UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Elaboração de Mapas Geomorfológicos a partir de
Modelos Digitais de Elevação**

Guilherme Pereira Bento Garcia

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Garcia, Guilherme Pereira Bento

Elaboração de mapas geomorfológicos a partir de
modelos digitais de elevação / Guilherme Pereira
Bento Garcia. - São Paulo, 2015

138 p.: il + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Grohmann, Carlos Henrique

1. Geomorfometria 2. SIG 3. Mapeamento
geomorfológico 4. SRTM 5. Sistemas de relevo I.
Título

Agradecimentos

Agradeço a minha família, meus pais Gerson Camillo e Maria Alice e minha irmã Camila, pelo apoio incondicional durante a realização deste projeto e suporte nos momentos de dificuldade. Os únicos que sempre acreditaram no meu desenvolvimento.

Agradeço ao meu orientador e amigo Carlos Grohmann por todas as discussões e conversas durante este período, por todos os ensinamentos passados e principalmente pela confiança depositada em mim para realização deste projeto.

À CAPES fica meu agradecimento pelo fomento a esta pesquisa possibilitando a realização deste projeto.

Meus amigos Nany, Planária, Mocinha, Vaselina e Pampers pelas discussões, ajuda, companheirismo e pelos momentos de descontração no instituto.

Ao meu grande amigo Piriquete, pelas conversas durante nossas corridas e viagem, e por tudo que passamos juntos.

Aos meus amigos Bucetauro, Craca, Cutassolto e todos os outros que, infelizmente pela distância ou pelo trabalho, não foi possível manter a mesma convivência de antigamente, mas que ainda assim cada momento com vocês foi rejuvenescedor.

A todos aqueles que convivi e treinei nos times de basquete e futebol da geologia, agradeço pela paciência, amizade, pelas derrotas e, principalmente, pelas vitórias que conquistamos.

Todos vocês foram responsáveis por me tornar uma pessoa melhor.

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	ix
Abstract.....	xi
1 Introdução	1
1.1 Metas e Objetivos.....	3
2 Revisão Bibliográfico.....	5
2.1 Geomorfologia.....	5
2.1.1 Processos Endógenos e Exógenos (Morfogênese).....	5
2.1.2 Morfografia e Morfometria (Morfologia)	8
2.1.3 Segmentação do Relevo (Cartografia Geomorfológica)	9
2.2 Geomorfometria	15
2.2.1 Modelo Digital de Elevação	18
2.2.2 SRTM	20
3 Materiais e Métodos.....	21
3.1 Levantamento Bibliográfico	21
3.2 Preparação das Bases de Dados (SIG)	22
3.2.1 Sistema de Informação Geográfica	22
3.2.2 Interpolação.....	23
3.2.3 Mapa Hipsométrico.....	23
3.2.4 Mapa de Declividade	24
3.2.5 Mapa de Orientação de Vertentes	25
3.2.6 Mapa de Curvaturas	26
3.2.7 Análise de Lineamentos	28
3.2.8 Extração de drenagens e divisores d'água	30
4 Caracterização das Áreas de Estudo e Resultados	31
4.1 Área 1 – Rio Grande do Norte.....	31
4.1.1 Localização e Vias de Acesso	31
4.1.2 Geologia Regional	32
4.1.3 Geomorfologia Regional	44
4.1.4 Hidrografia	48
4.1.5 Clima	49
4.1.6 Vegetação	49

4.1.7	Análise Morfométrica	51
4.1.8	Mapa Geomorfológico Local	58
4.1.9	Discussão	64
4.2	Área 2 – Vale do Ribeira, São Paulo	66
4.2.1	Localização e Vias de Acesso	66
4.2.2	Geologia Regional	68
4.2.3	Geomorfologia Regional	84
4.2.4	Relevo Cárstico.....	86
4.2.5	Hidrografia	88
4.2.6	Clima.....	88
4.2.7	Vegetação.....	89
4.2.8	Análise Morfométrica	90
4.2.9	Mapa Geomorfológica Local	103
4.2.10	Discussão e Resultados.....	114
5	Conclusões.....	125
6	Referências Bibliográficas	129

Lista de Figuras

Figura 1	Metodologia de mapeamento geomorfológico utilizada pelo projeto RADAMBRASIL (IBGE, 2009)	13
Figura 2	Fluxograma com as cinco etapas da geomorfometria (Modificado de Pike <i>et al.</i> 2009)	17
Figura 3	Matriz 3x3 com cada <i>pixel</i> contendo um valor de elevação do terreno	19
Figura 4	A) Geometria do interferômetro SRTM; B) Componentes principais do SRTM. No ônibus espacial estão as antenas principais enquanto as antenas secundárias estão na ponta da haste, a 60 metros de distância. (Modificado de Farr <i>et al.</i> 2007)	20
Figura 5	Fluxograma para elaboração do mapa geomorfológico local	21
Figura 6	Definição de curvaturas vertical e horizontal. (Modificado de Evans, 1998)	26
Figura 7	Ação da curvatura vertical sobre a hidrografia de superfície. (Florenzano, 2008)	27
Figura 8	Tipos e formas geométricas de encostas em planta e em perfil combinadas (Chorley, 1975)	28
Figura 9	Localização da área de estudo	31
Figura 10	Mapa geológico da área de estudo, escala original 1:500.000 (Angelim 2006). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção UTM, Datum SAD 1969	32
Figura 11	Mapa geomorfológico da área de estudo (Modificado de Brasil, 1981a). Datum WGS 1984	44
Figura 12	Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Projeção UTM, Datum SAD 1969	52
Figura 13	Mapa de declividade da área de estudo, em graus. Projeção UTM, Datum SAD 1969	53
Figura 14	Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Projeção UTM, Datum SAD 1969	55
Figura 15	Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Projeção UTM, Datum SAD 1969	56
Figura 16	Mapa de Lineamentos. Projeção UTM, Datum SAD 1969	57
Figura 17	Roseta com principais direções dos lineamentos	58
Figura 18	Mapa geomorfológico local em escala 1:150.000. Escala de apresentação: 1:500.000. Projeção UTM, Datum SAD 1969	62
Figura 19	Comparação entre o mapa geomorfológico do Projeto RadamBrasil (Brasil, 1981) (e), e o mapa geomorfológico local (d)	65
Figura 20	Mapa de localização da área de estudo	67
Figura 21	Mapa geológico da área de estudo, escala 1:750.000 (Modificado de Perrota <i>et al.</i> , 2005). Projeção: UTM. Datum: SAD 1969	68
Figura 22	Mapa com a compartimentação da Província Mantiqueira em três setores (esq.) e mapa com seus domínios (dir.) (Modificados de Hasui, 2012)	70
Figura 23	Mapa geomorfológico da área de estudo, escala 1:1.000.000 (Modificado de IPT, 1981). Projeção: WGS 1984	84
Figura 24	Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69	92

Figura 25	Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.....	92
Figura 26	Mapa de declividades da área em estudo, em graus. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	94
Figura 27	Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	96
Figura 28	Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	96
Figura 29	Mapa de lineamentos. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69. 97	
Figura 30	Roseta com principais direções de lineamentos.	98
Figura 31	Mapa de declividades da área em estudo, em graus. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	99
Figura 32	Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	101
Figura 33	Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	101
Figura 34	Mapa de Lineamentos. Escala 1:50.000. Escala gráfica: 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69. 102	
Figura 35	Roseta com as principais direções dos lineamentos.	103
Figura 36	Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.....	107
Figura 37	Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.....	110
Figura 38	Mapa geomorfológico regional da área de estudo (IPT, 1981), escala 1:500.000.	116
Figura 39	Mapa geomorfológico regional da área de estudo (IPT, 1981), escala 1:500.000.	116
Figura 40	Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000 116	
Figura 41	Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000. 116	
Figura 42	Mapa dos elementos de relevo com drenagens. Escala 1:10.000. Drenagens com valor maior que 100. 118	
Figura 43	Comparação entre a geologia regional com as feições cársticas. Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	120
Figura 44	Mapa com as principais feições cársticas da área de estudo, extraídos diretamente do MDE. Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	120

Figura 45	Comparação entre as feições cársticas, a geologia regional e os elementos de relevo da unidade denominada de Relevos Cársticos. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	121
Figura 46	Comparação entre as feições cársticas, a geologia regional e os elementos de relevo da unidade denominada de Relevos Cársticos. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	121
Figura 47	Comparação entre as zonas morfológicas (Karmann, 1994) e as feições cársticas obtidos pelo método de Júnior et al. (2014). Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	123
Figura 48	Comparação entre os elementos de relevo e as zonas morfológicas definidas por Karmann (1994). Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.	123

Lista de Tabelas

Tabela 1.	Fórmulas para o cálculo da declividade, da orientação de vertentes, da curvatura vertical e da curvatura horizontal (Modificado de Shary, 1991).....	24
Tabela 2.	Caracterização do Mapa Geomorfológico Local.....	63
Tabela 3.	Caracterização do mapa geomorfológico local em escala 1:10.000.....	108
Tabela 4.	Caracterização do mapa geomorfológico local em escala 1:50.000.....	111

Lista de Anexos

Anexo 1 – Perfis regionais e individuais para cada elemento de relevo da área 1, Rio Grande do Norte.

Anexo 2 – Perfis regionais e individuais para cada elemento de relevo da área 2, Vale do Ribeira, São Paulo.

Anexo 3 – Mapas geomorfológicos das áreas de estudo em tamanho A3.

Resumo

O objetivo deste trabalho foi o mapeamento geomorfológico de duas áreas do território brasileiro através de uma metodologia baseada essencialmente na análise morfométrica a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDE), enquanto que nas metodologias tradicionais o mapeamento é efetuado por fotointerpretação. A primeira área estudada está localizada no estado do Rio Grande do Norte, abrange a cidade de Natal e grande parte dos litorais norte e leste do estado. A segunda área localiza-se na região conhecida como Vale do Ribeira, no sul do estado de São Paulo, divisa com o estado do Paraná.

A partir dos MDEs foram obtidos valores de hipsometria, declividade, curvatura vertical, curvatura horizontal, amplitude, alongação e comprimento de onda. Todos estes parâmetros foram utilizado para a divisão e classificação do relevo, juntamente com as formas das vertentes e os padrões de drenagem. A compartimentação do relevo foi efetuada preferencialmente pelo método de Sistemas de Relevo, em que são agrupadas as porções do relevo que apresentam características físicas semelhantes sendo divididas desde escalas regionais até escalas de maior detalhe: Sistemas, Unidades e Elementos de Relevo.

O mapeamento da área do Rio Grande do Norte foi efetuado a partir de MDEs SRTM com resolução de 90 metros, que resultou em um mapa geomorfológico local na escala 1:150.000. Apresenta uma significativa semelhança com o mapa geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL em escala 1:1.000.000, apesar do contraste entre as escalas. Os limites dos Sistemas de Relevo são praticamente equivalentes, as grandes diferenças ocorrem em relação às subdivisões propostas neste trabalho.

Para a área do Vale do Ribeira, os MDEs foram gerados pela interpolação de cartas topográficas digitalizadas em escalas 1:10.000 e 1:50.000. Como referência de comparação foi utilizado o mapa geomorfológico do estado de São Paulo em escala 1:500.000 publicado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). Nesta área ocorrem terrenos cársticos, facilmente identificados devido a características físicas marcantes que divergem consistentemente do restante da área, principalmente no que diz respeito ao padrão de drenagens, amplitude e declividade. Em relação ao mapa do IPT, a área de ocorrência destes terrenos cársticos se sobrepõem, porém, a caracterização feita pela análise morfométrica permite uma descrição mais relevante dos parâmetros que podem ser usados para definir o carste.

A metodologia para mapeamento geomorfológico proposta neste projeto é avaliada como apropriada para a elaboração de mapas tanto em escalas regionais (área 1) como em escalas de detalhe (área 2). A facilidade, agilidade e viabilidade de execução a tornam de alto custo/benefício. A importância da comparação entre os mapas preexistentes foi demonstrar a possibilidade de efetuar um mapeamento morfológico de escala regional ou de detalhe em áreas de abrangência regional desde que existam dados para tanto. Apresentam um resultado final confiável devido à grande semelhança observada com os mapas anteriores, elaborados por metodologias tradicionais compostas por fotointerpretação e excursões de campo.

Abstract

This work presents a geomorphological mapping of two study areas in Brazil. The methodology applied is based primarily on morphometric analysis of Digital Elevation Models (DEMs), while classical methods focus on photo interpretation. The first area is located at Rio Grande do Norte State (northern Brazil) and encompasses the city of Natal and a large portion of the state's North and East shoreline. The second area is southeastern Brazil, South of São Paulo State, in the upper valley of Ribeira River.

Data derived from the DEM include hypsometry, slope gradient, slope aspect, vertical and horizontal curvatures, amplitude, elongation and wavelength. These parameters were used along with slope shape and drainage patterns, to divide and classify the landforms. This compartmentation was performed following the 'Relief Systems' method, in which portions of the landscape that presents similar physical characteristics are grouped from regional (low detail) to local (high detail) scales: Systems, Units and Relief Elements.

The Rio Grande do Norte study was mapped from 90m-resolution SRTM DEMs, resulting in a local geomorphological map at 1:150,000 scale. The results are very similar to the 1:1,000,000 geomorphological map from RADAMBRASIL, despite the scale contrast boundaries of Relief Systems are almost the same, and major differences are on the subdivisions (Units and Relief Elements) presented in this work.

DEMs for the Ribeira River Valley area were constructed by interpolation of digitised contour maps at 1:10,000 and 1:50,000 scale. The geomorphological map of São Paulo State at 1:500,000 scale, published by Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), was used as a reference for comparison of the results obtained. In this area, karstic terrains occur and are easily identified due to their striking characteristics of drainage patterns, amplitude and slope gradient. The area of occurrence of these terrains as defined in this work and in the IPT map do overlap, although the morphometric analysis allows a better description of the parameters that can be used to define the karst areas.

The proposed methodology is considered suitable for geomorphological mapping in regional or local/detailed scales, with a good cost/benefit ratio due to its easiness and agility in application. The comparisons with preexisting maps support the possibility of executing a regional morphological mapping or even a detailed mapping in large scale areas, as long as the data resolution allows it. The final results show great similarity with maps created with classical methodologies involving photo interpretation and fieldwork.

1. Introdução

1 Introdução

A Geomorfologia pode ser considerada como uma ciência recente que busca auxiliar o Homem a entender os processos e fenômenos que transformam a superfície terrestre e modificam a paisagem do planeta. No entanto o conhecimento do Homem em relação as formas de relevo remonta a tempos pretéritos.

O relevo exerceu um papel mitigador durante a proliferação de todos os seres vivos, inclusive na ocupação humana. A presença de barreiras naturais (montanhas), ambientes inóspitos (desertos, glaciares) e terrenos acidentados (escarpas, serras) foram decisivos para proliferação humana ocorrer em planícies, normalmente localizadas em grandes bacias hidrográficas. O conhecimento do relevo por nossos ancestrais permitiu o nosso desenvolvimento.

A estreita relação da Geomorfologia com as outras ciências da terra (Geologia, Pedologia, etc.) a torna de caráter multidisciplinar, permitindo que seus resultados sejam utilizados em uma extensa gama de estudos. Durante a evolução dos estudos geomorfológicos, constatou-se que o relevo é o produto das ações internas e externas do planeta, processos endógenos e exógenos respectivamente, e a interação entre estas forças.

A superfície terrestre se modifica diariamente por estar submetida à ação de agentes intempéricos químicos, físicos e biológicos; da erosão, do transporte e do aporte de material. As formas de relevo geradas são singulares para cada ambiente, podendo ser correlacionáveis com regiões que apresentem características equivalentes do meio físico. A identificação e classificação destas formas de relevo possibilita prever os eventos naturais passíveis de ocorrência em cada região, desde a delimitação das planícies de inundação em área planas até a susceptibilidade de ocorrência de movimentos de massa em áreas elevadas.

Atualmente, conhecer e entender a gênese e os mecanismos dos processos que condicionam o relevo é essencial para o planejamento urbano. O mapeamento geomorfológico tornou-se indispensável para a construção civil. O correto entendimento da geomorfologia e seus processos permite que a tomada de decisão para grandes obras (rodovias, barragens, etc.) seja efetuada com maior coerência, minimizando custos e tempo de execução.

Devido ao crescente desenvolvimento humano, que atualmente começa a ocupar áreas antes inacessíveis, é necessária a existência de uma biblioteca de dados do meio físico, se possível composta por material cartográfico de diferentes parâmetros/atributos do meio

físico e em diversas escalas, desde em detalhe como em escalas regionais, que possibilite a devida caracterização das áreas alvos de ocupação ou realização de grandes obras.

No Brasil, a quantidade de material disponível para estudos do meio físico é escassa. Durante as décadas de 1970 e 1980 o Projeto RADAMBRASIL fez um levantamento dos aspectos físicos de todo o território brasileiro, auxiliado pelas imagens de radar que começaram a surgir na época, tornando-se um marco no desenvolvimento cartográfico brasileiro e sendo utilizado em demasia em estudos nos anos posteriores. Devido à grande extensão do território brasileiro, os mapeamentos (geológicos, geomorfológicos, climáticos, vegetação, hidrográficos) foram efetuados em escala regional, ao milionésimo, e, portanto, não apresentam a qualidade necessária para estudos em detalhe de regiões específicas. Poucos estados brasileiros possuem material que permita a execução de grandes obras sem a necessidade de um mapeamento prévio específico para a obra que se pretende executar.

O avanço tecnológico permitiu uma maior participação dos meios computacionais em análises e mapeamento da superfície terrestre. Dados topográficos obtidos por meio de radar ou por imagens de satélite ou aerotransportadas constituem uma nova ferramenta para a geomorfologia, pois possibilitam a obtenção de dados do meio físico através dos Modelos Digitais de Elevação (MDE). Estes dados existem em diversas escalas e com distintas informações (elevação, óptica, etc.), e possibilitam a análise do terreno por meio digital. Os trabalhos de campo são indispensáveis para um mapeamento geomorfológico confiável, porém com a constante evolução do meio digital, é seguro acreditar que futuramente as características morfológicas e morfométricas sejam obtidas exclusivamente através do geoprocessamento. Pode-se dizer que a Geomorfologia está adentrando uma nova era, uma era que sensores dispostos em satélites permitem uma visão do planeta, muitas vezes, inassimilável à compreensão humana.

Neste contexto de constante evolução, diversos trabalhos foram publicados apresentando metodologias para o mapeamento geomorfológico em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica). A escolha dos parâmetros para análise e aplicação é feita com base no resultado esperado em cada mapeamento. A classificação do relevo é comumente feita através do agrupamento de áreas homogêneas do terreno, considerando a correlação entre todos os parâmetros escolhidos para análise.

Portanto, a Geomorfologia e a classificação do relevo são tópicos estudados com frequência nas últimas décadas. Estes estudos foram impulsionados pela tecnologia crescente que possibilitou a introdução de novos dados ao mapeamento do relevo,

apresentando uma nova perspectiva para geólogos e geomorfólogos manipularem os parâmetros inerentes ao meio físico

1.1 Metas e Objetivos

Este trabalho teve como principal objetivo efetuar o mapeamento geomorfológico, com foco nas características morfológicas e morfométricas do terreno, através de uma metodologia com base na utilização de dados de Modelos Digitais de Elevação em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica). Esta metodologia permite identificar e classificar os principais sistemas, unidades e elementos do relevo a partir apenas de dados secundários, que depois de interpretados possibilitam a elaboração de um mapa do relevo. Dados secundários representam os dados obtidos de forma indireta através da manipulação dos MDE, enquanto que dados primários são aqueles obtidos em trabalhos de campo. Neste trabalho será discutido a eficácia do método proposto em relação às metodologias tradicionais que promovem o mapeamento do relevo através de fotointerpretação e de trabalhos de campo.

Foram elaborados 3 (três) mapas morfológicos em 2 (duas) áreas distintas do território brasileiro, e em escalas diferentes, de regionais (1:150.000) até em detalhe (1:50.000 e 1:10.000). Para todas as áreas será empregada a mesma metodologia, porém os dados de entrada para a análise geomorfométrica de cada área serão diferentes.

A primeira área mapeada está localizada na região nordeste do Brasil, mais precisamente no Estado do Rio Grande do Norte. Abrange grande parte do litoral norte e leste do estado e avança até uma porção do interior do estado onde começa a sertão nordestino. Esta área apresenta feições geomorfológicas marcantes e únicas do litoral brasileiro, como a presença de Tabuleiros Costeiros e Dunas, bem como a transição para a Depressão Sertaneja no sentido do continente. Nesta área o mapeamento foi efetuado através dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) fornecidos pelo programa SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), que possuem uma resolução espacial de 90 metros e permitem elaborar mapas com escalas de, no máximo, 1:100.000.

A outra área mapeada está localizada no sul do estado de São Paulo, na divisa com o Paraná, entre os municípios de Apíai e Iporanga. A área abrange parte do PETAR (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira), e é composta por uma geomorfologia dominada por serras e terrenos cársticos, produzindo formas de relevo específicas para estes tipos de formações calcárias, como a presença de depressões poligonais e de sumidouros de drenagens. Foram utilizadas informações de cartas topográficas digitalizadas desta área, em escalas 1:10.000 e 1:50.000, fornecidas pelo IBGE. Estas cartas serão interpoladas a fim de gerar os MDE, que representam os dados de entrada para a análise morfométrica. Dois mapas desta área são

apresentados em suas devidas escalas e então as informações em cada mapa são comparadas entre si e com mapas já existentes.

Cada mapa é apresentado juntamente com uma tabela com as informações do relevo que foram utilizados para a discriminação e posterior classificação do relevo. Esta tabela representa a legenda do mapa morfológico elaborado e caracteriza todas as unidades presentes nas respectivas áreas de estudo.

2. Revisão Bibliográfica

2 Revisão Bibliográfico

2.1 Geomorfologia

A superfície do nosso planeta não é homogênea, apresenta heterogeneidades em diferentes escalas (espaciais e temporais) que evidenciam e permitem distinguir diversas formas que constituem o relevo da superfície terrestre. A geomorfologia tem como objetivo o estudo destas formas de relevo e dos processos responsáveis pela sua formação, a partir, principalmente, da observação e interpretação dos processos que ocorrem atualmente e sua relação com o relevo, sem desconsiderar os processos que atuaram e moldaram o relevo em tempos remotos.

A superfície terrestre é o foco dos estudos geomorfológicos e é definida como o resultado da interação entre litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera (Summerfield, 1991); a geomorfologia está estritamente relacionada com as outras áreas intrínsecas às ciências naturais, com destaque para as ciências da terra, caso de Geologia, Geofísica e Hidrologia. Porém, contribui também para estudos em Biologia, Geografia, entre outros. Dessa forma o produto de um estudo geomorfológico possui uma ampla gama de utilidades, devido, principalmente, aos diferentes dados obtidos por estes estudos. Sejam os dados qualitativos ou quantitativos, estes serão utilizados como ferramenta para a delimitação e classificação do relevo, possibilitando, assim, a geração cartográfica de mapas temáticos com diversas finalidades.

2.1.1 Processos Endógenos e Exógenos (Morfogênese)

As formas de relevo atuais representam o resultado da ação conjunta entres os processos endógenos (internos) e exógenos (externos) do planeta.

2.1.1.1 Processos Endógenos

Os *processos endógenos* representam os eventos originados no interior do planeta que se manifestam na superfície terrestre. São evidenciados principalmente pela ocorrência de atividade ígnea, de cinturões orogênicos e de movimentos epirogenéticos. Normalmente são classificados como construtores (Summerfield, 1991), pois promovem o aumento na elevação e na amplitude da área de ocorrência.

A formação de *rifts* também é considerada um processo endógeno, com a formação de feições de *horst* e *graben*, estas feições normalmente promovem um aumento da elevação nas bordas enquanto que o interior do *rift* sofre subsidência. Os *rifts* estão comumente

associados a regiões que sofreram epirogenia promovendo um aumento de calor e um afinamento da crosta, possibilitando a quebra da mesma.

Atividade Ígnea

A atividade ígnea é caracterizada como a movimentação de grandes massas de magma em direção a superfície, comumente associada a falhamentos ou vulcanismo. Pode se manifestar através de processos extrusivos e intrusivos que são caracterizados pelo vulcanismo e pelas intrusões de corpos ígneos, respectivamente.

A atividade ígnea extrusiva ocorre nos locais onde o magma se manifesta na superfície terrestre seja na forma de corridas de lava ou pelo material fragmentado que é arremessado para a atmosfera em erupções vulcânicas explosivas. São considerados como extrusivos os seguintes tipos de vulcanismo (Summerfield, 1991): vulcanismo de arco de ilhas (ex: Havaí), orogênese associada a convergência de placas (ex: Cordilheira dos Andes), derrames basálticos (ex: Fm Serra Geral, Bacia do Paraná), vulcões submarinos e criação de nova litosfera em cadeias meso-oceânicas.

A atividade ígnea intrusiva é caracterizada pela movimentação do magma no manto, sob a superfície terrestre. O material pode se deslocar plasticamente, quando está fundido, ou muito vagarosamente, quando está sólido e sofre ação de altas temperaturas e pressões. Estas intrusões podem modificar o relevo superficial deformando as camadas pré-existentes e promovendo um aumento da elevação ou, por se tratar de rochas mais resistentes aos agentes erosivos, estas permanecem enquanto as rochas adjacentes são erodidas, se tornando proeminentes.

Orogenia

A orogênese refere-se ao encontro de duas ou mais placas tectônicas, sejam estas oceânicas ou continentais. O contato entre placas promove a subducção de uma placa em relação a outra e o resultado dessa interação de placas no relevo é, principalmente, a formação de grandes cadeias de montanha com possível dobramento das áreas adjacentes e a formação de arcos de ilhas.

O contato entre duas placas não ocorre de forma homogênea, sendo que dois mecanismos distintos são responsáveis por essa interação entre placas gerar feições tão significantes no relevo (Summerfield, 1991). O primeiro mecanismo envolve a colisão entre duas ou mais placas sendo que a movimentação destas placas proporciona o contato entre dois continentes, entre um continente e um arco de ilhas ou entre dois arcos de ilhas, este mecanismo é o responsável pela formação de grandes cadeias de montanhas como os

Himalaias. O outro mecanismo se refere aos eventos de subducção de uma crosta oceânica em contato com uma crosta continental ou entre duas crostas oceânicas, são os eventos de subducção responsáveis pela formação de vulcões.

Epirogenia

Epirogênese se caracteriza pelo soerguimento de extensas áreas da superfície terrestre, sendo que este movimento não apresenta significativa contribuição de falhamentos ou dobramentos do terreno. Ocorrem como movimentos verticais singulares no interior das placas continentais, modificando o relevo da área afetada.

Estes eventos de soerguimentos podem ocorrer por diferentes mecanismos. Summerfield (1991) apresenta três modelos que são considerados para os eventos de epirogênese: modelos termais, modelos de densidade e modelos mecânicos. Os modelos termais ocorrem pela presença de *hot spots* e estão relacionados a atividade vulcânica.

Os modelos de densidade estão relacionados as mudanças da densidade dos minerais no manto superior, não apresentam atividade vulcânica. Ocorrem quando com o aumento de temperatura e pressão os minerais adotam diferentes configurações atômicas. No relevo estas mudanças são observadas com o soerguimento ou subsidência do terreno dependendo do tipo de transformação sofrida pelos minerais.

Por fim, os modelos mecânicos estão relacionados aos eventos de isostasia que ocorrem comumente quando há remoção de material da superfície. A isostasia se refere ao equilíbrio entre as porções superficiais e subterrâneas da crosta, por exemplo a crosta é mais espessa em regiões com cadeias de montanha, existindo uma relação entre a elevação do terreno e a espessura da crosta. Dessa forma quando há modificação de elementos na superfície terrestre ou na crosta, a tendência é que por isostasia ocorra uma adequação do terreno às novas condições.

2.1.1.2 Processos Exógenos

Os *processos exógenos* representam os movimentos externos atuantes na superfície terrestre, sendo responsáveis pela remoção de material na superfície, geralmente resultando em uma redução da elevação e da amplitude do relevo. São caracterizados pelo intemperismo físico, químico e bioquímico; pela erosão, transporte e pela acumulação de material, tendo como principais agentes causadores a água, gelo, vento, gravidade, variação térmica, organismos biológicos e, mais recentemente, o Homem.

A ação conjunta destes processos promove a fragmentação e/ou decomposição das rochas, transformando-as em material inconsolidado; a remoção e transporte deste material,

seja como partículas sólidas ou dissolvidas; e, posteriormente, a deposição deste material em um local com nível topográfico inferior ao local fonte.

As formas de energia que controlam a intensidade dos diversos processos exógenos são a radiação solar e a força de atração gravitacional da Terra, esta última responsável por causar os movimentos descendentes da água, gelo, rochas e solo. A radiação solar, por sua vez, atua fornecendo energia para diversos processos terrestres, como a atividade biológica, a evaporação da água e a circulação atmosférica.

O clima é determinante para a ocorrência dos diversos processos exógenos, sendo que diferentes processos ocorrem devido as diferentes condições climáticas que cada região está submetida. Zonas tropicais sofrem muito com a ação pluviométrica e com as altas temperaturas enquanto que zonas temperadas e de maiores latitudes, possuem um relevo afetado pela ação do ar e pelas baixas temperaturas com feições morfológicas moldadas pela ação da neve e do gelo.

2.1.2 *Morfografia e Morfometria (Morfologia)*

As formas de relevo são identificadas e caracterizadas pelo estudo da morfologia do terreno, que visa a classificação do relevo através de dados qualitativos (morfografia) e quantitativos (morfometria). A base da análise morfológica é descrever o relevo e suas principais feições, normalmente, pela criação de classes e subclasses em que são agrupadas as formas de relevo com características semelhantes.

A *Morfografia* representa a descrição do relevo pelas características qualitativas do terreno, ou seja, o relevo é classificado pela sua forma e aparência. Considerando a alta variabilidade do relevo na superfície terrestre em diferentes escalas, é possível identificar facilmente as formas de relevo de grande escala que apresentam um maior contraste. Estes terrenos são classificados com nomenclaturas subjetivas e bastante sucintas, utilizando, para tanto, denominações convencionais como depressões, planícies, planaltos e montanhas (Florenzano, 2008). Conforme ocorre um gradual aumento da escala de mapeamento, a classificação também se modifica, promovendo um detalhamento na análise do terreno e produzindo subclasses para compreender todos os elementos classificáveis do relevo.

Em geral, com o aumento da escala são utilizados para classificação do relevo parâmetros como forma dos topos (planos, arredondados, angulosos), interflúvios, vertentes, declividade (alta ou baixa), nível de ondulação do relevo (ondulado, plano, montanhoso, escarpado), entre outras características.

A *Morfometria* se utiliza de dados quantitativos, numéricos, para efetuar a divisão e classificação do relevo. Características físicas do relevo, como hipsometria, amplitude altimétrica e declividade, são as principais variáveis utilizadas durante esta classificação.

O fato das variáveis morfométricas serem expressas em valores numéricos permite que estas sejam amplamente utilizadas na confecção de mapas temáticos do relevo, derivados do equacionamento e/ou modelagem matemática dos parâmetros morfométricos. Os mapas gerados podem ser utilizados em diversas áreas do conhecimento, por exemplo para a definição do potencial natural à erosão de uma determinada área, como na gestão territorial (uso e ocupação do solo)

2.1.3 Segmentação do Relevo (*Cartografia Geomorfológica*)

2.1.3.1 Trabalhos Pioneiros

A partir da década de 1950, o mapeamento geomorfológico na Europa começou a ser utilizado como ferramenta básica para o planejamento econômico (Cooke & Doornkamp 1974), em decorrência da reconstrução que ocorria na Europa pós-guerra. A partir disto, houve uma evolução nos estudos geomorfológicos que passaram a servir de base para obras de engenharia e planejamento urbano, sendo necessário a utilização de metodologias que permitissem um mapeamento sistemático do terreno objetivando otimizar o tempo e o custo das obras.

O avanço no conhecimento geomorfológico durante a metade do século XX ocorreu a partir da interação entre as duas vertentes existentes na época, a americana baseada nos trabalhos de Davis (1899) e a germânica e do leste europeu baseada na obra de Penck (1953). Estes dois trabalhos clássicos representam os pilares da Geomorfologia.

Penck

Para Penck (1924; 1953), estudos da morfologia da superfície terrestre representam a transição entre as ciências da geologia e geografia, pois considera que o estudo do relevo depende do entendimento dos processos atuantes na superfície (geografia) e do tipo de material que é afetado por esses processos, provenientes da crosta e soerguidos por eventos tectônicos (geologia).

As formas de relevo são consideradas como o resultado da ação dos processos exógenos e dos processos endógenos, sendo o produto da interação entre esses processos representado pela morfologia atual. A crosta terrestre é a superfície de atuação destes processos, sendo os processos endógenos responsáveis pelo deslocamento vertical do material rochoso, que ocorre pela movimentação da crosta, enquanto que os processos

exógenos são responsáveis pela fragmentação e transporte do material rochoso pela superfície.

