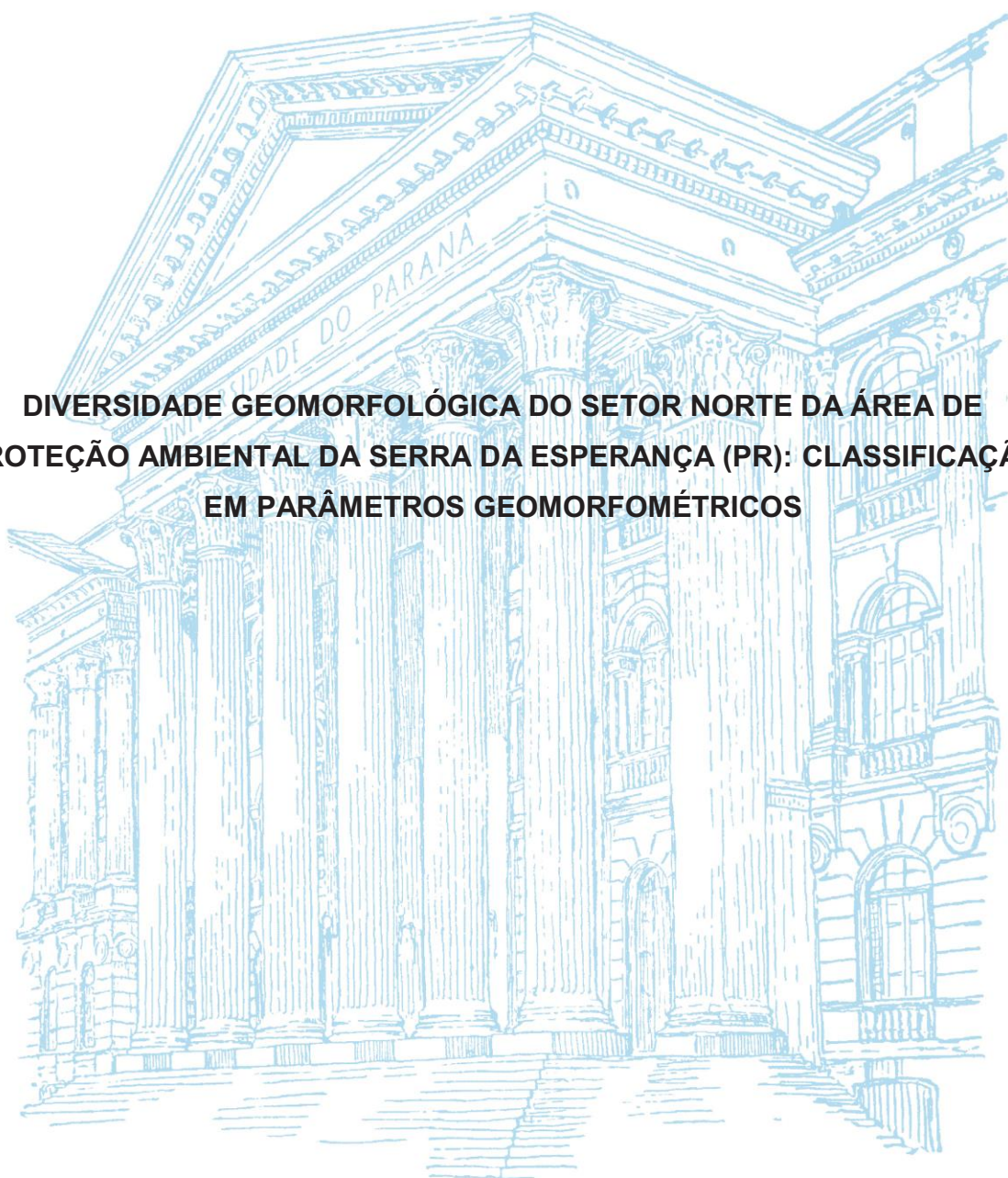


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

**DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA DO SETOR NORTE DA ÁREA DE
PROTEÇÃO AMBIENTAL DA SERRA DA ESPERANÇA (PR): CLASSIFICAÇÃO
EM PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS**



CURITIBA

2017

JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA



**DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA DO SETOR NORTE DA ÁREA DE
PROTEÇÃO AMBIENTAL DA SERRA DA ESPERANÇA (PR): CLASSIFICAÇÃO
EM PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia, linha de pesquisa Paisagem e Análise Ambiental.

Orientadora: Profa. Dra. Chisato Oka-Fiori

CURITIBA

2017

SI586d

Silva, Julio Manoel França da

Diversidade geomorfológica do setor norte da área de proteção ambiental da Serra da Esperança (PR): classificação em parâmetros geomorfométricos / Julio Manoel França da Silva.

– Curitiba, 2017.

173 f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2017.

Orientadora: Fiori Chisato Oka.

1. Geomorfologia. 2. Geomorfometria. 3. Análise espacial. 4. Análise digital do relevo.
I. Universidade Federal do Paraná. II. Chisato Oka, Fiori. III. Título.

CDD: 551.4098162



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor CIÊNCIAS DA TERRA
Programa de Pós Graduação em GEOGRAFIA
Código CAPES: 40001016035P1

ATA DE SESSÃO PÚBLICA DE DEFESA DE TESE PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOGRAFIA

No dia vinte e um de Novembro de dois mil e dezesseis às 14:00 horas, na sala 109, Edifício João José Bigarella - Centro Politécnico - Jardim das Américas, do Setor de CIÊNCIAS DA TERRA da Universidade Federal do Paraná, foram instalados os trabalhos de arguição do doutorando **JULIO MANOEL FRANCA DA SILVA** para a Defesa Pública de sua Tese intitulada: "**DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA DO SETOR NORTE DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DA SERRA DA ESPERANÇA (PR): CLASSIFICAÇÃO EM PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS.**". A Banca Examinadora, designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná, foi constituída pelos seguintes Membros: CHISATO OKA FIORI (UFPR), AMBROSINA HELENA FERREIRA GONTIJO PASCUTTI (UFRRJ), CLAUDINEI TABORDA DA SILVEIRA (UFPR), FERNANDO CESAR MANOSSO (UTFPR), LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS (UFPR). Dando início à sessão, a presidência passou a palavra ao discente, para que o mesmo expusesse seu trabalho aos presentes. Em seguida, a presidência passou a palavra a cada um dos Examinadores, para suas respectivas arguições. O aluno respondeu a cada um dos arguidores. A presidência retomou a palavra para suas considerações finais e, depois, solicitou que os presentes e o doutorando deixassem a sala. A Banca Examinadora, então, reuniu-se sigilosamente e, após a discussão de suas avaliações, decidiu-se pela aprovação do aluno. O doutorando foi convidado a ingressar novamente na sala, bem como os demais assistentes, após o que a presidência fez a leitura do Parecer da Banca Examinadora. Nada mais havendo a tratar a presidência deu por encerrada a sessão, da qual eu, CHISATO OKA FIORI, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos membros da Comissão Examinadora.

Curitiba, 21 de Novembro de 2016.

CHISATO OKA FIORI
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS
Avaliador Interno (UFPR)

CLAUDINEI TABORDA DA SILVEIRA
Avaliador Interno (UFPR)

AMBROSINA HELENA FERREIRA GONTIJO PASCUTTI
Avaliador Externo (UFRRJ)

FERNANDO CESAR MANOSSO
Avaliador Externo (UTFPR)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná (UFPR), por tudo o que me proporcionou na vida pessoal, acadêmica e profissional;

A todos os professores do Programa de Pós-graduação e do Departamento de Geografia da UFPR; especialmente Chisato Oka-Fiori, Leonardo Santos e Claudinei Silveira, pelas oportunidades e orientações desde a iniciação científica até o doutorado, além da amizade construída;

Ao Dr. Fernando Manosso (UTFPR) e Dra. Ambrosina Pascutti (UFRRJ) que, conjuntamente aos professores supramencionados, avaliaram a defesa desta tese; contribuindo significativamente para sua versão final;

Ao professor Alberto Pio Fiori do Departamento de Geologia da UFPR;

Aos integrantes do LAGEO (Laboratório de Pesquisas Aplicadas em Geomorfologia e Geotecnologias da UFPR): Ricardo, Priscila, Willian, Soraia, Gisele, Cynthia, Clotilde e Claudinei;

Aos servidores técnico-administrativos da UFPR, especialmente Zem, Josemar, Adriana, Zezinho e Alexandra;

Aos colegas e amigos da Universidade Estadual do Centro-Oeste: Daniel, Fernanda Ikuta, Fernanda Mochiutti, Alides, Gabriela, João, Marcelo, Zaqueu, Andreza, Luiz Basso, Valdemir, Karla, Wanda, Marcelo, Helen, Yan, Kelly, Gabriel e Mário;

Ao núcleo familiar: pais Lineu e Rosa; irmãos Marcos, Rosemery, Márcio e Rosicléia; sobrinhos Vinícius, Matheus, Gabriel, Luciano, Juliana e Rafael; avô Ari; cunhados, tios e primos (são muitos);

A minha esposa e companheira (na paz e na luta) Eda;

Aos grandes amigos que a vida e a geografia me proporcionaram: Thiago, Angelita, Aldo, Rafaela, Leila, Larissa, Marcos, Flávio, Leandro, Bruno, Geovani, Lucas, Patrícia, Alex, Monyra, Anderson, Felipe Vanhoni, Felipe Abreu, Manuelle, Anne, Luiz, Celi e Vanderlei;

A avó Hercília França (*in memoriam*) pela luz e amor semeados, os quais continuam nos inspirando;

Finalmente, à energia misteriosa que nos traz força e confiança, que para mim se manifesta, especialmente, na diversidade física e humana existente neste “lar temporário” que denominamos Terra.

Teses, sínteses
Antíteses
Vê bem onde pises
Pode ser meu coração.

Paulo Leminski

Dedico esta tese ao seu Lineu e a dona Rosa; que sempre socializando afetos, sabedoria e um lar seguro, proporcionaram os recursos que um filho necessita para encontrar um bom caminho.

RESUMO

A Área de Proteção Ambiental da Serra da Esperança é uma unidade de conservação de uso sustentável estabelecida no entorno da Escarpa da Esperança – faixa geológico-geomorfológica que demarca a transição entre o Terceiro Planalto e Segundo Planalto Paranaense. Neste setor da Bacia Sedimentar do Paraná, a escarpa e os planaltos evoluíram sobre rochas ígneas e sedimentares, mesozoicas e paleozoicas, sendo, ainda, condicionados por lineamentos estruturais, intensamente segmentados. Esta interação sistêmica repercute em distintos padrões e formas de relevo, aqui abordados no âmbito da Geodiversidade: conceito que, embora relativamente recente, salienta de maneira ativa a variabilidade abiótica da Terra. As características do setor norte da APA direcionaram a pesquisa para a especificação da sua diversidade geomorfológica, analisando, em Sistemas de Informações Geográficas, Parâmetros Geomorfométricos Primários (Declividade, Orientação de Vertentes, Curvatura Vertical e Curvatura Horizontal) e Parâmetros Geomorfométricos Secundários (IRT – Índice de Rugosidade do Terreno; ITU – Índice Topográfico de Umidade; e IPT – Índice de Posição Topográfica). Cada parâmetro foi submetido ao Índice de Diversidade de *Shannon* (SHDI) em células regulares de 500 x 500 m, derivando-se em *grids* individuais; todos categorizados em cinco intervalos de classes de diversidade: Muito Baixa (1), Baixa (2), Média (3), Alta (4) e Muito Alta (5). Posteriormente, os mesmos foram integrados por álgebra de mapas (Tabulação Cruzada), cujos resultados indicaram, nesta fase inicial de integração de conjunto de dados, predomínio de valores médios, indicando baixa similaridade espacial entre as classes de diversidade, que após serem agrupados em único *raster*, constituíram o *Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica*, indicando, conceitualmente, a necessidade de validação estatística. Neste sentido, a identificação de incompatibilidades entre os índices individuais de diversidade foi viabilizada por análise de correlação espacial entre intervalos de classes, com base em Indicadores Locais de Associação Espacial, tendo o Índice de *Moran* Bivariado como coeficiente, constatando-se equiparação relevante apenas entre os índices resultantes de parâmetros geomorfométricos secundários (IRT, ITU e IPT). Sendo convalidadas, estas variáveis foram novamente submetidas à tabulação cruzada, resultando em maior representação espacial de valores elevados de SHDI, predominantemente sobre a Escarpa da Esperança e circunvizinhança, correspondendo, portanto, ao pressuposto inicial da pesquisa. No mesmo sentido, a hipótese de que uma quantidade restrita de atributos topográficos possibilita a mensuração da variabilidade do relevo foi confirmada, legitimando a proposição do termo *Índice Final de Diversidade Geomorfológica*. A tese se dispôs, sobretudo, à uma conotação metodológica, sendo necessárias, oportunamente, análises comparativas entre fontes de dados geomorfométricos, índices de diversidade, estatísticas espaciais e algoritmos de SIG; potencialmente aplicáveis na quantificação e classificação da diversidade geomorfológica, assim como de outros atributos abióticos da paisagem, subsidiando distintas temáticas e áreas de pesquisa.

Palavras-chave: Geomorfodiversidade. Modelagem do Terreno. Geomorfometria. Análise Espacial. Análise Digital do Relevo.

ABSTRACT

The Environmental Protection Area of Serra da Esperança is a conservation unit for sustainable use established around Escarpa da Esperança – geological-geomorphological range that marks the transition between the Segundo Planalto Paranaense and Segundo Planalto Paranaense. In this sector of the Parana Sedimentary Basin, the escarpment and the plateaus evolved on igneous and sedimentary rocks of the Mesozoic and Paleozoic periods, conditioned by structural lineaments, intensely segmented. This systemic interaction reverberates in different patterns and landforms, addressed in the scope of Geodiversity: a recent concept that emphasizes the Earth's abiotic variability. The characteristics of the northern sector of the Environmental Protection Area directed the research to the specification of its geomorphological diversity, analyzing, in Geographic Information Systems, Primary Geomorphometric Parameters (Slope, Aspect, Vertical Curvature and Horizontal Curvature) and Secondary Geomorphometric Parameters (TRI – Terrain Ruggedness Index; TWI – Topographic Wetness Index; and TPI – Topographic Position Index). Each parameter submitted to the Shannon Diversity Index (SHDI) in regular cells of 500 x 500 m, deriving from specific grids, all categorized in five ranges of diversity class: Very Low (1), Low (2), Medium (3), High (4) and Very High (5). Posteriorly, they integrated by map algebra (Cross Tabulation), whose results indicated, in this early stage of data integration, prevalence of mean values, indicating low spatial similarity between the ranges of diversity, which after being grouped into single raster, constituted the Diversity Geomorphological Preliminary Index, indicating, conceptually, the need for the statistical validation. In this context, the identification of incompatibilities between individual indexes of diversity it was possible by spatial correlation analysis between class intervals, based on Local Indicators of Spatial Association, having the Moran's Bivariate Index as coefficient, finding relevant equivalence only between indexes resulting from Secondary Geomorphometric Parameters (TRI, TWI and TPI). Being validated these variables were again cross tabulation, resulting in greater spatial representation of high values of SHDI, dominantly over the Escarpa da Esperança and immediate surroundings, corresponding, therefore, to the initial assumption of the research. In the same direction, the hypothesis that a restricted quantify of topographic attributes allows the measurement of geomorphological variability it confirmed, legitimizing the proposition of the term Diversity Geomorphological Final Index. The thesis has, above all, methodological connotation, being necessary, in an opportunity, comparative analyzes between geomorphometric data sources, diversity indexes, spatial statistics and algorithms in GIS that can be applied in the quantification and classification of geomorphological diversity, as well as other abiotic attributes of the landscape, subsidizing different themes and research areas.

Keywords: Geomorphodiversity. Terrain Modeling. Geomorphometry. Spatial Analyst. Digital Analysis of Landforms.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	21
FIGURA 2 – RAZÕES DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA.....	27
FIGURA 3 – GEOMORFOMETRIA COMO CIÊNCIA INTERDISCIPLINAR	37
FIGURA 4 – ROTEIRO METODOLÓGICO DA PESQUISA	53
FIGURA 5 – FICHA PARA AVALIAÇÃO DE GEOMORFOSSÍTIOS	54
FIGURA 6 – JANELA 3 X 3 PARA ANÁLISE DE VIZINHANÇA	57
FIGURA 7 – EXPRESSÃO DA DECLIVIDADE	58
FIGURA 8 – RELAÇÕES DE VIZINHANÇA PARA CÁLCULO DO IRT	62
FIGURA 9 – MÉTODO D_{∞} PARA CÁLCULO DE DIREÇÃO DE FLUXO	64
FIGURA 10 – MATRIZ PARA QUANTIFICAÇÃO DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA.....	66
FIGURA 11 – REPRESENTAÇÃO DA RIQUEZA E EQUABILIDADE DE CLASSES DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS	67
FIGURA 12 – AMOSTRA DE CLASSES DE DIVERSIDADE DE FORMAS DE RELEVO.....	68
FIGURA 13 – ESTRUTURA BÁSICA DE UM HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA... 71	
FIGURA 14 – REPRESENTAÇÃO DA VIZINHANÇA ENTRE AS VARIÁVEIS X E Y : MAPA DE SIGNIFICÂNCIA, MAPA DE AGRUPAMENTO E DIAGRAMA DE DISPERSÃO	73
FIGURA 15 – MATRIZ DE CONTIGUIDADE PARA ANÁLISE DE VIZINHANÇA DE DIVERSIDADE ENTRE X E Y	74
FIGURA 16 – INTERPOLADOR <i>VIZINHO NATURAL</i> REPRESENTADO NO DIAGRAMA DE VORONOI.....	75
FIGURA 17 – ETAPAS DE INTERPOLAÇÃO DAS CLASSES DE SHDI PELO ALGORITMO <i>VIZINHO NATURAL</i>	76
FIGURA 18 – ZONAS DE PLANEJAMENTO DA APA – SETOR NORTE.....	78
FIGURA 19 – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DO PARANÁ.....	79
FIGURA 20 – FORMAÇÕES GEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO	81
FIGURA 21 – PADRÕES DE RELEVO PREDOMINANTES NA APA	82
FIGURA 22 – ESPACIALIZAÇÃO REGIONAL DE PADRÕES DE RELEVO, REDE DE DRENAGEM E SOLOS PREDOMINANTES	84
FIGURA 23 – GEOMORFOSSÍTIOS AMOSTRAIS DA ÁREA DE ESTUDO.....	85

FIGURA 24 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE DECLIVIDADE (B)	94
FIGURA 25 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE DECLIVIDADE	95
FIGURA 26 – MAPA DE DECLIVIDADE	96
FIGURA 27 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE DECLIVIDADE	96
FIGURA 28 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES (B)	97
FIGURA 29 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES	98
FIGURA 30 – MAPA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES	99
FIGURA 31 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES	99
FIGURA 32 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE CURVATURA VERTICAL (B)	100
FIGURA 33 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE CURVATURA VERTICAL	101
FIGURA 34 – MAPA DE CURVATURA VERTICAL	102
FIGURA 35 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE CURVATURA VERTICAL.....	102
FIGURA 36 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE CURVATURA HORIZONTAL (B).....	103
FIGURA 37 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE CURVATURA HORIZONTAL.....	104
FIGURA 38 – MAPA DE CURVATURA HORIZONTAL.....	106
FIGURA 39 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE CURVATURA HORIZONTAL	106
FIGURA 40 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE RUGOSIDADE DO TERRENO (B)	107
FIGURA 41 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE RUGOSIDADE DO TERRENO	108
FIGURA 42 – MAPA DE RUGOSIDADE DO TERRENO	110
FIGURA 43 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE RUGOSIDADE DO TERRENO.....	110
FIGURA 44 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE UMIDADE TOPOGRÁFICA (B).....	111
FIGURA 45 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE UMIDADE TOPOGRÁFICA	112

FIGURA 46 – MAPA DE UMIDADE TOPOGRÁFICA.....	114
FIGURA 47 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE UMIDADE TOPOGRÁFICA.....	114
FIGURA 48 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE FORMAS DE RELEVO (B)	116
FIGURA 49 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE FORMAS DE RELEVO	116
FIGURA 50 – MAPA DE FORMAS DE RELEVO	119
FIGURA 51 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE DE FORMAS DE RELEVO	119
FIGURA 52 – ÁREA OCUPADA (%) PELAS CLASSES DE DIVERSIDADE DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS.....	122
FIGURA 53 – PADRÕES ESPACIAIS DOS <i>GRIDS</i> DE DIVERSIDADE	123
FIGURA 54 – ÍNDICE PRELIMINAR DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA EM CÉLULAS REGULARES	126
FIGURA 55 – ÍNDICE PRELIMINAR DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA RESULTANTE DE INTERPOLAÇÃO	126
FIGURA 56 – COMPARAÇÃO DE PERCENTAGENS ENTRE AS CLASSES DE IPDG EM CÉLULAS REGULARES E CLASSES DE IPDG INTERPOLADAS.....	127
FIGURA 57 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE CURVATURA HORIZONTAL.....	130
FIGURA 58 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE CURVATURA VERTICAL	131
FIGURA 59 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES	132
FIGURA 60 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE DECLIVIDADE	133
FIGURA 61 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE UMIDADE TOPOGRÁFICA.....	134
FIGURA 62 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE RUGOSIDADE DO TERRENO	135
FIGURA 63 – MODELO DE CORRELAÇÃO ESPACIAL E REPRESENTAÇÃO TRIDIMENSIONAL DO IFDG	136
FIGURA 64 – ÍNDICE FINAL DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA EM CÉLULAS REGULARES.....	137

FIGURA 65 – ÍNDICE FINAL DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA RESULTANTE DE INTERPOLAÇÃO	137
FIGURA 66 – COMPARAÇÃO DE PERCENTAGENS ENTRE AS CLASSES DE IFDG EM CÉLULAS REGULARES E CLASSES DE IFDG INTERPOLADAS	138
FIGURA 67 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG <i>MUITO BAIXA</i>	139
FIGURA 68 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG <i>BAIXA</i>	140
FIGURA 69 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG <i>MÉDIA</i>	142
FIGURA 70 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG <i>ALTA</i>	143
FIGURA 71 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG <i>MUITO ALTA</i>	145
FIGURA 72 – MAPA DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA DO SETOR NORTE DA APA DA SERRA DA ESPERANÇA (PR).....	146

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – AVALIAÇÃO DE VALORES GEOMORFOLÓGICOS.....	36
QUADRO 2 – CARACTERÍSTICAS DE SISTEMAS DE RADARES ORBITAIS	40
QUADRO 3 – MÉTODOS DE INTERPOLAÇÃO EM AMBIENTE SIG	43
QUADRO 4 – PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS BÁSICOS	45
QUADRO 5 – BASES CARTOGRÁFICAS DIGITAIS UTILIZADAS.....	55

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – INTERVALOS DE CLASSES DO SHDI DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS	69
TABELA 2 – DADOS DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE GUARAPUAVA	79
TABELA 3 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE DECLIVIDADE E ORIENTAÇÃO DE VERTENTES	120
TABELA 4 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE CURVATURA VERTICAL E CURVATURA HORIZONTAL.....	120
TABELA 5 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE IRT E DE ITU.....	121
TABELA 6 – TABULAÇÃO CRUZADA COMPOSTA ENTRE SHDI DE IRT, ITU E IPT	121
TABELA 7 – MATRIZ DE DEFINIÇÃO DO ÍNDICE PRELIMINAR DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA	121
TABELA 8 – TESTE DE CORRELAÇÃO ESPACIAL MEDIANTE O ÍNDICE DE MORAN BIVARIADO	129

LISTA DE SIGLAS

ALOS	– <i>Advanced Land Observing Satellite</i>
ANUDEM	– <i>Australian National University Digital Elevation Model</i>
APA	– Área de Proteção Ambiental
ASI	– <i>Agenzia Spaziale Italiana</i>
ASTER	– <i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
CNES	– <i>Centre National D'études Spatiales</i>
CONAMA	– Conselho Nacional do Meio Ambiente
CPRM	– Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DBF	– <i>Data Base File</i>
DLR	– <i>Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt</i>
EMBRAPA	– Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EOS	– <i>Earth Observing System</i>
ERSDAC	– <i>Earth Remote Sensing Data Analysis Center</i>
ESRI	– <i>Environmental Systems Research Institute</i>
EUA	– Estados Unidos da América
GNSS	– <i>Global Navigation Satellite System</i>
GPS	– <i>Global Position System</i>
IAPAR	– Instituto Agrônômico do Paraná
IBGE	– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDW	– <i>Inverse Distance Weighted</i>
IPDG	– Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica
IFDG	– Índice Final de Diversidade Geomorfológica
IPT	– Índice de Posição Topográfica
IRT	– Índice de Rugosidade do Terreno
ITU	– Índice Topográfico de Umidade
JAXA	– <i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
LecoS	– <i>Landscape Ecology Statistics</i>
LiDAR	– <i>Light Detection And Ranging</i>
MDE	– Modelo Digital de Elevação
MDS	– Modelo Digital da Superfície
MDST	– Modelo Digital da Superfície Terrestre

MDT	– Modelo Digital do Terreno
MINEROPAR	– Minerais do Paraná S/A
NASA	– <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
PRISM	– <i>Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping</i>
SAR	– <i>Synthetic Aperture Radar</i>
SHDI	– <i>Shannon Diversity Index</i>
SHP	– <i>Shapefile</i>
SIG	– Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS	– Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SPOT	– <i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>
SRTM	– <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TanDEM-X	– <i>TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement</i>
TIN	– <i>Triangulated Irregular Network</i>
TPI	– <i>Topographic Position Index</i>
TRI	– <i>Terrain Ruggedness Index</i>
TWI	– <i>Topographic Wetness Index</i>
UTM	– Universal Transversa de Mercator
UGI	– União Geográfica Internacional
VANT	– Veículo Aéreo Não Tripulado
ZEE	– Zoneamento Ecológico-Econômico

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	25
2.1	GEOMORFOLOGIA NO CONTEXTO DA GEODIVERSIDADE	25
2.2	AVALIAÇÃO DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA.....	30
2.3	GEOMORFOMETRIA	37
2.4	PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS	42
2.5	PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS EM GEOMORFOLOGIA	47
2.6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	52
3	MÉTODOS E PROCEDIMENTOS	53
3.1	ANÁLISE EMPÍRICA.....	53
3.2	BASES CARTOGRÁFICAS DIGITAIS	55
3.3	MODELO DIGITAL DO TERRENO	55
3.4	PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS	57
3.4.1	Declividade	58
3.4.2	Orientação de Vertentes	59
3.4.3	Relevo Sombreado.....	60
3.4.4	Curvatura Vertical e Curvatura Horizontal	61
3.4.5	Índice de Rugosidade do Terreno	62
3.4.6	Índice Topográfico de Umidade.....	63
3.4.7	Índice de Posição Topográfica	64
3.5	ANÁLISE DIGITAL DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA	65
3.5.1	Matriz de quantificação	65
3.5.2	Índice de Diversidade de <i>Shannon</i>	66
3.5.3	Álgebra de Mapas	68
3.5.4	Estatística Básica.....	70
3.5.5	Indicadores Locais de Associação Espacial – Índice de <i>Moran</i> Bivariado	71
3.5.6	Interpolação dos Índices de Diversidade Geomorfológica	74
3.6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
4	CARACTERÍSTICAS FÍSICO-AMBIENTAIS DA ÁREA DE ESTUDO	77
4.1	ESTABELECIMENTO DA APA DA SERRA DA ESPERANÇA.....	77
4.2	ASPECTOS CLIMÁTICOS	78

4.3	ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	80
4.4	CONTEXTO REGIONAL DE RELEVO, HIDROGRAFIA E SOLOS.....	81
4.5	POTENCIAIS GEOMORFOSSÍTIOS	85
4.5.1	Escarpa Festonada	86
4.5.2	Anfiteatros	87
4.5.3	Relevos Residuais	88
4.5.4	Formas Elevadas	90
4.6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	93
5.1	DIVERSIDADE DE PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS.....	93
5.1.1	Diversidade de Classes de Declividade.....	93
5.1.2	Diversidade de Classes de Orientação de Vertentes	97
5.1.3	Diversidade de Classes de Curvatura Vertical.....	100
5.1.4	Diversidade de Classes de Curvatura Horizontal	103
5.1.5	Diversidade de Classes do Índice de Rugosidade do Terreno	107
5.1.6	Diversidade de Classes do Índice Topográfico de Umidade.....	111
5.1.7	Diversidade de Classes do Índice de Posição Topográfica	115
5.2	ÍNDICES DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA	120
5.2.1	Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica	120
5.2.2	Análise de Correlação Espacial.....	128
5.2.3	Índice Final de Diversidade Geomorfológica	135
	CONCLUSÕES	148
	REFERÊNCIAS	151

1 INTRODUÇÃO

A dinâmica natural da Terra, perpassante ao tempo geológico, foi responsável por originar variados componentes abióticos, sendo relativamente recentes os fundamentos teórico-metodológicos concebidos para especificação desta variabilidade, passando a ser sistematizados nas geociências somente a partir de meados da década de 1990, simultaneamente à ampliação das discussões ambientais de contexto global (GRAY, 2008). Nesta conjuntura, surgiram propostas conceituais para o termo **Geodiversidade**, enfatizando a variedade natural de rochas, formas de relevo, solos, minerais, fósseis e depósitos superficiais (GRAY, 2004; KOZLOWSK, 2004); ou de ambientes, fenômenos e processos ativos ocorridos no planeta (STANLEY, 2000).

A avaliação e a classificação da geodiversidade são imprescindíveis para formulação de estratégias voltadas ao planejamento e gestão territorial, em virtude de suas funções sistêmicas e de seus valores frente à percepção humana (BRILHA, 2005). Para tanto, necessita ser amparada por bases científicas direcionadas à elucidação de sua configuração física e de seus aspectos superlativos, assim como para avaliação dos seus níveis de relevância e/ou vulnerabilidade, quando estimado seu uso sustentável (SHARPLES, 2002; BUREK; PROSSER, 2008).

Associada a um conjunto de fatores (endógenos e exógenos) a **Diversidade Geomorfológica** salienta a complexidade de formas e processos ocorridos na superfície terrestre, muitas vezes se destacando no âmbito da geodiversidade por fornecer múltiplos recursos para pesquisas de base ou aplicadas em geociências e ciências ambientais. Contudo, sua abordagem específica deve ser pautada pela definição de criteriosa compatibilidade entre as escalas espaciais e temporais para, posteriormente, propiciar o engendramento de metodologias em conformidade a um dos seguintes níveis analíticos: global, regional ou local (THOMAS, 2012).

Distintas definições remetem-se diretamente à diversidade geomorfológica, considerando: a) **a variabilidade morfogenética, morfológica e morfodinâmica** – ex. *Geomorfodiversidade* (PANIZZA, 2009; TESTA *et al.*, 2013), *Heterogeneidade Geomorfológica* (BURNETT *et al.*, 1998; PIRAINO *et al.*, 2015) e *Complexidade Geomorfológica* (HUGGETT, 2007; SPILOTRO; PELLICANI, 2015); b) **as escalas possíveis de visualização** – ex. *Formas Isoladas* e *Formas Panorâmicas* (PEREIRA *et al.*, 2007) e *Geoformas Isoladas, Compostas* ou *Panorâmicas*

(PEREIRA; PEREIRA, 2010); e **c) seus potenciais valores patrimoniais** – ex. *Áreas de Interesse Geomorfológico* (RIVAS *et al.*, 1997; PRALONG, 2005), *Sítios Geomorfológicos* (RESTREPO, 2004; CARTON; CORATZA; MARCHETTI, 2005), *Geomorfossítios* (PANIZZA, 2001; REYNARD; CORATZA; GIUSTI, 2011) e *Patrimônio Geomorfológico* (BOYER; FIERZ; MONBARON, 1998; PEREIRA *et al.*, 2007).

Não obstante às proposições conceituais e metodológicas já disponibilizadas, é lícito supor um quadro científico oportuno para o desenvolvimento de pesquisas voltadas à quantificação da diversidade geomorfológica, altivamente de sua associação à outros componentes da geodiversidade, sendo esta última, condição predominante na literatura científica (ex. KOZLOWSKI, 2004; SERRANO; RUIZ-FLAÑO, 2007; BENITO-CALVO *et al.*, 2009; HJORT; LUOTO, 2010; PEREIRA *et al.*, 2013).

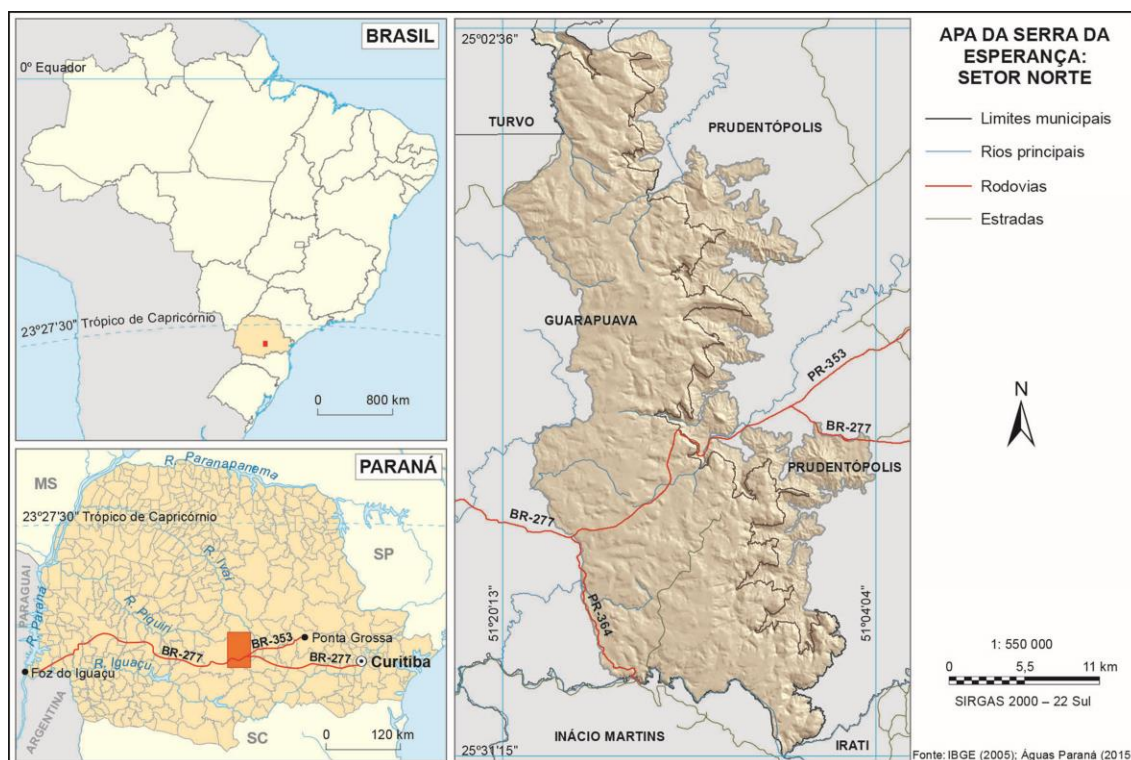
Com frequência, a avaliação da variabilidade geomorfológica se pauta na adoção de unidades homogêneas correlacionáveis à outras variáveis da diversidade abiótica, em muitos casos, oriundas de bases de dados detentoras de escalas cartográficas distintas. Mesmo disponibilizando importantes subsídios, as proposições pautadas nesta perspectiva acabam dispensando a elaboração e análise de um amplo conjunto de recursos quantitativos para análise da variabilidade geomorfológica em um contexto local.

