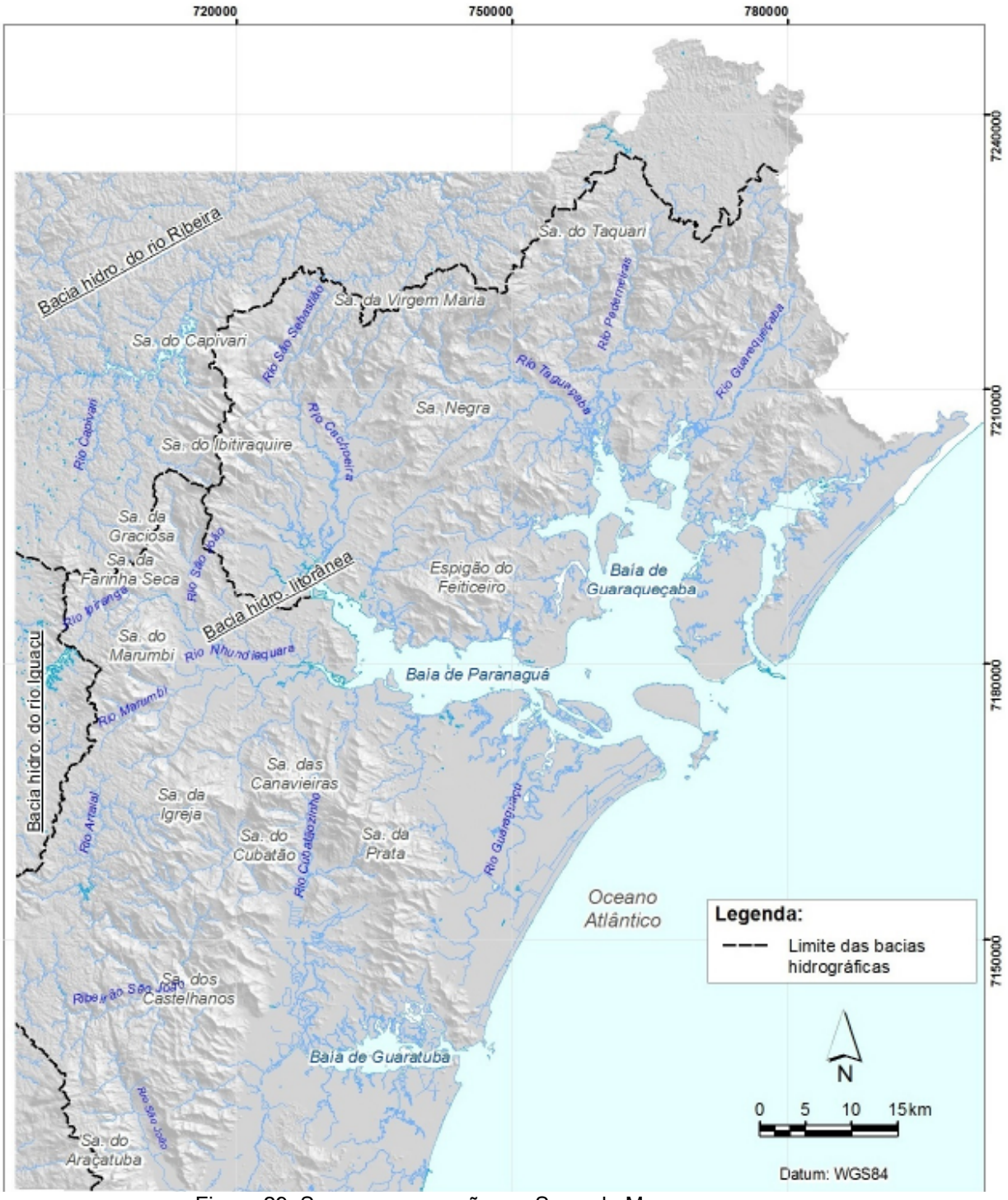


Figura 29: Serras que compõem a Serra do Mar paranaense.

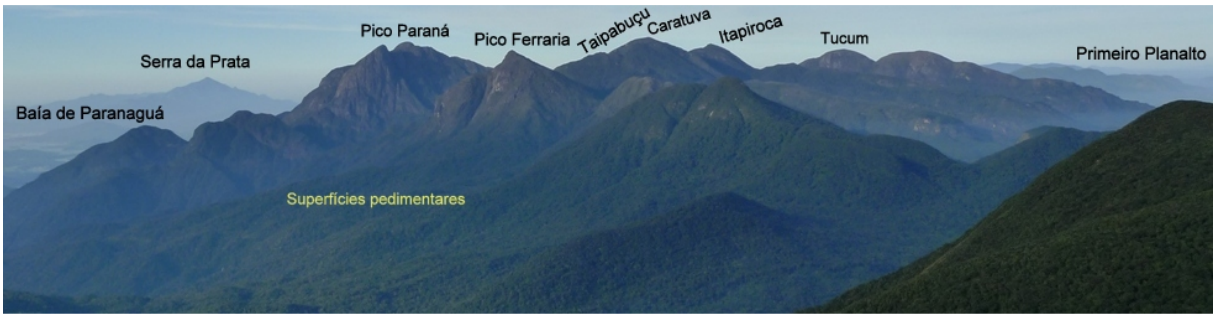


Figura 30: Vista parcial da Serra do Ibitiraquire - Pico Paraná (1877m), montanha mais alta do sul do Brasil; Pico Ferraria (1734m), Pico Caratuva (1856m), Pico Itapiroca (1754m), Morro do Tucum (1741m).

Figura 31A e B: Vista da Serra do Mar a partir das proximidades do Viaduto dos Padres no limite do Primeiro Planalto com a Planície Litorânea. O relevo montanhoso apresenta topos nivelados na cota altimétrica 920 m aproximadamente (remanescentes do Pd2).

Figura 32: Vista da Serra da Prata com cumes de formas variadas, frequentemente com grandes domínios rochosos deslocados e pontiagudos

Figura 33: Vista do Morro Redondo na Serra de Araçatuba.

A Planície Litorânea (PL) representa a porção aplainada coberta por sedimentos marinhos e continentais, limitada a leste pelo Oceano Atlântico e a oeste pela Serra do Mar. As altitudes da PL apresentam variações entre aproximadamente 1m e 30m, sendo as áreas mais elevadas normalmente preenchidas por sedimentos continentais da Formação Alexandra (Figura 34). A PL não é uma faixa aplainada e continua balizada geometricamente pela SM e pelo Oceano Atlântico. Há porções bem limitadas nas regiões a oeste das baías de Paranaguá e Antonina de direção NE e NNE e contatos marcados por reentrâncias entre as porções mais baixas entre áreas montanhosas (oeste e norte Baía de Guaraqueçaba e sul da Baía de Paranaguá). O relevo da PL apresenta 90% de sua área com relevo suave e suave ondulado desenvolvido sobre os sedimentos marinhos da costa paranaense, e apenas 10% com relevo ondulado ocorrentes nas áreas de contato com a SM, diques e morros (Figura 35). Em praticamente toda a extensão da PL observam-se cristas formadas por diques de diabásio e *inselbergs* formados por remanescentes geomórficos compostos por rochas do embasamento (Figura 36A e 36B).

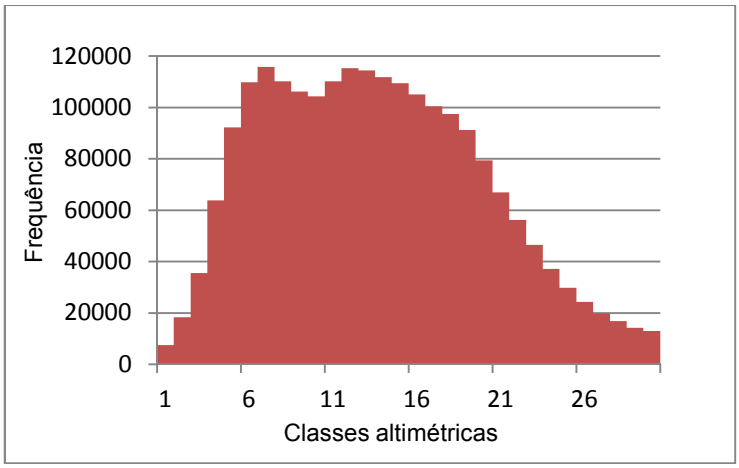


Figura 34: Histograma de frequência altimétrica da Planície Litorânea.

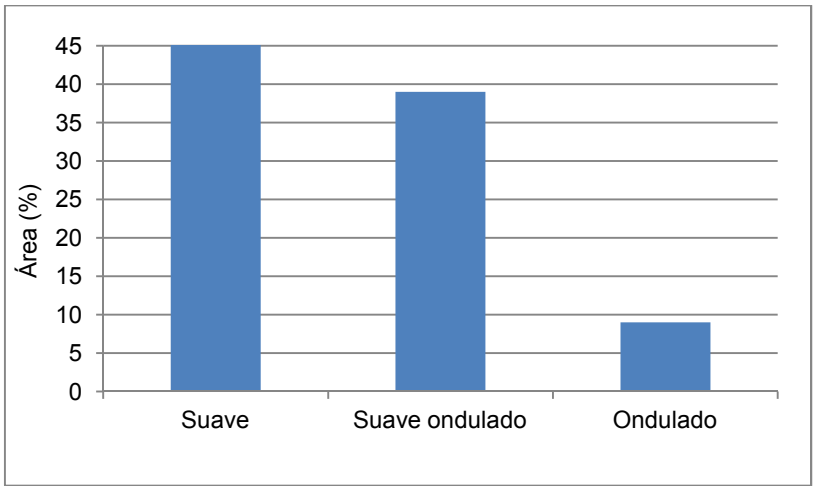


Figura 35: Percentual de área em cada classe de relevo na Planície Litorânea.

Figura 36A e B: Vistas da Planície Litorânea no Domínio Paranaguá.

7.2 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Foram definidas nove unidades geomorfológicas caracterizadas por zonas de relevo homólogo. Esses compartimentos foram definidos com o uso dos parâmetros geomorfométricos obtidos a partir de MDEs, interpretação em imagens de satélite e dados primários e secundários da geomorfologia e da geologia regional (Figura 37).

O compartimento coincidente com a PL apresenta relevo plano desenvolvido sobre os sedimentos que cobrem os blocos abatidos do embasamento Neoproterozoico e compreende praticamente todo o litoral paranaense. O substrato rochoso subjacente apresenta-se segundo Castro (2008), Souza (1995) e Souza *et al.* (1996) limitado por zonas de falhas normais de direção NW-SE preenchidas por diques de diabásio e reativadas no cenozoico. No modelo proposto por esses

autores é reafirmada a disposição ao colapso gravitacional da região durante a instalação do SRCSB e a posterior cobertura sedimentar marinha e fluvial. Este compartimento foi denominado de **Planície Litorânea - zona colapsada coberta por sedimentos fluviais e marinhos** e compreende segundo Angulo (2004) as planícies com cordões litorâneos, as planícies paleoestuarinas do Pleistoceno Superior e Holoceno, as dunas frontais do Holoceno e planície de maré, fundos rasos, deltas de maré, depressões intercordões e praias atuais.

As cristas de direção NW e os *inselbergs existentes n*a PL constituem o compartimento de menor homogeneidade na área estudada, ocorrendo em algumas áreas de contato da PL com a SM e pontualmente na PL. A principal forma de relevo identificada são as cristas alongadas determinadas pelos diques, e secundariamente, os morros constituídos por blocos aparentemente alçados do embasamento. Este compartimento indica a heterogeneidade nas profundidades do embasamento, a exemplo das observações de Castro (2008) que identificou altos e baixos estruturais no Gráben de Paranaguá (Alto Estrutural de Canoas e os baixos estruturais de Albatroz e Shangri-lá). Este compartimento foi denominado de **Morros isolados e cristas alongadas intraplanície - Blocos alçados e morros alinhados.**

A deposição continental do material erodido da SM permite identificar diversos depósitos isolados ou coalescentes na área estudada, em especial nas regiões de contato da PL com os morros e cristas alongadas intraplanície. O caráter continental dos depósitos permitem a identificação de unidades compostas por sedimentos continentais tais como, Fm. Alexandra do Mioceno Inferior, leques e cones aluviais do Plio-Quaternário e tálus, colúvios e sedimentos fluviais do Quaternário (Angulo, 2004). Grande parte deste compartimento, que foi denominado **Rampas deposicionais - pedimentos e colúvios**, são representados pelos depósitos pedimentares desenvolvidos em clima semiárido descritos por Bigarella e Salamuni (1961).

O relevo da SM pode ser dividido em dois compartimentos, o primeiro foi denominado de **Serra do Mar - morros alongados NW**, onde verifica-se um acentuado controle das formas das montanhas pelos diques de diabásio que formam vales e possibilitam a geração de morros "intra-serras" alinhados segundo a direção NW-SE. Neste compartimento encontram-se os maiores desníveis topográficos da SM. O segundo compartimento da SM, denominado de **Serra do Mar - blocos**

montanhosos possui relevo com direções menos controladas por estruturas NW, apresentando um relevo também estruturalmente controlado, porém com marcante influência das direções NE. Os dois compartimentos possuem a presença de remanescentes geomórficos alçados de paleosuperfícies, escarpas de linha de falhas, facetas triangulares e trapezoidais em áreas próximas aos lineamentos que produzem quebras de relevo. As estruturas de direção NE são as de maior pervasividade regional na conformação do *front* da Serra do Mar e da direção alongada dos corpos graníticos. A articulação tectônica herdada da colagem do Terreno Paranaguá e os corpos graníticos a ela associada definem o arranjo geral das maiores feições geomorfológicas da SM, formadas pelos corpos graníticos e pelos grandes lineamentos de direção NNE e NE. Os rios nos compartimentos geomorfológicos da Serra do Mar são em geral de ordem inferior a três e comumente paralelos aos diques, já os rios de ordem superior a quatro são controlados, normalmente, pelas estruturas de direção NE e ocorrem nas porções mais baixas do relevo, funcionando comumente como nível de base local na área drenada pela bacia hidrográfica litorânea.

No PPP foram identificados três compartimentos geomorfológicos, o primeiro foi denominado genericamente de **Planalto Dissecado do Alto e Médio Ribeira - planaltos dissecados**, pois compreende parte do Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, o Planalto de Curitiba e do Planalto do Complexo Gnáisso-Migmatítico, definidos no mapeamento geomorfológico do Paraná (SANTOS *et al*. 2006). Este compartimento possui alto nível de dissecação do relevo e é coalescente a praticamente toda a porção centro-norte da SM. O rio Ribeira drena todo o compartimento Planalto Dissecado do Alto e Médio Ribeira, além de parte da região norte de Curitiba e da face ocidental da SM. A abertura do vale do Ribeira no Mioceno Inferior e as reativações cenozoicas de estruturas pré-cambrianas são os principais eventos promotores de condições favoráveis ao alto nível de dissecação deste compartimento.

O compartimento **Planalto de Curitiba - planalto dissecado do Alto Iguaçu** corresponde praticamente aos mesmos limites da unidade morfoestrutural homônima definida no mapeamento geomorfológico do Paraná. Segundo Santos *et al.* (2006) o principal evento associado à formação desse compartimento é a sedimentação controlada por uma tectônica recente que permitiu a formação de

grábens e semigrábens, com preenchimento continental de idade miocênica e holocênica. Estão presentes neste compartimento vários remanescentes geomórficos da Superfície Alto Iguaçu (Pd2) comumente no rebordo da SM, e em menor proporção, observa-se também, nas áreas mais elevadas da Bacia Sedimentar de Curitiba, remanescentes da Superfície de Curitiba (Pd1).

O compartimento de menor extensão espacial é o correspondente aos **Blocos soerguidos do Primeiro Planalto - morros isolados**, representado por corpos graníticos relacionados à granitogênese desenvolvida na fase de alívio pós-colisional da colocação do Terreno Paranaguá. São basicamente dois corpos alongados segundo a direção NNE-SSE que se destacam na paisagem do PPP. O granito Anhangava a norte e as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Guaratubinha a sul compõem este compartimento.

Marent (2011) ao investigar a evolução do relevo na região do entorno da Baía de Antonina, por meio do método de isótopo cosmogênico Be, observou que as taxas desnudacionais de longo-termo no lado oceânico da Serra do Mar é ~ 2,4 vezes mais agressiva do que nas bacias do lado oeste (vertentes continentais). Os dados obtidos pelo autor também indicam uma desnudação diferencial entre os granitos (Província Graciosa) e os migmatitos (Complexo Atuba), sendo os litotipos considerados o principal fator controlador das taxas de desnudação de pequenas bacias de drenagem, enquanto, regionalmente, a diferença de nível de base é considerada a principal determinante da diferenciação erosiva entre os litotipos.

Legenda:

- Rampas deposicionais - pedimentos e colúvios
- Planície Litorânea - zona colapsada coberta por sedimentos fluviais e marinhos
- Morros isolados e cristas alongadas intra-planície - Blocos alçados e morros alinhados
- Blocos soerguidos do Primeiro Planalto - morros isolados
- Planalto Dissecado do Alto e Médio Ribeira - planaltos dissecados
- Planalto de Curitiba - planalto dissecado do Alto Iguaçu
- Serra do Mar - blocos montanhosos
- Serra do Mar - morros alongados NW

Figura 37: Compartimentação geomorfológica.

8. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

8.1 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS – GEOMETRIA EM IMAGENS

Os lineamentos estruturais obtidos por meio de interpretação em imagens de satélite e MDEs foram “filtrados” para representar estruturas condizentes com a escala 1:50.000 ou menor. Para a análise estatística dos dados foram gerados diagramas de rosetas a fim de representar os dados para toda a área estudada, por domínio morfoestrutural e das bacias hidrográficas do Iguaçu, Ribeira e Atlântica.

Os lineamentos interpretados em toda a área estudada estão representados no diagrama de rosetas da figura 38, o qual apresenta as direções preferenciais entre N50°-70°W e N15°-65°E. A direção NW-SE é marcada principalmente por diques de diabásio (Figura 39) e secundariamente por grandes estruturas identificadas em escala regional e de afloramentos.

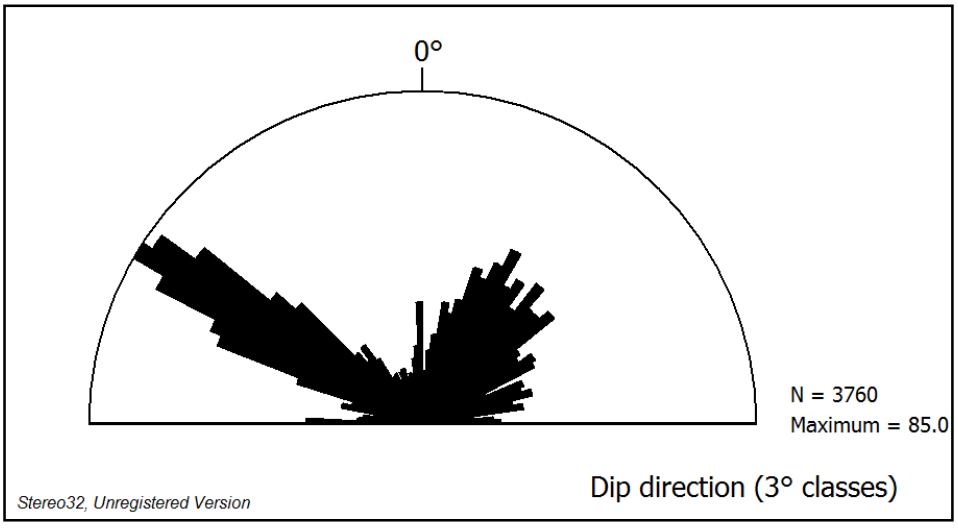


Figura 38: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da área estudada.

Os lineamentos estruturais presentes no quadrante NW representam 50% do total de lineamentos verificados na área de estudo, sendo 5% do total representado por lineamentos N-S (0°-5°W), 88% NNW (6°-70°W), 2% NW (71°-85°W), e 5% EW (86°W-90°N).

Os lineamentos NE-SW possuem maior dispersão, com concentração das direções preferenciais variando entre N15°-65°E. Os principais sistemas de falhas que determinam essas direções regionalmente são as zonas de cisalhamento Alexandra, Cubatãozinho, Serra Negra presentes no Terreno Paranaguá, e diversas falhas relacionadas ao Sistema Serrinha-Rio Palmital (Lineamentos Morretes) e Piên. Os lineamentos NE-SW representam os demais 50% dos lineamentos da área de estudo, sendo 5% do total representado por lineamentos N-S (0°-5°E), 82% NNE (6°-70°E), 10% NE (71°-85°E), e 3% EW (86°W-90°N).

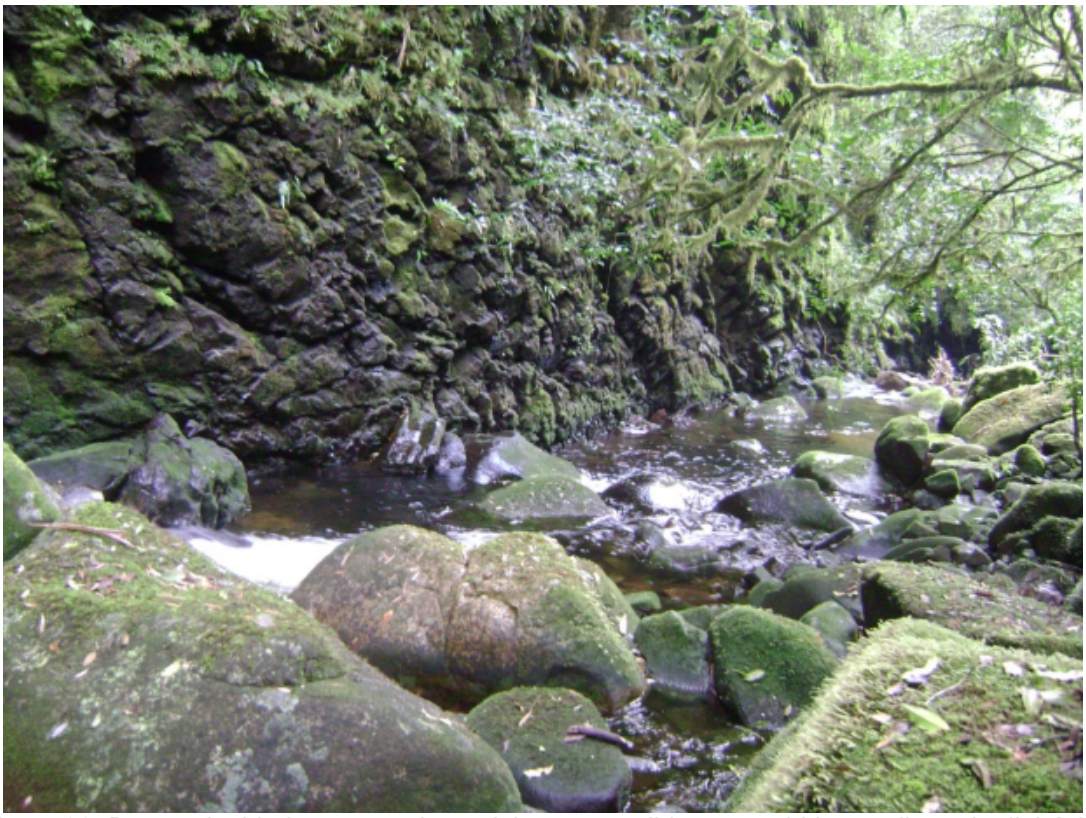


Figura 39: Descontinuidade estrutural, parcialmente erodida, preenchida por dique de diabásio aproveitada pelo canal de drenagem (vale fluvial).

Os lineamentos N-S apresentam praticamente as mesmas porcentagens em ambos os quadrantes, refletindo certa homogeneidade das estruturas observadas segundo essa direção. Da mesma forma, os lineamentos E-W possuem porcentagens iguais nos dois quadrantes considerados e a exemplo dos lineamentos N-S uma concentração específica próxima ao seu limite ótimo de ocorrência. As

direções NNE e NNW, possuem percentagens próximas em seus intervalos de ocorrência, pois enquanto o primeiro representa 82% do total dos lineamentos do quadrante NE, o segundo representa 91% dos lineamentos do seu quadrante. Os lineamentos de direção NE e NW, diferente do que se verifica em relação aos de direções NNE e NNW, possui diferenças consideráveis, pois, enquanto as direções NE concentram 10% dos lineamentos, a direção NW abriga apenas 2%.

Outra característica abordada em relação aos lineamentos estruturais diz respeito às direções preferenciais em função de seu tamanho/pervasividade regional. Para registro desta diferença foram gerados diagramas de rosetas para os lineamentos com até 5 km, entre 5 e 10 km, entre 10 km e 20 km e maiores que 20 km de comprimento (Figura 40). Os lineamentos com comprimento menor que 5 km representam 86% do total de lineamentos, e indicam direções preferenciais semelhantes às verificadas no diagrama de rosetas que englobam a totalidade dos dados da área. Da mesma forma os 411 lineamentos (11%) com comprimentos entre 5 e 10 km, apresentam direções condizentes com a direção dos diques e das principais falhas regionais, destacando-se a presença de uma concentração N-S no diagrama dos lineamentos entre 5 – 10 km.

Os lineamentos com comprimentos entre 10-20 km e maior que 20 km abrangem respectivamente apenas 4 e 1% dos lineamentos e apresentam direções preferenciais NE e secundariamente NW. No diagrama que representa os lineamentos maiores que 20 km destaca-se a ocorrência de lineamentos com direções próximas E-W.

Os lineamentos estruturais presentes na Serra do Mar (SM) são as maiores feições geomórficas, estruturalmente condicionadas, nas rochas graníticas que formam os altos topográficos da SM. Baseado em Cury (2009) e Kaul & Cordani (1994), entre outros, admite-se dois eventos de granitogênese (Figura 41). O mais antigo é correlato à colocação do Terreno Paranaguá e o segundo, mais recente, compõe a Província Serra da Graciosa. Embora todos os corpos graníticos tenham idades relativamente próximas e evolução geomorfológica cenozoica semelhantes, suas posições desalinhadas, balizadas por grandes estruturas, motivaram a análise em cada uma das províncias graníticas da Serra do Mar.

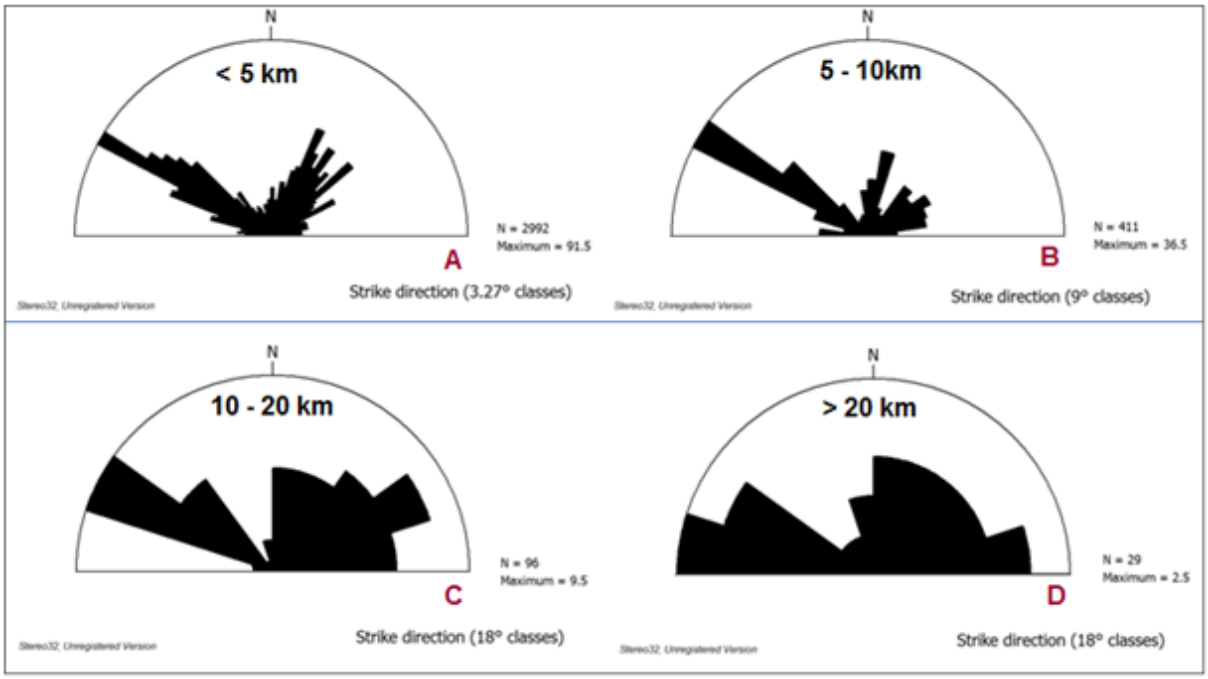


Figura 40: Diagramas de rosetas das direções dos lineamentos estruturais de diferentes comprimentos na área de estudo.

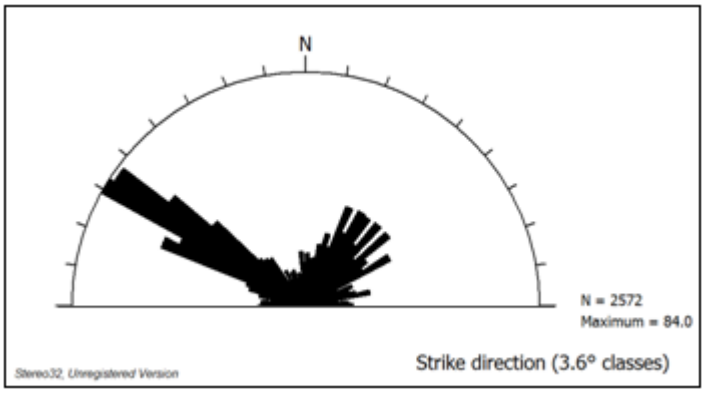


Figura 41: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da área da Serra do Mar.