O autor define os processos exógenos como os responsáveis por desintegrar as rochas e esculpir o relevo. A heterogeneidade do relevo na superfície terrestre se deve a diversos fatores, como ao clima e as diferentes propriedades das rochas, que são a matéria prima para formação do relevo. A composição da crosta é um fator determinante no entalhamento do relevo pois rochas com diferentes composições sofrem de maneira distinta com a ação dos agentes exógenos a que são submetidas, gerando, dessa forma, formas de relevo distintas e singulares.

No entanto, a atuação dos processos exógenos moldando o relevo terrestre depende exclusivamente da quantidade de material exposto, ou seja, os processos exógenos irão ocorrer somente quando houver rocha para sofrer com suas ações.

O fornecimento de material para a superfície ocorre através dos processos endógenos, que segundo Penck (1924; 1953) consiste na movimentação da crosta que modifica a superfície terrestre, criando um relevo virgem. Normalmente estes processos ocorrem por meio do soerguimento de material da crosta. Representa a matéria prima da morfologia atual, que foi moldado pelos processos exógenos durante diferentes períodos de tempo.

A atuação conjunta destes processos pode ser observada nas diferentes formas de denudação e nos depósitos correlacionados, que se formam simultaneamente. Sendo que a taxa de intensidade que cada um ocorre influencia no desenvolvimento das formas de relevo, ou seja, diferentes formas de relevo serão formadas se a taxa de denudação for maior, menor ou igual à taxa de soerguimento.

Davis

Davis (1899) considera que todas as formas de relevo existentes são funções de três variáveis: a estrutura, os processos e o tempo. Sendo a estrutura a base de toda a classificação geográfica efetuada a partir destas três variáveis.

A estrutura é representada pelos eventos de deformação e soerguimento que ocorrem na crosta, quando uma região é afetada apenas por este processo sua estrutura e suas atitudes estão em harmonia com o arranjo interno do planeta, sendo sua altitude determinada pela intensidade do soerguimento. Caso as rochas fossem imutáveis, as formas de relevo seriam condicionadas apenas pela estrutura.

Porém, a atmosfera e os agentes destrutivos (intempéricos) atuam em todos os tipos de rochas, independente da resistência ou altitude a qual se encontra a rocha. Promovem a desintegração da rocha e posterior depósito dos sedimentos gerados, transformam totalmente a paisagem, gerando diversas formas de relevo distintas. A variável de processos é considerada como a responsável por estes eventos modificadores do relevo, responsáveis pela geração das feições morfológicas.

Davis (1899) considera os processos destrutivos como a ação química da água e do ar e ação mecânica dos ventos e da temperatura, desde muito quente como em desertos até extremamente frio como em glaciares.

No entanto, os processos não ocorrem instantaneamente, sendo o resultado das mudanças no relevo uma função do tempo de atuação dos agentes destrutivos. A constante atuação dos processos, durante um longo período, é determinante para a formação do relevo. Esta é a variável mais utilizada em estudos geográficos da morfologia do terreno, pois é possível determinar o tipo de processo responsável por moldar a paisagem, através das formas de relevo atuais.

2.1.3.2 Mapeamento Geomorfológico

O mapeamento do relevo pode ser efetuado de diversas maneiras, não existindo um método unificado internacional de mapeamento devido, principalmente, à diversidade dos objetos estudados pela Geomorfologia, o que dificulta a sua classificação. Normalmente a metodologia utilizada é pautada pelos resultados pretendidos no mapeamento geomorfológico, variando de acordo com a escala e com as formas de relevo que devem estar contempladas no mapa, existindo metodologias distintas para as diversas regiões estudadas.

Os aspectos do relevo como a morfografia, morfometria, morfogênese e morfocronologia representam a base das metodologias clássicas de mapeamento geomorfológico, casos dos sistemas ITC (*International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences*) e IGU (*International Geographical Union*). Estes aspectos apresentam diferentes pesos dependendo da metodologia adotada, sendo mais destacados em algumas e mais restritos em outras. Atributos como geologia, são comumente discriminados nos mapeamentos geomorfológicos sendo representados em poucas metodologias.

No Brasil, durante a década de 1960, predominavam os estudos geomorfológicos baseado na visão *davisiana*, indicando uma grande influência anglo-americana. A obra de Ab'Saber (1969) é de grande contribuição para a Geomorfologia no Brasil, se baseia nos trabalhos de Penck e Tricart e apresenta uma proposta em três níveis de abordagem: a compartimentação topográfica regional e caracterização geomorfológica (Morfologia); a

estrutura superficial da paisagem (Morfogênese); e os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais. Este trabalho pode ser considerado como o princípio da cartografia geomorfológica brasileira.

A divisão geomorfológica pode ser estabelecida através de diferentes conceitos, considerando-se as dimensões das formas de relevo através de uma classificação taxonômica (Tricart & Cailleux, 1956; Tricart, 1965; Ross, 1992,1996,2000; IBGE, 2009), pelos sistemas de relevo (Christian & Stewart, 1968; Ponçano, 1979; IPT, 1981), pelos padrões de relevo (Peixoto 2010), entre outros.

2.1.3.3 Classificação Taxonômica

O conceito de classificação taxonômica foi introduzido pelos geógrafos Tricart e Cailleux (1956), que classificam os fenômenos geomorfológicos através de critérios temporais e espaciais que são divididos em sete ordens de grandezas. Posteriormente, Tricart (1965) adicionou uma nova ordem de grandeza para a classificação geomorfológica, contabilizando oito ordens de grandezas, com ênfase na escala dos objetos de estudo. No contexto brasileiro, a classificação taxonômica foi utilizada como base para o projeto RADAMBRASIL, na década de 1970, e mais recentemente para projetos de Jurandyr Ross, nos anos de 1990 e 2000.

O projeto RADAMBRASIL representa um marco na evolução das metodologias e do mapeamento geomorfológico no Brasil ao propor um mapeamento sistemático do território brasileiro. Inspirado na classificação taxonômica proposta por Tricart & Cailleux (1956) foi criada uma base taxonômica através do ordenamento dos fatos geomorfológicos, considerando uma classificação espacial e temporal do relevo, promovendo assim uma divisão, em ordem de grandeza decrescente, em: Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevo (IBGE 2009).

O projeto RADAMBRASIL ainda apresenta um sistema de legenda aberto que permite adaptações com o avanço do conhecimento geomorfológico. O mapeamento destaca as características morfológicas e morfogenéticas do relevo, apresentando os conceitos básicos dos tipos de relevo. A Figura 1 apresenta a metodologia proposta pelo IBGE (2009) para o mapeamento geomorfológico.

Nos projetos de Ross (1992, 1996) é apresentada uma classificação com base na morfologia e na gênese dos fenômenos geomorfológicos, que são divididos pelo autor em seis níveis taxonômicos:

- 1º Táxon: Unidades Morfoestruturais, possuem maior extensão de área (p. ex. Bacia do Paraná).

- 2º Táxon: Unidades Morfoesculturais, estão contidas na Unidades Morfoestruturais, representam planaltos, planícies, depressões entre outros.

- 3º Táxon: Unidades Morfológicas, estão contidas nas Unidades Morfoesculturais e representam as formas de naturezas genéticas agradacionais (de acumulação) e denudacionais (de erosão).

- 4º Táxon: Representam formas individualizadas de cada Unidade Morfológica (p. ex. colinas, morros, etc.).

- 5º Táxon: Representa as formas das vertentes sendo classificadas em convexas, côncavas ou retilíneas.

- 6º Táxon: Representam pequenas formas de relevo, resultantes de processos erosivos atuais (p. ex. ravinas, voçorocas, etc.).

Figura 1 Metodologia de mapeamento geomorfológico utilizada pelo projeto RADAMBRASIL (IBGE, 2009)

2.1.3.4 Sistemas de Relevo

O conceito de sistemas de relevo ou “land systems” foi desenvolvido durante a década de 1940 pelo CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization*) da Austrália, compondo, juntamente com as unidades do relevo ou “land units”, um sistema de mapeamento geomorfológico.

O mapeamento por sistemas de relevo consiste na distinção de áreas cujos atributos físicos divergem das áreas adjacentes (IPT, 1981). A subdivisão da área permite identificar alguns padrões em relação a topografia, solos e vegetação das áreas agrupadas. Esta relação existente entre os sistemas de relevo pode ser explicada devido a influência da geologia e geomorfologia durante a evolução do relevo.

Stewart & Perry (1953) relacionam a topografia e os solos às rochas subjacentes (geologia), aos processos erosivos e deposicionais (geomorfologia) e ao clima. Dessa forma a classificação por sistema de relevo relaciona a topografia, os solos e a vegetação com a geologia, geomorfologia e clima da região estudada.

Os sistemas de relevo podem ser subdivididos em partes menores, aumentando o nível de detalhe do relevo, caso das *unidades de relevo* e dos *elementos* (IPT, 1981). A unidade de relevo tem forma simples, ocorrendo sobre um único tipo de rocha ou depósito superficial e encerra solos de variação consistente, alguns exemplos de unidades de relevo são escarpas, morros, leques aluviais, entre outros. Os elementos são em menor escala e compõem as unidades de relevo, são representados, por exemplo, pela crista, flanco ou sopé de uma determinada escarpa.

No Brasil os sistemas de relevo foram utilizados primeiramente por Ponçano *et al.* (1979) e esta metodologia serviu de base para o mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo (IPT, 1981). No mapeamento efetuado pelo IPT a geomorfologia foi adotada como a base para a compreensão do meio físico sendo os limites entre os sistemas de relevo definidos a partir das características do relevo, de suas unidades e de seus elementos. O mapeamento por sistemas de relevo com base em critérios morfo-estruturais considera as formas de relevo e a geologia como as principais características a serem avaliadas. O resultado deste processo é um mapa com dados sobre solos, recursos hídricos, processos erosivos e deposicionais, vegetação e clima.

Para elaboração da Carta Geomorfológica do Estado de São Paulo foi executada uma análise sistemática de imagens LANDSAT, canais 4, 5, 6 e 7, nas escalas 1:250.000 e 1:500.000, e a análise de mosaicos semi-controlados de radar em escala 1:250.000, produzidos pelo Projeto RADAMBRASIL. Cartas topográficas em escalas 1:50.000 e

1:100.000 foram utilizadas para controle dos tipos de relevo delimitados nas imagens e mosaicos.

A partir das imagens e dos mosaicos foi efetuada a separação dos conjuntos de formas de relevo semelhantes, denominados de sistemas de relevo. As unidades de relevo foram definidas a partir de critérios morfométricos e morfológicos, sendo os principais a amplitude e a declividade. Outros critérios utilizados foram: o perfil das encostas, extensão e forma dos topos, expressão de cada unidade em área, densidade e padrão de drenagem (IPT, 1981).

2.1.3.5 Padrões de Relevo

A análise por padrões de relevo foi efetuada para a geração do mapa de geodiversidade do estado de São Paulo (Peixoto, 2010). O sistema de padrões de relevo é caracterizada pela análise morfológica do relevo com base em fotointerpretação da textura e rugosidade dos terrenos a partir de diversos sensores remotos. Não representa um mapeamento geomorfológico pleno mas um mapeamento de padrões de relevo de acordo com as necessidades do projeto. Identifica os grandes conjuntos morfológicos passíveis de serem delimitados em escalas de análise muito reduzidas (1:500.000 a 1:1.000.000), sem preocupação quanto à gênese, evolução morfodinâmica e processos geomorfológicos atuantes nas unidades em análise (Peixoto 2010).

Para uma análise confiável dos padrões de relevo é utilizada a seguinte metodologia:

Parâmetros morfológicos e morfométricos (declividade, hipsometria) analisados em Modelos Digitais de Terreno (MDT), em imagens Landsat geocover e em relevo sombreado;

Utilização do material disponível na literatura, principalmente do Projeto RADAMBRASIL, para reinterpretação de dados;

Aferição da classificação por perfis em trabalhos de campo;

2.2 Geomorfometria

A geomorfometria é definida por Pike *et al* (2009) como a ciência de quantificação topográfica em que seu principal objetivo é a extração de parâmetros e objetos da superfície terrestre a partir de modelos digitais de elevação (MDE). Esta ciência é capaz de representar a topografia da Terra através da manipulação dos valores de elevação do terreno em diferentes softwares.

Trata-se de uma ciência de caráter interdisciplinar que evoluiu da matemática para as ciências da terra e, mais recentemente, para ciência da computação. Ainda que seja considerada como uma atividade complementar de outras disciplinas como geografia e geomorfologia, Pike (1995) caracteriza geomorfometria como uma disciplina própria e não apenas uma coleção de técnicas numéricas. Os primeiros estudos de geomorfometria consistiam basicamente na obtenção de medidas de elevação a partir do nível do mar e caracterização de curvas de nível a partir de isolinhas que estavam associadas a aspectos lineares de grande escala, como rios.

A partir da Segunda Guerra Mundial os estudos na área da geomorfometria evoluíram significativamente devido, principalmente, aos avanços tecnológicos impulsionados neste período. A obtenção de imagens da superfície terrestre a partir de satélites propiciou o início dos primeiros estudos de geomorfometria como a conhecemos atualmente.

Os parâmetros e objetos da superfície terrestre obtidos por geomorfometria podem ser definidos como medidas descritivas das formas de relevo (ex: declividade), e aspectos discretos do terreno (ex: rede de drenagens) (Pike *et al.* 2009). Os parâmetros são dispostos em campos de valores contínuos e normalmente apresentados na forma de imagens do tipo *raster* ou mapas, enquanto os objetos são mais bem representados em mapas vetoriais constituídos por pontos, linhas ou polígonos. Os parâmetros e objetos podem ser agrupados por diversos critérios, sendo classificados de uma maneira que reflita os objetivos e tipos das análises. Por exemplo, parâmetros e objetos específicos para hidrologia contêm informações sobre os potenciais movimentos de material pela superfície, caso de erosão (fragilidade do solo) e movimentação de massa.

Os modelos digitais de elevação são os dados de entrada para as análises morfométricas, sendo que a extração dos parâmetros e dos objetos representam a operação fundamental do geomorfometria. Para a obtenção dos parâmetros e objetos a geomorfometria é comumente implementada em cinco etapas, apresentadas na Figura 2 (Pike *et al.*, 2009):

- 1 - Amostragem da superfície terrestre (altitudes do terreno)
- 2 - Geração de um modelo da superfície a partir das altitudes
- 3 - Correção ou suavização dos erros nos modelos da superfície
- 4 - Obtenção dos parâmetros e objetos
- 5 - Aplicação dos parâmetros e objetos

Figura 2 Fluxograma com as cinco etapas da geomorfometria (Modificado de Pike *et al.* 2009)

2.2.1 *Modelo Digital de Elevação*

Alguns autores (Miller & Leflamme 1958, Doyle 1978, Burrough 1986, Felicismo 1994a, Florinsky 1998a) definem Modelo Digital de Terreno (MDT) como a representação digital de variáveis relacionadas à superfície topográfica, como modelos digitais de elevação (MDE) e modelos digitais de declividade, curvatura e outros atributos topográficos.

Tanto os MDTs como os MDEs apresentam informações topográficas, no entanto os MDTs representam a superfície topográfica, ou seja, o nível do terreno, de maneira veríssima. Os MDEs não necessariamente representam as cotas do terreno. Durante o processo de obtenção dos dados topográficos para geração dos MDEs podem ocorrer algumas interferências nos valores das cotas escaneadas. Estas interferências podem ser influenciadas por elementos como os arranha-céus nas cidades ou pelo dossel das árvores em regiões florestadas. Dessa forma os MDEs não representam com precisão o nível do terreno, podendo apresentar erros que são agravados a cada derivada da elevação que é calculada (declividade, curvaturas, etc.).

Porém, apesar da possibilidade de existência de erros nos dados de elevação, os MDEs demonstram ser eficazes e condizentes com o método de mapeamento utilizado neste projeto.

Os Modelos Digitais de Elevação são representações da superfície terrestre através de dados topográficos. Podem ser obtidos de diversas formas, a partir de diferentes métodos de processamento, incluindo a digitalização de curvas de nível (mapas topográficos), interpolação de dados de elevação absoluta obtidos em campo ou processamento de dados medidos por radar ou laser (Hebeler & Purves 2009). Representam a base para o cálculo de todas as outras variáveis topográficas do terreno como declividade, curvaturas, entre outros.

Consistem em uma malha de pontos georreferenciados, em forma de uma matriz regular, que contém a elevação do terreno em cada um dos pixels da imagem que o representa (Figura 3). Estes pontos são, normalmente, representados em forma de mapas associados a uma escala gradual de cores, representando as variações altimétricas, ou através de imagens em perspectivas tridimensionais.

O tamanho de cada pixel da área imageada representa a resolução espacial da imagem. Constitui um importante parâmetro do sensor, pois a resolução espacial determina o tamanho do menor objeto que pode ser identificado na imagem (Meneses & Almeida, 2012).

175	132			98
105	120	121	121	95
	120	120	122	
	118	123	121	
77	103			84

Figura 3 Matriz 3x3 com cada *pixel* contendo um valor de elevação do terreno

A resolução espacial de um MDE não é padrão, podendo variar de alguns poucos metros até vários quilômetros, dependendo de diferentes fatores desde a obtenção das imagens até ao método de interpolação utilizado para geração do MDE. A escolha do MDE e sua resolução espacial estão diretamente associados a escala que será efetuado o estudo. Se a análise ocorrerá ao nível de detalhe, é recomendado a utilização de imagens com resolução espacial de algumas poucas dezenas de metros, enquanto que se a análise for em escalas regionais, imagens com resolução de centenas de metros mostram-se adequadas.

Atualmente existe uma grande variedade de MDEs disponibilizados gratuitamente ou comercializados, com diferentes resoluções espaciais, especificações técnicas e formas de obtenção, seja através de satélites ou sensores aerotransportados. Os MDEs são comumente utilizados em estudos geomorfológicos sendo os modelos SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) amplamente estudados e difundidos na literatura para estes tipos de estudo.

Em estudos geológicos, e em outras áreas das ciências da terra, as variáveis topográficas são amplamente empregadas, devido a algumas características: relação com os diversos processos que afetam o desenvolvimento da paisagem gerando diferentes feições morfológicas; reconhecimento de estruturas geológicas e afinidade para geração de modelos de processos naturais como movimentos de massa e da equação universal de perda de solos (Wischmeier and Smith 1978).

2.2.2 SRTM

O projeto SRTM consistiu em um levantamento topográfico realizado a partir da cooperação entre a *National Aeronautic and Space Administration* (NASA), o Centro Espacial Alemão (DLR), a Agência Espacial Italiana (ASI) e a *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA), do Departamento de Defesa (DoD) dos Estados Unidos. O objetivo do projeto foi rastrear a superfície do planeta para obtenção de dados precisos de altimetria (Farr *et al* 2007). O processo de obtenção dos dados ocorreu durante a missão espacial realizada em fevereiro de 2000, percorrendo 176 órbitas que imagearam 80% da superfície terrestre, entre as latitudes 60° N e 56° S. As informações altimétricas obtidas através dos dados SRTM são produzidas por interferometria de radar entre dados de um mesmo ponto na superfície, a partir de duas posições distintas, formando pares de imagens. Estas imagens foram captadas por dois radares posicionados em extremidades opostas de uma antena conectada ao ônibus espacial (Figura 4), sendo conhecida a distância entre os radares foi possível gerar os MDEs a partir de uma única passagem (*single-pass interferometry*) para mapeamento da superfície terrestre.

O processamento dos dados SRTM permitiu a elaboração de um MDE de alcance quase global de distribuição gratuita pela NASA. Os MDE originalmente gerados apresentavam resolução espacial de 1 arcsec (30 m), porém estes dados foram reamostrados para uma resolução espacial de 3 arcsec (90 m). Os primeiros dados SRTM liberados apresentavam resolução espacial de 1 arcsec (30 m) para a região do Estados Unidos e de 3 arcsec (90 m) para o resto do mundo; o *datum* e elipsoide de referência são WGS84 com os dados de altitude em metros inteiros. Recentemente os órgãos responsáveis pela missão SRTM disponibilizaram os dados originais da missão, com resolução de 1 arcsec (30m), para toda a extensão do mapeamento realizado.

Figura 4 A) Geometria do interferômetro SRTM; B) Componentes principais do SRTM. No ônibus espacial estão as antenas principais enquanto as antenas secundárias estão na ponta da haste, a 60 metros de distância. (Modificado de Farr *et al.* 2007)

3. Materiais e Métodos

3 Materiais e Métodos

Para a execução do presente projeto, optou-se por utilizar um método de análise que permitisse uma interpretação precisa das unidades geomorfológicas da área, a partir de dados secundários, visando sua utilização no planejamento urbano e estudos posteriores. O método utilizado é composto por revisão bibliográfica, utilização de material cartográfico, processamento de dados em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), confecção de mapas temáticos (hipsometria, declividade, entre outros), análise morfométrica, trabalho de campo e, como produto final, a elaboração dos mapas geomorfológicos (Figura 5).

Figura 5 Fluxograma para elaboração do mapa geomorfológico local.

3.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado durante todo o projeto através de consultas ao acervo da biblioteca do IGC-USP, a periódicos científicos e aos sistemas de busca de dados fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP).

Foi realizada a leitura de referências dos principais temas explorados neste trabalho, caso de geomorfometria, sensoriamento remoto e geomorfologia. Discriminou-se os temas referentes a caracterização e definição das unidades geomorfológicas a partir, principalmente, do processamento de dados de ambiente SIG.

Foram obtidos os mapas e cartas que representam o material cartográfico básico para elaboração deste trabalho, principalmente aqueles com conteúdo geológico e geomorfológico. Além desses documentos foram utilizados dados SRTM com resolução espacial de 90 m, obtidos no sítio Brasil em Relevo, da EMBRAPA (Miranda, 2005), sem a necessidade de se executar um tratamento das imagens SRTM utilizadas no projeto.

Dados topográficos digitalizados em escala 1:10.000 foram obtidos do Instituto Geográfico e Cartográfico do estado de São Paulo (IGC-SP), e em escala 1:50.000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

3.2 Preparação das Bases de Dados (SIG)

Nesta etapa foram confeccionadas e analisadas as bases cartográficas através dos softwares ArcMap/ArcGIS10, GRASS e QGIS.

A análise geomorfométrica foi executada seguindo as etapas descritas por Pike *et al.* (2009), sendo que os parâmetros e objetos foram obtidos e agrupados de acordo com os requisitos necessários para a elaboração dos mapas temáticos que servem de base para o mapa geomorfológico, como apresentado no fluxograma das etapas de trabalho (Figura 2).

3.2.1 Sistema de Informação Geográfica

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são sistemas computacionais (*softwares*) que lidam com a informação geográfica, sendo que a realidade em SIG é representada através de uma série de feições geográficas definidas por dois dados fundamentais: o dado geográfico e o atributo (Maguire, 1991). O dado geográfico fornece as referências espaciais para os atributos, posicionando-os na superfície terrestre. O dado geográfico é considerado mais importante que o atributo em uma análise em SIG, sendo uma das grandes diferenças entre SIG e os outros sistemas de informação existentes como CAD (*Computer-Aided Design*) e sistemas de cartografia.

Com o avanço tecnológico diversos SIG foram criados e aperfeiçoados sendo capazes de reproduzir as feições terrenas em escala e devidamente orientadas no espaço, segundo os diferentes sistemas de coordenadas existentes. Caracterizado pela ampla diversidade de aplicações em diferentes setores e disciplinas, uma vez que seu desenvolvimento ocorreu

simultaneamente em diversas áreas como agricultura, economia, matemática, geografia, entre outros (Maguire, 1991).

3.2.2 Interpolação

Para a elaboração do mapa geomorfológico da área localizada no Vale do Ribeira (SP), foi realizada a interpolação das cartas topográficas da região em escalas 1:10.000 e 1:50.000, afim de gerar os mapas temáticos para interpretação do relevo da área. Todos os procedimentos aqui descritos foram executados utilizando o *software* GRASS GIS.

Primeiramente os dados das cartas topográficas digitalizadas foram transformados em *shapes* de linhas com cada curva de nível com seu respectivo valor de cota. A interpolação entre as linhas foi efetuada utilizando o método *Regularized Spline Tension* (RST), ou splines regularizadas com tensão, que consiste na idéia de gerar uma superfície que passe exatamente pelos pontos de dados ou próximo deles o suficiente para gerar uma superfície contínua e que preencha os espaços vazios (Grohmann, 2008). A superfície calculada pode ser gerada passando por todos os pontos ou apenas definindo uma tendência geral dos dados.

3.2.3 Mapa Hipsométrico

A elevação é essencialmente um valor pontual da superfície terrestre acima do nível do mar (Evans, 1972). Em um MDE cada valor de elevação representa uma unidade fenomenológica básica para análise (Franklin, 1987), sendo que cada pixel representa a taxa de amostragem da elevação na área de estudo. Corresponde ao dado base para análises geomorfológicas, pois representa a topografia do terreno e a partir dos dados de elevação são calculados as declividades e curvaturas do terreno, bem como as bacias hidrográficas e as redes de drenagens.

O mapa hipsométrico é obtido diretamente dos Modelos Digitais de Elevação e consiste na classificação altimétrica do relevo em intervalos regulares de cotas e permite um melhor entendimento da topografia da área de estudo visando destacar porções específicas do terreno, servindo também como um indicativo da estabilidade das rochas às variações climáticas (Florinsky, 1998).

Neste projeto as classes, representadas individualmente por cores distintas, foram definidas em intervalos distintos para cada área de estudo. Para a área localizada no estado do Rio Grande de Norte foram definidos intervalos de 20 metros com base na variação topográfica apresentada pela área. Por ser uma região costeira não apresenta grande elevações e amplitudes altimétricas significativas, dessa forma os intervalos hipsométricos

foram definidos a fim de se apresentar o máximo de informação presente na área, evitando a perda de informação com possíveis generalizações.

3.2.4 Mapa de Declividade

A declividade do terreno talvez seja o parâmetro do relevo mais importante em uma análise geomorfológica, pois os ângulos de declividade controlam a disponibilidade da força gravitacional para um trabalhamento das formas de relevo (Strahler, 1956), sendo responsáveis pela intensidade e frequência dos processos erosivos passíveis de ocorrência.

Young (1974) considera a declividade como um valor pontual na superfície, sendo que a declividade em um ponto é definida como um plano tangencial ao relevo (encosta/terreno) nesse mesmo ponto (Evans 1972). A declividade é a primeira derivada da elevação, representa a taxa de variação da altitude de um terreno em relação à distância, e é apresentada na forma dos vetores de magnitude e direção que representam, respectivamente, o gradiente e a orientação das vertentes (Hebeler & Purves 2009).

A declividade representa a máxima inclinação com a horizontal sendo calculada, em graus ou porcentagem, como o ângulo entre os planos tangente e horizontal em um determinado ponto da superfície (Tabela 1).

Declividade (<i>Gradient</i>)	$G = \arctan \sqrt{p^2 + q^2}$
Orientação de Vertentes (<i>Aspect</i>)	$A = \arctan (q/p)$
Curvatura Vertical	$k_v = - \frac{p^2 r + 2pqs + q^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}$
Curvatura Horizontal	$k_h = - \frac{q^2 r - 2pqs + p^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{1 + p^2 + q^2}}$

Tabela 1. Fórmulas para o cálculo da declividade, da orientação de vertentes, da curvatura vertical e da curvatura horizontal (Modificado de Shary, 1991).

Os valores r , t , s , p e q são derivadas parciais da função $h = f(x, y)$, aonde: $r = \frac{\delta^2 h}{\delta x^2}$, $t =$

$$\frac{\delta^2 h}{\delta y^2}, s = \frac{\delta^2 h}{\delta x \delta y}, p = \frac{\delta h}{\delta x} \text{ e } q = \frac{\delta h}{\delta y}.$$

O mapa de declividade determina as inclinações existentes no terreno e apresenta os valores correspondentes apenas ao vetor gradiente, pois este está diretamente relacionado à força gravitacional, sendo normalmente utilizado em estudos de perda de solo (Wischmeier and Smith, 1978) e de velocidade de fluxo (Florinsky, 1998). As inclinações do terreno são apresentadas na forma de porcentagens ou graus, podendo atingir valores maiores que 100%

(45°), principalmente nas encostas de serras e morros, e são definidas em intervalos de classes significativas para a área.

Em uma análise do relevo a declividade também pode ser utilizada para o cálculo do Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) desenvolvida por Sampaio (2008). A rugosidade representa a comparação entre a medida da área real com a medida da área plana segundo o Índice de Rugosidade de Hobson (1972). O ICR é calculado através da análise da distribuição espacial da declividade e permite a identificação de parâmetros que aumentem a acurácia do mapeamento da rede de drenagens, sendo que o parâmetro rugosidade é usualmente utilizado em estudos de terrenos cársticos.

Apesar de neste projeto serem estudados terrenos cársticos, a metodologia apresentada para o mapeamento morfológico das áreas de estudo consiste apenas na utilização de parâmetros morfométricos primários e suas principais derivadas sendo o parâmetro rugosidade não utilizado.

3.2.5 *Mapa de Orientação de Vertentes*

O mapa de orientação de vertentes ilustra o sentido de fluxo proveniente da encosta e sua susceptibilidade a movimentos de massa de diferentes porções desta, representa o vetor de direção da declividade, é utilizado em estudos de direção de fluxos e espessura de solos (Florinsky, 1998).

A orientação de vertentes, ou aspecto, é definida por Shary (1991) como um ângulo no sentido horário de um vetor normal a um plano horizontal do ponto de maior inclinação da superfície (Tabela 1). O mapa de orientação de vertentes compõe, com o mapa de declividade, a geometria de exposição da superfície do terreno em representações sob o esquema de relevo sombreado. A respeito dos deslocamentos oriundos de processos de transporte gravitacional, considera-se que a orientação de vertentes é a direção do vetor cujo módulo corresponde à declividade (gradiente).

A sequência de pontos (pixels) alinhados pela orientação de vertentes determina um caminhamento esperado, ou preferencial, de escoamento que se costuma chamar de linhas de fluxo. As linhas de fluxo, canais de drenagem e divisores de água podem ser definidos em função do arranjo local de diferentes orientações, o que fica prontamente visível em representações adequadas da variável.

3.2.6 Mapa de Curvaturas

A curvatura de um terreno é definida como a segunda derivada da elevação (Evans, 1972) (Figura 6). O cálculo da curvatura do terreno (Tabela 1) apresenta uma maior dificuldade, pois por se tratar da segunda derivada da elevação, possui maior sensibilidade aos erros que possam existir nos dados iniciais de elevação e às técnicas de interpolação utilizadas (Evans, 1998).

Assim como a declividade é representada pelos vetores do gradiente e orientação de vertentes (aspecto), a curvatura do terreno é apresentada como curvatura vertical (perfil) e curvatura horizontal (planta) (Figura 6). Pode-se considerar que a variação do gradiente e da orientação de vertentes representa, respectivamente, a curvatura vertical e a curvatura horizontal do terreno.

Figura 6 Definição de curvaturas vertical e horizontal. (Modificado de Evans, 1998)

A curvatura vertical refere-se à forma côncava/convexa do terreno, analisada em perfil, e está diretamente associado ao gradiente da declividade (Figura 7). É utilizada em estudos

geomorfológicos e geotécnicos para definição da susceptibilidade do terreno à ocorrência de movimentos de massa, pois as formas côncavas ou convexas do terreno são indicativos da estabilidade inicial da encosta. Formas côncavas apresentam estabilidade inicial maior, porém, na ocorrência de uma movimentação, tendem a aumentar progressivamente a velocidade do fluxo encosta abaixo; formas convexas apresentam estabilidade inicial menor que, em caso de movimentação, tendem a desacelerar o fluxo e acumular no sopé do talude.

Doornkamp & King (1971) consideram a curvatura vertical uma das variáveis de alto poder de identificação de unidades homogêneas do relevo em estudos de compartimentação da topografia.

Figura 7 Ação da curvatura vertical sobre a hidrografia de superfície. (Florenzano, 2008)

A curvatura horizontal também é analisada em formas côncavas/convexas, porém, refere-se, principalmente, ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno. É uma variável importante para medida de concentração do escoamento superficial (Florenzano, 2008). Superfícies divergentes referem-se a superfícies de espalhamento, sendo considerados potenciais dispersivos de massa em eventuais instabilizações de encostas; superfícies convergentes são superfícies de concentração, potenciais acumulativos de materiais de fluxo.

Embora sejam conceitualmente distintas, as curvaturas vertical e horizontal fornecem estatísticas que são interpretadas de maneira equivalente (Evans, 1998). As curvaturas verticais e horizontais combinadas representam uma caracterização das formas de terreno, associadas diretamente às propriedades hidrológicas e de transporte de sólidos (Figura 8). Essas duas variáveis estão relacionadas aos processos gravitacionais de migração e acúmulo de água, minerais e matéria orgânica no solo através da superfície (Florenzano, 2008).