Em contrapartida, o desenvolvimento progressivo das técnicas de análise espacial em Sistema de Informações Geográficas (SIG), associando-se à disponibilização crescente de fontes de dados, propicia a sistematização de procedimentos voltados à quantificação dos aspectos geomorfológicos da geodiversidade, possibilitando, hodiernamente, significativo aperfeiçoamento técnico e metodológico, inclusive podendo englobar a avaliação da acurácia dos dados e dos produtos cartográficos gerados, legitimando diferentes elementos espaciais conforme ênfase de pesquisa.

Quando consideradas as particularidades de uma determinada área de interesse, essas viabilidades metodológicas se ampliam – caso do recorte espacial adotado na pesquisa: o setor norte da Área de Proteção Ambiental (APA) da Serra da Esperança (PR), concernente aos municípios de Guarapuava (mesorregião centro-sul) e Prudentópolis (mesorregião sudeste), inseridos entre as latitudes 25°02'36" e 25°31'15" Sul; e longitudes 51°04'04" e 51°20'13" Oeste. Possui área de

727,5 km², o que corresponde a 33,7% da totalidade desta unidade de conservação de uso sustentável (2.065,55 km²), cujo acesso é viabilizado pelas rodovias BR-277, entre Curitiba e Foz do Iguaçu; e PR-353, a partir de Ponta Grossa (Figura 1).

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: O autor (2015).

Sua geomorfologia resulta de processos internos e externos ocorridos na Bacia Sedimentar do Paraná desde o Devoniano, responsáveis por configurar diversificadas unidades homogêneas associadas às rochas ígneas e sedimentares que embasam o Segundo Planalto (Planalto de Ponta Grossa) e o Terceiro Planalto (Planalto de Guarapuava). Estes dois compartimentos de relevo integram as cinco *Grandes Regiões de Paisagens Naturais* (MAACK, 1981) ou *Unidades Morfoesculturais* (SANTOS *et al.*, 2006) do estado do Paraná, delimitadas pela *Escarpa da Esperança*, por seu turno, também denominada *Escarpa Triássico-Jurássica*, para distinguir as formações geológicas Mesozoicas das Paleozoicas; e *Serra da Esperança*, para destacar a elevada amplitude altimétrica nesta faixa que é considerada, fisiograficamente, como uma transição geológico-geomorfológica (MAACK, 1981). No contexto nacional, as unidades homogêneas mencionadas possuem equivalência ao que Azevedo (1949) e Ab' Saber (1972) designaram como

Planaltos Meridionais; ou mais recentemente ao que Ross (2009) denominou *Macrocompartimentos em Planaltos* – ambos avaliados no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná.

De modo conjectural, a configuração dos componentes abióticos da área de pesquisa é determinada, mais destacadamente, pelo condicionamento exercido pelos fatores geomorfológicos da paisagem, os quais podem ser analisados, potencialmente, pelo arcabouço teórico-metodológico oferecido pela **Geomorfometria** – ciência que objetiva, mediante múltiplos atributos e parâmetros, quantificar e classificar a superfície topográfica, considerando os variados componentes do meio físico que, direta ou indiretamente, estão a ela associados (CHORLEY, 1957; PIKE, 2000); destacando-se como ciência interdisciplinar aplicável em diversificados campos do conhecimento (TOBLER, 2000; PIKE; EVANS; HENGL, 2009).

Sendo assim, em consonância às particularidades locais, considera-se que estudos amparados pela geomorfometria oferecem recursos analíticos mais eficazes para avaliação da variabilidade geomorfológica, bem como, potencialmente, de suas funções sistêmicas. Para tanto, sua modelagem, parametrização e inferência, devem ser capazes de demonstrar, especialmente, que a diversidade do relevo possui relações intrínsecas com a complexidade topográfica da área de pesquisa, as quais podem ser legitimadas através de: a) análise espacial em ambiente SIG; e b) detalhamento analítico em recortes amostrais.

Partindo do pressuposto que a maior diversidade geomorfológica ocorre no setor escarpado da área de estudo e seu entorno imediato, a **hipótese** basilar da pesquisa considera que, apesar de o processamento de um Modelo Digital do Terreno (MDT) propiciar a obtenção de uma gama de variáveis quantitativas, a enumeração de dados espaciais direcionados às particularidades explicitadas se viabiliza mediante a categorização e a integração de quantidade restrita de parâmetros geomorfométricos, perante células regulares de avaliação.

Nesta perspectiva, o objetivo geral da pesquisa refere-se ao estabelecimento de índices quantitativos para indicar a **Riqueza** (número de elementos) e **Equabilidade** (proporção espacial) de diferentes atributos topográficos, apoiando-se em técnicas de classificação geomorfométrica.

Especificamente, objetivou-se:

- Elaborar MDT e dele derivar *grids* de: Declividade, Orientação de vertentes, Curvatura Vertical, Curvatura Horizontal, Índice de Rugosidade do Terreno, Índice Topográfico de Umidade e Índice de Posição Topográfica;
- Analisar a distribuição espacial (riqueza e equabilidade) de cada parâmetro mencionado em quadrantes de mensuração, derivando-os em índices de diversidade individuais de estrutura *raster*; posteriormente integrados para estabelecimento do **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica**;
- Elucidar estimativas de correlação espacial bivariada entre os índices individuais, convalidando aqueles imprescindíveis para o estabelecimento do **Índice Final de Diversidade Geomorfológica**;
- Disponibilizar proposições conceituais e metodológicas para, com base na avaliação dos resultados obtidos, advertir sobre suas potencialidades e limitações.

A presente tese está organizada em cinco capítulos, sendo o primeiro, relativo às considerações iniciais presentes.

O segundo capítulo diz respeito à fundamentação teórica, abrangendo bases epistemológicas, conceituais e metodológicas sobre os dois temas principais de pesquisa: Diversidade Geomorfológica e Geomorfometria.

No terceiro capítulo são descritos os métodos, materiais e procedimentos adotados, contemplando as bases de dados, os parâmetros qualitativos e quantitativos de análise, bem como as análises e parametrizações via SIG.

O quarto capítulo apresenta os elementos físicos e ambientais da área de estudo, iniciando com o contexto de implantação da APA e apresentando, sucintamente, seus aspectos regionais: Clima, Geologia, Relevo, Hidrografia e Solos. Com base em informações obtidas em campo, este capítulo se encerra com uma indicação preliminar de oito potenciais geomorfossítios, ilustrando aspectos geomorfológicos superlativos; circunstancialmente detentores de valores patrimoniais.

O quinto capítulo refere-se aos resultados e discussões derivados da: 1) análise dos parâmetros geomorfométricos e de seus respectivos índices de diversidade; delineados com base em *grids* individuais; e 2) apresentação, análise e

discussão dos resultados obtidos mediante integração do conjunto de dados por álgebra de mapas. Buscando validar os procedimentos e parâmetros adotados se discorre sobre as classificações preliminares, que analisadas por correlação espacial bivariada e submetidos a nova integração algébrica, culminaram no produto cartográfico final: **Mapa de Diversidade Geomorfológica do Setor Norte da APA da Serra da Esperança – Paraná.**

As análises e discussões são encerradas mediante tópico relativo às conclusões, realizando-se ponderações conceituais e metodológicas, e acerca das perspectivas futuras relacionadas aos temas tratados.

Espera-se que a pesquisa se integralize aos estudos preocupados com a quantificação da geodiversidade, particularmente do seu componente geomorfológico, promovendo os recursos teórico-metodológicos ensejados pela geomorfometria.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 GEOMORFOLOGIA NO CONTEXTO DA GEODIVERSIDADE

Até o início da década de 1990, o debate científico acerca da diversidade natural da Terra desenvolveu-se, majoritariamente, no campo da biologia e da ecologia, especialmente direcionados à sua classificação e quantificação, considerando a variabilidade de organismos vivos (terrestres ou aquáticos) e seus complexos ecológicos (GRAY, 2004).

As variantes conceituais para destacar a variabilidade biótica do planeta, aplicadas em contextos variados, estão disponíveis na literatura científica desde meados da década de 1950, destacando-se: *Diversidade Biológica* (GERBISLII; PETRUNKEVITCH, 1955; WHITESIDE; HARMSWORTH, 1967; McINTOSH, 1967; LOVEJOY, 1980); *Biodiversidade* (ROSEN, 1985 *apud* HARPER; HAWKSWORTH, 1995; WILSON, 1988); *Diversidade Ecológica* (PIELOU, 1975; NORSE; McCANUS, 1980; MAGURRAN, 1988); *Diversidade Taxonômica* (PIELOU, 1975; VANE-WRIGHT; HUMPHRIES; WILLIAMS, 1991; CLARKE; WARWICK, 1998); e *Diversidade Funcional* (FAITH, 1992; TILMAN, 1997; PETCHY; GASTON, 2002).

As preocupações ambientais e a proeminente necessidade de estabelecimento de medidas de conservação no início da década de 1990 possibilitaram uma nova conjuntura para análise dos componentes da natureza, sobretudo a partir da Conferência das Nações Unidas Sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento (ECO-92), ocorrida na cidade do Rio de Janeiro, Brasil. Este evento, atendendo a demanda de geocientistas, contribuiu para que a variedade abiótica do meio físico fosse reconhecida como dotada do mesmo grau de importância da variabilidade de organismos vivos que, reiterando, já contava com considerável arcabouço teórico e metodológico, notadamente popularizado pelo termo *Biodiversidade* (GRAY, 2008).

Embora a variabilidade abiótica da Terra tenha sido referenciada, ainda que indiretamente, desde a sistematização das geociências, é a partir da ECO-92 que se propiciou cunhar um termo específico – **Geodiversidade**; considerado, posteriormente, como o mais apropriado para especificar a variabilidade: “geológica, geomorfológica, pedológica, de sistemas e processos naturais (...), incluindo provas para a história da Terra e de uma variedade de processos que agem sobre rochas,

solos e formas de relevo” (DIXON, 1996, p. 5); “de ambientes geológicos, fenômenos e processos ativos que dão origem a paisagens, rochas, minerais, fósseis, solos e outros depósitos superficiais que são o suporte para a vida na Terra” (STANLEY, 2000, p. 11); “de aspectos geológicos (minerais, rochas e fósseis) geomorfológicos (formas de relevo e processos) e pedológicos, incluindo suas coleções, relações, propriedades, interpretações e sistemas” (GRAY, 2004, p. 8); e “da superfície terrestre, envolvendo seus aspectos geológicos e geomorfológicos, solos e águas superficiais, bem como os demais sistemas resultantes de processos naturais ou antrópicos” (KOZLOWSK, 2004, p. 3).

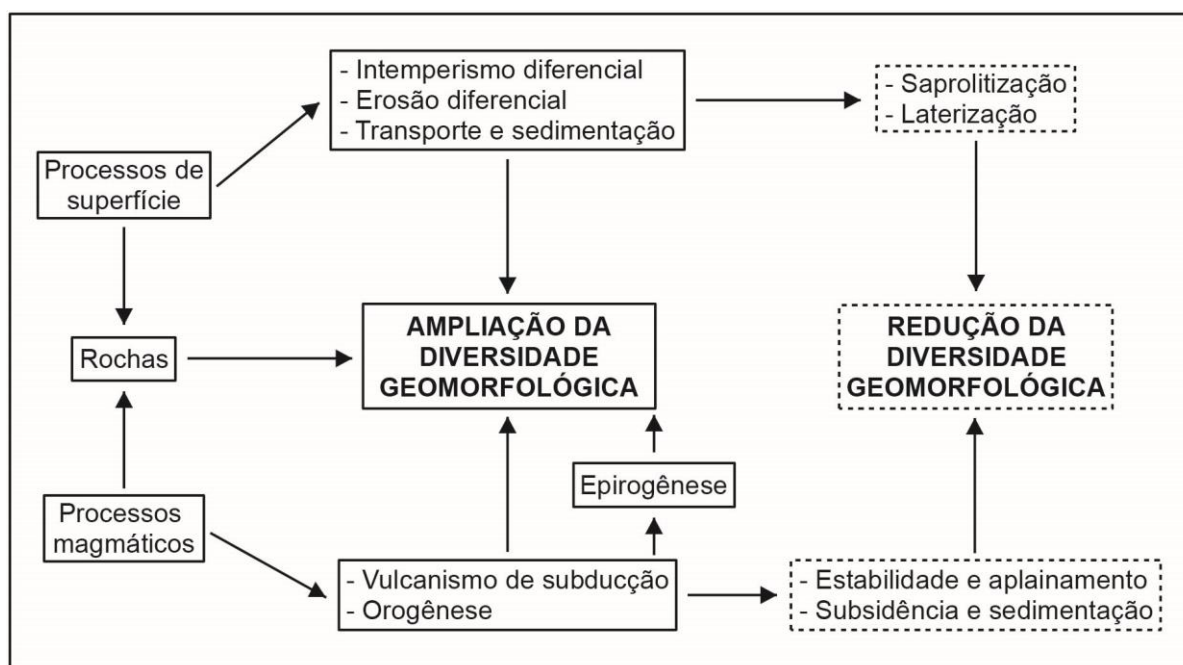
Silva *et al.* (2008) avaliam que, no âmbito do conceito de sustentabilidade, a geodiversidade se inseriu, gradativamente, a partir da segunda metade da década de 1990, em estratégias de planejamento e gestão territorial, fornecendo um conjunto de informações e subsídios científicos nas áreas de mineração, energia, agricultura, saúde pública, urbanismo, defesa civil, ensino, turismo, uso e ocupação da terra e análises ambientais.

Apesar de reconhecerem que a adoção deste conceito pode destoar de uma abordagem geossistêmica – reconhecida como ideal para representação espacial da interação de todos os componentes físicos da paisagem (SOTCHAVA, 1978; TROPMAIR, 1989; BERTRAND, 2004) – os autores supramencionados avaliam que eventual reducionismo é uma premissa necessária para ressaltar aspectos, fenômenos e/ou processos abióticos específicos, o que não impede que, posteriormente, todas as variáveis abióticas possam ser correlacionadas, inclusive podendo se associar à aspectos bióticos, ecológicos e ambientais em estudos integrados.

Avaliando que os componentes do relevo podem se destacar em estudos envolvendo a geodiversidade, Thomas (2011) considera a variação conceitual “**Diversidade Geomorfológica**” para expressar a diversidade de objetos, formas, padrões e fenômenos geomorfológicos, os quais são dotados de diferentes complexidades e heterogeneidades. O autor avalia que a diversidade e a configuração do relevo terrestre, particularmente em regiões tropicais e subtropicais, são induzidas por sucessivos níveis de sensibilidade e resiliência, significando, em termos evolutivos, intercalação entre equilíbrio, reajustes e instabilidades. Estas situações, por sua vez, são diretamente responsáveis por distintas taxas de erosão

mecânica, decomposição química, denudação e/ou acumulação, resultando em convergência e/ou divergência geomorfológica (Figura 2).

FIGURA 2 – RAZÕES DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA



FONTE: Adaptado de THOMAS (2011).

Evidentemente, este modelo estruturado pelo autor para delinear os fatores responsáveis pela ampliação ou redução da diversidade geomorfológica, ilustra níveis de análise generalizados. Entretanto, na perspectiva de escalas espaciais distintas, uma planície aluvial, por exemplo, se compreendida no contexto regional poderia ser atribuída por valores baixos de variabilidade; enquanto numa escala local apresentaria valores mais elevados se abordada conforme a ampla heterogeneidade de feições e formas fluviais.

Panizza (2009) avalia que, em determinados contextos e escalas de abordagem, as formas de relevo sobressaem em relação aos outros componentes da geodiversidade, tal como verificado em relevo montanhoso formado sobre dolomitas nos Alpes italianos – sua área de pesquisa. Para tanto, pondera que a especificação à variabilidade geomorfológica pode ser subsidiada pelo termo “**Geomorfodiversidade**”, condicionando que sua eventual adoção deve abranger as relações intrínsecas (análises comparativas) e extrínsecas (análises específicas) de contextos geomorfológicos distintos, o que demandaria por sua vez, métodos de

quantificação apropriados – problemática não resolvida integralmente pelos modelos de avaliação atuais.

Utilizando o conceito do autor supracitado, Testa *et al.* (2013) analisaram o vale *San Lucano*, igualmente nos Alpes italianos, avaliando que a variedade de formas e processos atuais revelam claramente o contexto geológico, estratigráfico, geomorfológico e ecológico das dolomitas desde o Triássico, cujas peculiaridades, analisadas em sítios geomorfológicos, lhe atribui caráter patrimonial de importância mundial.

Assim como ocorre na avaliação da biodiversidade, alguns componentes da geodiversidade podem ser considerados superlativos, que sendo atribuídos de múltiplos interesses e valores patrimoniais (ex. intrínsecos, estéticos, econômicos, funcionais, científicos e educativos) são entendidos como prioritários em estratégias de geoconservação (SHARPLES, 2002; BRILHA, 2005; BUREK; PROSSER, 2008), cujo embasamento científico pode ser estruturado pelos conceitos de *Geossítios*, *Patrimônio Geológico* e *Geopatrimônio* (VALCARCE; CORTÉS, 1996; UCEDA, 1996; BRILHA, *ibid.*; BRANDÃO, 2009).

Sharples (2002) considera que a **Geoconservação** é destinada à preservação da diversidade natural de aspectos e processos geológicos, geomorfológicos e pedológicos, visando a manutenção da sua evolução natural; afirmação corroborada por Burek e Prosser (2008, p. 18) que a definem como um “conjunto de ações empenhadas no intuito de melhorar e conservar sítios e feições geológicas, geomorfológicas, processos e espécimes”.

Os autores supracitados, distinguindo os termos **Preservação** e **Conservação** no contexto da geodiversidade, afirmam que enquanto o primeiro remete-se à manutenção estática de determinados elementos abióticos, o segundo aborda os mesmos levando em conta seu manejo dinâmico. No mesmo sentido, Brilha (2005), por sua vez, subdivide a geoconservação segundo dois pressupostos: o primeiro voltado à conservação de toda a geodiversidade, e o segundo restrito a conservação prioritária dos seus expoentes máximos, ou seja, daqueles que se destacam fisiograficamente na paisagem ou que são atribuídos por caráter patrimonial.

Concebido como uma subdivisão do Patrimônio Geológico, a especificação dos componentes geomorfológicos da geodiversidade pode se embasada pelo termo **“Patrimônio Geomorfológico”**, referindo-se aos valores (BOYER; FIERZ;

MONBARON, 1998; PEREIRA *et al.*, 2007; BUSSARD; REYNARD, 2014) da diversidade geomorfológica (THOMAS, 2011; THOMAS, 2012), o qual é constituído pelas geoformas e processos associados (GRANDGIRARD, 1999; SERRANO; GONZALEZ-TRUEBA, 2005) ou por áreas que apresentam diversificados interesses geomorfológicos (RIVAS *et al.*, 1997; PRALONG, 2005). Estes, enfatizando a geomorfologia em geossítios específicos, podem ser conceituados como *Sítios Geomorfológicos* (RESTREPO, 2004; CARTON; CORATZA; MARCHETTI, 2005) ou *Geomorfossítios* (PANIZZA, 2001; REYNARD; CORATZA; GIUSTI, 2011; ERHARTIC; ZORN, 2012; TESTA *et al.*, 2013).

De acordo com Panizza (2001), um **Geomorfossítio** pode ser entendido como uma forma de relevo atribuída de valores (cênico, socioeconômico, cultural e científico) que expressam a variabilidade e os significados geomorfológicos de uma paisagem, condições que o qualifica como patrimônio natural de um território, podendo contribuir em estratégias de preservação e divulgação da geodiversidade.

A aplicação deste conceito pode ser vislumbrada em Carton, Coratza e Marchetti (2005), que analisaram mapas geomorfológicos por meio de Sistema de Informações Geográficas (SIG) para identificar, selecionar e avaliar formas de relevo com importância científica, cultural e geocológica na Itália, atribuindo-lhes valores patrimoniais; e em Pereira (2006), que estabeleceu taxonomia e mapeamento dos locais de interesse geomorfológico do Parque Natural de Montesinho, no norte de Portugal, cartografando geomorfossítios dotados de valores científicos, ecológicos, culturais e turísticos, subdividindo-os em: *Formas isoladas* e *Formas panorâmicas*; que sendo analisados qualitativa e quantitativamente, embasaram procedimentos aplicáveis ao uso e gestão desta unidade de conservação.

Pereira e Pereira (2010) consideram que a diversidade de formas de relevo (geoformas) pode ser analisada em graus de generalização e escalas de análise distintas, propondo sua classificação em: *Geoformas Isoladas*, *Compostas* ou *Panorâmicas*. Embora estes termos enfatizem a identificação e avaliação da variabilidade de formas e processos geomorfológicos, consideram que, direta ou indiretamente, abordam outros componentes da geodiversidade, assim como seus respectivos valores patrimoniais, com suas bases conceituais e metodológicas variando conforme as características da área de interesse.

Aplicadas em escalas e ênfases distintas, outras variantes conceituais expressam a variabilidade das formas e fatores geomorfológicos, bem como suas funções sistêmicas e valores patrimoniais, tais como:

- *Heterogeneidade Geomorfológica* (BURNETT *et al.*, 1998; MÜLLER; BERGER; GLEMNITZ, 2004; PIRAINO *et al.*, 2015);
- *Diversidade Geomorfométrica* (PIKE, 2000);
- *Diversidade Geomórfica* (BARTLEY; RUTHERFURD, 2005; SINHA *et al.*, 2005; MIGON, 2011; KIDOVÁ; LEHOTSKÝ; RUSNÁK, 2016);
- *Complexidade Geomorfológica* (KÖLLER, 2001; STALLINS, 2006; HUGGETT, 2007; SPILOTRO; PELLICANI, 2015);
- *Paisagem Geomorfológica* (DIETRICH *et al.*, 2003; MIGÓN, 2010; GUITET *et al.*, 2014; VIEIRA; SALGADO; SANTOS, 2015); e
- *Geodiversidade de Formas de Relevo* (ZWOLIŃSKI; GUDOWICZ, 2016).

Concomitantemente às ênfases conceituais adotadas em estudos envolvendo a geodiversidade, particularmente do seu componente geomorfológico, abordagens direcionadas a sua avaliação e mapeamento constituem bases fundamentais para interpretação de particularidades físicas, bem como potencialidades e vulnerabilidades quando do seu uso e gestão.

No tópico seguinte, formulados para contextos e escalas variadas, são apresentados exemplos de métodos de avaliação da diversidade geomorfológica, assim como de algumas derivações conceituais; analisando-a como uma variável da geodiversidade ou conforme seus fatores específicos.

2.2 AVALIAÇÃO DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA

A avaliação da geodiversidade considera análises qualitativas e quantitativas, ou seja, baseando-se em reconhecimento empírico, técnicas cartográficas e operações matemáticas e estatísticas.

As análises qualitativas normalmente orientam o conhecimento prévio da área de interesse, contando com interpretação de campo, consultas a bibliografias e mapeamentos de dados básicos, cuja sistematização pode ser exemplificada mediante as propostas de Sharples (2002) e Brilha (2005).

As análises quantitativas, por sua vez, atribuem índices numéricos à variabilidade abiótica, expressando medidas de padrões espaciais, como: variedade, riqueza, equabilidade, uniformidade e regularidade – também aplicadas, amplamente, em estudos de biodiversidade, mediante diferentes indicadores de diversidade, tendo como exemplo os índices de Shannon (1948), Simpson (1949), Berger-Parker (1975) e Nee, Harvey e Cotgreave (1992). Evidentemente, a adaptação dessas medidas para quantificação da geodiversidade implica na ênfase a fatores abióticos, os quais são atribuídos de diferentes níveis analíticos e escalas espaciais e temporais.

Em termos gerais, a geomorfologia, quando analisada no contexto da geodiversidade, apresenta função central (prioritária) ou marginal (secundária), conforme ponderação de Thomas (2011). Destacando a geomorfologia ou a equivalendo às demais variáveis abióticas, sua avaliação se viabiliza através da atribuição de índices indicativos da variabilidade abiótica das respectivas áreas de pesquisa, utilizando mapas temáticos, modelos digitais de elevação, grades fixas para quantificação (vetoriais ou rasterizadas) e algoritmos em ambiente de geoprocessamento.

Enfatizando a dissecação do relevo, correlacionando-a aos solos predominantes e outros elementos estruturantes da Paisagem, Kozlowski (2004) avaliou área ao sul da Polônia, propondo cinco classes quantitativas para expressar, na escala 1: 750.000, sua geodiversidade: A – Muito Alta (montanhas altas), B – Alta (montanhas moderadas), C – Média (planaltos), D – Baixa (vales intermontanos) e E – Muito Baixa (vales inferiores, planícies aluviais e planícies costeiras).

Em estudo realizado na Província de Soria (norte da Espanha), Serrano e Ruiz-Flaño (2007) correlacionaram dados cartográficos de geomorfologia, geologia e solos para definir o número de componentes físicos, o coeficiente de rugosidade e a mensuração da área de unidades homogêneas, mediante a equação:

$$G/d = E_g R / \ln S,$$

Para a qual: Gd refere-se ao índice de geodiversidade; E_g o número de componentes de cada unidade; R o coeficiente de rugosidade de cada unidade; \ln o logaritmo natural; e S a área de cada unidade em Km^2 .

Buscando índices quantitativos comparativos, Benito-Calvo *et al.* (2009) propuseram classificação da geodiversidade de zonas geodinâmicas da Península Ibérica, utilizando modelos de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e mapas digitais básicos (morfométricos, morfoclimáticos e geológicos), sobre os quais foram aplicados, via *software* de SIG, adaptação dos índices de Shannon (1949) e Simpson (1949) para calcular índices de diversidade, uniformidade e densidade. Em síntese, atribuíram valores maiores de diversidade às cadeias montanhosas alpinas, valores intermediários às extensas superfícies de aplainamento e valores menores às estruturas e formas sem deformação tectônica significativa, revelando estreitas relações entre as características geológicas e geomorfológicas da área pesquisada,

Hjort e Luoto (2010), baseando-se na proposta de Serrano e Ruiz-Flaño (2007), assim como em Gray (2004), compilaram mapas de geologia, geomorfologia, hidrologia e dados derivados de modelos digitais para mensurar a geodiversidade da região norte da Finlândia, utilizando grade de resolução espacial de 500 metros para quantificar o número de: elementos (1), gênese das formas de relevo (2), época de formação (3) e índice de geodiversidade (4). Considerando os resultados satisfatórios, os autores recomendaram o método tanto para avaliação e mensuração da geodiversidade, quanto para estudos que considerem suas relações com a biodiversidade.

Com base em modelos SRTM, mapas geomorfológicos de escala 1: 500.000 e mapas hipsométricos, Zwoliński (2010) estabeleceu, com apoio de SIG, mapa de índices de geodiversidade da Polônia, classificando-a em: *Muito alta*, *Alta*, *Média*, *Baixa* e *Muito baixa*. Estruturado essencialmente por critérios geomorfológicos, este método considera que os relevos montanhosos definem os maiores valores de geodiversidade, enquanto os terraços e planícies fluviais, os menores valores.

Em território brasileiro, destaca-se a contribuição da CPRM (2006), que resultou no *Mapa da Geodiversidade do Brasil* na escala 1: 2.500.000, seguido de mapeamentos estaduais e regionais. Este projeto se pautou em cartas topográficas, imagens SRTM, mosaico de imagens Geocover 2000 e dados oriundos de *Zoneamentos Ecológico-Econômicos* (ZEEs), visando delimitar compartimentos homogêneos, posteriormente denominados *Unidades Geológico-Ambientais*. Embora destaquem aspectos geológicos e geomorfológicos, os mapas elaborados abrangem um conjunto de informações do meio físico e usos da terra: infraestrutura,

recursos minerais, unidades de conservação, terras indígenas, dados hidrológicos, dados paleontológicos, pontos geoturísticos e vulnerabilidades geoambientais; potencialmente aplicáveis no planejamento e gestão territorial.

Se preocupando com atribuição de índices numéricos em escalas pequenas, Silva *et. al.* (2013) elaboraram metodologia para mapeamento da diversidade fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Xingu (norte brasileiro). A proposta consistiu em compilar bases cartográficas (geologia, geomorfologia, solos, ocorrências minerais, hidrografia e paleontologia) e dados levantados em campo para elaborar, com apoio de SIG, mapa final (escala 1: 4.000.000) representativo de cinco classes de geodiversidade: *Muito baixa (1)*, *Baixa (2)*, *Média (3)*, *Alta (4)* e *Muito Alta (5)*. O método proposto, em escala generalizada, indicou a variabilidade abiótica da área de estudo, considerando a abordagem em uma área de grande dimensão espacial, onde a geomorfologia fluvial condiciona diversificadas formas, objetos e processos físico-ambientais.

Para o estado do Paraná, a atribuição de índices voltados a expressão da geodiversidade foi o objetivo de Pereira *et al.* (2013) que, baseando-se em Gray (2004), analisaram elementos indicativos da sua diversidade abiótica, considerando as variáveis: geomorfologia, geologia, solos, recursos minerais e registros fósseis; representadas em mapas nas escalas 1: 500.000 e 1: 650.000. A proposta metodológica consiste em mensurar a distribuição espacial de cada variável em grade regular de sobreposição, composta por 371 células de 25 km², definindo-se índices individuais, posteriormente correlacionados para gerar mapa da geodiversidade estadual, categorizado em cinco classes: *Muito Alta (5)*, *Alta (4)*, *Média (3)*, *Baixa (2)* e *Muito Baixa (1)*.

Em que pese à função dos componentes geomorfológicos, destaca-se que os autores analisaram apenas a ocorrência de unidades homogêneas de relevo, não mensurando a ocorrência de parâmetros geomorfométricos, já que o estudo, em consonância às escalas cartográficas adotadas, delineou-se em nível analítico mais generalizado.

Igualmente em território paranaense, porém considerando escala cartográfica mais detalhada (1: 250.000), Manosso e Nóbrega (2015) utilizaram mapas temáticos básicos, compartimentos de paisagem e perfis geoecológicos para avaliar e mapear a geodiversidade da região da Serra do Cadeado (norte do Estado). Adaptando método de Serrano e Ruiz-Flaño (2007), os autores atribuíram

índices de riqueza e frequência da diversidade abiótica da área de estudo no contexto de unidades homogêneas, atribuindo pesos específicos para esta e demais variáveis abióticas. Além das formas de relevo, os autores quantificaram a ocorrência espacial de: orientação de vertentes, declividade, rugosidade e gradiente altimétrico; que em virtude das características da área pesquisada, contribuíram significativamente para definição dos índices finais de geodiversidade.

Em análises quantitativas, assim como ocorre nas pesquisas destinadas à mensuração da geodiversidade, a atribuição de índices exclusivamente geomorfológicos se desenvolve, hodiernamente, sobre diversificadas bases conceituais e metodológicas, sobretudo em função das temáticas envolvidas e das características dos recortes espaciais adotados.

Especificando a variabilidade de formas de relevo da região de Derborence, nos Alpes Suíços, Maret e Reynard (2015) elaboraram mapa com cinco categorias de índices de diversidade geomorfológica (*Muito Alta, Alta, Média, Baixa e Muito Baixa*), tendo como base a transformação, em ambiente SIG, de vetores representativos de feições morfogenéticas em dados *raster* sobrepostos por grade fixa para contagem do número de elementos do relevo. Os autores avaliam que, em projetos voltados a gestão territorial, os mapas de índices de diversidade geomorfológica propiciariam, entre outras vantagens, melhor comunicação com outros especialistas (ex. biólogos, engenheiros e arquitetos), já que a leitura e interpretação dos mapas geomorfológicos tradicionais são relativamente complexas.

Com a mesma abordagem, Zwoliński e Gudowicz (2016) discorrem sobre a geodiversidade de formas de relevo (*Landform Geodiversity*) estabelecendo uma proposta de quantificação comparativa no contexto das zonas morfoclimáticas da Terra. Utilizando imagens SRTM para extração de variáveis básicas e classificação automática de formas e posições topográficas em diferentes métodos, definem, mediante assinaturas geométricas, vários níveis de correlações entre complexidade morfoclimática e diversidade geomorfométrica. A abordagem realizada, segundo os autores, implica em novos mecanismos para interpretação genérica de formas e de processos modernos e antigos de erosão, denudação e acumulação; considerando a escala global.

Igualmente destacando a variabilidade de formas de relevo, a proposta de Melleli *et al.* (2017) é embasada pelo conceito proposto por Panizza (2009), consistindo na análise de variáveis topográficas derivadas de MDE para representar

cartograficamente um “Índice de Geomorfodiversidade” (*Geomorphodiversity Index*) da região de Úmbria, na Itália Central, destacando, hipoteticamente, as funções do relevo na paisagem; e metodologicamente, às inúmeras vantagens da avaliação quantitativa em relação à métodos tradicionais de mapeamento, possibilitando maior eficiência na validação estatística dos resultados obtidos.