Os 1.354 lineamentos estruturais que cortam os granitos da Serra do Mar têm direção preferencial entre N45-65W, condizentes com a direção preferencial dos diques. Os lineamentos de direção NW-SE representam 60% do total de lineamentos identificados, e formam normalmente vales alinhados segundo essa direção. Os lineamentos NE-SW apresentam direções bastante variadas, com incipiente predomínio das direções entre N10-40 E (Figura 42A).

Os 961 lineamentos presentes nos granitos correlatos à colocação do

Terreno Paranaguá apresentam direções preferenciais entre N50°-70°W. Possuem 60% de sua ocorrência total entre as direções NW-SE, determinados fortemente pelas direções dos diques. Os lineamentos NE apresentam direções preferenciais entre as direções N20°-25°E, localizados principalmente na porção a sul da Baía de Paranaguá, pervasivos nas Suítes Canavieiras-Estrela e Morro Inglês (Figura 42B).

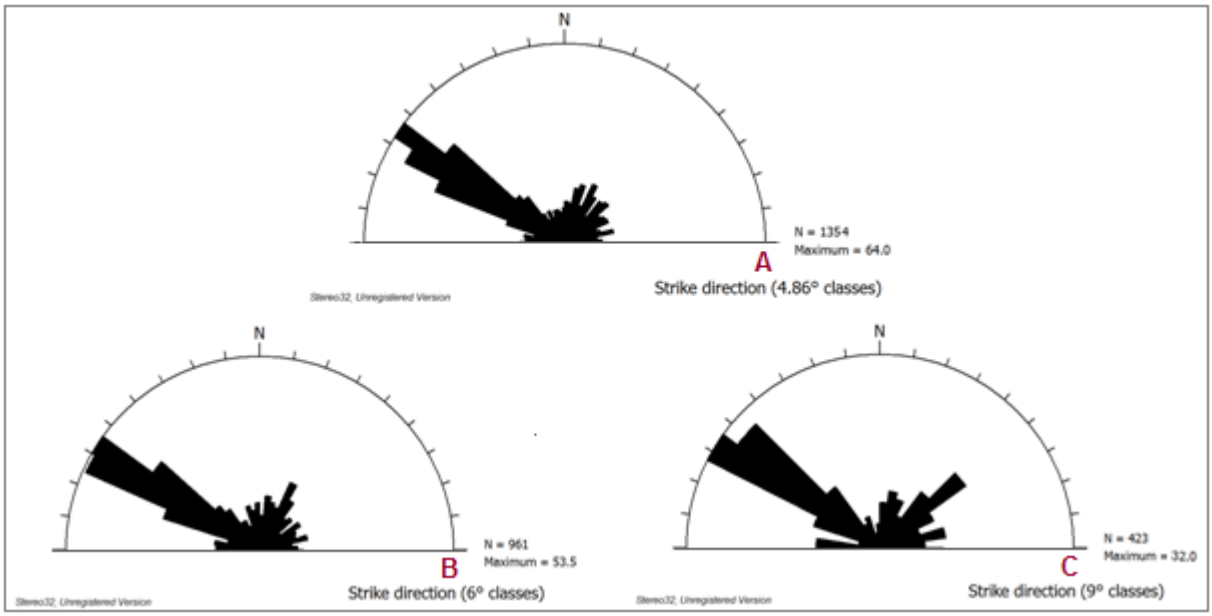


Figura 42: A – Diagramas de rosetas das direções dos lineamentos estruturais presentes nos granitos da SM; B – Dos granitos do Terreno Paranaguá; C - Dos granitos da Província Graciosa.

Nos granitos da Província Graciosa, que constituem a porção oeste da Serra do Mar, foram identificados 423 lineamentos estruturais, dos quais 55% possuem direções NW-SE. Direções próximas a N40°-50°W são as direções preferenciais, determinadas pelas direções dos diques. Os lineamentos NE apresentam direções preferenciais entre as direções N35°-45°E, localizados principalmente na porção a nordeste da área, e são determinados por falhas em geral de comprimentos quilométricos (Figura 42C). Os planos escalonados da figura 43A, com atitudes médias N35E/88NW, que formam “degraus abatidos” abertos com caimento aparente para SE, são exemplos de áreas com grande penetratividade desses lineamentos. Em escala de afloramentos são observados planos abertos que formam valas com cerca de 1,6 m de largura e 2 m de profundidade preenchidos por material detrítico e solos, aparentemente relacionados a um evento de deformação

transtracional (Figura 43B e 43C).

A figura 44 apresenta um plano de falha de direção N40E/88SE no Pico Caratuva, que, se projetado no espaço, corresponde aos planos que cortam o Pico Paraná nesta mesma direção. Regionalmente, os planos possuem a mesma direção geral do balizamento leste do *front* da Serra do Mar que promovem os principais desníveis altimétricos da SM (Figura 45).

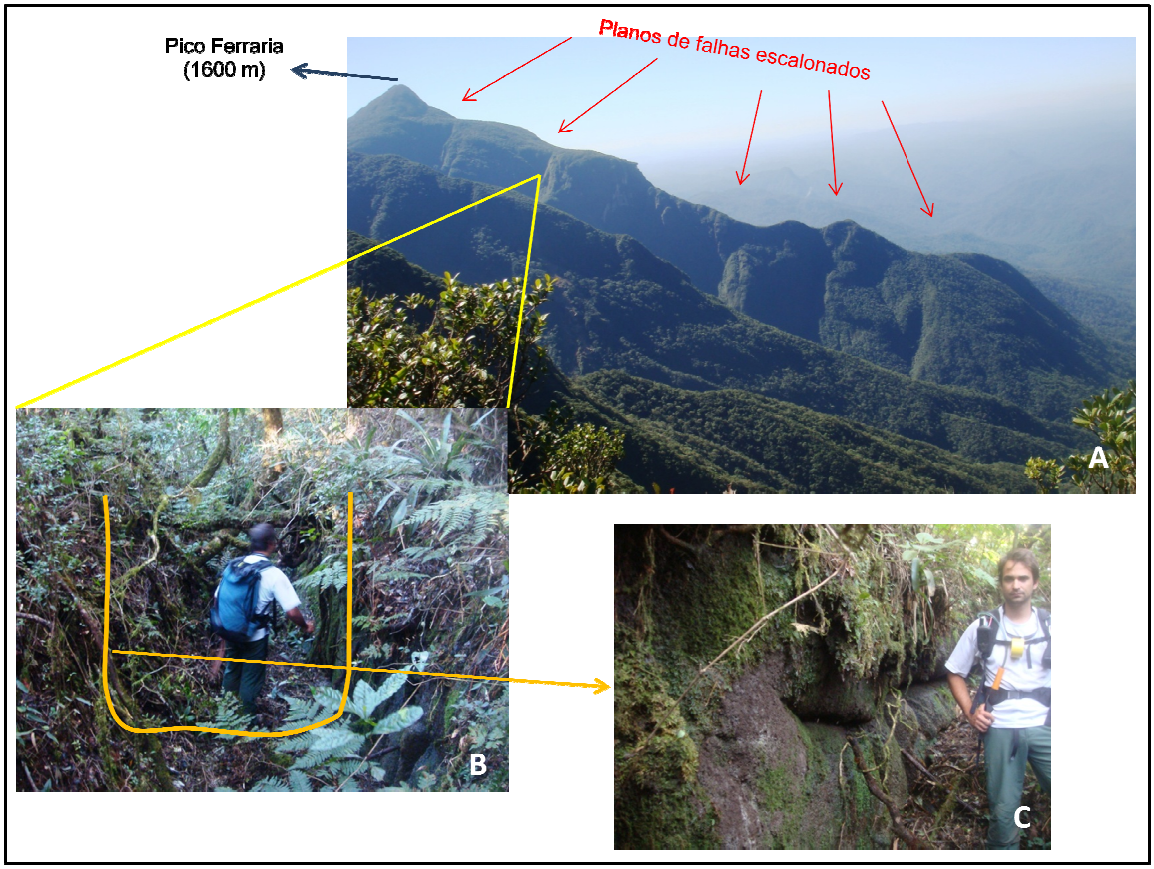


Figura 43: A - Planos aparentemente escalonados (de direção NE-SW) no Pico Ferraria; B – Plano aberto; C – detalhe de uma das paredes plano.

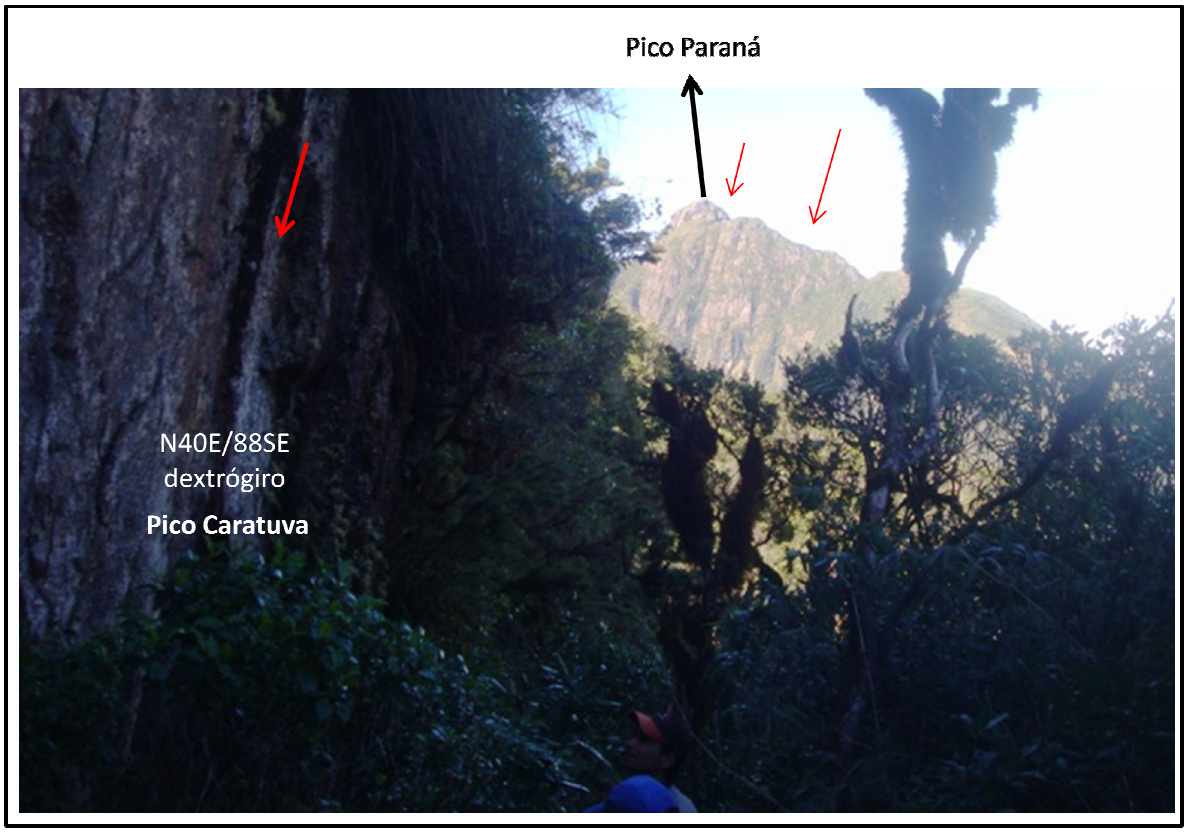


Figura 44: Plano de falha (de direção NE-SW) identificado no Pico Caratuva e Pico Paraná.

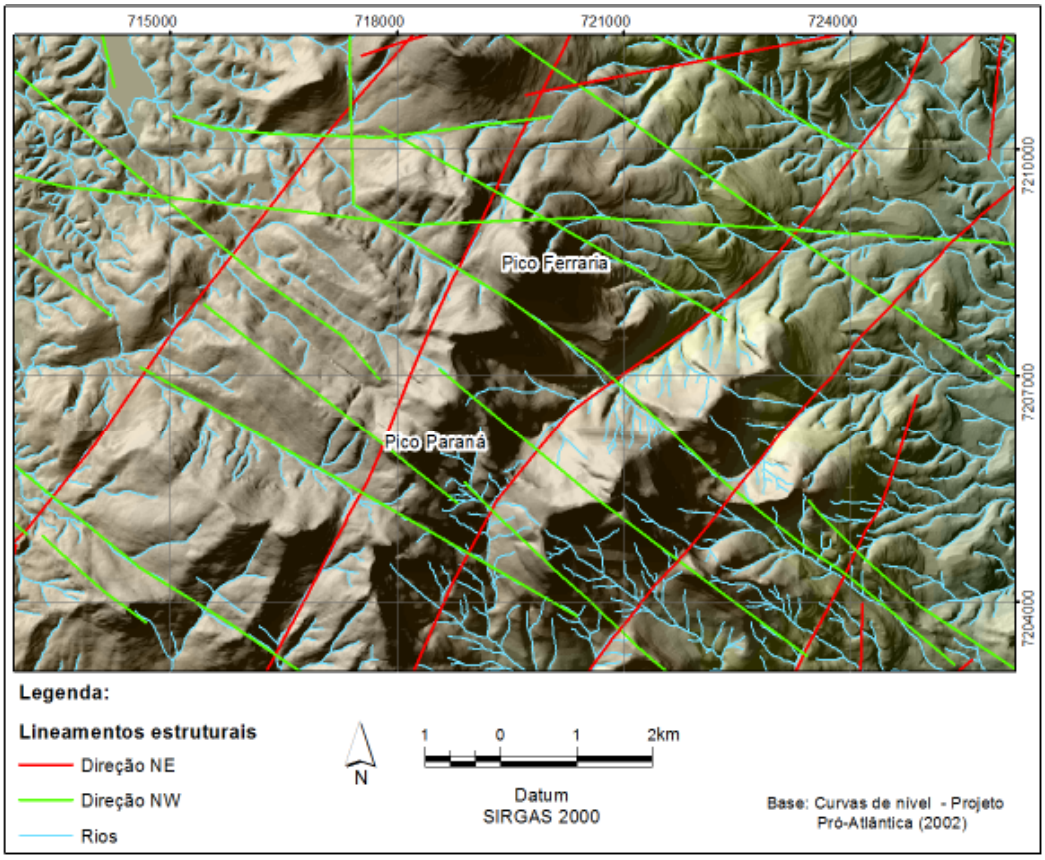


Figura 45: Lineamentos estruturais na Serra do Ibitiraquire.

8.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS – DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

A análise dos lineamentos estruturais foi realizada também na área dos quatro domínios morfoestruturais (Domínio Antonina que abrange 2.001 km^2 na região norte da área; Domínio Morretes que engloba 2.355 km^2 das regiões oeste e sudoeste; Domínio Guaraqueçaba que abrange 1.981 km^2 das porções nordeste e leste e Domínio Guaratuba que abrange 1.421 km^2 da região sudeste).

Embora a complexa geomorfologia da SM dificulte a delimitação de zonas homólogas, pode-se identificar nos domínios orientais (Guaraqueçaba e Guaratuba) o predomínio de preenchimentos sedimentares cenozoicos que formam a Planície Litorânea, morros isolados e serras pronunciadas que não limitam a Planície Litorânea e o Primeiro Planalto Paranaense. Nos domínios ocidentais predominam as serras montanhosas que compõem a Serra do Mar e, pontualmente, escarpas em degrau que limitam o contato com rebordo do Primeiro Planalto.

Os limites estruturais que dividem os domínios morfoestruturais seguem a direção próxima NE-SW, em concordância com a disposição das escarpas da Serra do Mar, e são determinados a norte da Baía de Paranaguá por lineamentos regionais quilométricos (Zona de Cisalhamento Serra Negra e Falha de Piên) e a Sul pela Zona de Cisalhamento (ZC) Cubatãozinho. O segundo limite dos domínios morfoestruturais é definido pelo limite NE da porção mais pronunciada do Arco de Ponta Grossa. Esses limites foram determinados principalmente com base no mapa magnético do Escudo Paranaense (Figura 46) e secundariamente em interpretação em imagens SRTM.

A análise regional dos lineamentos estruturais nos domínios morfoestruturais Antonina, Morretes, Guaraqueçaba e Guaratuba indica especificidades nas direções preferenciais dos lineamentos em cada domínio (Figura 47).

O Domínio Morfoestrutural Antonina (DMA), no setor NE da área de estudo é cortado por 468 lineamentos estruturais, com direções entre N45°-60°W, condizentes com as direções dos diques de diabásio mesozoicos que cortam toda a área, e por falhas NE que cortam maciços graníticos e o embasamento. As direções NE possuem duas pequenas concentrações entre N40°-45°E e N15°-25°E, a

primeira influenciada pelas direções das falhas NE (porção leste deste domínio) e a segunda verificada principalmente nos maciços graníticos da Província Graciosa. Ainda que haja uma recorrência pronunciada dos lineamentos de direção NW, observa-se uma distribuição semelhante dos lineamentos no DMA, ocorrendo 50% com direção NE e 50% com direção NW. Embora as direções NE apresentem o mesmo percentual de ocorrência das estruturas NW sua ocorrência aparenta uma menor pervasividade, possivelmente determinada pelo fato de os linemantos Morretes e Piraquara-Ferraria (porção central) e pelas zonas de cisalhamento Piên e Serra Negra no (limite leste) serem menos penetrativas regionalmente do que o enxame de diques mesozoicos (tabela 2 e Figura 48).

O Domínio Morfoestrutural Morretes (DMM), possui 1.105 lineamentos estruturais, sendo 60% com direções NW. A concentração entre as direções N45°-65°W (60% dos lineamentos) permite verificar a importância dos diques de diabásio na paisagem nesse setor da Serra do Mar, principalmente na porção central do DMM e na formação de vales profundos nos granitos, exceto em sua porção sul (Granito Morro Redondo). Na região sul da área destaca-se a direção próxima N15W da zona de cisalhamento do Palmital que juntamente com os diques determina as direções NW do DMM. Os outros 40% dos lineamentos, com direções NE, distribuem-se praticamente de forma anisotrópica, com uma pequena concentração entre as direções N20°-25°E, que cortam principalmente os granitos da Província Graciosa e da Suíte Canavieiras-Estrela e são determinados pelas Zonas de cisalhamento Alexandra e Cubatãozinho.

O Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba (DMG), que abrange a porção NE da área, é o único que apresenta o predomínio de lineamentos estruturais de direção NE, que representam 65% do total de lineamentos. As direções de maior concentração estão entre N30°-60°E, e possuem forte influência das direções determinadas pela Zona de Cisalhamento (ZC) Serra Negra e em seu extremo norte pelo lineamento Morretes. A ZC Serra Negra corta o centro do DMG segundo a direção NE-SW balizando a NE o Terreno Paranaguá. As direções NW são verificadas principalmente cortando as porções formadas por rochas do complexo Gnássico-Migmatítico, Serra Negra e Cachoeira no lado ocidental da ZC Serra Negra, onde os complexos apresentam-se com topografia movimentada e cortada

por diques, que determinam a concentração de lineamentos entre as direções N45°-75°W.

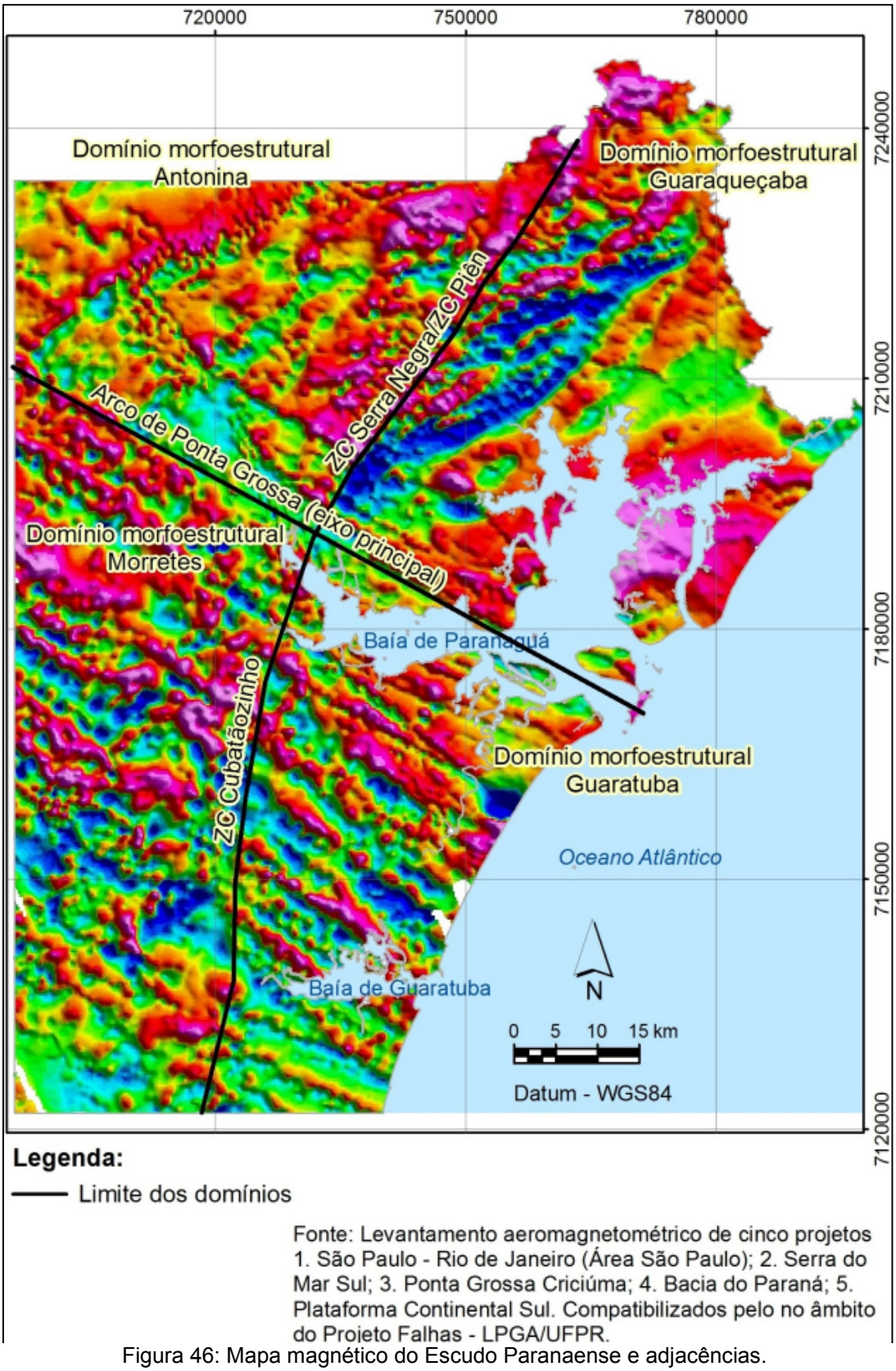


Figura 46: Mapa magnético do Escudo Paranaense e adjacências.

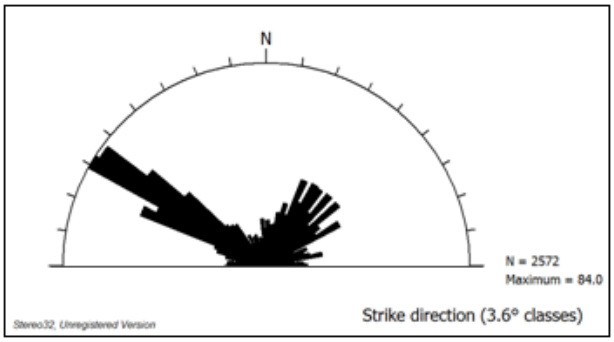


Figura 47: Diagrama de rosetas das direções dos lineamentos estruturais da área da Serra do Mar.

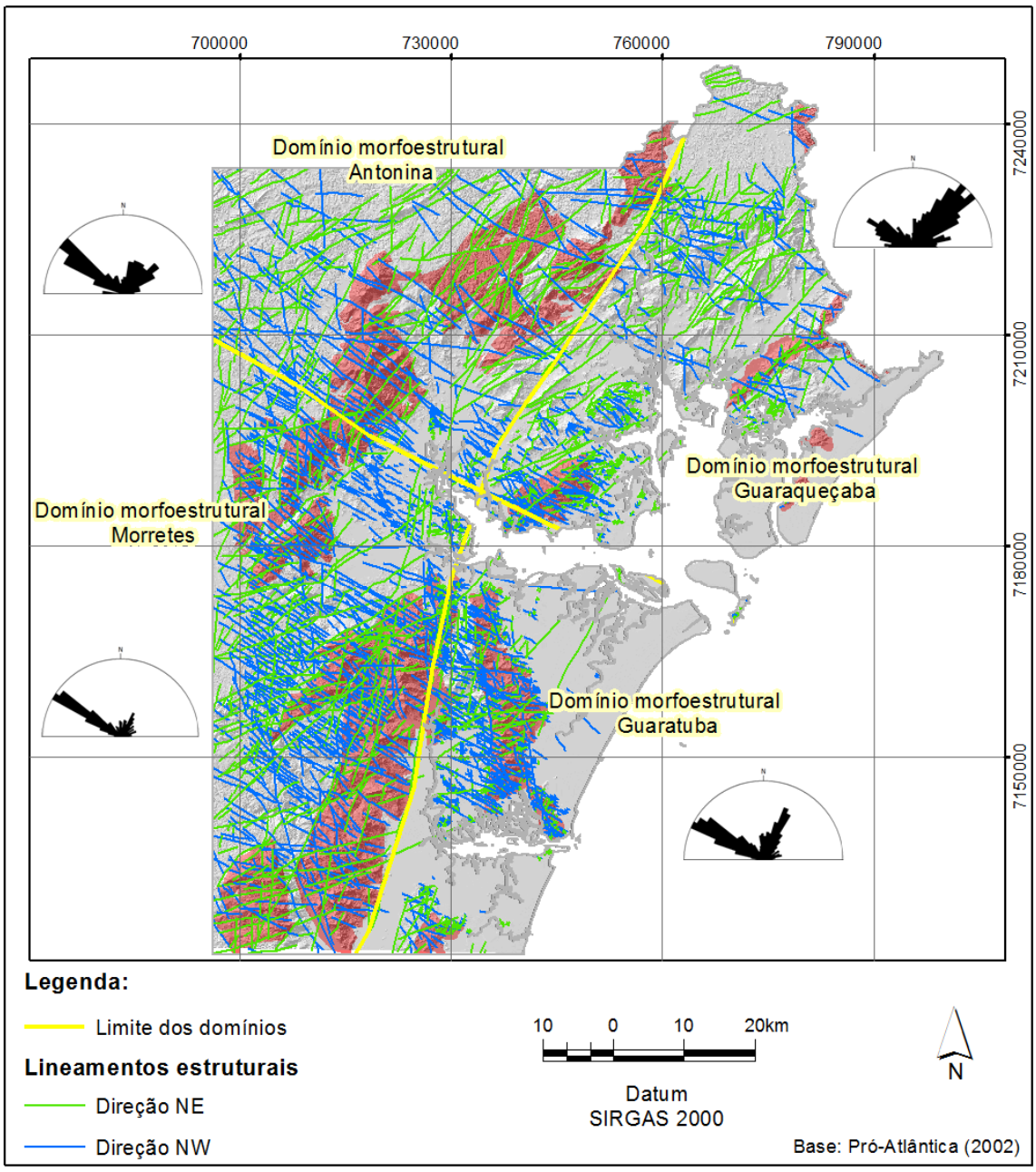


Figura 48: Lineamentos estruturais e diagramas de rosetas das direções dos lineamentos identificados na área de estudo.

As direções dos lineamentos do Domínio Morfoestrutural Guaratuba (DMGt) representam principalmente as direções encontradas nos granitos ocorrentes no terreno Paranaguá e de uma pequena área da Sequência rio das Cobras e do Complexo Gnássico-Migmatítico. A área coberta por sedimentos recentes, embora abranja a maior parte do DMGt, possui poucos lineamentos, formados por raros diques aflorantes e alguns rios de direção NE-SW. O DMGt, assim como os demais domínios possui forte influência dos diques de diabásio, que formam principalmente vales fluviais nos maciços graníticos de direções principais entre N45°-70°W. As direções NE, com concentrações principais entre N10°-30°E, são as que possuem menores ângulos em relação ao norte em todos os domínios morfoestruturais. A proximidade com a ZC Cubatãozinho, de direção próxima N15W, principal falha regional, determina a forte ocorrência dessas direções.

Os diques constituem as estruturas de maior pervasividade regional em todos os domínios morfoestruturais e determinam o principal conjunto de vales e cristas alinhados na Serra do Mar como um todo. Já as direções das falhas e fraturas de direção NE, e secundariamente NW, possuem características particularidades em cada um dos domínios, determinando características que permitem a distinção dos quatro domínios morfoestruturais.

A área definida como Serra do Mar e Serra do Mar - Morros alongados NW foi considerada para definir a área de abrangência da Serra do Mar na área de estudo (Figura 48). As direções NW abrangem 50% do total de lineamentos da SM, sendo as direções entre N50°-65°W, também determinadas principalmente pelos diques e secundariamente por falhas. As direções dos lineamentos NE variam consideravelmente. Predominam as direções N20°-60°E, provavelmente afetada por vários eventos de deformação.

Tabela 2: Quantidade e direções dos lineamentos estruturais nos domínios morfoestruturais

Domínio Morfoestrutural	Quantidade de lineamentos	Direção NW	Direção NE
Antonina	468	50%	50%
Morretes	1105	60%	40%
Guaraqueçaba	1066	35%	65%
Guaratuba	1106	55%	45%

8.3 PADRÕES DE DRENAGEM

Foram identificados oito padrões de drenagem na área estudada, definidos regionalmente na escala 1:130.000. Os padrões característicos de áreas com intensa influência de estruturas geológicas na determinação da rede de drenagem abrangem 59,3% da área e são representados pelos padrões: angular, paralelo, treliça, retangular, treliça direcional e subparalelo. Esses padrões são verificados principalmente na área de ocorrência dos granitos e secundariamente nas rochas do Complexo Serra Negra (Domínio morfoestrutural Guaraqueçaba). Os padrões dentrítico e subdentrítico, normalmente associados a áreas com fraco controle estrutural, abrangem 33,9% e estão localizados principalmente sobre as rochas do Embasamento. Em cerca de 6,8% da área não foi possível determinar um padrão definido, principalmente por possuírem modificações para cultivo e drenagem urbana (Quadro 2).