Figura 8 Tipos e formas geométricas de encostas em planta e em perfil combinadas (Chorley, 1975)

A análise do mapa de curvaturas é feita para as curvaturas verticais e horizontais. Quando analisados no ArcGIS, os mapas de curvaturas verticais apresentam valores negativos para representar superfícies convexas, valores positivos representam superfícies côncavas e valores nulos (zero) representam superfícies planas. No caso do mapa de curvaturas horizontais os valores negativos representam superfícies côncavas, os valores positivos representam superfícies convexas e valores nulos (zero) representam superfícies planas. A classificação de cada mapa foi feita a partir do histograma de cada imagem, não ocorrendo um padrão na classificação das imagens.

3.2.7 *Análise de Lineamentos*

A análise de lineamentos pode ser considerada essencial em estudos geomorfológicos devido, principalmente, à sua expressão na topografia de fácil reconhecimento em fotografias aéreas e imagens de satélite, além de sua estrita relação com a geologia regional. Segundo Hobbs (1912), os lineamentos são linhas significativas no relevo que revelam a arquitetura do embasamento rochoso e são linhas que caracterizam a fisionomia da terra. Com o avanço tecnológico e, posteriormente, do conhecimento, a definição de lineamentos pouco variou em relação àquela proposta por Hobbs (1912), sendo adicionadas algumas outras características intrínsecas as feições lineares no relevo.

O'Leary *et al.* (1976) definiram lineamentos como expressões geomórficas, geralmente de topografia negativa, constituída por formas combinadas (ou compostas) que estão geralmente alinhadas em uma única direção que podem, ou não, estar associadas as tendências estruturais regionais. Apresentam uma relação direta com a escala de observação/mapeamento devido a suas extensões regionais, normalmente de alguns quilômetros. Quando ocorrem em grandes escalas podem ser identificados como uma única unidade do mapa, enquanto em pequenas escalas são expressões do relevo e de extensões continentais.

Diversos autores (Sonder, 1938; Kelly, 1955; Lattman, 1958; Dennis, 1967; Gay, 1973) concordam com a afirmação que os lineamentos são essencialmente feições geomórficas e que estão relacionadas com descontinuidades estruturais, como zonas de falha, zonas de cisalhamento ou juntas. Sendo assim, a análise do padrão regional dos lineamentos (distribuição, orientação, comprimento e densidade) permite inferir as características estruturais do maciço rochoso, contribuindo de forma significativa para a identificação de estruturas da região.

Os lineamentos foram considerados para o presente projeto como feições lineares de uma superfície mapeável, simples ou composta, cujas partes encontram-se alinhadas de forma reta ou ligeiramente curva e que diferem das feições adjacentes, refletindo provavelmente fenômenos de subsuperfície, como proposto por O'Leary *et al.* (1976).

O procedimento metodológico da análise de lineamentos baseia-se no princípio de seleção qualitativa utilizando imagens regionais de feições lineares no relevo. As análises fundamentam-se em dados prévios oriundos de interpretações geomorfológicas, nas quais as feições retilíneas em planta são extraídas visualmente. Para este fim, comumente, utiliza-se como base modelos digitais de elevação apresentando diferentes sentidos de fontes iluminantes (Grohmann, 2004). Este procedimento permite destacar diferenças nas rochas e/ou estruturas geológicas que, por vezes, encontram-se ressaltadas pela erosão diferencial de diferentes unidades litológicas presentes no terreno.

A extração dos lineamentos foi realizada utilizando mapas de relevo sombreado e hipsométrico, obtidos com iluminantes a cada 45° a partir do Norte, totalizando 8 iluminantes distintos, e objetivou a obtenção de lineamentos em escala adequada.

Os lineamentos obtidos a partir dos diferentes mapas de relevo sombreado foram traçados diretamente sobre as imagens utilizadas e integrados em um mapa de lineamentos regionais.

3.2.8 *Extração de drenagens e divisores d'água*

Florenzano (2008) considera o delineamento de canais de drenagem e divisores de água como o ponto de partida para o traçado de microbacias e a organização funcional para modelagem da hidrologia fluvial, assim como classifica o padrão de drenagens como essencial na definição de zonas homólogas em estudos do meio físico.

A rede de drenagens é obtida diretamente do MDE, determinada por todos os pontos de mínimo em seções transversais dos vales ou por todos os pontos cuja vizinhança contém uma única direção indicando altitude abaixo da cota local. Áreas condicionadas a um maior aporte de material, ou seja, regiões comumente menos elevadas e encravadas entre vales, são devidamente destacadas. Primeiramente, é calculado um MDE sem depressões, seguido pelo cálculo do sentido de fluxo e de sua acumulação. As drenagens são extraídas a partir de um valor de acumulação, sendo considerado de acordo com a escala dos dados de entrada, por exemplo para os mapas gerados por dados 1:10.000 foram utilizados valores de acumulação maiores que 100, 1000 e 2000 células, para escala 1:50.000 foram utilizados valores maiores que 100 e 50 células, e para os dados SRTM (90m) o valor utilizado foi maior que 100 células.

Os divisores de água são delimitados a partir da rede de drenagens de forma manual. Porém, como apresentam relação inversa aos canais de drenagem, podem ser obtidos automaticamente. São considerados divisores de água as regiões que se encontram entre os canais de drenagem mais representativos da área de estudo. Os divisores de água representam o relevo da área, dessa forma a classificação geomorfológica é efetuada pela interpretação dos parâmetros físicos dos principais divisores de água delimitados.

4. Caracterização das Áreas de Estudo

4 Caracterização das Áreas de Estudo e Resultados

4.1 Área 1 – Rio Grande do Norte

4.1.1 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está localizada no estado do Rio Grande do Norte, no Nordeste brasileiro, possui uma área de aproximadamente 8400 km², entre as latitudes 36° e 35° e 5° e 6° N (Figura 9). A principal cidade que está inserida na área é Natal, capital do estado, localizada em sua porção sudeste.

Três rodovias federais cortam a área de estudo, todas que passam por Natal, e são as BR-101, BR-406 e BR-226. A BR-101 corta o estado de norte a sul, paralela à linha de costa e próxima ao litoral, as BR-406 e BR-226 cortam o estado de leste-oeste, em direção ao continente, sendo que BR-406 segue em direção noroeste e a BR-226 em direção sudoeste.

Figura 9 Localização da área de estudo.

4.1.2 Geologia Regional

A área de estudo está compreendida sobre rochas arqueanas e proterozoicas da Província Borborema, em sua porção oeste; arenitos e carbonatos terciários da Bacia Potiguar, e as coberturas sedimentares do cenozoico com destaque para a presença de rochas do Grupo Barreiras. Os sedimentos cenozóicos, localizados principalmente nas regiões costeiras, formam estruturas sedimentares como dunas, bastante comuns na região, enquanto nas rochas do Grupo Barreiras ocorre a formação de falésias (Figura 10).

Figura 10 Mapa geológico da área de estudo, escala original 1:500.000 (Angelim 2006). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Província Borborema

A Província Borborema (Almeida *et al.* 1977) representa o segmento crustal de uma extensa faixa afetada pela Orogênese Brasiliana, sendo composta por faixas de metassupracrustais dispostas sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, é constituída por rochas metamórficas de fácies anfibolítica e granulítica, além de migmatitos e granitoides diversos (Jardim de Sá 1994). Configura um cinturão orogênico meso-neoproterozóico que envolve microplacas e terrenos mais antigos, com o auge de sua evolução ocorrendo com uma colagem tectônica brasileira/pan-africana de 600 Ma juntamente com um importante plutonismo granítico (Brito Neves *et al.* 2000).

Grupo Seridó

O Grupo Seridó constitui a Faixa de Dobramentos Seridó (Brito Neves 1975) e ocorre na porção central do estado do Rio Grande do Norte. Foi definido por Ferreira & Albuquerque (1969) e é constituído, da base para o topo, pelas formações Equador, Jucurutu e Seridó. Posteriormente, foi efetuado outro empilhamento estratigráfico (Jardim de Sá 1984), com a Formação Jucurutu na base da sequência sucedida pelas formações Equador e Seridó, no topo. A Formação Serra dos Quintos (Ferreira & Santos 2000) representa uma sequência metavulcanossedimentar e foi posicionada na base do grupo.

Diversos autores (Jardim de Sá 1984, 1994; Angelim 2007) consideram que o Grupo Seridó foi alvo de três fases principais de deformação: a D_1 responsável pelo bandamento composicional ($S_1//S_0$); a D_2 representada pelos empurrões e dobramentos recumbentes ou isoclinais inclinados; e a D_3 que promoveu a verticalização dos estratos, formação de dobras abertas e uma foliação NNE-SSW, com zonas de cisalhamento dextrais ou sinistrais. As fases de deformação D_1 e D_2 são descritas com idade transamazônica, enquanto a D_3 está associada a uma cinemática transcorrente de idade brasileira.

Na área de estudo ocorrem as formações Jucurutu e Seridó que representam a base e o topo do Grupo Seridó, respectivamente.

- Formação Jucurutu

Constituído, predominantemente, por gnaisses que podem ocorrer associados à migmatitos apresentando contatos concordantes e, por vezes, gradacionais. Brasil (1981) considerou a Formação Jucurutu constituída por biotita gnaisses, hornblenda gnaisses, gnaisses calcissilicáticos e quartzo-feldspáticos, com coloração cinza a cinza-azulado, granulação fina, foliação desenvolvida e bandamento gnássico, enquanto que no mapeamento efetuado por Angelim (2007), em segmentos alóctones isolados desta formação,

a Formação Jucurutu é constituída principalmente por biotita $\pm$ epidoto $\pm$ anfibólio paragnaisses intercalado com mármore, rochas calcissilicáticas e *skarns* (Salim 1993), micaxistos, quartzitos, formações ferríferas, metavulcânicas, metaconglomerados e níveis de metachertes. Os gnaisses e migmatitos desta formação são utilizados como guias para separação com as rochas do Complexo Caicó, quando há a presença de remanescentes de biotita-quartzo gnaiss azulado em migmatitos.

Apresentam abundantes intercalações lenticulares de mármore (Angelim 2007), sendo estas rochas exclusivas desta formação, com espessuras variáveis de 10 a 100 metros e contato brusco e concordante entre este litotipo e a encaixante (Brasil 1981). As litologias mais importantes da Formação Jucurutu são as calcissilicáticas, devido à presença de mineralizações de scheelita hospedadas em *skarns*, que ocorrem em faixas extensas e delgadas encaixadas nos gnaisses, geralmente associadas ao nível carbonático. Representam os principais depósitos de scheelita (CaWO_4) da Província Scheelitífera do Nordeste, podendo ocorrer juntamente mineralizações de ouro (Au) e Molibdênio (Mo) (Angelim 2007). As formações ferríferas ocorrem, de um modo geral, na forma de corpos de pequena espessura (lentes), em contato concordante com a encaixante e com presença de hematita e/ou magnetita (Brasil 1981).

- Formação Seridó

Moraes (1924) definiu o termo “Micaxistos do Seridó” para designar a sequência de micaxistos biotíticos que são cortados por abundantes diques de pegmatitos, e que, posteriormente, foi denominado de Formação Seridó por Ebert (1969). Esta formação sempre foi posicionada no topo do Grupo Seridó, recobrindo as rochas supracrustais do Pré-Cambriano Superior.

Angelim (2007) considera a Formação Seridó a principal unidade litoestratigráfica da faixa dobrada, sendo que esta unidade apresenta, segundo Brasil (1981), no mínimo três fases de dobramento e metamorfismo superpostos, geralmente preenchendo sinclinais chegando a formar estruturas periclinais. Apresentam frequentes microdobras com planos axiais de mergulhos fortes, sendo a transposição o fenômeno mais evidente em escala de afloramento.

É predominantemente constituída por micaxistos feldspáticos ou aluminosos de fácies de médio a alto grau metamórfico, e localmente de fácies de baixo grau metamórfico. Angelim (2007) propôs uma divisão desta unidade entre as rochas de médio e alto grau metamórfico e àquelas de baixo grau metamórfico. Os litotipos das fácies de médio e alto grau metamórfico são constituídos por biotita xistos granadíferos contendo, subordinadamente, $\pm$ estauroлита $\pm$

cianita $\pm$ andalusita $\pm$ cordierita $\pm$ sillimanita, intercalado, em sua porção inferior, com mármore, rochas calcissilicáticas, paragnaisses, metavulcânicas básicas, quartzitos e metaconglomerados. Apresentam coloração cinza, com xistosidade bem desenvolvida e algumas faixas gnaissificadas pouco bandadas.

As fácies de baixo grau metamórfico apresentam coloração cinza-claro à esverdeada, granulação fina, acamamento (S_0) preservado e são constituídas por sericita-clorita-biotita xistos, sericita-clorita xistos, filitos e metassiltitos. Ocorrem na forma de lentes, com contatos interdigitados e gradativo com as biotitas xistos (Brasil. 1981).

A Formação Seridó apresenta importância econômica devido às mineralizações metalíferas, gemas e os não metálicos que ocorrem associados aos inúmeros corpos pegmatíticos que cortam as rochas desta unidade.

Domínio São José do Campestre

Complexo Presidente Juscelino

O Complexo Presidente Juscelino foi definido por Brasil (1981) para agrupar a Zona Geanticlinal de Teixeira e a Subfaixa de Dobramentos Curimataú (Brito Neves 1975) em uma única unidade geológica antiga, constituída por migmatitos e gnaisses variados intercalados com lentes de anfibolitos e, por vezes, com mármore. Mais recentemente, Dantas (1997) realizou um estudo detalhado desta unidade, redefinindo sua litoestratigrafia e delimitando sua área de afloramento.

A evolução geológica deste complexo foi considerada por Brasil (1981) a partir de fragmento crustal antigo, esta interpretação foi feita com base em diversas características analisadas para o complexo, como padrão geocronológico, associação litológica, metamorfismo e estruturas típicas de regiões arqueanas, Angelim (2007) apresenta idades modelo com valores em torno de 3,4 – 3,6 Ga que sugerem uma fonte crustal arqueana retrabalhada para as rochas do Complexo Presidente Juscelino. Apresenta um arranjo estrutural caracterizado por núcleos de rochas homogeneizadas, com foliações confusas e pouco desenvolvidas, compostos por migmatitos e granitos de anatexia, rodeadas por rochas mais bandeadas que formam estruturas tipos ovais, algumas rochas metapelíticas da Formação Seridó apresentam retilinearidade, formando faixas alongadas e estreitas, sinclínicas.

O Complexo Presidente Juscelino normalmente é descrito em unidades que apresentam uma divisão para seus tipos litológicos, diferenciando os migmatitos dos gnaisses. Brasil (1981) apresenta uma divisão do complexo em quatro unidades denominadas

de Migmatitos Homogêneos, Migmatitos Heterogêneos, Gnaisses e Ultrabásicas, enquanto que Angelim (2007) propõe uma divisão em duas unidades, Unidade de Ortognaisse e Unidade de Migmatito, caracterizadas por diferentes estágios de migmatização.

A área de estudo abrange apenas a unidade composta por migmatitos do Complexo Presidente Juscelino, esta unidade é descrita por Angelim (2007) apresentando leucossomas com espessuras métricas que formam *fronts* de migmatização caracterizando-a como uma unidade mapeável. Estes leucossomas possuem composição tonalítica a granítica, com plagioclásio dominante e granadíferos abundantes. Condições de alta temperatura e pressão na geração destes migmatitos é indicada por intercrescimento mesopertítico nos feldspatos potássicos. Ocorrem intercalações de mármore, formações ferríferas (BIFs), metachertes, calcissilicáticas e anfibolitos gnaisses formando pequenas faixas dispersas entre os ortognaisses e migmatitos arqueanos. Apresentam uma assinatura geoquímica do tipo TTG, sendo ricos em SiO₂, com altas razões Na₂O/K₂O e variando de peraluminosos a metaluminosos.

Complexo João Câmara

Definido por Angelim (2007), o Complexo João Câmara é delimitado a norte pelas cidades de João Câmara e Poço Branco, e a sul pelas cidades de São Paulo de Potengi e Lelmo Marinho. Ocorre na porção centro-sul da área de estudo juntamente com os Complexos Presidente Juscelino e Santa Cruz.

Representa uma associação de migmatitos, incluindo hornblenda migmatitos, diatexitos róseos e metatexitos dobrados, exibem diversos tipos de estruturas como flebíticas, estromáticas, nebulíticas e *schlieren*, podem ocorrer ainda gnaisses bandados, hornblenda-biotita ortognaisses, anfibolitos, leucogranitos e, por vezes, rochas metamáficas/ultramáficas.

Caracterizado com forte contribuição de crosta arqueana retrabalhada, pelas idades modelo que se situam entre 3,4 e 3,5 Ga para os migmatitos e 2,5 Ga para os leucogranitos, e pela formação dos migmatitos e leucogranitos por magmas de diferentes fontes devido aos diferentes padrões de ETR observado nos litotipos desse complexo.

Complexo Santa Cruz

O Complexo Santa Cruz foi assim denominado por Santos *et al.* (2002) para designar as rochas antes classificadas como terreno. É constituído por uma grande variedade de ortognaisses sendo predominantes os biotita-hornblenda ortognaisses granodioríticos, biotita *augen* gnaisses granodioríticos e biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos, sendo as

feições ígneas parcialmente preservadas a principal características dessas rochas (Angelim 2007).

Esse complexo ocorre em uma grande área abrangendo os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Na área de estudo ocorre na porção sul-sudoeste e está em contato, a oeste, com a Formação Seridó e, a leste, com o Complexo João Câmara, ambos os contatos ocorrem por meio de zonas de cisalhamento.

Suítes Magmáticas

Segundo o mapa geológico do Rio Grande do Norte (Angelim 2007) na área de estudo ocorrem duas suítes magmáticas, a Suíte Itaporanga e a Suíte Dona Inêz, que aparecem de formar dispersa, sendo a Suíte Itaporanga a mais significativa.

Estas suítes magmáticas foram formadas pelo expressivo magmatismo neoproterozóico, sin a pós-orogênico, de idade brasileira (580 Ma), que ocorreu no estado do Rio Grande do Norte, sendo os granitoides abundantes por todo o estado. São reconhecidos desde a década de 40 (Rolf 1945) e desde então diversos autores têm divergido sobre a nomenclatura destes corpos graníticos, sendo a denominação proposta por Almeida *et al.* (1967) a mais consagrada.

Suíte Itaporanga

Representa o principal evento magmático na Província Borborema e no Rio Grande do Norte, sendo primeiramente denominado de Granito tipo Itaporanga por Almeida *et al.* (1967). Composta principalmente por granitos do tipo anfibólio-biotita ou biotita monzogranitos, com sua fácies mais característica de coloração cinza e textura porfírica grossa a muito grossa, com porfiroblastos de feldspato potássico que chegam a até 10 cm de comprimento. Apresenta ainda uma variação faciológica representada por granodioritos, quartzo monzonitos ou sienogranitos.

Suíte Dona Inêz

A Suíte Intrusiva Dona Inêz foi definida por Angelim *et al.* (2004 a, b) para classificar a suíte sin a tardi-tectônica, controlada por zonas de cisalhamento transcorrentes e, por vezes, extensionais, com seus plútons ocorrendo na forma de corpos isolados, normalmente sob a forma de *sheets*, diques, *sills* ou associados a outros corpos graníticos. Apresenta composição predominante variando de monzo a sienogranitos, de granulação fina a média e fácies com textura grossa, por vezes pegmatítica. Biotita ocorre como principal mineral máfico,

podendo também apresentar o anfibólio. Mais raramente, observa-se a presença de fácies com muscovita e granada.

Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar ocorre no nordeste brasileiro, abrange todo o estado do Rio Grande do Norte e uma porção leste do estado do Ceará. Ocorre na margem equatorial brasileira e sua evolução geológica está associada aos eventos de ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Movimentos transcorrentes dextrais, puros e oblíquos, são os responsáveis pela formação da Bacia Potiguar, bem como de todas as bacias equatoriais brasileiras (Zalán, 2012).

O desenvolvimento da margem equatorial brasileira ocorre de forma transcorrente, em um processo complexo de ruptura e distensão litosférica. A ruptura do Gondwana no nordeste brasileiro ocorre em quatro episódios, originando bacias tipo rifte com sedimentação e vulcanismo associados e com deformações na futura margem equatorial. Segundo Zalán (2012) estes eventos estão englobados na Supersequência Rifte (Sequências Rifte I, II, III e Zona de Fratura Oceânica de Romanche).

A Bacia Potiguar apresenta deformações de natureza transpressional e de natureza transtensional a puramente distensional, em direções E-W e NW-SE, respectivamente. Os trechos de direção E-W estão relacionados às zonas de fraturas oceânicas que se manifestam em áreas mais fracas da crosta continental enquanto que os trechos NW-SE se relacionam com a ruptura oblíqua dos crátons pré-cambrianos que ocorreu durante a separação continental (Zalán, 2012).

A origem da Bacia Potiguar está relacionada ao forte evento distensional que ocorreu no Neocomiano e deu início a ruptura que promoveu a abertura do Atlântico Sul, e caracteriza a Sequência Rifte I. A Bacia Potiguar é posteriormente afetada pelos eventos distensionais e deformacionais das Sequências Rifte II (Aptiano) e III (Albiano). A Sequência Rifte III (Albiano) foi o evento de distensão mais importante da margem equatorial brasileira, ocorreu quando a margem leste já estava em fase drifte, e é a responsável pela consolidação da Bacia Potiguar.

O arcabouço estrutural da bacia é constituído pelos grábens Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista, todos de direção NE-SW e oblíquos aos principais lineamentos do embasamento cristalino. A sedimentação da bacia ocorre em três sequências: sinrifte I e II, transicional e pós-rifte (Angelim, 2007). As rochas da Bacia Potiguar que ocorrem na parte continental são representadas pelo Grupo Apodi, que constitui parte da sequência pós-rifte.

Grupo Apodi

Foi primeiramente definido como Grupo Apodi, por Oliveira & Leonardos (1943), o conjunto de rochas cretáceas aflorantes por toda a Bacia Potiguar, sendo posteriormente subdivididos por Kreidler & Andery (1950) em Arenito Açú, representando o pacote de clásticos basais, e Calcário Jandaíra, que correspondem as camadas carbonáticas sobrepostas, após efetuarem o primeiro mapeamento geológico de reconhecimento da bacia (Gomes *et al.* 1981).

- Formação Açú

A Formação Açú ocorre nas zonas meridionais e noroeste da área de estudo. Foi primeiramente definida por Kreidler & Andery (1949) para designar os sedimentos que repousam sobre o embasamento da Bacia Potiguar. É constituído por espessas camadas de arenito médio a grosso, por vezes conglomerático (Angelim 2007), normalmente intercalados com folhelhos, argilitos e siltitos. Esses sedimentos estão sotopostos concordantemente às rochas carbonáticas da Formação Jandaíra e sobrepostos discordantemente aos sedimentos da Formação Alagamar, interdigitando-se lateralmente com as formações Ponta do Mel e Quebradas (Vasconcelos *et al.* 1990).

Falkenhein *et al.* (1977) propuseram uma divisão da Formação Açú em três membros: Upanema, Galinhos e Aracati. O Membro Upanema é caracterizado por arenitos brancos a avermelhados, de granulação média grosseira a conglomerática, com estratificações cruzadas e subparalelas, apresenta algumas intercalações de folhelhos escuros e folhelhos sílticos, sua espessura não ultrapassa os 250 metros. O Membro Galinhos foi definido para os folhelhos, arenitos muito finos a médios localmente conglomeráticos, com intercalações de silito e calcário, com espessura inferior a 250 metros. Por fim, o Membro Aracati representa a sequência de folhelhos de coloração cinza a cinza escuro, por vezes esverdeados a avermelhados, gradando para siltitos, que estão intercalados com calcários, normalmente de coloração cinza claro a acastanhados e em parte dolomitizados, eventualmente ocorrendo siltitos, arenitos e arenitos calcíferos. Os arenitos apresentam uma coloração clara, de granulação fina a média, mal selecionados, maciços e impuros. Este último membro está em contato concordante gradacional para a Formação Jandaíra.

A deposição destes sedimentos foi dividida por Vasconcelos *et al.* (1990) em quatro unidades distintas, a partir de perfis elétricos, sendo possível identificar ambientes deposicionais de leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados e meandrantas, e um sistema estuarino.

- Formação Jandaira

Ocorre em grande parte da Bacia Potiguar, constituindo na parte ocidental uma feição geomorfologicamente conhecida como Chapada do Apodi, com mergulho suave em direção à costa (Amaral 2000), e na parte oriental apresenta uma pequena quebra de relevo em relação à Formação Açu, com mergulhos suaves para o norte (Brasil 1981).

Sampaio & Schaller (1968) definiram a Formação Jandaira como a seção de rochas carbonáticas de alta energia que ocorrem sobrepostos aos arenitos da Formação Açu, sendo constituídas por calcários bioclásticos com foraminíferos bentônicos associados a algas verdes, calcarenitos, calcilutitos com marcas de raízes, diamictitos, além de dolomitos e argilitos. Na parte ocidental da bacia ocorrem ao menos duas fases de sedimentação pelítica que podem estar relacionadas a oscilações regressivas episódicas durante o período Turoniano-Santoniano (Brasil 1981). Apresenta excepcional material fóssilífero, distribuído por toda a bacia, que permitiu a datação da Formação Jandaíra como Turoniana a Campaninana-Maestrichtiana (Beurlen 1964).

A deposição da Formação Jandaíra em um regime sedimentar transgressivo de mar raso, com águas quentes e calmas, progredido sobre uma vasta planície costeira do tipo *tidal flat* foi defendida por diversos autores (Kegel 1957; Beurlen 1970; Moeri 1979), sendo posteriormente relacionada aos ambientes de planície de maré, podendo ser também do tipo laguna rasa, plataforma rasa e mar aberto em uma bacia faminta (Tibana & Terra 1981; Monteiro & Faria 1988).

Coberturas Continentais Cenozóicas

Grupo Barreiras

O Grupo Barreiras, que foi inicialmente denominado por Branner (1902) para descrever os sedimentos clásticos de natureza variegada com variações de argilas e conglomerados que ocorrem pelo litoral brasileiro, ocorre na porção meridional e leste da área de estudo, representa uma das formações mais importantes do litoral brasileiro, devido às suas feições características como falésias, e sua extensão, abrange desde o litoral do Rio de Janeiro até o Estado do Amapá.

Descrito como uma sequência siliciclástica Cenozoica (Rosseti *et al.* 1990), apresenta uma significativa regularidade no modo de ocorrência e em sua litologia o que causou divergências entre diversos autores sobre sua origem, inicialmente definida como de origem continental (Bigarella 1975; Mendes & Petri 1971), e posteriormente, com a revelação da presença de fósseis marinhos em seus sedimentos (Beurlen 1964) e de vegetação costeira

(Salim *et al.* 1975), foi intensificamente estudado comprovando o seu caráter marinho (Arai 2005). Atualmente as discussões envolvendo o Grupo Barreiras estão direcionadas à datação do mesmo, uma vez que o conteúdo fossilífero presente nos sedimentos não é representativo para uma datação eficiente. Segundo Gomes *et al.* (1981), as tentativas de caracterização do Grupo Barreiras foram feitas com base em evoluções paleoclimáticas assumindo uma deposição do Oligoceno (Bigarella & Ab'Saber 1964) até o final do Terciário e início do Quaternário.

Composto por sedimentos que variam de areno-argilosos a conglomeráticos, com coloração variegada, sendo predominantes os arenitos moderadamente a mal selecionados. Apresentam também matriz argilosa, com texturas imaturas e, comumente, com intercalações de níveis conglomeráticos (Arai 2005), sendo em geral sedimentos pouco consolidados com grau diagenético fraco (Brasil 1981).

Brasil (1981a) considera que os sedimentos do Grupo Barreiras foram originados em ambiente continental fluvial e deltaico intercalados com registros de correntes de lama e areia e, provavelmente, com flutuações climáticas que são identificadas pela presença dos horizontes conglomeráticos. Rosseti *et al.* (1989) interpreta a formação do Grupo Barreiras com um sistema de leques-aluviais-planície de areia-planície de lama, sendo a área de deposição posicionada próxima à linha de costa, permitindo uma grande influência dos processos marinhos durante sua deposição. Alheiros & Lima Filho (1991) descrevem as feições de tabuleiros e falésias do litoral como resultado de uma deposição associada a um sistema fluvial dominado por leques aluviais e canais entrelaçados.

Na parte litorânea da área de estudo, o Grupo Barreiras é representado por sedimentos areno-argilosos, afossilíferos, que formam tabuleiros, ou chapadas, com suaves inclinações em direção ao mar sendo sua topografia comumente quebrada por rios e riachos chegando a formar extensos paredões em seus vales (Brasil 1981).

No mapa geológico do Rio Grande do Norte em escala 1:500.000 (Angelim 2007), observa-se que na área de estudo ocorrem ao menos seis tipos de depósitos sedimentares distintos. A descrição destas unidades foi efetuada com base na legenda do trabalho de Angelim (2007).

Depósitos colúvio-eluviais

Os depósitos colúvio-eluviais são caracterizados como sedimentos arenosos e areno-argilosos de coloração esbranquiçada e, ocasionalmente, avermelhada. Geralmente ocorrem na forma de depósitos conglomeráticos com predominância de seixos de quartzo,

eventualmente de natureza polimítica quando geradas do retrabalhamentos da Formação Serra dos Martins (Angelim 2007). Os depósitos são comercialmente explorados devido as areis quartzosas de uso nobre em relação a outros tipos de depósitos sedimentares com aluvionares.

Depósitos de mangues

Na porção leste da área, na extensão da faixa litorânea, ocorrem os Depósitos de mangues, constituídos, principalmente, por lamas arenosas plásticas sem adensamento e/ou bioturbação, apresentando restos da vegetação em decomposição. Uma característica deste tipo de depósito é a associação de seus sedimentos com as turfeiras, formando importantes depósitos de turfas no Rio Grande do Norte. Estes depósitos são formados por seguidos processos de tração e suspensão subaquosa, ou seja, são depósitos dominados por marés, sendo possível identificar fácies de intermaré quando devidamente analisados.

Depósitos flúvio-lacustrinos

Relacionados à ação dos rios da região ocorrem os depósitos flúvio-lacustrinos que devido às suas diferentes gêneses pode ser dividido em depósitos de barra pontal, depósitos de transbordamento e depósitos lacustres. O comportamento meandrante dos rios da região promove o transporte de sedimentos, principalmente, de areia fina a média normalmente intercalada com pelitos, gerando assim os depósitos de barra de pontal. Os depósitos de transbordamento, por sua vez, ocorrem associados às planícies de inundação que em épocas de cheia permite um grande aporte de material de caráter siltico-argiloso enquanto que com baixa energia ocorre a deposição do material argiloso que constitui os depósitos lacustres.

Paleodunas

Na porção leste da área de estudo, que representa o litoral o do Rio Grande do Norte, ocorrem os depósitos eólicos litorâneos de paleodunas que são caracterizados pelas areias quartzosas esbranquiçadas de granulação fina a média, bem selecionadas, grãos arredondados, com estruturas de *grain fall* e estratificações cruzadas de baixo ângulo (Angelim 2007), Nestes tipos de depósitos são formadas dunas tipo barcana, barcanóide e parabólica.

Estes depósitos são diferenciados dos depósitos de dunas móveis devido ao seu relevo rebaixado, descontinuidade de estruturas típicas de dunas e, principalmente, pelo recobrimento da vegetação. Estas diferenças podem ser observadas em aerofotos ou em imagens de satélite. As paleodunas estão normalmente recobertas pelas dunas móveis.

As paleodunas foram classificadas por Barreto *et al.* (2004) através dos seguintes critérios morfológicos: modificação dos ângulos de inclinação de barlavento e sotavento, grau de dissecação, entre outros; sedimentológicos: presença de siltes e argilas intercalados com areia e no grau de seleção da areia; e biológicos, que se baseia no tipo e na densidade da cobertura vegetal presente nas dunas.

Dunas móveis e depósitos litorâneos de praias

Ainda na porção leste costeira da área de estudo ocorrem os depósitos litorâneos de praias e dunas móveis. As areias de praia ocorrem em uma faixa estreita, não mapeável, paralela à linha de costa e é constituída, principalmente, por areias esbranquiçadas de granulação fina a grossa, quartzosas, bem selecionadas, ricas em bioclastos e eventualmente por minerais pesados (Angelim 2007).

As dunas móveis ocorrem em diferentes tipos sendo os principais do tipo barcana, barcanóide e parabólica, são constituídas por areias esbranquiçadas de granulação fina a média, bem selecionadas e grãos bastante arredondados. São facilmente distintas em imagens de satélites e fotografias aéreas pela tonalidade clara, uma vez que apresentam ausência de vegetação.

As dunas são originadas pelo transporte de sedimentos das praias pela ação dos ventos da região, formando estruturas típicas, que são comuns também aos depósitos de paleodunas, como estratificação plano-paralela, cruzadas tipo acanlada e marcas de onda.