Não obstante à adoção da rugosidade do terreno para quantificação da geodiversidade, a análise das potencialidades e limitações deste atributo topográfico para a avaliação exclusiva de relevos planos é vislumbrada em Kot e Leśniak (2017), que incorporaram um caráter estatístico para adaptação de metodologias mais abrangentes (SERRANO; LUIZ-FLAÑO, 2007; BENITO-CALVO *et al.*, 2009; HJORT; LUOTO, 2010), buscando atender as características da sua área de estudo: a Bacia *Struga Toruńska* (planície polonesa), cujo padrão geomorfológico, condicionado por intensa atividade glacial, necessita, segundo os autores, ser submetido à um coeficiente de rugosidade específico para ser compreendido em termos de diversidade do relevo.

Adotando a planície polonesa para estabelecer uma classificação morfométrica da diversidade geomorfológica, Kot (2017) comparou resultados oriundos de metodologias distintas para modelagem digital do relevo, estabelecimento de métricas da paisagem e quantificação da geodiversidade; todos avaliados mediante técnicas de estatística espacial: álgebra de mapas, frequência de classes, correlação espacial e hierarquia analítica. Reconhecendo que os resultados obtidos diferem quando analisados comparativamente, e considerando as particularidades da sua área de pesquisa, o autor concluiu que um número reduzido de métodos – aqueles multicritério – são mais eficientes para o estabelecimento de um índice total de diversidade geomorfológica, bem como para sua representação cartográfica, sendo necessário, entretanto, que sejam avaliados tanto as formas de relevo quanto os processos geomorfológicos atuantes.

Apesar de não estarem diretamente relacionados aos objetivos da presente tese, destaca-se que geomorfologia também pode ser compreendida com base em seus potenciais valores (ex. intrínsecos, culturais, ecológicos, econômicos e científicos), exemplificadas em Rivas *et al.* (1997), Grandgirard (1999), Panizza (2001), Serrano e Gonzalez-Trueba (2005), Pralong (2005) e Pereira (2007), cuja síntese conceitual e metodológica é demonstrada no Quadro 1:

QUADRO 1 – AVALIAÇÃO DE VALORES GEOMORFOLÓGICOS

Autores	Conceitos abordados	Síntese da proposta metodológica
Rivas <i>et al.</i> (1997)	a) Interesse geomorfológico	Utilizam os critérios: a) <i>qualidade intrínseca do local</i> (critério Q); <i>estado de conservação</i> (critério C) e <i>uso potencial</i> (critério P), cada qual pontuado de 0 a 4.
Grandgirard (1999)	a) Geoformas isoladas b) Conjunto de geoformas c) Complexo de geoformas d) Sistemas geomorfológicos	Considera os valores científicos das geoformas, atribuindo valores <i>nulo</i> (0), <i>fraco</i> (1), <i>médio</i> (2) ou <i>elevado</i> (3), para respectivos níveis de relevância.
Panizza (2001)	a) Geoformas b) Valor científico c) Geoconservação	Propõe classificação de <i>grau de preservação</i> (bem preservado=1, moderadamente preservado=0.5 e mal preservado=0.25) e <i>interesse científico</i> (sem interesse=0, interesse local=0.25, interesse regional=0.5, interesse suprarregional=0.75 e interesse mundial=1).
Restrepo (2004)	a) Geomorfossítio b) Patrimônio geomorfológico	Considera pontuação (0 a 5) para expressar: <i>estado de conservação</i> (C), <i>significado</i> (SG), <i>grau de conhecimento</i> (K) e <i>singularidade</i> (SI) da diversidade de formas e processos geomorfológicos.
Serrano e Gonzales-Trueba (2005)	a) Geoformas b) Patrimônio geomorfológico	Atribui pesos (0 a 10) para quantificação das geoformas (geometria, gênese, dinâmica e cronologia) e seu potencial uso (estado de conservação, infraestrutura, acessibilidade e estatuto legal).
Pralong (2005)	a) Interesse geomorfológico b) Geoturismo	Quantifica, por ponderação, o grau de interação das atividades turísticas com os valores dos elementos geomorfológicos (estético, científico, cultural e econômico) e seus respectivos níveis de uso/exploração.
Pereira (2007)	a) Geomorfossítio b) Valores geomorfológicos c) Patrimônio geomorfológico	Avalia valores geomorfológicos (ex. abundância, raridade, representatividade e grau de degradação), quantificados por seriação numérica (<i>ranking</i>).

FONTE: O autor (2014) com base nos autores citados.

Com base no referencial apresentado, constata-se que as variáveis geomorfológicas fornecem importantes bases para estudos envolvendo a geodiversidade. Os parâmetros adotados se definem de acordo com as características da área de estudo, recursos e materiais disponíveis e, especialmente, no grau de generalização definido para a pesquisa.

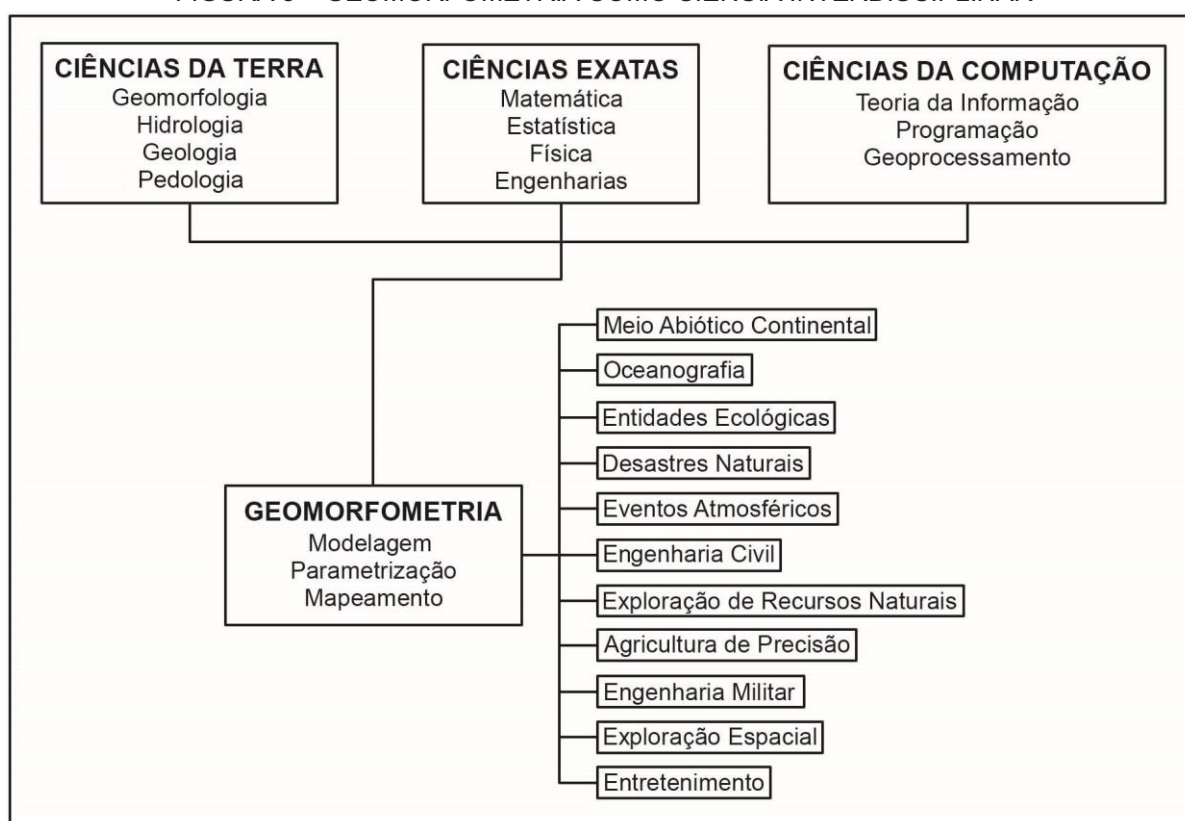
Quando se destaca em relação aos demais componentes da geodiversidade, os aspectos geomorfológicos assumem funções integradoras, sintetizadas pelas ponderações que lhes são atribuídas. Quando analisados em suas especificidades, são subsidiados por derivações conceituais e metodológicas que buscam destacar a variabilidade de objetos, formas e processos, bem como seus valores patrimoniais.

Como o objetivo geral da presente pesquisa é quantificar a diversidade geomorfológica com apoio de parâmetros geomorfométricos, se enfatiza a importância de se destacar a ciência responsável pela sistematização destes: a Geomorfometria – abordada no tópico seguinte.

2.3 GEOMORFOMETRIA

A **Geomorfometria** é entendida como uma ciência interdisciplinar derivada da articulação entre as Ciências da Terra, Ciências Exatas e Ciência da Computação, que visa de modo contínuo ou específico, quantificar as formas e elevações da superfície terrestre (CHORLEY, 1957; PIKE, 2000; RASEMANN *et al.*, 2004), mediante modernas abordagens analítico cartográficas (TOBLER, 2000), fornecendo um conjunto de recursos, parâmetros e objetos espaciais (EVANS, 1972) para diversificados campos do conhecimento (Figura 3).

FIGURA 3 – GEOMORFOMETRIA COMO CIÊNCIA INTERDISCIPLINAR



FONTE: Adaptado de PIKE (2000).

Quando contextualizada nesta área do conhecimento, a análise das formas e processos ocorridos na superfície terrestre recebe denominações e terminologias diversificadas, seja em relação aos **modelos de entrada**: *Modelo Digital do Terreno* (LI; ZHU; GOLD, 2005), *Modelo Digital de Elevação* (PIKE, 1988; EL-SHEIME; VALEO; HABIB, 2005) e *Modelo Digital da Superfície Terrestre* (PIKE; EVANS; HENGL, 2009); à **sistematização dos dados**: *Modelagem do Terreno* (MOORE;

GRAYSON; LADSON, 1991), *Análise do Terreno* (WILSON; GALLANT, 2000) e *Ciência da Topografia* (MARK; SMITH, 2004); ou aos **objetos e variáveis deriváveis**: *Parâmetros Topográficos* (SPEIGHT, 1968), *Atributos Geomorfométricos* (SCHMIDT; DIKAU, 1999), *Atributos Topográficos* (WILSON; GALLANT, 2000); *Variáveis Morfométricas* (SHARY; SHARAYA; MITUSOV, 2002), *Informações do Terreno* (MARTINONI, 2002) e *Atributos do Terreno* (PENNOCK, 2003).

Hengl e Evans (2009) avaliam que os conceitos e terminologias em geomorfometria precisam evoluir concomitantemente à diversificação de produtos gerados, considerando a disponibilidade de dados com resoluções espaciais e espectrais cada vez mais elevadas, que apesar de potencializarem levantamentos crescentemente minuciosos, ampliam a complexidade analítica para distinção exata entre os parâmetros topográficos dos demais componentes da superfície; naturais ou construídos.

Contudo, independentemente das ênfases a que estão atrelados, bem como eventuais alterações e/ou atualizações conceituais e terminológicas, os modelos digitais representativos da superfície terrestre constituem atualmente os principais dados espaciais de entrada em SIG para geração, processamento e análise de parâmetros e objetos geomorfométricos (WOOD, 2009).

Considerando seu formato, modelos digitais em geomorfometria podem ser **Vetoriais**, composto por redes irregulares (ex. redes triangulares) ou **Matriciais**, estruturado por grades regulares (células de tamanho fixo), sendo estes últimos os dados de entrada predominantes em análises geomorfométricas via SIG.

Nelson, Reuter e Gessler (2009) apontam que os modelos matriciais podem se originar a partir de três fontes principais: a) *Mapas Analógicos*; b) *Levantamentos Terrestres*; e c) *Sensoriamento Remoto*.

Os mapas analógicos são utilizados, de maneira geral, em situações em que são os únicos recursos disponíveis. As técnicas de extração de informações topográficas incluem: escaneamento de produtos cartográficos, georreferenciamento das imagens geradas, digitalização (manual ou automática) das informações planialtimétricas e elaboração de planos de informação estruturados em arquivos georreferenciados, agregando-se tabelas de atributos e vetores digitais para serem compatíveis ao ambiente SIG (BURROUG; McDONNELL, 1998).

Os levantamentos realizados sobre o nível do terreno, por sua vez, incluem utilização de teodolitos (mecânicos ou digitais) para medição de ângulos horizontais e verticais, de onde se deriva malha de pontos cotados; ou por *Sistema de Navegação Global por Satélite (Global Navigation Satellite System – GNSS)*, onde é necessário percorrer a área de interesse para obtenção de coordenadas (x , y e z) em intervalos regulares, resultando em informações tabuladas e associadas a arquivos vetoriais digitais. Suas aplicações mais comuns são direcionadas a levantamentos que necessitam de informações topográficas detalhadas (ex. construção de barragens, estradas e pontes) permitindo alta precisão no levantamento de pontos, embora demandem maior tempo de trabalho e maior disponibilidade orçamentária (NELSON; REUTER; GESSLER, 2009).

O *Sensoriamento Remoto*, no que diz respeito à geomorfometria, engloba dados gerados por sensores aerotransportados (fotogrametria e laser) e orbitais (sistemas de radar). A fotogrametria propicia o recobrimento de grandes áreas mediante levantamento sistemático de fotografias de alta resolução: coloridas, monocromáticas ou infravermelhas. As informações de elevação dependem, todavia, de distintas linhas de voo em uma mesma área para minimizar o efeito das condições meteorológicas, sendo fundamentais para correta sobreposição de imagens e análises estereoscópicas que visem o estabelecimento dos pontos de elevação e das curvas de nível de maneira eficiente. Os procedimentos para levantamentos fotogramétricos incluem técnicas voltadas à correção de potenciais distorções ocorridas na câmera durante o voo ou para discernir as elevações do terreno daquelas atribuídas aos diversificados componentes da superfície, tais como topos de árvores, edifícios, entre outros (SMITH, 2005).

Em relação aos sensores *laser*, à detecção de dados da superfície se viabiliza através do registro da reflexão de retorno dos sinais transmitidos pelo próprio sensor, formando alta densidade de pontos tridimensionais (nuvem de pontos), representativos de diferentes variáveis espaciais. De maneira geral, para cada segundo são registrados entre 5.000 e 100.000 pontos (x , y , z), apresentando erros médios de 15 cm no plano vertical e entre 50 a 100 cm no plano horizontal (HUINSIN; GOMES-PEREIRA, 1998). Embora possibilite a derivação de um conjunto de modelos digitais da superfície, geralmente são aplicados em espaços relativamente reduzidos, devido ser dispendioso no sentido técnico e orçamentário (SMITH, 2005).

Os sistemas de radares orbitais, abrigando sensores ativos, são largamente utilizados na geomorfometria contemporânea, sendo distinguidos pela ampla cobertura espacial, disponibilidade de dados e relativa acessibilidade (NELSON; REUTER; GESSLER, 2009). As características dos principais sistemas de radar operacionalizados a partir do final da década de 1990 são sintetizadas no Quadro 2.

QUADRO 2 – CARACTERÍSTICAS DE SISTEMAS DE RADARES ORBITAIS

Sistema	Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espacial	Precisão Vertical
SRTM90	<i>Synthetic Aperture Radar (SAR)</i>	C	90m	16m
SRTM30	<i>Synthetic Aperture Radar (SAR)</i>	X	30m	16m
TERRA	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)</i>	3N e 3B	30m	7-50
SPOT-5	<i>High Resolution Stereoscopic (HRS)</i>	Pancromáticas	10-5m	10m
TanDEM-X	<i>Synthetic Aperture Radar (SAR)</i>	X	12m	2-4m
AW3DTM	<i>Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM)</i>	Pancromáticas	5m	5m

FONTE: Adaptado de NELSON *et al.* (2009), NASA (2015), DLR (2016) e JAXA (2016).

A missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi realizada entre 11 e 20 de fevereiro de 2000, sendo resultado de convênio firmado entre as agências espaciais dos Estados Unidos (*National Aeronautics and Space Administration – NASA*), Alemanha (*Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt – DLR*) e Itália (*Agenzia Spaziale Italiana – ASI*). Esta missão consistiu em acoplar dois sistemas de radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar – SAR*), ambos interferométricos, no ônibus espacial *Endeavour*, operacionalizados, simultaneamente, em diversas fases mediante Banda-C e Banda-X, responsáveis por gerar, respectivamente, MDEs globais com 90 metros (três arcos de segundo) e 30 metros (um arco de segundo) de resolução espacial (RABUS *et al.*, 2003).

O sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) está incorporado ao satélite *Terra*, lançado pela NASA em dezembro de 1999 em parceria com a autarquia do governo japonês *Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC)*, como parte da missão *Earth Observing System (EOS)*. É composto por diversas bandas espectrais de finalidades diversificadas, e os modelos tridimensionais, especificamente, podem ser gerados a partir de informações obtidas por dois sensores estereoscópicos que atuam na faixa do infravermelho próximo: bandas 3N (*nadir-viewing*) e 3B (*backward-viewing*). Sua

resolução espacial básica é de 30 metros, enquanto sua precisão vertical e horizontal situa-se entre sete e 50 metros, cuja acurácia tende a aumentar pela atualização do sistema realizada no ano de 2011 (ASTER G-DEM), vislumbrando-se a correção de erros sistemáticos do projeto anterior (ASTER-1A), assim como ampliação de sua cobertura espacial (NELSON *et al.*, 2009).

O SPOT (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*) refere-se às gerações de satélites lançados entre 1986 e 2014 sob liderança da agência espacial da França (*Centre National D'études Spatiales – CNES*), com apoio da Bélgica e da Suécia, tendo sido projetados para operar através de sensores ópticos em bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio. Incorporou na versão 5 (SPOT-5), lançada em maio de 2002, sensores de alta resolução estereoscópica (HRS), situados na frente e na traseira do sistema, projetados para realizar registros tridimensionais em grandes extensões territoriais, passíveis de constante atualização. Destes sensores, pode-se derivar MDE com precisão vertical de 10 metros e precisão horizontal de 15 metros, com nível de confiança próximo a 90% (NELSON *et al.*, 2009).

O TanDEM-X (*TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement*) refere-se ao sistema de radar liderado pela agência espacial alemã (DLR), consistindo em sensores SAR configuráveis instalados em dois satélites quase idênticos: o TerraSAR-X, lançado em julho de 2007, e o TanDEM-X (do qual se derivou o nome do sistema), lançado em julho de 2010 – mesmo ano em que ambos foram alinhados e passaram a percorrer órbita igualitária, com distância variando entre 250 a 500 metros. Este sistema foi projetado para gerar modelos digitais (MDS e MDT) consistentes e de abrangência global (WorldDEM), com alta precisão vertical (2-4m) e horizontal (12m) – muito superiores aos outros sistemas mencionados. Apesar de atualmente ter caráter comercial a DLR possibilita cadastro de pesquisadores para disponibilização gratuita de imagens, a qual depende, no entanto, de análise e parecer favorável pela agência dos projetos a ela submetidos (DLR, 2016).

Igualmente disponibilizando modelos de alta resolução, o AW3D (*World 3D Topographic Data*) refere-se ao mais recente projeto voltado à aquisição de dados de elevação em abrangência global, iniciado pela agência espacial japonesa (*Japan Aerospace Exploration Agency – JAXA*), que utiliza informações adquiridas pelo satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*). Os MDEs deste sistema são

gerados a partir do instrumento PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*), apresentando resolução espacial básica de cinco metros; mesma medida atribuída à precisão horizontal e vertical das imagens (JAXA, 2016).

Entre os mecanismos com potencial de aplicabilidade em geomorfometria, há de se destacar os denominados *Veículos Aéreos Não Tripulados* (VANTs). Possibilitando levantamentos precisos com custos reduzidos, têm sido compreendidos como bastante promissores para elaboração de modelos digitais e de sua derivação em parâmetros geomorfométricos, inclusive sendo objeto de estudos específicos preocupados com o processamento das informações (EISENBEISS, 2004; EVERAERTS, 2008); questões de segurança (CETINSOY *et al.*, 2012); qualidade dos dados gerados (JOHNSON *et al.*, 2003; ANDERSON *et al.*, 2014) e aplicações geoambientais (KOH; WICH, 2012; LUCIEER *et al.*, 2014; SIEBERT; TEIZER, 2014).

Kostrzewa *et al.* (2003) e Medeiros *et al.* (2008) reconhecem uma série de limitações técnicas nos dados derivados de VANTs, vislumbrando, no entanto, ampliação progressiva de sua aplicação em análises do meio físico, particularmente nas que necessitam de maior nível de detalhamento, como levantamentos topográficos para obras de engenharia, agricultura de precisão, monitoramento ambiental e planejamento e gestão territorial.

2.4 PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS

O cálculo de parâmetros e objetos geomorfométricos em SIG se pauta nas especificações dos modelos digitais derivados das fontes de dados, as quais devem ser esmiuçadas para denotar os graus de generalização e precisão das informações geradas. Estas especificações referem-se a algoritmos de interpolação, tamanho da janela de amostragem, tamanho de célula (*pixel*), funções de vizinhança e/ou conectividade entre dados e fator de arredondamento numérico (PIKE; EVANS; HENGL, 2009).

Para Hengl e Evans (2009) os interpoladores com função geomorfométrica, exemplificados no Quadro 3, podem ser agrupados de acordo com: **a) Efeito de Suavização**, podendo ser *Baixo*, *Médio* ou *Alto*; **b) Efeito de proximidade**, podendo ser *Global* (quando uma única função se aplica a toda área de estudo) ou *Local* (quando algoritmos são repetidamente aplicados em subconjuntos amostrais); e **c)**

Pressupostos, subdivididos em *Determinísticos* (certeza de ocorrência) ou *Estocásticos* (probabilidade de ocorrência).

QUADRO 3 – MÉTODOS DE INTERPOLAÇÃO EM AMBIENTE SIG

Método de interpolação	Efeito de suavização	Efeito de proximidade	Pressupostos	Requisitos de entrada	Forma de interpolação
Linear	Baixo	Local	Determinístico	Nenhum	Estima a altura de algum nó de grade a partir de pelos três pontos x,y,z conhecidos
Vizinho natural	Médio	Local	Determinístico	Ponderação e raio de pesquisa	Estima valores por média ponderada de pontos agrupados por "Polígonos de Thiessen"
Vizinho mais próximo	Baixo	Local	Determinístico	Raio de pesquisa	Atribui valor a um nó desconhecido a partir do valor do ponto mais próximo
Inverso ponderado da distância (IDW)	Baixo	Local	Determinístico	Ponderação e raio de pesquisa	Baseia-se em coeficientes de ponderação que controlam a influência de pontos amostrais
Rede Irregular de triangulação (TIN)	Baixo	Local	Determinístico	Raio de pesquisa	São inseridos círculos entorno de pontos amostrais, cujas intersecções são conectadas por rede de triângulos
Curvatura mínima (<i>Spline</i>)	Alto	Local	Determinístico	Fator de suavização e raio de pesquisa	Utiliza curvas suaves que perpassam os valores de entrada a partir de polinômios de pequena ordem
ANUDEM	Alto	Local/Global	Determinístico	Fator de suavização, direção de fluxo e raio de pesquisa	Agrega dados de elevação com os da rede de drenagem para produzir superfícies hidrologicamente corretas
Krigagem	Médio	Local/Global	Estocástico	Variograma e raio de pesquisa	Analisa pontos de elevação dispersos para determinar dependência espacial, escala de variação e grau de aleatoriedade das amostras

FONTE: Adaptado de VALERIANO (2008b), HENGL; EVANS (2009) e ESRI (2010).

Estudos com finalidades variadas têm se preocupado em comparar métodos voltados à interpolação de dados digitais de elevação, indicando aqueles detentores de maior ou menor eficiência na modelagem da superfície terrestre; seja em relação às fontes de dados, aos parâmetros derivados ou a capacidade operacional dos SIGs. Análises com este sentido podem ser verificadas na comparação entre:

Vizinho Natural, Krigagem e Curvatura Mínima (TATALOVICH *et al.*, 2006); *Krigagem, IDW, Curvatura Mínima, TIN e ANUDEM* (REUTER *et al.*, 2007); *Krigagem, Linear e IDW* (VALERIANO, 2004; MARCUZZO *et al.*, 2011), *IDW, Krigagem, ANUDEM, Vizinho mais Próximo e Curvatura Mínima* (ARUN, 2013); *ANUDEM, IDW, TIN, Krigagem, Vizinho Natural e Curvatura Mínima* (TAN; XU, 2014); e *Krigagem e ANUDEM* (CARMO *et al.*, 2015).

Temme *et al.* (2009) consideram que o grau de eficiência de cada algoritmo de interpolação é dependente, em grande parte, do nível de amostragem de dados e dos objetivos estipulados para um determinado recorte espacial, e, por este motivo, não é possível afirmar com exatidão qual seria o mais apropriado.

Pain (2005) e Hengl e Evans (2009), por sua vez, avaliam que as possíveis escolhas podem ser auxiliadas pela análise das propriedades dos dados de entrada, conhecimento prévio da área e estabelecimento inequívoco dos objetivos da pesquisa. Exemplificando, em dados onde os valores de elevação foram medidos com alta precisão, o interpolador deve ser capaz de preservar esses recursos. Por outro lado, se as medições contêm muitos ruídos deve-se considerar a eventual utilização de um interpolador que possa suavizá-los.

Após realizada a escolha e o processamento do modelo digital com base em alguns dos procedimentos demonstrados, se propicia a extração de variáveis igualmente operacionalizadas mediante o instrumental disponibilizado pelos SIGs. Neste sentido, buscando recursos metodológicos e operacionais, se apresenta, em abordagem gradual, uma síntese dos principais parâmetros geomorfométricos potencialmente aplicáveis em Geografia Física.

Conforme delineado, os dados extraíveis de MDTs, MDEs ou MDSTs são derivados da análise geomorfométrica de diferentes fontes, direcionando-se para campos do conhecimento que necessitam de medidas descritivas (parâmetros) das formas e feições (objetos) da superfície terrestre (WILSON, 2012), considerando desde aqueles de aplicabilidade geral, quanto específica (WILSON; GALLANT, 2000), que conforme Olaya (2009) subdividem-se em parâmetros geomorfométricos:

- a) **Locais:** podendo ser *Geométricos* – baseados na análise das suas propriedades matemáticas, a partir de funções de primeira derivada (ex. declividade e orientação de vertentes) e de segunda derivada (ex. perfil/plano de curvatura e índice de visibilidade); ou *Estatísticos* – envolvendo operações

por análise de vizinhança a partir de janelas amostrais fixas ou ajustáveis (em tamanho e formato) para extrair informações específicas, (ex. índice de rugosidade, índice de complexidade de forma e índice de posição topográfica), se baseando em descritores básicos (ex. média, mediana e desvio padrão) ou complexos (ex. fractais e coeficientes de variação anisotrópica);

- b) **Regionais:** parâmetros secundários relacionados às propriedades hidrológicas do terreno, que consideram a função de *conectividade* (relações existentes entre os pixels) de fluxos hídricos (ex. área de captação, comprimento de rampa e índice de umidade topográfica).

Considerando essa subdivisão, são demonstradas, no Quadro 4, as características principais de parâmetros geomorfométricos de aplicabilidade geral (locais ou regionais).

QUADRO 4 – PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS BÁSICOS

Parâmetro	Tipo	Características principais
Declividade	Local/Primário	Indica o ângulo formado entre o plano horizontal e à tangente de uma superfície.
Orientação (aspecto)	Local/Primário	Medida de ângulo horizontal que expressa, em azimute (0 a 360°), a direção esperada para o escoamento superficial.
Relevo Sombreado	Local/Primário	Modelagem tridimensional da topografia que melhora a aparência visual do relevo, tornando-o mais claro e intuitivo à percepção humana.
Perfil de curvatura	Local/Primário	Refere-se à variação convexo-côncava das formas de vertentes quando analisadas em perfil.
Plano de curvatura	Local/Primário	Refere-se à divergência ou convergência de fluxos de matéria sobre as vertentes, quando analisadas horizontalmente.
Hipsometria	Local/Primário	Representam as variações de altitude de uma superfície mediante classes ou intervalos, diferenciados por gradação de cores.
Comprimento de rampa	Regional/Secundário	Determina a velocidade do fluxo e grau de confluência do escoamento superficial.
Acumulação de fluxo	Regional/Secundário	Considera toda área capaz de fornecer escoamento à um determinado ponto do terreno.
Canais de drenagem e divisores	Regional/Secundário	Utilizados como base para delimitação de bacias hidrográficas e discretização dos seus elementos hidrológicos

FONTE: WILSON e GALLANT (2000), VALERIANO (2008b) e OLAYA (2009).

Teoricamente, algoritmos voltados a geomorfometria podem ser aplicados em todas as escalas cartográficas, embora a maioria das análises atuais se restrinjam

as escalas métricas. Reiterando, são as etapas de pré-processamento de um modelo digital que determinarão a precisão espacial, vertical e de aplicabilidade dos parâmetros deles extraídos, influenciadas diretamente pelos interpoladores, *softwares* e generalização dos modelos (EVAN; COX, 1999).

Destaca-se que os dados geomorfométricos básicos podem ser obtidos a partir de algoritmos estruturados sobre modelos teóricos e metodológicos distintos, como as propostas de Young (1972), Horn (1981) e Berry (1996) para cálculo de declividade; de Krcho (1973), Gallant e Wilson (1996) e Shary *et al.* (2002) para determinação da orientação de vertentes (aspecto); de Evans (1972), Zevenbergen e Thorne (1987), Shary (1991) e Burrough e McDonnell (1998) para cálculo de plano e perfil de curvatura de vertentes; e de O'Callaghan e Mark (1984) e Tarboton (1997) para determinação de acumulação de fluxo e índice topográfico de umidade. Análises comparativas, indicando vantagens e desvantagens de tais propostas, podem ser verificadas em Schmidt *et al.* (2003) e Gruber e Peckham (2009).

Ainda em relação à diversificação metodológica, Florinski (1998) alerta que mesmo as proposições consideradas mais eficientes resultarão em saídas pobres se os dados de entrada utilizados em SIG são de baixa qualidade ou potencialmente inadequados para a aplicação requerida. Temme *et al.* (2009), no mesmo sentido, consideram que erros existentes nas fontes de dados podem se propagar nos parâmetros geomorfométricos de maneiras nem sempre facilmente previsíveis e, por este motivo, a definição das incertezas e suas propagações torna-se imprescindível para garantir a qualidade das informações geradas.

Sendo assim, uma cuidadosa comparação entre diferentes algoritmos, utilizando-se de mecanismos de controle (ex. *Validação Cruzada, Raiz Quadrada do Erro Médio, Método de Monte Carlo*), permite avaliar os diversos graus de sensibilidade das propriedades dos modelos de entrada, bem como a eventual difusão de dados inconsistentes nos parâmetros derivados (ZHOU; LIU, 2004).

Entre os estudos direcionados às problemáticas supramencionadas destacam-se a avaliação de parâmetros primários extraídos de modelos gerados por distintos interpoladores (CARRARA *et al.* 1997; DESMET, 1997); de parâmetros potencialmente sensíveis a artefatos, tais como declividade, aspecto e curvaturas (WISE, 1998; FISHER; TATE, 2006); e da incerteza estatística de dados de elevação de diferentes modelos (HOLMES *et al.*, 2000; OKSANEN, 2006; DARNELL *et al.*, 2008).

Pesquisas voltadas à análise de erros e incertezas de MDEs igualmente abordam sua propagação em parâmetros secundários e/ou específicos, avaliados, por exemplo, na predição de solos (HENGL *et al.*, 2004; BORISOV *et al.*, 2009); no mapeamento da vegetação (VAN NIEL; LAFFAN; LEES, 2004; HUTTON; BRAZIER, 2012); em modelos hidrológicos (ENDRENY; WOOD, 2001; ZANDEBERGEN, 2011) e no mapeamento de formas e processos geomorfológicos (HEBELER; PURVES, 2009; BELL, 2012; CASELLA; FRANZINI, 2015).

Neste sentido, a validação de qualquer parâmetro geomorfométrico deve anteceder suas eventuais aplicações, às quais se entremeia à necessidade de confirmação de um conjunto de hipóteses para se chegar a um modelo estatístico de erro considerado ideal (TEMME *et al.*, 2009).

Todavia, é evidente que, para a Geografia Física, estes dados fornecem respaldos técnicos e metodológicos às suas diversificadas subáreas, possibilitando a extração de parâmetros secundários e objetos específicos, como aqueles referentes à: *Predição e Cartografia Pedológica* (HENGL *et al.*, 2004; SILVEIRA *et al.* 2013); *Delimitação de Unidades de Paisagem* (HÖRSH, 2003; KLINGSEISEN; METERNICHT; PAULUS, 2008; SHARY; SHARAYA, 2014); *Caracterização Climática da Paisagem* (BÖHNER, 2005; HONG; HUTCHINSON; BOOTH, 2005; DALY *et al.*, 2008); *Modelagem Hidrológica* (TARBOTON, 1997; ARMSTRONG; MARTZ, 2003; LIN; OGUCHI, 2004); *Modelagem de Desastres Geoambientais* (KORUP, 2004; SALINAS; LÓPEZ-BLANCO, 2010; SAILER *et al.*, 2014); *Levantamentos Arqueológicos* (DONEUS; BRIESE, 2006; VERHAGEM; DRAGUT, 2012); *Modelagem da Geodiversidade* (ZWOLIŃSKI, 2010; LINDSAY *et al.*, 2013; TESTA *et al.*, 2013; MANOSSO; NÓBREGA, 2015) e *Análise e Modelagem Digital do Relevo*; sendo esta última delineada mais detalhadamente na sequência, considerando abordagens à fatores especificamente geomorfológicos e/ou em relação às funções dos mesmos frente a outros aspectos do meio físico.