As áreas de ocorrência de padrões dentríticos e subdentríticos estão localizadas, sobretudo, no Primeiro Planalto e na porção central da Serra do Mar no limite oeste da baía de Paranaguá. Já as áreas com os demais padrões distribuem-se por toda a SM, prevalecendo o padrão angular nas porções mais montanhosas. Os padrões paralelo, retangular e treliça estão normalmente associados a áreas de ocorrência de diques intrudidos nos maciços graníticos, que constituem os vales fluviais mais profundos da SM (Figura 49).

Para verificar a adaptação da direção dos rios à orientação das estruturas geológicas foram confeccionados diagramas de rosetas para os canais de diferentes ordens. A partir dos diagramas identificou-se as direções preferenciais dos rios. Porém, a grande quantidade e dispersão dos dados (principalmente dos canais com ordem inferior a quatro) dificultaram a identificação dessa relação, fato que motivou a desconsideração dos diagramas de direções de drenagem com hierarquia inferior a quatro. É importante destacar que as direções expressas pelos diagramas representam as direções médias dos vetores traçados para cartografar os rios. Dessa forma, canais com vários metros ou quilômetros possuem suas direções muitas vezes expressas por vários segmentos (entidades vetoriais) com comprimentos determinados pelo intérprete. Por uma questão de clareza textual é

usada a expressão “direção dos canais”, porém, deve-se ter em mente vários vetores (linhas) de comprimentos variáveis que forma um único canal.

Quadro 2: Percentagem de área de abrangência dos padrões de drenagem identificados na área de estudo.

Padrão	**Área (%)**
Subparalelo	0,5
Treliça direcional	2,6
Retangular	2,9
Treliça	3,1
Sem padrão definido	6,8
Dentrítico	8,6
Paralelo	11,8
Subdentrítico	25,3
Angular	38,4

Área total	
59,3 %	Estruturalmente controlado
33,9 %	Fraco controle Estrutural
6,8 %	Indefinido

A figura 50 apresenta os diagramas com as direções dos canais de ordem superior a dois, das sete ordens identificadas na área de estudo.

As direções dos mais de 53.000 canais de primeira ordem apresentam boa distribuição, com um acúmulo máximo de 495 canais (de primeira ordem) com direção E-W (entre N87°-90°W), direção que representa apenas 3% dos lineamentos estruturais. Embora a direção de maior concentração dos rios de 1ª ordem seja relativamente pequena, parece não haver uma relação direta dessas direções com a direção principal dos lineamentos estruturais.

Os canais de 2ª e 3ª ordem apresentam boa distribuição de suas direções, com um pequeno acúmulo nas direções entre as direções próximas N40°-70°W possivelmente influenciado pelas direções dos diques, e secundariamente por falhas com direções NW-SE. Os canais de 4ª e 5ª apresentam direções NW-SE, um pouco mais pronunciada, embora os canais de 5ª ordem apresentem direções NE-SW mais definidas. Destaca-se em todos os diagramas (até 5ª ordem) um pequeno acúmulo das direções E-W.

Os canais de 6ª ordem apresentam direções melhor definidas, mais frequentes entre NE-SW, destacando-se os intervalos entre N55°-65°E e E-W. As

direções entre N30°-50°W representam as principais direções NW, juntamente com as direções próximas EW. O diagrama da direção dos canais de 7ª ordem apresenta acúmulo expressivo entre N0°-10°W, que representa direções preferenciais N-S, e direção entre E-W (entre N80°-90°E), apresentado certa simetria na distribuição das demais direções.

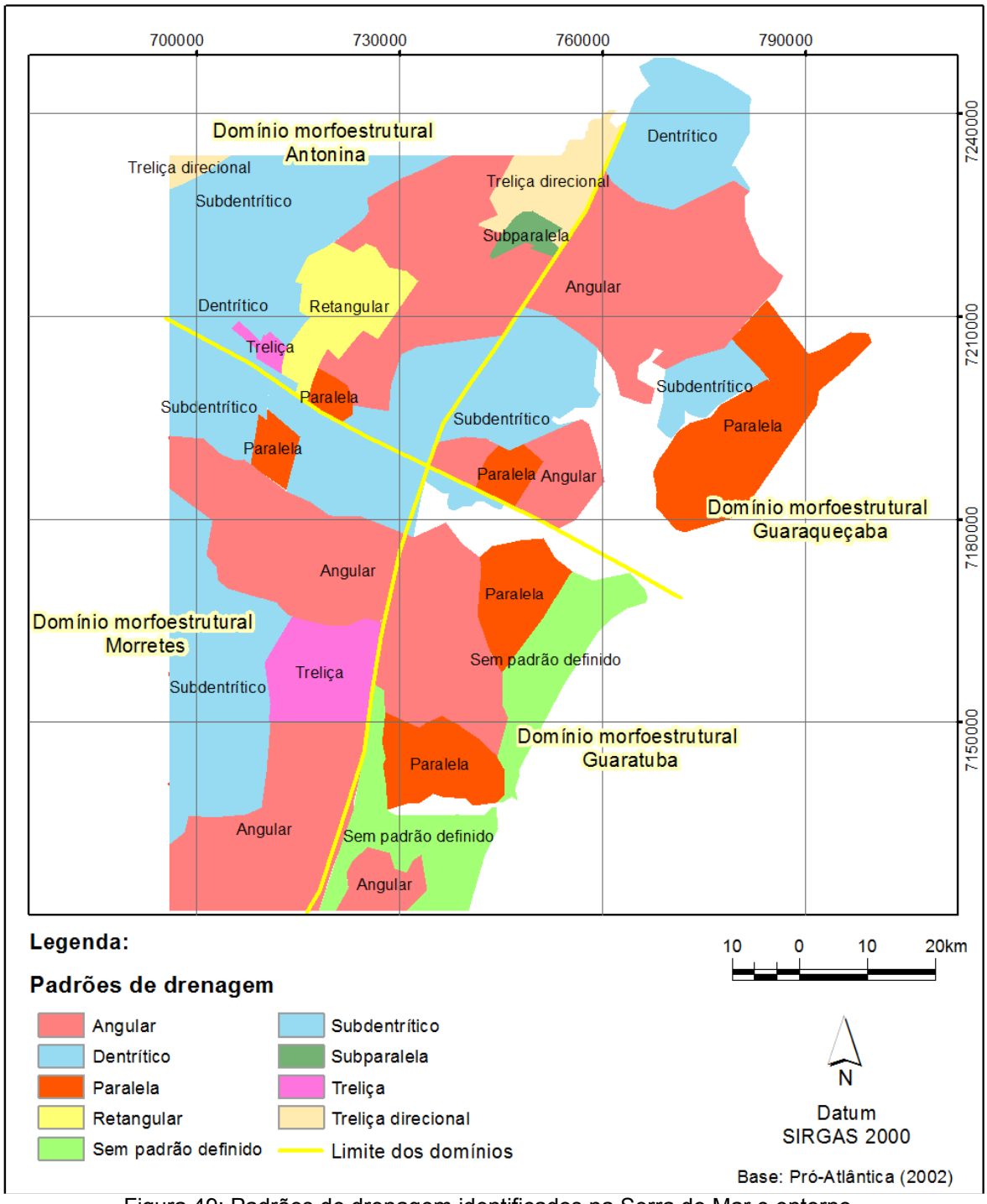


Figura 49: Padrões de drenagem identificados na Serra do Mar e entorno.

Em todos os diagramas da figura 50 observa-se uma recorrente frequência das direções próximas EW, o que permite classificá-la, ao menos nessa escala de análise, como a principal direção acumulada dos canais.

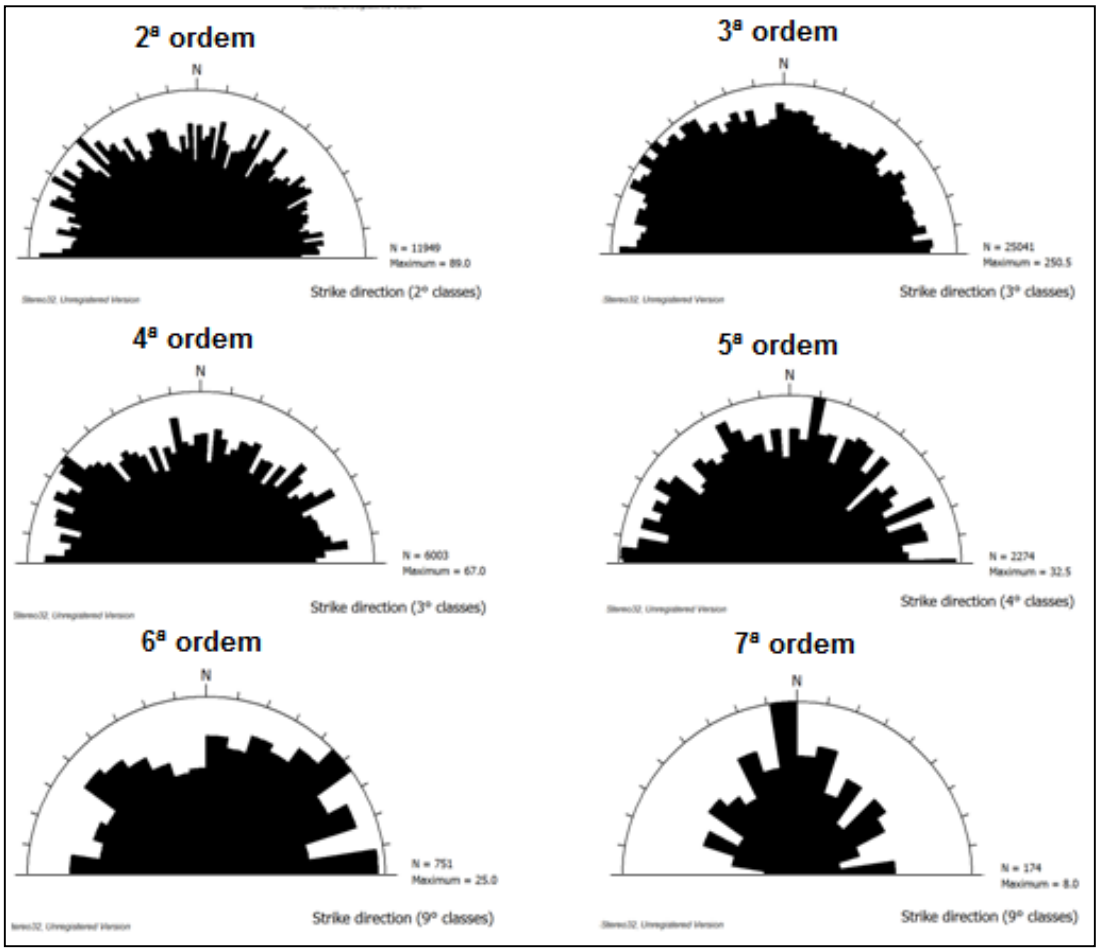


Figura 50: Diagrama de frequência das direções dos canais com ordem superior a dois.

8.3.1 DIREÇÃO DOS RIOS NOS DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

Para a análise das direções preferenciais dos rios na escala de domínios morfoestruturais foram criados os seguintes diagramas de rosetas para cada domínio: direções de todos os rios, direção dos rios por ordem, direção dos rios na área de ocorrência da SM e direção dos rios para cada ordem na área de ocorrência da SM. Desta maneira obteve-se as direções gerais dos canais em cada domínio e a direção dos canais na SM.

(A) Domínio Morfoestrutural Antonina (DMA)

O diagrama obtido com os dados das direções de todos os canais de drenagem do DMA permite verificar a distribuição isotrópica das direções dos 33.337 canais hierarquizados. Há uma concentração relativamente pequena, de 897 entidades vetoriais que representam os canais entre as direções N45°-55°E, que não representa um *trend* bem definido das direções verificadas, porém, coincide com as direções de maior concentração de lineamentos estruturais de direção NW do DMA. As direções verificadas nas 7.454 entidades vetoriais que representam os canais ocorrentes na porção pertencente a SM também não apresentam direções bem definidas, destacando-se as direções entre N45°-55°W condizentes com a principal concentração das direções dos lineamentos NW-SE do DMA e dos lineamentos da SM, coincidentes com as direções dos diques de diabásio mesozoicos que cortam toda a área (Figura 51).

Os canais de primeira ordem do DMA não possuem direções preferenciais bem definidas, ocorrendo concentrações em várias direções NE-SW e NW-SE. Na porção da SM identifica-se uma concentração entre as direções N0°-10°W e N0°-10°E, marcando uma concentração próxima N-S dos canais de primeira ordem. Já os canais de segunda ordem apresentam concentração maior nas direções NW-SE, tanto no total, quanto nos presentes na porção da SM, principalmente entre as direções N30°-60°W. Os canais de terceira ordem também apresentam concentrações mais pronunciadas nas direções NW-SE, entre N30°-50°W, destacando-se os canais na SM que possuem entre N50°-60°W direções mais frequentes. Nos canais de quarta ordem as direções NW-SE (entre N35°-55°W), são as predominantes. As direções dos canais entre N45°-55°W possuem maior frequência acumulada na porção da Serra do Mar. Todos seguindo a direção geral determinadas pelos diques. A exceção são os canais de quinta ordem, que possuem direções preferenciais NE-SW, entre N20°-40°E e N60°-70°E, determinadas pelos linemantos Morretes, Piraquara-Ferraria e pelas zonas de cisalhamento Piên e Serra Negra. Nos canais de quinta ordem na SM, as direções NE possuem concentrações semelhantes ao verificado para o total de lineamentos, destacando-se as direções EW, direção com importante relação neotectônica. Os canais de sexta ordem possuem representatividade somente na porção que não compreende a SM, e concentram suas direções entre N35°-50°W e N45°-55°E sendo influenciada tanto

pelos diques quanto pelas estruturas de direção NE.

(B) Domínio Morfoestrutural Morretes (DMM)

O diagrama de roseta das direções dos canais de drenagem do DMM apresenta boa distribuição dos 36.966 canais identificados, com pequena concentração de direções entre N50°-65°W, semelhante à distribuição e concentração verificada no diagrama que representa as direções dos canais da porção da SM. Em ambas as escalas de análise (domínio e SM), o controle das direções dos canais é determinado pelos diques mesozoicos que condicionam estruturas nesta direção. Tanto as direções totais, quanto as direções verificadas nos canais da área da SM possuem concentração coincidente com as direções de maior concentração das zonas de cisalhamento Alexandra e Cubatãozinho de direção NW-SE (Figura 52).

Os canais de primeira ordem do DMM não possuem direções preferenciais definidas, ocorrem concentrações em várias direções, destacando-se NE-SW e NW-SE nos dois diagramas que representam suas direções. Os canais de segunda ordem possuem maior frequência entre as direções N55°-60°W no diagrama do total e no que representa a porção da SM e concentração entre as direções N60°-65°W nos canais de segunda ordem ocorrentes na SM. Os canais de terceira, quarta e quinta ordens também apresentam concentrações mais pronunciadas nas direções NW-SE, entre N50°-70°W. Os canais de quinta ordem contém concentrações entre N20°-30°W e N0°-10°E e N30°-40°E, mais pronunciadas. Nos canais de sexta ordem prevalecem direções NE, N45°-55°E no diagrama de direções totais, e N55°-70°E na porção da SM. Os canais de sétima ordem possuem representatividade somente na área total, possuem concentração principal entre N0°-10°W e secundariamente entre N45°-55°E.

A direção dos lineamentos estruturais de direção NE-SW tende a ser mais frequente na determinação dos canais com ordem superior a quatro, onde deságuam os rios de terceira ordem, estes (os rios de terceira ordem) apresentam frequentemente vales profundos encaixados sobre os diques que cortam os corpos graníticos da SM. Destaca-se na porção sul do DMM o rio São João, que tem seu

curso encaixado sobre a falha do Palmital com direção N15W, e drena uma ampla área do PPP para a Bacia Litorânea.

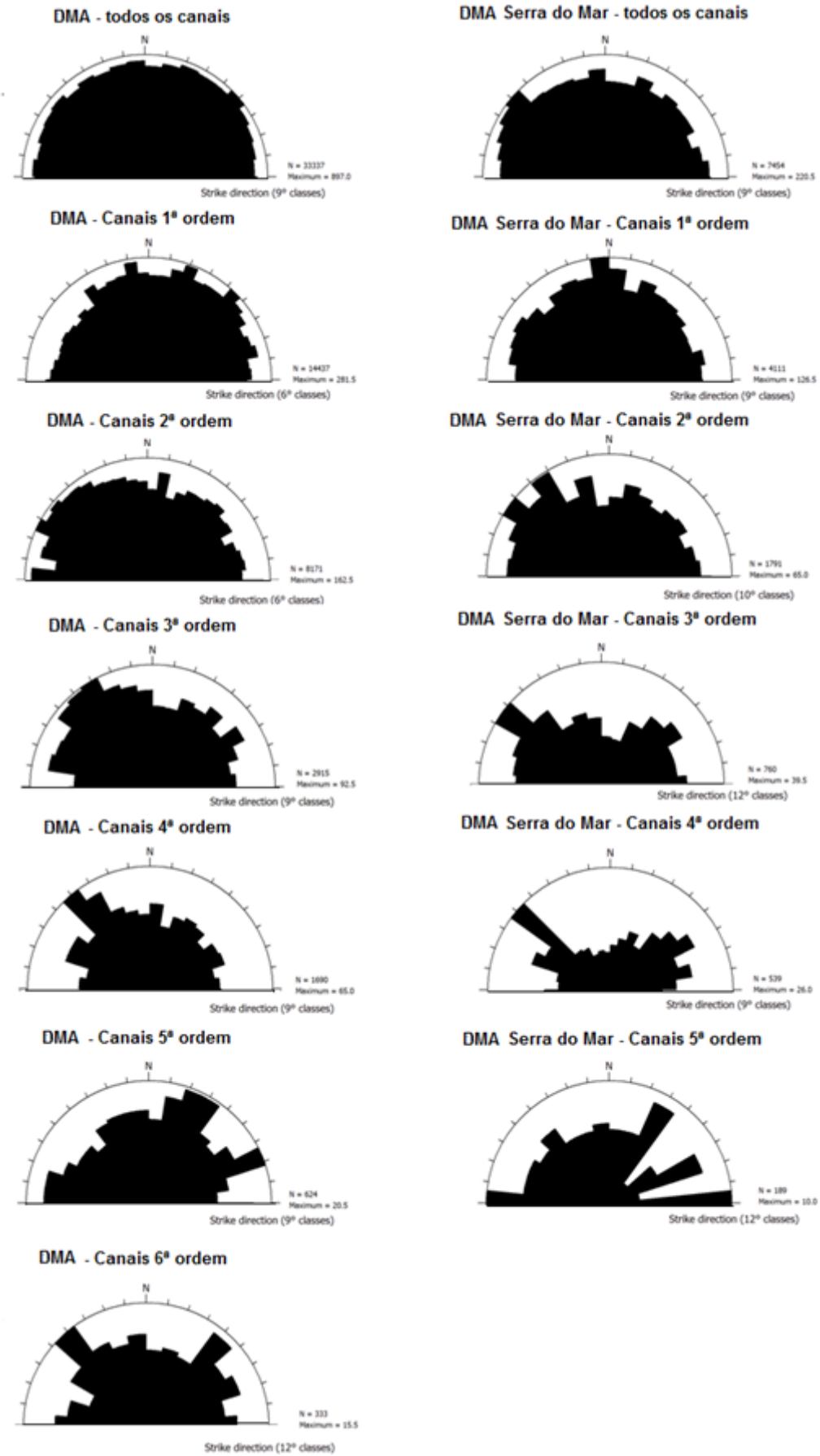


Figura 51: Diagrama de frequência das direções dos rios de diferentes ordens do DMA.

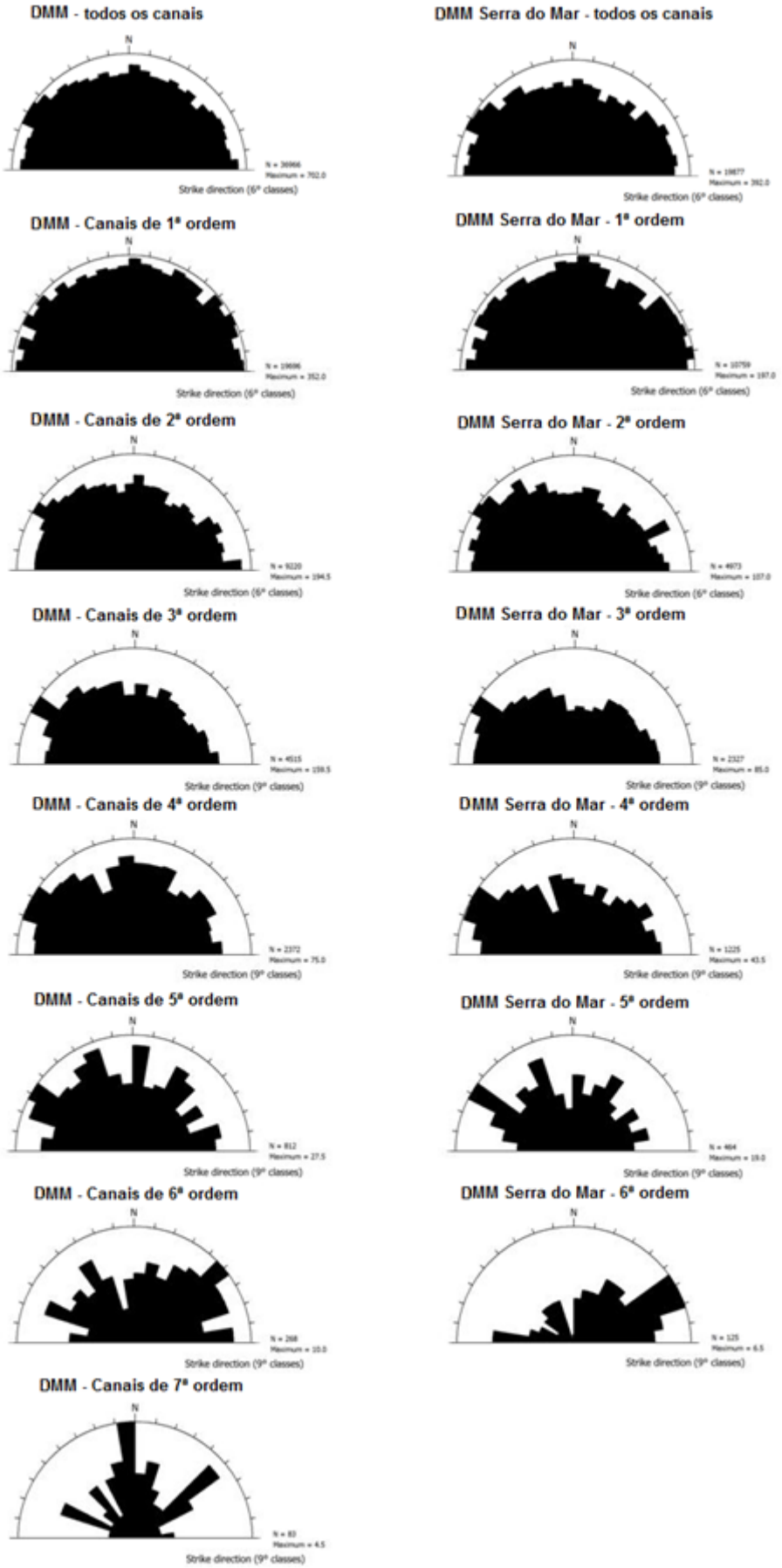


Figura 52: Diagrama de frequência das direções dos rios de diferentes ordens do DMM.

(C) Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba (DMG)

O diagrama das direções acumuladas de todos os canais de drenagem do DMG permite verificar, a exemplo do que ocorre no DMA, uma distribuição isotrópica das direções dos 19.497 canais de drenagem existentes neste domínio. Não ocorrem concentrações expressivas de direções preferenciais. Há apenas uma discreta concentração entre as direções N15°-25°W e NW-SE em relação às de direções NE-SW (Figura 53).

Os diagramas dos canais de primeira e segunda ordem apresentam as mesmas características dos diagramas totais do DMG e da porção da SM, com pequenas concentrações das direções NW. As direções mais próximas N-S, entre N5°-10°W e N0°-5°E, são as de maior representatividade, principalmente nas porções pertencentes a SM. As direções dos canais de terceira e quarta ordem também apresentam concentrações mais pronunciadas de direções NW, entre N60°-70°W nos diagramas confeccionados para os canais de terceira ordem e entre N50°-60°W e entre N90°-90°W nos diagramas de direção dos rios de quarta ordem. Os canais de maior ordem no DMA, representadas por canais de ordem cinco e seis, apresentam direções acumuladas mais representativas NE, destacando-se as direções entre N10°-20°E, e secundariamente destacam-se as direções entre N80°-90°W. Neste domínio as estruturas de direção entre N45°-75°W, determinadas pela ZC Serra Negra, controlam os canais de ordem superior a quatro, enquanto os canais de ordem três possuem direções determinadas pela direção dos diques. Chama a atenção os canais de direção N-S, direção aparentemente aproveitada por canais mais novos e incipientes.

(D) Domínio Morfoestrutural Guaratuba (DMGt)

As direções acumuladas de todos os canais de drenagem do DMGt (10.059 canais) e dos canais ocorrentes na porção da SM apresentam-se semelhantes, sem direções preferenciais definidas, apenas com acúmulos incipientes das direções próximas N-S e superiores a N50W. Os canais de primeira ordem, que representam mais de 50% do total de canais do domínio e da área de

ocorrência da SM, seguem a mesma tendência dos diagramas totais, sem direções bem definidas, apresentando apenas pequenos acúmulos nas direções entre N30°-70°W. As direções dos canais de segunda ordem apresentam-se também com direções preferenciais incipientes, se destacado as direções entre N0°-10°W e N0°-10°E. Os canais de terceira ordem possuem como direções principais às direções próximas E-W. Os canais de quarta ordem possuem as direções preferenciais mais definidas do DMGt e da área de ocorrência da SM, entre N70°-80°W. Os canais de quinta ordem possuem direções definidas, porém variadas, destacando-se na SM e na área do domínio a direções entre N35°-45°W e N35°-45°E. Os rios de sexta ordem são representativos somente na área total do DMGt e apresentam direções preferenciais entre N10°-20°E (Figura 54).

A anisotropia das direções verificadas no DMG reflete possivelmente a sobreposição de eventos tectônicos que deformaram a região norte da Baía de Paranaguá, em especial os canais de direção E-W e N-S, que não aproveitam as estruturas NE e NW aparentemente mais antigas.

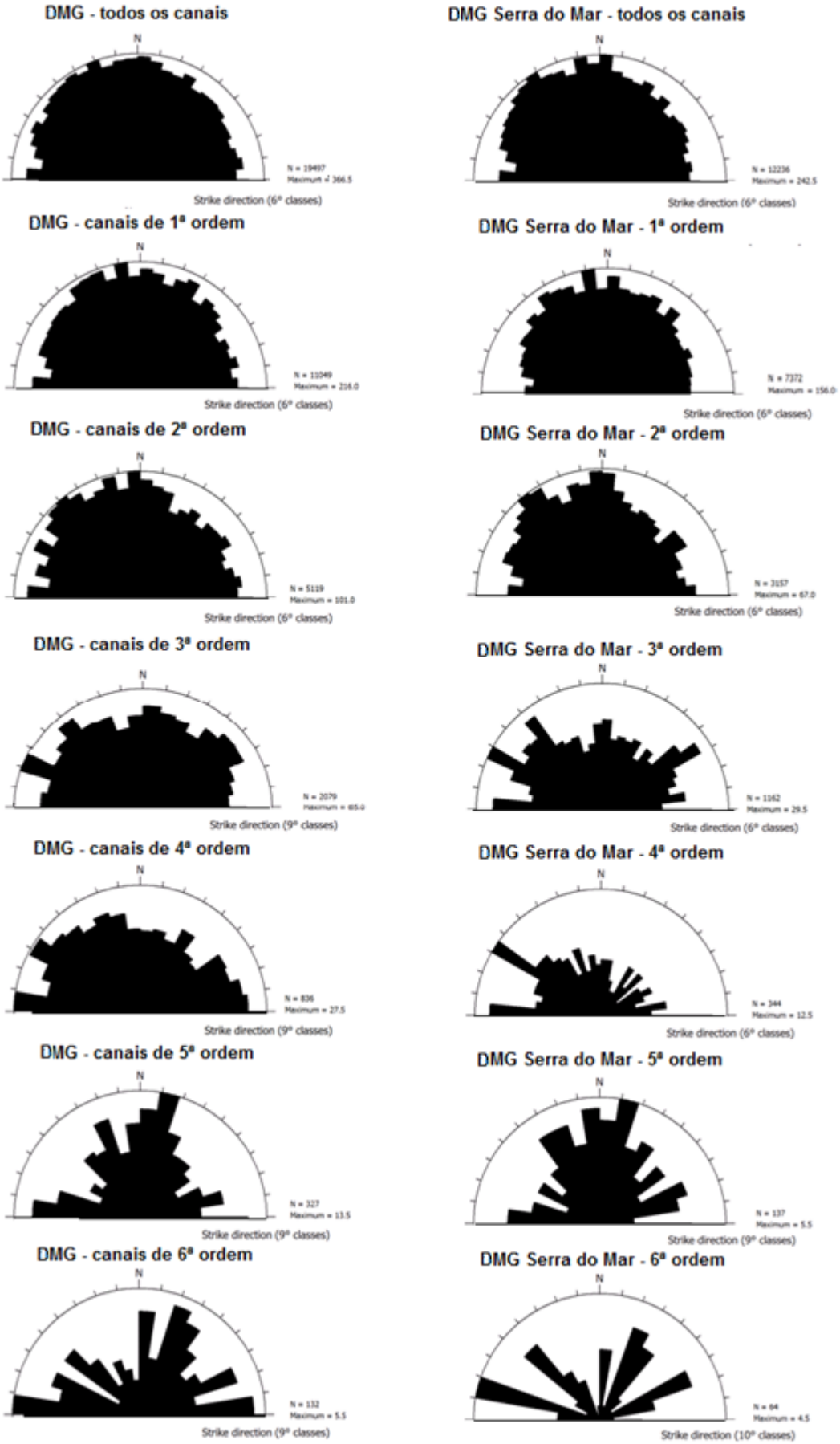


Figura 53: Diagrama de frequência das direções dos rios de diferentes ordens do DMG.