Depósitos Aluvionares

Estes depósitos consistem nos sedimentos quaternários que ocorrem ao longo dos vales dos principais rios da região, normalmente mapeáveis, sendo constituídos por areias finas a grosseiras com cores variadas, inclusive com cascalhos de diversos tamanhos, por vezes matacões, e argilas com matéria orgânica em decomposição. Formam os depósitos de canal, de barras de canal e de planície de inundação.

Devido a sua relação com o desenvolvimento da morfologia atual, e sua sobreposição aos sedimentos do Grupo Barreiras e das dunas, são comumente considerados de idade Holocênica.

4.1.3 Geomorfologia Regional

A área de estudo está inserida em um contexto geomorfológico complexo, pois apresenta unidades de relevo exclusivamente costeiras e uma transição para as unidades continentais com características distintas. Em sua porção oriental, que representa o litoral do Rio Grande do Norte, compreende as unidades de Planícies Fluviais e Costeira, predominante na área ocorre os denominados Tabuleiros Costeiros, as unidades de relevo denominadas de Depressão Sertaneja, Depressão Sublitorânea e Planalto da Borborema também ocorrem na área, porém em menor escala (IDEMA 2014). Estas mesmas unidades são consideradas no mapeamento geomorfológico executado durante o projeto RADAM (Brasil 1981a) e é apresentado na Figura 11.

Figura 11 Mapa geomorfológico da área de estudo (Modificado de Brasil, 1981a). Datum WGS 1984.

Tabuleiros Costeiros

As formas tabulares que ocorrem pelo litoral do nordeste brasileiro que por vezes avançam para o continente, entrando em contato com a Depressão Sertaneja, foram denominadas de Tabuleiros Costeiros (Brasil 1981a). Apresentam altitudes que variam de 70 a 100 metros, localmente chegando a 200 metros, e extensões quilométricas normalmente de 50 km. Foram divididos em três compartimentos distintos, classificados segundo suas características geológicas, geomorfológicas e pedológicas, denominados de Tabuleiros, Chapadas do Litoral Norte e, para as áreas de acumulação flúvio-marinha, Faixa Litorânea, sendo que na área de estudo ocorrem apenas as formas de Tabuleiros e a Faixa Litorânea.

Tabuleiros

Apresentam espessuras de sedimentos variando entre 2 e 6 metros, com camadas sub-horizontais mergulhando para E e N, isoladamente, ocorrem variações na direção e mergulho das camadas. Os sedimentos dos tabuleiros são geralmente considerados como pertencentes ao Grupo Barreiras.

São divididos em dois setores (Brasil 1981a), oeste e leste, sendo o setor oeste menor em extensão, com predomínio de relevos bastante dissecados em interflúvios tabulares e, devido ao fraco aprofundamento das drenagens, o contato entre este compartimento com a Depressão Sertaneja não é nítido. O setor leste, por sua vez, é caracterizado por uma cobertura arenosa com espessuras médias próximas a 1m, de coloração branca, creme e vermelha, que estão sobrepostas a camadas com seixos de quartzo arredondados e cascalhos, apresenta uma grande variação no grau de dissecação dos tabuleiros gerando, frequentemente, um nível plano inferior caracterizando a transição com a Depressão Sertaneja.

Faixa Litorânea

A Faixa Litorânea (Brasil 1981a) é constituída pelos campos de dunas, planícies marinhas e fluviomarinhas quaternárias, ocorre por todo o litoral do Rio Grande do Norte apresentando variação em sua largura. Normalmente as maiores extensões ocorrem no litoral norte do estado. Na área em estudo ocorrem as feições de campos de dunas e planícies fluviomarinhas.

As ocorrências de recifes areníticos são comuns pelas áreas da faixa litorânea, normalmente formam pequenas lagoas entre o mar e o continente, e são interrompidos, apenas, pelas embocaduras dos rios.

Planícies Fluvio-marinhas

Estas feições estão normalmente associadas às embocaduras dos principais rios da região, constituídas por um material argiloso, promovem a formação de extensas áreas de manguesais. Ocorrem, na área de estudo, entalhadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. A influência marinha pode alcançar distâncias consideráveis adentrando o continente, chegando localmente a dezenas de quilômetros.

Dunas

Os campos de dunas, que representam as feições morfológicas mais significativas da Faixa Litorânea, são constituídos por diferentes tipos e padrões de dunas devido a características como idade, mobilidade e alteração. As dunas móveis possuem colorações mais claras e estão localizadas em faixas com larguras variando entre 2 e 3 km, enquanto que as dunas fixas apresentam coloração variando entre creme e vermelho, formas parabólicas e transversais, e estão recobertas por vegetação. As dunas que se encontram mais próximas ao mar normalmente apresentam uma coloração creme e são mais altas.

Depressão Sertaneja

A Depressão Sertaneja representa uma unidade muito importante no contexto geomorfológico nordestino sendo o objeto de estudo de diversos autores (Barbosa, Boaventura & Pinto 1973; Moreira & Gatto 1981; Ab'Sáber 1969; Brasil 1981a). De caráter periférico e interplanáltico, ocorre circundando os compartimentos mais elevados do relevo e, por vezes, estende-se a partir das bases escarpadas dos planaltos. Sua delimitação é possível ser efetuada por desníveis altimétricos, distinguindo-se, em imagens de radar, das depressões e dos níveis elevados dos planaltos como o Borborema, porém o mesmo método de delimitação não apresenta eficácia na faixa de contato da depressão com os Tabuleiros Costeiros (Brasil 1981a).

Brasil (1981a) propôs a divisão de Depressão Sertaneja em três setores: Depressão Pré-Litorânea e Chãs Pernambucanas, Depressões Interplanálticas Centrais e Depressões Periféricas da Ibiapaba – Araripe. Esta divisão foi definida em função das diferenças como localização, intensidade de aprofundamento e dissecação do relevo.

Depressão Interplanáltica Central

Representa o setor mais característico da Depressão Sertaneja sendo representado pela diversificada variação litológica; ação do intemperismo físico, erosão e transporte dos detritos com grande destaque devido a forma de escoamento; superfícies pediplanadas;

manto de alteração das rochas pouco expressivo. Outra característica deste setor é a dissecação do relevo em interflúvios tabulares, localmente com conservação de restos do aplainamento

Ocorre contornando os Planaltos Borborema e Sertanejo sendo a diferenciação com estas unidades de fácil interpretação devido as evidentes amplitudes altimétricas que alcançam centenas de metros. Quando em contato com os Tabuleiros Costeiros não apresenta rupturas topográficas significativas, sendo que a variação entre estes compartimentos ocorrem gradualmente.

Depressão Pré-Litorânea e Chãs Pernambucanas

Ocorrem em todo o litoral dos estados da Paraíba e de Pernambuco, e por todo o litoral leste do Rio Grande do Norte. Estão dispostos entre o Planalto da Borborema e os Tabuleiros Costeiros formando pequenos interflúvios tabulares em áreas dissecadas, apresentam uma variação gradual para os Tabuleiros Costeiros, por vezes com a presença de escarpas; e o contato com o Planalto da Borborema, a oeste, é definido pelas expressivas variações altimétricas.

Na área de estudo, inserida no contexto geomorfológico do Rio Grande do Norte, a Depressão Pré-Litorânea é caracterizada por um relevo bem conservado, de topografia plana e com extensas áreas interfluviais em alguns locais, por vezes quilométricas, que apresentam pouco aprofundamento das drenagens.

Planalto da Borborema

O Planalto da Borborema é um compartimento geomorfológico bastante expressivo do Nordeste brasileiro, tendo sido o foco de estudo de diversos autores ao longo do tempo. Ocorre paralelo à linha costa, distando algumas dezenas de quilômetros do litoral, desde, aproximadamente, a cidade de Natal (RN) até o rio São Francisco, seus limites são facilmente interpretados em imagens devido as diferenças de elevação existentes entre esta unidade e as adjacentes. Esta unidade está circundada quase integralmente pela Depressão Sertaneja, apenas a sudoeste é observado o contato com o denominado Planalto Sertanejo.

Foi dividido em três setores por Brasil (1981a) (Encosta Ocidental, Encosta Oriental e Planalto Central) pela observação de diferenças morfológicas e para facilitar a caracterização do relevo em setores que apresentaram maior homogeneidade.

Encosta Oriental

A área de estudo abrange apenas parte do setor denominado de Encosta Oriental.

Este setor do Planalto da Borborema dista cerca de 70 km do litoral, e estende-se de forma retilínea paralelo à linha de costa. O relevo é intensamente dissecado pela drenagem sendo comum a presença de feições de escarpas festonadas. Estas escarpas apresentam alto índice pluviométrico o que possibilita a ação intensa do intemperismo químico, gerando mantos de alteração de rochas mais espessos e formas de dissecação normalmente convexas.

Com morfologia intensamente dissecada este setor apresenta alinhamento de cristas em meio ao relevo colinoso. Localmente ocorrem restos de superfícies planas conservadas limitadas por escarpas e, por vezes, recobertas por rochas sedimentares.

4.1.4 Hidrografia

O estado do Rio Grande do Norte possui 16 bacias hidrográficas (IDEMA 2014), as principais e maiores bacias são as Bacias Apodi/Mossoró e Piranhas/Açu, localizadas no centro-oeste do estado, sendo o alvo de estudos em diversas áreas das ciências da terra.

A área de estudo, situada no leste do estado, abrange 9 bacias hidrográficas (IDEMA 2014), todas de menor porte em relação àquelas localizadas ao oeste. As bacias são: Boqueirão, Punaú, Maxaranguape, Ceará-Mirim, Doce, Potengi, Pirangi e Faixas Litorâneas Norte e Leste de Escoamento Difuso. Os principais rios que drenam a área de estudo são os rios Ceará-Mirim e Potengi (Brasil 1981) que dão nomes às suas respectivas bacias, as outras bacias possuem rios menos expressivos e que não serão contemplados neste estudo.

Bacia Hidrográfica do Rio Potengi

Apresenta uma forma alongada, estendendo-se de oeste para leste com largura média de 40 km. Encontra-se limitada pelas bacias Ceará-Mirim, ao norte, Jacu, ao sul, e Piranhas-Açu, a oeste. Apresenta uma grande variação de relevo pelo percurso do rio, sendo que ao leste, ou no baixo curso, ocorrem formas suaves e planas enquanto que no restante da área da bacia o relevo é fortemente ondulado sendo comum a presença de serras.

Assim como o relevo a rede de drenagem da bacia também apresenta variações, sendo que os cursos d'água formam padrões bastante distintos. Padrões de drenagem paralelos são comuns no baixo curso, próximo a desembocadura do rio no oceano, com os rios alinhados e correndo para leste, no entanto padrões de drenagem dendríticos e

retangulares costumam ocorrer a oeste sendo os rios fortemente influenciados pelas estruturas locais.

Com uma área de drenagem de aproximadamente 4.000 km² (IDEMA 2014) apresenta um caráter intermitente, sendo que seus rios permanecem secos durante a maior parte do ano exceto durante a estação das chuvas. Os rios localizados a leste, próximos ao mar, sofrem influência das marés mantendo-se perenes e ativos durante todo o ano.

Bacia Hidrográfica do Rio Ceará-Mirim

Encontra-se encaixada entre outras 5 bacias, limitando-se a norte com as bacias de Maxaranguape e com a Faixa Litorânea Norte de Escoamento Difuso, ao sul com as bacias Potengi e Doce, e a oeste com a bacia de Piranhas-Açu. Ocupa uma área de drenagem superior a 2.500 km², (IDEMA 2014), de forma alongada estreitando-se à jusante quando esta aproxima-se do oceano.

A topografia é bastante variável nesta bacia com formas planas e suavemente onduladas a leste, onde há predomínio de rochas sedimentares e sedimentos, e formas fortemente onduladas a oeste relacionadas as rochas do embasamento. Os padrões de drenagem também são bastante diversificados, são fortemente condicionados pelas estruturas geológicas ao montante formando padrões angulares e dendríticos, enquanto que a jusante, aonde espera-se padrões paralelos, normalmente apresentam padrões indefinidos devidos a ocorrência de rios esparsos e densidade de drenagem fraca (Brasil 1981).

4.1.5 *Clima*

Na área de estudo ocorrem dois dos cinco tipos climáticos classificados para o estado do Rio Grande do Norte (IDEMA 2014), que são os climas Sub-úmido e Semi-úmido. O clima Sub-úmido, que ocorre por toda a Faixa Litorânea, é caracterizado por médias pluviométricas entre 800 e 1200 mm, temperaturas variando entre 18°C e 26°C, inverno seco e estação chuvosa prolongada normalmente até o mês de Julho, este clima é equivalente ao Clima Tropical Chuvoso de Koppen.

O clima Semi-úmido apresenta médias pluviométricas entre 600 e 800 mm, média de temperatura do mês mais frio sempre superior aos 18°C e estação seca de pequena duração, é equivalente a transição do clima Tropical Típico para o clima Semi-árido de Koppen.

4.1.6 *Vegetação*

Segundo IDEMA (2014), na região de estudo ocorrem quatro grupos de vegetação distintos: o cerrado, a caatinga, as formações praias e dunas, e a mata atlântica. O relevo é

determinante para o desenvolvimento de cada tipo de vegetação, atua como um agente controlador devido aos processos erosivos e deposicionais atuantes.

Os Cerrados estão relacionados ao relevo de Tabuleiros que ocorre ao longo do litoral nordestino. É característica dos Cerrados a vegetação composta por árvores tortuosas intercaladas com um manto inferior de gramíneas e a diferenciação da vegetação em dois extratos, um arbóreo-arbustivo, representado por formas de ilhas de vegetação como o cajueiro, e um herbáceo, representado pelas gramíneas. Brasil (1981b) define o Cerrado (Savana) como uma vegetação xeromórfica da zona Neotropical, compreendendo um estrato herbáceo ecologicamente dominante e fisionomias diversas de arbóbrotos foliares bem protegidos. Dois extratos são evidentes, um constituído de árvores baixas (até 10 m), de esgalhamento profuso, grandes folhas coriáceas e casca corticosa; e outro constituído por formações campestres com arvoretas (em torno de 5 m), caracterizado por um tapete gramíneo-lenhoso.

A Caatinga compreende as formações xerófitas lenhosas decíduais, em geral espinhosas, entremeados de plantas suculentas, com tapete herbáceo estacional. Tem como características dominantes as folhas pequenas, muitas vezes providas de espinhos e umas poucas plantas com órgãos de reserva subterrâneos. É demarcada por longo período seco, às vezes com chuvas torrenciais eventuais e dois períodos secos entremeados de curta época chuvosa (Brasil 1981b). Segundo IDEMA (2014) a caatinga do Rio Grande do Norte é formada predominantemente por árvores e arbustos, essa vegetação perde as suas folhas e toma-se ressequida na época seca. Sem as folhas, as plantas não perdem água por transpiração e não fazem fotossíntese, reduzindo o metabolismo; esse fenômeno é chamado de estivação. Estão localizadas no Agreste do Estado, em área de clima sub-úmido seco e semiárido

As formações Praias e Dunas (IDEMA 2014) são compostas por vegetações essencialmente rasteiras, resistentes às condições ambientais: umidade, nutrientes escassos e evaporação intensa; desde herbáceas campestres até arbóreas florestais, elas são dependentes das condições de adaptabilidade das espécies e da dispersão das sementes através dos rios e grandes animais, de vento e pássaros (Brasil 1981b).

A Mata Atlântica representa o ecossistema formado pelo conjunto de vegetais e animais que se estende ao longo de toda a costa brasileira. No Rio Grande do Norte essa mata originalmente estendia-se pela costa litorânea, atualmente está restrita a uma faixa do litoral leste do estado. São florestas perenifólias, e sua ocorrência está ligada à pluviosidade e à umidade que condicionam a uma formação vegetal de maior porte e densidade,

possibilitando uma variedade de espécies pertencentes a várias formas biológicas e extratos, dos quais os inferiores dependem do extrato superior (IDEMA 2014).

4.1.7 Análise Morfométrica

A análise geomorfométrica consistiu na elaboração de mapas temáticos a partir de modelos digitais de elevação. Estes mapas foram sobrepostos ao relevo sombreado visando destacar as feições de relevo com características semelhantes e anomalias relevantes que possibilitam auxiliar diretamente no refinamento da delimitação dos domínios geomorfológicos

Mapa Hipsométrico

Para possibilitar a melhor visualização da amplitude topográfica da área foi efetuada uma classificação hierárquica das cotas do terreno representadas no mapa hipsométrico (Figura 12). Analisando essa base foi possível estabelecer uma divisão da área em dois compartimentos que apresentam classes altimétricas com intervalos distintos.

As maiores elevações da área estão localizadas em sua porção oeste. Ocorrem altitudes superiores a 200 metros em duas áreas distintas, uma a sudoeste e outra a noroeste, separadas por uma planície com níveis topográficos inferiores. Na porção sudoeste, as elevações atingem altitudes superiores a 400 metros, maior elevação da área de estudo, apresenta uma transição abrupta com as áreas vizinhas e possui uma orientação NNE-SSW bem demarcada. Na porção noroeste ocorre uma forma alongada, difusa, com altitudes superiores aos 200 metros, uma transição gradual para os terrenos em níveis topográficos inferiores e uma leve orientação ENE-WSW. Estas altitudes mais elevadas estão relacionadas as serras que ocorrem ao norte e as feições do Planalto da Borborema, a sul.

As elevações inferiores a 200 metros são predominantes ocupando quase integralmente a área de estudo. Relacionadas às feições geomorfológicas costeiras que ocorrem por todo o litoral nordeste brasileiro. Observa-se que as elevações diminuem gradativamente para leste, no sentido do litoral, onde as formas de relevo começam a sofrer influência marinha. Este compartimento representa as feições geomorfológicas descritas como Faixa Litorânea, Tabuleiros Costeiros e Depressão Sertaneja.

Figura 12 Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Mapa de Declividades

O mapa de declividades da área apresenta os valores em graus de inclinação do terreno (Figura 13). É possível observar que na área de estudo há a predominância de valores de declividade baixos, normalmente inferiores aos 5 graus, isto ocorre devido as formas de relevo normalmente planas e levemente onduladas que existem na área, relacionadas aos Tabuleiros Costeiros e Depressão Sertaneja, e também devido ao posicionamento litorâneo da área de estudo que tende a apresentar feições planares conforme aproxima-se do litoral.

É possível observar a ocorrência de um aumento gradual da declividade de leste para oeste, quanto mais se afasta do litoral maiores são as declividades. As maiores declividades, que não ultrapassam os 25 graus, ocorrem isoladamente na porção sudoeste da área estando diretamente relacionadas as maiores altitudes, representam a porção da área que engloba as feições serranas do Planalto da Borborema. Ocorrem de forma abrupta sendo discordantes do restante da área.

Figura 13 Mapa de declividade da área de estudo, em graus. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Mapa de Curvaturas

Foram gerados dois mapas de curvatura da região em estudo, um referente à curvatura vertical, ou em perfil, (Figura 14) e o outro a curvatura horizontal, ou em planta, (Figura 15). Estes mapas estão diretamente relacionados à superfície do terreno e possibilitam identificar

se estas possuem formas côncavas ou convexas em relação a uma superfície horizontal e vertical.

No mapa de curvatura vertical, em que o terreno é analisado em perfil, podemos observar que há uma predominância de formas côncavas e planas, o que está relacionado com um relevo mais dissecado, de certa forma. As formas côncavas estão comumente relacionadas a vales encaixados, formados pela intensa ação hidrológica da área. Na porção sudoeste da área as formas convexas estão bastante evidentes, diretamente relacionadas com as maiores elevações e declividades da área. Nesta região ocorre o relevo de serras relacionado às rochas intrusivas da Suíte Dona Inêz, apresenta topos mais proeminentes e agudos, fortemente orientados e suscetíveis a ocorrência de movimentações de massa.

O mapa de curvatura horizontal, por sua vez, apresenta a formas convexas e planas como predominantes. As formas convexas em planta estão normalmente relacionadas a eventos de espalhamento, normalmente representados por morros com declives mais suaves e um comprimento de rampa maior. Na porção sudoeste da área as formas côncavas são preponderantes, relacionadas com as maiores elevações e declividades. Indicam a presença de um relevo fortemente escarpado, que devido aos altos declives tendem a concentrar material em suas encostas.

Figura 14 Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Figura 15 Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Mapa de Lineamentos

Segundo o mapa de lineamentos regional produzido para área de estudo (Figura 16), os principais lineamentos extraídos apresentam grande disparidade. Na porção Leste da área ocorre uma predominância de lineamentos nas direções NNW-SSE e W-E, estas direções são concordantes com as estruturas responsáveis pela formação da Bacia Potiguar durante o evento de ruptura do Gondwana. As unidades da Faixa Litorânea e dos Tabuleiros Costeiros são os mais marcados por estas direções de lineamentos provavelmente devido à influência da separação continental na formação das principais feições morfológicas da área, como as planícies fluviais e os tabuleiros.

Na porção centro-sul e principalmente na porção sudoeste, ocorrem lineamentos com direções NNE-SSW e NE-SW que podem estar relacionados as estruturas do arcabouço

estrutural da Bacia Potiguar. Estas direções de lineamentos estão bem evidentes na porção sudoeste onde ocorrem feições de Serras, fortemente orientadas sendo possível observar uma continuidade desta orientação para norte, quando adentra a unidade da Depressão Sertaneja.

Figura 16 Mapa de Lineamentos. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

Para uma melhor interpretação dos lineamentos da área de estudo, foi elaborada uma roseta com as principais direções dos lineamentos identificados (Figura 17). Na roseta é possível observar que predominam os lineamentos com direções NW-SE, que estão provavelmente relacionados ao evento de separação continental e formação de bacias na costa norte e nordeste brasileira (Zalán, 2012), no caso específico da área os lineamentos

estão relacionados à formação da Bacia Potiguar. Estruturas com direções W-E estão também relacionadas com a abertura das bacias.

Uma expressiva quantidade de lineamentos ocorre nas direções NE-SW e NNE-SSW, estas estruturas se relacionam com o arcabouço estrutural da Bacia Potiguar, e são anteriores aos eventos de abertura do oceano Atlântico.

Figura 17 Roseta com principais direções dos lineamentos.

4.1.8 Mapa Geomorfológico Local

A análise geomorfométrica da área de estudo possibilitou confeccionar o mapa Geomorfológico Local (Figura 18), permitindo a identificação dos principais Elementos de Relevo. A caracterização destes elementos é apresentada em detalhe na Tabela 2.

Os Elementos de Relevo foram definidos pelas características físicas semelhantes apresentadas nos mapas de declividade, hipsométrico e de curvatura. Para um maior detalhe na interpretação da topografia e das formas de vertentes que ocorrem na área, foram efetuados perfis regionais em cada elemento de relevo (Anexo 1). As vertentes foram classificadas em três tipos: convexas, côncavas e retilíneas, permitindo inferir sobre os processos erosivos que poderão ocorrer em cada elemento de relevo. A partir dos perfis em cada elemento foi possível definir a amplitude dos terrenos, calculando-se a diferença entre as menores e maiores altitudes presentes em cada elemento. O mapa de elementos de relevo foi elaborado a partir de uma interpretação das variações altimétricas, de declividade e de curvaturas da área.

Apresenta semelhanças com o mapa geomorfológico da área (Brasil 1981a) consultado durante o levantamento bibliográfico. Foram identificadas as unidades de Tabuleiros Costeiros a Norte e Leste da área, bem como a unidade Depressão Sertaneja que ocupa o centro-sul da área. À sudoeste, a unidade de Planaltos foi facilmente identificada. Os limites entre as unidades geomorfológicas são compatíveis com aqueles observados em trabalhos anteriores, muito devido às diferenças texturais evidentes nas imagens. Algumas nomenclaturas de unidades foram absorvidas por serem já consagradas.

Nos modelos de elevação utilizados durante a confecção do mapa, a diferença morfológica entre as Planícies Costeiras e a Depressão Sertaneja é bem destacada devido à discrepância na textura das formas de relevo. Os Tabuleiros Costeiros apresentam uma textura lisa e formas aparentemente mais arredondadas, enquanto que as formas que constituem a Depressão Sertaneja estão bem demarcadas pelas drenagens, sendo esculpidas por estas e formando um relevo com um grau maior de escarpamento.

A unidade Planície Costeira comporta os elementos de relevo com as menores altitudes, amplitudes e declividades da área. Por ser a porção mais próxima ao litoral estes valores são esperados. O aumento da altitude para Norte e Noroeste está relacionado com as formações de tabuleiros típicas do litoral nordestino brasileiro. A discriminação efetuada na unidade Tabuleiros Costeiros ocorreu pela análise das diferenças de amplitude, altitude, declividade e da disposição das drenagens principalmente. Nesta unidade são identificados campos de dunas ativas e paleodunas próximas à linha de costa, notadas pela diferença dos parâmetros físicos em relação as áreas adjacentes.

As Planícies Costeiras estão relacionadas às rochas terciárias e às coberturas cenozoicas. As formas de Tabuleiros Costeiros, principalmente os elementos A.2.1 e A.2.2, ocorrem exclusivamente sobre os arenitos do Grupo Barreiras enquanto que o elemento A.2.3, que apresenta formas mais arredondadas e com declives suaves, está relacionado aos carbonatos da Formação Jandaíra.

A unidade Depressão Sertaneja difere texturalmente das outras unidades da área e, juntamente os elementos Praias e Dunas, apresenta os menores valores de elevação da área. A subdivisão desta unidade foi efetuada a partir da análise dos divisores de água e suas formas, que contemplam características físicas distintas. O contato com a unidade Planalto Residual parece ocorrer de forma gradual, pois ocorre um aumento tanto na elevação quanto na declividade das formas pertencentes à depressão sertaneja.

Esta unidade ocorre, principalmente, sobre as rochas intrusivas das suítes magmáticas Dona Inês e Itaporanga, e dos complexos graníticos e migmatíticos do Domínio São José do

Campestre, sendo observadas rochas do Grupo Seridó apenas a sudoeste e na porção meridional. Por ser composto por rochas mais resistentes em relação às daquelas das Planícies Costeiras, sofrem de maneira diferente com a ação dos fatores intempéricos, principalmente em relação às drenagens. Apresentam feições bastante dissecadas pelos rios, com alto grau de escarpamento e vertentes com declives agudos, porém com pouca extensão, e os elementos de relevo são majoritariamente menores em área e mais alongados que os elementos da Planícies Costeiras.

A unidade do Planalto Residual está bem destacada na área devido a suas maiores altitudes e, principalmente, pelas altas declividades que contrastam com o relevo plano e de baixa altitude preponderante na área de estudo. Esta unidade está intimamente relacionada com as rochas da Suíte Intrusiva Dona Inêz, pois os elementos de relevo desta unidade apresentam a mesma orientação (NE-SW) dos corpos intrusivos observados no mapa geológico regional da área. O relevo desta unidade foi nitidamente afetado por estas intrusões graníticas sendo estas as responsáveis pelas características morfométricas intensamente alteradas nesta porção da área. Este magmatismo intrusivo ocorre sobre as rochas da Formação Seridó (Grupo Seridó) e do Complexo Santa Cruz sendo constituído por rochas mais resistentes que as adjacentes, evidenciando o fato desta unidade apresentar valores mais altos de elevação, declividade e amplitude.

Descrição dos Perfis

Perfis Regionais

Para uma melhor interpretação do relevo da área de estudo localizada no estado do Rio Grande do Norte, foram traçados quatro perfis regionais e perfis paralelos e transversais em cada elemento de relevo identificado (Anexo 1). Todos os perfis foram diretamente obtidos a partir do MDE.

Os perfis regionais foram efetuados com o intuito de apresentar as diferenças morfológicas dos elementos de relevo assim como as variações altimétricas que ocorrem na área. Nos perfis escolhidos estão contemplados todos os elementos de relevo identificados e descritos. Os perfis escolhidos foram aqueles mais representativos e didáticos para o entendimento da morfologia da área, possibilitando uma visualização das amplitudes bem como das formas das vertentes predominantes na área de estudo.

Os perfis A-A' e B-B' foram traçados em direções NE-SW e E-W, respectivamente, apresentam as variações morfológicas mais evidentes da área de estudo, pois representam a transição entre as formas de relevo costeiras para as continentais. Observa-se a grande

variação de altitude entre estes elementos e como as formas dos topos variam conforme avança para o interior do continente. As áreas costeiras apresentam as menores altitudes, com topos comumente planos e pouco escarpamento de suas encostas que são característicos dos Tabuleiros Costeiros que predominam por todo o litoral nordeste brasileiro. As formas interiores que representam a Depressão Sertaneja e os Planaltos possuem as maiores altitudes, topos variando entre formas côncavas e convexas e relevo fortemente dissecado provavelmente relacionado a tectônica que teve grande atuação na área.

Os perfis C-C' e D-D' foram traçados transversalmente a costa leste brasileira, cortando diferentes elementos de relevo porém não ocorre uma transição entre eles. As mudanças presentes no relevo ocorrem drásticas, com grandes amplitudes altimétricas e quebras abruptas de relevo, assim como a variação de topos mais arredondados para topos agudos e bastante escarpados. Novamente um elemento de fácil interpretação nos perfis são os Tabuleiros Costeiros por suas características bastante homogêneas como topos aplainados e arredondados.

Perfis Individuais

Os perfis individuais foram traçados para todos os elementos de relevo da área de estudo em duas direções, paralelo e transversal ao maior eixo de cada elemento. Neste trabalho são apresentados os perfis mais representativos de cada forma de relevo. Foram escolhidos os perfis das formas de relevo que apresentam, de forma mais didática, as principais características morfológicas e morfométricas utilizadas para a classificação da área como altitudes máximas e mínimas, amplitudes, formas de vertentes, forma de topos e presença ou não de escarpas.

Legenda

A. Planície Costeira

A.1 Praias e Dunas

A.1.1

A.1.2

A.2 Tabuleiro Costeiros

A.2.1

A.2.2

A.2.3

B. Depressão Sertaneja

B.1 Planícies

B.1.1

B.2 Morrotes

B.2.1

B.2.2

C. Planalto Residual

C.1 Serras

C.1.1

C.1.2

Figura 18 Mapa geomorfológico local em escala 1:150.000. Escala de apresentação: 1:500.000. Projeção UTM, Datum SAD 1969.

A. Planícies Costeiras	A.1 Praias e Dunas: Padrão de drenagem dendrítico, por vezes paralelo; altitudes máximas atingem até 100 metros; declividades média menor de 5 graus, localmente com valores acima de 10 graus.	A.1.1 - Amplitudes máximas de até 70 metros; declividade predominante inferior a 2 graus; formas alongadas e sub-arredondadas com comprimentos de onda entre 10.000 e 20.000 metros com elongação média próxima a 0,4; vertentes retilíneas e, predominantemente, convexas. Ocorrência de Dunas ativas.
		A.1.2 - Amplitudes máximas comumente acima dos 70 metros, podendo atingir valores acima dos 100 metros localmente; declividade média inferior a 5 graus, com valores máximos que ultrapassam 15 graus; formas alongadas e levemente arredondadas com comprimento de onda entre 3.000 e 5.000 metros e elongação média de 0,5; vertentes convexas, côncavas e, por vezes, retilínea. São observadas formas de paleodunas.
	A.2 Tabuleiros Costeiros: Padrão de drenagem dendrítico, localmente com feições radiais e apresentando leve paralelismo; altitudes máximas variam entre 50 e 200 metros, localmente com valores que ultrapassam os 300 metros; declividade média inferior a 2 graus, com valores maiores que 15 graus em pontos localizados.	A.2.1 - Amplitudes variam entre 40 e 100 metros; declividade predominante inferior a 10 graus; formas normalmente alongadas, por vezes levemente arredondadas, com comprimentos de onda entre 3.000 e 12.000 metros e elongação média de 0,4; vertentes convexas, côncavas e retilíneas preponderantes.
		A.2.2 - Amplitudes normalmente acima dos 100 metros, atingindo 150 metros em alguns pontos; declividades inferior a 2 graus, raramente ultrapassando este limite; formas alongadas com leve arredondamento com comprimentos de onda 3.000 e 14.000 metros e elongação média entre 0,4 e 0,5; vertentes convexas, côncavas e retilíneas, sem aparente predominância.
B. Depressão Sertaneja	B.1 Planícies: Padrão de drenagem dendrítico; altitudes máximas superiores a 100 metros, comumente atingindo os 200 metros; declividade média inferior a 10 graus, localmente com valores acima de 20 graus.	A.2.3 - Amplitudes máximas entre 50 e 150 metros, localmente acima de 200 metros; declividade apresenta grande variação, com valores predominantemente inferiores a 5 graus, porém ultrapassando os 15 graus em vários pontos; formas bem arredondadas, ocasionalmente alongadas, com comprimentos de onda em média superiores a 5.000 metros, algumas formas ultrapassam os 15.000 metros, e elongação média entre 0,5 e 0,6; vertentes côncavas, convexas e principalmente retilíneas.
		B.1.1 - Amplitudes médias acima de 50 metros, localmente superiores a 100 metros; formas alongadas e estreitas com comprimentos de onda normalmente entre 1.000 e 5.000 e elongação média de 0,35; vertentes retilíneas e principalmente côncavas e convexas.
	B.2 Morrote: Padrão de drenagem dendrítico, com leve paralelismo localmente; altitudes máximas acima de 100 metros, por vezes superior a 200 metros; declividade média inferior a 10 graus, localmente acima de 20 graus.	B.2.1 Amplitudes variam entre 70 e 150 metros; declividade média inferior a 5 graus, localmente com valores maiores; formas alongadas e sub-arredondadas com comprimentos de onda entre 3.000 e 10.000 metros e elongação média entre 0,4 e 0,5; vertentes convexas, côncavas e retilíneas predominantes.
		B.2.2 - Amplitudes variam entre 50 e 150 metros; declividade média superior a 5 graus, com valores acima de 15 graus localmente; formas sub-arredondadas com comprimentos de onda entre 2.000 e 4.000 metros e elongação média de 0,4; vertentes retilíneas, côncavas e convexas.
C. Planalto Residual	C.1 Serras: Padrão de drenagem dendrítico, levemente radial em alguns locais; altitudes máximas entre 200 e 400 metros; declividade média acima de 15 graus, localmente com valores superiores a 25 graus.	C.1.1 - Amplitudes variam entre 100 e 300 metros; declividade média superior a 15 graus com valores que ultrapassam os 30 graus; formas sub-arredondadas com comprimentos de onda entre 2.000 e 5.000 metros e elongação média acima 0,6; vertentes retilíneas, côncavas e convexas principalmente.
		C.1.2 - Amplitudes médias entre 150 e 200 metros; declividade média entre 5 e 15 graus, com valores superiores localmente; formas alongadas com comprimentos de onda entre 4.000 e 6.000 metros e elongação média de 0,35; vertentes retilíneas, côncavas e predominantemente convexas.