2.5 PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS EM GEOMORFOLOGIA

A geomorfometria, antes de se tornar uma área de conhecimento com “direitos próprios”, foi considerada de maneira duradoura uma subárea da geomorfologia, devido amplo conjunto de relações mútuas, diretas e indiretas, estabelecidas entre ambas (MACMILLAN; SHARY, 2009). Apesar de ter se

individualizado enquanto ciência, a mesma cumpre, hodiernamente, funções imprescindíveis na análise geomorfológica, apresentando inúmeras vantagens em relação aos procedimentos manuais e qualitativos (MACMILLAN *et al.*, 2000; IWAHASHI; PIKE, 2007; EVANS, 2012).

Considerando a taxonomia e cartografia geomorfológica, a elaboração de metodologias inovadoras intensificaram-se a partir do Congresso Internacional de Geógrafos, realizado em 1956 na cidade do Rio de Janeiro, promovido pela União Geográfica Internacional (UGI). Deste evento resultou uma comissão específica para impulsionar as pesquisas com esta finalidade, que passaram a se desenvolver sistematicamente, sobretudo, em países europeus, culminando nos sistemas de mapeamento francês (ex. TRICART; CAILLEUX, 1956; TRICART, 1965), soviético (ex. MESCERJAKOV, 1968; DEMEK, 1972;), holandês (ex. VERSTAPPEN; ZUIDAM, 1975; VERSTAPPEN, 1983) e alemão (ex. KÜGLER, 1976). Algumas delas, inclusive, influenciaram significativamente as metodologias desenvolvidas e aplicadas em território brasileiro (ex. IPT, 1981; ROSS, 1992; ROSS; MOROZ, 1997; SANTOS *et al.*, 2006; IBGE, 2009).

Porém, como as propostas mencionadas se estruturaram a partir de modelos teóricos distintos ou ênfases à determinados fatores geomorfológicos, o estabelecimento de normativas e padronizações definitivas foi dificultado, ao menos no contexto internacional (ROSS, 1990).

Por outro lado, à caracterização e cartografia do relevo evoluiu concomitantemente aos subsídios teóricos e metodológicos posteriores, destacando-se aqueles disponibilizados pela Geomorfometria, que sendo estruturadas a partir de operações matemáticas, estatísticas e computacionais em desenvolvimento progressivo, foram responsáveis por ampliar a precisão na extração e classificação de elementos geomorfológicos, incorporando-se à derivação de modelos digitais por métodos automáticos ou semiautomáticos em ambiente SIG.

Destaca-se que na análise geomorfológica quantitativa, os procedimentos manuais e a interpretação visual qualitativa possuem funções importantes (VALERIANO, 2008), servindo, em alguns casos, como critério para validação ou comparação de informações automatizadas; preocupações verificadas, por exemplo, nos estudos de Romstad, 2001; Gallant *et al.*, 2005 e Seijmonsbergen *et al.*, 2011.

De qualquer forma, em comparação a métodos manuais, a classificação digital das formas de relevo possibilita que unidades homogêneas sejam melhores

reconhecidas em relação às unidades adjacentes (MACMILLAN; SHARY, 2009) e que as mesmas sejam hierarquizadas em níveis taxonômicos mais precisos (MACMILLAN *et al.*, 2004), possibilitando a estruturação de “um sistema de informações geomorfológicas capaz de prover métodos apropriados de análise e modelagem” (DIKAU, 1990, p. 230). Melhorando a consistência e confiabilidade na precisão e espacialização dos dados adquiridos, estes procedimentos modernos permitem, ainda, que os mapeamentos sejam elaborados em escalas diversificadas – das locais às continentais.

Klingseisen, Metternicht e Paulus (2008), constatando alto grau de subjetividade na delimitação visual do relevo, bem como uma série de limitações das plataformas de SIG em relação aos seus interesses de pesquisa, elaboraram *software* específico (LANDFORM 2), estruturado por algoritmo *fuzzy*¹, para classificação semiautomatizada de unidades homogêneas, fundamentando-se em Speight (1990).

Considerando a possibilidade de testar padronizações em MDE e em seguida ajustá-las de acordo com a complexidade geomorfológica da porção sudoeste do território australiano, os autores direcionaram suas preocupações à agricultura de precisão (Fazenda Muresk). O estudo consistiu em subdividir atributos topográficos básicos para definição de classes primárias de formas de relevo, cujos ruídos remanescentes (células únicas ou tiras estreitas) puderam ser removidos por filtro de mediana, estruturado em janela de 5x5 células.

Uma questão importante relacionada à análise digital do relevo é a possibilidade de que parâmetros geomorfométricos aplicados em classificações e mapeamentos tradicionais sejam submetidos à automatização. Gallant *et al.* (2005) disponibilizaram-se a esta tarefa em relação às proposições de Hammond (1964), que se pautou, por sua vez, na combinação de mapas de declividade, formas e perfis topográficos para definir 12 classes de formas de relevo em estudo aplicado na porção norte do Alasca (EUA).

A adaptação desta metodologia para SIG se orientou na utilização de janelas móveis (10x10) de MDE para extração e combinação das mesmas variáveis adotadas originalmente, embora sua validação estatística não tenha sido viável devido à indisponibilidade de determinados dados quantitativos no trabalho de referência. Apesar do maior detalhamento existente no mapa digital, os autores constataram,

¹ Ao contrário da lógica *booleana*, a lógica *fuzzy* atribui valores intermediários entre as premissas verdadeiras (valor um) e as premissas falsas (valor zero) (ALMEIDA; EVSUKOFF, 2003).

visualmente, muitas similaridades com o mapa analógico, embora advertam que nem todas as metodologias originalmente destinadas a mapeamentos analógicos possam ser informatizadas de maneira sistemática.

Propondo uma classificação geomorfológica essencialmente automatizada, Macmillan *et al.* (2000) desenvolveram método envolvendo a lógica *fuzzy* em MDEs para identificação heurística de 15 padrões morfológicos, anteriormente categorizados por Pennock *et al.* (1994), baseando-se em parâmetros geomorfométricos primários. Aplicada no oeste canadense, esta pesquisa objetivou melhorar os procedimentos manuais voltados à descrição das entidades geomorfológicas aplicáveis na agricultura de precisão. Os principais resultados positivos obtidos referem-se à redução de fragmentação espacial, modelando áreas mais contínuas, e melhor distribuição de classes definidas em posições relativas de declividade.

Romstad (2001) considera que determinados atributos topográficos derivados de MDEs fornecem dados importantes sobre as características de certo elemento da paisagem. No entanto, avalia que a distribuição espacial destes parâmetros normalmente é negligenciada em algoritmos comumente utilizados para classificação automática do relevo, não resolvendo integralmente problemas escalares ou relacionados à sobreposição entre diferentes classes.

O autor adaptou algoritmo de generalização (*cluster* iterativo), proposto inicialmente por Friedrich (1996), para particionar sua área de estudo (nordeste da Ilha *Spitzberg*, Noruega) em unidades homogêneas, levando em conta relações de vizinhança em *grids* de parâmetros geomorfométricos primários, responsáveis por definir grau de generalização – por ele denominado *Fusão Contextual*. Seu estudo concluiu que o método proposto é capaz de reiterar hipóteses sobre as relações entre parâmetros topográficos e formas de relevo, com a vantagem de simplificar a interpretação e aperfeiçoar a representação de sua distribuição espacial.

A necessidade de maior eficiência na distribuição espacial das categorias ou classes geomorfológicas é uma questão igualmente apontada por Iwahashi e Pike (2007), que sugerem que a parametrização do relevo seja realizada mediante número restrito de variáveis topográficas, ou seja, somente aquelas detentoras de recursos espaciais fundamentais.

Utilizando assinaturas geométricas – entendidas como um conjunto de medidas voltadas à distinção de unidades espaciais díspares (PIKE, 1988), os autores demonstram que apenas três variáveis (declividade, convexidade e textura), quando

submetidas a um conjunto de regras em uma árvore de decisão simples, são suficientes para gerar automaticamente mapas geomorfológicos. Este pressuposto resultou em classificação que compreende oito, 12 e 16 classes, aplicadas em escala distintas, respectivamente, distrito de Shimukappu, no Japão (MDE com 55m), todo o território japonês (MDE com 270m) e toda porção continental da Terra (MDE com 1 km de resolução horizontal).

Em relação à análise da interdependência entre as variações topográficas com os demais aspectos do meio natural e/ou antrópico, destaca-se a proposta metodológica de Weiss (2001), que se dispõe a analisar os componentes de uma paisagem de acordo com suas respectivas posições topográficas. Interpretando a vizinhança existente entre valores de declividade e de elevação em MDE, buscou padrões espaciais para classificação supervisionada de feições e formas de relevo, os relacionando à fenômenos hidrológicos, climatológicos e ecológicos em sua área de pesquisa: os arredores do Monte Hood (Oregon, EUA).

O autor propôs o algoritmo Índice de Posição Topográfica – IPT (*Topographic Position Index* – TPI) para verificar as diferenças entre valores de um ponto central de células *raster* com os valores médios do seu entorno em determinada janela de vizinhança, avaliando que valores positivos indicam áreas mais elevadas (ex. cristas e morros); valores negativos, locais mais rebaixados (ex. vales e depressões); e valores próximos à zero, superfícies planas (ex. planícies aluviais ou costeiras). Como células de grade de valores idênticos podem se referir a contextos geomorfológicos distintos, sugere, ainda, que a parametrização do IPT em formas de relevo seja pautada na análise da variabilidade de vizinhança a partir de valores de desvio padrão, definindo duas propostas de classificação: uma com até seis classes, definidas em raio de análise de tamanho fixo (matriz única); e outra com até dez classes obtidas através de raios de análise com tamanhos variados (matrizes duplas), estruturados conforme o grau de generalização requerido.

Outras abordagens de análise espacial e mapeamento automatizado e semiautomatizado de formas de relevo, bem como sua interação à outros componentes do meio físico, podem ser encontradas em Dikau *et al.* (1995); Miliaris (2001); Bolongaro-Crevenna *et al.* (2005); Drăgut e Blaschke (2006); Ehsani e Quiel (2008); Minár e Evans (2008); Saadat *et al.* (2008); Saha, Wells e Munro-Stasiuk (2011); Smith (2011); Hani *et al.* (2012); Székely *et al.*, (2014); Tinós *et al.*, (2014); Podobnikar e Székely (2015); Piloyan e Konečný (2017); e Wei *et al.* (2017).

2.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

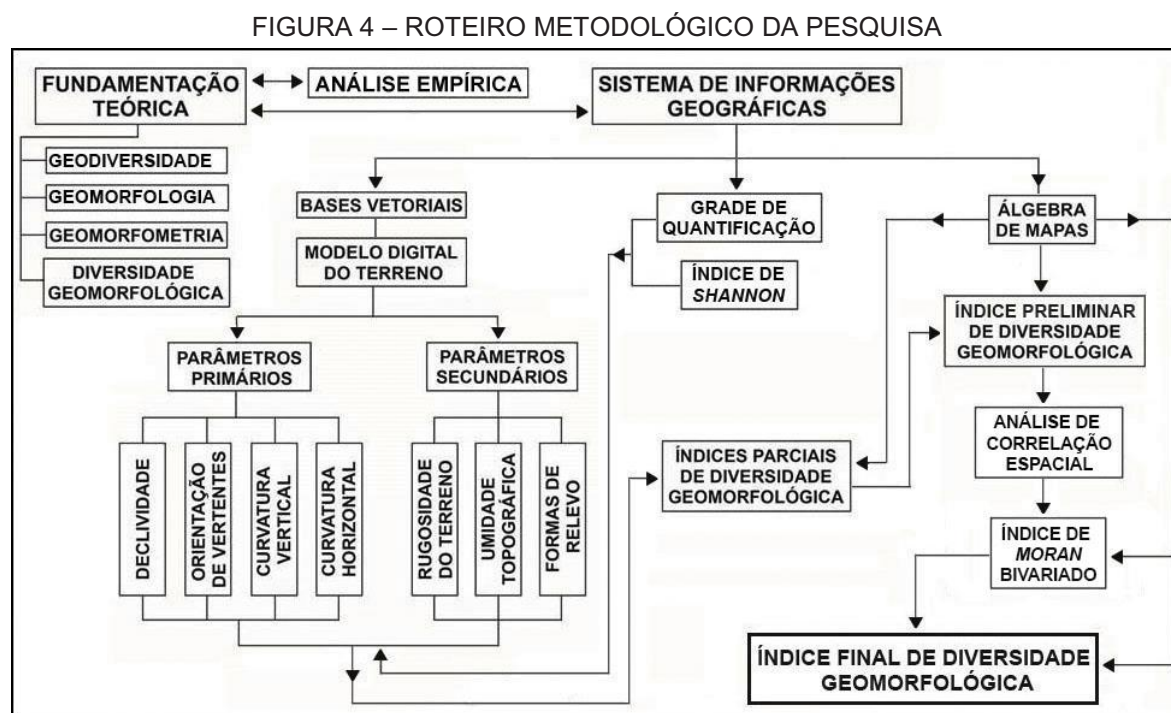
Com base no exposto, constata-se que estudos em Geografia Física e de suas ramificações são dotados de um caráter científico mais rigoroso quando embasados pela geomorfometria; sendo imprescindível para modelagem e análise de múltiplos parâmetros aplicáveis em diversificados temas e áreas de pesquisa.

Auxiliando a resolução de problemas espaciais que, direta ou indiretamente, integram-se aos objetos, formas e processos ocorridos na superfície topográfica, apresenta amplo potencial de aplicabilidade em estudos envolvendo a quantificação e espacialização da variabilidade abiótica da paisagem.

Vislumbrando-se uma classificação geomorfométrica em um nível analítico local, avalia-se que a revisão teórico-metodológica apresentada pode subsidiar os pressupostos operacionais e analíticos, entrementes epistemológicos, direcionados à diversidade geomorfológica, cuja sistematização para o setor norte da APA da Serra da Esperança é apresentada no capítulo seguinte.

3 MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

Este capítulo se refere ao detalhamento do roteiro metodológico da pesquisa (Figura 4), considerando os modelos teóricos, as técnicas e as operações para elaboração e análise sistemática de informações espaciais.



FONTE: O autor (2016).

3.1 ANÁLISE EMPÍRICA

Buscando consonância conceitual e metodológica se considerou oportuno, nesta fase inicial, analisar a diversidade geomorfológica de maneira qualitativa, apoiando-se no conceito de **Geomorfossítio**, que conforme referenciado anteriormente, agrega determinadas formas de relevo que, sendo dotadas de características superlativas, são indicadas para o desenvolvimento de estratégias para uso sustentável dos valores do componente geomorfológico da geodiversidade.

A caracterização de geomorfossítios amostrais é realizada conjuntamente às características físico-ambientais do setor norte da APA da Serra da Esperança (Capítulo 4), cujo caráter qualitativo é complementar ao objetivo principal da tese: a classificação da diversidade geomorfológica com emprego de parâmetros geomorfométricos.

Os critérios de escolha e delimitação dos potenciais geomorfossítios correspondem à capacidade de certos locais serem: a) indicadores dos fatores físicos desencadeadores da diversidade geomorfológica; b) representativos das formas de relevo; e c) visualizados em escalas de campo compatíveis ao seu eventual uso patrimonial.

Esta etapa compreendeu a utilização de aparelho de georreferenciamento (Garmin GPSMAP 62), máquina fotográfica de lente cambiável (Nikon D7000) e ficha de campo (Figura 5); sendo esta última definida mediante adaptação das metodologias de Pereira *et al.* (2007), Pereira e Pereira (2010) e Bollati *et al.* (2013), propondo-se a identificação e avaliação dos geomorfossítios em campo de acordo com: *Escala de observação; Indicadores geomorfológicos; Particularidades e potenciais valores; Correlação com classes de uso e ocupação da terra; Zonas de planejamento; Situação administrativa; e Indicadores de Riscos e Vulnerabilidades.*

FIGURA 5 – FICHA PARA AVALIAÇÃO DE GEOMORFOSSÍTIOS

Localização geográfica	Coordenadas: Latitude:	Longitude:
Localidade:	Altitude:	
Acesso:	Fotografia ilustrativa: Nº.	Azimute:
Escala de observação		
<input type="checkbox"/> Panorâmica	<input type="checkbox"/> Local	<input type="checkbox"/> Isolada
Indicadores geomorfológicos		
Morfologia:		
Morfodinâmica:		
Morfogênese:		
Potenciais valores patrimoniais		
<input type="checkbox"/> Estético	<input type="checkbox"/> Científico	<input type="checkbox"/> Didático <input type="checkbox"/> Turístico
Classes de uso e cobertura da terra – específica ou adjacente		
<input type="checkbox"/> Vegetação preservada	<input type="checkbox"/> Silvicultura	<input type="checkbox"/> Agricultura <input type="checkbox"/> Pecuária <input type="checkbox"/> Corpo hídrico
<input type="checkbox"/> Solo exposto	<input type="checkbox"/> Afloramento rochoso	<input type="checkbox"/> Distrito rural <input type="checkbox"/> Distrito urbano <input type="checkbox"/> Indústria
Zonas de planejamento e situação administrativa		
1) São Francisco: <input type="checkbox"/> Propriedade do estado <input type="checkbox"/> Propriedade privada		
2) Manancial do Rio das Pedras: <input type="checkbox"/> Propriedade do estado <input type="checkbox"/> Propriedade privada		
3) Serra da Esperança: <input type="checkbox"/> Propriedade do estado <input type="checkbox"/> Propriedade privada		
4) Guairacá: <input type="checkbox"/> Propriedade do estado <input type="checkbox"/> Propriedade privada		
5) Guarapuava: <input type="checkbox"/> Propriedade do estado <input type="checkbox"/> Propriedade privada		
Indicadores de riscos e vulnerabilidade		
<input type="checkbox"/> Ravinamento	<input type="checkbox"/> Cicatriz de deslizamento	<input type="checkbox"/> Cone de detritos <input type="checkbox"/> Blocos de escorregamento
<input type="checkbox"/> Sedimentos de deposição recente	<input type="checkbox"/> Área alagável	<input type="checkbox"/> Outros: _____

FONTE: O autor (2013).

3.2 BASES CARTOGRÁFICAS DIGITAIS

As bases cartográficas digitais (Quadro 5) referem-se às fontes de dados, aplicadas em todas as etapas da pesquisa, cujo processamento ocorreu em ambiente SIG (ArcGIS 10.1, SAGA GIS 2.1.2 e QGIS 2.14.4).

Essas bases foram aplicadas na caracterização geral da área de estudo, na elaboração do **Modelo Digital do Terreno** (MDT) e na sua derivação em parâmetros geomorfométricos, amparando, como referência complementar, a descrição e análise dos resultados.

QUADRO 5 – BASES CARTOGRÁFICAS DIGITAIS UTILIZADAS

Bases digitais	Escala	Fonte
Limites políticos e infraestrutura	1: 100 000	ÁGUAS PARANÁ (2013) e IBGE (2005)
Formações geológicas	1: 250.000	MINEROPAR (2001; 2013)
Lineamentos estruturais	1: 250.000	MINEROPAR (2001; 2013)
Unidades geomorfológicas	1: 250.000	Oka-Fiori <i>et al.</i> (2007)
Solos predominantes	1: 250.000	EMBRAPA SOLOS (2008)
Imagem de satélite SPOT-5	1: 5.000	CNES (2005)
Imagens Google Earth Pro	Variadas	Google Earth Pro (2014)
Zonas de planejamento da APA	1: 50 000	Oliveira <i>et al.</i> (2009)
Rede de drenagem	1: 50 000	ÁGUAS PARANÁ (2013)
Curvas de nível e pontos cotados	1: 50 000	ÁGUAS PARANÁ (2013)

FONTE: O autor (2016).

3.3 MODELO DIGITAL DO TERRENO

No capítulo destinado à fundamentação teórica se discorreu sobre a grande diversificação de fontes de dados geomorfométricos, bem como suas potencialidades e limitações. Em que pese à disponibilidade de fontes distintas, optou-se por bases planialtimétricas vetoriais (escala 1:50.000) para elaboração do MDT e cálculo de parâmetros, considerando sua maior eficiência em relação às fontes de dados orbitais (SRTM, ASTER e SPOT-5) na ocasião de testes preliminares.

As bases altimétricas referem-se às curvas de nível (equidistância de 20 metros) e pontos cotados, enquanto as planimétricas à rede de drenagem e polígono envolvente, todas componentes do acervo digital vetorial (*shapefiles*) do Instituto das Águas do Paraná (2013), os quais foram recortados de acordo com o polígono representativo da área de estudo, devidamente compatibilizadas, em ambiente SIG, ao Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS 2000) – Zona Geodésica 22 Sul.

Inicialmente, os *shapefiles* foram submetidos a processo de correção vetorial, visando minimizar, diante de avaliações antecedentes, incompatibilidades entre a configuração de setores de curvas de nível, direção de canais hídricos e valores de elevação de pontos cotados.

Em seguida, gerou-se MDT por meio da ferramenta *Topo to Raster* – um dos interpoladores integrantes do módulo *3D Analyst* e *Spatyal Analyst Tools* da plataforma ArcGIS 10.1. Projetado a partir do programa computacional ANUDEM (*Australian National University Digital Elevation Model*) (HUTCHINSON, 1988; 1989; 2011), este interpolador é estruturado por algoritmo determinístico (drenagem forçada) que remove reentrâncias, falsas depressões e artefatos, possibilitando livre escoamento superficial, estabelecendo, portanto, superfícies topográficas hidrologicamente consistentes.

O algoritmo ampara-se no método iterativo de Gauss-Seidel (Equação 1) para interpolar locais destituídos de amostragem de dados:

$$x^{(k+1)} = (D + L)^{-1} (Ux^{(k)} + b) \quad (\text{Equação 1})$$

Onde D , L e U representam os coeficientes da matriz A (diagonal, triangular estritamente inferior e triangular estritamente superior), e k é o contador da iteração.

Basicamente, para atingir a resolução espacial requerida, calculam-se diferentes grades de resolução mediante iterações por diferenças finitas, adquirindo-se valores iniciais por média das amostras, com os *pixels* sendo atribuídos com o valor da amostra mais próxima. Os procedimentos para elaboração do MDT em SIG baseiam-se na:

- Inserção dos dados vetoriais (pontos cotados, curvas de nível, hidrografia, lagos e polígono envolvente) no interpolador *Topo to Raster* (ANUDEM);
- Metodologia de Hengl (2006) para definição do tamanho do *pixel* (p) a partir da relação entre a área do polígono envolvente (A) e o comprimento total das curvas de nível (l). Considerou-se a totalidade da área para definir o limite da menor resolução (Equação 2) e amostra dos 5% da área com maior densidade de curvas de nível para estabelecer o limite de maior resolução (Equação 3):

$$p < \frac{A}{2 \cdot \sum l} \quad (\text{Equação 2})$$

$$p > \frac{A(5\%)}{2 \cdot \sum l(5\%)} \quad (\text{Equação 3})$$

Com base nesta formulação, chegou-se a resolução de 55 x 55m (área total) e de 28 x 28m (área amostral – 5%), optando-se em gerar MDT com base na última medida, devidamente arredondada para 30 x 30m, compondo grade estruturada por 1235 x 1880 pixels.

Após a elaboração do MDT, foram derivadas variáveis topográficas, cujo critério de escolha baseou-se na sua capacidade de serem testados diferentes fatores e configurações espaciais de elementos da diversidade geomorfológica, analisados através de parâmetros geomorfométricos primários e secundários.

3.4 PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS

Adotando-se o MDT como fonte de entrada no ArcGIS 10.1, foram gerados cinco parâmetros geomorfométricos primários, mediante o módulo *Spatyal Analyst Tools*, extensão *Surface*; constituindo funções de primeira (**Declividade, Orientação de Vertentes e Relevo Sombreado**) e segunda derivadas (**Curvatura Vertical e Curvatura Horizontal**), amparando-se em análise de vizinhança sob janela amostral de 3 x 3 pixels (Figura 6).

FIGURA 6 – JANELA 3 X 3 PARA ANÁLISE DE VIZINHANÇA

Z_1	Z_2	Z_3
Z_4	Z_5	Z_6
Z_7	Z_8	Z_9

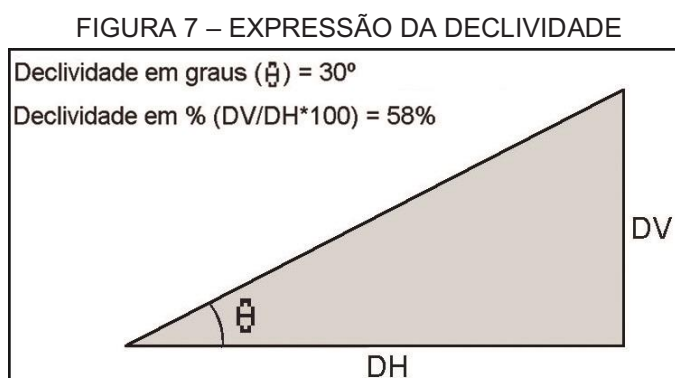
FONTE: Adaptado de ESRI (2010).

Igualmente derivados de análise de vizinhança em células *raster*, embora pautados em janelas amostrais específicas, foram adotados três parâmetros geomorfométricos secundários, assim denominados na literatura (WILSON; GALLANT, 2000; OLAYA, 2009) por serem dependentes da combinação de variáveis

básicas em diferentes níveis, quais sejam: **Índice de Rugosidade do Terreno (IRT)**, decorrente da integração entre valores de amplitude altimétrica e de declividade; **Índice Topográfico de Umidade (ITU)**, proveniente da razão logarítmica entre a área de contribuição hídrica e a tangente da declividade; e **Índice de Posição Topográfica (IPT)**, resultante, por sua vez, do cálculo da diferença entre o valor de altitude de um ponto central em relação ao valor médio de seu entorno; associadas, posteriormente, a classes de declividade.

3.4.1 Declividade

Conceitualmente, a **Declividade** significa o ângulo formado entre o plano horizontal e a tangente de uma superfície (VALERIANO, 2008b), calculando a diferença entre as distâncias vertical (DV) e horizontal (DH) entre dois pontos, sendo expressa em graus ou porcentagem (Figura 7).



FONTE: Adaptado de ESRI (2010).

A análise de vizinhança quantifica a variação máxima da inclinação da célula central em relação aos seus oito vizinhos, cujo algoritmo é estruturado sobre as variáveis direcionais do modelo teórico de Horn (1981) (Equações 4 e 5).

$$f_x = \frac{[(Z_3 + 2Z_6 + Z_9) - (Z_1 + 2Z_4 + Z_7)]}{8L} \quad (\text{Equação 4})$$

$$f_y = \frac{[(Z_1 + 2Z_6 + Z_3) - (Z_7 + 2Z_8 + Z_9)]}{8L} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde f_x é o gradiente leste-oeste da janela, f_y o gradiente norte-sul e L o espaçamento da grade (30 metros).

Após derivação deste parâmetro, foram estabelecidos seis intervalos de classe conforme metodologia de EMBRAPA (2006), quais sejam:

- **Classe 1:** < 3% (Relevo plano);
- **Classe 2:** 3-8% (Relevo suave ondulado);
- **Classe 3:** 8-20% (Relevo ondulado);
- **Classe 4:** 20-45% (Relevo forte ondulado);
- **Classe 5:** 45-75% (Relevo montanhoso); e
- **Classe 6:** > 75% (Relevo escarpado).

Destaca-se que a utilização desta classificação se restringe aos intervalos numéricos, já que a definição das formas de relevo para a área de estudo baseia-se em outros atributos do terreno.

3.4.2 Orientação de vertentes

O atributo **Orientação de Vertentes** representa o ângulo de direção do declive, identificando o sentido da velocidade máxima de variação no valor de cada célula até as células circundantes (BURROUGH; McDONELL, 1998).

Sua derivação em SIG se apoia em algoritmo definido conforme as variáveis direcionais formuladas por Horn (1981), utilizando janela móvel de 3 x 3 pixels para analisar o valor de cada célula central e seus oito vizinhos, calculando a taxa de mudança de direção x (Equação 6) e a direção y (Equação 7) de cada célula.

$$[dz/dx] = ((c+2f+i) - (a+2d+g)) / 8 \quad \text{(Equação 6)}$$

$$[dz/dy] = ((g+2h+i) - (a+2b+c)) / 8 \quad \text{(Equação 7)}$$

Avaliando a taxa de mudança em ambas as direções da célula, se define a orientação das vertentes (Equação 8); posteriormente convertida para valores que variam de 0 a 360° (Equação 9).

$$\text{Orientação} = 57,29578 * \text{atan2} ([dz/dy], - [dz/dx]) \quad \text{(Equação 8)}$$

$$\text{Direção em graus} = \text{ATan2} (fx-fy) (180/\pi) \quad \text{(Equação 9)}$$

Após a modelagem deste parâmetro, foram considerados os seguintes intervalos de classes:

- **Classe 1:** 0 a 22.5° (Norte);
- **Classe 2:** 22.5 a 67.5° (Nordeste);
- **Classe 3:** 67.5 a 112.5° (Leste);
- **Classe 4:** 112.5 a 157.5° (Sudeste);
- **Classe 5:** 157.5 a 202.5° (Sul);
- **Classe 6:** 202.5 a 247.5° (Sudoeste);
- **Classe 7:** 247.5 a 292.5° (Oeste);
- **Classe 8:** 292.5 a 337.5° (Noroeste);
- **Classe 9:** 337.5 a 360° (Norte).

3.4.3 Relevo Sombreado

O parâmetro **Relevo Sombreado** conjectura a topografia de um MDT, sendo potencialmente intuitivo ao olho humano, melhorando sua aparência visual. Ainda, quando diferentes parâmetros a ele são sobrepostos, possibilita-se a visualização destes mediante percepção tridimensional (OLAYA, 2009). As entradas em SIG para sua derivação compreendem, basicamente: MDT de entrada, azimute, altitude, fator Z e tamanho de *pixel*.

A mensuração dos valores de sombreamento (*RS*) baseia-se, inicialmente, no tratamento de dados de altitude, zênite (ponto ou grau mais elevado) e azimute (direção angular do sol) que, posteriormente, são correlacionados à declividade e orientação de vertentes para determinar o valor de cada célula na saída *raster* (Equação 10).

$$RS = 255.0 * ((\cos(zên_rad) * \cos(decliv_rad)) + (\sin(zên_rad) * \sin(decliv_rad) * \cos(azim_rad - orient_rad))) \quad (\text{Equação 10})$$

É importante enfatizar que este atributo foi elaborado, exclusivamente, para oferecer arcabouço tridimensional, via sobreposição, aos demais parâmetros geomorfométricos, bem como dos índices de diversidade derivados.

3.4.4 Curvatura Vertical e Curvatura Horizontal

As curvaturas vertical e horizontal referem-se, respectivamente, ao formato convexo/côncavo do terreno (perfil de curvatura) e ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno (plano de curvatura). Sua derivação para a área de estudo contemplou as variáveis visuais de Zevenbergen e Thorne (1987), estruturado matematicamente como (Equações 11 a 21):

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + 1 \quad (\text{Equação 11})$$

Sendo:

$$A = \frac{\left[\frac{(Z_1+Z_3+Z_7+Z_9)}{4} - \frac{(Z_2+Z_4+Z_6+Z_8)}{2} + Z_5 \right]}{L^4} \quad (\text{Equação 12})$$

$$B = \frac{\left[\frac{(Z_1+Z_3-Z_7-Z_9)}{4} - \frac{(Z_2-Z_8)}{2} \right]}{L^3} \quad (\text{Equação 13})$$

$$C = \frac{\left[\frac{(-Z_1+Z_3-Z_7+Z_9)}{4} - \frac{(Z_4-Z_6)}{2} \right]}{L^3} \quad (\text{Equação 14})$$

$$D = \frac{\left[\frac{(Z_4+Z_6)}{2} - Z_5 \right]}{L^3} \quad (\text{Equação 15})$$

$$E = \frac{\left[\frac{(Z_2+Z_8)}{2} - Z_5 \right]}{L^3} \quad (\text{Equação 16})$$

$$F = \left(\frac{-Z_1 + Z_3 + Z_7 - Z_9}{4L^2} \right) \quad (\text{Equação 17})$$

$$G = \left(\frac{-Z_4 + Z_6}{2L} \right) \quad (\text{Equação 18})$$

$$H = \left(\frac{Z_2 - Z_8}{2L} \right) \quad (\text{Equação 19})$$

$$I = Z_5 \quad (\text{Equação 20})$$

$$L = \text{Dimensão do pixel} \quad (\text{Equação 21})$$

A partir desse polinômio se define a curvatura vertical (perfil de curvatura) (Equação 22) e a curvatura horizontal (plano de curvatura) (Equação 23).

$$-2 \left(\frac{H^2D - GHF + G^2E}{G^2 + H^2} \right) \quad (\text{Equação 22})$$

$$-2 \left(\frac{G^2D - GHF + H^2E}{G^2 + H^2} \right) \quad (\text{Equação 23})$$

Em SIG, o cálculo para obtenção das mesmas envolve a comparação entre as diferenças altimétricas recíprocas a partir da célula analisada. Para as curvaturas verticais, valores negativos tendem a representar as vertentes convexas, valores nulos (próximos à zero) as vertentes retilíneas e valores positivos as vertentes côncavas. Para as curvaturas horizontais, valores negativos representam as vertentes convergentes, valores nulos as vertentes planares e valores positivos as vertentes divergentes. Considerando estas premissas, foram definidos os seguintes intervalos de classes para a área de estudo:

- **Curvatura Vertical:** $<-0,01$ para vertentes convexas; $-0,01$ a $0,01$ para vertentes retilíneas; e $>0,01$ para vertentes côncavas;
- **Curvatura Horizontal:** $<-0,01$ para vertentes convergentes; $-0,01$ a $0,01$ para vertentes planares; e $>0,01$ para vertentes divergentes.

3.4.5 Índice de Rugosidade do Terreno

A Rugosidade do Terreno é uma característica relacionada à irregularidade e acidentalidade do relevo, podendo ser concebido a partir de diferentes cálculos (GISBERT; MARTI, 2010); sendo adotado o **Índice de Rugosidade do Terreno – IRT** (*Terrain Ruggedness Index – TRI*) formulado por Riley, Degloria e Elliot (1999), que se ampara nas relações de vizinhança entre *pixels* (Figura 8).