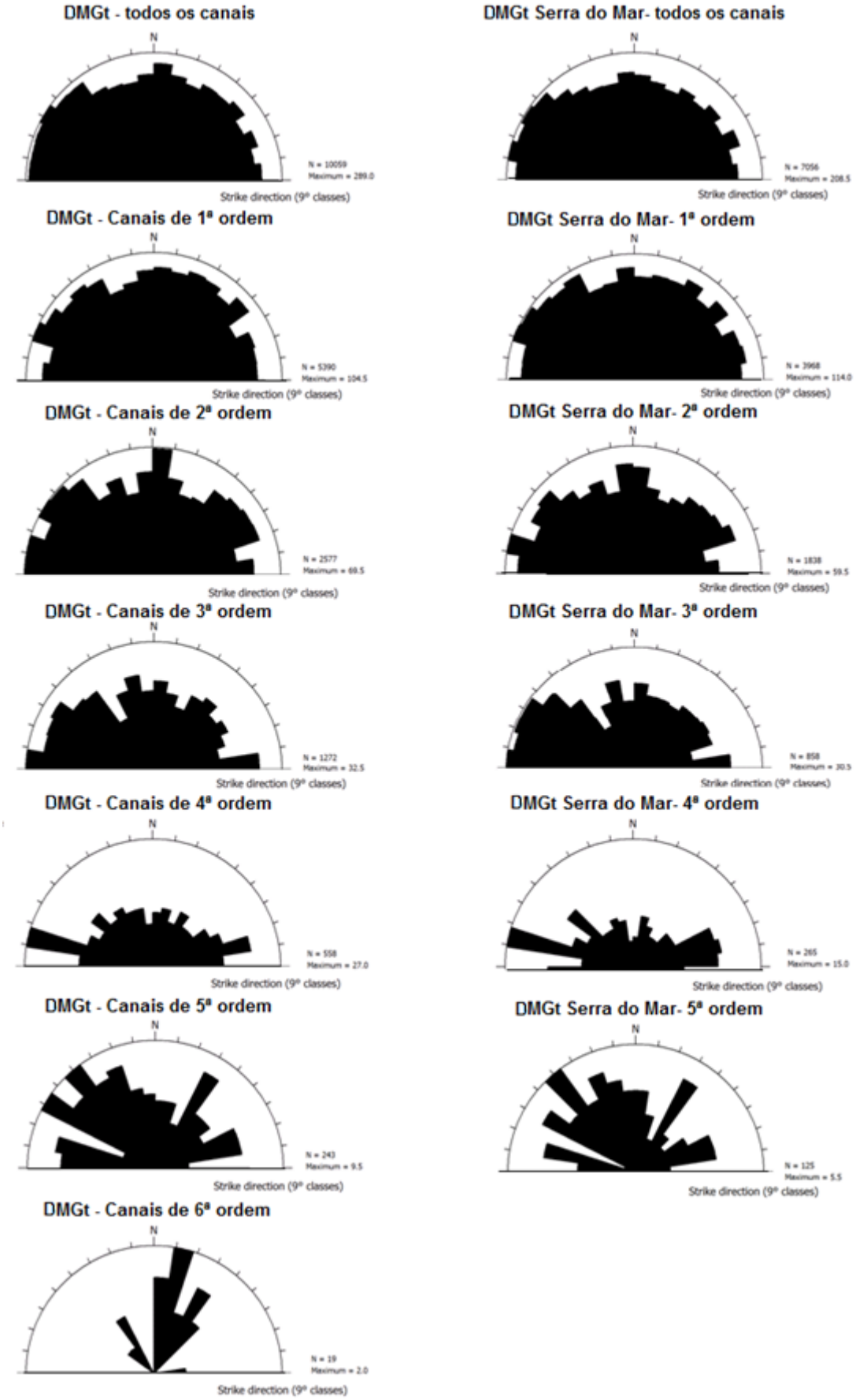


Figura 54: Diagrama de frequência das direções dos rios de diferentes ordens do DMGt.

8.3.2 ANOMALIAS DE DRENAGEM

As anomalias de drenagem são um dos principais elementos que indicam controle tectônico sobre uma determinada área, sendo apontada por Bishop (1995) entre outros autores como um indicador também de atividade neotectônica. Na área de estudo foram identificadas 787 anomalias de drenagem, sendo que 521 estão na SM ou num raio de até 5 km de seu entorno (Figura 55). A concentração de anomalias de drenagem na porção a norte da Baía de Paranaguá, nos domínios morfoestruturais Antonina e Guaraqueçaba em relação à área dos domínios Guaratuba e Morretes é evidente, bem como a concentração de capturas de drenagem localizadas até 1000m do divisor de águas da bacia litorânea. As nove capturas de drenagem identificadas com distância de até 1.000m do divisor da bacia localizam-se a leste ou a norte da Baía de Paranaguá.

Outra feição anômala que caracteriza o recuo erosivo das cabeceiras de drenagem (provavelmente tectônico) é a decapitação, que é o desaparecimento de parte da rede de drenagem sem a preservação das linhas da drenagem capturada. Essa feição anômala foi identificada em sete pontos da área estudada, todos a norte da Baía de Paranaguá, sendo quatro no limite da bacia litorânea.

Foram identificadas 157 curvas anômalas, cinco desvios de rios, 388 inflexões abruptas, 188 canais retilíneos. Essas últimas feições embora distribuídas em toda a área de estudo, possuem pronunciada concentração na porção da SM localizada a Norte da Baía de Paranaguá.

Das 787 anomalias identificadas, 333 distam até 100m de um lineamento estrutural e 289 distam até 50m. Os lineamentos e as anomalias de drenagem possuem forte associação, sendo os lineamentos negativos normalmente os vales fluviais tectonicamente determinados. Diques de direção NW-SE e falhas NE-SW formam comumente inflexões abruptas. Vales encaixados nas direções dos diques ou das falhas que cortam os maciços graníticos constituem canais retilíneos (tabela 3).

Tabela 3: Quantidade de anomalias de drenagem identificadas.

Tipo de anomalia	Quantidade
Captura de drenagem	41
Curva anômala	157
Decapitação	7
Desvio de rios	5
Drenagem paralela	1
Inflexão Abrupta	388
Canais retilíneos	188

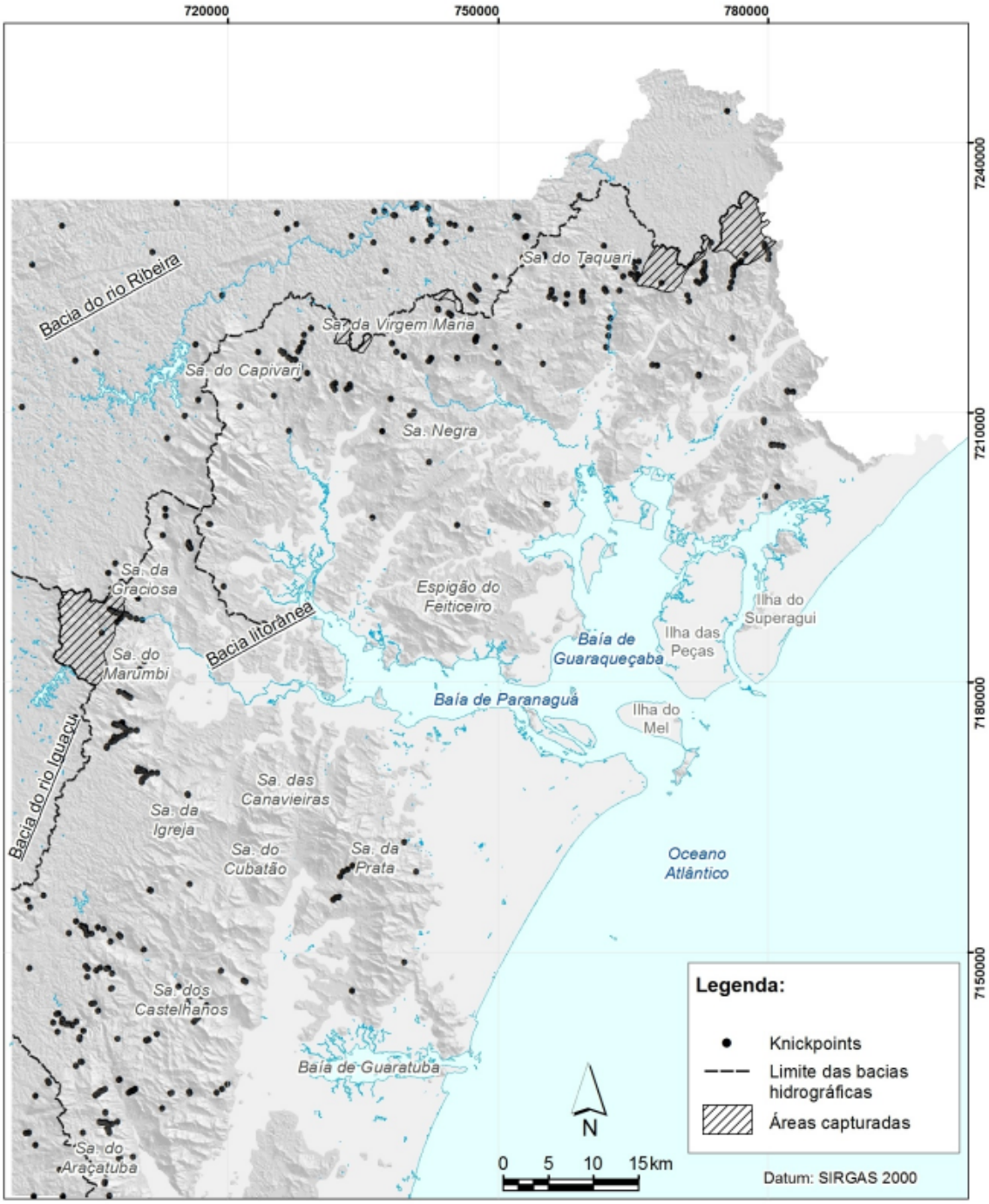


Figura 55: Anomalias de drenagem identificadas na área de estudo.

A ocorrência das anomalias de drenagem em toda a área estudada aponta para a existência de controle estrutural na Serra do Mar e áreas adjacentes. A concentração de anomalias de drenagem (787 anomalias) na porção a leste e a norte da Baía de Paranaguá é peculiar, caracterizando um possível processo hidrogeomorfológico mais acentuado nas áreas dos domínios morfoestruturais Antonina (DMA) e Guaraqueçaba (DMG) por conta de deformações estruturais e oscilações dos níveis de base locais.

Dentre os compartimentos geomorfológicos abrangidos pelo DMA, os Planaltos dissecados do Alto e Médio Ribeira e a Serra do Mar – blocos montanhosos, abrigam a maior parte das anomalias de drenagem do tipo inflexão abrupta e curva anômala, em regiões onde predominam os padrões de drenagem subdentríticos e angulares. Na área de ocorrência dos Planaltos Dissecados do Alto e Médio Ribeira é notável o controle dos rios por falhas de direção NE, com cristas e vales alinhados segundo essa direção. Os vales controlados por diques de direção NW (mais solúveis e intemperizados) que cortam o relevo de direção NE (com cristas quartzíticas mais resistentes) determinam a grande quantidade de inflexões abruptas na rede de drenagem, bem como o desvio repentino dos cursos dos rios que em seguida retomam a direção original formando curvas anômalas. Na área de ocorrência do compartimento Serra do Mar – blocos montanhosos, a relação com estruturas NE e os diques também são responsáveis pela grande ocorrência desses dois tipos de anomalias, porém, neste compartimento, as estruturas NE são menores e relacionadas a um ou mais eventos rúpteis possivelmente reativados no Cenozoico.

As anomalias do tipo retilineidade ocorrem no DMA principalmente nos rios desenvolvidos sobre os compartimentos geomorfológicos Serra do Mar – morros alongados e secundariamente sobre o compartimento Morros isolados e cristas alongadas intraplanície, e são controlados por vales de direção NW no primeiro compartimento e cristas alongadas no segundo.

No Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba as anomalias de drenagem do tipo inflexão abrupta, curva anômala e retilineidade também são os mais ocorrentes. A norte da Baía de Guaraqueçaba, na área de ocorrência do domínio Serra do Mar (SM) – blocos montanhosos, o padrão de drenagem é angular e repleto de anomalias condicionadas por estruturas geológicas que condicionam toda a rede de

drenagem, é comum a ocorrência de ângulos próximos a 90º nos cursos dos rios. Destacam-se no limite da Serra do Mar com o Planalto Dissecado do Alto e Médio Ribeira as áreas de capturas recentes dos rios do Planalto para a Bacia Litorânea, onde observa-se uma rede de drenagem em fase de reorganização e várias anomalias de drenagem. Na porção central da área, principalmente no contato da SM com a Planície Litorânea (PL) chama a atenção o alinhamento de curvas anômalas no sopé da Serra, no limite entre as áreas com padrões angular e subdentrítico, onde os alinhamentos estruturais E-W representam uma importante quebra no relevo regional. Na região da Serra do Espigão do Feiticeiro a rede de drenagem com padrão angular e paralelo tem nos diques de direção NW o principal condicionante de seu arranjo, e devido à elevada dissecação de seus vales e as confluências com rios encaixados em falhas NE apresentam diversas anomalias tais como decapitações e capturas de rios.

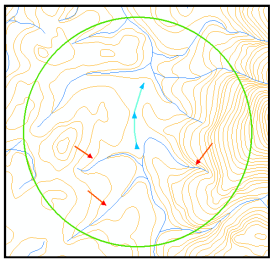
No domínio morfoestrutural Morretes (209 anomalias) a área de ocorrência do Planalto de Curitiba apresenta o predomínio do padrão de drenagem subdentrítico e somente anomalias do tipo inflexão abrupta, sendo a principal zona anômala da região a área capturada da bacia do Alto rio Iguaçu para a Bacia Litorânea, e secundariamente capturas de drenagem próximas a Serra do Marumbi e da Graciosa. Nesta região aparenta haver uma dinâmica erosiva diferenciada, principalmente na área limite da SM com o Primeiro Planalto, onde o padrão de drenagem muda de subdentrítico para angular. Nas regiões da Serra da Igreja, das Canavieiras e do Cubatão, no compartimento Serra do Mar – morros alongados são identificadas com frequência capturas de drenagem e inflexões abruptas. É notável a existência de capturas de drenagem entre bacias hidrográficas que drenam para a Baía de Guaratuba, pois os rios da bacia do rio Cubatãozinho capturam trechos do rio São João e ambos deságuam na Baía de Guaratuba. Tal fato reforça a possibilidade de movimentação neotectônica na falha do Cubatãozinho, nível de base local, apontada por Salamuni (2005), que aparenta ter um nível de base mais instável em relação à bacia do rio São João. Nas Serras nota-se a presença de diversas anomalias de drenagem, ocorrendo diversas inflexões abruptas na Serra do Araçatuba, onde não há a existência de diques NW condicionando a paisagem e predominam falhas de direção E-W e NE como principais estruturas que cortam os maciços graníticos. A falha do Palmital entre as Serras dos Castelhanos e do

Araçatuba, de direção N15W, onde é encaixado o leito rio São João, apresenta uma série de anomalias aparentemente por ela condicionada, em especial capturas de rios em bacias hidrográficas suspensas (remanescentes de paleosuperfícies) e curvas anômalas possivelmente determinadas pela anisotropia da zona falhada aproveitada pelo rio.

O domínio morfoestrutural Guaratuba apresenta apenas 13 anomalias de drenagem, fato provavelmente relacionado à sua posição fora do contexto de divisores de águas das bacias regionais, à sua proximidade ao nível de base geral e a sua inserção mais prolongada ao nível de base geral (rede de drenagem mais adaptada). A Serra da Prata, onde predomina o compartimento **Serra do Mar-Morros alongados** apresenta condicionamento acentuado do relevo e, por conseguinte, da direção dos rios pelos diques de direção NW que normalmente apresentam-se como vales que controlam rios retilíneos, que inflectem abruptamente quando deságuam em rios com cursos sobre lineamentos NE de ordem maior. A extensa área de ocorrência da PL neste domínio não apresenta anomalias observadas na escala de análise.

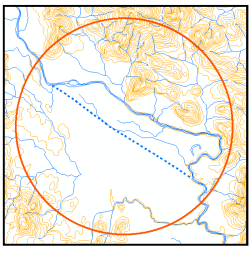
A área estudada apresenta diversas anomalias de drenagem caracterizadas na literatura, os exemplos a seguir foram todos identificados e extraídos da Serra do Mar, Planície Litorânea e do Primeiro Planalto Paranaense (Figura 56).

Captura Fluvial

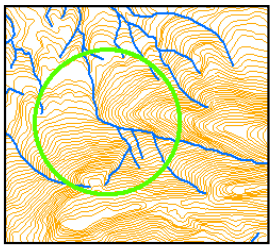


Ocorre quando um canal erode mais agressivamente que o outro adjacente, capturando sua descarga por interceptação. **Normalmente associadas a falhas normais.**

Desvio de rio



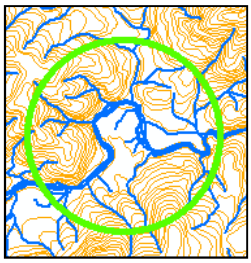
Rio deslocado lateralmente do seu eixo principal. **Normalmente associadas controle tectônico (basculamento, avulsão)**



Inflexão Abrupta (Cotovelos)

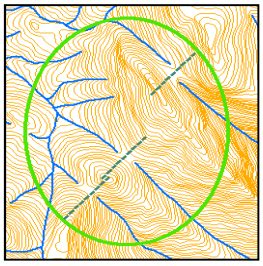
Inflexões abruptas do canal de drenagem, apresentando inflexões de até 90°. **Normalmente associadas a falhas normais**

Curva anômala



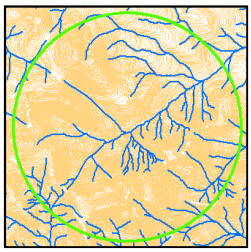
Curvas em meio a um curso d'água retilíneo. **Normalmente associadas a controle estrutural ou tectônico.**

***Beheading* (decapitação)**



Apropriação de uma área de captação por um rio adjacente sem a preservação das linhas da drenagem. **Normalmente associadas a controle tectônico.**

Retilineidade



Retilineidade dos canais fluviais que se instalam sobre ou paralelamente a estruturas geologias (Diques, falhas, juntas). **Normalmente associada a falhas de alto ângulo.**

Figura 56: Exemplos de anomalias de drenagem identificadas na área de estudo.

8.4 KNICKPOINTS NA REDE DE DRENAGEM

As quebras anômalas no perfil longitudinal dos rios (*knickpoints*) obtidas a partir do índice de relação declividade-extensão (RDE) permitiu localizar 456 *knickpoints* de maior expressividade na Serra do Mar, concentrados principalmente na zona limite entre o PPP e a PL, onde é comum que os mesmos estejam dispostos de forma alinhada sobre o canal, formando *knickpoints zones* (degraus anômalos do perfil de drenagem) nos canais que transpõem a escarpa (Figura 57).

Na região a norte da Baía de Paranaguá, nas áreas de ocorrência do domínio morfoestrutural Guaraqueçaba e de uma pequena área do Domínio Antonina, observa-se duas direções principais de rios determinados por estruturas NNE e EW onde se verifica escarpas e *knickpoints* na rede drenagem. O Salto Morato (Município de Guaraqueçaba-PR), é um dos principais *knickpoints* regionais que à montante possui uma pequena bacia hidrográfica com curvas anômalas e drenagem defluentes que caracterizam uma rede de drenagem em fase de adaptação. Em vários pontos são observados diversos *knickpoints* próximos a defluências de drenagem e anomalias controladas por lineamentos de direção próxima N80W (mesma direção do lineamento do Salto Morato). Os *knickpoints* determinam, em algumas regiões, escalonamentos em degrau de planícies aluvionares (de idade Quartenário/Holoceno).

O Domínio Morfoestrutural Antonina, na porção do rebordo oeste da SM (limite com o PPP), apresenta uma das principais concentrações de *knickpoints* alinhados da SM, bem como de feições anômalas na rede de drenagem. Os rios desta região apresentam seus cursos predominantemente segundo a direção NE, onde se destacam os *knickpoints* alinhados com o *front* montanhoso e as anomalias de drenagem associadas à *knickpoints* no limite com a PL. Os *knickpoints* ocorrem sobre os sedimentos recentes coluvionares e sobre o granito Graciosa.

No limite norte do domínio Morretes observa-se uma das principais *knickpoints zones* da SM, onde os sedimentos quaternários/holocênicos são cortados pelo rio Ipiranga com direção não concordante com sua deposição gravitacional (o rio corta o colúvio e o rejuvenesce). Já em outra porção do mesmo depósito, drenada pelo rio Ribeira, encontram-se as nascentes do rio Capivari Mirim.

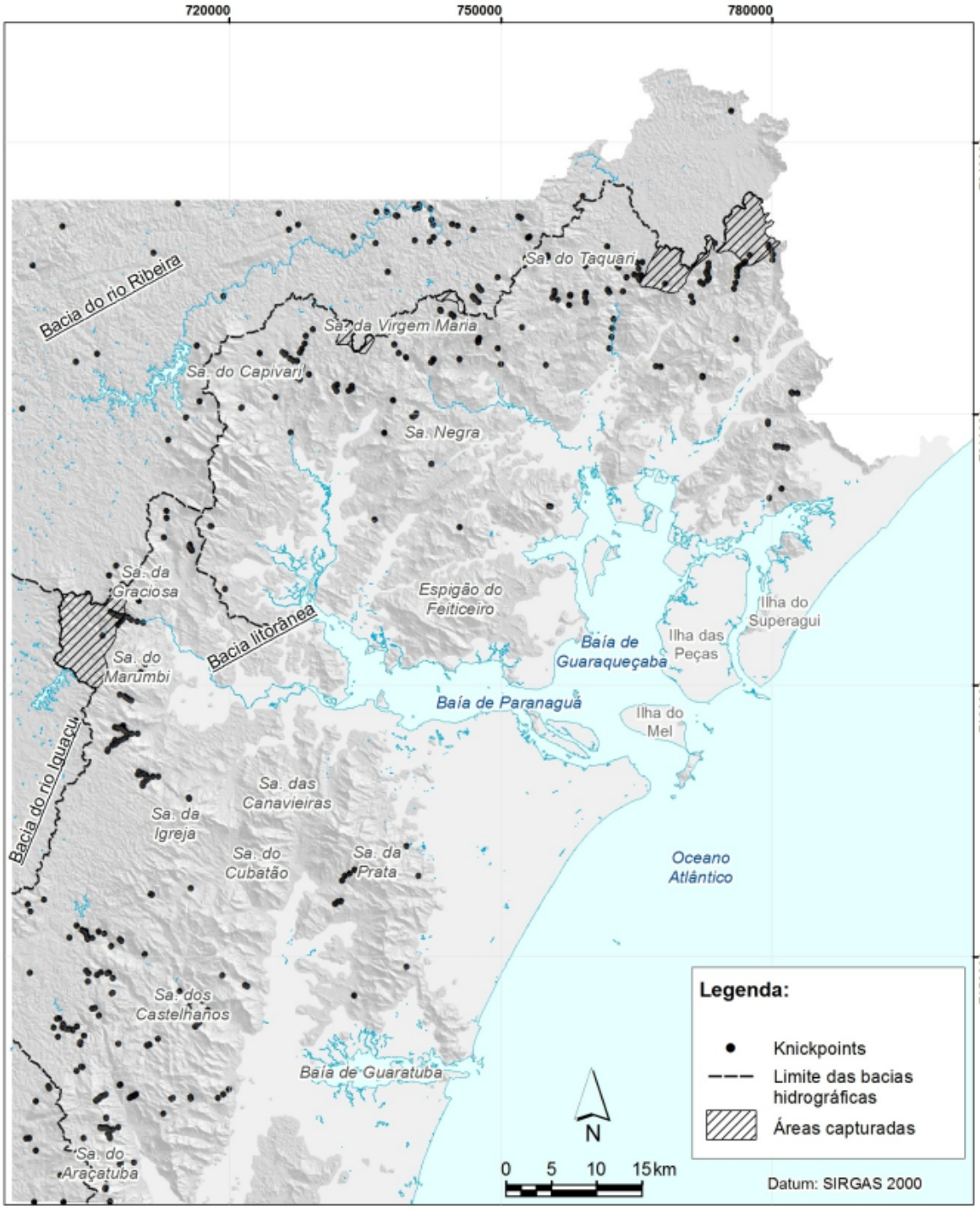


Figura 57: *Knickpoints* e áreas capturadas na área de estudo.

Na vertente litorânea se destaca o truncamento dos depósitos de mesma idade, também pelo rio Ipiranga, em direção concordante com o seu depósito gravitacional, ou seja, depósitos de mesma idade são cortados pelo rio nas duas vertentes do bloco montanhoso. Este fato sugere a captura recente (pós-deposição quaternário/holocênica) e rejuvenescimento do depósito e exumação da superfície

subjacente. A região sul do domínio Morretes (Serra dos Castelhanos e do Araçatuba) possui *knickpoints* localizados predominantemente em áreas próximas à ZC do Palmital, concordante com a direção dos rios principais, sendo observadas também feições geomorfológicas típicas de zonas tectonicamente condicionadas, com feições morfotectônicas e morfoestruturais conectadas à rede hidrográfica por canais com presença de *knickpoints*. A Serra dos Castelhanos e do Araçatuba possuem *knickpoints* na área de ocorrência de granitos e de embasamento que em geral estão sobre rios N35-45E e em muitos casos sobre estruturas E-W.

No domínio Guaratuba os *knickpoints* ocorrem na *região da Serra da Prata* e estão localizados predominantemente nas bordas do corpo granítico, no limite com a PL, fato que sugere o não ajustamento do perfil fluvial ao nível de base local (PL).

8.5 ANÁLISE ESTRUTURAL - DADOS DE CAMPO

As principais estruturas identificadas em campo são as juntas e falhas encontradas em mais de 174 afloramentos na Serra do Mar, rebordo do Primeiro Planalto e litoral do Paraná. Para a identificação das direções das fraturas medidas em campo foram gerados estereogramas para representar as estruturas planares existentes no Complexo Gnáissico-Migmatítico, nos terrenos graníticos da Província Graciosa e nas suítes graníticas relacionadas à colocação do Terreno Paranaguá, principais unidades litoestratigráficas que compõem a Serra do Mar, e nos domínios morfoestruturais, principal escala abordada. As suítes graníticas do Terreno Paranaguá, doravante serão referidas como “Suítes-Paranaguá”, a fim de distinguir essa unidade ígnea dos granitos da Província Graciosa.

(A) Juntas nas unidades litoestratigráficas

As juntas são as estruturas planares de maior ocorrência na área de estudo (309 atitudes). Possuem direções predominantes NW entre N40°-50°W e NE entre N50°-80°E, com destaque para as direções entre N60°-70°E. Conforme

representado no estereograma estrutural da Figura 58, as 309 atitudes possuem mergulhos altos (70° em média).

O Complexo Gnáissico-Migmatítico (CGM) possui juntas com direções predominantes N18-28W, seguidos pelo sistema N65-80E (Figura 59), com predomínio de planos verticalizados, com mergulho médio de 70°. O estereograma da Figura 60 apresenta a distribuição dos pólos dos planos de juntas do CGM caracterizando o predomínio de planos verticais.

As juntas nas Suítes-Paranaguá, que compreende as suítes graníticas Canavieiras-Estrela, Morro Inglês e Rio do Poço, possuem direções predominantes entre N60-70E e secundariamente entre N0-10W e N70-80W, com mergulhos médios de 70° (Figura 61 e 62).

Na área de ocorrência dos granitos da Província Graciosa, que compreende vários corpos graníticos da SM, as direções principais das juntas estão entre N70-85W e secundariamente entre N60-70E (Figura 63).

(B) Juntas nos domínios morfoestruturais

Em escala de domínios morfoestruturais observa-se diferentes direções predominantes nas atitudes das juntas em cada domínio. O Domínio Morfoestrutural Antonina (DMA) apresenta sistema de juntas com direções predominantes entre N45-60W, N55-60E e próximas N-S com planos empinados (Figuras 64 e 65 A), direções próximas às encontradas nos lineamentos estruturais identificados por meio de interpretações em imagens de satélite (Figura 48). A direção preferencial das juntas também concorda com as direções mais frequentes dos rios, identificadas no item 8.2.1A, o que sugere a concordância entre os dados estruturais tomados em campo com os dados interpretados nas imagens.

O Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba (DMG) possui direções predominantes entre aproximadamente N45-75E, concordantes com as direções preferenciais verificadas nos lineamentos estruturais deste domínio (Figura 48). Secundariamente observa-se as direções entre N15-45W como de ocorrência mais expressiva (Figuras 64 e 65 B), a exemplo do que ocorre no diagrama de rosetas

dos lineamentos. Em relação às direções preferenciais dos rios (item 8.2.1C), nota-se que os mesmos possuem direção concordante com as direções secundárias N15-45W das juntas, e ambos apresentam a mesma concentração discreta neste intervalo.