Tabela 2. Caracterização do Mapa Geomorfológico Local

4.1.9 Discussão

No mapa geomorfológico local (Figura 18) gerado foram identificadas unidades de relevo semelhantes àsquelas propostas por Brasil (1981a). As grandes diferenças que existem entre os dois mapas podem ser fruto da diferença de escala de mapeamento do relevo, enquanto que no presente projeto foi efetuada uma classificação em escala 1:150.000, o projeto RADAMBRASIL apresentou um mapa em escala ao milionésimo (1:1.000.000) (Figura 19). Porém as interpretações para caracterização do relevo do projeto RADAMBRASIL foram efetuadas a partir da análise de bases cartográficas das áreas e imagens georreferenciadas, ambas em escala 1:250.000.

Outro fator a ser considerado para a comparação entre os dois projetos é a metodologia de mapeamento, enquanto neste projeto optou-se por utilizar uma metodologia baseada nos sistemas de relevo de Ponçano *et al.* (1979), o projeto RADAMBRASIL é baseado no método de classificação taxonômica de Tricart & Cailleux (1956).

Algumas diferenças fundamentais podem ser identificadas quando comparados os dois mapas. O fato mais evidente são as unidades de relevo parcialmente concordantes, apresentando algumas variações quanto aos limites de cada unidade. No mapa geomorfológico gerado neste projeto os contatos entre as unidades de relevo aparecem melhor definidos e aparentemente mais precisos, podendo ser efetuadas subdivisões dentro de cada unidade. No mapa gerado pelo projeto RADAMBRASIL algumas generalizações devem ter sido efetuadas promovendo uma perda de informação.

No mapa gerado neste projeto observa-se uma variação gradual no contato entre algumas unidades, como na porção SW do mapa. Neste local ocorrem variações graduais nas características físicas do terreno, caso da declividade, elevação máxima e amplitude. Fica explícita a transição entre o relevo de menor altitude, dissecado e com vales encaixados da Depressão Sertaneja para o relevo com as maiores altitudes, amplitudes, declividades e escarpado das Serras da unidade Planalto Residual. No projeto RADAMBRASIL não é explorada a transição entre os relevos, sendo apenas definidos os contatos entre as principais unidades de relevo da área. Na legenda do projeto RADAMBRASIL é feita a descrição das unidades de relevo indicando as possíveis variações morfológicas e morfométricas que existem dentro de cada unidade e sua relação com as unidades adjacentes, porém isto não é apresentado no mapa.

As subdivisões propostas neste projeto foram definidas a partir dos principais divisores de água da área. Cada divisor é analisado individualmente e posteriormente é classificado de acordo com suas características morfométricas. Este tipo de análise permite a maior precisão

na caracterização do relevo pois os elementos de relevo são agrupados em unidades a partir das características homogêneas existentes entre eles. No projeto RADAMBRASIL o relevo é caracterizado a partir, principalmente, da fotointerpretação, pelas características morfológicas observadas nas fotos aéreas. Textura e rugosidade são bastante utilizadas neste tipo de interpretação visual, porém podem mascarar características físicas essenciais para a classificação do relevo.

As subdivisões em formas e elementos de relevo que são aqui propostas explicitam que as divergências existentes no relevo são observadas em diversas escalas. Seguindo a classificação taxonômica proposta por Ross (1992,1996) podemos considerar que este projeto, na escala que foi mapeado (1:150.000), aborda ao menos quatro níveis taxonômicos:

- 1º Táxon: Unidade Morfoestrutural – Bacia Potiguar
- 2º Táxon: Unidades Morfoesculturais – Planícies Costeiras, Depressão Sertaneja e Planalto Residual.
- 3º Táxon: Unidades Morfológicas – Praias e Dunas, Tabuleiros Costeiros, Planícies, Morrotes e Serras.
- 4º Táxon: Elementos de Relevo – A.1.1, A.1.2, A.2.1, etc.

Figura 19 Comparação entre o mapa geomorfológico do Projeto RadamBrasil (Brasil, 1981) (e), e o mapa geomorfológico local (d).

4.2 Área 2 – Vale do Ribeira, São Paulo

4.2.1 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está situada no sul-sudoeste do estado de São Paulo, mais precisamente no município de Iporanga, esta região é conhecida como Vale do Ribeira (Figura 20). Consiste em um retângulo de aproximadamente 17 km x 42 km, com uma área total de cerca de 714 km², que é situado entre as coordenadas UTM 7270000/7290000 N e 720000/770000 E. Está praticamente inserida no município de Iporanga sendo que a leste ocupa uma pequena parte do município de Eldorado, a oeste possui uma pequena parte no município de Itaoca e a NW uma pequena parte do município de Apiaí.

O Vale do Ribeira ocupa uma área de aproximadamente 2.800.000 hectares, entre o sul do estado de São Paulo e o norte do estado do Paraná, sendo composta por 31 municípios (7 paranaenses e 24 paulistas). Abrange a Bacia Hidrográfica do rio Ribeira de Iguape e o Complexo Estuarino Lagunar de Iguape, Cananéia e Paranaguá. Na porção WNW, a área de estudo é cortada por uma parte do PETAR (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira).

As principais cidades da região são Apiaí e Iporanga, que estão distantes de São Paulo 317 km e 351 km, respectivamente. O acesso até estas cidades é feito, a partir da cidade de São Paulo, pela rodovia Castelo Branco (BR-374/SP-280) desviando pela rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-075) na cidade de Sorocaba, para chegar até a rodovia Raposo Tavares (SP-270) em que se segue até alcançar a BR-373 que segue até cidade de Apiaí. A ligação entre as cidades de Apiaí e Iporanga é feita pela rodovia SP-165.

Figura 20 Mapa de localização da área de estudo.

4.2.2 Geologia Regional

Legenda

Superggrupo Açungui

Fm. Piririca

Grupo Votuverava

Fm. Ribeirão das Pedras

Fm. Nhunguara

Unidade Serra das Andorinhas

Unidade carbonática

Unidade metapelítica com contribuição carbonática

Unidade metapelítica

Subgrupo Lajeado

Fm. Betari

Fm. Furnas Lageado, unidade terrígena

Fm. Furnas Lageado, unidade carbonática

Fm. Serra da Boa Vista

Fm. Passa Vinte

Fm. Gorotuba

Gabro de Apiaí

Fm. Iporanga

Unidade metabásica

Unidade metapelítica

Unidade metaconglomerática

Granitos Neoproterozoicos

Granito Itaóca

Granito Agudos Grandes 2

Estruturas

(1) Sinforma da Tapagem

(2) Lineamento Ribeira

(3) Zona de Cisalhamento Ivaporunduva

(4) Zona de Cisalhamento Piririca

(5) Zona de Cisalhamento Agudos Grandes

(6) Zona de Cisalhamento Figueira

(7) Anticlinal do Sem Fim/Maduri

(8) Sinclinal do Bairro da Serra

(9) Zona de Cisalhamento da Onça Parda

(10) Zona de Cisalhamento de Arapongas

(11) Sinclinal do Calabouço

Figura 21 Mapa geológico da área de estudo, escala 1:750.000 (Modificado de Perrota *et al.*, 2005). Projeção: UTM. Datum: SAD 1969.

O sudeste do estado de São Paulo está inserido no contexto da Província Mantiqueira, mais precisamente na Faixa Dobrada Apiaí (Hasui & Oliveira, 1984), Terreno Apiaí (Perrota *et al.*, 2005) ou Domínio Apiaí (Hasui, 2012), relacionado ao limite setentrional do Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1982). Na área de estudo ocorrem, principalmente, rochas do Grupo Açungui que são genericamente caracterizadas por Campanha (1991) como um conjunto de rochas supracrustais de grau metamórfico fraco a médio sendo seu embasamento constituído por rochas gnáissico-migmatíticas, com núcleos charnockíticos e intercalações variadas de metassedimentos (Figura 21).

Província Mantiqueira

Primeiramente definida por Almeida *et al.* (1977, 1981) a Província Mantiqueira representa uma faixa de direção NE-SW com mais de 3.000 km de comprimento, paralela à costa atlântica do litoral sudeste e sul do Brasil. Apresenta limites com o Cráton São Francisco, com a extremidade sul do Cinturão Brasília do Sistema Orogênico Tocantins e com a cobertura da Bacia do Paraná (Hasui, 2012). A leste é bordejada pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozóico-cambriano caracterizada pelo diacronismo, o Sistema Orogênico Mantiqueira.

Constituída essencialmente por rochas pré-silurianas que estão expostas em quase toda a totalidade de sua área, ocorrendo outras unidades de forma restrita e em pequenas extensões. Estas rochas pré-silurianas são registros de eventos que ocorreram do Arqueano até cerca de 450 Ma no Ciclo Brasileiro, sendo que neste período ocorreram eventos, primeiramente, de divergência de placas seguido pela convergência de placas e, finalmente, por um evento de colapso gravitacional, exumação e extrusão dos orógenos que consolidaram sua estabilidade intraplaca (Hasui, 2012).

A compartimentação da Província Mantiqueira é feita em três setores, referidos por Almeida & Hasui (1984) como sententrional, central e meridional, sendo constituídos pelos cinturões orogênicos Araçuaí, Ribeira e Tijucas, respectivamente (Hasui, 2012). Devido as características litoestruturais e geocronológicas dos cinturões orogênicos, diversos domínios foram definidos para cada segmento (Figura 22).

convergência E-W no Cinturão Araçuaí (Hasui, 2012). No Domínio Apiaí ocorre uma variação na direção do cinturão orogênico, a oeste está orientado na direção N35E e varia gradativamente para leste com direção N55E

Os processos orogênicos brasileiros foram responsáveis por metamorfismo e deformações tangencial e transcorrente resultando na formação de diversas feições internas, principalmente a foliação que acompanha os corpos rochosos (Hasui, 2012). A deformação transcorrente foi o evento mais importante que ocorreu no final do Ciclo Brasileiro, gerou um feixe de zonas de cisalhamento que transformou a região do Cinturão Ribeira, formando o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (Hasui & Oliveira, 1984; Ebert & Hasui, 1998; Heilbron *et al.*, 2004).

Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa (APG) ocorre nos estados de São Paulo e Paraná e se estende desde o litoral até o rio Paraná, no limite do estado de São Paulo com o Mato Grosso do Sul. O APG é representado como o conjunto de quatro alinhamentos estruturais divididos em três setores e que se desenvolveram desde o Devoniano até a reativação Wealdeniana (Almeida, 1969; Ferreira *et al.*, 1981; Ferreira, 1982). O APG é formado pelo Alinhamento estrutural de Guapiara (Limite Setentrional), pelos Alinhamentos São Jerônimo – Curiúva e Rio Alonzo (Região Central) e pelo Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (Limite Meridional).

A área de estudo ocorre na porção leste do APG, mais precisamente no limite setentrional, a nordeste do Alinhamento de Guapiara. Caracterizado como uma extensa feição tectônica, com mais de 600 km de comprimento e entre 20 km e 100 km de largura, o Alinhamento de Guapiara representa um conjunto de falhas NW que ocorre desde o litoral de São Paulo, passando dos sedimentos litorâneos pelo embasamento (Grupo Açungui) e adentra a Bacia do Paraná, se estendendo até a confluência dos rios Verde e Paraná (Ferreira, 1982).

O Limite Setentrional apresenta orientações tanto para NW como para NE sem que haja uma direção preferencial (Vieira, 1973). No entanto, a área de estudo está inserida sobre as rochas do Domínio Apiaí que representam o embasamento, e nessas rochas as principais estruturas são os falhamentos transcorrentes tardibrasileiros com direção geral para NE – SW, sendo estas direções praticamente perpendiculares ao APG, que apresenta uma orientação NW – SE preferencial.

Domínio Apiaí

O Domínio Apiaí está inserido no Cinturão Ribeira, juntamente com os domínios Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves. Estes domínios integram o segmento central da Província Mantiqueira.

Os limites e contatos do Domínio Apiaí com os outros domínios é definido, principalmente, pelas zonas de cisalhamento que o circundam. O contato sudeste com o domínio Curitiba é delimitado pela Zona de Cisalhamento Lancinha, o contato com o domínio Embú é definido pela Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari, enquanto que o limite com a Nappe Socorro-Guaxupé é marcado por um grande salto metamórfico controlado pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira (Heilbron *et al.*, 2004).

A estratigrafia do Domínio Apiaí é composta essencialmente por um embasamento Paleoproterozóico/Arqueano, Unidades Metassedimentares Mesoproterozóicas e Unidades Metassedimentares Neoproterozóicas.

O embasamento paleoproterozóico é constituído por raros e restritos núcleos de ortognaisses peralcalinos estaterianos, sendo a presença deste embasamento sugerida pelas idades-modelo Sm-Nd paleoproterozóicas das coberturas metassedimentares (Heilbron *et al.*, 2004).

As unidades mesoproterozóicas são representadas, principalmente, pelos metassedimentos do Grupo Açungui (Almeida, 1956; Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Campanha & Sadowsky, 1999).

As sequências neoproterozóicas representam sucessões carbonáticas plataformais separadas por zonas de cisalhamentos laterais sendo o Subgrupo Lajeado o mais representativo (Heilbron *et al.*, 2004).

Supergrupo Açungui

O Supergrupo Açungui (Perrota *et al.*, 2005) ou Grupo Açungui (Almeida, 1956; Campanha *et al.*, 1987; Campanha & Sadowsky, 1999), representa os metassedimentos meso a neoproterozóicos que afloram na porção sudoeste do Terreno Apiaí, sendo compreendidos por faixas alternadas e orientadas em NE-SW sendo controladas por zonas de cisalhamento laterais (Heilbron *et al.*, 2004).

O Grupo Açungui foi afetado pelos processos de convergência no Evento Brasileiro entre 630 Ma e 540 Ma, sofrendo metamorfismo de baixo a médio grau e forte deformação, esta última capaz de gerar zonas de cisalhamento de empurrão e zonas de cisalhamento

transcorrentes (Hasui, 2012). Estes eventos deformacionais causaram deslocamentos quilométricos e formaram os blocos alongados que ocorrem, principalmente, no Vale do Ribeira, sendo responsáveis pelo desmembramento de diversos corpos, causando a desarticulação da estratigrafia original do Grupo Açungui tornando sua reconstituição de extrema dificuldade.

O Supergrupo Açungui é constituído pelas unidades: Capiru, Itaiacoca, Lajeado, Águas Claras, Votuverava, Rio das Cobras, Betari, Turvo-Cajati, Perau, Piririca, Serra das Andorinhas, Iporanga, Córrego dos Marques e Apiaí-Mirim.

A seguir são apresentadas as unidades do Supergrupo Açungui que ocorrem na área de estudo.

Formação Piririca

Denominada de Formação Piririca por Perrotta (1996), para caracterizar às rochas de um faixa estreita de direção NE-SW, próxima a cidade de Iporanga, limitada a leste pela zona de cisalhamento Ivaporunduva e a oeste pela zona de cisalhamento Piririca. Está inserida no Supergrupo Açungui, sotoposta ao Grupo Votuverava, e substitui a Sequência Rio das Pedras, da Formação Perau, anteriormente definida por Campanha (1991).

Composta essencialmente por filitos carbonosos, microporfioblásticos, com espessas intercalações metabásicas e metaultrabásicas usualmente afetadas por alteração hidrotermal dos tipos cloritização ou carbonatação. São frequentes as intercalações de Sericita-quartzto filitos por vezes em lentes espessas, raramente ocorrem metamargas bandadas associadas a calciofilitos.

A associação com metabásicas sugere uma origem distinta, Perrotta (1996) define a origem desta formação como provavelmente sedimentar com forte contribuição vulcânica. As rochas metabásicas apresentam composições basálticas, filiação toleítica e afinidade MORB/arco insular vulcânico, enquanto que as rochas metaultrabásicas possuem assinaturas químicas de vulcanismo basanítico (Perrotta, 1996).

Grupo Votuverava

O Grupo Votuverava foi primeiramente definido por Bigarella e Salamuni (1958), está inserido no Supergrupo Açungui e é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, ao norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Agudos Grandes, Figueira e Ribeira. Constitui uma sequência essencialmente vulcano-sedimentar composta por metapelitos

rítmicos e micaxistos, apresenta um expressivo magmatismo básico representado por intercalações de metabásicas.

As rochas do Grupo Votuverava sofreram metamorfismo barroviao variando de fácies xisto verde, nas unidades ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, para fácies anfibolito médio, nas unidades ao sul (Faleiros *et al.*, 2011). O metamorfismo regional no Grupo Votuverava foi responsável pela geração da foliação principal (clivagem ardosiária) de condições pouco dúcteis atingindo a porção inferior do grau fraco (400°C e 4 kbar). Posteriormente ocorrem mais dois eventos de metamorfismo, um responsável pelo realinhamento e recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita formando uma nova foliação, e o último evento ocorre associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo gerando uma foliação protomilonítica a ardosiária ao longo destas estruturas (Kops, 1994).

Datações realizadas por Basei *et al.* (2004), através do método U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de anfibolitos da unidade metavulcanossedimentar, obtiveram idade de 1479 ±12 Ma que representa a idade de cristalização da rocha metabásica. Hasui (2012) considera que a formação do Grupo Votuverava ocorreu entre 1480 – 1430 Ma.

Campanha (1991), a fim de manter o já consagrado nome Votuverava, o eleva ao *status* de grupo, sendo constituído por dois subgrupos: Subgrupo Lajeado e Subgrupo Ribeira. O Subgrupo Lajeado é composto pela Sequência Antinha e essencialmente pelas formações definidas no perfil Apiaí-Iporanga, enquanto que o Subgrupo Ribeira é constituído pelas formações Iporanga e Perau.

O Grupo Votuverava foi dividido por Perrotta (1996) em cinco formações (Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras), e posteriormente Perrotta *et al.* (2005) apresentam uma divisão do Grupo Votuverava em quatro unidades (terrígena, metavulcanossedimentar, quartzítica e de xistos) e duas formações: Nhunguara e Ribeirão das Pedras. A denominação de Grupo Votuverava é mantida em ambos os trabalhos porém sem a presença dos subgrupos Lajeado e Ribeira em sua estratigrafia.

Formação Ribeirão das Pedras

A Formação Ribeirão das Pedras representa a porção basal do Grupo Votuverava. É delimitada ao norte pelo contato com as rochas da unidade metapelítica da Formação Iporanga, ao sul pelo contato com a Formação Piririca, a leste pelo contato com o Maciço Agudos Grandes. Possui uma forma alongada com direção predominante NE-SW.

É caracterizada por pacotes rítmicos de filitos brancos sericíticos, metacherts, metassiltitos e metarenitos finos ferruginosos ou manganésíferos, que se alternam. A

intercalação entre pelitos ferro-manganesíferos e leitos de metachert com lentes carbonáticas no topo indicam, segundo Perrota (1996), um ambiente deposicional marinho profundo que evoluiu para águas mais rasas e estava protegida dos aportes terrígenos do continente.

Formação Nhunguara

A Formação Nhunguara ocorre sobre as rochas da Formação Ribeirão das Pedras e é sobreposta pelas unidades metassedimentares do Grupo Votuverava. Ocorre de forma lenticular com direção predominante E-W, apresentando contatos com rochas da unidade metapelítica da Sequência Serra das Andorinhas, a sul, da Formação Piririca, a oeste e com o Maciço Agudos Grandes, a norte.

Composta por metapelitos com intercalações milimétricas a centimétricas de filitos, filitos carbonosos, metamargas e e bancos de metarenitos maciços. Ocorrem também clorita-sericita filitos com intercalações métricas de metabásicas, metamargas bandadas e mármores calcíticos, atingindo o pico metamórfico da zona da biotita. Perrota (1996) classifica o ambiente característico desta formação como um arco insular vulcânico, uma vez que depósitos terrígenos rítmicos denotam domínios de deposição mais proximais à área fonte. A presença de níveis carbonáticos superiores caracteriza a gradação do ambiente para águas mais rasas.

Unidade Serra das Andorinhas

A Unidade Serra das Andorinhas ocorre na porção sudeste de São Paulo e na porção nordeste do estado do Paraná. Está inserida no Supergrupo Açungui e ocorre de forma lenticular sendo limitada a sul pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, ao norte, pelo Lineamento Ribeira. É composta, principalmente, por sequências metassedimentares carbonáticas que apresentam feições cársticas bem desenvolvidas localmente.

Ocorre no denominado Bloco Andorinhas (Campanha, 1991) que é composto pela Formação Perau, Formação Setuva e pelo Mármore de Tapagem, sendo a interação entre essas formações ocorrendo por meio de contatos tectônicos.

A Unidade Serra das Andorinhas foi descrita por Campanha (1991) como a Formação Setuva, que localmente era denominada de Sequência Serra das Andorinhas (Campanha *et al.*, 1985, 1986) ou Sequência do Rio Pardo (Campos Neto, 1983). É constituída por filitos ou xistos finos, quartzo xistos, quartzitos, carbonato xistos e pequenos corpos de mármores.

Perrota *et al.* (2005) apresentam uma divisão em três unidades distintas denominadas de unidade carbonática, unidade metapelítica com contribuição carbonática e unidade metapelítica.

Unidade Carbonática

Campanha (1991) definiu primeiramente esta unidade como Mármore da Tapagem, um extenso corpo de forma elíptica em mapa, responsável por sustentar o planalto da Serra da Tapagem ou da Bandeira, com feições cársticas muito bem desenvolvidas como drenagem superficial rala e errática, dolinas, cavernas, sumidouros, lagos e paredões verticais de mármore. Ocorre em um nível topográfico rebaixado em relação aos xistos e filitos circundantes.

São caracterizados como mármore finos, brancos, isótopos, homogêneos e dolomíticos, ocorrendo localmente variações para colorações creme e cinza-claro a escuros, de homogêneos para bandados, de dolomíticos para calcíticos.

Apresenta contato brusco com as unidades subjacentes, porém a norte ocorrem intercalações decimétricas a métricas com xistos carbonáticos da unidade metapelítica com contribuição carbonática, o que sugere um contato interdigitado.

Unidade Metapelítica com contribuição carbonática

Ocorre em contato com a unidade Carbonática, a sul, e a unidade Metapelítica, ao norte, sendo responsável por sustentar parte do planalto da Serra da Bandeira juntamente com os mármore da unidade carbonática. Representa a transição entre os carbonatos e os metapelitos que ocorrem no Bloco Andorinhas.

Esta unidade é composta principalmente por xistos carbonáticos representados por filitos carbonáticos com bandas de mármore e quartzitos, podendo ainda ocorrer clorita xistos (Câmara & Perrota, 1997).

Campanha (1991) descreveu esta unidade como filitos e xistos finos carbonáticos, com maior proporção de clorita e com intercalações decimétricas a métricas de mármore e quartzitos. Considerada como uma variação faciológica da unidade de metapelitos que é predominante da Formação Setuva, uma vez que ocorrem contatos transicionais entre as unidades.

O ambiente de sedimentação desta unidade é definido como uma transição entre águas mais profundas (Campanha *et al.*, 1985), com sedimentos pelíticos, vulcanogênicos e

químicos, devido a transição que ocorre entre os metapelitos, ao norte, com os carbonatos, a sul.

Unidade Metapelítica

Esta unidade ocorre limitada, a sul, pela Zona de Cisalhamento Lancinha aonde faz contato com a Formação Capiu e com o Complexo Turvo-Cajati. A norte, é limitada pelo Lineamento Ribeira e faz contato com as rochas do Grupo Votuverava. Representa as rochas predominantes na Unidade Serra das Andorinhas.

Ocorrem nesta unidade metassedimentos clásticos, clastoquímicos e químicos, sendo predominantes os filitos e xistos finos que apresentam uma xistosidade bem desenvolvida, com forte brilho. É constituído principalmente por muscovita, biotita e quartzo em proporções variadas, sendo a clorita menos frequente (Campanha, 1991). Localmente ocorrem bandamentos composicionais centimétricos a métricos caracterizados, geralmente, por bandas quartzosas e carbonáticas.

As bandas quartzosas são normalmente compostas por quartzitos finos, impuros, xistosos, variando para quartzo xistos e quartzo filitos. As bandas carbonáticas são constituídas por mármore calcíticos, finos, brancos, homogêneos, podendo ser bandados ou xistosos (Campanha, 1991).

O metamorfismo desta unidade é característico da zona da biotita e granada, sendo que apenas os metassedimentos a sul da zona de cisalhamento Ribeira adentram a zona da granada (Perrota, 1996). Campanha *et al.* (1985) analisaram associações em metabasitos e classificaram o metamorfismo como de grau fraco, acima da isógrada almandina/hornblenda. O provável ambiente de deposição destes metassedimentos é de águas profundas com sedimentos pelíticos, vulcanogênicos e químicos.

Subgrupo Lajeado

O Subgrupo Lajeado está inserido no contexto tectônico do Bloco Lajeado (Campanha, 1991) que é delimitado a sul pelo Lineamento da Figueira e a norte pelos lineamentos de Quarenta-Oitavas e Carumbé, ocorre sobreposto as rochas do Grupo Votuverava. O Subgrupo Lajeado é composto por uma sequência metassedimentar de grau metamórfico baixo (zona da clorita) incluindo no topo o Gabro de Apiaí, esta sequência possui rochas alternadamente de natureza terrígena e carbonática.

A estrutura geral do Bloco Lajeado é formada por sinclinais e anticlinais com eixos de direção NE-SW e planos axiais subverticais a inclinados para NW (Karmann, 1994). Segundo

Campanha (1991) as rochas do Bloco Lajeado apresentam pouca ou muito pouca deformação, sendo afetadas apenas quando próximas as zonas de cisalhamento. Estruturas primárias como gradações normais, estratificações cruzadas e onduladas estão preservadas na zona central do bloco enquanto que nas faixas de influência das zonas de cisalhamento a deformação é intensa a moderada, podendo causar inversão de flancos até repetição tectônica de litologias. Nos contatos entre as formações do Subgrupo Lajeado foram identificadas feições indicativas da ocorrência de deslizamentos ao seu longo.

Predominam no bloco as rochas que não sofrem influência das zonas de cisalhamento. Nos metapelitos ocorrem dobras abertas a fechadas enquanto que nos metacarbonatos e metabásicas ocorrem, exclusivamente, dobras abertas, sendo predominantes, em ambos os casos, dobras simétricas nas zonas de charneira das grandes anticlinais e dobras assimétricas nos flancos (Karmann, 1994).

O ambiente deposicional do Subgrupo Lajeado foi considerado por Pires (1988) como uma sucessão de sistemas turbidíticos com leques submarinos, depositados na transição entre plataforma continental e talude, sob uma tectônica ativa.

Campanha *et al.* (1985, 1986) apresentam uma divisão deste bloco em sete formações denominadas, da base para o topo, de: Formação Betari, Formação Bairro da Serra, Formação Água Suja, Formação Minas de Furnas, Formação Serra da Boa Vista, Formação Passa-Vinte e Formação Gorotuba. Segundo Campanha (1991) existe uma grande dificuldade na recomposição da coluna original e na correlação das sequências sedimentares devido a ocorrência de deslizamentos tectônicos paralelos aos contatos dos grandes pacotes. O autor ainda propõe uma divisão do Bloco Lajeado em cinco domínios estruturais que sofrem influência das zonas de cisalhamentos e lineamentos que limitam o bloco.

Mais recentemente, no mapa geológico do Estado de São Paulo, Perrota *et al.* (2005) apresentam uma divisão do Subgrupo Lajeado em seis formações, com algumas denominações diferentes em relação aquelas propostas por Campanha *et al.* (1985,1986). O Subgrupo Lajeado é dividido, da base para o topo, em: Formação Betari, Formação Furnas-Lajeado, Mármore Apiaí, Formação Serra da Boa Vista, Formação Passa Vinte e Formação Gorotuba.

Formação Betari

Representa a porção basal do Subgrupo Lajeado, os contatos com as formações subjacentes são bruscos e concordantes no flanco norte do Anticlinal do Sem Fim, contatos

transicionais no flanco norte do Anticlinal Biquinha e contatos discordantes no flanco SW do Anticlinal do Sem Fim (Campanha, 1991).

Pode ser dividida em dois membros, um membro inferior e um membro superior (Campanha, 1991). O membro inferior é composto por metarenitos, metarenitos arcoseanos e micáceos, com lentes de metaconglomerados oligomíticos de matriz arenosa. Ocorre uma transição gradual para o membro superior em que predominam os metarritmitos siltico-arenosos com estratificação gradual predominantes. No topo da formação ocorrem níveis carbonáticos decimétricos e níveis com porfiroblastos de cloritóide.

Apresenta estruturas sedimentares como marcas onduladas, laminações cruzadas e estratificações cruzadas acanaladas situadas na porção superior e intermediária da Formação Betari. Na porção basal os clastos presentes nos metaconglomerados estão bem orientados porém o autor não define as componentes tectônicas e sedimentares (Campanha, 1991).

A sedimentação desta formação é interpretada por Campanha & Sadowski (1999) como uma sequência transgressiva com deposição em águas profundas, em que os metarenitos e metaconglomerados do membro inferior correspondem a níveis turbidíticos A e B, e os metassiltitos, filitos e metarritmitos do membro superior representam os níveis C, D e E.

Formação Furnas-Lajeado

Está posicionado no Subgrupo Lajeado entre a Formação Betari, na base, e a Formação Serra da Boa Vista, no topo. O contato basal com a Formação Betari ocorre de forma transicional. Perrota *et al.* (2005) Apresenta uma divisão em duas unidades, a terrígena e a carbonática.

Unidade Terrígena

Representa a denominada Formação Água Suja definida por Campanha (1991), é constituída por calcixistos, metassiltitos e filitos homogêneos. Os filitos são normalmente de coloração cinza-escuro, bandados, localmente com cloritóides e apresentam intercalações de metassiltitos e metarenitos, por vezes de filitos carbonáticos cinzentos.

Pires (1988) interpreta esta unidade terrígena como uma evidência da elevação periódica do nível do mar em um ambiente de deposição de plataforma carbonática rasa.

Unidade Carbonática

Inicialmente descrita como a Formação Bairro da Serra (Campanha, 1991) é composta essencialmente por calcarenitos, calcilitos e metacálcaros calcíticos. Possui feições cársticas bem desenvolvidas como dolinas, drenagem superficial rala e errática.

Constituída principalmente por mármore calcíticos finos, cinzas, homogêneos comumente com bandamento decimétrico. Estes mármore possuem intercalações de filitos sericíticos e metassiltitos, são geralmente sulfetados e apresentam bandas com textura de recristalização mais grossa capazes de induzir a formação de dobras por *buckling*. Apresentam também feições de estratificações acanaladas centimétricas a decimétricas e estratificações cruzadas truncadas por ondas (*hummockys*).

Mármore de Apiaí

Posicionado no denominado Bloco Apiaí por (Campanha, 1991), ocorre sotoposto aos quartzitos da Formação Serra da Boa Vista, sendo, por vezes, correlacionado aos metacálcaros da Formação Mina de Furnas no Bloco Lajeado (Campanha, 1991), ou a Formação Água Clara, ao sul do Lineamento de Carumbé (Almeida *et al.*, 1986). Posteriormente, Perrota *et al.* (2005) posiciona o Mármore de Apiaí no Subgrupo Lajeado, sobre a Formação Furnas-Lajeado.

Composto por mármore calcíticos cinza-escuros, sulfetados e, comumente, com camadas com texturas de recristalização mais grossa. Apresentam um alto grau de deformação sendo raras as estruturas sedimentares mais finas, são comuns as ocorrências de camadas com diferentes competências mecânicas levando ao desenvolvimento de *boudins* e de dobras por *buckling* (Campanha, 1991).