FIGURA 8 – RELAÇÕES DE VIZINHANÇA PARA CÁLCULO DO IRT

		Colunas (c)		
Linhas (r)		$e_{r-1,c-1}$	$e_{r-1,c}$	$e_{r-1,c+1}$
		$e_{r,c-1}$	$e_{r,c}$	$e_{r,c+1}$
		$e_{r+1,c-1}$	$e_{r+1,c}$	$e_{r+1,c+1}$

FONTE: Adaptado de GILBERT; MARTI (2010).

O método mencionado considera algoritmo que mede a dispersão das elevações de cada célula central para suas oito células vizinhas, considerando, simetricamente, os valores positivos e negativos de inclinação (Equação 24):

$$IRT_{r,c} = \sqrt{\sum_{i=r-1}^{r+1} \sum_{j=c-1}^{c+1} (e_{i,j} - e_{r,c})^2} \quad (\text{Equação 24})$$

Após cálculo deste parâmetro, adaptando o sistema de classificação de acordo com as características do recorte espacial pesquisado, estabeleceram-se os seguintes intervalos de classe, a partir do qual o IRT passa a ser denominado como **Rugosidade do Terreno**:

- **IRT < 1,9:** Terreno plano;
- **IRT 1,91 a 3,9:** Terreno quase plano;
- **IRT 3,91 a 5,9:** Rugosidade baixa;
- **IRT 5,91 a 8,4:** Rugosidade intermediária;
- **IRT 8,41 a 11,4:** Rugosidade moderada;
- **IRT 11,41 a 15,6:** Rugosidade elevada;
- **IRT 15,61 a 36,9:** Rugosidade extrema.

3.4.6 Índice Topográfico de Umidade

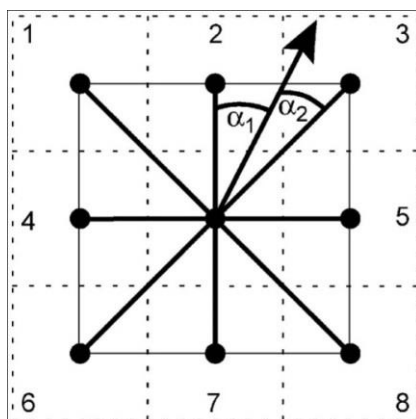
No sentido de considerar a função da geomorfologia no comportamento hidrológico do terreno, adotou-se o **Índice Topográfico de Umidade** – ITU (*Topographic Wetness Index* – TWI), formulado, originalmente, para o modelo hidrológico TOPMODEL (BEVEN; KIRKBY, 1979). O ITU simula, com base na complexidade topográfica, o nível de saturação de água no solo, representando o contexto hidrológico em razão da sua complexidade topográfica, e se correlacionando diretamente às condições pedológicas, ecológicas e ambientais de determinado recorte espacial.

Sua modelagem envolve o logaritmo natural (\ln) da razão entre área de contribuição (A_c) e a tangente da declividade em graus (Equação 25).

$$\ln\left(\frac{A_c}{\tan\beta}\right) \quad (\text{Equação 25})$$

A área de contribuição, por sua vez, considera a mensuração da direção de fluxo (*flow direction*), conforme o método D-infinito (D^∞), proposto por Tarboton (1997). Particionando as células de uma janela de vizinhança 3 x 3, são atribuídos pontos centrais que originam oito facetas triangulares – responsáveis por determinar a direção vetorial do fluxo hídrico (Figura 9).

FIGURA 9 – MÉTODO D^∞ PARA CÁLCULO DE DIREÇÃO DE FLUXO



FONTE: GRUBER e PECKHAM (2009).

Após derivação desta variável foram definidos cinco intervalos para especificar classes de **Umidade Topográfica**.

- ITU 5,4 a 7,8: Terreno muito bem drenado;
- ITU 7,81 a 9,3: Terreno bem drenado;
- ITU 9,31 a 11,7: Terreno moderadamente drenado;
- ITU 11,71 a 15,5: Terreno mal drenado;
- ITU 15,51 a 21,4: Terreno muito mal drenado.

3.4.7 Índice de Posição Topográfica

As formas de relevo foram discretizadas a partir do **Índice de Posição Topográfica** – IPT (*Topographic Position Index* – TPI), utilizando-se de ferramentas SIG de estatística focal e álgebra de mapas. Proposto por Weiss (2001) e reformulado por Wilson e Gallant (2000), o IPT pode ser embasado por janelas de vizinhança de tamanhos e formatos diferentes, mensurando as diferenças entre valores de um ponto central (Z_0) e os valores médios do seu entorno (\bar{Z}), a partir de raio pré-definido (R) (Equação 26); sendo a média de elevação calculada conforme Equação 27.

$$IPT = Z_0 - \bar{Z} \quad (\text{Equação 26})$$

$$\bar{Z} = \frac{1}{n} \sum_i E R^Z i \quad (\text{Equação 27})$$

As células de grade com valores idênticos podem remeter-se a contextos geomorfológicos distintos, e sua classificação a partir do IPT é dependente da análise da variabilidade de vizinhança existente, mediante valores de Desvio Padrão. De acordo com as características da área de estudo e objetivos propostos optou-se pela classificação em seis classes, se empregando para análise de vizinhança, após testes preliminares, janela circular de 15 metros de raio, possibilitando a parametrização das seguintes classes de **Formas de Relevo**:

- **IPT > 1 desvio padrão:** Topos de Cristas e Morros;
- **IPT > 0,5 e ≤ 1 desvio padrão:** Vertentes superiores;
- **IPT > -0,5 e < -0,5 desvio padrão; declividade < 5°:** Vertentes intermediárias;
- **IPT ≥ -0,5 e ≤ -0,5 desvio padrão, declividade ≥ 5°:** Áreas planas;
- **IPT ≥ -1 e < 0,5 desvio padrão:** Vertentes rebaixadas;
- **IPT < -1 desvio padrão:** Vales e *Canyons*.

3.5 ANÁLISE DIGITAL DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA

A quantificação da diversidade geomorfológica da área de estudo perpassa a análise de arquivos *raster* e vetoriais, e dados geográficos à eles vinculados por meio de tabelas de atributos; todos configurados em dados de entrada (*inputs*) e de saída (*outputs*), em consonância ao conjunto de ferramentas disponíveis em SIG.

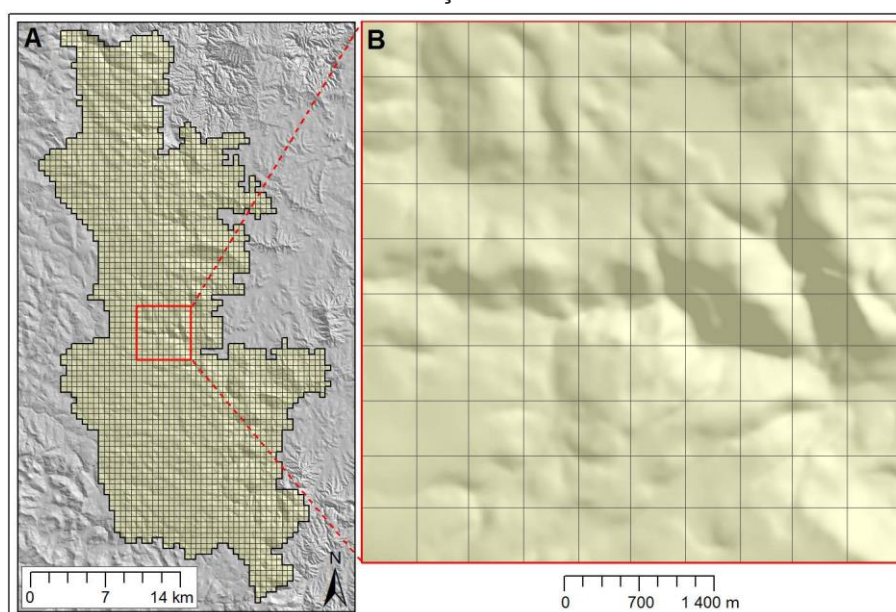
3.5.1 Matriz de quantificação

A matriz de quantificação consistiu em base vetorial para cálculo da diversidade de classes dos parâmetros geomorfométricos, a ela subpostos, compondo 2.910 células de 500 x 500 metros (Figura 10A) – medida pautada, após testes antecedentes, na escala do MDT e na interpretação do contexto geomorfológico. Para que todas as células possuíssem a mesma dimensão foi necessário ampliar,

suavemente, aquelas que recobriram as variáveis conectadas aos limites da área de estudo, visando correta compatibilidade espacial entre os planos de informação para as etapas posteriores.

Com base na matriz mencionada se considerou, ainda, recorte amostral (Figura 10B) para melhor detalhamento espacial das classes dos parâmetros geomorfométricos e dos seus índices de diversidade específicos, bem como daqueles resultantes de diferentes etapas de sobreposição.

FIGURA 10 – MATRIZ PARA QUANTIFICAÇÃO DA DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA



FONTE: O autor (2016).

O arquivo vetorial basilar para esta finalidade foi gerado no algoritmo *Fishnet* do ArcGIS 10.1 (*ArcToolbox/Data Management Tolls/Feature Class/Create Fishnet*); que, em seguida, foi replicado em sete matrizes específicas, responsáveis por organizar, nas respectivas tabelas de atributos, os valores de diversidade dos parâmetros geomorfométricos, estes, por sua vez, quantificados mediante o Índice de Diversidade de *Shannon*.

3.5.2 Índice de Diversidade de *Shannon*

O **Índice de Diversidade de *Shannon*** (SHDI), derivado da Teoria da Informação (SHANNON, 1948; SHANNON e WEAVER, 1949), foi utilizado para

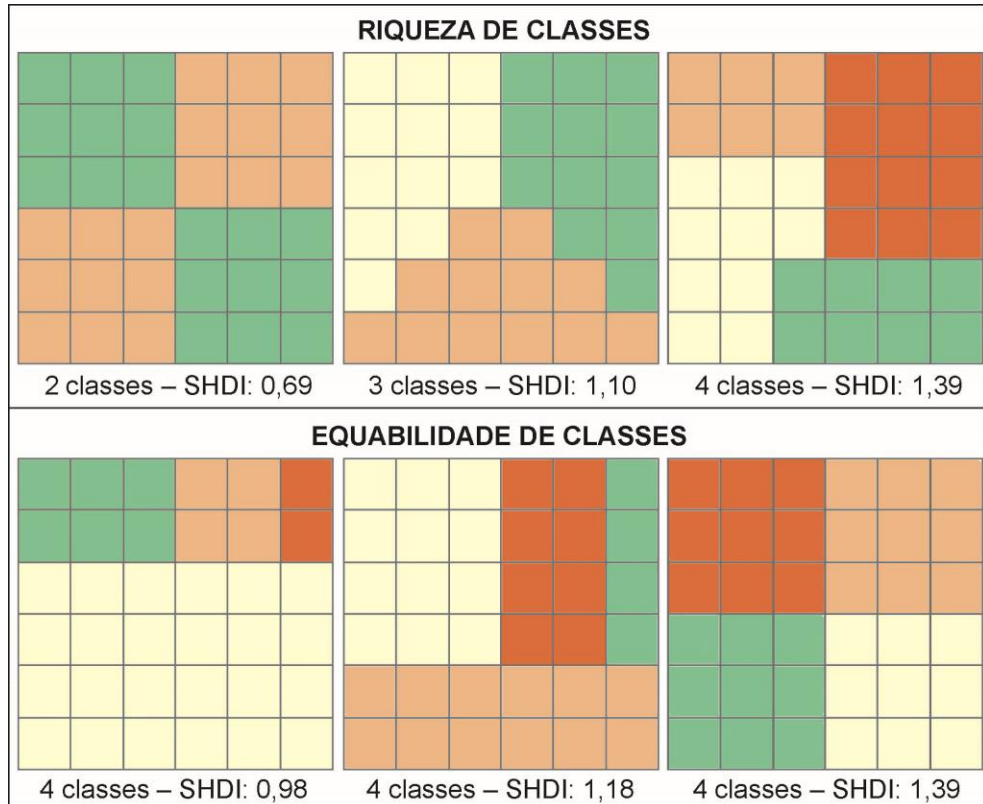
mensurar, nas células de 500 x 500 m mencionadas, o número de ocorrências das classes de formas de relevo e suas respectivas proporções (Equação 28):

$$SHDI = - \sum_{i=1}^s p_i = \frac{n_i}{N} * Ln p_i \quad (\text{Equação 28})$$

Onde: n_i refere-se ao número de células relativas à cada classe, N o número total de classes da amostra (Riqueza) e p_i à proporção das mesmas (Equabilidade) em relação à área, expressa em Logaritmo Natural (Ln).

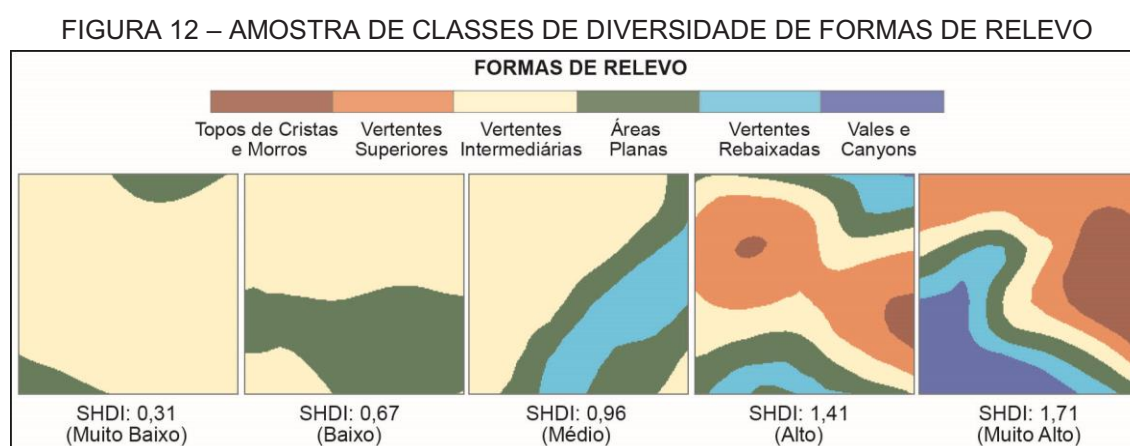
A ampliação gradativa dos valores do índice decorre da seguinte condição: conforme maior número de diferentes tipos de dados e sua proporção nas células de análise, o valor máximo possível é alcançado quando todas as classes de determinada variável possuem a mesma área (EIDEN; KAYADJANIAN; VIDAL, 2000); que no caso do presente estudo se refere a influência do número de classes (riqueza) e da sua proporção logarítmica (equabilidade) sobre o Índice de *Shannon* (Figura 11).

FIGURA 11 – REPRESENTAÇÃO DA RIQUEZA E EQUABILIDADE DE CLASSES DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS



FONTE: Adaptado de EIDEN; KAYADJANIAN; VIDAL (2000).

Amplamente utilizado em estudos envolvendo temas correlatos à biodiversidade e ecologia da paisagem, recentemente passou a ser direcionado à quantificação da geodiversidade; exemplificadas em Serrano e Ruiz-Flaño (2007), Benito-Calvo *et al.* (2009) e Hjort e Luoto (2010). A bibliografia analisada não indicou, entretanto, a destinação deste índice para analisar a diversidade geomorfológica em termos geomorfométricos, especificamente sobre os diferentes parâmetros adotados, o que motivou sua aplicação no estudo proposto; onde a mensuração de riqueza e equabilidade de classes, devidamente categorizadas, são ilustradas pela Figura 12, tendo o modelo de Formas de Relevo (IPT) como exemplo.



FONTE: O autor (2016).

O estabelecimento das classes de SHDI foi viabilizado pelo emprego do algoritmo *Landscape Ecology Statistics* (LecoS), que sendo estruturado em linguagem de programação *Python* (JONES; OLIPHANT; PETERSON, 2001; OLIPHANT, 2007) foi destinado originalmente para cálculo de métricas básicas e avançadas no campo da ecologia da paisagem (JUNG, 2013).

Compondo *plug-ins* compatíveis com a plataforma QGIS-SAGA, possibilitou a submissão dos parâmetros geomorfométricos – através do *script Landscape Vector Overlay* – à equação do SHDI, registrando os valores de diversidade em banco de dados (*Data Base File* – DBF) correlatos às grades de quantificação específicas.

3.5.3 Álgebra de Mapas

Em caráter quantitativo, a **Álgebra de Mapas** consiste em analisar as propriedades de dados espaciais, associando classes temáticas a um valor escalar,

ordinal, cardinal ou intervalar (TOMLIN, 1990); podendo ser aplicados para integração de campos e objetos georreferenciados em determinado processo de modelagem (CORDEIRO; BARBOSA; CÂMARA, 2007).

Segundo Tomlin (1990) a análise espacial por álgebra de mapas pode ser subsidiada por: *a) Operações Locais*, quando se associam valores de campos distintos atribuídos a um mesmo local; *b) Operações de Vizinhança*, quando os campos de saída são calculados de acordo com a forma e dimensão de uma vizinhança no entorno do local requerido; e *c) Operações Zonais*, considerando operações *booleanas*² para ordenar categorias numéricas entre variáveis de interesse, reunindo as propriedades de um conjunto de dados.

Para a análise e parametrização dos índices de diversidade dos parâmetros geomorfométricos, critérios *booleanos* foram adotados para categorização de cinco classes de diversidade: **1) Muito Baixa, 2) Baixa, 3) Média, 4) Alta, e 5) Muita Alta** (Tabela 1); pautando-se no algoritmo **Quebras Naturais** (*Natural Breaks – Jenks*) do ArcGIS 10.1, onde os intervalos refletem, simultaneamente, o agrupamento natural de dados com valores similares e a maximização da diferença entre classes (ESRI, 2010). Cabe enfatizar que, em alguns parâmetros, se obteve valor 0 (zero) de diversidade, denotando às células que sobrepuseram um único intervalo de classe, sendo consideradas, para efeitos práticos, na classe de diversidade *Muito Baixa*.

TABELA 1 – INTERVALOS DE CLASSES DO SHDI DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS

Parâmetro	DIVERSIDADE				
	Muito Baixa	Baixa	Média	Alta	Muito Alta
Declividade	0,19 – 0,73	0,73 – 0,93	0,93 – 1,09	1,09 – 1,25	1,25 – 1,69
Orientação de Vertentes	0,06 – 0,94	0,94 – 1,30	1,30 – 1,57	1,57 – 1,80	1,80 – 2,16
Curvatura Vertical	0,25 – 0,66	0,66 – 0,79	0,79 – 0,87	0,87 – 0,97	0,97 – 1,10
Curvatura Horizontal	0,00 – 0,71	0,71 – 0,82	0,82 – 0,90	0,90 – 0,99	0,99 – 1,10
IRT	0,00 – 0,47	0,47 – 0,89	0,89 – 1,19	1,19 – 1,46	1,46 – 1,92
ITU	0,00 – 0,58	0,58 – 0,87	0,87 – 1,09	1,09 – 1,29	1,29 – 1,59
IPT	0,00 – 0,49	0,49 – 0,87	0,87 – 1,16	1,16 – 1,43	1,43 – 1,78

FONTE: O autor (2016).

No que diz respeito aos relacionamentos topológicos entre os intervalos (CLEMENTINI; DI FELICE; VAN OOSTEROM, 1993), posteriormente à seriação dos índices de diversidade específicos, os mesmos foram integrados por **Tabulação**

² A Álgebra *Booleana* refere-se a um tratamento lógico de dados proposto inicialmente por George Boole em 1854 para representar as propriedades de circuitos elétricos, cujas variáveis, ao serem categorizadas, assumem um número reduzido de valores (GÜNTZEL, J.L.; NASCIMENTO, F.A., 2001).

Cruzada, cuja função reside na integração entre valores que correspondem a uma mesma classe de diversidade geomorfológica, através de média aritmética simples. Esta operação se vinculou à diferentes etapas de sobreposição de dados mediante a ferramenta *Raster Calculator* do ArcGIS 10.1, aplicando-a no estabelecimento do **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica** (IPDG), proveniente da integração entre os sete parâmetros geomorfométricos adotados, e do **Índice Final de Diversidade Geomorfológica** (IFDG), derivado da integração entre os parâmetros validados estatisticamente; ambos representando a média das cinco classes de SHDI em cada célula de quantificação.

3.5.4 Estatística Básica

A distribuição dos conjuntos de dados numéricos associados aos parâmetros geomorfométricos, bem como seus respectivos índices de diversidade, foram analisados por **Estatística Básica**, considerando:

- **Medidas de valor Mínimo e Máximo**, que determinam, respectivamente, o menor e maior valor entre as células pertencentes a uma zona de saída;
- **Medida de Tendência Central**, considerando a *Média* dos valores totais dos dados (ANDRIOTTI, 2003);
- **Medidas de Dispersão**, referindo-se a: 1) *Desvio entre Quartis* ($d_q = Q_3 - Q_1$), (Equação 29), utilizado na observação do afastamento entre os dados, em conjunto as medidas de tendência central (ANDRIOTTI, 2003); e 2) *Desvio Padrão*, para avaliar a dispersão dos valores atribuídos às variáveis de interesse (CRESPO, 2002), sendo que, a partir dos desvios em torno da média aritmética, define-se a *Variância* dos dados (S^2) (Equação 30):

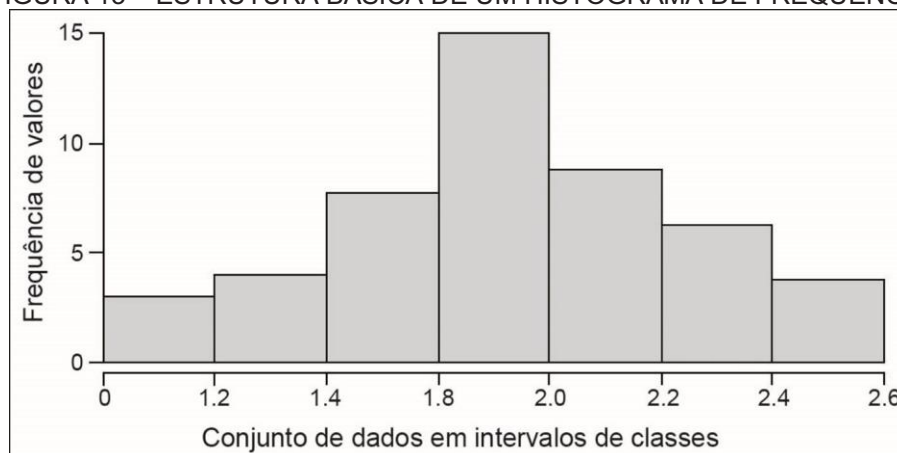
$$S^2 = \frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (\text{Equação 30})$$

Onde x_i refere-se a cada elemento do conjunto de dados, \bar{x} a média do conjunto e n o número total de elementos, articulando-se ao *Desvio Padrão* (S) das variáveis, estimando por sua vez, a raiz quadrada da variância (Equação 31):

$$S = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (\text{Equação 31})$$

- **Medidas de Frequência**, pautando-se em representações gráficas (*Histogramas*) estruturadas sobre o eixo das abscissas (coordenada x), e tendo como ponto médio o valor central dos intervalos de classe determinados às variáveis (ANDRIOTTI, 2003) (ex. Figura 13), foram incorporadas às fases de análise espacial da frequência dos valores das classes dos parâmetros geomorfométricos e dos índices de diversidade, tanto os específicos quanto aqueles resultantes de tabulação cruzada.

FIGURA 13 – ESTRUTURA BÁSICA DE UM HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA



FONTE: O autor (2015).

3.5.5 Indicadores Locais de Associação Espacial – Índice de *Moran* Bivariado

A **Estatística Espacial** foi desenvolvida para viabilizar a quantificação da dependência espacial de informações geográficas, tendo como finalidade a avaliação de padrões espaciais inerentes a contextos locais e aos valores a eles atribuídos, identificando a associação espacial e a variação sistemática de objetos e fenômenos com base no valor de determinada amostra em relação ao conjunto de dados, cujo nível de proximidade ou conectividade é abordada no âmbito da análise de vizinhança (ANSELIN, 1995).

Conforme indicado anteriormente, a hipótese norteadora da presente tese considera que a diversidade geomorfológica pode ser classificada mediante a submissão de um número restrito de parâmetros geomorfométricos ao Índice de

Shannon; e a análise de correlação espacial, neste sentido, objetivou a identificação daqueles que apresentam elevado grau de associação entre valores de riqueza e equabilidade, sendo adotado o **Índice de Moran Bivariado** (I_{xy}) (ANSELIN, 1995; ANSELIN; SYABRI; SMIRNOV, 2003; ANSELIN, 2005) como coeficiente de mensuração para avaliação da correspondência entre pares de variáveis (X e Y), especificado conforme a Equação 32:

$$I_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n u_i z_j w_{ij}}{S_o \sqrt{S_u^2 S_z^2}} \quad (\text{Equação 32})$$

Em que n se refere ao conjunto de dados; $Z_j = (x_j - \bar{x})$ e $u_i = (y_i - \bar{y})$ expressam os valores centrados nas médias das variáveis (X e Y); w_{ij} é o elemento da matriz de proximidade (W); S_o é definido pelo somatório da relação espacial entre os valores observados (i e j); e S_u^2 e S_z^2 expressam as respectivas variâncias de X e Y .

No presente estudo a variável independente (X) refere-se ao índice de diversidade resultante da mensuração das classes do *Índice de Posição Topográfica* (IPT), que enfatizando a variabilidade de formas de relevo, foi adotado como elemento basilar para classificação da diversidade geomorfológica. As variáveis dependentes (Y), por sua vez, são relativas aos dados que representam as classes de diversidade dos demais parâmetros geomorfométricos, cuja análise do nível de correlação espacial em relação à variável independente (IPT), foi amparada por *Indicadores Locais de Associação Espacial* (Estatística LISA).

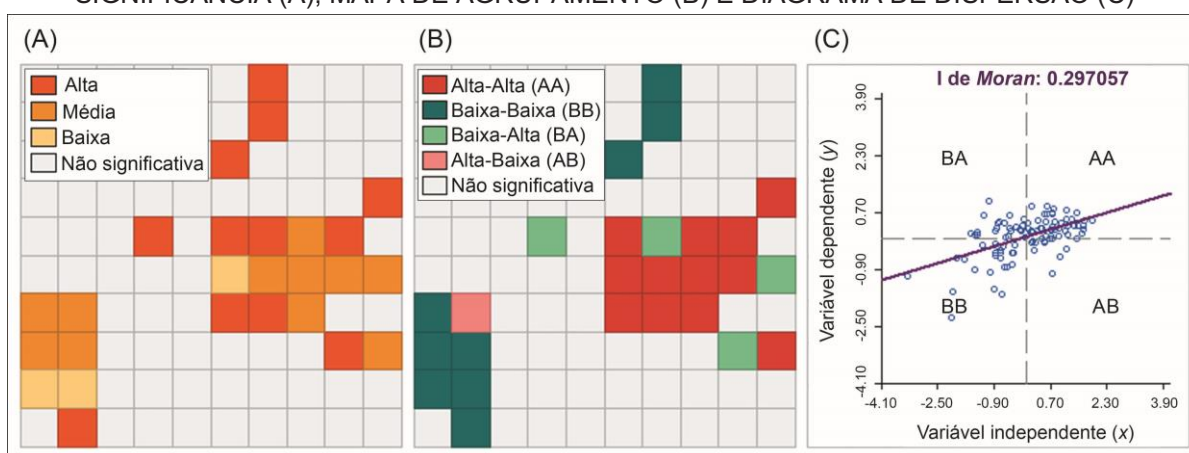
Os **Indicadores Locais de Associação Espacial** (*Local Indicators of Spatial Association* – LISA), tendo o Índice de *Moran Bivariado* (*I de Moran*) como coeficiente, consideram áreas de influência para estimar padrões locais de associação espacial, assinalando aglomerados de valores similares (*clusters*) no entorno das amostras especificadas, sendo estruturados, de acordo com Celebioglu e Dall’Erba (2009), como (Equação 33):

$$I_i = \frac{x_i - \mu}{\sigma_0^2} \sum_{j=1}^n w_{ij} (x_j - \mu), i = 1, \dots, n \quad (\text{Equação 33})$$

Sendo: σ_0^2 a variância do conjunto de dados da variável de interesse; x_i a observação da variável de interesse em $i = 1, \dots, n$ (repercutindo em valores positivos ou negativos); e μ a média das n variáveis (diversidade das classes dos parâmetros).

Graficamente, a estatística LISA pode se configurar em: **1) Mapas de Significância** (*Significance Map*), responsáveis por representar o nível de relevância (*Alta*, *Média* ou *Baixa*) da vizinhança existente entre valores contínuos de diversidade das variáveis X e Y (Figura 14A); **2) Mapas de Agrupamento** (*Cluster Map*), que se refere à avaliação da dispersão espacial das mesmas variáveis, conforme o agrupamento da vizinhança (valores médios) em quatro quadrantes: *Alta-Alta* (AA), *Baixa-Baixa* (BB), *Baixa-Alta* (BA) e *Alta-Baixa* (AB) (Figura 14B); e **3) Diagramas de Dispersão Bivariado** (*Bivariate Scatter Plot*), que possibilitam a avaliação da dispersão dos valores de diversidade em um plano cartesiano, indicando correlação espacial positiva ou negativa entre X e Y (Figura 14C), sendo aferidos a partir da subtração dos valores totais dos atributos em relação à sua média, e da divisão por valores de desvio padrão de cada resultado bivariado.

FIGURA 14 – REPRESENTAÇÃO DA VIZINHANÇA ENTRE AS VARIÁVEIS X E Y : MAPA DE SIGNIFICÂNCIA (A), MAPA DE AGRUPAMENTO (B) E DIAGRAMA DE DISPERSÃO (C)



FONTE: O autor (2016).

Os quadrantes correspondem a dois tipos de associação espacial bivariada em relação à média dos valores: 1) duas classes de correlação espacial positiva (*Alta-Alta* e *Baixa-Baixa*), agrupando vizinhos com valores semelhantes; e 2) duas classes de correlação espacial negativa (*Alta-Baixa* e *Baixa-Alta*), que não se agrupam por possuírem vizinhos atribuídos por valores discrepantes (*outliers*) dentro da matriz de contiguidade.

Com base no I de *Moran*, têm-se, de maneira geral: **1) Hipótese Nula** para indicar a independência espacial (valor 0); **2) Valores Positivos** (entre 0 e +1) para indicar correlação espacial direta entre as variáveis *X* e *Y*; e **3) Valores Negativos** (entre 0 e -1) para indicar, ao contrário, a correlação espacial inversa entre as mesmas; sendo o ajustamento da inclinação da linha de regressão do diagrama definida conforme a dispersão dos valores (em pontos) das variáveis (ANSELIM, L.; SYABRI, I.; SMIRNOV, O., 2003).

Adotando-se os procedimentos explicitados, a correlação espacial entre os índices de diversidade foi modelada no *software* de Estatística Espacial *GeoDa 1.10* (ANSELIN, 2005), considerando: **1)** Intersecção das tabelas de atributos (DBF.) dos índices de diversidade em um único arquivo vetorial (SHP.), composto por células de 500 x 500 metros; **2)** Inserção de uma coluna no arquivo vetorial para definição de janela de vizinhança (matriz de peso) entre as variáveis *X* e *Y*; e **3)** Definição da *Matriz de Contiguidade* (opção *Queen Contiguity*) para análise de correlação entre o conjunto de dados das variáveis, considerando a primeira ordem de vizinhança espacial entre as células de diversidade (Figura 15);

FIGURA 15 – MATRIZ DE CONTIGUIDADE PARA ANÁLISE DE VIZINHANÇA DE DIVERSIDADE ENTRE X E Y

θ_2	θ_1	θ_2
θ_1	X	θ_1
θ_2	θ_1	θ_2

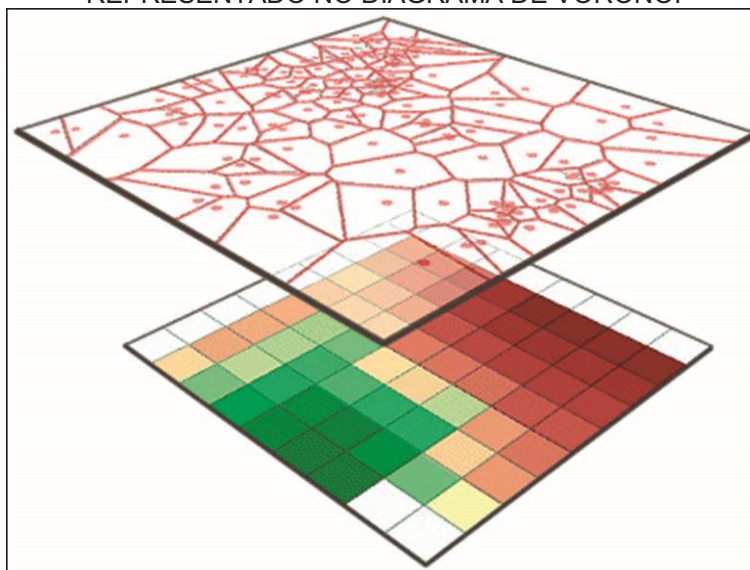
FONTE: O autor (2016).

3.5.6 Interpolação dos Índices de Diversidade Geomorfológica

O **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica** e o **Índice Final de Diversidade Geomorfológica**, se pautando na necessidade de refinamento da configuração espacial dos dados gerados, foram submetidos ao interpolador **Vizinho Natural** (*Natural Neighbor*); método que, embasado no Diagrama de *Voronoi*

(Polígono de *Thiessen*) (Figura 16) compreende: a) utilização de segmentos de reta para conectar cada amostra ao seu vizinho mais próximo; b) construção de bissetrizes entre as conexões de pontos; c) união das bissetrizes; e d) união das retas bissetrizes para delimitar a área de influência das amostras (SIBSON, 1981).

FIGURA 16 – INTERPOLADOR VIZINHO NATURAL REPRESENTADO NO DIAGRAMA DE VORONOI



FONTE: Hunter College, Department of Geography (2016).