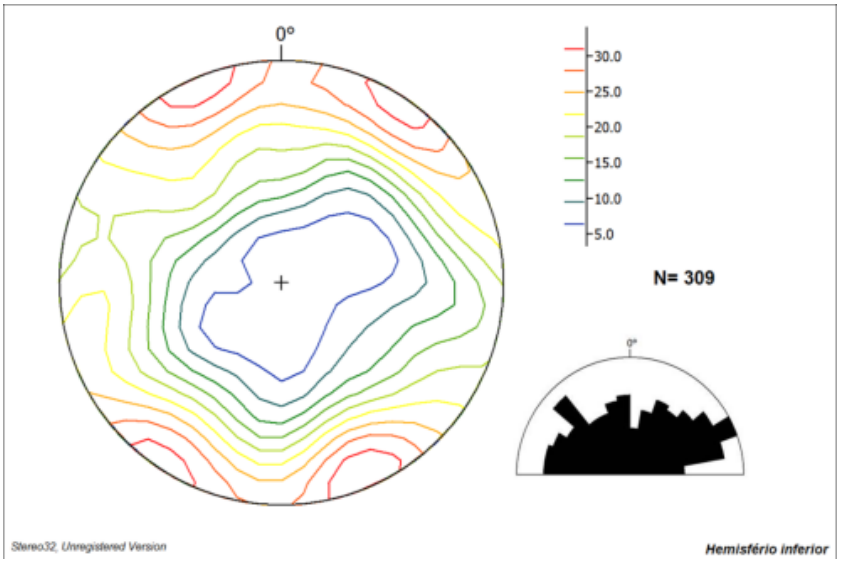


Figura 58: Estereograma sinóptico das juntas identificadas na área de estudo (densidade máxima 40,9).

Figura 59: Juntas de direção e mergulhos médios N65W/85SE no CGM, deslocada por juntas atectônicas sub-horizontais localizadas na estrada Canavieiras Guaratuba-PR (Ponto 90).

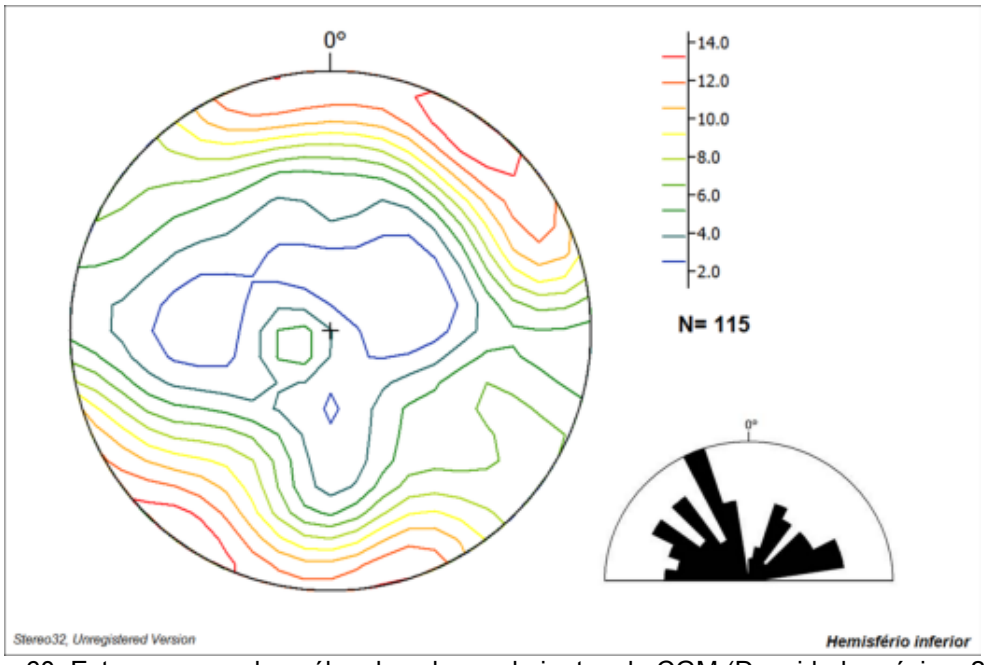


Figura 60: Estereograma dos pólos dos planos de juntas do CGM (Densidade máxima 21,6).

Figura 61: Planos de fratura com direção média N70E/87NW nos granitos da Suíte Morro Inglês na pedreira Nova Prata (Ponto 08).

No Domínio Morfoestrutural Morretes (DMM) as direções predominantes tendem a E-W, entre N75-90W, com planos predominantemente de alto ângulo (Figuras 64 e 65 C), direções mais próximas de E-W do que as verificadas nos

lineamentos do DMM na Figura 48, e nas direções preferenciais dos rios com direção geral NW. Em relação aos planos de juntas NE-SW verifica-se, ao contrário das direções dos linemantos e dos rios (item 8.2.1B), concentrações entre N35-45E e entre N70-80E. Observa-se neste domínio morfoestrutural uma baixa concordância entre os dados obtidos em campo e os resultados das interpretações das direções dos lineamentos e dos rios.

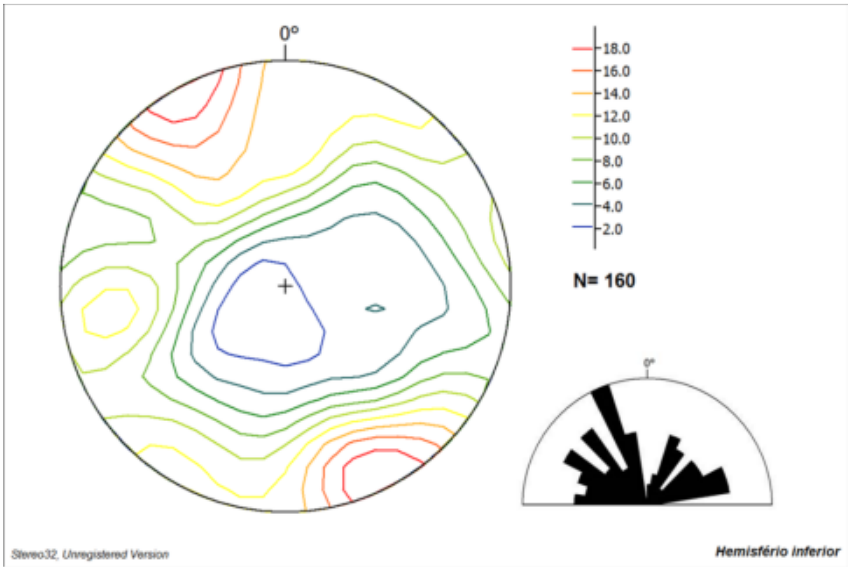


Figura 62: Estereograma dos pólos dos planos de juntas da Suíte-Paranaguá (densidade máxima 31,3).

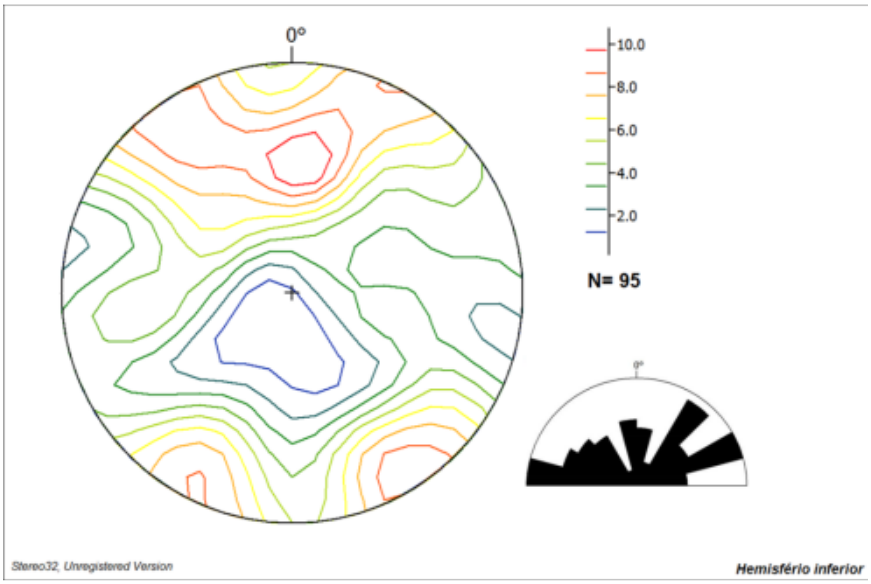


Figura 63: Estereograma dos pólos dos planos de juntas da Província Graciosa (densidade máxima 17,1).

Os planos encerrados no Domínio Morfoestrutural Guaratuba (DMGt) apresentam, igualmente ao DMM, direções tendendo a E-W concentradas principalmente entre N70-90E e N70-85W, e possuem como direções concordantes com as dos linemantos estruturais (Figura 48) apenas as direções entre N50-60W, direções dos diques de diabásio, que controla também a direção preferencial dos rios presentes neste compartimento (Figura 64 e 65 D).

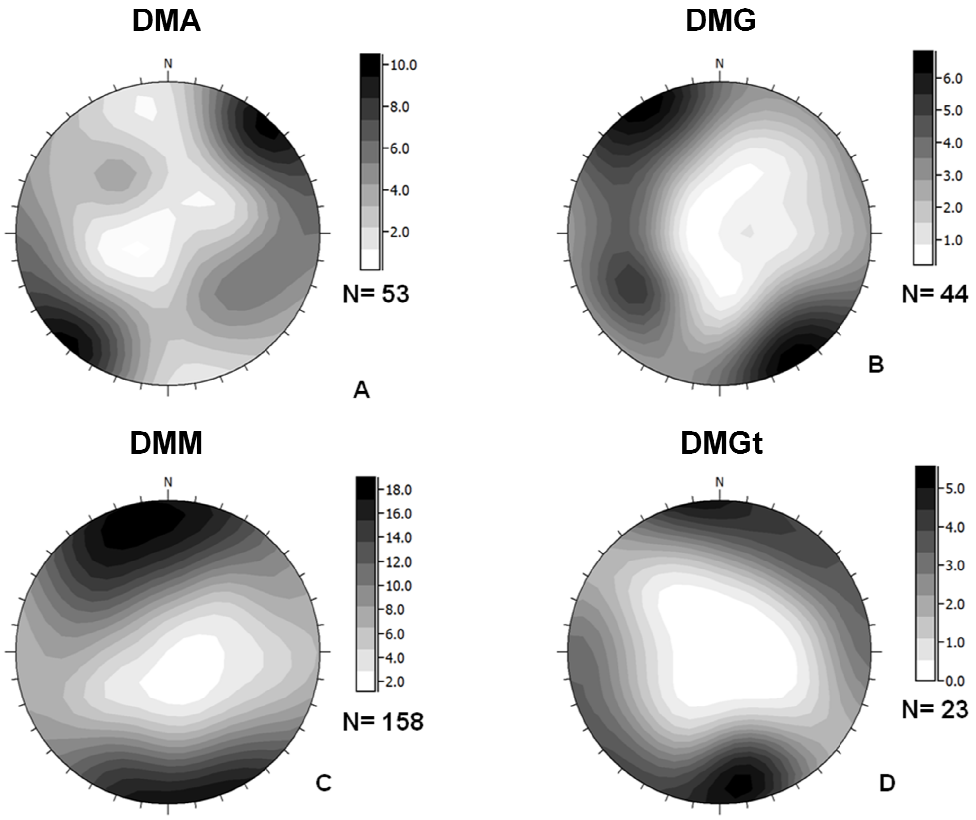


Figura 64: Estereogramas dos pólos dos planos de juntas (Hemisfério inferior): A – Domínio Antonina (densidade máxima 13,5) ; B – Domínio Guaraqueçaba (densidade máxima 10); C – Domínio Morretes (densidade máxima 31); D – Domínio Guaratuba (densidade máxima 7,2).

(C) Falhas nos domínios morfoestruturais

Os sistemas de fraturas onde foram identificados indicadores cinemáticos representam 13% dos 992 planos com atitudes tomadas em campo, em geral esses

planos apresentam-se ásperos e por vezes curviplanares e em alguns casos escalonados. No total de atitudes tomadas 28% apresentam movimento dextrógiro, 17% sinistrógiro, 7% reverso, 2% normal e 46% indefinido (presença de estrias sem *steps* ou outros indicadores de direção de movimento).

Os planos de falhas são em geral subverticais com mergulho altos superiores a 70° (Figura 66) e estrias com mergulho médio de 30°. Verifica-se vários planos com presença de minerais calcíticos ou de quartzo, por vezes com mais de uma direção de estrias, evidenciando a existência de mais de um evento de deformação e movimentos sobrepostos.

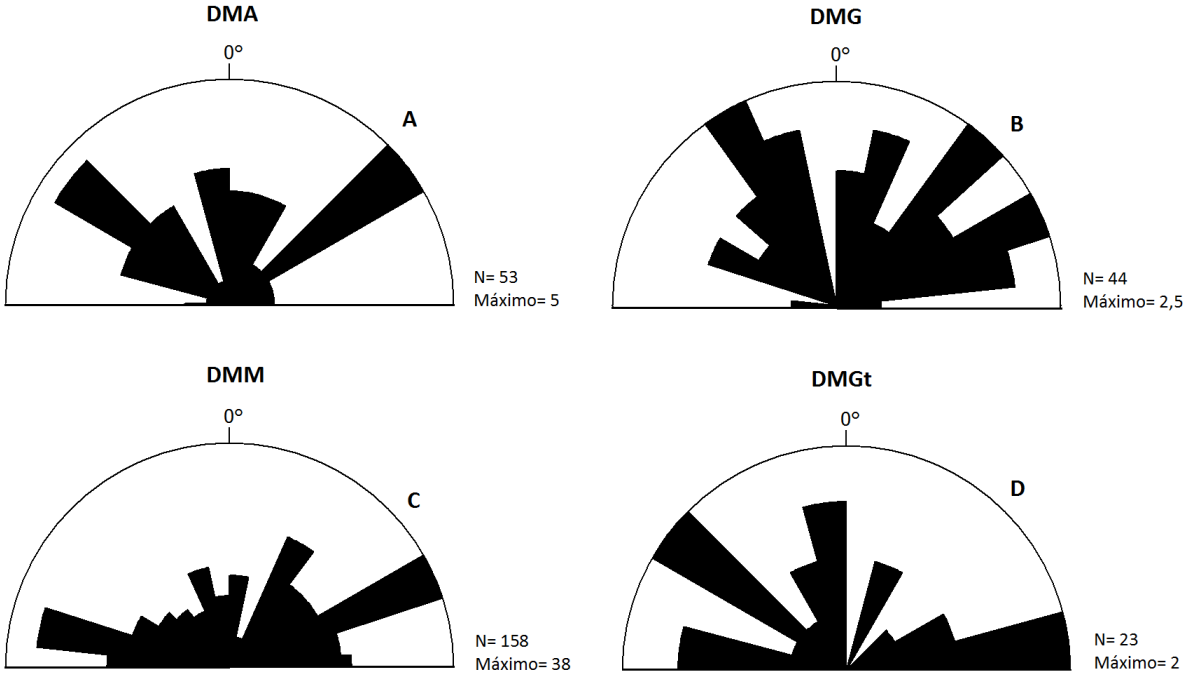


Figura 65: Diagramas de rosetas das direções dos planos de juntas: DMA – Domínio Antonina (15º cada classe); DMG – Domínio Guaraqueçaba (12º cada classe); DMM – Domínio Morretes (12º cada classe); D – Domínio Guaratuba (12º cada classe).

Os pontos de campo com falhas identificadas concentraram-se principalmente em dois dos quatro domínios morfoestruturais definidos, e devido à pequena quantidade de dados de falhas nos domínios Guaraqueçaba e Guaratuba optou-se pela abordagem dos dados de falhas por unidades litoestratigráficas. Tomou-se como escala de análise as unidades compostas pelo Complexo Gnáissico

Migmatítico, os granitos da Província Graciosa e das Suítes Paranaguá.

A análise dos planos de falhas nas rochas do Complexo Gnáissico Migmatítico (CGM) por meio de estereograma (Figura 67) permite identificar um *trend* estrutural 75-85W e secundariamente N50-60E. O mergulho médio dos planos é de 70º e as lineações possuem *rake* médio de 24º, predominando falhas transcorrentes em sistemas transpressivos. A figura 68 apresenta os eixos principais dos paleotensores de maiores e menores tensões, $\sigma 1$, $\sigma 2$ e $\sigma 3$ respectivamente no CGM e apresentam um tensor principal ($\sigma 1$) NW com distensão NE-SW. Os afloramentos identificados no CGM representam geralmente altos topográficos com elevado grau de fraturamento e espessos mantos de intemperismo.

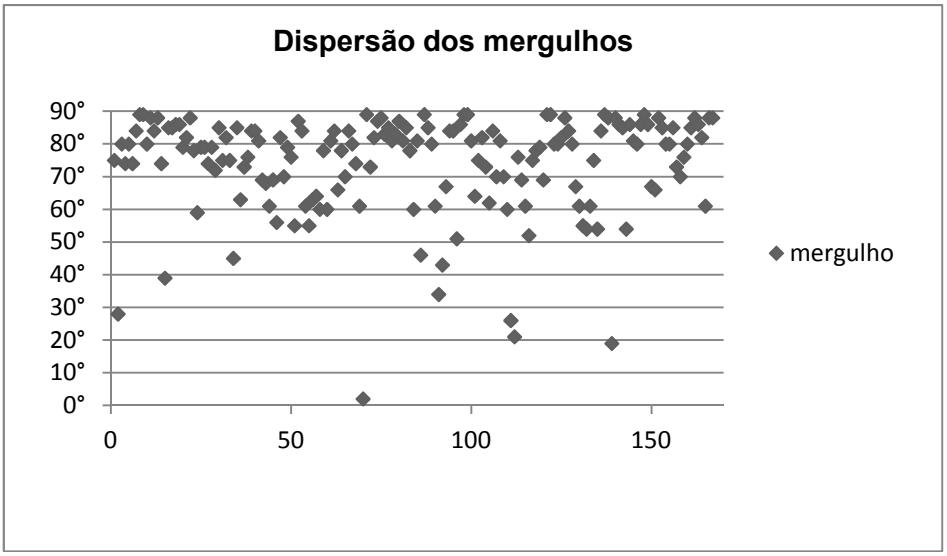


Figura 66: Dispersão dos mergulhos das falhas identificadas.

Os planos de falhas e zonas de cisalhamento identificados nos granitos da Suíte-Paranaguá apresentam direções preferenciais entre N10-30W (Figura 69), com mergulhos médios dos *rakes* de 20º e mergulhos dos planos de 77º e predomínio de sentido dextrógiro dos movimentos. Os granitos dessas suítes apresentam-se como altos topográficos e os afloramentos apresentam menor grau de fraturamento em relação ao CGM. As falhas são em sua maioria transcorrentes (Figura 70). A figura 71 mostra os paleotensores da Suíte-Paranaguá e apresenta um tensor principal ($\sigma 1$) próximo NW/EW com distensão NE-SW.

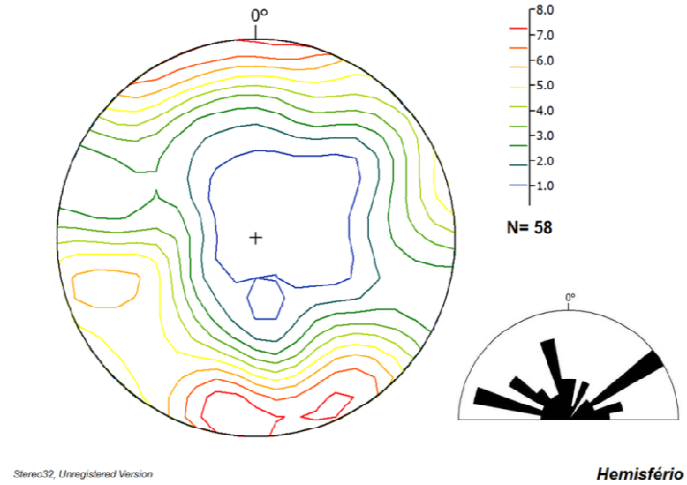


Figura 67: Estereograma dos planos de falhas identificados nas rochas do CGM (densidade máxima 11,9).

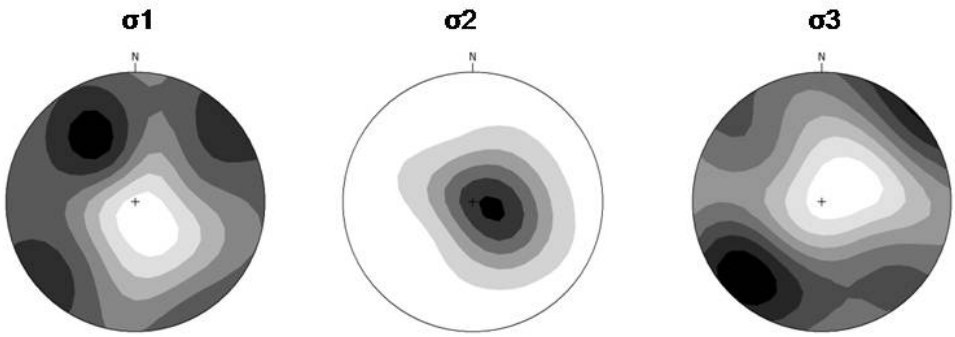


Figura 68: Posição provável dos vetores no CGM (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores σ1, σ2 e σ3).

As falhas nos granitos da Província Graciosa concentram direções próximas a N75-85W e secundariamente N40-60E e N40-50W. O mergulho médio dos planos é de 73º e as lineações possuem *rake* médio de 42º, ocorrendo falhas transcorrentes e normais (Figura 72). Esses granitos constituem os principais altos topográficos e representam a maior parte da SM. Porém, por serem mais frequentes em áreas de preservação e em pedreiras de acesso restrito, possuem poucos afloramentos se considerada a sua representatividade. Os afloramentos naturais apresentam-se em geral pouco fraturados, intemperizados e sem ocorrência de indicadores cinemáticos. A figura 73 mostra o grande *front* da SM visto a partir do Pico Paraná, controlado por grandes estruturas de direção próxima N35-45E. A figura 74 apresenta os paleotensores da Província Graciosa e um tensor principal próximo ($\sigma 1$) NW-SE com distensão NE-SW.

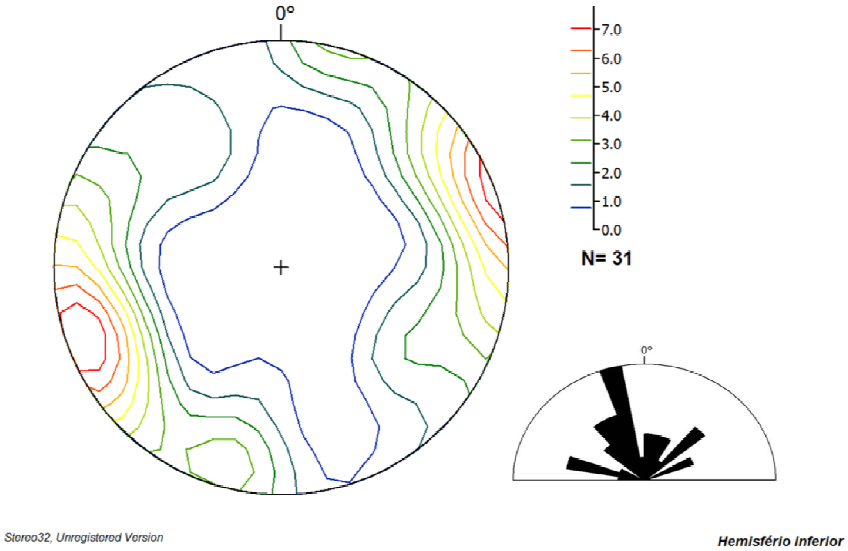


Figura 69: Estereograma dos pólos das falhas identificadas na Suíte-Paranaguá.

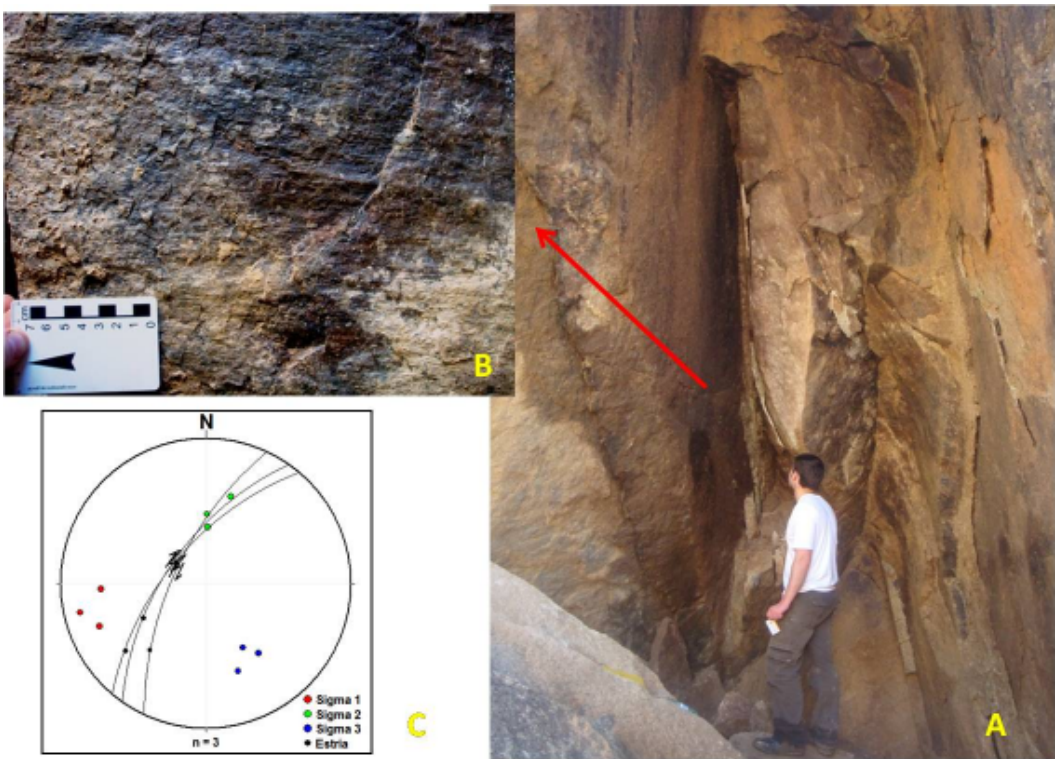


Figura 70: A) Zona de falha distensional transcorrente com movimento dextrógiro (Suíte Canavieiras-Estrela) na bacia do rio Jacareí. B) Detalhe do plano com estrias e *steps*. C) Posição dos vetores de compressão e extensão. (Ponto108).

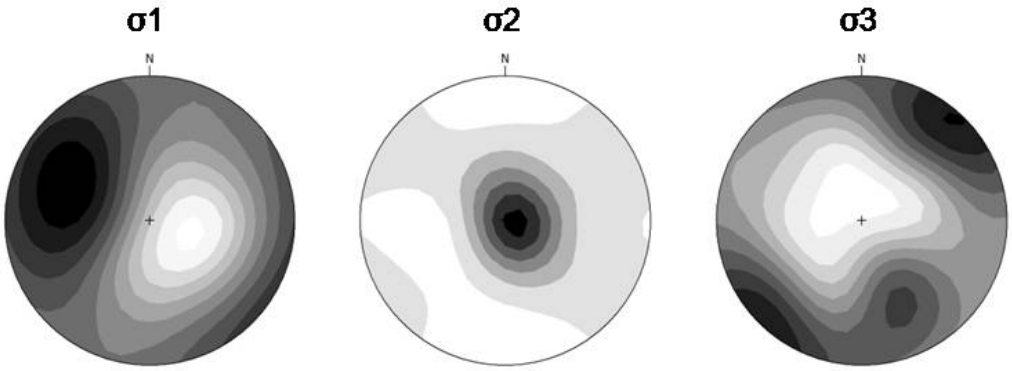


Figura 71: Posição dos vetores de na Suíte Paranaguá (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores σ1, σ2 e σ3).

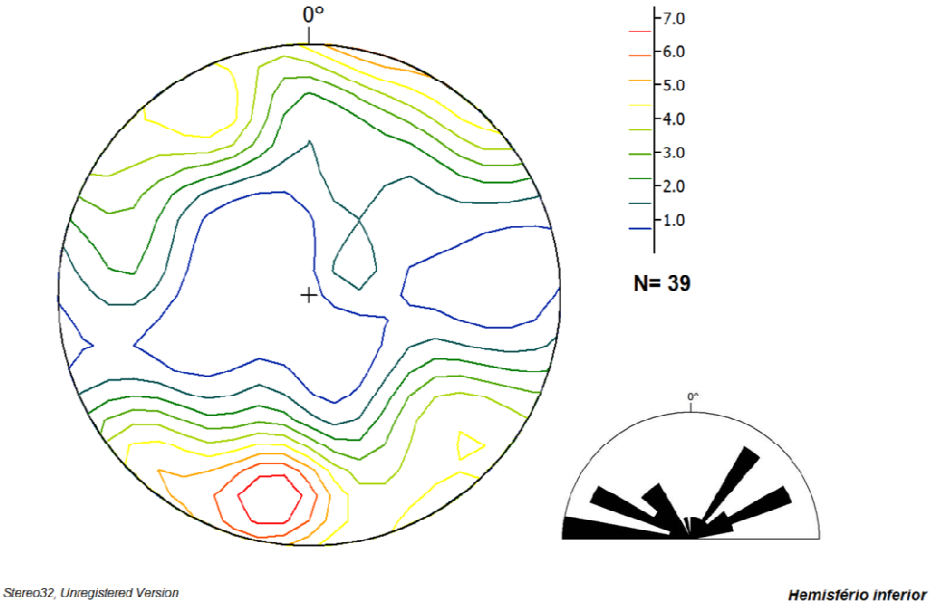


Figura 72: Estereograma dos pólos das falhas identificadas na Província Graciosa.