Formação Serra da Boa Vista

Composta por metarenitos de granulação variada por vezes com níveis conglomeráticos, apresentam bandamento até decimétrico que representa o acamamento reliquiar, ocorrência de estruturas sedimentares bem preservadas e apresenta variações na deformação sofrida considerando as variações que ocorrem em sua textura (Campanha, 1991). Estes metarenitos bandados ocorrem principalmente no topo e na base da formação, na porção central ocorrem intercalações dos metarenitos com metassiltitos e filitos, bandados, com estratificações plano-paralelas e *ripple marks* (Perrota *et al.*, 2005).

Formação Passa Vinte

Composta essencialmente por mármore cinzas, bandados, calcíticos e dolomíticos, eventualmente impuros. Apresentam principalmente camadas com espessuras centimétricas a decimétricas sendo observadas estratificações cruzadas por migração de marcas de onda e laminações finas que sugerem esteiras algáceas (Campanha, 1991). Apresentam feições cársticas proeminente e bem desenvolvidas.

Na base, apresenta contato concordante e interdigitado com a Formação Serra da Boa Vista definido por intercalações decimétricas do metarenito dentro do mármore. O contato de topo ocorre através da Zona de Cisalhamento do Pamital, de baixo ângulo, com os turbiditos da Formação Gorotuba.

Formação Gorotuba

Caracterizada pela alternância rítmica dos estratos (metarritmitos) evidenciadas pelas variações de cor e composição, com espessuras das camadas variando de submilimétricas até decimétricas. Constituída principalmente por metapelitos ocorrendo também calcissilicáticas (gorotubitos) e mármore, todos com estratificação rítmica. Características típicas de níveis turbidíticos D-E como estratificações graduais ocorrem comumente, bem como camadas de granulação siltica com *climbing* configurando níveis C-D-E (Campanha, 1991).

A deformação nestas rochas apresenta grande variação podendo ocorrer praticamente sem deformação, sem clivagem ardósiana, até bem deformadas, principalmente, no contato basal com a Formação Passa Vinte definido pela zona de cisalhamento do Palmital.

Gabro de Apiaí

Ocorre de forma intrusiva no topo do Subgrupo Lajeado, em contato com as formações Gorotuba, Serra da Boa Vista e Passa Vinte. Apresenta relações de contato discordante além de metamorfismo de contato sobre as rochas da Formação Gorotuba, e junto ao Lineamento de Carumbé apresenta contato com quartzitos milonitizados da Formação Serra da Boa Vista (Campanha, 1991).

Composto por gabros, a clino e ortopiroxênios e plagioclásios, representam rochas isotrópicas, de coloração escura, com granulação média, texturas ofítica e intergranular (Campanha, 1991). Apresenta leve alteração hidrotermal nas bordas com hornblenda nas bordas de augita e hiperstênio (Perrota *et al.*, 2005). Hackspacker *et al.* (2000) obtiveram idades de 617 ± 4 Ma para os gabros em datação U-PB para frações de zircão e monazita.

Formação Iporanga

Inserida por Campanha (1991), no Subgrupo Ribeira, juntamente com a Formação Perau, é composta principalmente por metarritmitos com grande número de intercalações arenosas com destaque para a grande ocorrência de lentes e níveis de conglomerados e metabrechas polimíticos, e ausência de metabásicas. Apresenta contato interdigitado com as rochas metabásicas da Formação Perau e é limitada pelo Lineamento da Figueira, a noroeste, aonde faz contato com as rochas do Subgrupo Lajeado. Esta formação foi adicionada ao Grupo Açungui (Hasui, 2012), como está sobreposta à unidade Lajeado é considerada a mais jovem do pacote neoproterozóico com idades mais novas que 580 Ma (Campanha, 2005).

Posteriormente, Campanha *et al.* (2004) definiram a Formação Iporanga formada essencialmente por metarritmitos finos (metaturbiditos) com intercalações de metarenitos, metavulcânicas, metaconglomerados e metabrechas polimíticas. Separando estas litologias em três unidades: metapelítica, metabásica e metaconglomerática.

Unidade Metabásica

Compõem esta unidade rochas características de fluxos basálticos com afinidade calcialcalina, típica de regimes tectônicos compressivos (Campos Neto, 2000). As rochas predominantes são os anfibolitos que ocorrem intercalados com os metarritmitos da unidade metapelítica, provavelmente devido ao contato basal interdigitado da Formação Iporanga com rochas metabásicas.

Estes anfibolitos apresentam estrutura homogênea, granulação fina, de coloração cinza a esverdeada e apresentam, ocasionalmente, foliação (Campanha, 1991).

Unidade Metapelítica

Nesta unidade predominam os metarritmitos, caracterizados principalmente pelos metassiltitos e por rochas de granulação mais fina, como filitos e ardósias. Apresentam estrutura bandada, com clivagem ardosiana paralela ou subparalela ao acamamento e estruturas reliquiares como estratificação gradual, laminada e composta. A composição é predominantemente de quartzo e sericita, por vezes clorita, com biotita e muscovita como traços (Campanha, 1991).

Ocorrem intercalações de anfibolitos provenientes da unidade metabásica e contribuição carbonática na forma de bandas e lâminas carbonáticas impuras, são comuns também as intercalações com metarenitos arcoseanos e metaconglomerados polimíticos de matriz arcoseana.

Unidade Metaconglomerática

Corresponde a lentes e níveis de metabrechas e metaconglomerados polimíticos de matriz essencialmente pelítica com clastos de tamanhos e litologias variadas. A forma dos clastos está diretamente relacionada a litologia sendo que os clastos formados por quartzo são mais arredondados em relação aos formados por filitos, que são mais angulosos e com menor esfericidade (Campanha, 1991).

Na base da Formação Iporanga os conglomerados e brechas são desorganizados e estão em contato brusco com os pelitos, localmente discordantes, enquanto que no topo da formação ocorre uma estrutura gradual.

Os clastos estão bem orientados e, juntamente com a matriz, apresentam estruturas significativas como clivagem ardósiana e clivagem de crenulação. Localmente ocorrem metaconglomerados deformados, foliados e orientados paralelos à foliação.

Perrota *et al.* (2005) classificam o ambiente de deposição por *debris flow* e correntes de turbidez devido as formas organizadas e desorganizadas que ocorrem os metaconglomerados.

Corpos e Maciços Granitóides Neoproterozóicos

Granito Itaoca

O Granito Itaoca, localizado ao sul da cidade de Apiaí, possui uma área aproximada de 165 km², e ocorre de forma intrusiva em rochas do Subgrupo Lajeado, com feições térmicas e deformacionais evidentes sobre as encaixantes. Composto por granitos, monzogranitos e quartzomonzonitos, inequigranulares a porfíticos e com colorações variando de cinza a rosa (Mello, 1995).

Apresenta potencial metalogenético devidos a presença de mineralizações de W, Cu e Au em tactitos, e wollastonita e fluorita em fraturas e cataclasitos (Melo e Silva, 1984).

Granito Agudos Grandes

O Granito Agudos Grandes é classificado por Perrota *et al.* (2005), como pertencente ao grupo dos granitoides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais do Orógeno Paranapiacaba. Este grupo de granitoides é dividido em três conjuntos. O Granito Agudos Grandes está localizado a nordeste da cidade de Iporanga, representa um dos maciços que compõem o conjunto que se estende desde a região oeste de São Paulo até a região de

Iporanga. Este maciço ocorre alojado, com contatos irregulares, nos metassedimentos das rochas do Grupo Votuverava.

No extremo do sul do Granito Agudos Grandes ocorre o denominado Granito Agudos Grandes 2, com área de 70 km² aproximadamente, representa um maciço circular diferenciado. Identificado por Perrotta (1996) como um granitoide pós-orogênico, pela análise de dados gamaespectrométricos.

4.2.3 Geomorfologia Regional

O mapa geomorfológico de São Paulo (IPT,1981), escala 1:1. 000.000, apresenta uma divisão do estado em províncias, zonas e subzonas. A área de estudo está compreendida na denominada Província Costeira (IPT, 1981), na transição com o Planalto Atlântico, na porção sudoeste do estado de São Paulo, próximo à divisa com o estado do Paraná (Figura 23).

Figura 23 Mapa geomorfológico da área de estudo, escala 1:1.000.000 (Modificado de IPT, 1981). Projeção: WGS 1984.

Província Costeira

A transição entre o Planalto Atlântico e a Província Costeira é bem definida na região da Serra do Mar devido a presença de escarpas bem desenvolvidas, em outras regiões, principalmente a sul e sudoeste, não ocorre uma quebra de relevo característica entre borda e planalto.

A Província Costeira foi definida por Almeida (1964) como a área drenada diretamente para o mar, representando uma região serrana contínua que varia para uma sequência de planícies no sentido do litoral. A área de estudo está situada na zona denominada Serrania Costeira, mais precisamente nas subzonas da Serrania Ribeira e dos Planaltos Interiores.

A porção serrana apresenta escarpas abruptas e festonadas comumente separadas por espigões. Em planta, a região serrana apresenta larguras de 3 a 5 quilômetros sendo que neste trecho, entre as bordas do Planalto Atlântico e as baixadas litorâneas, ocorre um desnível de 800 e 1200 metros.

As planícies litorâneas são divididas em dois setores, o Litoral Norte e Litoral Sul, devido as suas extensões variáveis e sua descontinuidade. O Litoral Norte é caracterizado por esporões serranos, maciços e morros litorâneos isolados que atingem diretamente as águas oceânicas, podem formar praias de bolso pela intercalação entre costas altas com planícies e enseadas. No Litoral Sul ocorre um distanciamento das escarpas serranas em relação ao mar, costas retilíneas são formadas por cordões litorâneos progradantes e apresenta uma extensa planície costeira.

Serrania do Ribeira

A Serrania do Ribeira representa um relevo profundamente dissecado, o forte entalhamento da região gerou grandes amplitudes encontradas nas feições de Serras Alongadas que em alguns trechos sustentam planaltos isolados. Na porção da Bacia do Alto Rio Turvo ocorre uma zona de transição entre os planaltos do Planalto Atlântico e a Serrania do Ribeira. As formas de escarpas com espigões digitados e de morros com serras restritas dos planaltos dão lugar ao relevo de serras alongadas e novamente aos morros com serras restritas da Serrania Costeira.

Planaltos Interiores

Os Planaltos Interiores que ocorrem na zona da Serrania Costeira foram reconhecidos nos cimos das serras e podem ser considerados como evidências de que o Planalto Atlântico se estenderia em uma área maior no passado.

Formas do Relevo

As principais formas de relevo identificadas dentro das subzonas, segundo IPT (1981), são os relevos de transição, os relevos cársticos e os relevos de degradação em planaltos dissecados. Os relevos de transição são representados por escarpas com predominância de declividades altas e amplitudes maiores que 100 metros, podendo ocorrer na forma de escarpas festonadas e escarpas com espigões digitados.

Os relevos cársticos são representados apenas por morros em áreas de sumidouros, com topos arredondados a angulosos, vertentes convexas a retilíneas e vales fechados. A principal característica das formas de relevo em ambiente cárstico é a presença de sumidouros, cavernas e dolinas.

Os relevos de degradação são representados por morrotes, morros e por um relevo montanhoso. Os morrotes apresentam topos arredondados, declividades normalmente acima dos 15%, amplitudes menores que 100 metros e vertentes convexas a retilíneas, representam um relevo ondulado com vales fechados a abertos.

Os morros apresentam amplitudes entre 100 e 300 metros, declividades acima dos 15% e topos predominantemente arredondados. Podem ocorrer na forma de morros paralelos ou com serra restritas, ambos apresentam vertentes principalmente retilíneas, vales fechados e planícies aluvionares interiores restritas.

O relevo montanhoso é caracterizado pela presença das serras, apresentam declividades maiores que 15% e amplitudes superiores aos 300 metros. As serras ocorrem de forma alongada, ravinadas com vertentes retilíneas, topos angulosos e presença de vales fechados.

4.2.4 Relevo Cárstico

O termo carste (“karst”), se refere a um tipo específico de relevo formado pela ação de dissolução da água sobre um substrato rochoso solúvel (Waele *et al.*, 2009; Ford & Williams, 2007; Stokes *et al.* 2010). Segundo Cvijic (1960) o carste ocorre em regiões calcárias ou de rochas análogas, compostas por carbonato de cálcio como dolomita, calcário margoso, marga, conglomerados e arenitos com cimento carbonático. Caracterizado pela predominância do processo de dissolução da rocha em relação a erosão física, constitui cerca de 20% das áreas continentais terrestres e ocorrem preferencialmente em regiões de climas temperados e tropicais (Ford & Williams, 2007).

Em terrenos cársticos tanto a geomorfologia quanto hidrologia, superficiais e subterrâneas, são amplamente dominados pela dissolução de carbonatos ou rochas

evaporíticas. Comumente esta dissolução ocorre por águas superficiais acidificadas com CO₂, pelo ar ou solo, que percola a rocha, dissolvendo-a, até atingir o nível do lençol freático (Waele *et al.*, 2011). O relevo cárstico pode ser dividido em três zonas distintas: exocarste, epicarste e o endocarste (Stokes *et al.*, 2010). O exocarste representa todas as feições que ocorrem na superfície em todas as escalas desde milimétricas como *karren*, até métricas e quilométricas, casos de dolinas e *poljes*. O epicarste é uma zona que sofre dissolução pela água pluvial, se estende desde a superfície até aproximadamente 10 – 30 metros de profundidade, sendo que a intensidade da dissolução diminui com a profundidade. O endocarste é descrito como as feições subterrâneas do relevo cárstico representados por pequenas cavidades, espeleotemas, sedimentos de caverna e cavernas.

A formação do relevo cárstico depende de diversos fatores geológicos e climáticos que controlam a intensidade de ocorrência da dissolução nas rochas. Ocorrem principalmente em rochas carbonáticas, devido à alta solubilidade destas rochas, porém também podem ocorrer em outras litologias como arenitos (Martini, 2000). Em condições normais, a dissolução é o principal processo morfogenético que ocorre em áreas cársticas, sendo a erosão discriminada pela presença de drenagens subterrâneas e escassez de escoamento superficial. Assim o relevo de áreas cársticas carbonáticas é normalmente mais preservado em relação a áreas adjacentes.

As dolinas são as formas de relevo diagnósticas de regiões cársticas (Waele *et al.*, 2011), podendo variar de tamanho desde dezenas até centenas de metros, são representadas por depressões topográficas fechadas de forma circular ou elíptica. Outras formas de relevo cársticas de tamanho expressivo são as uvalas e os *poljes*, este último caracterizado como um piso plano com maior ou menor alongação e cercado por encostas predominantemente íngremes. Em escala menores, a dissolução forma feições denominadas de *karren* representados como formas poligenéticas gerados pela dissolução da rocha influenciada pela erosão causada pelo vento, gelo, água e agentes biológicos gerando formas lineares ou estrias nas rochas superficiais.

Outra característica de terrenos cársticos é a presença de sumidouros e ressurgências. Os sumidouros são os pontos em que a drenagem superficial escoar para o subterrâneo, as entradas de cavernas podem ser consideradas como sumidouros em casos específicos. As ressurgências são locais em que a drenagem subterrânea emerge para a superfície a partir de um conduto cárstico ou de uma caverna.

As formas superficiais são geralmente classificadas de acordo com a escala, absorção, taxa de transferência e pelas feições geradas. A maioria destas formas propiciam

a infiltração da água para o subsolo enquanto outras são formas residuais, de transferência ou deposicionais (Waele *et al.*, 2009).

4.2.5 Hidrografia

O Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SigRH) apresenta uma divisão do estado em 21 bacias hidrográficas principais, a área de estudo está inserida na denominada Bacia Hidrográfica do Ribeira de Iguape e Litoral Sul (SIGRH, 2014). Esta bacia apresenta continuidade no estado do Paraná, sendo que sua maior área está concentrada neste estado.

No estado de São Paulo, esta bacia possui uma área maior que 1.700.000 hectares, abrangendo um total de 24 municípios paulistas inclusive os de Apiaí e Iporanga. A bacia é dividida em 13 sub-bacias nos estados de São Paulo e Paraná. A área de estudo está situada especificamente na sub-bacia do Baixo Ribeira.

Os principais rios da região são os rios Ribeira de Iguape, que dá nome a bacia, e seus afluentes: Açungui, Capivari, Pardo, Turvo, Juquiá, São Lourenço, Jacupiranga, Itapirapuã, Una de Aldeia e Itariri. O rio Ribeira de Iguape é formado pelos rios Ribeirão Grande e Açungui, ambos com suas nascentes no estado do Paraná. Possui uma extensão total de 470 km, sendo mais de 350 km no estado de São Paulo, onde o rio deságua no mar na cidade de Iguape.

4.2.6 Clima

O estado de São Paulo apresenta sete tipos climáticos distintos, segundo a classificação de Köppen (1948), baseado em dados pluviométricos e termométricos. A área de estudo está situada na porção sul-sudoeste do estado de São Paulo, nesta região ocorrem principalmente os tipos climáticos **Af** e **Aw** que caracterizam os climas tropicais úmidos, e o **Cfb** e **Cfa** que caracterizam clima temperados úmidos.

O tipo **Af** é caracterizado como clima tropical chuvoso, quente e úmido, sem estação seca e com a precipitação média do mês mais seco superior a 60 mm. O tipo **Aw** representa um clima tropical chuvoso, com inverno seco, temperatura média do mês mais frio superior a 18 °C, precipitação média do mês mais seco inferior a 60 mm e período chuvoso estendendo-se para o outono.

Os tipos **Cfa** e **Cfb** são caracterizados como climas subtropicais ou temperado (mesotérmico), úmidos, sem estação seca de inverno e verões quentes. O tipo **Cfa** apresenta temperatura média do mês mais frio aproximadamente de 18°C e do mês mais quente superior a 22°C, enquanto que o tipo **Cfb** apresenta verão ameno e chuvoso o ano todo, com

temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C, este tipo de clima ocorre nas áreas serranas e com altas altitudes.

A maior parte da área de estudo está inserida nos municípios de Apiaí e Iporanga que são classificados com climas do tipo **Cfb** e **Af**, respectivamente. No município de Apiaí a pluviosidade anual é de 1384mm, com máxima de 204 mm no mês de janeiro e a mínima de 62mm para o mês de agosto, o trimestre mais chuvoso, de dezembro a fevereiro, representa o verão enquanto o menos chuvoso, de julho a agosto, representa o inverno. A temperatura média anual é de 17,5 °C, com média mínima de 12 °C e média máxima de 23°C (CEPAGRI, 2014).

O município de Iporanga possui uma pluviosidade anual de 2033 mm, com a máxima 287 mm e mínima de 92 mm, nos meses de janeiro e agosto, respectivamente. A temperatura média anual é de 24°C, com média mínima de 17°C e média máxima de 30°C (CEPAGRI, 2014).

4.2.7 Vegetação

A área de estudo ocorre no Vale do Ribeira, com parte inserida no PETAR (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira). A principal vegetação remanescente que ocorre na área é a Mata Atlântica representadas, principalmente, pela Floresta Ombrófila Densa e pela Formação Arbórea/Arbustiva em Região de Várzea.

O Vale do Ribeira abriga espécies típicas de mata íntegras, como canelas, cedros, figueiras, jatobás, bucúvas e o palmito-juçara, considerada espécie chave para na cadeia alimentar da Mata Atlântica.

O Vale do Ribeira representa umas das maiores áreas contínuas de Mata Atlântica no país, sendo que no sudeste do estado de São Paulo e nordeste do estado Paraná ocorrem exclusivamente áreas de Floresta Ombrófila Densa sobre regiões cársticas.

Ivanauskas *et al.* (2011) definem a Floresta Ombrófila como uma floresta perenifólia com ocorrência em climas de elevadas temperaturas e altas precipitações que são bem distribuídas durante o ano. Representa a forma de vegetação predominante no PETAR, sendo 65% composto pela Floresta Ombrófila Densa, 13,3 % composto pela Floresta Ombrófila Aberta com bambu, 17% composto pela vegetação secundária e o restante composto por outros tipos de cobertura, como ocupação antrópica. Trechos de Floresta Estacional Semidecidual ocorrem em encaves sobre afloramentos de calcários.

Um total de 12 tipos de vegetação natural foram identificados por Ivanauskas *et al.* (2011), divididos de acordo com a densidade e porte da cobertura florestal. A vegetação de

porte arbóreo alto e com estrutura de dossel fechado é a predominante no PETAR, juntamente com a mesma vegetação porém com dossel aberto. Florestas de porte médio com estrutura de dossel aberto ou fechado e árvores de porte baixo com estruturas de dossel fechado também ocorrem na área porém em menor expressão, sendo exclusivas de algumas áreas como cristas de serras.

4.2.8 *Análise Morfométrica*

A análise morfométrica da área de estudo foi efetuada a partir de modelos de terreno gerados em SIG, pela interpolação de dados de cartas topográficas digitalizadas em duas escalas distintas, 1:10.000 e 1:50.000. Dessa forma a análise morfométrica foi efetuada individualmente para cada modelo de elevação e mapas temáticos associados a uma determinada escala. Esse procedimento visa identificar as possíveis divergências que possam existir devido as diferentes escalas e comparar as prováveis similaridades.

A seguir são apresentadas separadamente as análises morfométricas efetuadas para os mapas interpolados a partir das cartas topográficas com escala 1:10.000 e 1:50.000. A análise do mapa hipsométrico foi efetuada em conjunto para as duas escalas pois os mapas se equivalem, não havendo diferenças significativas no resultado independente da escala utilizada para geração do mapa.

Mapa Hipsométrico

O mapa hipsométrico foi gerado em escala 1:10.000 (Figura 24) e em escala 1:50.000 (Figura 25), possibilita uma análise precisa das amplitudes existentes na área de estudo, bem como para delimitação das maiores e menores altitudes presentes. As escalas altimétricas foram definidas de modo a facilitar a observação do relevo da área.

As áreas com as maiores altitudes estão localizadas nas regiões NW e SE da área de estudo, enquanto que as altitudes geralmente inferiores a 300 metros são predominantes e ocorrem pelo restante da área.

A região em NW apresenta uma amplitude de aproximadamente 500 metros, variando de elevações com 450 metros até algumas superiores aos 1.000 metros, possui as maiores elevações da área. Estas elevadas altitudes estão diretamente relacionadas com o relevo cárstico que ocorre nesta região, uma vez que, devido às suas propriedades, este relevo tende a se sobressair em relação as áreas adjacentes. É possível observar que as maiores elevações ocorrem orientadas para NE formando serras bem definidas e escarpadas. A transição deste relevo com as planícies que ocorrem na porção meridional da área ocorre de

forma gradacional sendo observado uma diminuição contínua das altitudes em direção as drenagens.

Em SE ocorrem elevações normalmente superiores a 500 metros porém que não ultrapassam os 900 metros, ou seja, com amplitudes máximas de 400 metros. Esta região também está relacionada com terrenos cársticos o que explica a ocorrência das altitudes elevadas. As maiores elevações ocorrem orientadas para NNE, sendo concordantes com as serras que ocorrem na porção NW da área, evidenciando o controle estrutural exercido pelas zonas de cisalhamentos com direções predominantemente NNE que ocorre na área de estudo. Diferente do que ocorre na porção NW, a transição de relevo nesta região ocorre de forma mais abrupta com as elevações variando de 600-650 metros para 400 metros, relacionado principalmente as escarpas que são recorrentes nesta região.

O restante da área é composto por um relevo que apresenta amplitudes máximas de 300 metros, com elevações que atingem até 400 metros. Apresentam forte entalhamento causado pelas drenagens diferente do que ocorre nas regiões mais altas, que devido ao caráter cárstico, as drenagens ocorrem preferencialmente subterrâneas. Este forte entalhamento promove a formação de pequenas serras muito escarpadas sem uma orientação principal ou controle estrutural. Estas áreas estão relacionadas aos relevos de degradação do mapa geomorfológico de São Paulo (IPT, 1981), que correspondem as sequencias metapelíticas e vulcanossedimentares do Grupo Açungui.

Figura 24 Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Figura 25 Mapa hipsométrico da área de estudo, elevação em metros. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

4.2.8.1 Dados 1:10.000

Mapa de Declividade

No mapa de declividades gerado para a área de estudo (Figura 26), com valores de inclinação do terreno em graus, é possível observar a predominância de declividades superiores a 20 graus, porém as variações de declividades ocorrem preferencialmente de forma homogênea não sendo possível delimitar precisamente as áreas com os maiores e menores declives.

As menores declividades estão relacionadas principalmente as drenagens e aos vales que ocorrem entre as serras, preferencialmente nos terrenos cársticos localizados a NW e SE da área de estudo. Os valores não ultrapassam os 5 graus e não apresentam uma variação gradacional para os valores mais altos de declividades, sendo que esta transição ocorre de forma abrupta.

Os maiores valores de declividade, acima dos 40 graus, ocorrem por toda a área de modo regular com destaque para a porção NNW em que há uma maior concentração de declividades altas. Estes valores altos de declividades estão relacionados com as escarpas que ocorrem por toda a área independente da litologia. É possível definir a morfologia das serras que ocorrem na área, principalmente nas porções cársticas, uma vez que as altas amplitudes destas porções estão diretamente relacionadas com as maiores declividades. Assim como destacado no mapa hipsométrico, as declividades evidenciam uma orientação NNE das serras. O fato das altas declividades serem preponderantes na área de estudo indica a presença de um relevo extremamente dissecado, com poucas áreas planas e planícies, característica marcante da Província Costeira (IPT, 1981) que é constituída por planaltos e serras.

Figura 26 Mapa de declividades da área em estudo, em graus. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Mapa de Curvaturas

A análise das curvaturas do terreno foi efetuada pela interpretação dos mapas de curvatura vertical (perfil) e curvatura horizontal (planta) gerados para a área em estudo.

Curvatura Vertical

No mapa de curvatura vertical (Figura 27) ocorre uma predominância de superfícies planas e côncavas, estas feições estão relacionadas a terrenos escarpados esculpidos por intensa ação hidrológica. As superfícies planas, que são preponderantes, ocorrem por toda área principalmente nas porções a N e NE. Não apresentam um controle litológico aparente uma vez que ocorrem de forma homogênea por todos os litotipos da área. Podem estar associadas tanto às regiões entre vales como aos morros com topos aplainados.

As formas côncavas, por sua vez, estão preferencialmente relacionadas a vales encaixados e formas de degradação do relevo. Ocorrem de forma homogênea por toda a área, sem um aparente controle litológico ou hipsométrico. A presença de formas côncavas em terrenos cársticos podem representar, respeitando a escala, feições características como dolinas de grande porte e poljes.

As formas convexas, que são minorias, estão normalmente relacionadas aos topos dos morros, sendo proporcionais as maiores elevações e declividades. Como a área é composta por um relevo extremamente escarpado, os topos dos morros são bem agudos ocupando pequenas áreas, como espigões, por isso a pouca presença de formas convexas quando analisado em perfil. Destaque para a porção E-SE da área de estudo que apresenta a maior quantidade de formas convexas, e onde ocorrem granitos e rochas carbonáticas, estas últimas que sustentam a serra da Andorinhas.

Curvatura Horizontal

O mapa de curvatura horizontal (Figura 28) apresenta as formas convexas e planas como predominantes, diferente do que ocorre com a curvatura vertical. As formas convexas são majoritárias e estão normalmente relacionadas a eventos de espalhamento causados devido ao arredondamento das encostas dos morros. Não apresentam nenhum tipo de controle litológico ou físico, ocorrendo de modo contínuo pela área independente da elevação ou declividade.

As formas planas estão bem destacadas nas áreas de drenagens e em regiões entre os vales formados pelas serras localizadas em W-NW da área. As formas minoritárias são as côncavas, que representam locais onde ocorre o acúmulo de material no sopé das encostas dos morros. Normalmente estão relacionadas aos locais com altas declividades e significativas amplitudes. Na área de estudo estas formas ocorrem de maneira esparsa sendo sua maior concentração localizada a E-SE da área, local em que ocorrem algumas serras e que é constituída principalmente por granitos, que são rochas mais susceptíveis a formar encostas íngremes diferentemente das rochas carbonáticas ou metapelíticas que compõem a maior parte da área.

Figura 27 Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Figura 28 Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Mapa de Lineamentos

Os lineamentos extraídos nas imagens de relevo sombreado evidenciam uma tendência regional de direção NE, variando para N e para E (Figura 29). A predominância das direções NNE e ENE estão relacionadas com a estruturação da Província Mantiqueira, principalmente do Domínio Apiaí, em que a direção do cinturão orogênico apresenta pequenas variações de N para E mantendo sempre uma direção principal NE. As zonas de cisalhamento que ocorrem na área também possuem orientação preferencialmente NE e são concordantes com alguns lineamentos observados na área, sendo bastante evidentes nos topos das serras que ocorrem em NW da área.

Também ocorrem lineamentos com direções NNW e WNW, sendo um deles bem destacado com direção NW, relacionado a drenagem e abrangendo significativamente a área de estudo. Estas estruturas, com direções NW – SE aproximadamente, estão relacionadas ao Arco de Ponta de Grossa (APG) que se instalou na região a partir do Paleozóico e influenciou principalmente as rochas da Bacia do Paraná localizadas a oeste, sendo suas estruturas com direções perpendiculares as do embasamento.

Figura 29 Mapa de lineamentos. Escala 1:10.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Afim de aprofundar a análise dos lineamentos foi elaborada uma roseta com as principais feições identificadas na área (Figura 30). Esta roseta corrobora com o que foi interpretado pela observação das imagens de relevo sombreado, ou seja, os lineamentos identificados na área apresentam uma direção preferencial NNE que coincide com as zonas

de cisalhamento existentes e que compõem o cinturão orogênico Ribeira. Uma expressiva quantidade de lineamentos com direção NNW estão destacados na roseta, porém não parecem apresentar relação com estruturas do cinturão orogênico, ocorrendo de forma restrita e em menor escala na área.

Figura 30 Roseta com principais direções de lineamentos.

4.2.8.2 Dados 1:50.000

Mapa de Declividades

O mapa de declividades em escala 1:50.000 gerado para a área de estudo (Figura 31) apresenta uma predominância de valores menores que 25 graus e algumas porções isoladas em que a declividade chega a ultrapassar os 40 graus.

As menores declividades ($< 5^\circ$) ocorrem preferencialmente junto as drenagens ou aos vales entre as serras, principalmente aquelas localizadas a W, NW e SE da área. A presença destes baixos valores evidencia um caráter escarpado do relevo com destaque para as porções constituídas por terrenos cársticos em NW e SE.

As maiores declividades estão diretamente relacionadas aos locais com maiores altitudes e amplitudes, com destaque para as serras a NW, que representam a maior área de

terrenos cársticos que ocorrem na área de estudo. Estes valores ultrapassam os 45 graus e revelam a ocorrência de um relevo fortemente dissecado e íngreme.

Figura 31 Mapa de declividades da área em estudo, em graus. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Mapa de Curvaturas

Curvatura Vertical

No mapa de curvatura gerado para a área em escala 1:50.000 (Figura 32) as formas côncavas e planas são predominantes, e tem relação direta com um relevo escarpado e com forte entalhamento causado pela ação hidrológica. As formas planas ocorrem de forma regular na área e estão relacionadas as drenagens e aos vales, por vezes ocorrem também em topos de morros que sofreram algum tipo de aplainamento.

As formas côncavas são as principais que ocorrem na área, praticamente todo o relevo apresenta estas formas em perfil, independente da litologia e dos demais parâmetros físicos. As serras presentes em NNW são aquelas que mais evidenciam estas formas côncavas sendo quase totalmente preenchidas por estas. A predominância de formas côncavas corrobora com o fato do relevo nesta região ser composto por serras e por apresentar forte dissecamento, características da Província Costeira e da Serrania do Ribeira (IPT, 1981).

As formas convexas ocorrem de forma subordinada na área sendo observadas principalmente nos topos de alguns morros. Apresenta relação com algumas das maiores altitudes e declividades da área, porém ocorre de maneira incipiente. A maior concentração de formas convexas está a E-SE da área e apresenta uma relação direta com a litologia no local, uma vez que esta porção da área é constituída por granitos e pelas rochas metapelíticas e carbonáticas da Unidade Serra das Andorinhas (Perrota *et al.*, 2005) que sustentam as serras do local. A maior resistência destes litotipos aos processos erosivos e ao entalhamento do relevo permite que os topos dos morros desenvolvem formas agudas, como espigões.

Curvatura Horizontal

No mapa de curvatura horizontal (Figura 33) ocorre uma predominância de formas planas, principalmente, e convexas enquanto que formas côncavas ocorrem subordinadamente. As formas planas ocorrem de forma massiva por toda a área de estudo, independentemente da litologia, relevo e parâmetros físicos. Como as formas planas representam rampas de deslocamento de material, sem que haja acúmulo ou espalhamento, podemos inferir que na região devem ser constantes eventos de movimentação de massa.