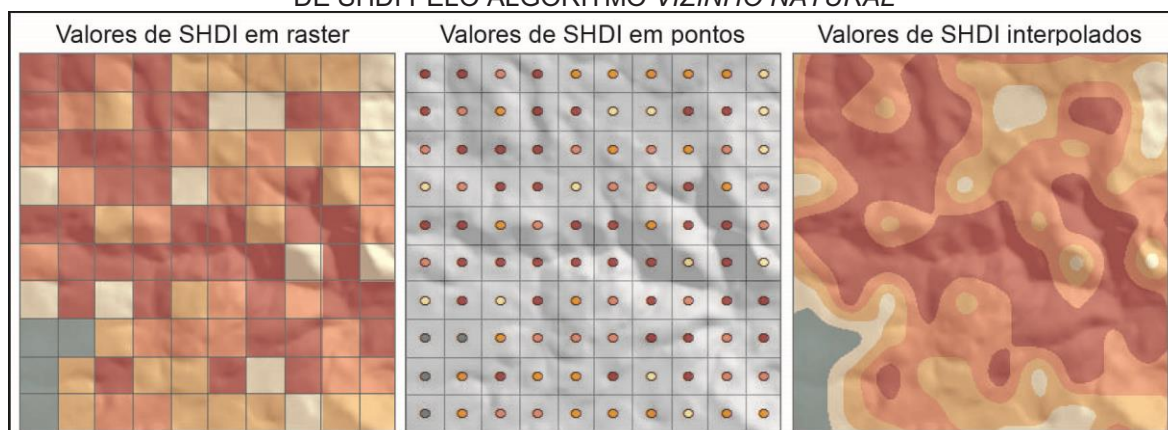
De caráter determinístico, este interpolador considera a vizinhança das amostras de entrada e aplica pesos proporcionais à área requerida para interpolar um valor, ou seja, os valores interpolados, envolvendo pontos de consulta, são dependentes do alcance das amostras mais próximas (Equação 33).

$$G(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i f(x_i, y_i) \quad (\text{Equação 33})$$

Sendo: G a estimativa em (x, y) , w_i os pesos calculados proporcionalmente à porção de cada área utilizada na triangulação e f os dados conhecidos em (x_i, y_i) .

O processamento deste interpolador em SIG considerou: 1) conversão das classes de SHDI de *raster* para vetores de pontos; 2) inserção dos pontos em algoritmo do software ArcGIS 10.1 (*3D Analyst / Raster Interpolation / Natural Neighbor*); e 3) geração de novos *rasters* com valores devidamente interpolados, com tamanho de *pixel* definido em 30 metros para suavização de arestas poligonais – etapas ilustradas pela Figura 17.

FIGURA 17 – ETAPAS DE INTERPOLAÇÃO DAS CLASSES DE SHDI PELO ALGORITMO *VIZINHO NATURAL*



FONTE: O autor (2016).

3.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conforme demonstrado, a pesquisa foi amparada, preliminarmente, por análise bibliográfica e trabalhos de campo no recorte espacial adotado – etapa que forneceu subsídios para o estudo inicial das temáticas abordadas. Neste sentido, antecedendo a descrição e análise dos resultados em caráter quantitativo (Capítulo 5) são apresentadas, no Capítulo 4, as principais características físico-ambientais da área de estudo em escala regional.

4 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-AMBIENTAIS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 ESTABELECIMENTO DA APA DA SERRA DA ESPERANÇA

As características físicas da área de pesquisa estão amplamente associadas a uma faixa, longitudinalmente extensa, de transição geológico-geomorfológica, que sendo atribuída por potencialidades e fragilidades geoambientais, justificou a criação da APA da Serra da Esperança (Lei estadual Nº. 9.905 de 27/01/1992). Seu macrozoneamento, realizado a partir de 1993, foi amparado na Resolução CONAMA Nº. 10/88, visando proteger, conservar e recuperar as encostas escarpadas, os recursos hídricos e a Floresta Ombrófila Mista; e a flora, fauna e variabilidade genética associada (OLIVEIRA *et al.*, 2009).

O plano de manejo da APA, apesar de se embasar, ainda que indiretamente, a seus aspectos abióticos para definição de estratégias de preservação, conservação e recuperação da biodiversidade, relega àquela um papel secundário; questão apontada por Nascimento, Azevedo e Mantesso Neto (2008) em análise do contexto de implementação das unidades de conservação brasileiras; mesmo mundiais.

Esta problemática pode ser reiterada pela própria estrutura atual do projeto de manejo da APA (OLIVEIRA *et al.*, 2009); cujas diretrizes, especificamente no setor norte baseia-se em cinco zonas de planejamento (Figura 18), relacionadas abaixo conforme denominação e objetivos:

a) Zona de Proteção São Francisco: proteção dos remanescentes de vegetação nativa e regulamentação do uso turístico no extremo norte da APA;

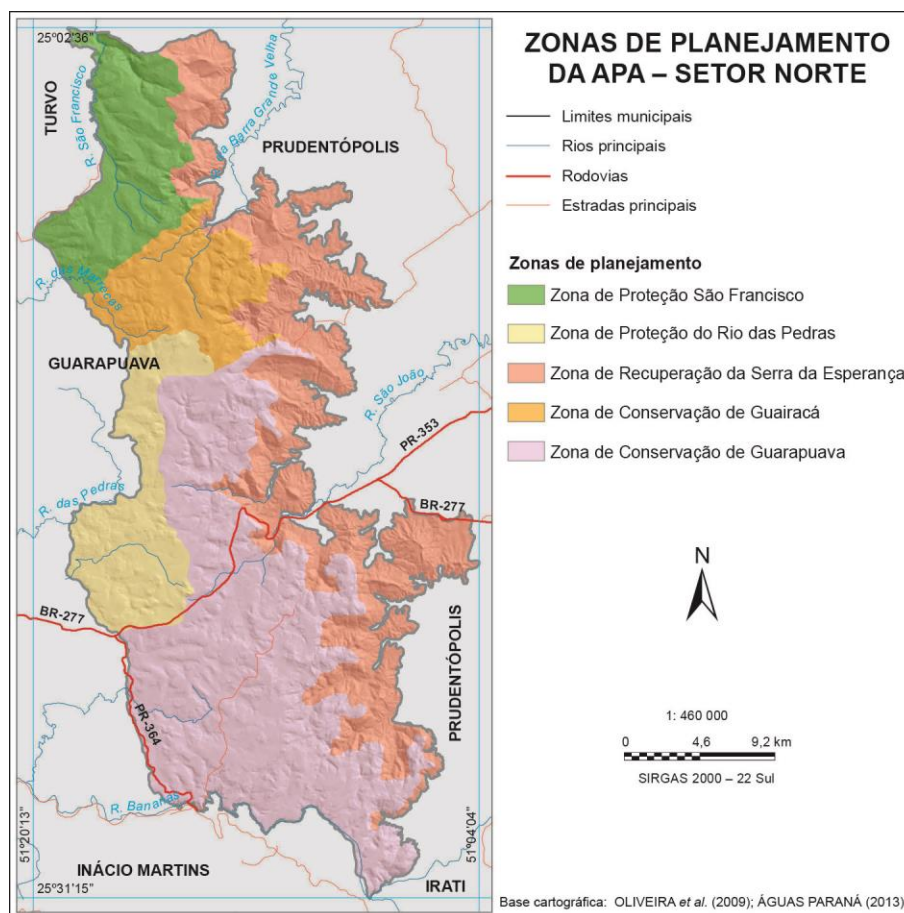
b) Zona de Proteção Manancial do Rio das Pedras: compatibilização do uso do solo com a manutenção da qualidade hídrica;

c) Zona de Recuperação da Serra da Esperança: recuperação dos ecossistemas regionais e a proteção da Escarpa da Esperança e seu entorno imediato;

d) Zona de Conservação de Guairacá: regulamentação do uso do solo nas atividades silviculturais e recuperação de áreas de preservação permanente;

e) Zona de Conservação de Guarapuava: regulamentação do uso do solo nas atividades agrossilvopastoris.

FIGURA 18 – ZONAS DE PLANEJAMENTO DA APA – SETOR NORTE



FONTE: O autor (2013).

4.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

De acordo com a classificação de Köppen, a APA insere-se em clima temperado – *Cfb* (Figura 19), cujas condições normais, de acordo com IAPAR (2013) caracterizam-se por:

a) verão ameno, chuvas distribuídas de maneira uniforme, variando de 1.100 a 2.000 mm, sem apresentar estação seca, com média de mês mais quente não superior a 22° C; e

b) inverno rigoroso, apresentando geadas severas e frequentes, mais frequentemente em locais de altitudes elevadas.

FIGURA 19 – CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DO PARANÁ



FONTE: O autor (2013).

Este contexto é determinado por três massas de ar, responsáveis por definir unidades térmicas e higrométricas específicas: a) Massa Tropical Atlântica, resultante de altas pressões subtropicais do oceano Atlântico, apresentando temperatura e umidades elevadas; b) Massa Tropical Continental, formada na região central da América do Sul, de característica quente e seca; e c) Massa Polar Atlântica, que se origina no extremo sul do continente sulamericano, apresentando temperaturas baixas e menor teor de umidade (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

As características meteorológicas da área de pesquisa são representadas na Tabela 2, mediante série histórica disponibilizada pela Estação de Guarapuava.

TABELA 2 – DADOS DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE GUARAPUAVA

Mês	TEMPERATURA DO AR (°C)					UMID Média	VENTO		PRECIPI Total mm	EVAP Total mm	INSOL Total horas
	Média Máx.	Média Mín.	Máx. abs.	Mín. abs.	Ano		Dir. pred.	Veloc. m/s			
Jan	26,7	16,7	32,0	9,0	1994	79	E	2,9	203,0	76,6	198,5
Fev	26,6	16,7	33,6	7,7	1990	80	NE	2,6	165,6	63,5	176,3
Mar	26,0	15,6	33,0	1,0	1976	79	E	2,7	143,2	74,6	204,5
Abr	23,8	13,3	30,6	-1,8	1999	79	NE	2,7	149,8	65,4	194,4
Mai	20,6	9,9	28,8	-3,2	2007	81	NE	2,5	160,4	58,7	187,6
Jun	19,5	8,8	25,6	-6,8	1978	80	NE	2,6	146,2	55,1	174,5
Jul	19,5	8,4	27,4	-6,0	2000	77	NE	2,9	131,1	68,6	198,8
Ago	21,5	9,6	31,0	-4,6	1999	72	NE	3,1	94,9	89,9	215,0
Set	22,0	10,9	32,8	-4,4	2006	73	E	3,4	168,5	87,2	181,2
Out	24,1	13,2	32,6	0,8	1982	76	E	3,3	206,9	85,9	193,5
Nov	25,5	14,4	36,0	3,6	1976	74	E	3,2	163,0	90,6	204,3
Dez	26,4	15,8	33,4	5,8	2008	76	E	2,9	189,8	87,4	206,4

FONTE: Adaptado de IAPAR (2014).

4.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS

Estruturalmente, a área de estudo está inserida sobre a Bacia Sedimentar do Paraná, configurada como um arcabouço geológico, aproximadamente elíptico e aberto para sudoeste, que evoluiu sobre a Plataforma Sul-americana entre as fases finais do Período Ordoviciano até o Período Cretáceo, como resultado de instabilidades tectônicas associadas a zonas de fraqueza multidirecionais ocorridas no final do Ciclo Orogênico Brasileiro (MILANI; FRANÇA; SCHNEIDER, 1994).

Este contexto evolutivo possibilitou, regionalmente, o desenvolvimento de distintas unidades geológicas, destacando-se na área de estudo, conforme classificação de MINEROPAR (2001), aqueles resultantes da consolidação de:

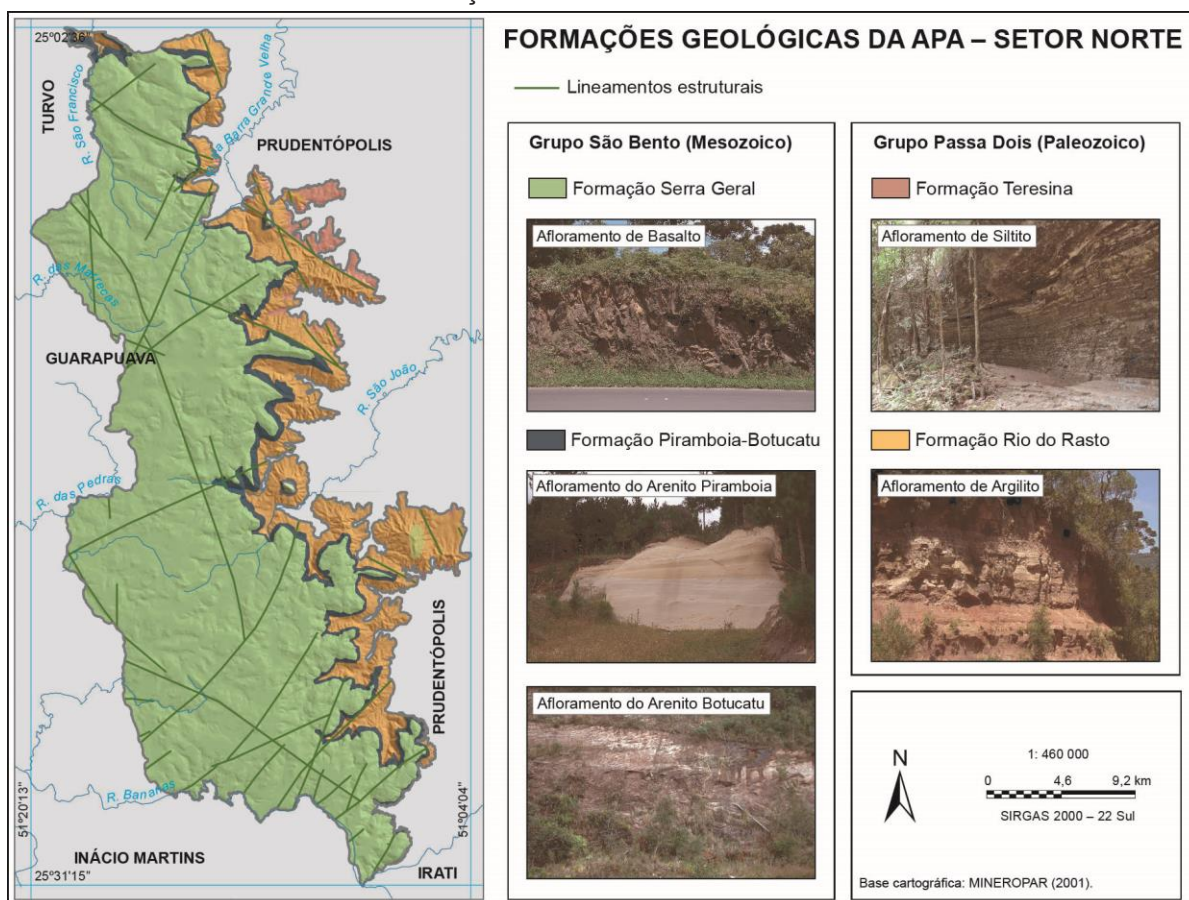
a) derrames magmáticos (extrusivos e intrusivos), intercalados a depósitos sedimentares continentais (fluviais, lacustres e eólicos), ambos mesozoicos e inseridos no **Grupo São Bento**, respectivamente relativos à **Formação Serra Geral** (derrames tabulares de basalto fanerítico cinza) e **Formação Piramboia-Botucatu** (arenitos de granulação fina a grosseira, de estratificação cruzada); e

b) depósitos sedimentares marinhos e litorâneos paleozoicos, abrangendo siltitos, com intercalações de calcário (**Formação Teresina**), arenitos e argilitos (**Formação Rio do Rasto**) do **Grupo Passa Dois**.

No decorrer do mesozoico, a Bacia do Paraná evoluiu em associação ao Arco de Ponta Grossa, responsável por promover intensa segmentação tectônica (sistemas de falhas e fraturas) nas formações geológicas mencionadas, acompanhada de expressivo enxame de diques (STRUGALE *et al.*, 2004). Estas características foram determinantes para posterior dissecação diferencial do relevo, resultando na atual diversidade de formas e processos geomorfológicos.

A distribuição espacial das formações geológicas mencionadas e suas litologias associadas, considerando sua representação em escala regional, são ilustradas pela Figura 20.

FIGURA 20 – FORMAÇÕES GEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: O autor (2013).

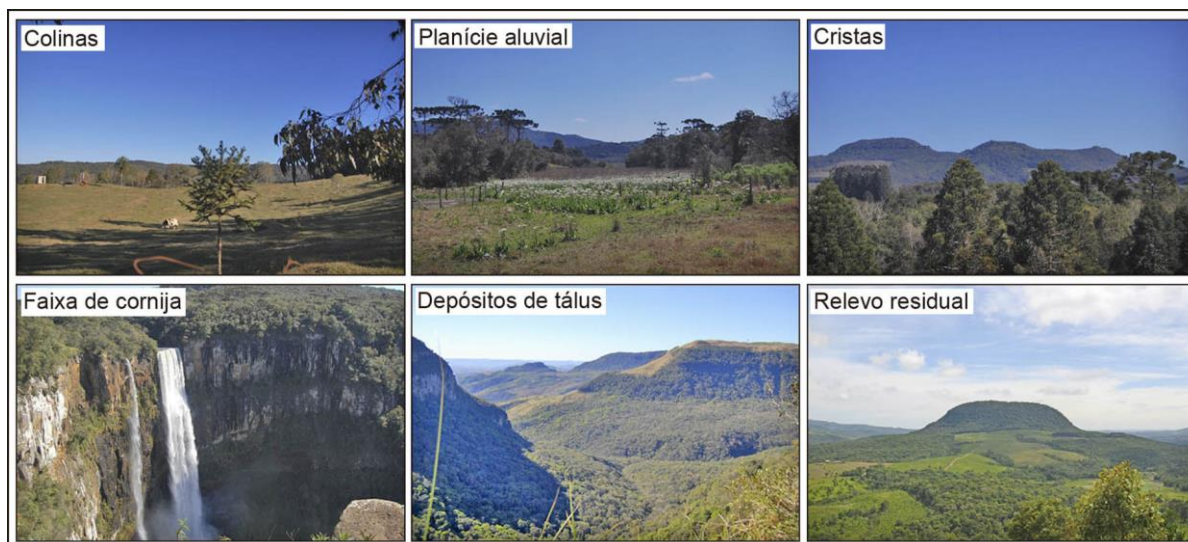
4.4 CONTEXTO REGIONAL DE RELEVO, HIDROGRAFIA E SOLOS

A diversidade geomorfológica da APA resulta de processos endógenos e exógenos ocorridos na Bacia Sedimentar do Paraná desde o Devoniano, responsáveis por configurar diversificados compartimentos de relevo, associados às rochas ígneas e sedimentares que embasam o Segundo Planalto e Terceiro Planalto Paranaense.

Estas unidades em planaltos são consideradas duas das cinco *Grandes Regiões de Paisagens Naturais* (MAACK, 1981) ou *Unidades Morfoesculturais* (SANTOS *et al.*, 2006) do estado do Paraná, delimitadas pela *Escarpa da Esperança*. Esta última, também denominada *Escarpa Triássico-jurássica* na distinção das formações geológicas Mesozoicas das Paleozoicas, recebe regionalmente a denominação *Serra da Esperança*, em virtude da elevada amplitude altimétrica ocorrida nesta zona de transição geológico-geomorfológica (MAACK, 1981).

A área compreende colinas em diferentes níveis de dissecação, planícies aluviais estreitas, cristas controladas por lineamentos estruturais, faixas de cornija, depósitos de tálus e relevos residuais (Figura 21).

FIGURA 21 – PADRÕES DE RELEVO PREDOMINANTES NA APA



FONTE: O autor (2014).

Quando agrupadas nas subunidades morfoesculturais definidas por Santos *et al.* (2006) esses padrões podem ser classificados como: a) colinas baixas e planícies aluviais do *Planalto Pitanga/Ivaiporã* e do *Planalto Foz do Areia*, inseridas na unidade morfoescultural Terceiro Planalto Paranaense; b) cristas alongadas e colinas baixas do *Planalto de Prudentópolis*; pertencente a unidade morfoescultural Segundo Planalto Paranaense; e c) faixas de cornijas, depósitos de tálus e relevos residuais dos *Planaltos Residuais da Formação Serra Geral*; representativos das formas de relevo situadas na transição geológico-geomorfológica existente entre os dois grandes planaltos, ou seja, a Escarpa da Esperança.

Associadas às formas de relevo, a rede de drenagem atual da área de estudo é predominantemente retangular e subdentrítica, sendo derivadas de amplo controle estrutural determinado por diques de diabásio e sistema de falhas e fraturas (FORTES, 2008).

O setor norte da APA pode ser subdividido em dois compartimentos de drenagem, ambos contribuintes do Sistema Hidrográfico do Rio Paraná: um de direção oeste, configurado pelos terços superiores das bacias dos rios das Pedras e Bananas, que drenam para o Rio Jordão – componentes da Bacia do Rio Iguaçu; e outro de direção noroeste, composto pelos terços superiores das bacias dos rios

Marrecas, São Francisco, Barra Grande Velha, São João e dos Patos – integrantes da Bacia do Rio Ivaí. Em termos hidrogeológicos, a rede de drenagem contribui com a recarga do Aquífero Guarani, através de afloramentos das formações Botucatu e Piramboia (GOMES; FILIZOLA; SPADOTTO, 2006).

No contexto da gestão de recursos hídricos, Ferrari e Ludwi (2007) avaliam que a rede hidrológica mencionada possui importância local e regional, sendo imprescindíveis, atual e futuramente, para a sustentação do abastecimento público, geração de energia, agricultura e atividades turísticas, necessitando, entretanto, que seu uso seja realizado de maneira ordenada.

Em relação aos aspectos pedológicos, conforme atualização de Bhering *et al.* (2009) do mapeamento da EMBRAPA (1984), distinguem-se, na escala 1: 250 000, cinco classes predominantes.

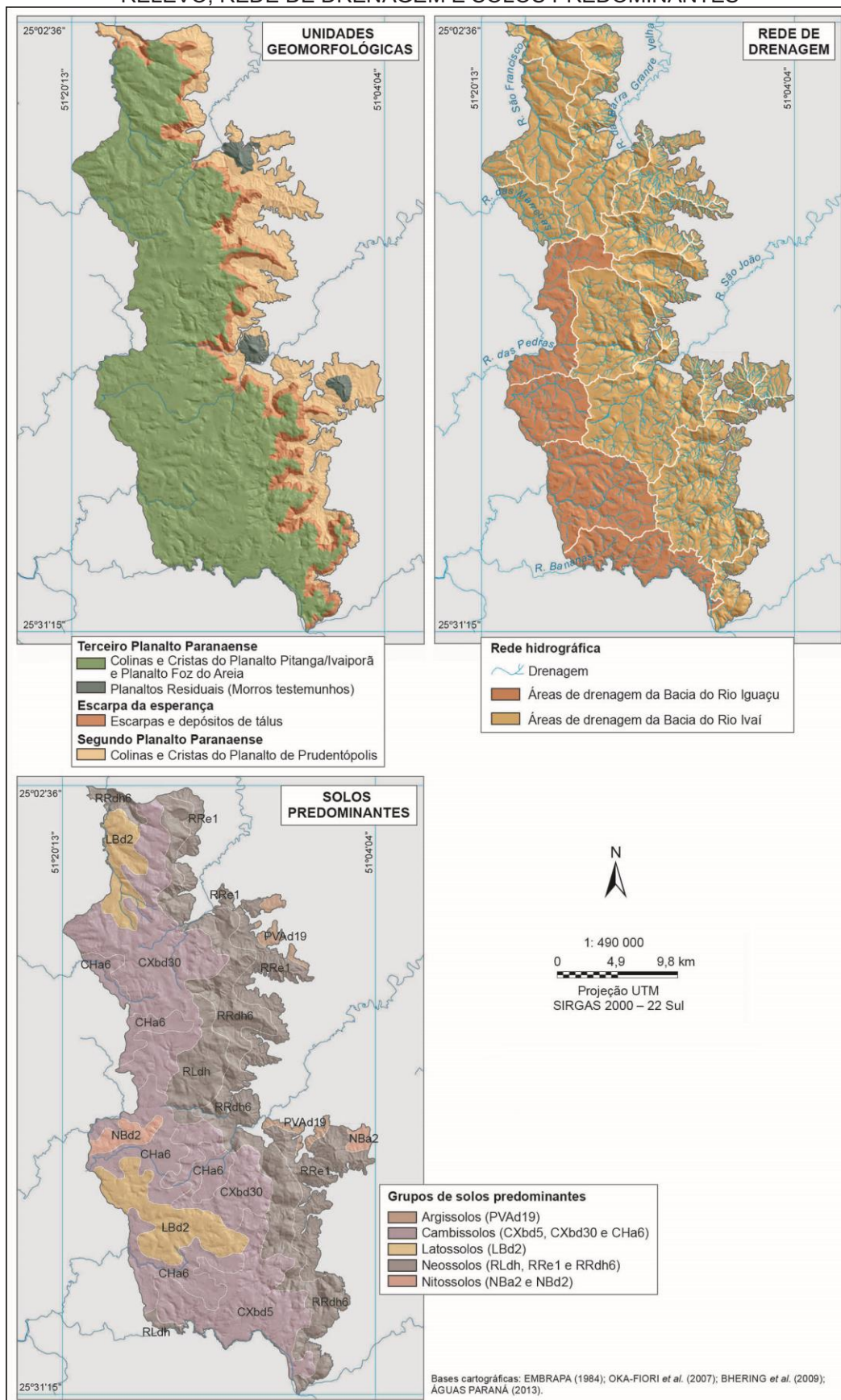
Sobre o Terceiro Planalto, em colinas moderadamente dissecadas, predominam Cambissolos Háplicos Tb Distróficos (CXbd5 e CXbd30); enquanto nas frentes de dissecação de direção oeste, Cambissolos Húmicos Alumínicos (CHa6). Também estão mapeados Latossolos Brunos Distróficos (LBd2), sobretudo em topos alongados de colinas e cristas do Planalto Pitanga/Ivaiporã.

Na porção oeste, sobre terrenos moderadamente declivosos da subunidade morfoescultural mencionada, desenvolvem-se Nitossolos Brunos Distróficos (NBd2); classe também mapeada em pequeno setor à leste da área de estudo, já no Segundo Planalto. Nesta grande unidade, também são encontrados polígonos referentes à Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos (PVAd19), particularmente no contato das cristas e colinas do Planalto de Prudentópolis, em setores pouco representativos espacialmente.

Sobre a Escarpa da Esperança e no seu entorno imediato, vinculando-se à alta rugosidade do terreno, formam-se Neossolos Litólicos Distro-úmbricos (RLdg), Neossolos Regolíticos Distro-úmbricos (RRdh6) e Neossolos Regolíticos Eutróficos (RRe1).

A Figura 22 demonstra a distribuição das principais unidades geomorfológicas, rede hidrográfica e solos predominantes, que sendo amplamente correlacionados, podem ser analisados de maneira integrada no contexto de escala regional.

FIGURA 22 – ESPACIALIZAÇÃO REGIONAL DE PADRÕES DE RELEVO, REDE DE DRENAGEM E SOLOS PREDOMINANTES

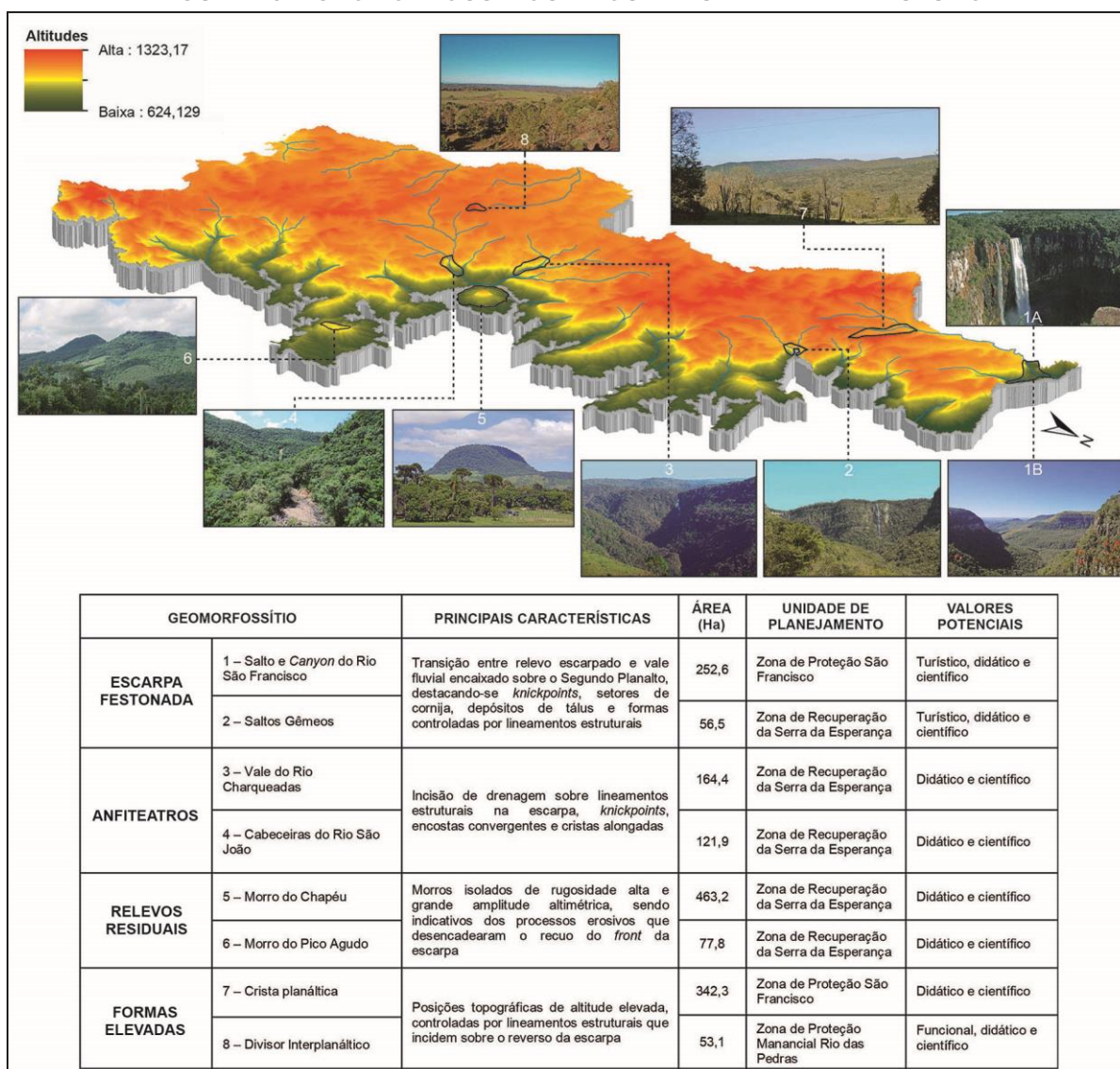


FONTE: O autor (2013).

4.5 POTENCIAIS GEOMORFOSSÍTIOS

Algumas formas e feições de relevo situadas na Escarpa da Esperança e entorno imediato são detentoras de características que permitem, em pressuposição, serem designadas como geomorfofossítios, cuja categorização, complementar ao tema principal da tese, os subdivide em: **Escarpa Festonada, Anfiteatros, Relevos Residuais e Formas Elevadas** (Figura 23).

FIGURA 23 – GEOMORFOSSÍTIOS AMOSTRAIS DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: O autor (2014).

4.5.1 Escarpa Festonada

O Rio São Francisco, integrante do sistema hidrográfico do Rio Ivaí, nasce no Terceiro Planalto em uma altitude aproximada de 1.160 metros, percorrendo 11,4 km até a Escarpa da Esperança, no extremo norte da área de estudo. A alteração abrupta do perfil longitudinal do rio é decorrente da alta declividade da cornija da escarpa, que neste setor da APA é controlada por lineamento estrutural, determinando a formação de uma queda d'água de 196 metros sobre afloramento da Formação Piramboia-Botucatu (mesozoica), cuja base define o retorno ao seu estado de equilíbrio, considerando os pressupostos da geomorfologia fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUMM *et al.*, 2002; PHILLIPS *et al.*, 2010); já sobre a Formação Rio do Rasto (paleozoica).

Um dos locais entendidos como potencial geomorfossítio refere-se a um polígono de 252,6 hectares (ha) estabelecido no entorno do **Salto São Francisco** e seu vale à jusante, cuja amplitude altimétrica, bastante significativa, possibilita a designação deste último como *canyon*.

Considerando a escala de campo verificam-se espessos setores da cornija que indicam frentes mais resistentes ao intemperismo físico, determinando, em compensação, que processos de erosão regressiva passem a agir preferencialmente sobre o *front* da escarpa, causando seu festonamento e originando *canyon* de pequena extensão sobre as rochas sedimentares paleozoicas.

Este contexto geomorfológico também é verificado em outras posições da escarpa, inclusive formando quedas d'água com características parecidas, tal como ocorre com o segundo geomorfossítio selecionado, cuja delimitação poligonal em 56,6 ha de área, decorreu-se no entorno dos saltos Barra Grande e Fazenda Velha, que devido sua proximidade e similaridade, recebem localmente a denominação **Saltos Gêmeos**.

O processo de festonamento deste último, no entanto, é menor em comparação ao primeiro, condição hipoteticamente atribuída ao lineamento existente no vale do Rio da Barra Grande, para onde os dois saltos convergem, o posicionando em meio a dois setores de vertentes: um orientado a sudeste, submetido ao controle estrutural de maneira mais acentuada; e outro orientado a noroeste, de controle menos evidente, onde a escarpa, como consequência, recua de maneira mais acelerada.