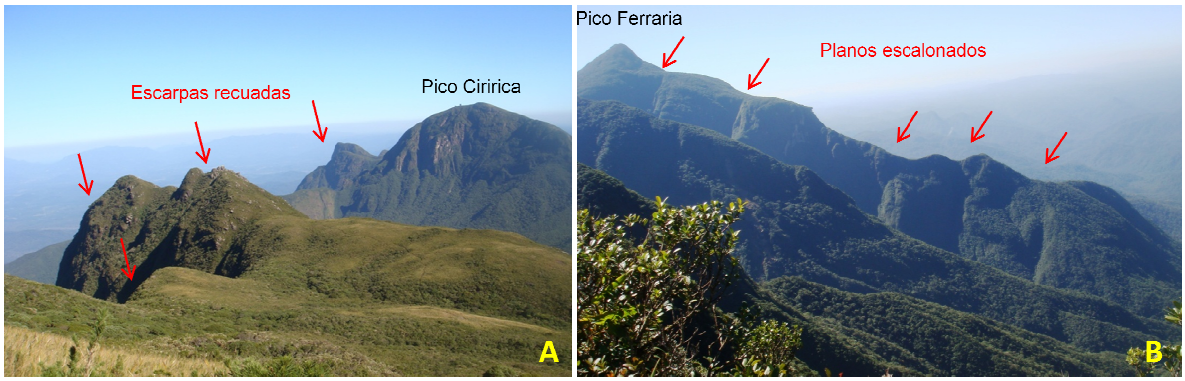


Figura 73: A) *Front* da Serra do Mar (Serra do Ibitiraqui). B) Planos escalonados (Pico Ferraria).

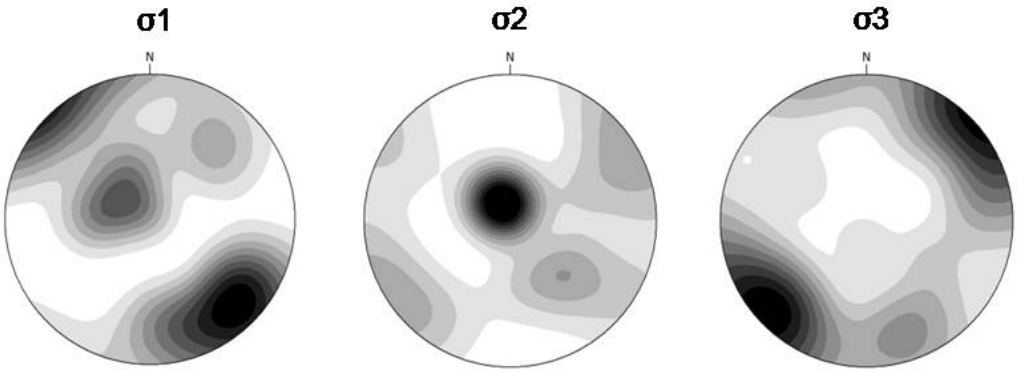


Figura 74: Posição dos eixos de tensão na Província Graciosa (Cores mais escuras representam maior densidade de posição dos vetores σ1, σ2 e σ3).

8.6 ANÁLISE ESTRUTURAL – PALEOTENSÕES E MORFOTECTÔNICA

A caracterização da existência de morfotectônica na conformação da paisagem requer a identificação de elementos estruturais que apontem para atividade tectônica recente (neotectônica) ou ativa na elaboração da paisagem. A inexistência de estruturas geológicas na SM já definidas na literatura como geradas ou reativadas no período considerado neotectônico motivou a análise conjunta dos dados cinemáticos de paleotensão dos dados geomorfológicos e dos dados geológico-estruturais para a caracterização morfoestrutural, destacando-se a posição de remanescentes geomórficos de paleosuperfícies e de depósitos quaternários entre outros atributos geomorfológicos que permitem a caracterização morfotectônica e/ou neotectônica da paisagem.

A análise geológico-geomorfológica em múltiplas escalas permitiu identificar seis lineamentos pervasivos regionalmente que determinam zonas de relevos expressivos na SM. Estes lineamentos foram definidos com base nos seguintes critérios: pervasividade regional de seus traçados, relação do lineamento com as direções dos rios, existência de escarpamento estrutural e o seu pré-reconhecimento na literatura. Os seis lineamentos identificados foram: **Lineamento norte da Baía de Paranaguá**, **Lineamento Piraquara-Ferraria**, **Lineamento Morretes** e **Zonas de Cisalhamento Palmital**, **Cubatãozinho** e **Alexandra** (Figura 75). A partir do traçado destes lineamentos foi realizada a análise regional das zonas de influência de cada lineamento:

8.6.1 LINEAMENTO NORTE DA BAÍA DE PARANAGUÁ

Na região NE da área de estudo, embora não haja um alinhamento que defina uma escarpa de linha de falha, há uma série de escarpas determinadas por lineamentos estruturais menores, que cortam as serras da Virgem Maria, Serra Negra e Serra do Taquari e condicionam importantes morfoestruturas na região, especialmente no limite entre a região litorânea e o Primeiro Planalto Paranaense (PPP), abrangendo principalmente o Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba (DMG) e a porção NE do Domínio Morfoestrutural Antonina (DMA). Há duas direções principais, NNE que define a direção dos rios principais e EW onde se verifica escarpas e *knickpoints* na rede drenagem.

Os rios que deságuam na Baía de Paranaguá são alinhados segundo a direção de grandes lineamentos de direção geral NNE e apresentam extensas planícies aluvionares que adentram até o sopé da SM. Desde a porção norte da Baía de Paranaguá (exutório), até as cabeceiras dos rios em áreas geralmente recém capturadas da bacia do rio Ribeira no PPP, há diversas anomalias de drenagem, destacando-se as inflexões abruptas e as curvas anômalas.

Embora haja uma profusão de lineamentos, destacam-se os lineamentos de direção próxima E-W tanto em extensão quanto na densidade regional. Essas direções são identificadas em campo como falhas transcorrentes dextrais (*step* sem estria), cuja tensão principal aparenta direção NW-SE, condizentes com direção de tensor $\sigma 1$ mais recente verificado por Salamuni (1998) na Bacia Sedimentar de Curitiba (BSC). As estruturas E-W destacam-se também, no gráben de Sete Barras e de Cananéia como falhas normais que deformam Formação Pariquera-Açu (Pleistoceno). As falhas normais E-W, embora não definidas em campo, são um dos principais sistemas de falhas da área estudada, coincidente com o eixo E-W das baías de Paranaguá e Guaratuba.

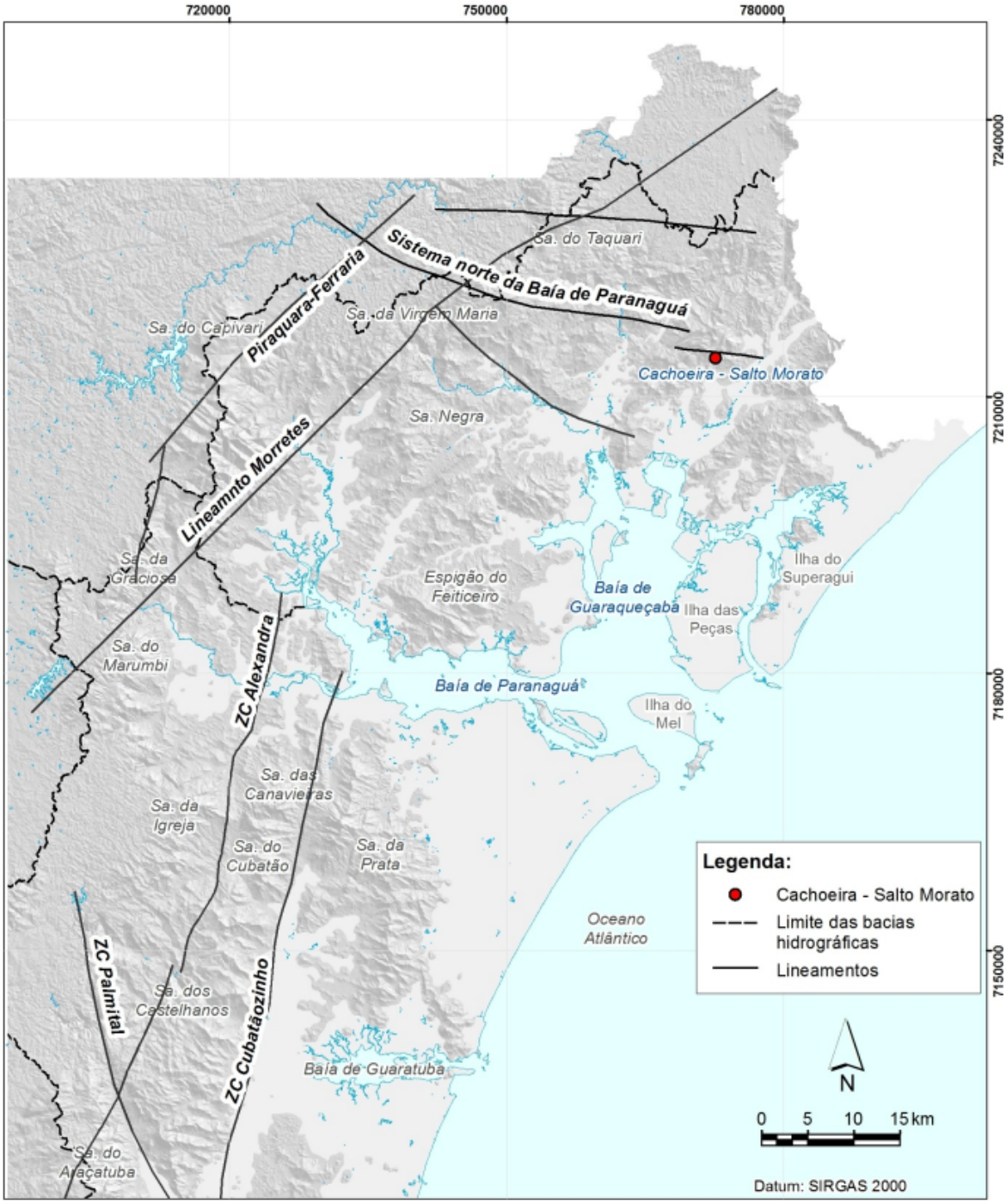


Figura 75: Principais sistemas de lineamentos identificados na Serra do Mar paranaense.

A zona de influência dos lineamentos (WNW-ESE) apresenta importantes características morfotectônicas, algumas delas com indícios de atividade neotectônicas. Na região do Salto Morato (Município de Guaraqueçaba-PR), um dos principais *knickpoints* regionais, a escarpa de linha de falha da cachoeira apresenta facetas triangulares (Figura 76), depósito aluvionar descontínuo (limitado pela escarpa - deposição a montante e a jusante do salto). A pequena bacia hidrográfica

drenada a montante do salto possui curvas anômalas e rios defluentes que caracterizam uma rede de drenagem em fase de adaptação.

Em praticamente toda a região há diversos *knickpoints* próximos a defluências de drenagem e anomalias controladas por lineamentos de direção próxima N80W (mesma direção do lineamento do Salto Morato). Na bacia do rio Pederneiras, por exemplo, ocorrem diversas nascentes localizadas sobre depósitos aluvionares de idade Quartenário/Holoceno (MINEROPAR, 2005), além de depósitos segmentados por *knickpoints* que formam cachoeiras com dezenas de metros, controladas por lineamentos N75-85W, que permitem inferir um controle acentuado de deformações quaternárias em praticamente toda a região. Há frequentemente, escalonamentos em degrau de planícies aluvionares (de idade quartenário/holoceno), separadas por *knickpoints*, ao longo dos rios, tanto em posições a poucos metros do nível do mar, próximo a baía de Paranaguá, quanto em áreas de capturas recentes no PPP (Figura 77A e 77B). A sobreposição de padrões de drenagem e a predominância de padrões angulares e subparalelos indicam também um acentuado controle estrutural da rede de drenagem da região.

Figura 76: Facetas triangulares na região do Salto Morato a norte da baía de Paranaguá.

8.6.2 LINEAMENTO MORRETES

Este lineamento abrange a porção leste do DMA, e constitui o balizamento principal da Planície Litorânea e da Serra do Mar (SM), em seus mais

de 100 km de comprimento corta diferentes unidades geológicas e geomorfológicas. Os diagramas 5 e 11 (Figura 79 e Quadro 3) apontam dois eventos de deformação atuantes na região deste lineamento, o primeiro no Neógeno caracterizado por transtração sinistrógira e o segundo processado no Quaternário com transpressão dextrógira. Destaca-se na sua porção, no setor norte do Domínio Morfoestrutural Morretes (DMM) sudoeste, na região da Serra do Marumbi e Graciosa, uma grande área capturada recentemente da bacia do Alto Iguaçu, com drenagem anômalas e ocorrência de *knickpoints* próximos ao lineamento Morretes (nível de base local). Os *knickpoints* ocorrem sobre os sedimentos recentes coluvionares e sobre o granito Graciosa. Nas cabeceiras da área capturada há a presença de pelo menos dois pontos de captura atual. Os sedimentos quaternários/holocênicos são cortados pelo rio Ipiranga com direção não concordante com sua deposição gravitacional (o rio corta o colúvio e o rejuvenesce). No mesmo depósito, em outra porção, drenada pelo rio Ribeira, encontram-se as nascentes do rio Capivari Mirim (Figura 77C).

Na vertente litorânea se destaca o truncamento dos depósitos de mesma idade, também pelo rio Ipiranga, em direção concordante com o seu depósito gravitacional, ou seja, depósitos de mesma idade são cortados pelo rio nas duas vertentes do bloco montanhoso. Este fato sugere a captura recente (pós deposição quaternário/holocênica) e rejuvenescimento do depósito e exumação da superfície subjacente. Em geral, os *knickpoints* situam-se próximos ao lineamento, e possuem direção perpendicular ao mesmo, coincidindo com a direção dos diques. A zona de balizamento tectônico de unidades geológicas limita porções com diferentes padrões de drenagem, havendo predomínio do padrão angular e retangular em forma de candelabros na área de ocorrência de granitos e sub-dentríticos nas porções mais rebaixadas sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Nota-se a presença de diversos remanescentes de paleosuperfícies (Figura 78) com rede de drenagem anômala e *knickpoints* (com centenas de metros), separando a rede de drenagem dos remanescentes e do sistema de drenagem regional. As tensões principais ($\sigma 1$) próximas E-W na região do lineamento condicionam falhas com direções principais E-W e NW-SE (indicação de tensão 5, 10, 11 da Figura 79) aproveitados pelos rios encaixados nos corpos graníticos, coincidente, no caso das falhas NW-SE com as direções reativadas no Cenozoico (CASTRO *et al.* 2008).

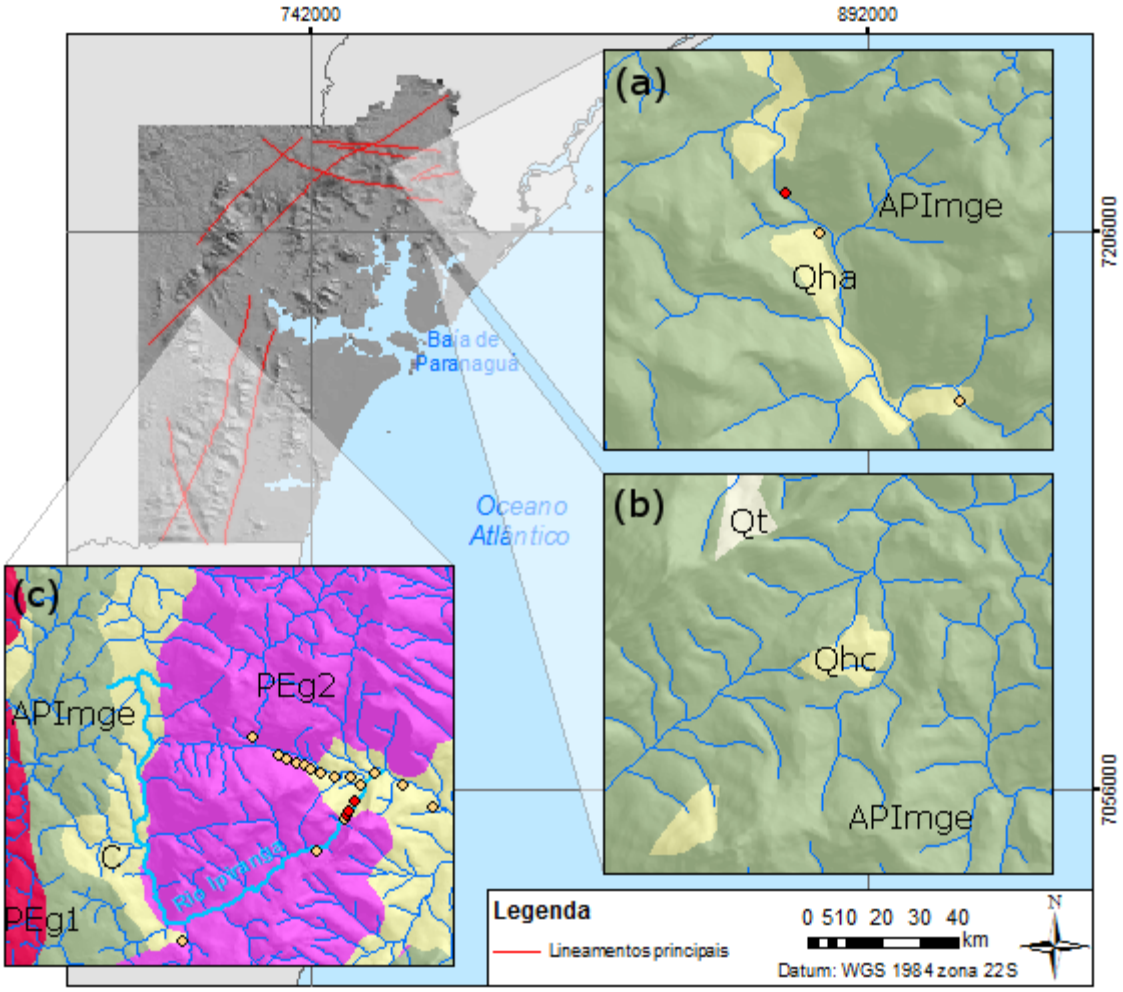


Figura 77: Localização de feições morfotectônicas (provavelmente neotectônicas). (a) *knickpoint* segmentando depósitos fluviais; (b) rios com nascente sobre depósito quaternário; (c) rio Ipiranga (rio destacado) cortando depósito coluvionar de mesma idade nas duas vertentes do corpo granítico. Qha - Sedimentos fluviais(Quaternário/Holocêno); Qt - (Quaternário/Holocêno); Qhc - Depósitos de colúvios (Terciário/Quaternário); PEg1 e PEg2 - Suítes álcali-granitos (Proterozoico Superior); APImge - Complexo Atuba (Arqueano - Proterozoico Inferior). Bolas vermelhas representam *knickpoints* de 1ª ordem e amarelas de 2ª ordem.

A porção central da Serra da Graciosa apresenta *knickpoints* mais recuados em relação ao Lineamento Morretes, com drenagem mais controlada segundo as direções dos diques. Nesta área a extensão maior do corpo granítico funciona como uma barreira mais eficiente em relação ao recuo erosivo dos rios em direção ao PPP. Os lineamentos NE, paralelos ao Lineamento Morretes, na área central do corpo granítico são as áreas de ocorrência dos rios de primeira e segunda ordem, enquanto nas bordas do corpo, os rios aproveitam as estruturas NE de forma mais acentuada, com rios de ordem maior sobre a suíte granítica. Os afluentes do rio Cachoeira, na região da serra do Ibitiraquire, apresentam concentrações de *knickpoints*, em especial os rios com características que apontam para uma recente

captura da bacia do rio Ribeira para a bacia litorânea. Os rios pertencentes à bacia do rio Faxinal (bacia do Rio Ribeira), apresentam grande parte de seus antigos afluentes drenando para a bacia do rio São Sebastião (afluente a norte do rio Capivari), nestes rios são identificadas diversas características anômalas (curvas anômalas, inflexões abruptas, retilineidade) que caracterizam a recém inserção destes canais na rede de drenagem da bacia litorânea. A concentração de *knickpoints* sobre as estruturas NE e NW apontam para uma acentuada determinação morfotectônica no relevo regional. A tensão principal NE-SW, horizontal, coincide com um regime de esforços indicado como de idade quaternária na Bacia Sedimentar de Curitiba (BSC), já as direções NW-SE estão de acordo com as reativações cenozoicas verificadas Castro *et al*. (2008) e por Souza *et al*. (1996) nos grábens de Paranaguá e Sete Barras respectivamente.

Há nas proximidades do Lineamento Morretes a existência de sobreposições dos padrões de drenagem subdentrítico e angular, fato que aponta para o ajustamento da rede de drenagem. As cabeceiras da drenagem do rio São Sebastião dissecam os depósitos aluvionares do canal principal do rio Faxinal, em franco processo de captura da rede de drenagem da bacia do rio Ribeira.

Figura 78: Remanescente do pediplano Pd3 (Superfície Sulamericana), Morro do Tapapuí a 1380m de altitude.

8.6.3 LINEAMENTO PIRAQUARA-FERRARIA

Ocorre exclusivamente no DMA, entre as Serras do Ibitiraquire, do Capivari e da Virgem Maria, e constitui o principal balizamento do *front* montanhoso da porção extremo noroeste da SM. Seu plano de direção NE-SW possivelmente foi

reativado como falha transpressional dextrógira no Quaternário (Diagrama 1 quadro 3). Entre esse lineamento e o Lineamento Morretes localizam-se uma das principais concentrações de *knickpoints* e feições anômalas na rede de drenagem. Os rios encaixados nesse lineamento passam a ter seus cursos segundo a direção NE e/ou a assumir feições anômalas (curvas anômalas ou inflexões abruptas) tanto no substrato granítico quanto nos litotipos do embasamento. O padrão de drenagem angular e retangular predominam na área granítica, e são fortemente influenciados pela direção dos diques e das estruturas paralelas ao lineamento Piraquara-Ferraria. Além de quatro *knickpoints* sobre o lineamento, alinhados na direção exata do fronte montanhoso, observa-se o balizamento de um grande depósito coluvionar a leste do Morro do Guaricana por este lineamento, o que sugere um condicionamento morfotectônico recente, apontado para a existência de atividade neotectônica em sua área de influência. As principais direções de tensor máximo ($\sigma 1$), a exemplo da região do lineamento Morretes, são NW-SE, de acordo com as reativações *cenozo*icas verificadas Castro *et al*. (2008) e por Souza *et al*. (1995).

8.6.4 ZONA DE CISALHAMENTO DO PALMITAL

É uma das principais falhas do DMM e abrange a porção sul da área de estudo, marcando o balizamento do Terreno Paranaguá com as microplacas Luiz Alves e Curitiba (zona transcorrente sinistral) e condiciona a direção dos rios desde a baía da Babitonga-SC até o Primeiro Planalto Paranaense (PPP), com expressão geomorfológica desde a cota 0m até aproximadamente a cota 800m de altitude. A região centro-norte e norte da ZC Palmital é drenada por rios pertencentes à bacia litorânea que aproveitam as descontinuidades estruturais e transpõem as serras do Araçatuba, dos Castelhanos, da Igreja, do Cubatão, das Canavieiras em direção ao PPP até alcançarem a Bacia Sedimentar de Tijucas, onde verifica-se uma série de anomalias de drenagem e divisores de águas tênues (estágio embrionário) entre a bacia litorânea e do rio Iguaçu. Os *knickpoints* estão localizados predominantemente em áreas próximas à ZC, alinhados segundo a direção N40-45W concordante com a direção dos rios principais e também alinhados segundo a direção N15W da zona de cisalhamento em questão.

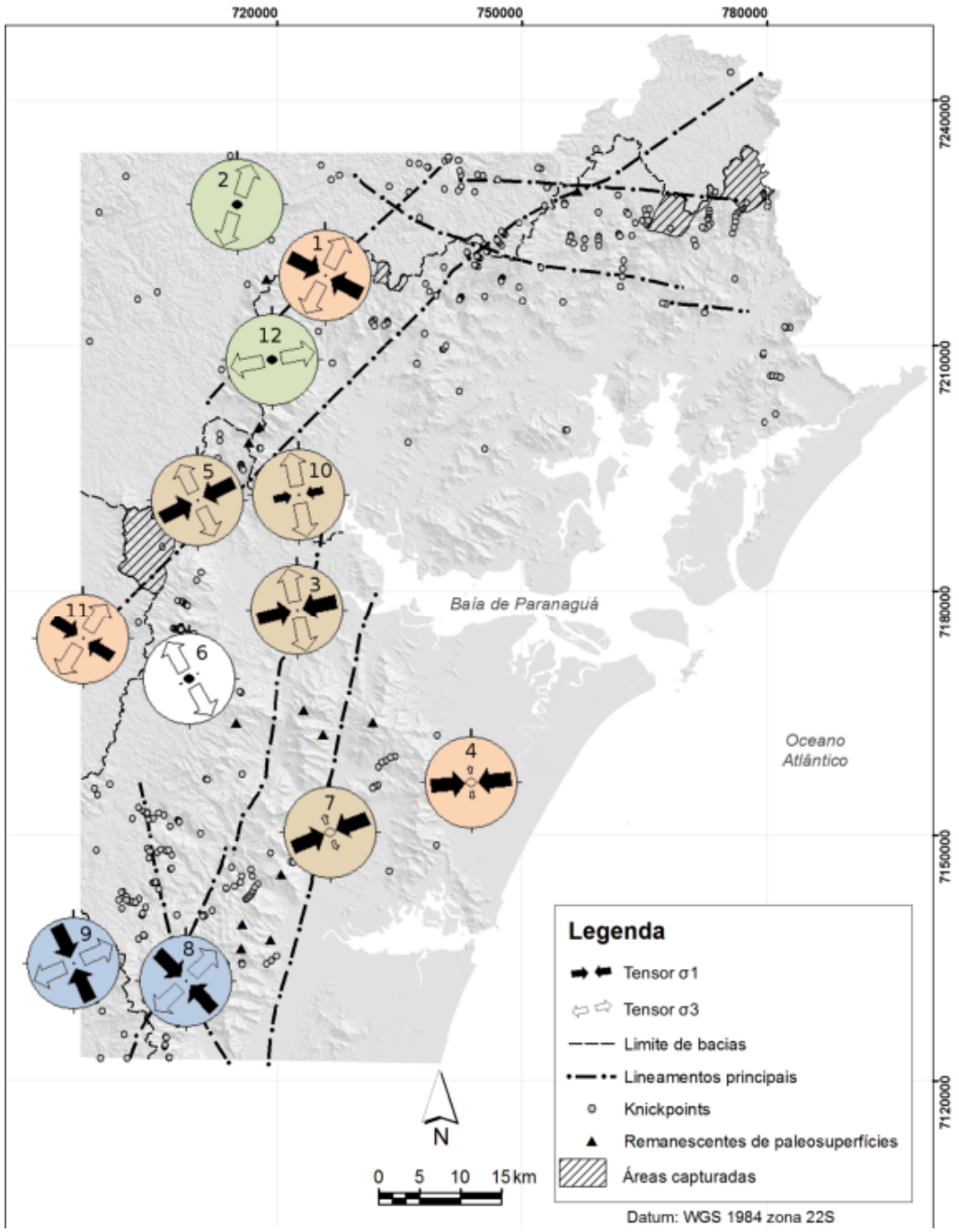


Figura 79: Indicação da tensão média (paleotensores) das falhas adjacentes aos principais lineamentos estruturais da Serra do Mar (diedros retos). A paleta de cores utilizada nos diagramas corresponde aos paleotensores descritos no Quadro 3.

A área central e sul do lineamento apresenta feições geomorfológicas típicas de zonas tectonicamente condicionadas, com feições morfotectônicas e morfoestruturais características de zonas de falhas, apresentando facetas triangulares (Figura 80), escarpamento estrutural e rios com anomalias de drenagem. O nível de base local, rio São João, é determinado pela zona de

cisalhamento, a partir do qual os rios de ordem menor, encaixados nas falhas N70E drenam as porções mais altas das serras adjacentes. As áreas mais elevadas das serras apresentam diversas bacias hidrográficas suspensas (remanescentes de paleosuperfícies), conectadas à rede hidrográfica por canais com *knickpoints* orientados N70E com diversas capturas de drenagem (Figura 81).

Os indicadores cinemáticos indicam a tensão principal NW-SE e NNW-SSE oriundas de regime transcorrente concordante com direções consideradas como reativações cenozoicas (CASTRO *et al*. 2008; SOUZA *et al*. 1996).

Quadro 3: Evolução tectônica regional - síntese das paleotensões atuantes no leste do Paraná no Cenozoico segundo Salamuni e Fiori (2012) e Hiruma *et al.* (2001).