As formas convexas também ocorrem em abundância na área e também não apresentam relações diretas com a litologia ou parâmetros físicos da região. Na porção centro-norte da área há uma concentração de formas convexas, esta porção da área é constituída por serras sustentadas pelas rochas do Subgrupo Lajeado e possuem relevo cárstico bem desenvolvido, tanto que nesta porção está compreendida a parte sul do PETAR.

As formas côncavas são pouco expressivas e ocorrem dispersas pela área, normalmente relacionadas as serras. Ocorrem preferencialmente nas porções NW e E-SE da área, apresentando relação com as rochas carbonáticas e terrenos cársticos existentes, assim como com as altas elevações, amplitudes e declividades constatadas. Porém além destas porções de maior concentração das formas côncavas não é possível identificar outras relações com litologia ou parâmetros físicos.

Figura 32 Mapa de curvatura vertical da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Figura 33 Mapa de curvatura horizontal da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala gráfica 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Mapa de Lineamentos

O mapa de lineamentos gerado a partir das imagens de relevo sombreado da área (Figura 34) de estudo evidencia uma tendência geral das estruturas para NE, variando de NNE para ENE. Estas direções são concordantes com a estruturação da Província Mantiqueira e consequentemente com as estruturas do Dominio Apiaí, aonde está inserida a área. Os cinturões orogênicos que ocorrem na área apresentam direções variando de N para E, predominantemente NE, fato explicitado pelas diversas zonas de cisalhamento que cortam a área com direção NE.

Lineamentos com direções NW, NNW e WNW são frequentes, e estão associados a instalação do Arco de Ponta Grossa (APG). O APG ocorre principalmente na bacia à oeste da área de estudo e suas estruturas apresentam direções normais em relação as rochas do embasamento, principalmente do Grupo Açungui. Direções NNW são muito comuns na porção SE da área e estão diretamente relacionadas as serras sustentadas por granitos e rochas carbonáticas da Unidade Serra das Andorinhas, possivelmente esta porção sofreu mais influência do APG devido a maior proximidade.

Figura 34 Mapa de Lineamentos. Escala 1:50.000. Escala gráfica: 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Uma roseta com as principais direções dos lineamentos identificados foi gerada afim de facilitar a interpretação das principais estruturas da área (Figura 35). Nesta roseta é possível observar que a maior frequência de lineamentos com direções aproximadas de E20N e N40E, corroborando com a interpretação feita pelas imagens em que a tendência principal

das direções é para NE. Uma expressiva quantidade de lineamentos ocorre variando de N para N45W, sem que ocorra uma relação direta com a estruturação regional podendo estar relacionadas a estruturas de alcance local e mais restritas.

Figura 35 Roseta com as principais direções dos lineamentos.

4.2.9 Mapa Geomorfológica Local

Dois mapas morfológicos foram gerados para esta área, um mapa com escala 1:10.000 (Figura 36) e outro com escala 1:50.000 (Figura 37), a partir das cartas topográficas digitalizadas 1:10.000 e 1:50.000 do IBGE, respectivamente. A interpretação dos dois mapas é apresentada separadamente.

A análise geomorfométrica da área de estudo possibilitou confeccionar os mapas Geomorfológicos Locais, permitindo a identificação dos Sistemas de Relevô, bem como das Unidades e Elementos de Relevô. A caracterização destes sistemas de relevô é apresentada na forma de tabelas para as escalas 1:10.000 (Tabela 3) e 1:50.000 (Tabela 4), pois mesmo com a grande semelhança entre os dois mapas existem algumas divergências quanto aos parâmetros físicos que caracterizam cada elemento. A classificação de ambos os mapas possui as mesmas denominações para os Sistemas, Unidades e Elementos do relevô.

Os Sistemas de Relevô foram definidos por suas características físicas observadas nos mapas de declividade, hipsometria e de curvatura. Perfis de cada elemento de relevô foram gerados a fim de propiciar uma interpretação da topografia e classificação das vertentes e encostas sendo divididas em convexas, côncavas e retilíneas (Anexo 2). Os perfis permitem

observar características topográficas como a amplitude de cada elemento, e assim definir o grau de entalhamento sofrido pelo relevo e a influência das drenagens no processo erosivo.

4.2.9.1 Dados 1:10.000

O sistema de relevo de Serras foi facilmente identificado devido à discrepância deste sistema em relação aos demais. Apresenta as maiores elevações, amplitudes e declividades da área de estudo e pode ser subdividido em duas unidades de relevo, o de Serras Alongadas e o de Relevos Cársticos. Os elementos de Serras Alongadas são os mais característicos deste sistema, possuem formas bem alongadas, forte encravamento das drenagens formando escarpas e uma variação abrupta de elevação gerando amplitudes acima dos 600 metros. As serras são sustentadas, principalmente, por rochas metassedimentares das formações Furnas Lajeado, Serra da Boa Vista e Betari e sofrem grande influência das estruturas que ocorrem nesta porção, pois os elementos de relevo são limitados pelas zonas de cisalhamento Onça Parda e Arapongas e estão estirados e orientados com direção NE-SW, concordante com as zonas de cisalhamento.

A unidade de relevo de Relevos Cársticos foi definida principalmente pela sua textura nos MDEs, que difere substancialmente das áreas adjacentes. Os elementos de relevo nestas áreas são mais suaves em relação às serras, constituído por morros com topos arredondados e com menores elevações, amplitudes e declividades indicando uma ação erosiva mais efetiva. As porções consideradas como terrenos cársticos apresentam um forte entalhamento do relevo causado pelas drenagens, que possuem um padrão dendrítico, porém que não está bem definido e ocorre de forma dispersa pelos elementos. Esta drenagem caótica está relacionada com a presença de feições cársticas, principalmente sumidouros e depressões poligonais, que ocorrem nestes elementos e permitem a formação de drenagens subterrâneas.

Os elementos de relevos cársticos ocorrem em formas alongadas, por vezes lenticulares, pois apresentam uma relação direta com a litologia da área, sendo sustentados pelas rochas carbonáticas aflorantes que ocorrem na forma de lentes. Os elementos localizados na porção centro-oeste da área são constituídos pelas rochas da unidade carbonática da Formação Furnas Lajeado, o elemento que está a NW é composto por rochas das formações Gorotuba e Passa Vinte, e o elemento a SE é constituído pelas rochas da unidade carbonática da Formação Serras da Andorinhas. A presença destes relevos cársticos possui grande relação com as estruturas da área uma vez que os principais elementos cársticos estão associados a sinclinais e sinformas formadas durante o desenvolvimento do sistema orogênico da Província Mantiqueira, mais precisamente do Domínio Apiaí.

O sistema de relevo denominado Relevos de Degradação é predominante na área de estudo e foi subdividido em duas unidades de relevo principais, Morros com Serras Restritas e Morros e Morrotes.

A unidade de Morros com Serras Restritas não é a mais abundante porém ocupa uma grande área, destoando significativamente das outras unidades e elementos de relevo. Possuem elevações, amplitudes e declividades altas sendo inferiores apenas a unidade das serras, possuem uma forma alongada porém com grande esfericidade e principalmente apresentam padrões de drenagem dendríticos e radiais, sendo este último exclusivo desta unidade. Este padrão de drenagem radial indica a presença de altos topográficos isolados, como espigões, em meio a uma paisagem dominada por morros, colinas e morrotes.

Estas serras e espigões que ocorrem isolados na porção centro-leste da área são sustentadas, principalmente, por rochas metapelíticas das formações Ribeirão das Pedras, Iporanga e Piririca. A presença desses elementos reflete a maior resistência das rochas metapelíticas em relação as rochas metassedimentares e carbonáticas que também constituem a área de estudo.

A unidade de Morros e Morrotes é predominante na área de estudo, representa um relevo mais suave e menos dissecado, apresenta as menores elevações da área e possui os valores mais moderados de amplitude e declividade. É constituída principalmente por rochas metassedimentares, exceto rochas carbonáticas, e de forma restrita por rochas ígneas, fato que ocorre apenas nas porções WSW com o Granito Itaóca e uma pequena porção NNE com o Granito Agudos Grandes 2. Há ausência de fatores que indicam a influência de estruturas mesmo com a presença de diversas zonas de cisalhamento com direções NE-SW que cortam a área.

Se destacam por serem elementos menores em relação aos demais e por não apresentarem um padrão, ou seja, podem ser tanto alongados como arredondados, são também caracterizados pelas formas predominantemente convexas tanto dos topos como das encostas e vertentes. Este relevo mais suave ocorre como uma transição entre as unidades de Serras com a unidade de Morros com Serras Restritas, provavelmente por ser constituído por rochas menos resistentes.

No mapa geomorfológico local gerado para a área de estudo é importante ressaltar a estreita relação que existe entre as unidades de relevo identificadas com a geologia regional, tanto aos litotipos como as estruturas. As formas de relevo de maior destaque como as Serras são normalmente sustentadas por rochas metapelíticas indicando a maior resistência deste litotipo. Os relevos cársticos, constituídos por rochas carbonáticas, também estão bem

preservados devido a predominância da erosão subterrânea em relação a superficial. Quase todas as unidades sofreram alguma influência da estruturação da área, notadamente pelo estiramento e orientação de diversos elementos de relevo para NE-SW, concordante com as zonas de cisalhamento que cortam a área.

Figura 36 Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

A. Relevo de Serras	A.1 Serras Alongadas: Padrão de drenagem com forte paralelismo e dendrítico; altitudes máximas normalmente acima dos 800, ultrapassando os 1000 metros localmente; declividade média superior aos 25 graus, normalmente com valores acima de 35 graus.	A.1.1 - Amplitudes normalmente acima dos 500 metros, atingindo um máximo de 900 metros; declividade predominante superior aos 30-35 graus, sendo recorrente valores acima dos 45 graus; formas muito alongadas e orientada a NE-SW, com comprimentos de onda entre 1.000 e 2.000 metros, principalmente, e alongação média menor que 0,3; vertentes predominantemente convexas, por vezes retilínea.
		A.1.2 - Amplitudes máximas comumente acima dos 600 metros; declividade médias superior a 20 graus, com máximos de 35-40 graus; formas bastante arredondadas e com forte esfericidade, comprimento de onda entre 2.000 e 4.000 metros e alongação média acima de 0,6; vertentes convexas, principalmente, e raramente retilíneas ou côncavas.
		A.1.3 - Amplitudes máximas não ultrapassam os 700 metros; declividade média superior a 20 graus, localmente ultrapassando 30 graus; formas alongadas e com pouco arredondamento, comprimento de onda varia entre 3.000 e 4.000 metros com alongação média inferior a 0,3; vertentes côncavas, retilíneas e principalmente convexas.
	A.2 Relevo Cárstico: Padrão de drenagem indefinido, essencialmente dendrítico; altitudes máximas acima os 500 metros, dificilmente ultrapassando os 800 metros; declividades médias superiores a 20 graus, com valores menores que 5 graus e maiores que 35 graus.	<p>A.2.1 - Amplitude média acima dos 300 metros, porém não ultrapassam 500 metros; declividade predominante superior aos 15 graus, localmente com valores que ultrapassam os 35-40 graus; formas normalmente alongadas com leve arredondamento, comprimentos de onda entre 700 e 3.000 metros e alongação média superior a 0,45; vertentes convexas, por vez côncavas ou retilíneas.</p> <p>A.2.2 - Amplitude máximas não ultrapassam os 400 metros; declividades médias inferiores a 20 graus, com valores acima dos 35 graus pontualmente; formas alongadas com leve arredondamento, comprimento de onda entre 2.000 e 4.000 metros e alongação média superior a 0,4; vertentes côncavas e convexas, raramente retilíneas.</p>
B. Relevo de Degradação	B.1 Morros com Serras Restritas: Padrão de drenagem predominantemente dendrítico com feições radiais; altitudes máximas superiores a 600 metros, podendo atingir até os 800 metros; declividade média superior a 20 graus, dificilmente ultrapassam os 40 graus.	B.1.1 - Amplitudes médias entre 500 e 800 metros; declividade média acima dos 20 graus comumente com valores superiores a 35 graus; formas arredondadas com leve estiramento, comprimentos de onda normalmente entre 5.000 e 9.000 metros e alongação média superior a 0,65; vertentes retilíneas, côncavas e principalmente convexas.
		B.1.2 - Amplitudes máximas não ultrapassam os 500 metros; declividade média acima dos 20 graus podendo atingir valores superiores a 30 graus em alguns locais; formas alongadas e arredondadas, comprimento de onda superior a 3.000 metros e alongação média de 0,5; vertentes convexas e côncavas, por vezes retilínea.
		B.1.3 - Amplitude máxima superior a 600 metros; declividades médias acima dos 15-20 graus com máximas de 35 graus; forma alongada e com pouca esfericidade, comprimento de onda superior a 2.000 metros e alongação média inferior a 0,3; vertentes côncavas, convexas e raramente retilíneas.
	B.2 Morros e Morrotes: Padrão de drenagem dendrítico, com leve paralelismo localmente e por vezes radial; altitudes máximas acima dos 400 metros comumente ultrapassam os 600 metros; declividade média superior a 15 graus, com valores acima dos 30 graus em locais restritos.	B.2.1 Amplitudes variam entre 200 e 500 metros; declividade média entre 15 e 25 graus, localmente com valores maiores que 30 graus; formas bem alongadas e sub-arredondadas, comprimentos de onda entre 500 e 2.000 metros e alongação média entre 0,4 e 0,5; vertentes predominantemente côncavas e convexas.
		B.2.2 - Amplitudes variam entre 300 e 600 metros; declividade média superior a 15 graus, com valores acima de 35 graus localmente; formas alongadas e sub-arredondadas, comprimentos de onda entre 800 e 2.000 metros e alongação média de 0,4; vertentes côncavas, convexas e principalmente retilíneas.
		B.2.3 - Amplitudes variam entre 400 e 700 metros; declividade média superior a 20 graus, comumente acima dos 30-35 graus; formas sub-arredondadas com graus variáveis de estiramento, comprimento de onda entre 1.000 e 4.000 metros e alongação média superior a 0,5; vertentes côncavas, convexas e retilíneas.
		B.2.4 - Amplitude inferior a 500 metros; declividade média inferior a 20 graus, porém com valores de até 35 graus localmente; forma bem alongada com pouca esfericidade, comprimento de onda inferior a 3.000 metros e alongação média inferior a 0,3; vertentes convexas e retilíneas preponderantes.

Tabela 3. Caracterização do mapa geomorfológico local em escala 1:10.000

4.2.9.2 Dados 1:50.000

O mapa geomorfológico local em escala 1:50.000 gerado para a área de estudo foi classificado de acordo com os critérios adotados para o mapa geomorfológico em escala 1:10.000. A classificação do relevo foi mantida devido à grande semelhança observada nos dois mapas. Os Sistemas e as Unidades de relevo são praticamente iguais e ocupam as mesmas porções da área deste estudo, a única diferença significativa está representada pelos limites dos Elementos de relevo que apresentam pequenas variações porém que não comprometem a sua classificação geral. Divergências em relação aos parâmetros físicos em cada elemento também são comuns porém não muito expressivos, no entanto uma nova tabela com a classificação do relevo foi gerada com os dados em escala 1:50.000 (Tabela 4).

No mapa geomorfológico em escala 1:50.000 se destacam as unidades de Serras e de Relevos Cársticos, assim como no mapa em escala 1:10.000. Os elementos de relevo que compõem estas unidades apresentam uma grande influência da estrutura da área pois possuem formas alongadas e orientadas concordantes com as zonas de cisalhamentos que ocorrem na área de estudo. Os relevos cársticos apresentam, em sua maioria, formas lenticulares devido a estrita relação com as lentes de rochas carbonáticas presentes na área.

A grande divergência entre os dois mapas ocorre nos elementos que compõem as unidades de Morros com Serras Restritas e de Morros e Morrotes. As dimensões de muitos elementos são diferentes provavelmente pelo menor nível de detalhe no mapa em escala 1:50.000. Alguns elementos de relevo foram definidos com limites diferentes daqueles interpretados no mapa 1:10.000, porém essa diferença não interfere na classificação destes elementos uma vez que os parâmetros físicos definidos para cada unidade e elemento de relevo apresentam poucas diferenças.

Figura 37 Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

A. Relevo de Serras	A.1 Serras Alongadas: Padrão de drenagem com forte paralelismo e dendrítico; altitudes máximas normalmente acima dos 800, ultrapassando os 1000 metros localmente; declividade média superior aos 25 graus, normalmente com valores acima de 35 graus.	A.1.1 - Amplitudes normalmente acima dos 500 metros, podendo atingir 800 metros; declividade predominante superior aos 20 graus, sendo recorrente valores acima dos 30-35 graus; formas muito alongadas e orientada a NE-SW, com comprimentos de onda entre 1.000 e 2.000 metros, principalmente, e elongação média de 0,3; vertentes predominantemente convexas, por vezes retilínea.
		A.1.2 - Amplitudes máximas de aproximadamente 700 metros; declividade médias superior a 15 graus, com máximos acima dos 35 graus; formas bastante arredondadas e com forte esfericidade, comprimento de onda entre 2.000 e 4.000 metros e elongação média acima de 0,6; vertentes convexas, principalmente, e raramente retilíneas ou côncavas.
		A.1.3 - Amplitudes máximas entre 500 e 800 metros; declividade média superior a 20 graus, localmente ultrapassando 30 graus; formas alongadas e com pouco arredondamento, comprimento de onda de 2.000 a 3.000 metros com elongação média inferior a 0,5; vertentes côncavas, retilíneas e principalmente convexas.
	A.2 Relevo Cárstico: Padrão de drenagem indefinido, essencialmente dendrítico; altitudes máximas acima os 500 metros, ultrapassando os 900 metros localmente; declividades médias entre 15 e 20 graus.	A.2.1 - Amplitude média acima dos 300 metros, raramente ultrapassam 500 metros; declividade predominante superior aos 10 graus, localmente com valores que atingem os 30 graus; formas normalmente alongadas com arredondamento, comprimentos de onda entre 700 e 3.000 metros e elongação média superior a 0,4; vertentes convexas, por vez côncavas ou retilíneas.
B. Relevo de Degradação	B.1 Morros com Serras Restritas: Padrão de drenagem predominantemente dendrítico com feições radiais; altitudes máximas superiores a 600 metros, podendo atingir até os 800 metros; declividade média superior a 20 graus, dificilmente ultrapassam os 30 graus.	A.2.2 - Amplitude máximas entre 300 e 600 metros; declividades médias inferiores a 15 graus; formas alongadas com leve arredondamento, comprimento de onda entre 1.000 e 3.000 metros e elongação média superior a 0,5; vertentes côncavas e convexas, raramente retilíneas.
		B.1.1 - Amplitudes médias entre 600 e 700 metros; declividade média acima dos 20 graus dificilmente com valores superiores a 30 graus; formas arredondadas com leve estiramento, comprimentos de onda normalmente entre 3.000 e 7.500 metros e elongação média superior a 0,65; vertentes retilíneas, côncavas e principalmente convexas.
		B.1.2 - Amplitudes máximas não ultrapassam os 500 metros; declividade média não ultrapassa os 30 graus; formas alongadas e arredondadas, comprimento de onda inferior a 3.000 metros e elongação média inferior a 0,4; vertentes convexas e côncavas, por vezes retilínea.
	B.2 Morros e Morrotes: Padrão de drenagem dendrítico, com leve paralelismo localmente e por vezes radial; altitudes máximas acima dos 400 metros atingindo valores acima de 800 metros; declividade média superior a 15 graus, com valores acima dos 30 graus em locais restritos.	B.1.3 - Amplitude máxima de 600 metros; declividades médias acima dos 10-15 graus com máximas de 35 graus; forma alongada e com muita esfericidade, comprimento de onda superior a 5.000 metros e elongação média superior a 0,6; vertentes côncavas, convexas e raramente retilíneas.
		B.2.1 Amplitudes variam entre 200 e 400 metros; declividade média entre 10 e 20 graus, localmente com valores maiores que 30 graus; formas bem alongadas e sub-arredondadas, comprimentos de onda entre 1.000 e 2.000 metros e elongação média superior a 0,5; vertentes predominantemente côncavas e convexas.
		B.2.2 - Amplitudes variam entre 400 e 600 metros; declividade média superior a 15 graus, com valores acima de 35 graus localmente; formas alongadas e sub-arredondadas, comprimentos de onda entre 800 e 2.000 metros e elongação média superior a 0,3; vertentes côncavas, convexas e principalmente retilíneas.
		B.2.3 - Amplitudes variam entre 300 e 650 metros; declividade média superior a 20 graus, comumente acima dos 30-35 graus; formas sub-arredondadas com graus variáveis de estiramento, comprimento de onda entre 1.000 e 4.000 metros e elongação média superior a 0,5; vertentes côncavas, convexas e retilíneas.
		B.2.4 - Amplitude inferior a 500 metros; declividade média inferior a 20 graus, porém com valores de até 35 graus localmente; forma bem alongada com pouca esfericidade, comprimento de onda inferior a 3.000 metros e elongação média inferior a 0,3; vertentes convexas e retilíneas preponderantes.

Tabela 4. Caracterização do mapa geomorfológico local em escala 1:50.000.

4.2.9.3 Perfis

Perfis Regionais

Foram traçados um total de cinco perfis regionais com o intuito de efetuar uma interpretação mais completa do relevo regional da área de estudo (Anexo 2). Todos os perfis foram obtidos diretamente do MDE e classificados de acordo com a Tabela 3. Foram traçados os mesmos perfis para os mapas em escalas 1:10.000 e 1:50.000, porém a análise dos perfis foi efetuada conjuntamente devido a semelhança observada entre os dados.

Os perfis regionais foram efetuados com a finalidade de apresentar as diferenças morfológicas dos elementos de relevo assim como as variações altimétricas que ocorrem na área. Nos perfis escolhidos estão contemplados todos os elementos de relevo identificados e descritos. Os perfis escolhidos foram aqueles mais representativos e didáticos para o entendimento da morfologia da área, possibilitando uma visualização das amplitudes bem como das formas das vertentes predominantes na área de estudo. O foco da elaboração dos perfis regionais foi também para analisar as características dos relevos cársticos e as divergências deste relevo com o restante da área.

Os perfis A – A' e B – B' foram traçados na direção W – E com um mais a norte que outro. Estes perfis cortam praticamente todos os elementos de relevo identificados na área e são importantes para analisar as variações e os contatos que ocorrem entre os diferentes elementos e, principalmente, os diferentes sistemas de relevo.

No perfil A – A' as maiores altitudes e amplitudes ocorrem na porção W onde estão localizadas as principais serras da área de estudo. Nesta porção é possível observar que os terrenos cársticos apresentam uma leve quebra de relevo, com menores altitudes, com um maior escarpamento, topos mais agudos e encostas mais íngremes em relação ao relevo de serras. A leste ocorrem os elementos de relevo de morros com as menores altitudes e amplitudes, possuem pequenas serras que não ultrapassam os 500 metros e nestas serras há um relevante dissecamento com topos agudos e encostas íngremes. O contato entre os sistemas de relevo ocorre de forma abrupta evidenciado pela amplitude maior que 400 metros entre os relevos.

No perfil B – B' ocorre uma maior homogeneidade do relevo em relação as variações altimétricas. Não há tantas variações de altitude e amplitude. Diferentemente do que ocorre no perfil A – A', que está mais ao norte, neste perfil os terrenos cársticos estão localizados a leste juntamente com um relevo de serras que compõem as maiores altitudes deste perfil. Estas serras apresentam um forte dissecamento do relevo com topos mais agudos e encostas mais íngremes. Nota-se que a porção menos dissecada nestas serras é representada

exatamente pelos terrenos cársticos devido provavelmente ao fato de a erosão subterrânea ser superior a superficial. A oeste ocorrem principalmente elementos de relevo de morros e morrotes, que se diferenciam pela maior amplitude e topos mais arredondados, com presença de formas convexas nas encostas.

Os perfis C – C' e E – E' foram traçados com orientação NW-SE sendo transversais as principais estruturas da área que possuem uma orientação média SW-NE. Nestes perfis foram observados como a morfologia da área se relaciona com as estruturas internas.

O perfil C – C' compreende principalmente o relevo de serras localizado na porção NW da área de estudo. É evidente a discrepância morfológica que existe entre as serras e os terrenos cársticos. Os topos das serras são mais proeminentes no perfil, mais aguçados, com amplitudes maiores e vertentes planas enquanto que os terrenos cársticos apresentam topos mais suavizados, vertentes convexas, amplitudes menores e normalmente menores altitudes. Sendo as serras destacadas pelas suas maiores elevações. Na porção SE ocorre o relevo de morros representado pelas menores elevações, baixas amplitudes, vertentes convexas e topos mais arredondados. No fim do perfil, em SE, ocorre novamente o relevo de serras porém com altitudes bem inferiores às serras de NW, mas ainda apresentam as encostas íngremes e topos agudos característicos deste tipo de relevo.

O perfil E – E' corta principalmente o relevo de morros e as serras isoladas que ocorrem na porção meridional da área, também apresentam as serras e terrenos cársticos na porção SE. Neste perfil é evidente a variação altimétrica existente entre os sistemas de relevo identificados na área. Nos contatos dos morros com as serras a NW e SE ocorre uma grande diferença de elevação com amplitudes superiores a 400 metros. O relevo de serras neste perfil apresenta vertentes planas a côncavas, topos pouco arredondados e um escarpamento discreto. Os terrenos cársticos não são tão diferenciados em relação as serras, a única evidência são os vales de drenagens encaixados que dissecam o relevo. Na porção meridional, é possível observar como as serras restritas se destacam na paisagem de morros e morrotes que predominam na área de estudo. Devido a suas maiores elevações e amplitudes em relação aos morros e também pelo maior dissecamento do relevo.

O perfil D – D' foi traçado com direção NE-SW na porção W da área de estudo, com foco principal nos terrenos cársticos mais relevantes. Os relevos cársticos apresentam um forte dissecamento, vertentes convexas e côncavas e topos agudos. As maiores altitudes não ultrapassam os 700 metros, mesmo nível do relevo de morros e morrotes presentes no Sudoeste e inferior ao relevo de serras adjacentes que possui altitudes médias superiores a 800 metros. Evidente a presença de um vale de drenagem esculpido no relevo que apresenta

uma amplitude maior que 400 metros e as encostas com vertentes planas. O relevo cárstico possui seus topos mais homogêneos não sendo possível destacar uma porção mais proeminente, diferentemente do relevo de morros e morrotes a SW em que os topos estão bem ressaltados no relevo devido as suas formas mais arredondadas e vertentes convexas, principalmente.

Perfis Individuais

Os perfis individuais foram traçados para todos os elementos de relevo da área de estudo em duas direções, paralelo e transversal ao maior eixo de cada elemento. Neste trabalho são apresentados os perfis mais representativos de cada forma de relevo. Foram escolhidos os perfis das formas de relevo que apresentam, de forma mais didática, as principais características morfológicas e morfométricas utilizadas para a classificação da área como altitudes máximas e mínimas, amplitudes, formas de vertentes, forma de topos e presença ou não de escarpas.

4.2.10 Discussão e Resultados

Os mapas geomorfológicos locais em escalas 1:10.000 e 1:50.000 gerados neste projeto apresentam semelhanças com o mapa geomorfológico do estado de São Paulo (IPT, 1981), principalmente em relação as unidades de relevo identificadas na área com destaque para as Serras e para os Relevos Cársticos. Ainda que ambos os mapas geomorfológicos foram gerados pela metodologia de sistemas de relevo (CSIRO, 1940; Stewart & Perry, 1953; Ponçano *et al.*, 1979) existem grandes divergências entre eles, as principais estão relacionadas com as dimensões e os limites das unidades de relevo, bem como sua interação com o restante do relevo da área. Os Sistemas, Unidades e Elementos de relevo definidos neste projeto estão melhor delimitados e descritos que os apresentados pelo IPT, essa diferença ocorre devido a escala e ao método de mapeamento.

O mapa geomorfológico do IPT é apresentado em escala 1:500.000 e seu mapeamento foi efetuado através da fotointerpretação de imagens de satélite LANDSAT em escala 1:250.000. No mapa do IPT são efetuadas generalizações dos elementos de relevo, sendo estes apresentados com definições bem amplas e sem especificar os principais parâmetros físicos para identificação de cada tipo de relevo. A legenda do mapa apresenta uma divisão do relevo em Sistemas, Unidades e Elementos de relevo. Os Sistemas de relevo foram definidos por aspectos morfológicos e relação com a litologia, as Unidades foram definidas por parâmetros morfométricos como amplitude e declividade, e os Elementos foram descritos por suas feições morfológicas como formas de topos, vertentes e vales, e padrão de drenagens predominante.

Os mapas gerados neste projeto foram interpretados através da interpolação de cartas topográficas digitalizadas em escalas 1:10.000 e 1:50.000, ou seja, escalas de detalhe. Dessa forma era esperado uma delimitação mais precisa, uma vez que a escala é substancialmente maior. Foram identificadas as unidades de relevo apresentadas pelo mapa do IPT, porém com limites mais precisos e com uma melhor descrição. As Unidades foram descritas e agrupadas pelas suas características físicas semelhantes obtidas diretamente dos MDE, parâmetros como hipsometria, padrão de drenagens e declividade foram os mais importantes. Os Elementos de relevo constituem as Unidades e foram definidos a partir de parâmetros físicos mais específicos como comprimento de onda, alongação média e forma das vertentes interpretadas dos mapas de curvaturas verticais e horizontais.

As interações que ocorrem entre os tipos de relevo e a transição que existe entre os sistemas está mais evidente nos mapas deste projeto. Devido as escalas de detalhe as heterogeneidades ficam mais destacadas sendo que o relevo não parece uma massa homogênea como ocorre com o mapa do IPT.

Figura 40 Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000

Figura 41 Mapa geomorfológico local da área de estudo. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000.

Figura 38 Mapa geomorfológico regional da área de estudo (IPT, 1981), escala 1:500.000.

Figura 39 Mapa geomorfológico regional da área de estudo (IPT, 1981), escala 1:500.000.

Os Relevos Cársticos podem ser considerados como os mais relevantes da área devido a suas características hídricas e morfológicas. No mapa do IPT os relevos cársticos apresentam muitas aproximações sendo interpretados pela presença de feições cársticas como sumidouros e depressões poligonais observadas em fotografias aéreas ou em trabalhos de campo. Os limites dos terrenos cársticos no mapa do IPT não são bem definidos, uma vez que as feições cársticas nem são sempre identificadas nas fotografias ou em campo. O mapa do IPT não apresenta uma relação clara entre a geologia da área com estes terrenos cársticos, considerando que além da litologia ocorrem também estruturas regionais importantes, caso das zonas de cisalhamento que cortam a área e muitas vezes condicionam este tipo de relevo.

Nos mapas geomorfológicos apresentados neste projeto é evidente a relação entre a litologia e a geomorfologia da área, principalmente no que diz respeito aos terrenos cársticos. As áreas cársticas ocorrem em formas alongadas e lenticulares sendo limitadas e orientadas por zonas de cisalhamento, assim como ocorre com as rochas carbonáticas que sustentam este relevo cárstico. A partir dos mapas de hipsometria e de declividades é possível observar que o relevo tende a suavizar quando este é constituído por rochas carbonáticas, que por apresentar alta solubilidade, possuem uma menor resistência aos processos erosivos. Outro aspecto importante são as drenagens superficiais, que quando em áreas cársticas não apresentam um padrão muito bem definido, ocorrem de forma aleatória (Figura 42). Em terrenos cársticos as drenagens subterrâneas são normalmente mais ativas que as superficiais, assim a ausência de um padrão de drenagens nos MDE indica a provável presença de feições cársticas como sumidouros e ressurgências.

Figura 42 Mapa dos elementos de relevo com drenagens. Escala 1:10.000. Drenagens com valor maior que 100.

A ferramenta utilizada para a aferição dos terrenos cársticos foi a método apresentado por Júnior *et al.* (2014) em que é possível ressaltar feições cársticas superficiais através de operações simples com os MDE. A extração destas feições cársticas envolvem duas operações com os MDE, a primeira é utilizar o algoritmo “*Fillsink*” do software ArcMap que identifica depressões na imagem e as corrige preenchendo-as, tanto aquelas que representam erros como as que representam a topografia da área. Em seguida é efetuada uma subtração do mapa com depressões preenchidas com o MDE original, restando apenas as depressões. Por fim, foi feita uma comparação entre as depressões extraídas automaticamente do MDE com os elementos de relevo identificados na área e com a geologia regional.

Na imagem de depressões gerada não são apenas as feições cársticas que estão destacadas, as principais drenagens da área também estão bem ressaltadas. Isto ocorre pelo fato do algoritmo *Fillsink* considerar e preencher os valores negativos presentes no MDE. Os vales dos rios presentes na área são destacados, caso do Rio Ribeira que corta a área na porção meridional – leste e é facilmente identificado na imagem assim como outros rios de menor expressão.