Em relação ao uso e cobertura da terra, os dois locais desta categoria de análise apresentam-se bem protegidos, com vegetação natural bastante conservada dentro dos seus limites. Porém, suas adjacências são ocupadas por culturas agrosilvopastoris; condição que contradiz parte das estratégias de manejo estipuladas por Oliveira *et al.* (2009) nas duas zonas de planejamento que os agregam, respectivamente: a) Zona de Proteção São Francisco, voltada a proteção dos remanescentes de vegetação nativa e regulamentação do turismo; e b) Zona de Recuperação da Serra da Esperança, direcionada, especificamente, para recuperação de ecossistemas regionais, preservação das áreas de recarga do Aquífero Guarani e proteção da Escarpa da Esperança e sua circunvizinhança.

Por outro lado, além de possíveis valores didáticos e científicos, os dois locais atendem, potencialmente, as demandas de dois importantes segmentos da atividade turística: o Ecoturismo e o Geoturismo, este último designando o fornecimento de “serviços e facilidades interpretativas que permitam aos turistas adquirirem conhecimento e entendimento da geologia e geomorfologia de um sítio (...), além de mera apreciação estética” (HOSE, 1997, p. 9).

4.5.2 Anfiteatros

O termo “**Anfiteatros**” (AB’ SABER, 1975) foi adotado em referência a dois locais de interesse geomorfológico, referentes a posições na escarpa controladas por lineamentos transversais, os quais são responsáveis pela configuração triangular do *front* da Escarpa.

O sítio denominado **Vale do Rio Charqueadas** especifica um polígono que possui 164,3 ha de área, delimitado entre as cabeceiras e o terço superior deste curso hídrico, onde são constatadas as influências dos lineamentos estruturais na erosão diferencial e recuo da escarpa, fazendo aflorar os arenitos da Formação Piramboia-Botucatu.

Sobre o plano de manejo da APA, este local está inserido na Zona de Recuperação da Serra da Esperança, com vegetação natural bastante representativa espacialmente, embora se verifique atividade pecuária na posição superior de vertentes menos íngremes, particularmente naquelas adjacentes a margem esquerda do Rio Charqueadas. No que diz respeito aos potenciais valores patrimoniais, destaca-se a relativa facilidade de acesso e de visualização dos pontos

de interesse, embora o local esteja inserido em propriedade particular, o que pode dificultar o desenvolvimento de eventuais atividades destinadas ao seu uso científico, didático e turístico.

Igualmente representativo desta categoria, o geomorfossítio **Cabeceiras do Rio São João** possui 121,9 ha de área, cujo polígono abrange um setor da escarpa submetido aos mesmos processos morfogenéticos anteriormente explicitados, sobretudo em relação à subdivisão das encostas em facetas triangulares e controle dos cursos hídricos por estruturas lineares.

A escolha deste local foi fundamentada nas funções morfogenéticas bastante significativas do Rio São João – importante afluente do Rio Avaí – o qual apresenta, ao longo do seu percurso, diversificados valores patrimoniais em potencial. Especificamente no polígono delimitado, esses valores referem-se à local de interesse didático e científico que ilustram a variabilidade de formas existentes na transição entre o Terceiro e Segundo Planalto Paranaense, derivadas das respectivas formações geológicas e associadas a falhas, fraturas e diques de diabásio, que além de definirem o limite entre setores superiores e inferiores das vertentes, controlam os canais de primeira ordem tributários do Rio São João.

Suas características exemplificam os processos morfogenéticos atuantes na Escarpa da Esperança, derivados da vulnerabilidade física potencial (ex. declividade alta, solos rasos) e da gradual destituição da vegetação natural para fins agropecuários, tanto na Zona de Conservação de Guarapuava, a montante dos limites definidos, quanto na Zona de Recuperação da Serra da Esperança, onde está inserido. Algumas evidências de eventos recentes são constatadas, tais como cicatrizes de deslizamento no *front* da escarpa e a deposição de sedimentos e detritos sobre o vale fluvial, concentrando-se exatamente no ponto onde o Rio São João inicia seu percurso sobre as rochas sedimentares da Formação Rio do Rasto.

4.5.3 Relevos Residuais

Os relevos residuais referem-se a morros testemunhos indicativos do recuo da escarpa, os quais foram denominados por Santos *et al.* (2006) como Planaltos Residuais da Formação Serra Geral, em referência às formas de relevo que se configuram como morros separados das áreas mais elevadas da *cuesta* por

superfícies de erosão (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994). A esta característica, somam-se as formações geológicas que os estruturam, que sendo distintas à geologia circundante, indicam formas de relevo resistentes aos processos morfogenéticos, configurando-se na paisagem como relevos residuais.

Quando correlacionados ao modelo teórico de King (1956) a interpretação dos relevos residuais da área de estudo deve considerar a função do recuo paralelo do *front* da escarpa por desagregação gravitacional; característica por ele designada como pediplanação ou superfície de aplainamento, que denota a evolução horizontal do relevo sob clima árido ou semiárido. Neste contexto, as formas de relevo referem-se a superfícies mais resistentes a atividade erosiva; isoladas das frentes de dissecação por lineamentos estruturais mesozoicos, que determinariam, preferencialmente, a incisão de drenagem e, conseqüentemente, o recuo das vertentes, nas áreas contíguas.

Para representação dos processos geomorfológicos mencionados foram considerados dois locais potenciais: o primeiro denominado Morro do Chapéu e o segundo Morro do Pico Agudo – expressões locais já popularizadas na literatura científica (MAACK, 1981; SANTOS *et al.* 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2009).

O polígono estabelecido no entorno do **Morro do Chapéu** possui área de 463,2 ha, abrangendo áreas de topo, onde afloram basaltos da Formação Serra Geral; vertentes superiores, bastante íngremes, modeladas sobre os arenitos da Formação Botucatu; e vertentes inferiores suavizadas modeladas sobre a Formação Rio do Rasto (Segundo Planalto), que sendo de idade permiana, se conectam às formações mesozoicas mencionadas por estar condicionada por lineamentos estruturais (fraturas e falhas) que as distinguem do nível altimétrico geral das áreas aplainadas típicas, em suas adjacências.

Em relação ao plano de manejo da APA, o Morro do Chapéu está inserido na Zona de Recuperação da Serra da Esperança, que contrariando as diretrizes específicas determinadas, não é efetiva no controle da silvicultura e da agropecuária. Os remanescentes florestais são restritos ao topo e vertentes superiores, cuja acidentalidade dificulta a mecanização e uso para as atividades mencionadas. Por outro lado, mesmo diante da fragilidade emergente, possui potenciais valores científicos, didáticos e turísticos; sendo detentor de variados pontos de visualização panorâmica, destacando-se aqueles inseridos sobre o *front* e cornija da Escarpa da Esperança.

O sítio **Morro do Pico Agudo** possui área de 77,8 ha e seu topo possui nível altimétrico similar (1.060 m) às posições mais elevadas do *front* da escarpa, compreendendo a mesma litologia desta, ou seja, basaltos e arenitos das formações Serra Geral e Piramboia-Bocucatu. Seu controle estrutural é realizado por falhas, preenchidas por diques, que demarcam o isolamento de três superfícies elevadas distintas, que em conjunto às vertentes adjacentes, definiram seus limites poligonais em SIG.

Sua visualização panorâmica é propiciada, especialmente, a partir do Segundo Planalto, nas proximidades da rodovia BR-277 e em setores da Estrada do Tijuco Preto; assim denominada por ser o principal acesso ao distrito homônimo, pertencente ao município de Prudentópolis.

Em que pese o eventual uso dos seus valores didáticos e científicos, o Morro do Pico Agudo, também está localizado na Zona de Recuperação da Serra da Esperança, apresentando as mesmas vulnerabilidades atribuídas à silvicultura e agropecuária, responsáveis pela ampla destituição da vegetação natural. O fato de estar inserido em propriedade privada, somada a fiscalização ambiental ineficiente, dificulta o cumprimento das estratégias definidas para aquela zona de planejamento da APA, impondo desafios para eventuais estratégias de preservação e uso como patrimônio geomorfológico.

4.5.4 Formas Elevadas

As formas elevadas referem-se a posições topográficas sobre o reverso da escarpa que apresentam os maiores valores de altitude no Terceiro Planalto Paranaense, destacando-se na paisagem como formas de topo arredondado ou cristas alongadas, normalmente controladas pelos lineamentos estruturais que incidem sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

Para representação das formas de relevo elevadas no reverso da escarpa, foram selecionados dois locais de interesse geomorfológico, denominados Geomorfossítio Crista Planáltica e Geomorfossítio Divisor Interplanáltico, apresentando topos situados, respectivamente, a 1.253 e 1.275 metros de altitude.

Possuindo área de 53,1 ha, o sítio **Crista Planáltica** tem formato alongado, orientado a sudoeste, apresentando vertentes côncavas que convergem para a

nascente do Rio São Francisco, que por sua vez, flui em direção norte através de leito fluvial de controle litoestrutural.

Em termos de uso e planejamento da APA, este local está inserido integralmente na Zona de Proteção do Rio São Francisco, cuja visualização panorâmica é viabilizada mediante a Estrada de Guairacá, que permite o acesso ao distrito homônimo, no município de Guarapuava, e ao Salto São Francisco, anteriormente caracterizado. Apresentando potenciais valores patrimoniais, particularmente didáticos e científicos, encontra-se atualmente sobre domínio privado, amplamente ocupado por silvicultura.

A denominação **Divisor Interplanáltico** foi adotada em referência ao último local selecionado, se referindo à vetor delimitado no entorno de relevo em crista, destacando-se em termos altitudinais em comparação ao nível geral do reverso da escarpa, igualmente condicionada por lineamentos estruturais.

Apesar de reduzida dimensão espacial (53,1 ha), sua adoção como potencial geomorfossítio se justifica por demarcar dois sentidos opostos de drenagem: um que converge para o Terceiro Planalto, na mesma direção do reverso da Escarpa, compondo a Bacia Rio das Pedras (integrante da Bacia do Rio Iguaçu); e outro em direção ao Segundo Planalto, formando os canais de primeira ordem da Bacia do Rio São João que, reiterando, compõe o sistema hidrográfico do Rio Ivaí.

Sua visualização panorâmica é possível a partir de diferentes pontos adjacentes, destacando-se aqueles localizados as margens da rodovia BR-277. A unidade de planejamento onde está inserido é a Zona de Proteção Manancial Rio das Pedras, condição que inerentemente já o capacitaria para ser abordado como recurso patrimonial, levando em conta a importância da sustentabilidade de uso dos recursos hídricos e seus valores didáticos e científicos, diretamente vinculados a algumas funções geomorfológicas específicas.

De maneira geral, sua conservação é relativamente apropriada, embora a atual ocupação do topo, mais notadamente por moradias e antenas de telecomunicação desativadas, represente possíveis fatores emergentes de fragilidade ambiental.

4.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As características apresentadas compreendem a análise geral dos principais aspectos físicos da área de estudo, sendo retomados, posteriormente, por ocasião da apresentação dos resultados da pesquisa

Os aspectos geomorfológicos interpretados nos potenciais geomorfossítios estão em consonância a modelos teóricos, mas cabe destacar que a quantificação patrimonial destes locais não foi tema desta pesquisa. Por este motivo, os valores didáticos, científicos e turísticos foram considerados pela sua potencialidade de uso, sendo necessárias, oportunamente, abordagens específicas destinadas a avaliação numérica de sua representatividade.

Neste sentido, reitera-se o principal objetivo da presente tese: o reconhecimento geomorfométrico da diversidade geomorfológica do setor norte da APA da Serra da Esperança, cujos resultados e discussões são apresentados no capítulo subsequente.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 DIVERSIDADE DE PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS

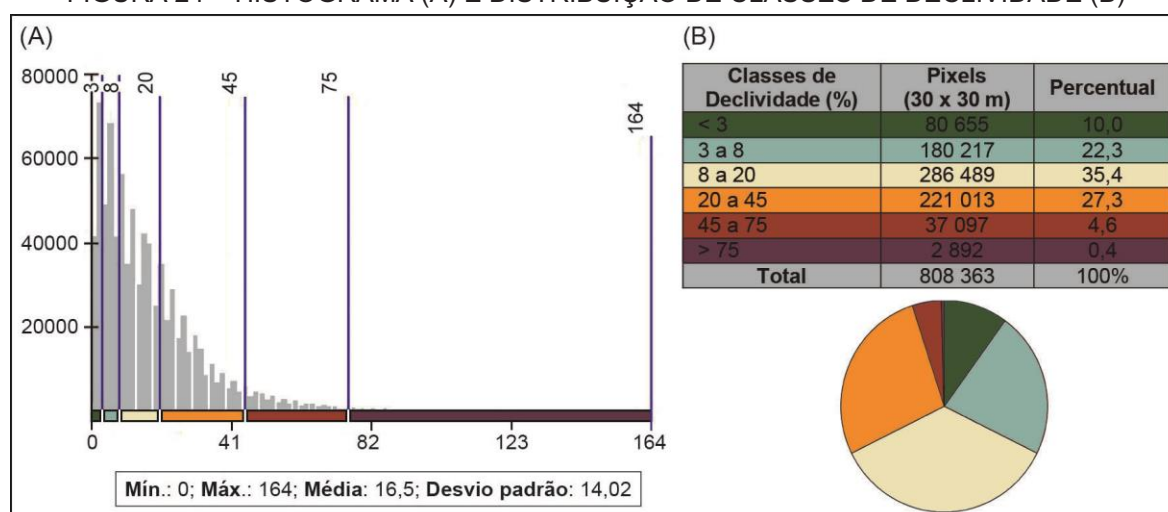
Conforme exposto no capítulo destinado aos métodos e procedimentos adotados, os elementos espaciais referentes à diversidade de classes dos parâmetros geomorfométricos foram mensurados, em células de 500 x 500 m, pelo **Índice de Diversidade de Shannon** (SHDI). Neste capítulo, estes parâmetros são conferidos de maneira dissociada, analisando os intervalos de classes dos arquivos *raster* de origem e, sequencialmente, pelos índices de diversidade específicos, deles derivados.

5.1.1 Diversidade de Classes de Declividade

A **Declividade** é um atributo topográfico amplamente empregado em estudos do meio físico, fornecendo elementos espaciais importantes para o mapeamento e caracterização de aspectos abióticos a ela associados, tais como formas de relevo (ex. MACMILLAN *et al.*, 2000; IWAHASHI; PIKE, 2007), solos (ex. HENGL; GRUBER; SHRESTHA, 2004; SILVEIRA *et al.*, 2013), estrutura da paisagem (ex. HÖRSH, 2003; SHARY; SHARAYA, 2014) e, especificamente, em estudos direcionados a geodiversidade (BENITO-CALVO *et al.*, 2009; MANOSSO; NÓBREGA, 2015).

Na área de estudo os valores de declividade estão compreendidos entre 0 e 164% de inclinação, apresentando média de 16,5% e desvio padrão de 14,02%; cuja representação gráfica considera frequência de valores em histograma (Figura 24A) e intervalos de classes (Figura 24B).

FIGURA 24 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE DECLIVIDADE (B)



FONTE: O autor (2016).

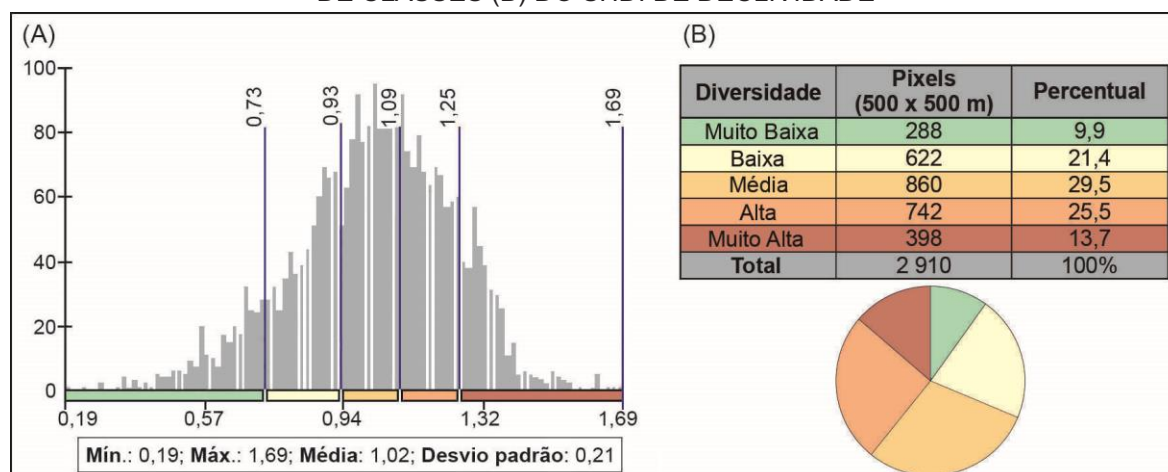
Os maiores valores correlacionam-se, principalmente, ao *front* e faixas de cornija da escarpa, e à porção superior dos relevos a ela correlacionados, particularmente nas vertentes superiores das cristas controladas por lineamentos e paleosuperfícies da *Formação Serra Geral*. O intervalo de 45 a 75% de inclinação é evidenciado em toda a escarpa, enquanto os valores superiores a 75% são restritos a algumas cabeceiras de drenagem e seções fluviais abruptas (*knickpoints*).

Os valores intermediários distribuem-se amplamente na área de estudo, embora sejam melhores vislumbrados em posições intermediárias dos relevos escarpados e relevos ondulados, ambos situados, predominantemente, no intervalo de 20 a 45% de inclinação. A classe que abrange os locais que possuem de 8 a 20% de inclinação predominam em relevos menos dissecados, ainda que estejam distribuídos de maneira heterogênea, mesmo em locais com formas de relevo mediamente onduladas.

Os valores inferiores a 3%, por sua vez, representam, majoritariamente, áreas planas formadas sobre depósitos aluvionares, e planaltos de baixa dissecção contíguos ao reservo da escarpa, sobre os basaltos da *Formação Serra Geral*; este último compreendendo, inclusive, setores do Terceiro Planalto Paranaense onde se desenvolve vegetação herbácea – denominados por Maack (1981) como *Campos de Guarapuava*.

Os valores de diversidade, resultantes do Índice de *Shannon*, são ilustrados por histograma de frequência e medidas estatísticas associadas (Figura 25A) e distribuição percentual dos cinco intervalos de classes (Figura 25B).

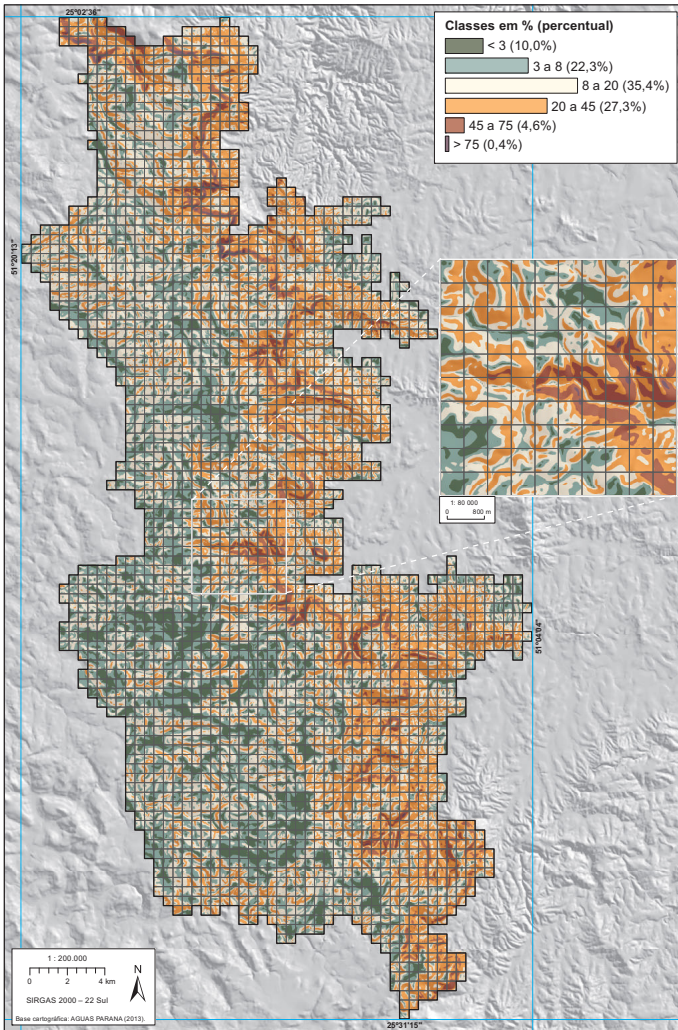
FIGURA 25 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE DECLIVIDADE



FONTE: O autor (2016).

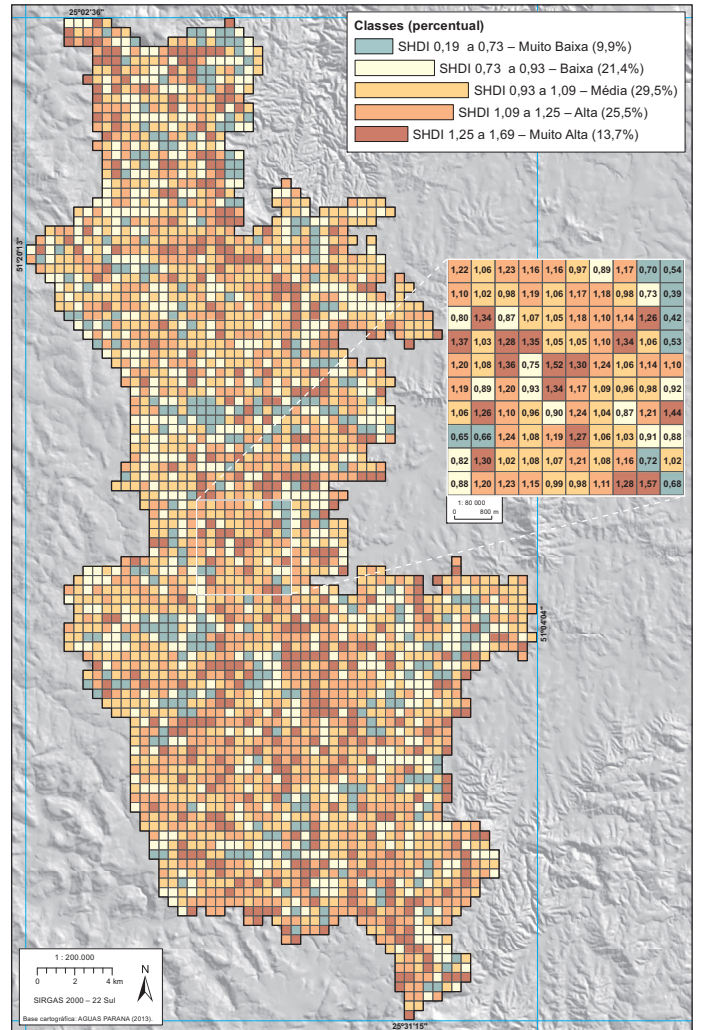
A cartografia deste parâmetro (Figura 26) indica, a partir do resultado de sua submissão ao SHDI (Figura 27), que os menores valores de diversidade compreendem o entorno de terrenos planos ou quase planos; valores intermediários em rupturas de declive e na posição inferior de vertentes; e valores elevados em planaltos dissecados, cabeceiras de drenagem e topos de cristas controlados por lineamentos. No entanto, considerando a distribuição heterogênea de classes demonstrada em ambas as figuras, ausentes de padrões espaciais correlacionáveis, é possível aferir que não existe uma relação determinística entre classes de declividade com as classes resultantes da mensuração de sua diversidade, mediante matriz vetorial de quantificação.

FIGURA 26 – MAPA DE DECLIVIDADE



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 27 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE DECLIVIDADE



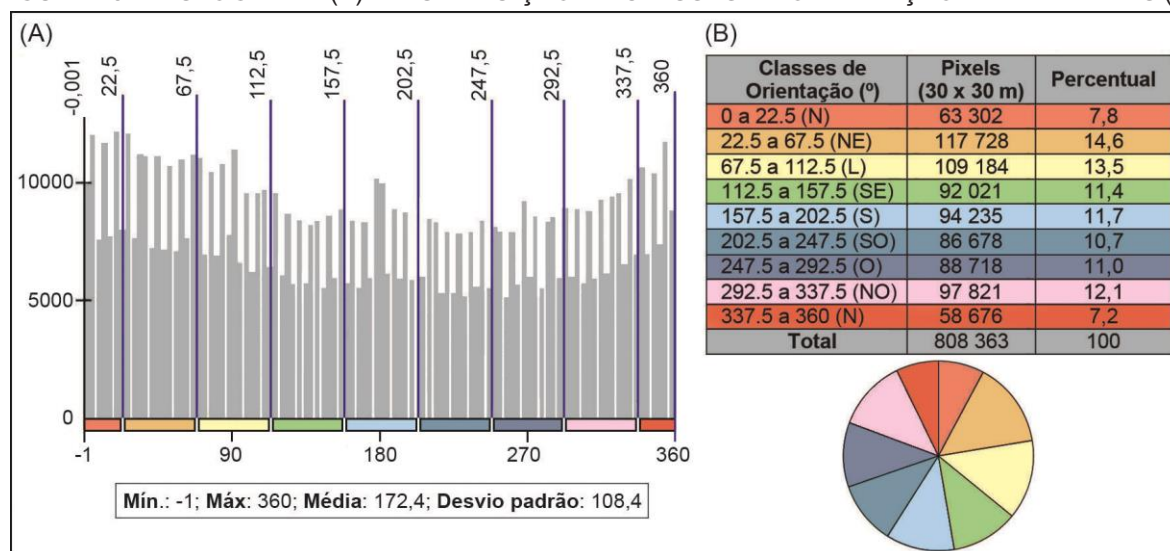
FONTE: O autor (2016)

5.1.2 Diversidade de Classes de Orientação de Vertentes

A **Orientação de Vertentes** se constitui como importante recurso interpretativo de determinados componentes do meio físico, podendo ser direcionadas para: análise da direção de declives (OLAYA, 2009), quantificação da intensidade de radiação solar sobre as vertentes e de seu impacto na definição de topoclimas (BÖHNER, 2006), caracterização da direção de fluxo e delimitação de áreas de captação hidrológica (PECKHAM, 1998), interpretação da paisagem (FRANKLIN, 1995; HENGL; MACMILLAN, 2009) ou como parâmetro complementar para classificações e mapeamentos geomorfológicos (DIKAU, 1990; SHARY; SHARAYA; MITUSOV, 2002). Enquanto mecanismo de ponderação para estabelecimento de índices de geodiversidade, sua função pode ser exemplificada em Müller, Berger e Glemnitz (2004), Benito-Calvo *et al.* (2009) e Lindsay *et al.* (2013).

Na Figura 28A são indicadas as medidas estatísticas básicas (valor mínimo, máximo, quartil, média e desvio padrão) e histograma de frequência dos intervalos de classes, cujo percentual de distribuição espacial se ilustra na Figura 28B.

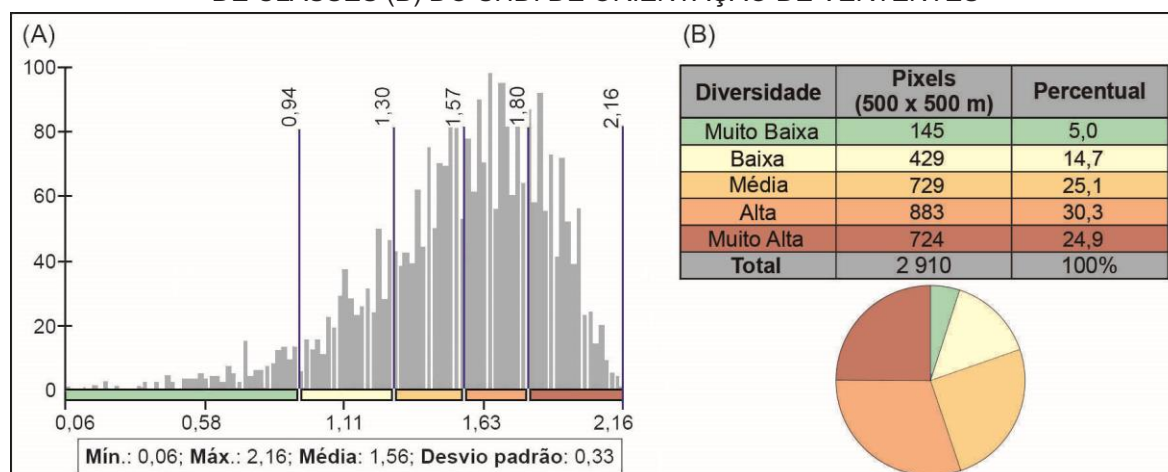
FIGURA 28 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES (B)



FONTE: O autor (2016).

No que diz respeito ao SHDI, este parâmetro é estatisticamente representado por frequência de valores e estatísticas básicas (Figura 29A) e intervalos de classes conforme sua proporção em área (Figura 29B).

FIGURA 29 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES

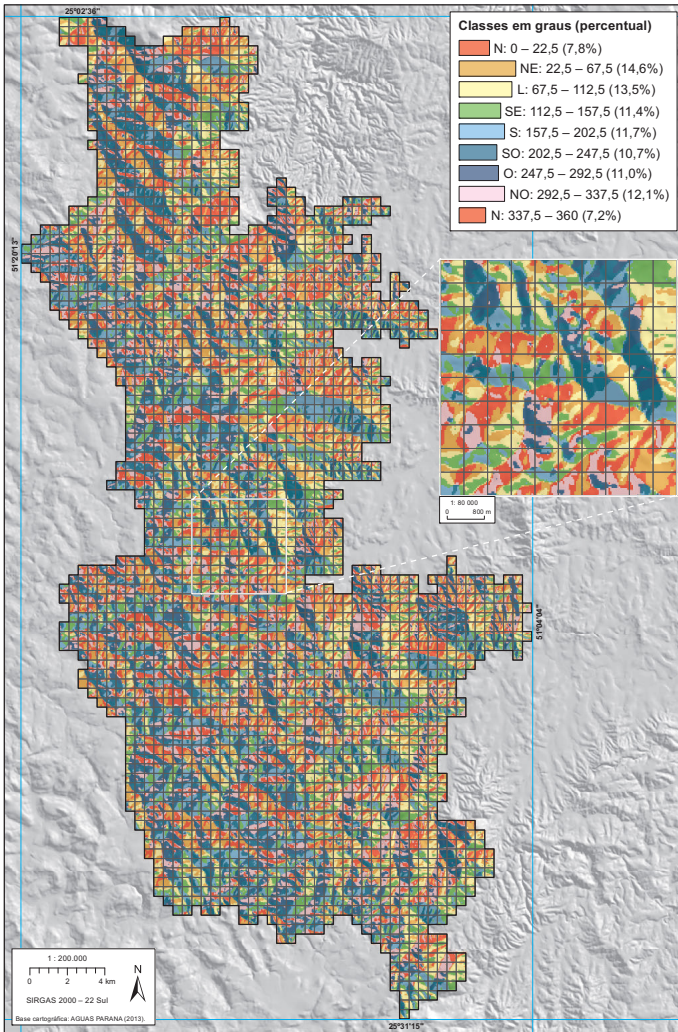


FONTE: O autor (2016).

A associação diversificada entre a geologia e graus de dissecação propicia que as vertentes sejam orientadas em todas as classes consideradas. No entanto, é possível discernir visualmente (Figura 30) o lado setentrional e meridional dos relevos planálticos; a orientação majoritariamente oriental da escarpa e formas associadas; e a orientação preferencial dos cursos hídricos nas áreas que drenam sobre o Terceiro Planalto, em direção ao Rio Iguaçu; bem como, no sentido inverso, rumo ao Rio Ivaí, percorrendo o Segundo Planalto.

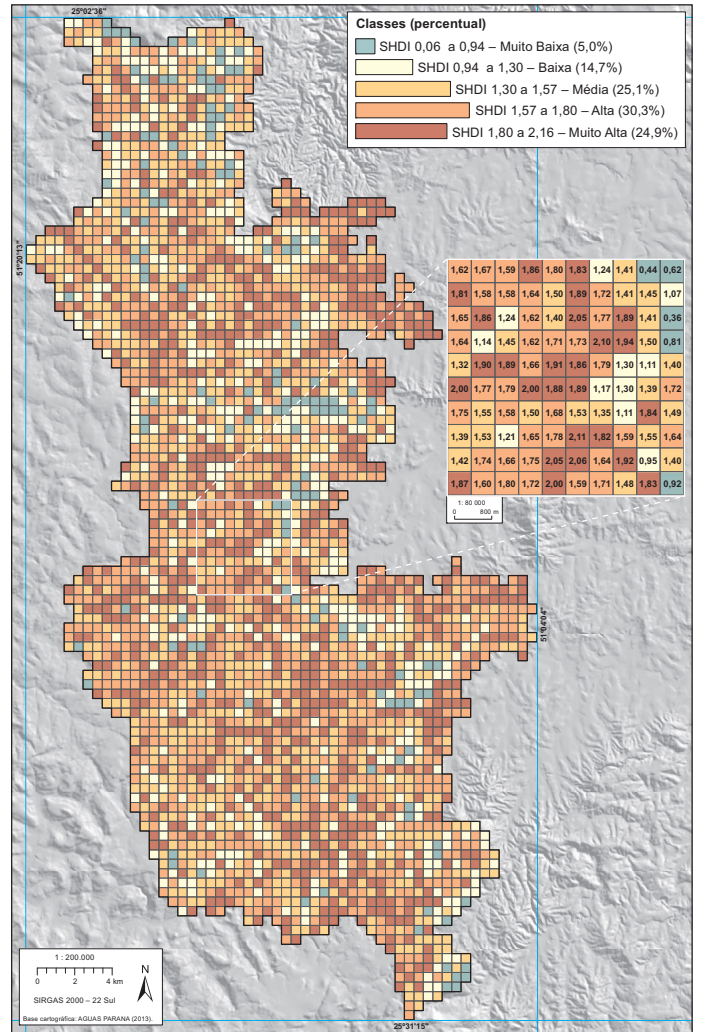
Avaliando a distribuição espacial de classes de SHDI (Figura 31), sobrepondo-as à outros parâmetros geomorfométricos, verificam-se menores valores de diversidade sobre terrenos planos e posições médias e inferiores do relevo escarpado e das cristas. Os valores médios coincidem com a incisão de drenagens sobre os depósitos de tálus, por um lado, e com vertentes superiores de relevos suavemente ondulados, de outro. Os maiores valores, por sua vez, se correlacionam a setores planálticos e com a transição escarpa-planalto, particularmente nas áreas onde há conexão entre o *front* e as cristas alongadas, vinculando-se aos lineamentos estruturais.