Diagrama de tensão	Posição do eixo $\sigma 1$	Idade inferida	Estruturas típicas
1	N118/01	Quaternária (pós-pleistoceno	Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)
2	N300/33	Triássico-Neojurássico	Arco de Ponta Grossa: falhas normais e enxame de diques
3	N253/15	Neógeno	Transtração sinistrógira (falhas NE-SW) e dextrógiro (falhas NW-SE)
4	N261/29	Quaternária (pós-pleistoceno	Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)
5	N064/02	Neógeno	Transtração sinistrógira (falhas NE-SW) e dextrógiro (falhas NW-SE)
6	N249/58	Oligoceno	Oligoceno (efeito local?)
7	N068/07	Neógeno	Transtração sinistrógira (falhas NE-SW) e dextrógiro (falhas NW-SE)
8	N136/13	Paleógeno-Neógeno	Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)
9	N337/10	Paleógeno-Neógeno	Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)
10	N081/05	Neógeno	Transtração sinistrógira (falhas NE-SW) e dextrógiro (falhas NW-SE)
11	N305/05	Quaternária (pós-pleistoceno	Falha transpressional dextrógira (falhas NE-SW)
12	N340/33	Triássico-Neojurássico	Arco de Ponta Grossa: falhas normais e enxame de diques

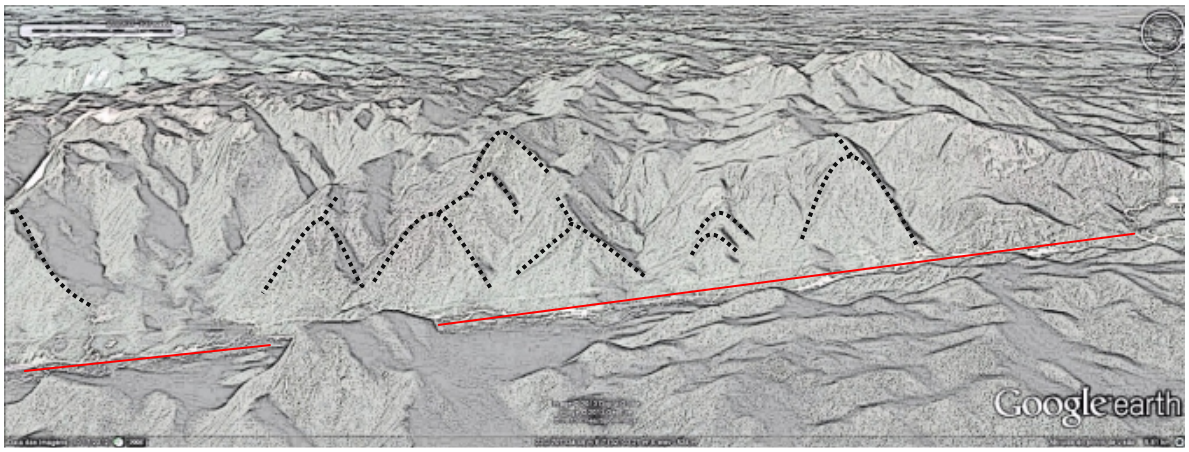


Figura 80: Facetas triangulares (destacadas pelas linhas pontilhadas)– *Front* escarpado da ZC Palmital (linha vermelha).

8.6.5 ZONAS DE CISALHAMENTO ALEXANDRA E CUBATÃOZINHO

São os dois principais lineamentos estruturais a sul da Baía de Paranaguá, apresentam direção próxima N15E e seccionam as serras da Igreja, do Cubatão dos Castelhanos, das Canavieiras e da Prata, assim como a ZC Palmital marcam o balizamento tectônico do Terreno Paranaguá com as microplacas Luiz Alves e Curitiba. Os diagramas de paleotensão 3 e 7 (Figura 79 e Quadro 3) indicam que movimentos como falhas transtracionais sinistrógiras ocorreram nas duas ZCs provavelmente no Neógeno. A ZC Cubatãozinho limita o DMM e o Domínio Morfoestrutural Guaratuba (DMGt), enquanto o ZC Alexandra está inteiramente inserida no DMM. A região norte destes lineamentos, desde a baía de Paranaguá até a região de serra nos divisores de águas com os rios que drenam para a Baía de Guaratuba, apresentam capturas de drenagem incipientes e poucas anomalias de drenagem. Nesta região os rios têm seus cursos principalmente sobre áreas com altimetria de até 50 m de altitude, sendo as porções de serras drenadas por trechos curtos com declividade acentuada. Destacam-se as extensas planícies aluvionares entulhadas de material detrítico de proporções até decamétricas, preenchidas em eventos rápidos de fluxo de massa (a exemplo do ocorrido em março de 2011).

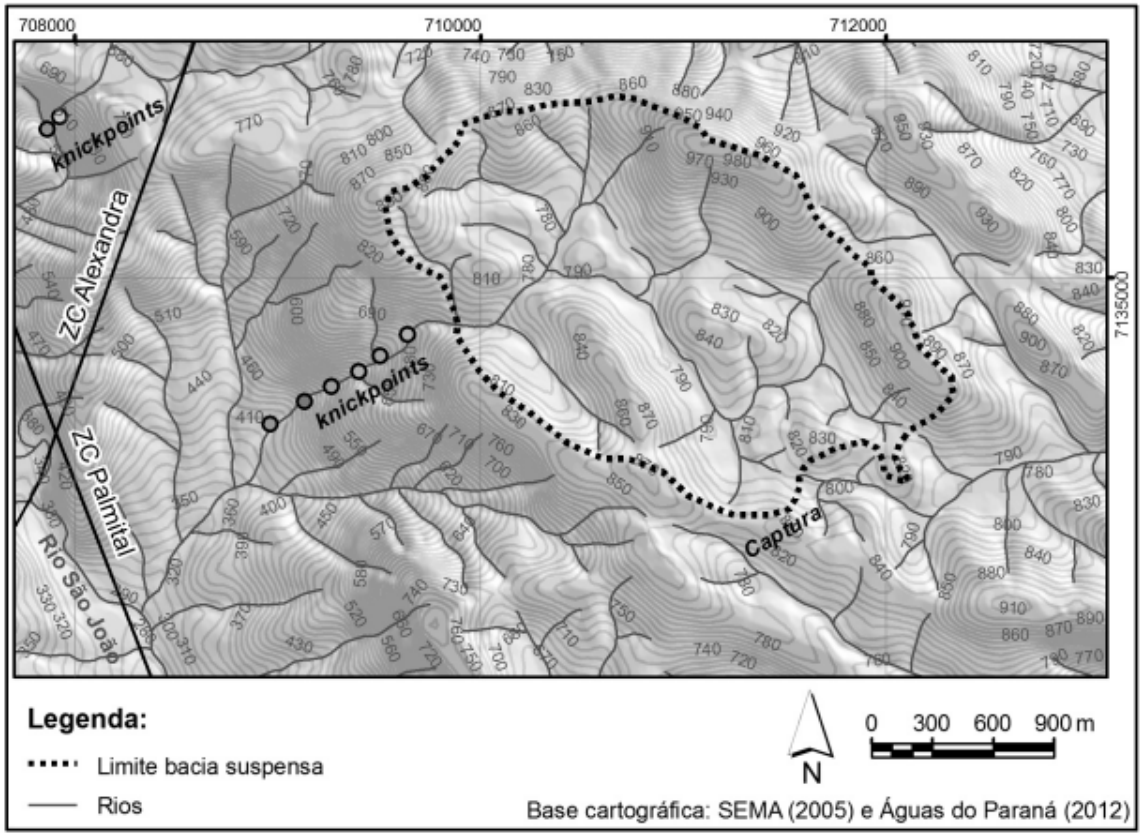


Figura 81: Bacia de drenagem em remanescente de paleosuperfície com altitude média de aproximadamente 800m. Reparar o fato de a rede de drenagem apresentar padrão anômalo, provavelmente capturado e a bacia hidrográfica ser conectada à rede de drenagem principal (alinhado segundo a ZC Palmital) por rio repleto de *Knickpoints*.

A ZC do Cubatãozinho apresenta a sul da Serra das Canavieiras o escarpamento estrutural melhor definido da Serra do Mar paranaense, que delimita a ampla planície do rio Cubatãozinho formada por sedimentos aluvionares e paleoestuarinos do conjunto montanhoso da SM. Os rios da margem direita do rio Cubatãozinho apresentam extensão de até 60 km e chegam a drenar áreas do PPP (Figura 82). Os rios com ordem inferior a três, entre as ZCs do Palmital e Alexandra, possuem direções fortemente influenciadas pela direção N45W dos diques, e os rios de ordem maior apresentam direções determinadas por grandes lineamentos estruturais de direção próxima N70E e N60W que controlam suas direções e os depósitos aluvionares.

As anomalias de drenagem do tipo inflexão abrupta, curva anômala e retilineidade são verificadas principalmente na região a oeste da ZC Alexandra, onde extensas e estreitas planícies aluviais são limitadas por esta ZC (contato litológico do embasamento com o granito Canavieiras Estrela) e a leste pela ZC do Palmital. A

direção, a densidade e o padrão de drenagem verificado nas zonas de influência das ZCs possuem diferentes características quando sobre os granitos e os litotipos do embasamento, predominando direções mais controladas pela direção dos diques, redes de drenagem menos densas e padrão de drenagem angular sobre os granitos e rios com direções mais variadas e maior densidade de drenagem sobre o Complexo. A concentração de *knickpoints* a oeste da Baía de Guaratuba, na área de ocorrência de granitos e de embasamento, estão em geral sobre rios de direção N45-65W paralelos aos diques e sobre os lineamentos N35-45E que cortam os diques de diabásio. Os *knickpoints* nas regiões mais próximas da ZC Cubatãozinho, a leste da ZC Alexandra, ocorrem sobre os granitos em vales sem preenchimento sedimentar comumente sobre a rocha, enquanto a oeste da ZC Alexandra os *Knickpoints* ocorrem também nos depósitos sedimentares. As bacias suspensas e os remanescentes geomórficos da paleosuperfície Sulamericana possuem a maior concentração entre as ZCs Alexandra e Cubatãozinho em áreas normalmente com drenagem anômala, próximas a *knickpoints* e capturas recentes.

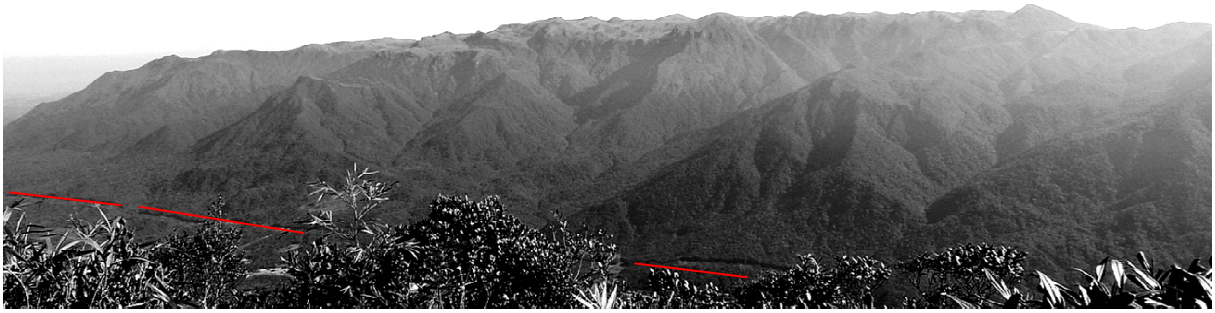


Figura 82: Facetas triangulares – *Front* escarpado da ZC Cubatãozinho (linha vermelha).

A tensão máxima ($\sigma 1$) com direção próxima E-W, verificada nas falhas da região, condiz com o regime de esforços atual da Placa Sulamericana e sugere a possibilidade de reativações tectônicas das falhas relacionadas à colocação do Terreno Paranaguá (Alexandra e Cubatãozinho), com movimentos sinistrógiros. Neste contexto, as características anômalas da rede de drenagem e relevo teriam como principal motivador a neotectônica, assim como confirmar-se-ia a hipótese apontada por Salamuni (2005) de que a tectônica recente controla a evolução geológica atual da Bacia do Cubatãozinho.

9. DISCUSSÃO

Foram identificadas diversas estruturas geológicas e elementos geológico-geomorfológicos típicos de áreas morfotectônica e morfoestruturalmente condicionadas, tais como: escarpas de linhas de falhas, *knickpoints* alinhados segundo a direção de importantes estruturas, depósitos aluvionares segmentados por *knickpoints*, anomalias de drenagem, nascentes de rios sobre depósitos recentes e remanescentes de paleosuperfícies balizados por lineamentos estruturais são elementos que sugerem a existência de deformações recentes na conformação geomórfica da Serra do Mar.

As estruturas NNE-SSW geradas nos períodos colisionais (600-700 Ma) que resultaram na colagem do Terreno Paranaguá (TP) e das microplacas Curitiba e Luis Alves (BASEI *et al*. 1992 e CURY, 2009), são pervasivas por toda a SM e estão entre as maiores zonas de cisalhamento do sudeste do Brasil. A articulação tectônica herdada da colocação do TP determina o desalinhamento dos corpos graníticos e a inflexão geral da SM para NE a norte da Baía de Paranaguá.

A reativação cenozoica dos lineamentos NNE-SSW formam as principais morfoestruturas da SM, dentre elas destacam-se o cinturão de cisalhamento Serrinha Rio-Palmital (SRP) e as zonas de cisalhamento Piên e Alexandra (PASSARELI *et al.* 2011), que corresponde localmente aos lineamentos Morretes, Piraquara-Ferraria e Palmital. O lineamento Morretes posicionado entre o Terreno Curitiba-Registro, o Cráton Luiz Alves e o Terreno Paranaguá, apresenta grande relevância nas direções das estruturas nas porções leste, norte noroeste da SM. Tomando como escala de análise os lineamentos traçados regionalmente (na escala 1:130.000) observa-se que a direção NE possui a maior variação de direções na SM, com concentrações entre N15-60E e determina a direção de drenagem e morfoestruturas em praticamente toda a SM.

A principal direção dos lineamentos ocorrentes nos corpos graníticos que formam a porção montanhosa da SM estão entre N10-40E, concentradas entre N20-25E nos granitos do Terreno Paranaguá (direção próxima das zonas de cisalhamento de Alexandra e Cubatãozinho), e entre N35-45E nas fraturas presentes nos granitos da Província Graciosa. Reativações no Neógeno como falhas

com movimento sinistrógiro, e no Quaternário com movimento dextrógiro são evidencias que apontam para a determinação tectônica do relevo que modela os corpos graníticos, em especial na determinação da direção dos rios NE-SW.

Deformações cenozoicas relacionados à tectônica distensiva formadora do sistema de riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989), embora não tenham sido identificadas em afloramentos, são certamente promotoras de estruturas que formam relevos tectônicos na SM. O movimento de planos NW relacionados às reativações de estruturas do Arco de Ponta Grossa de direção NW-SE, preenchidas por diques, como falhas normais (CASTRO *et al*. 2008) aponta para a determinação morfotectônica dessas estruturas, que normalmente são consideradas como construídas, principalmente, pelo intemperismo químico e solubilidade das rochas máficas que compõem os diques mesozoicos em relação às suas encaixantes.

A terceira direção mais importante identificada nas interpretações de imagens no presente trabalho é E-W, e representam as direções mais recorrentes nos lineamentos com comprimentos maiores que 20 km. Essas direções são verificadas principalmente a norte da baía de Paranaguá, onde cortam as serras da Virgem Maria, Serra Negra, Serra do Taquari, Espigão do Feiticeiro e na Serra do Araçatuba, na porção sul da área de estudo, onde cortam os maciços graníticos.

Em relação às direções E-W, notadamente há um controle das baias de Paranaguá e Guaratuba por esta direção, que controla o eixo E-W principal das duas baías. Esta direção também atesta uma das principais direções de atividade tectônica cenozoica na porção leste paranaense, sendo que praticamente todas as áreas de ocorrência das estruturas E-W possuem escarpamento estrutural, anomalias de drenagem, principalmente *knickpoints e* inflexões abruptas associadas. Pressinotti & Pressinotti (1980) *apud* Souza *et al.* (1996) identificou direções E-W e secundariamente NE-SW em falhas normais que teriam abatido a planície costeira Cananéia-Iguape em Cananéia em reativações cenozoicas de paleolineamentos, fato também observado por Souza *et al.* (1996). Este modelo assemelha-se com o proposto por Castro *et al.* (2008), porém na região no Gráben de Paranaguá os movimentos deram-se principalmente em estruturas de direção NW-SE. A norte da área de estudo Cury (2009) identificou o lineamento Cananéia - Guaraú de direção E-W, e apontou sua provável gênese associada à Zona de

Transferência Curitiba (MACEDO, 1987), reativada após abertura do Oceano Atlântico.

As direções de menor expressividade regional são as N-S, porém, chama a atenção o aparente aproveitamento destas direções por canais mais novos e incipientes, o que condiz com a característica comum à rede de drenagem em ser o primeiro elemento da paisagem a adaptar-se às deformações do terreno. Ao analisar as tensões intraplaca no Complexo Atuba Chaves-Kus e Salamuni (2008) identificaram falhas transcorrentes com direção aproximadamente N-S como geradas a partir do Neógeno e atribuem às mesmas importantes feições geomorfológicas na região de Curitiba.

A anisotropia nas direções das estruturas verificadas em toda a área de estudo reflete a sobreposição de eventos tectônicos que deformaram a SM, em especial àquelas aproveitadas pelos canais de direção E-W e N-S, que não aproveitam as estruturas NE e NW mais antigas, o que corrobora a hipótese de que os tensores máximos ($\sigma 1$) cenozoicos podem ter gerado novas estruturas. Salamuni e Fiori (2012) afirmam que os registros heterogêneos descontínuos das falhas do leste paranaense indicam que as fases mais novas podem, de forma antagônica, ou obliterar estruturas anteriores ou, dependendo da geometria, provocar sua ressurgência, no entanto há evidencias, no presente trabalho, que há estruturas geradas e não somente reativadas ou obliteradas no Cenozoico.

A existência de remanescentes geomórficos de paleosuperfícies, fato notado desde os primeiros estudos que abordaram a SM, destaca-se não somente por atestar diferentes momentos evolutivos na paisagem regional, mas também pela sua preservação em áreas muito próximas a estruturas geológicas que definem importantes morfoestruturas. Estas morfoestruturas apresentam-se associadas a várias feições geomórficas anômalas, com amplos vales erodidos repletos de anomalias de drenagem e *knickpoints* e mesmo assim preservam remanescentes geomórficos em áreas adjacentes, o que permite, de modo geral, inferir uma idade recente para estas estruturas, ainda com erosão incapaz de suprimir os remanescentes geomórficos. Diversos remanescentes de paleosuperfícies próximos aos lineamentos Morretes, Piraquara-Ferraria e Palmital, por exemplo, são cabeceiras de drenagem próximas às zonas de ocorrência dessas estruturas e mesmo assim preservam características típicas de áreas aplainadas. Embora

segundo Marent (2011) a erosão diferencial observada nas rochas do embasamento em relação aos corpos graníticos seja o principal fator controlador das taxas de desnudação de pequenas bacias, nota-se na área de estudo que as principais concentrações de remanescentes estão em grandes bacias de drenagem. Em vários casos os remanescentes geomórficos são drenados por canais de primeira ou segunda ordem que deságuam diretamente para o rio principal, este último controlado por falha, o que atenua os controles litotípicos locais na preservação dos remanescentes de paleosuperfícies.

Em relação ao aspecto regional da diferença desnudacional de ~ 2,4 vezes entre a área oceânica (bacia atlântica) e a área continental (bacia do rio Ribeira), o nível de base geral é considerado por Marent (2012) o principal controlador desta diferença, o que certamente controla o gradiente hidráulico e consequentemente os processos erosivos. Somado ao nível de base deve-se considerar a determinação morfotectônica cenozoica, que define níveis de base locais de forma mais eficiente na bacia oceânica, principalmente os relacionados o Sistema de Riftes Cenozoicos (ALMEIDA, 1967; RICCOMINI, 1989; ZÁLAN, 2005) e as falhas do SRP, que controlam os principais rios que formam os níveis de base locais da SM.

Com a compartimentação geomorfológica da SM foi possível observar que o principal elemento determinante das formas de relevo diferenciadas na área de ocorrência dos corpos graníticos, que constituem a feição mais destacada da SM no Paraná, são os diques mesozoicos. Os compartimentos **Serra do Mar – blocos montanhosos** e **Serra do Mar – morros alongados NW**, diferem-se devido à densidade de diques que encerram, pois este elemento estrutural define a presença ou não de vales ou morros alongados nos corpos graníticos. Outro compartimento definido pela presença de diques mesozoicos é o **Morros isolados e cristas alongadas intraplanície – Blocos alçados e morros alinhados**, que representa o compartimento mais pervasivo na Planície litorânea e é caracterizado por cristas alongadas formadas, em muitos casos, pelos mesmos diques que formam vales nos compartimentos da Serra do Mar. Em toda a área de estudo há apenas três regiões onde os diques não definem morros ou vales alinhados de forma expressiva. A primeira e mais importante fica entre Paranaguá e Matinhos e é abrangida pelo Gráben de Paranaguá, com altos e baixos estruturais cobertos por sedimentos

marinhos (Figura 9 e 36). A segunda compreende a Ilha do Mel, a faixa litorânea a norte da Ilha do Mel (Ilha das Peças) e a faixa litorânea alongada a leste de Guaraqueçaba (Parque Nacional do Superagui). A terceira abrange a planície a sul da Baía de Guaratuba. As três áreas representam porções rebaixadas em relação às suas áreas adjacentes e, a exemplo do Gráben de Paranaguá, são regiões abatidas integrantes do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. Algumas áreas com cristas isoladas formadas por diques atestam a provável existência de altos e baixos estruturais como verificado por Castro *et al.* (2008) e Souza *et al*. (1996) nos grábens de Cananéia e de Paranaguá. Cristas formadas por diques também são observadas dentro das baías de Paranaguá e Guaratuba, sugerindo o mesmo contexto de baixos e altos estruturais dos grábens, porém, com rebaixamento suficiente para a imersão da porção continental rebaixada.

Há pelo menos três patamares altimétricos de relevo identificáveis por meio da cota altimétrica de ocorrência dos diques, o primeiro nos corpos graníticos da SM é caracterizado pelos vales fluviais, o segundo formado por cristas na Planície Litorânea e o terceiro em áreas cobertas por sedimentos marinhos ou emerso nas baías de Guaratuba e Paranaguá. As cotas altimétricas máximas dos diques na Serra do Mar chegam a mais de 1800m de altitude, na planície litorânea estão em média a 20 m de altitude e nas porções recobertas por sedimentos chegam a possuir 130 m de espessura de sedimentos no Gráben de Paranaguá (CASTRO *et al.* 2008) e 167 m no Gráben de Cananéia (SOUZA *et al.* 1996). Estes três patamares de ocorrência de diques mesozoicos marcam três importantes degraus tectonicamente determinados que, se desconsiderada a erosão diferencial sobre os litotipos máficos que os compõem, possuem quase 2000 m de desnível altimétrico.

Na porção a sul da Baía e Paranaguá destaca-se a aparente rotação de cerca de 5º das estruturas de direção NW-SE, principalmente diques, presentes no Terreno Paranaguá, em relação àquelas observadas nas microplacas Curitiba e Luis Alves, aparentando ser motivado por movimento dextrógiro da ZC Cubatãozinho (Figura 48). Tal rotação possivelmente foi promovida pela atividade pós-pleistocênica, verificada nas paleotensões apresentadas no Quadro 3, que teriam movimentado essa zona de cisalhamento. A deformação dos diques por falhas normais e transcorrentes destaca-os como excelente marcador da atividade

tectônica regional, principalmente na Planície Litorânea, onde embora intrudido na mesma rocha encaixante apresenta-se em níveis topográficos diferenciados, com mais de 150 m de desnível.

A rede de drenagem sobre o maciço deformado da área de estudo, mesmo em áreas com litotipo homogêneo, encontra-se com características de drenagem em franco processo de adaptação, sendo observadas 787 anomalias de drenagem. A relação entre os lineamentos estruturais e as anomalias de drenagem é observada pela proximidade de ambos, sendo que 333 anomalias de drenagem distam até 100 m de um lineamento estrutural e 289 distam até 50 m, o que aponta a determinação tectônica como principal agente formador de anomalias. A ocorrência de padrões de drenagem típicos de regiões sobre forte controle estrutural ocorre em cerda de 60% da área estudada, sendo as intersecções de diques de direção NW-SE com falhas NE-SW as principais inflexões abruptas e vales encaixados quando cortam os maciços graníticos.

As áreas com características de capturas de drenagem recentes abrangem 121 km^2 da área de estudo e assim como a maioria das anomalias de drenagem estão localizadas preferencialmente a leste e a norte da Baía de Paranaguá, entre os grábens de Cananéia e Paranaguá, próximas a zona sismogênica de Cananéia.

Nos domínios morfoestruturais observa-se características que permitem distinguir especificidades na elaboração das morfoestruturas em cada domínio, embora as atuações dos processos morfotectônicos sejam semelhantes regionalmente. Em escala de domínios morfoestruturais as direções dos lineamentos NE também representam as direções preferenciais. No Domínio morfoestrutural Antonina (DMA), onde os lineamentos Morretes e Piraquara-Ferraria apresentam grande expressividade, as direções entre N40-45E predominam. A porção sul do DMA possui certa influencia das mesmas estruturas NE do Domínio Morfoestrutural Morretes (DMM), predominando direções entre N15-25E, determinadas pelas ZCs Alexandra e Cubatãozinho. Já o Domínio morfoestrutural Guaratuba (DMGt) possui forte influencia da ZC Cubatãozinho e as direções preferenciais entre N10-30E são predominantes. O Domínio morfoestrutural Guaraqueçaba (DMG) apresenta influência de falhas E-W, destacando-se as anomalias de drenagem associadas à *knickpoints* e orientação da rede de drenagem. Nos lineamentos de direção NW são

observadas maior variedade de direções, sendo que os domínios morfoestruturais Guaratuba e Guaraqueçaba apresentam respectivamente direções entre N50-70W e N45-75W, enquanto os domínios Morretes e Antonina apresentam direções N45-65W e N45-60W. Salamuni (2005) considera a possibilidade de movimento neotectônico na ZC Cubatãozinho fato que possivelmente modificou as direções dos lineamentos dos domínios orientais (DMG e DMGt) em relação aos domínios ocidentais (DMM e DMA).

A ocorrência de anomalias de drenagem principalmente no DMA e no DMG, região leste e norte da Baía de Paranaguá, corrobora a hipótese de um ambiente tectônico Cenozoico mais instável nesta área, que devido à proximidade da Zona Sismogênica de Cananéia, dos grábens de Cananéia e de Paranaguá e das falhas E-W, onde se observa *knickpoints* alinhados e escarpamento estrutural, possui diversos elementos morfotectônicos que determinam a conformação do relevo.

A área capturada da bacia do Alto rio Iguaçu para a bacia Litorânea no DMM onde os sedimentos quaternários/holocênicos são cortados pelo rio Ipiranga com direção não concordante com sua deposição gravitacional (o rio corta o colúvio e o rejuvenesce), e as nascentes do rio Capivari Mirim estão sobre os depósitos quaternários, há um importante controle estrutural, que determina a existência de diversos *knickpoints* e feições anômalas. Já no DMGt a existência de apenas 13 anomalias de drenagem é provavelmente resultado de sua prolongada posição fora do contexto de divisores de águas das bacias regionais (Atlântica e do Iguaçu), à sua proximidade ao nível de base geral e a sua inserção mais prolongada ao nível de base atual que permite uma rede de drenagem mais adaptada. Os *knickpoints* na *Serra da Prata* localizados predominantemente nas bordas do corpo granítico, no limite com a PL, sugerem o não ajustamento do perfil fluvial ao nível de base local (PL), apontando para um possível degrau gerado pela ascensão paulatina do corpo granítico, mais veloz do que a capacidade erosiva do rio em ajustar o perfil fluvial ao nível de base. Ou, mais provavelmente, para a um degrau tectônico em erosão gerado a partir do colapso tectônico do Gráben de Paranaguá.

A análise dos dados de paleotensão nas estruturas rúpteis permitiu a definição das principais orientações dos campos de esforços envolvidos nos eventos tectônicos da SM, nas áreas próximas aos lineamentos do Sistema norte da Baía de

Paranaguá, de influência do lineamento Piraquara-Ferraria, do lineamento Morretes, das zonas de Cisalhamento Palmital, Cubatãozinho e Alexandra, principais morfoestruturas regionais. As direções encontradas condizem em muitos casos com os eventos neotectônicos descritos na Bacia Sedimentar de Curitiba e nos grábens de Sete Barras, Cananéia e Paranaguá, áreas com atividade neotectônica definida em trabalhos que utilizaram métodos indiretos (geofísica) e dados diretos tomados em campo.

O conjunto de agentes formadores do relevo, em especial as estruturas geológicas e a erosão fluvial, permite uma dinâmica erosiva capaz de construir feições geomorfológicas morfoestrutural e morfoesculturalmente determinadas. Entretanto, os dados e observações do presente trabalho indicam que os condicionantes estruturais são os principais fatores que definem o relevo da Serra do Mar do Paraná. A partir da análise dos dados geológicos e geomorfológicos foi elaborado o Mapa Morfotectônico da Serra do Mar Paranaense (Anexo 1).

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A hipótese do presente trabalho de que o relevo da Serra do Mar paranaense é determinado em princípio pela ação tectônica, e não pela ação climática, foi confirmada pela identificação de diversas evidências morfotectônicas, morfoestruturais e neotectônicas na paisagem. Escarpas estruturais, *knickpoints* alinhados segundo a direção de importantes estruturas, depósitos aluvionares segmentados por *knickpoints*, anomalias de drenagem e bacias suspensas são elementos da paisagem que permitem concluir por deformações recentes na formação da paisagem da Serra do Mar, que por fim tem sido esculpida pela ação dos agentes climáticos em curtos ciclos temporais.

As direções NNE-SSW, NW-SE e E-W são as principais direções de lineamentos que contém feições tectônicas que determinam morfoestruturas. Os dados levantados em campo permitiram identificar estruturas geológicas com paleotensões condizentes com os eventos de deformação cenozoicos descritos em estudos que abordaram áreas adjacentes a Serra do Mar do Paraná. Os lineamentos NNE-SSW provavelmente possuem relação com a tectônica distensiva cenozoica formadora do sistema de riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989), que reativou falhas pré-cambrianas que balizam o Terreno Paranaguá com as microplacas Curitiba e Luis Alves. As direções E-W, em especial as transcorrências dextrais e as falhas normais são correlacionáveis a fases neotectônicas e a reativações de estruturas preexistentes no pleistoceno (SILVA & MELLO, 2007), bem como as direções NW-SW comprovadamente reativadas no Gráben de Paranaguá (CASTRO *et al.* 2008).