Com este método fica clara a presença de feições cársticas na área de estudo sendo predominantes na porção NNW. Não apresentam um padrão de formas, ou seja, ocorrem como manchas podendo ser alongadas ou arredondadas, por vezes formando ângulos retos entre si (Figura 44). Reconhecidamente ocorrem na área de estudo feições cársticas na forma de depressões poligonais (Karmann, 1994; Ferrari *et al.*, 1998) o que explicaria as formas em manchas presentes no mapa.

É evidente a relação entre a litologia com as áreas compostas por feições cársticas (Figura 43). A grande concentração destas feições cársticas ocorre na porção WNW da área e é nítido como estas feições são condicionadas pelas lentes carbonáticas presentes nesta porção da área, sendo coincidentes e limitadas por estas lentes. Este setor com predominância de feições cársticas também é composto por amplo sistema de cavernas, conhecido e estudado há décadas, sendo que muitas destas cavernas estão inseridas no PETAR.

Os elementos de relevo classificados como Relevo Cárstico apresentam, em sua maioria, concordância com as feições cársticas extraídas do MDE (**Erro! Fonte de referência não encontrada.** e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Demonstra como os parâmetros físicos do relevo são afetados quando constituídos por litotipos específicos e como o relevo é condicionado por estes.

Figura 45 Comparação entre as feições cársticas, a geologia regional e os elementos de relevo da unidade denominada de Relevos Cársticos. Escala 1:10.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Figura 46 Comparação entre as feições cársticas, a geologia regional e os elementos de relevo da unidade denominada de Relevos Cársticos. Escala 1:50.000. Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Karmann (1994) apresenta um zoneamento morfológico das áreas carbonáticas de Furnas Santana e Lajeado Bombas, propondo uma divisão em 5 zonas: zona fluvial, zona de contato, zona fluviocárstica, zona de transição e zona poligonal. Estas zonas morfológicas definidas por Karmann (1994) são comparadas as feições cársticas obtidos pelo método de Júnior *et al.* (2014) e comparadas aos elementos de relevo definidos neste projeto.

Ocorre uma significativa concordância na comparação entre os mapas. As manchas que caracterizam feições cársticas no mapa de depressões ocorrem sobrepostas a zona de transição e a zona poligonal que são caracterizadas por Karmann (1994) como depressões compostas e depressões simples, respectivamente (Figura 47). O mapa de elementos de relevo gerado neste projeto também está concordante com o zoneamento morfológico proposto por Karmann (1994), as zonas definidas com características cársticas, zona poligonal, zona fluviocárstica e zona de transição, estão relacionadas aos elementos de relevo definidos como terrenos cársticos por suas características fisiográficas, sendo seus limites demasiadamente semelhantes, as diferenças existentes devem estar relacionadas as diferentes escalas utilizadas (Figura 48).

Figura 48 Comparação entre os elementos de relevo e as zonas morfológicas definidas por karmann (1994). Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

Figura 47 Comparação entre as zonas morfológicas (Karmann, 1994) e as feições cársticas obtidos pelo método de Junior et al. (2014). Escala 1:10.000 (e) e 1:50.000 (d). Escala de apresentação 1:150.000. Projeção: UTM. Datum: SAD69.

5. Conclusões

5 Conclusões

Este projeto teve como principal objetivo a elaboração de mapas morfológicos utilizando uma metodologia que prioriza a análise morfométrica a partir de modelos digitais de elevação. Contraria as metodologias tradicionais em que o relevo é principalmente classificado morfológicamente a partir de fotointerpretação, casos do Projeto RADAMBRASIL e do mapeamento executado pelo IPT para o estado de São Paulo.

As áreas mapeadas neste projeto foram escolhidas devido a presença de feições geomorfológicas singulares como os Tabuleiros Costeiros da área 1 no Rio Grande do Norte e os terrenos cársticos da área 2 no Vale do Ribeira em São Paulo. A interpretação do relevo foi efetuada de acordo com a classificação por Sistemas de Relevo (Stewart & Perry, 1953; Ponçano *et al.*, 1979; IPT, 1981). Consiste na delimitação do relevo por suas características físicas e morfológicas semelhantes, e ressaltando sua relação com a litologia e estrutural da área.

Análises comparativas com os trabalhos do Projeto RADAMBRASIL, para a área 1, e com o mapa do estado do São Paulo do IPT, para a área 2, foram efetuadas com a intenção de demonstrar a eficiência/eficácia da metodologia proposta neste projeto. Diversas semelhanças e diferenças foram observadas entre os mapas devido, principalmente, as diferentes escalas de mapeamento de cada mapa. Muitas denominações do relevo foram mantidas e outras acrescentadas devido ao maior detalhe do mapeamento deste projeto.

Na área 1 foram observadas diversas semelhanças entre o mapa gerado neste projeto e o mapa geomorfológico do projeto RADAMBRASIL (Brasil, 1981a). As feições de relevo maiores, em escalas regionais, apresentam grande semelhança tanto em suas extensões como em seus limites nos dois mapas, caso do Tabuleiros Costeiros a N, NE e E e a Depressão Sertaneja no centro oeste da área. As grandes divergências ocorrem na classificação do relevo e na identificação de formas de relevo com maior detalhe.

O projeto RADAMBRASIL efetua uma classificação taxonômica do relevo (Tricart & Cailleux, 1956; Tricart, 1965; Ross, 1992, 1996; IBGE, 2009) e, por se tratar de um mapeamento em escala regional a partir da fotointerpretação, o mapa do projeto RADAMBRASIL efetua diversas aproximações na divisão do relevo, não sendo as unidades de relevo muito bem definidas e delimitadas.

No presente projeto o mapa apresentado para a área 1 permitiu criar subdivisões dentro das unidades e, dessa forma, aumentar o nível de detalhe e de características que compõem

o relevo da área. No mapa geomorfológico local gerado é evidente a maior diferenciação do relevo o que permite uma melhor interpretação da área. A transição que ocorre entre as feições de relevo costeiras para àquelas continentais passando pelos Tabuleiros Costeiros está bem definida, e é apresentada por meio das variações dos parâmetros físicos que constituem cada tipo específico de relevo. A relação existente entre as unidades de relevo com a geologia da área também é melhor explorado, considerando que diversos lineamentos, drenagens e algumas planícies estão associadas a estruturas da área, principalmente a abertura da Bacia Potiguar. Na porção SW da área, onde ocorre a unidade de Planalto Residual, o relevo com maiores elevações, amplitudes e declividades da área é sustentado por rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Dona Inêz que são consideravelmente mais resistentes aos processos erosivos que as rochas adjacentes.

Na área 2 também foram observadas semelhanças entre os mapas deste projeto e do IPT (1981), porém as divergências entre eles são mais evidentes e relevantes. O mapa geomorfológico do estado de São Paulo (IPT, 1981) é apresentado em escala regional, 1:500.000, e com uma classificação em sistemas de relevo porém apresenta muitas aproximações e generalizações. Na área de estudo ocorrem importantes formas de relevo, principalmente, em relação aos terrenos cársticos, que não são bem definidas no mapa do IPT. As formas de terrenos cársticos foram mapeadas a partir de feições cársticas observadas em campo ou pela fotointerpretação, dessa forma não apresentam uma continuidade no mapa geomorfológico e aparentemente nenhuma relação com as drenagens e geologia regional.

Os mapas da área 2 apresentados neste projeto foram gerados em escalas de detalhe 1:10.000 e 1:50.000. O mapeamento nestas escalas permitiu delimitar de forma precisa as feições cársticas diferenciando-a das áreas adjacentes por suas características físicas únicas, principalmente, em relação ao padrão de drenagem existente nas regiões cársticas. O maior detalhe também permitiu uma maior diferenciação do relevo sendo este subdivido em 12 elementos de relevo que constituem 4 unidades de relevo, cada elemento descrito e interpretado de acordo com suas características físicas. As subdivisões propostas neste projeto proporcionam uma melhor interpretação do relevo pois os limites de cada elemento, bem como sua relação com a geologia da área, são melhor apresentados sendo possível inferir de maneira mais concisa sobre aspectos geomorfológicos como morfologia morfogênese, processos erosivos, entre outros.

A metodologia utilizada neste projeto se mostrou eficiente para a geração de mapas morfológicos seja em escalas regionais, área 1 em escala 1:150.000, como para escalas de detalhe, área 2 em escalas 1:10.000 e 1:50.000. Os diferentes modelos de elevação utilizados não interferem na interpretação dos parâmetros físicos nem no resultado final, a única

discrepância entre os MDE é a resolução espacial que permite gerar mapas em diferentes escalas e calcular os parâmetros físicos com maior ou menor precisão. Os MDE para mapeamento em escala regional são normalmente mais utilizados considerando que dados como SRTM são fornecidos gratuitamente enquanto que são poucas regiões, no caso do Brasil, que possuem carta topográficas digitalizadas em diversas escalas e de forma gratuita o que possibilitaria a geração dos MDE. Obviamente que o maior detalhe do MDE de entrada irá proporcionar melhores resultados e uma melhor interpretação, ainda assim esta metodologia se mostrou útil para elaboração de mapas morfológicos em escalas regionais em tempo hábil.

Algumas imprecisões podem ocorrer dependendo do MDE utilizado como dado de entrada, porém efetuar as correções e filtragens para tais erros não representam uma dificuldade.

O importante a ser considerado é que trabalhar apenas com os parâmetros físicos de uma área, estes extraídos automaticamente dos MDE, permite uma interpretação precisa e condizente com a real paisagem de uma área. As relações com a geologia e estruturas de ambas as áreas são claras indicando a forte influência que estes exercem condicionando a formação do relevo.

Na comparação com as metodologias tradicionalmente utilizadas para mapeamento do relevo no Brasil ficou evidente que para um mapeamento regional a metodologia apresentada neste projeto é satisfatória. Permite uma interpretação consistente do relevo e caso apresente regiões com interpretação duvidosa é possível efetuar sua aferição através de fotointerpretação ou de excursões de campo pontuais, devidamente posicionadas nos locais demarcados no mapa de relevo gerado.

Neste projeto se optou por classificar o relevo pelo método de sistemas do relevo, agrupando os elementos de relevo com características físicas semelhantes, porém é possível também utilizar outras classificações como a classificação taxonômica. Dividindo o relevo desde macros até microestruturas, utilizando a análise morfométrica para efetuar esta divisão, aumentando o nível de detalhe a cada nova classe taxonômica.

Portanto, é possível considerar a metodologia apresentada neste projeto como relevante para o mapeamento morfológico em diferentes escalas, principalmente em escalas regionais. Pode se tornar uma importante ferramenta no planejamento urbano e na construção civil considerando a agilidade e a facilidade para se efetuar este tipo de mapeamento morfológico. Apresenta grande interação com outras disciplinas como a geologia e hidrologia, exploradas

neste projeto, e com a pedologia e uso e ocupação do solo visando a utilização desta metodologia para o mapeamento geotécnico.

6. Referências Bibliográficas

6 Referências Bibliográficas

- Ab'Saber, A. N. 1969. Problemas no mapeamento geomorfológico no Brasil. *Geomorfologia*, São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, **6**:1-16.
- Alheiros, M. M. & Lima Filho, M. F. 1991. A formação Barreiras: revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *In: Est. Geol., Série B*, **10**:77-88.
- Almeida, F.F.M. de 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-cambriano brasileiro. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* **28**: 54-55.
- Almeida, F. F. M. de 1964. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. e Geol.*, São Paulo, **41**, p. 169-263.
- Almeida, F. F. M. de 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In: SBG, Congr. Brasil. Geol.* 28, Salvador, 1969. *Anais...*, p. 29 – 46.
- Almeida, F. F. M. de et al. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 8, *Atas*, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M.de, Hasui, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blucher, 378 p.
- Almeida F.F.M.de., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simp. Geol. Nordeste*, 8, Campina Grande. *Anais...* Recife: SBG-Núcleo NE. p. 363-391.
- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Ponçano W.L., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Melo M.S., Bistrichi C.A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, Nota Explicativa. São Paulo, IPT. 126p. (IPT, Monografias 6, Publ. 1.184).
- Almeida, F. F. M. de; Leonardos, JR., O. H.; Valença, J. 1967. Granitic rocks of Northeast South America. UNESCO, Paris, 52p.
- Almeida, M.A. de, Bistrichi, C.A., Stein, D.P. 1986. A Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. *In: SBG, Congr. Brasil. Geol.* 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, **2**, p. 905-918.
- Amaral C.A. 2000. Correlação entre contexto morfoestrutural e sismicidade nas regiões de João Câmara e São Rafael (RN). Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 76 p.
- Angelim, L. A. A. 2007. Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Serviço Geológico do Brasil, Recife, 119p.

Angelim, L. A. de A.; Camozzato, E.; Wanderley, A. A. 2004a. Folha SB.25 Natal. *In*: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas – SIG: folha SB.25 Natal, folha SC.25 Recife. 41 CD ROM, CD 18.

Angelim, L. A. de A.; Camozzato, E.; Wanderley, A. A. 2004b. Folha SB.24 Jaguaribél. *In*: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas – SIG: folha SB.24 Jaguaribe. 41 CD ROM, CD 17.

Angelim, L. A.A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. 2006. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife, CPRM/FAPERN, 1 mapa color.

Arai, M. 2005. A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. *In*: Cong. Assoc. Brasil. Estu. Quater., 10, *Anais*.

Barreto, A. M. F. et al. 2004. Geologia e geomorfologia do quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. *Boletim IG – USP: Série Científica*, São Paulo, **4**:1-12.

Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Kaulfuss, G.A., Cordeiro, H., Nutman, A., Sato, K., Cury L.F., Prazeres Filho H.G., Passarelli, C.R., Harara, O.M., Reis Neto, J.M, Weber, W. 2004. Geochronology and Isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira belt, Brazil. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 4, 2004, Salvador, *Short Papers*: 501-504.

Beurlen, K. 1964. Introdução à estratigrafia geral e comparada. Expansão Gráfica, Recife, 440 pp.

Beurlen, K. 1970. Geologie von Brasilien. Berlin, Gebrueder Borntraeger, 444 p.

Bigarella, J. J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brasil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, Rio de Janeiro, **47**:365-393.

Bigarella, J. J. & Ab'Saber, A. N. 1964. Paelographische und paleoklimatische aspekte des kanozoikuns in sudbrasilien. *In*: Z. Geomorphologie, Berlin, **8**:286-312.

Bigarella, J.J., Salamuni, R., 1958. Estudos preliminares na Série Açungui: VII – A Formação Votuverava. Curitiba, Instituto de História Natural, Geologia: *Boletim* 2, 6p.

Branner, J. C. 1902. Geology of the Northeast Coast of Brazil. *Geol. Soc. America B*, Colorado, **13**:41-98.

Brasil 1981. Projeto RADAMBRASIL: Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geologia. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, Volume 23, 744p.

Brasil 1981a. Projeto RADAMBRASIL: Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geomorfologia. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, Volume 23, 744p.

Brasil 1981b. Projeto RADAMBRASIL: Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal; vegetação. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, Volume 23, 744p.

Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordeste. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 195 p.

Brito Neves, B. B. de; Santos, E. J. dos; Van Schmus, W. R. 2000. The tectonic history of the Borborema Province. *In: Cordani, U. G. (Ed.) et al. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p.151-182.*

Burrough, P. A. 1986. Principles of geographical information systems for land resources assessment. Oxford, Clarendon Press.

Campanha, G.A.C., 1991. *Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado.

Campanha, G.A., Basei, M.S., Tassinari, C.C., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2004. Determinações radiométricas U/Pb SHRIMP na faixa Ribeira para a Formação Iporanga (SP). *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, Boletim de Resumos, 42.*

Campanha G.A.C., Basei M.A.S., Tassinari C.C., Nutman A.P., Faleiros F.M. 2005. U-Pb SHRIMP age determinations for the Iporanga Formation, SE Brazil: implications for the tectonic evolution of the Ribeira Belt *In: Gondwana 12, Mendoza. Abstracts... Mendoza, p. 82.*

Campanha, G.A.C., Bistrichi, C.A, Almeida, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. 1987. Atas..., Curitiba, v. 2, p. 725-742.*

Campanha, G.A.C., Gimenez Filho, A., Caetano, S.L.V., Pires, F.A., Dantas, A.S.L., Teixeira, A.L., Dehira, L.K., 1985. *Geologia das Folhas Iporanga (SG.X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22- X-B-VI-1) São Paulo*, PROMINÉRIO/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Relatório 22.352.

Campanha, G. A. da C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S. L. V.; Pires, F. A.; Dantas, A. S. L.; Teixeira, A. L.; Dehira, L. K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG. 2, 1058-1073.*

Campanha, G.A.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research, 98: 31-51*

Campos Neto, M.C., 1983. Contribuição à litoestratigrafia e estrutura do Grupo Açungui no sudeste do estado de São Paulo. *In: Sociedade Brasileira de Geologia, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Atas, 103-112.*

Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A.,*

Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31° International Geological Congress, 335-365.

CEPAGRI - CENTRO DE PESQUISAS METEOROLÓGICAS E CLIMÁTICAS APLICADAS A AGRICULTURA 2014. Clima dos Municípios de São Paulo. Disponível em <http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>. Acessado em 15 de Novembro de 2014..

Cooke, R. U. & Doornkamp, J. C. 1974. *Geomorphology in environmental management: An introduction*. Oxford, Clarendon Press, 413p.

Chorley, R. J. 1975. Modelos em geomorfologia. *In*: Chorley, R. J. & Hagget, P. Modelos físicos e de informação em geografia. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, 60p.

Cvijic, J. 1960. La geographie des terrains calcaires. Academie Serbe de des Sciences et des Arts, Belgrado, 212 pp.

Dantas, E.L. 1997. Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de Campinas, 208 p.

Davis, W. M. 1899. The geographical cycle. Royal Geographical Society, **14**:481-504.

Dennis, J. G. 1967. International tectonic dictionary – English terminology. Am. Assoc. Petroleum Geol. Mem., **7**, 196p.

De Waele, J.; Plan, L.; Audra, P. 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *In*: *Geomorphology* **106**: 1-8.

De Waele, J.; Gutiérrez, F.; Parise, M.; Plan, L. 2011. Geomorphology and natural hazards in karst áreas: A review. *In*: *Geomorphology* **134**: 1-8.

Doornkamp J.C. & King C.A.M. 1971. Numerical analysis in geomorphology: an introduction. London. Edward Arnold.

Doyle, F. J. 1978. Digital terrain models: an overview. *In*: *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **44**: 1481-1485.

Ebert, H. 1969. Geologia do alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos. Recife, SUDENE, Série Geologia Regional 11, 120p.

Ebert, H.D., Hasui, Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil, *In*: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. London, The Geological Society of London Special Publ. 135, p. 231-252.

Evans I.S. 1972. General geomorphometry derivatives of altitude and descriptive statistics. In: Chorley R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. Methuen, London, pp. 17-90.

Evans I.S. 1998. What do terrain statistics really mean? *In: Landform monitoring, modelling and analysis*, ed. S.N. Lane, K.S. Richards & J.H. Chandler. pp. 119-138.

Faleiros F.M., Ferrari V.C., Costa V.D.S., Campanha G.A.C. 2011. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. *Geol. USP, Sér. cient.*, 11(2):135-155.

Falkenheim, F. V. F. et al. 1977. Relatório geológico de progresso da Bacia Potiguar. PETROBRAS – DEXPRO, DIVEX, 1. (Relatório interno).

Farr, T. G.; Rosen, P. A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.*, **45**: 1-33.

Felicismo, A. M. 1994a. Modelos digitais del terreno. Introduccion y aplicaciones em las ciências ambientales. Oviedo, Pentalfa Ediciones.

Ferrari, J. A.; Hiruma, S. T.; Karmann, I. 1998. Caracterização morofométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira, São Paulo (Núcleo Caboclos – Petar). *Rev. Inst. Geol.*, **19**, 9-17.

Ferreira, F. J. F.; Moraes, R. A. V.; Ferrari, M. P.; Vianna, R. B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. *In: SBG, Simp. Regi. Geol.*, 3, Curitiba, *Atas*, p. 226 – 240.

Ferreira, F. J. F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p. 169.

Ferreira, J. A. de M. & Albuquerque, J. do P. T. 1969. Sinopse da geologia da folha Seridó. Recife, SUDENE, Série Geologia Regional 18, 47p.

Ferreira, C.A. & Santos, E. J. dos 2000. Programa Levantamentos geológicos básicos do Brasil. Jaguaribe SE, Folha SB. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. CPRM, Recife, 1 CD rom.

Florenzano T.G. 2008. Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo, Oficina de Textos, 318p.

Florinsky I.V., 1998. Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. *Progress in Physical Geography* 22, 1:33-60

Florinsky, I. V. 1998a. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *In: International Journal of Geographical Information Science*, **12**: 47-61.

Franklin S.E. 1987. Geomorphometric processing of digital elevation models. In: *Computers & Geosciences*. Vol.13. n.6, pp. 603-609.

Ford, D.C. & Williams, P.W. 2007. Karst geomorphology and hidrology. Wiley, London, 562pp. American Stereo Map Co. 94p.

Gay, S. P. Jr., 1972. Aeromagnetic lineaments. Salt Lake City, Utah.

Grohmann, C. H. 2004. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computer & Geosciences* , **30** (9-10), p. 1055-1067.

Grohmann, C. H. 2008. Introdução à análise digital de terreno com GRASS-GIS. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 93p.

Hackspacker, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A.F., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeir Belt, Southeastern Brazil new geochronological and geochemical constraints from São Roque Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):110-114.

Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M & Bartorelli, A. (eds.) 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Ed. Beca, p. 331-374.

Hasui Y., Oliveira M.A.F. 1984. Província Mantiqueira - Setor central. In: F.F.M. Almeida, Y. Hasui. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Blücher. p. 308-34.

Hebeler F. & Purves R.S., 2009. The Influence of elevation uncertainty on derivation of topographic indices. *Geomorphology* 111, pp.4-16.

Heilbron M, Pedrosa-Soares AC, Campos Neto MC, Silva LC, Trouw RAJ, Janasi WA. 2004. Província Mantiqueira. V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.de Brito-Neves. orgs. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. p. 203-236.

Hobbs, W. H. 1912. Earth features and their meaning. Macmillan Co, New York, 506p.

Hobson, R. D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: Chorley, R. J. (ed.). *Spatial analysis in geomorphology*. New York, Harper and Row, p. 225 – 245.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA 2009. Manual técnico de geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Rio de Janeiro, 182p.

IDEMA – INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL E MEIO AMBIENTE DO RIO GRANDE DO NORTE 2014. Perfil do Rio Grande do Norte. Rio Grande do Norte, 191p.

IPT – INSITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, 1 mapa geomorfológico, escala 1:1.000.000

Ivanauskas, N.M., Miashike, R.L., Godoy, J.R.L.de, Souza, F.M.S., Kanashiro, M.M., Mattos, I.F.A., Toniato, M.T.Z. & Franco, G.A.D.C. 2011. A vegetação do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), São Paulo, Brasil. *Biota Neotrop.* **12** (1): 147-177.

Jardim de Sá, E. F. 1984. Geologia da região do Seridó: reavaliação dos dados. *In: SBG, Simp. Geol. do Nordeste*, 11, *Atas*, p. 275-296.

Jardim de Sá, E. F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira / Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803 p.

Júnior, O. A. C., Guimarães, R. F., Montgomery, D. R., Gillespie, A. R., Gomes, R. A. T., Martins, E. S., Silva, N. C. 2014. Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. *Remote Sensing*, **6**: 330-351.

Karmann I. 1994. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo: Inst. Geoc. USP. 241p. (Tese de Doutorado).

Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 170, 52 p.

Kelly, V. C. 1955. Regional tectonics of the Colorado Plateau and relationship to the origin and distribution of uranium. New Mexico Univ. Pubs. Geol., **5**, 120p.

Köppen, W. (eds.) 1948. Climatologia: Con un estudio de los climas de la tierra. México: Fondo de Cultura Economica (FCE), 478 p.

Kops, P.T., 1994. *Geologia das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara à sudeste do Complexo Granítico Três Córregos, Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 132p, 4mapas

Kreidler W.L. & Andery P. 1949. Mapa geológico da área sedimentar costeira do estado do Rio Grande do Norte e parte do Ceará. *In: Cons. Nac. Petr. Relatório 1948*, Rio de Janeiro, 75-76.

Kreidler, W. L. & Andery, P. 1950. Geologia da costa nordeste. *In: Cons. Nac. Petr., Relatório 1949*, Rio de Janeiro, 36-90.

Lattman, L. H. 1958. Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs: *Photogramm. Eng.*, **24**, p. 568-576.

Martini, J.E.J. 2000. Dissolution of quartz and silicate minerals. *In: Klimchouk, A.B.; Ford, D.C.; Palmer, A.N.; Dreybrodt, W. (eds.) Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, USA, p.: 171-174.

Maguire, D.J. 1991. An overview and definition of gis. *In*: Maguire, D.J; Goodchild, M.F; Rhind, D.W (eds.) *Geographical information systems: principles and applications*. Longman Scientific and Technical, UK, p. 9-20.

Mello, I. S. de C., Silva, R. B. da. 1984. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). *In*: SBG, Congr. Brasil. Geol., 33. Rio de Janeiro, *Anais*, Rio de Janeiro, 6: p. 3001-3011.

Mendes, J. C. & Petri, S. (Eds.) 1971. *Geologia do Brasil*. Instituto Nacional do Livro, Rio de Janeiro, 207 p.

Meneses, P. R. & Almeida, T. 2012. *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. Universidade de Brasília, Brasília, 266 p.

Miller, C. I. & Leflamme, R. A. 1958. The digital terrain model – theory and application. *In*: *Photogrammetric Engineering*, **24**: 433-442.

Miranda E.E. de, 2005. Brasil em Relevo. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acessado em março de 2012.

Moeri, E. N. 1979. Mirofacies and sedimentar environment of na Upper Cretaceans mini-basin near Macau, Rio Grande do Norte, Brazil. *In*: *Rel. Bras. Geoci.*, São Paulo, **9**:60-70.

Monteiro, M. C. & Faria, R. T. 1988. Planície de maré no poço 9-MO-13-RN, Formação Jandaíra – um exemplo do passado. PETROBRAS, Rio de Janeiro, Relatório interno.

Moraes, L. J. 1924. *Serras e montanhas do Nordeste*. Rio de Janeiro: Inspectoria de Obras Contra Seccas, **2**.

Oliveira, A. I. & Leonardos, O. H. 1943. *Geologia do Brasil*. Série Didática, 803 pp.

O’Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1463-1469.

Peixoto C. A. B. 2010. *Geodiversidade do Estado de São Paulo: Programa geologia do brasil, levantamento da geodiversidade*. São Paulo: CPRM, 176 p.

Penck, W. 1924. *Die morphologische analyse: ein Kapitel der physikalischen geologie*. Stuttgart, J. Engelhorn Nachf., 283p.

Penck, W. 1953. *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology*. Macmillan and Co, London, 429 pp.

Perrotta, M.M., 1996. *Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 149 p.

Perrota M., Salvador E.D., Lopes R.C., D'Agostino L.Z., Peruffo N., Fomes S.D., Sachs L.L.B., Meira V.T., Garcia M.G.M., Lacerda Filho J.V. 2005. Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:750.000. São Paulo: CPRM - Serv. Geol. Brasil, Programa Geologia do Brasil (PGB).

Pike, R.J., 1995. Geomorphometry—progress, practice, and prospect. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 101, 221–238.

Pike R.J., Evans I.S., Hengl T. 2009. Geomorphometry: A Brief Guide. In: T. Hengl & H.I. Reuter (eds.) *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science*, 33, Elsevier, 707 p.

Pires, F.A., 1988. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 2:606-616.

Ponçano, V. L. *et al.* 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Anais, 253-262.

Rolf, P. A. M. de. 1945. A contribuição ao estudo das jazidas de scheelita da Paraíba e Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 63, 27p.

Ross, J. L. S. 2000. Geomorfologia: ambiente e planejamento. Contexto, São Paulo,

Ross, J. L. S. 1992. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Rev. Dep. De Geografia*, 6: 17-29.

Rosseti, D. F., Góes, A. M. & Truckenbrodt, W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. In: Bol. do Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, Pará, 2:17-29.

Rosseti, D. F., Truckenbrodt, W. & Góes, A. M. 1989. Estudos paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. In: Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi, série Ciências da Terra, 1:25-74.

Salim, J. 1993. Geologie, petrologie et géochimie des skarns a scheelite de la mine Brejuí, Currais Novos, region du Seridó, NE du Brésil. Tese de Doutorado, Universidade Católica de Louvain, Bélgica, 272p.

Salim, J., Souza, C. J., Muniz, G. C. B. & Lima, M. R. 1975. Novos subsídios para a elucidação do episódio “Barreiras” no Rio Grande do Norte. In: Simp. Geog., 7, Atas, p.149-158.

Sampaio A V. & Sheller H. 1968. Introdução a estratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, Bol. Téc. PETROBRAS, 1:19-44

Sampaio, T. V. M. 2009. Parâmetros morfométricos para mapeamento da rede de rios – uma proposta baseada na análise da bacia hidrográfica do Rio Benevente – ES. Belo Horizonte, Inst. Geoc. UFMG, 120 p. Tese de Doutorado.

Santos, E. J. dos, Ferreira, C. A., Silva Júnior, J. M. 2002. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba – Escala 1:500.000. CPRM, Recife.

SIGRH – SISTEMA INTEGRADO DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Comitê de Bacias hidrográficas, Bacia Ribeira de Iguape e Litoral Sul – RB. Disponível em <http://www.sigrh.sp.gov.br/cbhrb/apresentacao>. Acessado em 28 nov 2014.

Shary P.A., 1991. The second derivative topographic method. In Stepanov, I.N., editor, *The geometry of Earth surface structures*, Pushchino: Pushchino Research Centre Press, p. 30-60

Sonder, R. A. 1938. Die lineamenttektonik und ihre probleme: *Eclogae. Geol. Helvetiae*, **31**, p. 199-238.

Stewart, G. A. & Perry, R. A. 1953. Survey of Towsville-Bawen Region, 1950. Australia, 87p.

Strahler A.N., 1956. Quantitative slope analysis; *Bulletin of the Geological Society of America* 67(5), p. 571-596.

Stokes, T.; Griffiths, P.; Ramsey, C. 2010. Karst geomorphology, hydrology and management. In: Pike, R.G.; Redding, T.E.; Moore, R.D.; Winkler, R.D.; Bladon, K.D. (eds.) *Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia*. British Columbia Ministry of Forests and Range Forest Science Program, p.: 373-400.

Summerfield M.A. 1991. Global Geomorphology. Pearson Education Limited, Harlow, 537 p.

Tibana P. & Terra G. J.S. 1981. Sequências carbonáticas do cretáceo da Bacia Potiguar. *Bol. Téc. PETROBRAS*, **24**:174-183.

Tricart, J. & Cailleux, A. 1956. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie*, **45**:162-186.

Tricart, J. 1965. Principes et méthodes de la geomorphologie. Masson, Paris, 496 p.

Vasconcelos E.P., Lima Neto F.F., Ross S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú, Bacia Potiguar. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **1**: 227-240.

Vieira, A. J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: SBG, Congr. Brasil. Geol., 27, Aracaju, *Anais...*, **3**, p. 259 – 277.

Young A., 1974. Slope profile survey: British Geomorphological Research Group. Technical Bull. No.11. GeoAbstracts. Norwich. 52p.

Wischmeier, W. H. & Smith, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. Washington, Agriculture Handbook 537.

ANEXO 1

ANEXO 2

A **Perfil A - A'** **A'**

B **Perfil B - B'** **B'**

A **Perfil A - A'** **A'**

B **Perfil B - B'** **B'**

C **Perfil C - C'** **C'**

D **Perfil D - D'** **D'**

A

Perfil A - A'

A'

B

Perfil B - B'

B'

C

Perfil C - C'

C'

D

Perfil D - D'

D'

A **Perfil A - A'** **A'**

B **Perfil B - B'** **B'**

ANEXO 3

Legenda

A. Planície Costeira

A.1 Praias e Dunas

A.1.1

A.1.2

A.2 Tabuleiro Costeiros

A.2.1

A.2.2

A.2.3

B. Depressão Sertaneja

B.1 Planícies

B.1.1

B.2 Morrotes

B.2.1

B.2.2

C. Planalto Residual

C.1 Serras

C.1.1

C.1.2

Legenda

Relevo de Serras Relevos de Degradação

Serras Alongadas

- A.1.1
- A.1.2
- A.1.3

Morros com Serras Restritas

- B.1.1
- B.1.2
- B.1.3

Relevos Cársticos

- A.2.1
- A.2.2

Morros e Morrotes

- B.2.1
- B.2.2
- B.2.3
- B.2.4

Mapa Morfológico da Área 2 - Vale do Ribeira, São Paulo
Escala 1:10.000

Legenda

Relevo de Serras Relevo de Degradação

Serras Alongadas *Morros com Serras Restritas*

A.1.1	B.1.1
A.1.2	B.1.2
A.1.3	B.1.3

Relevos Cársticos *Morros e Morrotes*

A.2.1	B.2.1
A.2.2	B.2.2
	B.2.3
	B.2.4

Mapa Morfológico da Área 2 - Vale do Ribeira, São Paulo
Escala 1:50.000