No que concerne à existência de atividade tectônica recente na formação da paisagem, pode-se destacar a existência de *knickpoints* entre depósitos sedimentares segmentados e diversas nascentes de rios em áreas anteriormente ocupadas por planícies aluvionares a norte da Baía de Paranaguá, balizamento tectônico de depósitos aluvionares relacionados ao lineamento Piraquara-Ferraria, além de remanescentes geomórficos e anomalias de drenagem na área de influencia dos lineamentos Alexandra, Cubatãozinho e Palmital.

Os rios em processo de adaptação a níveis de bases recentes e a

presença de centenas de anomalias de drenagem com estreita relação com os lineamentos estruturais mostram que as estruturas geológicas são o principal agente promotor de rios com rede de drenagem e feições pontuais anômalas. Em toda a área estudada observa-se que estruturas geológicas influenciam na dinâmica evolutiva do relevo e que as capturas de drenagem das bacias continentais para a bacia litorânea, ao aumentarem a disponibilidade hídrica dos rios que drenam a SM, aceleram os processos de erosão e transporte que atuam na Serra do Mar.

Especificidades geológico-geomorfológicas foram identificadas nos quatro domínios morfoestruturais, demonstrando que os processos formadores do relevo, em especial a atividade tectônica, não atuam homogeneamente na SM, ressaltando a necessidade de estudos de detalhes para o melhor entendimento da evolução geomorfológica regional. As principais estruturas que determinam o balizamento dos domínios são: (a) Domínio Morfoestrutural Antonina - com escarpamento associado ao Lineamento Piraquara-Ferraria e Lineamento Morretes; (b) Domínio Morfoestrutural Morretes - com escarpamento associado aos Lineamentos: Palmital, Cubatãozinho e Alexandra; (c) Domínio Morfoestrutural Guaratuba - com escarpamento associado ao Lineamento Cubatãozinho; e (d) Domínio Morfoestrutural Guaraqueçaba - com escarpamento associado ao Lineamento Norte da Baía de Paranaguá.

A localização dos *knickpoints* na rede de drenagem em conjunto com a análise dos lineamentos estruturais, dados geológicos, geomorfométricos e trabalhos de campo mostraram-se importantes na caracterização das estruturas geológicas que determinam o relevo da Serra do Mar do Paraná e que a movimentação tectônica cenozoica destas estruturas é a principal formadora dos grandes traços do relevo regional.

11. REFERÊNCIAS

AB´SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 4 n.5, p. 94-110, 1961.

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R.. **Earth Science Reviews**, v. 50, p.77-111, 2000.

ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar In: **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p.135-150, 1998.

ALMEIDA, F. F. M. de. 1955. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 23-40.

ALMEIDA, F. F. M. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais. Academia. Brasileira. Ciências**, 48 (supl.), p. 15-26. 1976.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DMG, 1967. 241p.

ALMEIDA, F. F. M. de. 1958. **O Planalto Paulistano**. In: Azevedo, A. de. A cidade de São Paulo. São Paulo: AGB, p. 113-167. 1958.

ANGULO, R. J. Mapa do *cenozo*ico do litoral do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n. 55, p. 25-42, 2004.

ASMUS, H. E.; GUAZELLI, W. **Sumário das estruturas da margem continental brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes. Hipóteses sobre o tectonismo causativo e implicações no prognóstico de seu potencial em recursos minerais**. Série Projeto REMAC nº 9, 1981. p. 187 – 269.

BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F**.** Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v.22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BIGARELLA, J.J; BECKER, R.D; MATOS, D.J de; WERNER, A. (Ed). **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná: Um problema de segurança ambiental e nacional. Secretaria do Estado do Planejamento do Paraná.** Curitiba, 1978.

BIGARELLA, J. J.; MARQUES, F. P. L.; AB'SABER, A. N. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva – SC), **Boletim Paranaense de Geografia,** Curitiba, v. 4/5. p. 82-93, 1961.

BIGARELLA, J. J., SALAMUNI, R. & P. L. MARQUES Fº. **Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra)** I.B.P.T. Not. Prol. e Est., nº 1, 1959.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography** , v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.

BÜDEL, J. Die doppeleten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, n. 1, p. 201-288, 1957.

CANALI, N. E. **Contribuição ao estudo da geomorfologia da área de Colombo-PR**. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1980.

CASTRO, L. G.; FERREIRA, F. J. F.; ANGULO, R. J. Modelo gravimétrico-magnético do Gráben de Paranaguá-PR, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica São Paulo**, v. 26, p. 273-292, 2008.

CHAVEZ-KUS, L.; SALAMUNI, E. . Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**,São Paulo, v. 38, p. 439-454, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. **Geografia**, v.2, n. 4, p. 81-102, 1977.

COTTON, A. **Geomorphology**. London, 7 edição. Witcombe & Tombs Limited. 187p. 1968.

COUTINHO, J. M. V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. **Geol. USP, Sér. cient**. vl.8, n.2, p. 28-52, 2008.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid techique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. In: **GEOLOGICAL SOCIETY OF AMÉRICA BULLELIN**, University of Missouri, Columbia, v106, p. 571-581, 1994.

CPRM. **Mapa Geológico do Brasil**. Rio de Janeiro-RJ, 2006. Escala 1:2.500.000.

CURY, L. F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. 202 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2009

CURY L. F, SIGA O JR, SATO K, HARARA OMM, BASEI MAS, SALAZAR MORA CA. **Shrimp zircon age of Rio do Poço Granitic Suite in the geochronological setting of Paranagua´ Domain—Southern Brazil.** In: S Am Symp Isot Geol, 6, San Carlos de Bariloche, 2008. Proceedings CD-ROM.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DEBLIEUX, C. W. Photogeology in Gulf Coast exploration: Am. **Assoc. Petroleum Geologists Bull.** v. 33, p. 1251-1259,. 1949

DEFFONTAINES, B; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from data: application to the structural analysis of Zaire Basin. **Tectonophyzics**, 194 (3) p. 237-263, 1991.

DOORNKAMP, J. C**.** Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v.143, p.335-342, 1986.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; CASADO, F. C; FULFARO, V. J. . Detecção de Prováveis Deformações Neotectônicas no Vale do Rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, Mediante Aplicação de Índices RDE (Relação Declividade - Extensão) em Segmentos de Drenagem. **Revista Geociências**, São Paulo, v. 25, p. 271-289, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J., Aplicação do índice "Relação Declividade - Extensão–RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Geologia USP: Série Científica*, v.4, n.2, pp. 43-56, 2004.

FORNACIARI, F. A.; BRICALLI, L. L. **Influência da Faixa Colatina na morfologia da rede de drenagem e no relevo da porção oeste da bacia do Rio São José (ES)**. - In: XIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, Viçosa. Trabalho completo. 2009.

FRANCO-MAGALHAES, A. O. B.; HACKSPACHER, P. C. ; SAAD, A. R. Exumação tectônica e reativação de paleolineamentos no Arco de Ponta Grossa: Termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 40, p. 2-13, 2010.

GERASIMOV, I. P. & MESCHERIKOV, J. A. Morphostructure. In The encyclopedia of geomorphology. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York: Reinhold Book Co., 1968.

GUALDA, G.A.R., VLACH, S.R.F. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, V. 79, p. 405-430. 2007.

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

HENGL T. Pedometric mapping: bridging the gaps between conventional and pedometric approaches. PhD Thesis, Wageningen University, Enschede, 233, 2003. Disponível em: <http://spatial-analyst.net/wiki/index. php?title=Pedometric_mapping:_PhD_thesis>. Acesso em: 06/03/2010.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESIGAUTTIERI, M.C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. São Paulo: **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n.3, p. 375-384, 2001.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. In: **American Association of Petroleum Geologie Bulletim**, v.51, n. 11 p. 2246-2259, 1967.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia**. Rio de Janeiro: IBGE. 2ª edição. 2007.

KAUL, P.F.T. & CORDANI, U.G. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste paranaense e vizinhanças. **In: Congresso Brasileiro de Geologia**, Camboriú: SBG. v. 2, p. 371-373, 1994.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira Geografia.** v. 18 p.147-265, 1956.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

LIMA M. R. de; ANGULO R. J. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. **Anais..., Acad. Bras. Ciên.,** Rio de Janeiro, v. 62 n.4, p.357-371, 1990.

LOPES, O. F. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e Evolução Geológica. **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**. Curitiba, SBG, v.2, 481-490. 1987.

MAACK, R. A Serra do Mar no Estado do Paraná. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, v.31 n.229, p. 79-105. 1972.

MAACK, R. Picos do Paraná: A propósito de uma comunicação do Sr. Reinhard Maack. **Revista Brasileira de Geografia**. Jan/Mar. p. 137-140. 1942.

MACEDO, J. M. **Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes**. 165f. Dissertação de mestrado, UFOP, Ouro Preto, 1987.

MARENT, B. R. **Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (^{10}be) na Serra do Mar no estado do Paraná:** Implicações para a evolução do relevo. 137f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. SL index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of the Pirapó River. **Revista Geociências**, Rio Claro, v. 30, p. 63-76, 2011.

MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista. Brasileira Geografia**, Rio de Janeiro, v.4,1943, p.3-26, 1943.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende, RJ. **An. Acad. Bras. Ciências**. v.57, p. 467- 479, 1985.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 2., 1982, São Paulo. **Anais... Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho**. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.

MILLOT, G. Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. **Mémoires H. Service Societé Géologie de France, Paris**, n. 10, p. 295-305, 1980.

MILLOT, G. Géochemie de la surface et forms du relief. **Societé Géologie Bulletin**, Paris, v. 30, n. 4, p. D229-D233, 1977.

MINEROPAR S. A. **Mapa geomorfológico do Estado do Paraná**. Curitiba, Curitiba-PR, 2006. Escala 1: 250.000

MINEROPAR S. A. Mapa **geológico do Estado do Paraná**. Folha Curitiba, Curitiba-PR. 2005. Escala 1: 250.000.

MIOTO, J. A. **Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro**. B. Sociedade. Brasileira Geol. - Núcleo Minas Gerais, 11: 33-45, 1990.

MOHRIAK W. U. **Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul**. In: V. Mantesso – Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B.Brito-Neves (eds.) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Ed. Becca, pp.: 293 – 318. 2004.

OLIVEIRA, E. P.; MONTES, M. L. **Os enxames de diques máficos do Brasil**. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos Expandidos*,* 23, p. 4137-4154, 1984.

OLLIER, C. D. Tectonics and landforms. **Geomorphology texts**. London Longman Inc., 1981.

OUCHI, S. **Response of alluvial rivers to show active tectonic movement**. Bulletin Geological Society of America. Boulder, Co. v. 96, p.509-517, 1985.

PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; WEMMER, K.; SIGA, O.; OYHANTÇABAL, P. **Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema Cratons during the Western Gondwana amalgamation**. International Journal of Earth Sciences (1999. Print), v. 100, p. 391-414, 2011.

PENK, W. **Morphological analisys of landforms**: a contribution to physical geology. London: MacMillan, 1953.

PEREIRA M. J. & MACEDO J. M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. **Boletim Geociências da Petrobrás**, v.4, p. 3-11,1990.

PEREIRA, M. J.; BARBOSA, C. M.; AGRE, J.; GOMES, J.B; ARANHA, L. G. F.; SAITO, M.; RAMOS, M. A.; CARVALHO, M. D. DE; STAMATO, M.; BAGNI, O. **Estratigrafia da Bacia de Santos: Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Atas... SBG. v. I, P, 65-79.

PRESSINOTTI, P. C.; PRESSINOTTI, M.M.M.. Contribuição à geologia dos arredores de Registro, SP. **Revista Instituto de Geociências**, v.1, n.2, p.5-24, 1980.

PRÓ-ATLÂNTICA. **Atlas da Floresta Atlântica no Paraná.** Curitiba: Pró-Atlântica/SEMA Paraná, 104p. 2005.

RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**., v.2 (I/2), p.83-99, 1980.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PRÉVOT, M., PERRIN, M.. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p.975-979, 1992.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.; SUGUIO, K.; MINHÁLY, P. MATURANA, E. C. Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. **Boletim. Instituto Geociências USP**. v. 9. p. 141-147. 1991.

RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. 256 f. Tese (Doutorado em Geociências)- São Paulo: Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RIFFEL, S. B.. **Curva hispométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. 89 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

ROCKWELL, T. K**.** Neotectonics of the San Cayetano Fault, Transverse Ranges, California. **Geological Society of America Bulletim**., v.100, p.500-513, 1988.

SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: reflexões conciliatórias. **GEOMOS,** Belo Horizonte-MG, v. 6 , n. 2, p. 55-63. 1998

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. 285f, Tese (Professor Titular) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SABINS JR. F. F. **Remote Sensing: Principles and interpretation**. San Francisco: Feeman, 1978.

SALAMUNI, E.; FIORI, A. P. . Eventos deformacionais do Neoproterozoico ao Neógeno e a tectônica ressurgente no território paranaense. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. **Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia**. 2012. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.

SALAMUNI, E.; **Evidências da Neotectônica na Evolução da Serra do Mar no Estado do Paraná**. Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (X SNET), 2005 Curitiba, p 202-204.

BAHNIUK, J. ; SALAMUNI, E. ; GALLINA, F. ; PORTELA FILHO, C. V. . **Análise da tectônica rúptil, paleotensões e estudos neotectônicos na Serra do Mar no Estado do Paraná**. In: 41 Congresso Brasileiro de Geologia, 2002, João Pessoa, 2002.

SALAMUNI, E. ; EBERT, H. D.; PORTELA FILHO, C. V. **Cenozoic tensions in the Serra do Mar in the Paraná State (Southern Brazil)**. In: 31 International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro - RJ. inédito, 2000.

SALAMUNI, E. ; PORTELA FILHO, C. V. **Contribuição à geologia e à morfotectônica da Serra do Mar no Estado do Paraná**. In: Seminário 2000 Ensino e Pesquisa do Setor de Ciências da Terra, 2000, Curitiba. CD-ROM Seminário 2000 Setor de Ciências da Terra. Curitiba: Setor de Ciências da Terra, 2000.

SALAMUNI E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 214 f Tese (Doutoramento em Geociências) Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro,1998.

SALAMUNI E., SALAMUNI R. EBERT H. D. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Boletim. Paranaense Geociências**. v.47, p.123-142. 1999.

SALGADO, A. A. R.. Superfícies de Aplainamento: Antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias** Minas Gerais, v. 3, p. 64-78, 2007.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente.-ES**. 147f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2008.

SANTOS, L. J. C.; FIORI, C. O. ; CANALI, N. E. ; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. S.. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 3-11, 2006.

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

SIGA JR., O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal**. 212f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIGA JUNIOR, O., BASEI, MAS., MACHIAVELLI, A**.** Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23: n3, p.215-223, 1993.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Neotectônica na Região da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e Áreas Adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG). In: 10º Simpósio de Geologia do Sudeste (SGS). 2007, Diamantina. **10º Simpósio de Geologia do Sudeste (SGS).** 2007.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; NASCIMENTO, E. R.; COSTA, L. C.; FOLADOR, R. M. Caderneta de Campo geológica digital do Projeto Falhas. In: II Seminário de Pesquisa do Setor de Ciências da Terra, 2010, Curitiba-PR. **Anais do II Seminário de Pesquisa do Setor de Ciências da Terra**, 2010.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; Bettú, D. F. ; HOLZ, M.; Holz, M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências,** São Paulo, v. 26, p. 297-311, 2007.

SOUZA, L. A. P., TESSLER, M. G., GALLI, V. L.. O Gráben de Cananéia. **Revista. Brasileira. Geociências**, v. 26 n. 3, p.139-150, 1996.

SOUZA, L. A. P. **A planície costeira Cananéia-Iguape, litoral sul do estado de São Paulo: um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de áreas costeiras**. 207f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo 1995.

STRAHLER A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Trans Am Geophys Union**, n.38, p.913–920, 1957.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, n.10, p.1117-1142, 1952.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphologic. Progress in **Physical Geography**. V.15 n.2, p.193-205,1991.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F. TOPODATA: **Seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos: INPE. 2009.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira. Geociências**, v.21 p.138-145, 1991.

VIGNOL-LELARGE M .L. M., SOLIANI JR. E., POUPEAU, G. Datação pelos traços de fissão do Domínio Meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa-Brasil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, 38, **Anais**, v.1 p.379-380,1994.

ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução do Sistema de Rifts Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, p.269-300, 2005.

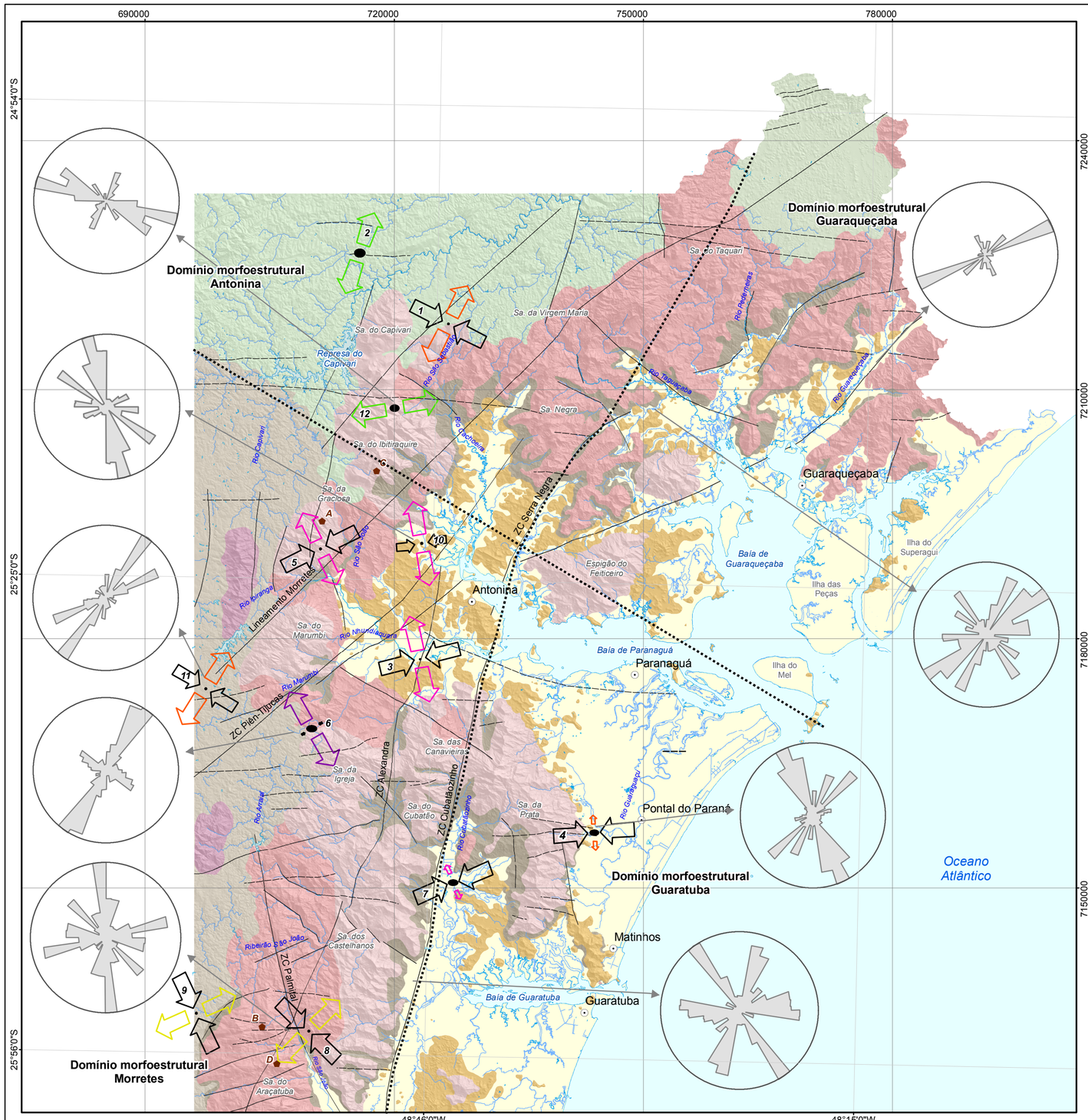
ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M. *et al*. Bacia do Paraná, in: Raja-Gabaglia, Guilherme Pederneiras e Milani, Edison José (org.). **Origem e evolução de bacias sedimentares** - Rio de Janeiro,1990.

WIDDOWSON, M. The geomorphological and geological importance of paleosurfaces. In: WIDDOWSON, M. (ed) **Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental**. 1 ed. London, v. 120, 339 p. p. 1-12, 1997.

WOOD J. The geomorphological characterisation of digital elevation models. PhD Thesis, University of Leicester, Leicester, 185 p, 1996. Disponível em: <http://www. soi.city.ac.uk/~jwo/phd.> Acesso em: 12/08/2009.

12. ANEXOS

MAPA MORFOTECTÔNICO DA SERRA DO MAR PARANAENSE



Legenda:

- Remaescentes de paleo-superfícies
- Hidrografia
- Tensor σ1
- Tensor σ3
- Lineamentos estruturais
- Lineamentos estruturais - Zona de Transferência Curitiba
- Lineamentos dos domínios morfoestruturais
- Sedes municipais
- Estereogramas de rosetas das falhas e fraturas identificadas em campo

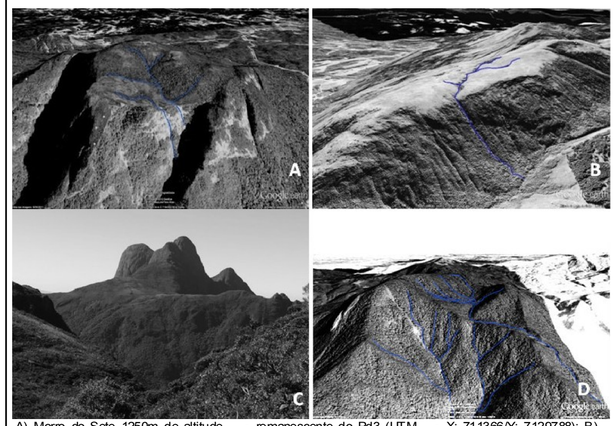
N

0 5 10 15 quilômetros

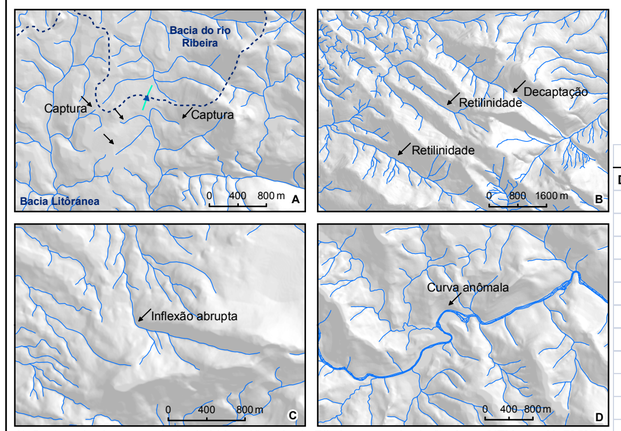
Sistema de Projeção Universal Tranversa de Mercator
Datum Horizontal: SIRGAS 2000
Origem da Quilometragem UTM "Equador e Meridiano 51° W GR."

Base cartográfica: Cartas topográficas (1:25.000) confeccionadas pelo Programa Proteção da Floresta Atlântica – Paraná (Pró-Atlântica), desenvolvido entre os anos de 2002-2005.

Dados geológicos: Folha Geológica Curitiba, escala 1.000.000, CPRM (2004); Folha Curitiba, escala 1: 250.000, MINEROPAR (2005); Dados obtidos em campo entre os anos de 2009-2013 (Nascimento, E. R. 2013).



A) Morro do Sete 1250m de altitude - remanescente do Pd3 (UTM - X: 711366/Y: 7129788); B) Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1440m de altitude (UTM - X: 699073/Y: 7132652); C) Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Ibitiraquire à 1600m de altitude (UTM - X: 705654/ Y: 7132623); D) Remanescente geomórfico do Pd3 na Serra do Araçatuba à 1250m de altitude (UTM - X: 705889/ Y: 7128805)



A) Captura de drenagem da bacia hidrográfica do rio Ribeira para a bacia litorânea (UTM - X: 705374/ Y=7189011); B) Retilinidade anômala e decapitação de rios na Serra do Ibitiraquire e UTM - X: 717815/ Y= 7207665); C) Inflexão abrupta na Serra da Igreja (UTM - X: 712874/ Y: 7166311); D) Curva anômala na Serra dos Castelhanos (UTM - X: 712224/ Y: 7143437)

UFPR
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NEOTECTÔNICA
UFPR

Idade e eixo de maior paleotensão

Diagrama	Posição do eixo σ1	Idade inferida
1	N118/01	Quaternária (pós-pleistoceno)
2	N300/33	Triássico-Neojurássico
3	N253/15	Neógeno
4	N261/29	Quaternária (pós-pleistoceno)
5	N064/02	Neógeno
6	N249/58	Oligoceno
7	N068/07	Neógeno
8	N136/13	Paleógeno-Neógeno
9	N337/10	Paleógeno-Neógeno
10	N081/05	Neógeno
11	N305/05	Quaternária (pós-pleistoceno)
12	N340/33	Triássico-Neojurássico

Idades baseadas em: Salamuni e Fiori (2012) e Hiruma *et al.* (2001).

Unidades Morfotectônicas

Planície Litorânea - Possui relevo plano desenvolvido sobre sedimentos fluviais e marinhos que cobrem os blocos abatidos do embasamento Neoproterozoico. O substrato rochoso subjacente é caracterizado por litotipos essencialmente gnáissicos-migmatíticos deformados por zonas de falhas normais e transcorrentes de direção NW-SE e diques de diabásio intrudidos em falhas de direção NW-SE reativadas no Cenozoico (Castro, 2008; Souza, 1995 e Souza *et al.*,1996). Segundo Angulo (2004) ocorrem as planícies com cordões litorâneos, as planícies paleoestuarinas do Pleistoceno Superior e Holoceno, as dunas frontais do Holoceno e planície de maré, fundos rasos, deltas de maré, depressões intercordões e praias atuais.

Rampas deposicionais - Pedimentos e colúvios, isolados ou coalescentes, compostos por material erodido da Serra do Mar e depositados preferencialmente nas regiões de contato com a Planície Litorânea (PL) e com os morros e cristas alongadas ocorrentes na PL. Localmente apresentam deposições controladas por falhas. O caráter continental dos depósitos permite a identificar unidades compostas por sedimentos continentais tais como, Fm. Alexandra do Mioceno Inferior, leques e cones aluviais do Plio-Quaternário e talus, colúvios e sedimentos fluviais do Quaternário (Angulo, 2004).

Morros isolados e cristas alongadas intraplanície - Blocos alçados e morros alinhados constituídos por cristas de direção NW e *inselbergs* ocorrentes na Planície Litorânea. A principal forma de relevo identificada são as cristas alongadas determinadas pelos diques mesozoicos de direção NW-SW e secundariamente os blocos soerguidos do embasamento Neoproterozoico, fato que denota a heterogeneidade nas profundidades do embasamento (CASTRO, 2008).

Planalto Dissecado do Alto e Médio Ribeira - Planaltos dissecados que compreendem parte do Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, o Planalto de Curitiba e do Planalto do Complexo Gnáisso-Migmatítico, definidos no mapeamento geomorfológico do Paraná (SANTOS *et al.* 2006). Este compartimento possui alto nível de dissecação do relevo e é coalescente a praticamente toda a porção centro-norte da SM. A abertura do vale do Ribeira no Mioceno Inferior e as reativações cenozoicas de estruturas pré-cambrianas são os principais eventos promotores de condições favoráveis ao alto nível de dissecação deste compartimento.

Planalto de Curitiba - É representado pelo Planalto dissecado do Alto Iguaçu e corresponde aos mesmos limites da unidade morfoestrutural homônima definida no mapeamento geomorfológico do Paraná. Segundo Santos *et al.* (2006) o principal evento associado à formação desse compartimento é a sedimentação controlada por uma tectônica recente que permitiu a formação de grábens e semigrábens, com preenchimento continental de idade miocênica e holocênica. Estão presentes neste compartimento vários remanescentes geomórficos de paleo-superfícies: Superfície Alto Iguaçu (Pd2) comumente no rebordo da SM, e Superfície de Curitiba (Pd1), menor proporção nas áreas mais elevadas da Bacia Sedimentar de Curitiba.

Morros Isolados - Blocos soerguidos do Primeiro Planalto Paranaense (PPP) são compostos pelo corpo granítico Anhangava relacionado à granitogênese desenvolvida na fase de alívio pós-colisional da colocação do Terreno Paranaguá (Cury, 2009) e pelas rochas vulcânicas ácidas da Formação Guaratubinha a sul. São basicamente dois corpos alongados segundo a direção NNE-SSE que se destacam na paisagem do PPP ocorrendo a norte o granito Anhangava e a sul as rochas da Formação Guaratubinha.

Serra do Mar I - Morros compostos por corpos graníticos cortados por diques mesozoicos de direção NW-SE que determinam vales alinhados segundo esta direção. Neste compartimento encontram-se os maiores desníveis topográficos da SM. Observa-se a presença de remanescentes geomórficos alçados de paleosuperfícies, escarpas de linha de falhas, facetas triangulares e trapezoidais em áreas próximas aos lineamentos que produzem quebras de relevo (exemplos A, B, C e D).

Serra do Mar II - Blocos graníticos montanhosos com relevo estruturalmente condicionado por falhas NE-SW, essencialmente falhas neoproterozoicas, reativadas no Cenozoico. Observa-se a presença de remanescentes geomórficos alçados de paleosuperfícies, escarpas de linha de falhas, facetas triangulares e trapezoidais em áreas próximas aos lineamentos que produzem quebras de relevo. As estruturas de direção NE são as de maior pervasividade regional na conformação do *front* da Serra do Mar e da direção alongada dos corpos graníticos. A articulação tectônica herdada da colagem do Terreno Paranaguá e os corpos graníticos a ela associada definem o arranjo geral das maiores feições geomorfológicas da SM, formadas pelos corpos graníticos deformados por estruturas de direção NNE e NE.