FIGURA 30 – MAPA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 31 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES



FONTE: O autor (2016)

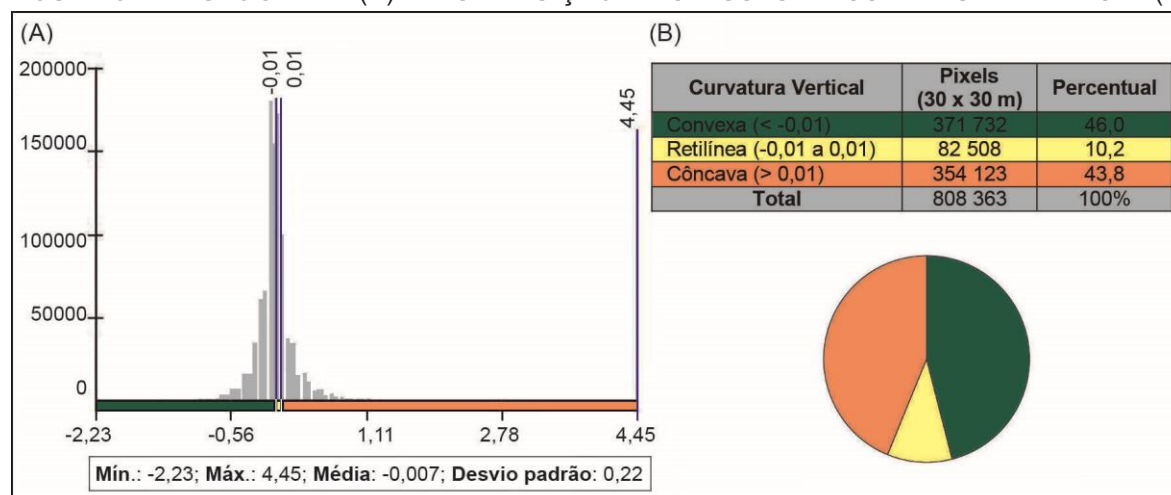
5.1.3 Diversidade de Classes de Curvatura Vertical

A análise das vertentes em perfil de curvatura ou **Curvatura Vertical** baseia-se na conjuntura côncavo-convexa do terreno, que pode subsidiar a interpretação de muitas variáveis relacionadas a objetos, formas e processos ocorridos na superfície topográfica, bem como do conjunto de relações que os mesmos possuem com a heterogeneidade: geomorfológica (DOORNKAMP; KING, 1971; DIKAU, 1989; KATSUBE; OGUCHI, 1999; SHARY; SHARAYA; MITUSOV, 2005), pedológica (LAGACHERIE; HOLMES, 1997; GESSLER *et al.*, 2000; DOBOS; HENGL, 2009) e hidrológica (WANG; YIN, 1998; VALERIANO; GARCIA, 2000; TARBOTON, 2003).

Esta variável também possui importantes funções na caracterização de potencialidades da paisagem (ALEXANDER; MILLINGTON, 2000; CHAPLOT *et al.*, 2001; MACMILLAN *et al.*, 2009) e na quantificação da susceptibilidade geoambiental (DIETRICH *et al.*, 1993; SANTANGELO *et al.*, 2013); justificando sua adoção em estudos direcionados à caracterização e mapeamento da geodiversidade, especificamente do seu componente geomorfológico.

Na área de estudo os valores deste atributo variam entre -2,23 e 4,45, apresentando média de 0,007 e desvio padrão de 0,22. A distribuição da frequência de valores (Figura 32A) e a mensuração da proporção de cada uma das suas três classes (Figura 32B) demonstram equilíbrio na distribuição entre as vertentes com curvatura vertical convexa (46%) e côncava (43,8%); enquanto a curvatura retilínea, embora bem distribuída, possui baixa representação espacial (10,2%).

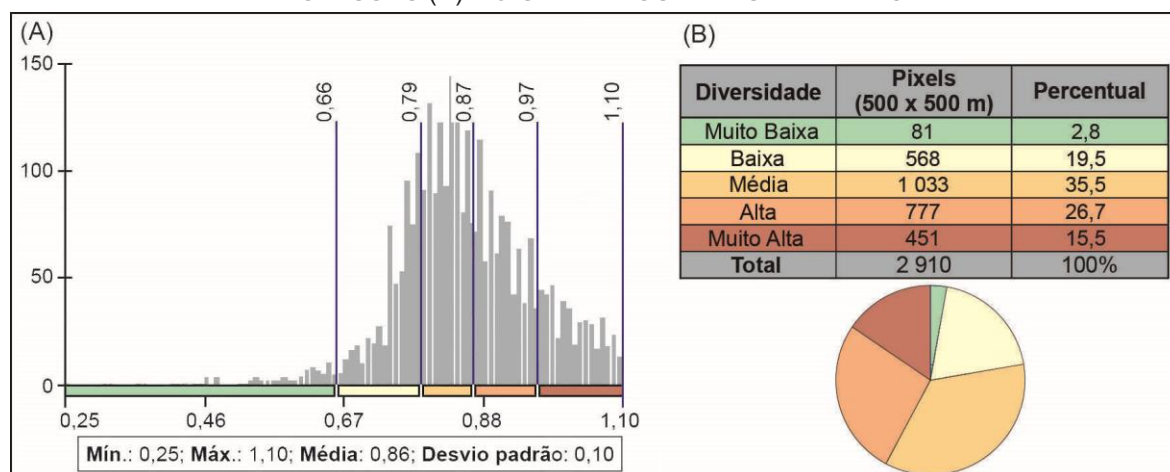
FIGURA 32 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE CURVATURA VERTICAL (B)



FONTE: O autor (2016).

Por seu turno, o SHDI de Curvatura Vertical apresenta valores compreendidos entre 0,25 e 1,10, média de 0,86 e desvio padrão de 0,10. A Figura 33A apresenta histograma de distribuição dos valores de diversidade no contexto de intervalos de classes, cujo percentual é ilustrado pela Figura 33B.

FIGURA 33 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE CURVATURA VERTICAL

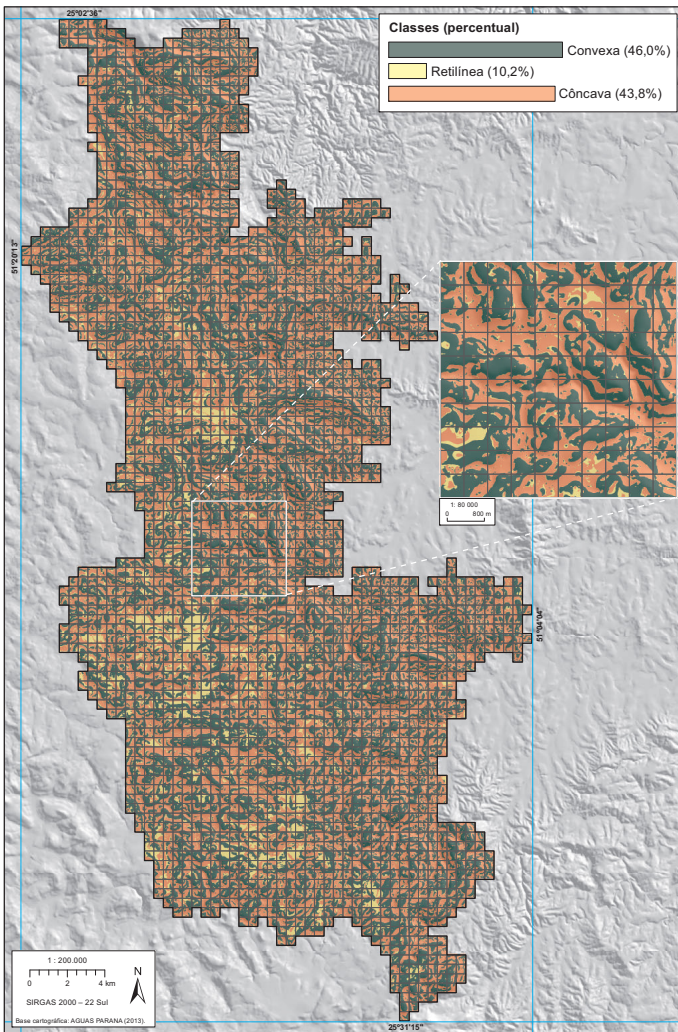


FONTE: O autor (2016).

Avaliando a Figura 34 constata-se equiparação percentual entre a espacialização das vertentes convexas e das vertentes côncavas, vinculadas, respectivamente, a processos de degradação (erosão) e agradação (deposição) sedimentar, já que determinam a velocidade do fluxo hídrico e, conseqüentemente, da dinâmica sedimentar associada. As vertentes retilíneas configuram-se em porções planas isoladas, implantadas em todas as formas de relevo, mais acentuadamente, sobre terrenos alúvio-coluvionares.

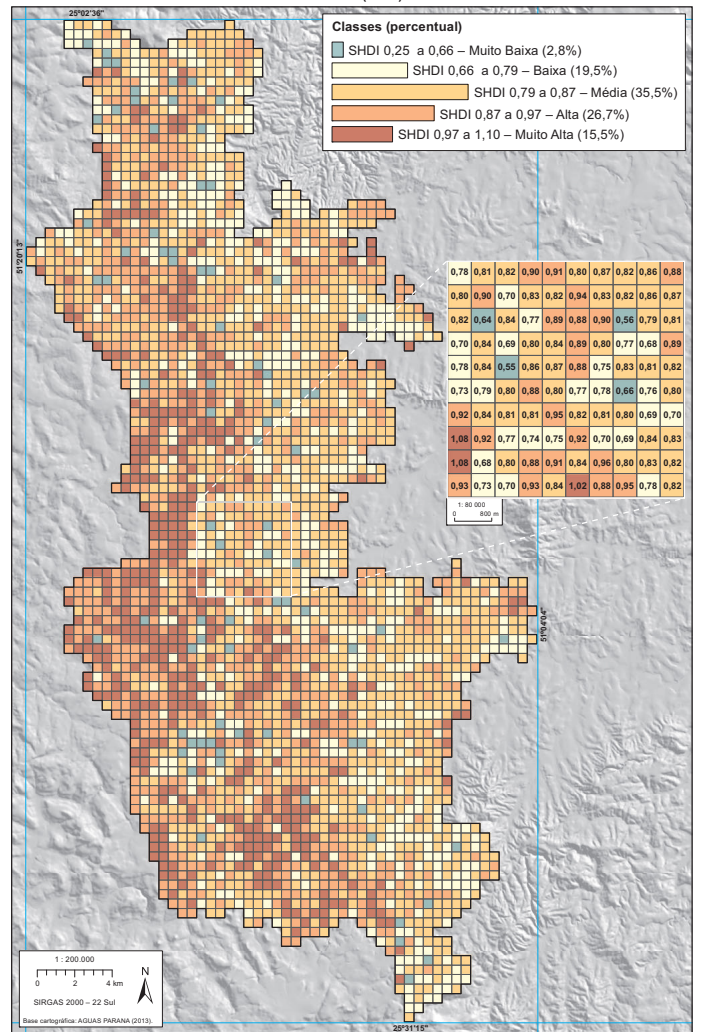
A distinção espacial entre as classes de diversidade deste parâmetro (Figura 35) é bastante evidente, sobretudo na transição dos relevos escarpados e planálticos. Os menores valores (0,25 a 0,66) são pouco representativos espacialmente, estando associados às áreas planas isoladas. Os valores baixos e médios são predominantes na escarpa e nas formas a ela conectadas, sobretudo nas cabeceiras de drenagem, colinas baixas e rampas coluvionares. Os maiores valores são verificados no entorno das áreas planas do Terceiro Planalto, já que neste setor ocorre equiparação entre *pixels* concernentes às três classes de curvatura vertical, propiciando que sejam quantificadas em relativa proporção dentro das células de sobreposição, o que determina distribuição mais eficiente em termos de riqueza e equabilidade.

FIGURA 34 – MAPA DE CURVATURA VERTICAL



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 35 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE CURVATURA VERTICAL



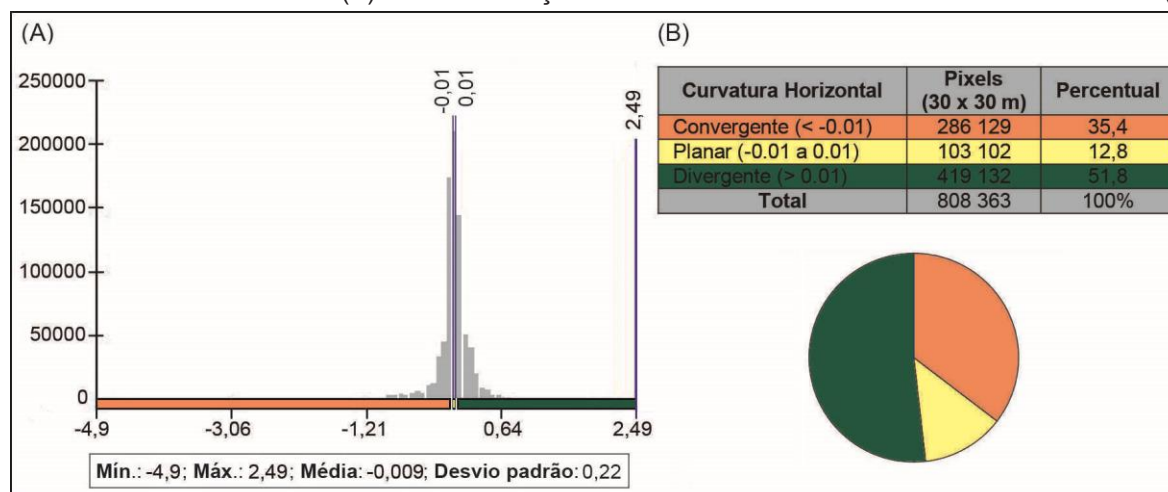
FONTE: O autor (2016)

5.1.4 Diversidade de Classes de Curvatura Horizontal

A **Curvatura Horizontal** refere-se ao caráter convergente-divergente das encostas, que sendo analisadas em planos de curvatura, indicam os mecanismos gravitacionais responsáveis por desencadear a migração e/ou acúmulo da água, sedimentos e matéria orgânica sobre a superfície (VALERIANO, 2003). Possuindo relação direta com a diversidade fluvial e pedológica, aplica-se tanto em estudos que visam melhor aproveitamento da geodiversidade enquanto recurso (BRIGGS; SHISHIRO, 1985; BLACKMORE, 2000; KERSEBAUM, 2007), quanto naqueles que o utilizam como um dos parâmetros voltados à análise de processos geoambientais e respectivos níveis de susceptibilidade (MACMILLAN; JONES; MACNABB, 2004; VOLKER; WASKLEWICZ; ELLIS, 2007; LÓCZY; PIRKHOFFER; GYENIZSE, 2012; SILVEIRA *et al.*, 2014).

Na área de pesquisa, os valores de **Curvatura Horizontal** estão situados entre -4,9 a 2,49, com média de -0,009 e desvio padrão de 0,22, sendo representadas graficamente de acordo com a frequência de valores (Figura 36A) e distribuição dos mesmos de acordo com os três intervalos de classes (Figura 36B).

FIGURA 36 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE CURVATURA HORIZONTAL (B)

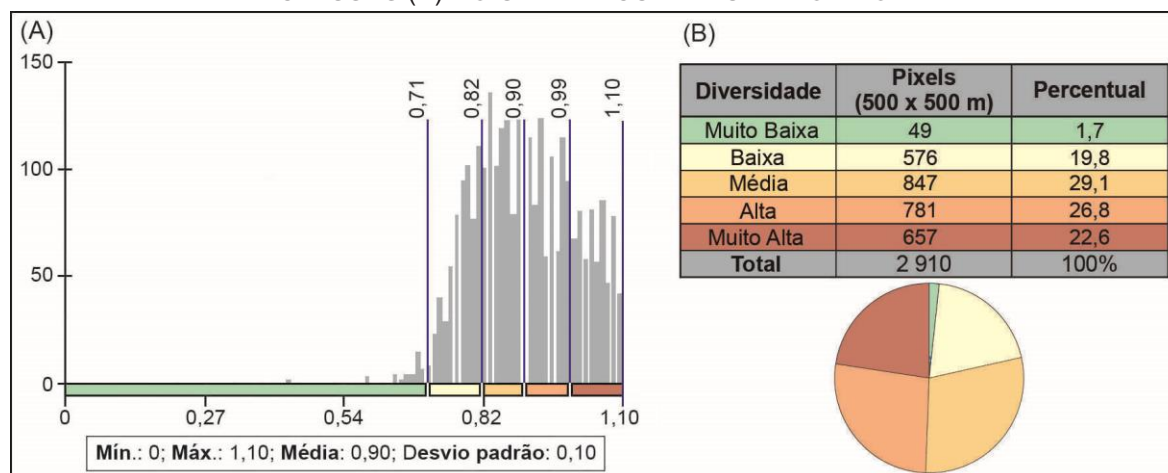


FONTE: O autor (2016).

A definição de classes de curvatura horizontal sobrepostas pela grade de quantificação de diversidade precede a submissão deste parâmetro ao Índice de *Shannon*, que lhe atribui valores compreendidos entre 0 e 1,10 enquanto à média e desvio padrão, os valores respectivos de 0,90 e 0,10. Os valores referentes às classes

de SHDI são destacados na Figura 37A (histograma de frequência e estatísticas básicas) e Figura 37B (percentual dos intervalos de classes).

FIGURA 37 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE CURVATURA HORIZONTAL



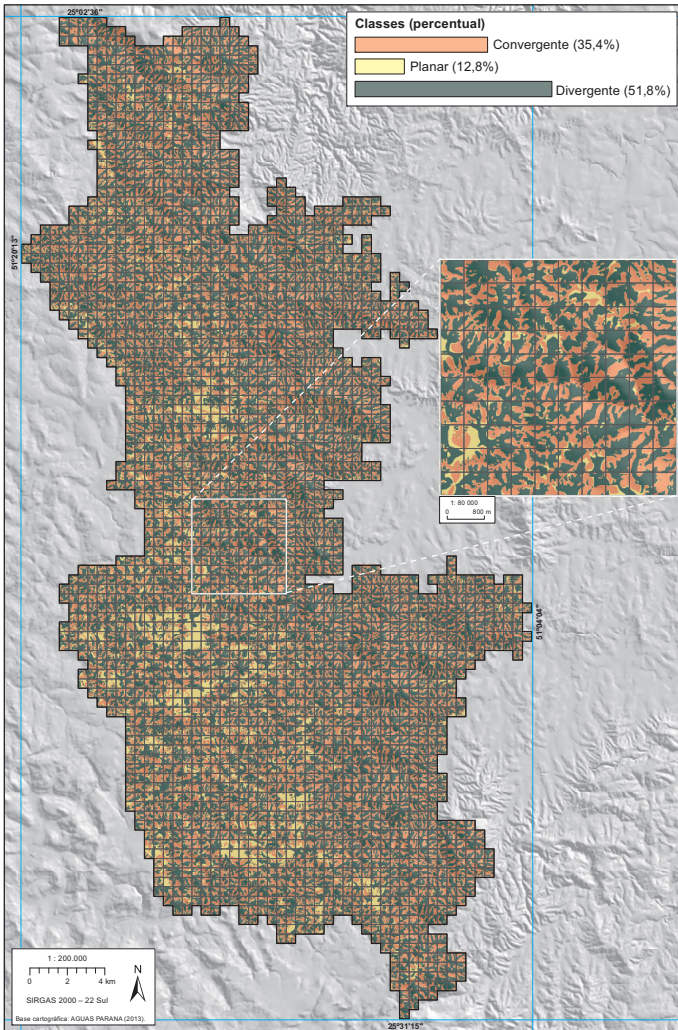
FONTE: O autor (2016).

Retornando as classes de curvatura, constata-se que a classe de maior representatividade espacial é a que compreende valores positivos, ou seja, referentes a curvaturas divergentes, cuja configuração implica na dispersão dos fluxos hídricos e, conseqüentemente, dos materiais por eles transportados. Igualmente distribuídos ao longo de toda área de estudo, os valores negativos referem-se a curvaturas convergentes, que ao contrário da primeira classe direcionam fluxos hídricos e materiais em direção a pontos comuns, responsáveis por propiciar a formação de espessos pacotes sedimentares no contato das posições inferiores das vertentes com as planícies aluvionares. A classe de menor representatividade refere-se àquela que agrega valores próximos à zero, que definidas sobre curvaturas planares, são indicativas de áreas planas e/ou rampas de deposição sedimentar (Figura 38).

No que se refere ao resultado da mensuração da riqueza e equabilidade deste atributo topográfico (Figura 39) é possível discernir as classes de SHDI de curvatura horizontal entre às porções leste e oeste da área de estudo, em função do predomínio de valores menores na primeira e de valores maiores na segunda. Pouco representativos, a classe *Muito Baixa* (0 a 0,71) associa-se a áreas planas isoladas. A classe *Baixa* (0,711 a 0,82) e *Média* (0,821 a 0,90) indicam cabeceiras de drenagem, cristas alongadas e formas vinculadas à Escarpa da Esperança. Os maiores valores de diversidade – classes *Alta* (0,901 a 0,99) e *Muito Alta* (0,991 a 1,10) – coincidem

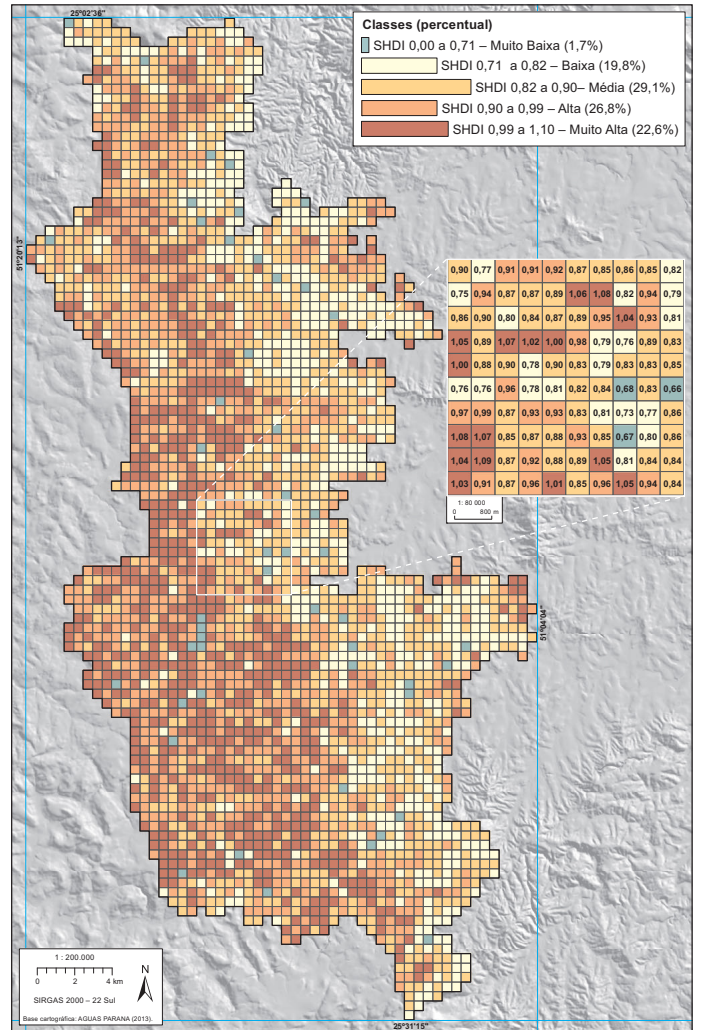
com as áreas onde existe melhor correspondência entre as três classes do parâmetro em questão; o que possibilita que uma maior variabilidade de classes seja condicionada a uma mesma célula de quantificação da riqueza e equabilidade.

FIGURA 38 – MAPA DE CURVATURA HORIZONTAL



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 39 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE CURVATURA HORIZONTAL



FONTE: O autor (2016)

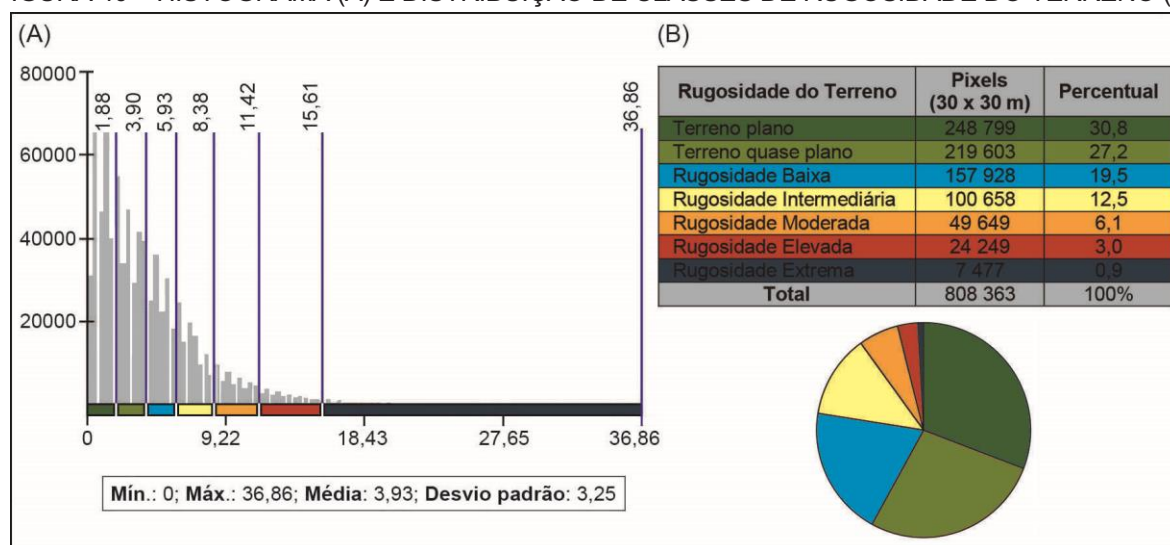
5.1.5 Diversidade de Classes do Índice de Rugosidade do Terreno

A rugosidade do terreno possui, inerentemente, a capacidade de delinear a heterogeneidade geomorfológica de uma determinada área, já que os valores numéricos dela derivados são indicativos da variação de acidentalidade do terreno, sendo por este motivo, amplamente aplicada na caracterização e cartografia do relevo (RILEY; DEGLORIA; ELLIOT, 1999; SAMPAIO, 2008; GISBERT; MARTI, 2010).

Em estudos voltados especificamente à geodiversidade, é adotado destacadamente como um dos parâmetros para ponderação da diversidade de formas de relevo e processos associados (BENITO-CALVO *et al.*, 2013; MELELLI, 2014; KOT; LESNIAK, 2017) ou como variável determinante para quantificação de índices de diversidade de variados elementos abióticos, condição que pode ser exemplificado na proposição metodológica de Serrano e Ruiz-Flaño (2007); cuja formulação também foi aplicada, com devidas adaptações, por Melelli (2013) e Manosso e Nóbrega (2015).

Considerando o **Índice de Rugosidade do Terreno** (IRT), a área de estudo está inserida em valores que variam de 0 a 36,86, com média de 3,93 e desvio padrão de 3,25. A classificação dos valores absolutos nas sete classes de rugosidade e suas respectivas representatividades espaciais considera histograma de frequência das classes definidas (Figura 40A) e seu percentual (Figura 40B).

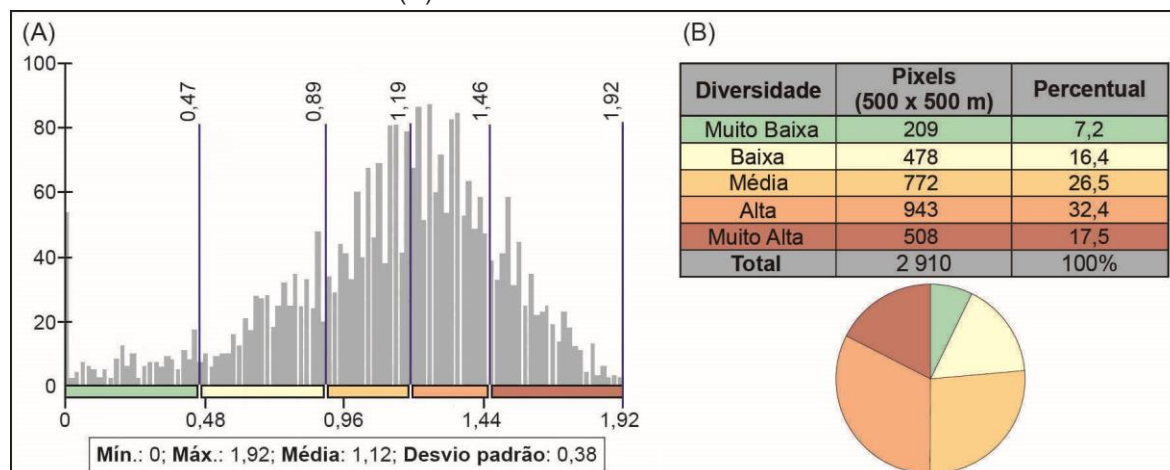
FIGURA 40 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE RUGOSIDADE DO TERRENO (B)



FONTE: O autor (2016).

A Figura 41, por sua vez, representa o resultado da subordinação do IRT ao SHDI, resultando em valores de diversidade compreendidos entre 0 a 1,92, com média de 1,12 e desvio padrão de 0,38.

FIGURA 41 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE RUGOSIDADE DO TERRENO



FONTE: O autor (2016).

A classe que possui menor cobertura na área de pesquisa é a de *Rugosidade Extrema*, referente aos valores de IRT superiores a 15,61, os quais estão associados a determinadas posições da escarpa, coincidindo com a ocorrência de *Knickpoints* – seções fluviais de transição abrupta.

A *Rugosidade Elevada* está distribuída ao longo de toda Escarpa da Esperança, assim como nas vertentes superiores das cristas controladas por lineamentos estruturais.

As classes *Rugosidade Moderada* e *Rugosidade Intermediária* possuem proporção relativamente equiparadas, sendo a primeira mais evidente no contato da escarpa com o segundo planalto e na posição interior de vertentes de cristas alongadas; e a segunda possuindo padrões discerníveis em toda a área, embora de maneira mais evidente no terço inferior das vertentes e ao longo de vales fluviais abertos.

A *Rugosidade Baixa* vincula-se espacialmente às classes anteriores, demonstrando o contato daqueles terrenos mediamente dissecados com topos alongados e rampas de baixa inclinação, assim como terços médios de vales fluviais.

Os *Terrenos Planos* reúnem valores de rugosidade bastante representativos na área de estudo (30,8% da área), estando vinculados aos topos de colinas com

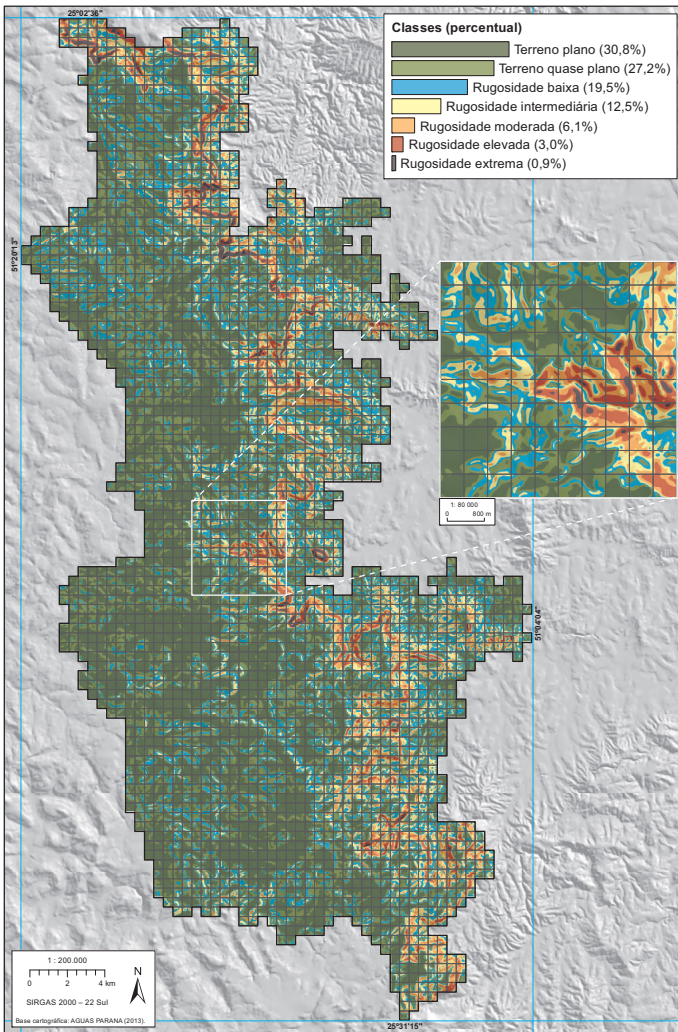
baixa amplitude altimétrica e com as planícies aluviais, ambas com inclinação inferior a 3%; cuja transição para vertentes moderadamente íngremes constituem a classe Terrenos quase planos, representativa de 27,2% da área total.

A análise cartográfica das características das classes de *Rugosidade do Terreno* (Figura 42) e do resultado de sua determinação pelo Índice de *Shannon* (Figura 43), possibilita interpretar o padrão de distribuição da classe predominante deste parâmetro, ou seja, aquela correspondente ao intervalo de classes *Alta* de riqueza e equabilidade (1,191 a 1,46), cujo padrão espacial denota seu predomínio no entorno de relevos mais acidentados, contíguos à escarpa, coincidindo aos maiores valores de diversidade (*Muito Alta*), compreendendo valores superiores a 1,461 em 17,5% da área total.

A classe de diversidade *Média* (0,891 a 1,19) é bastante significativa espacialmente, compreendendo 26,5% da área, representando setores de transição entre relevos de baixa amplitude altimétrica e a posição inferior de vertentes de inclinação média.

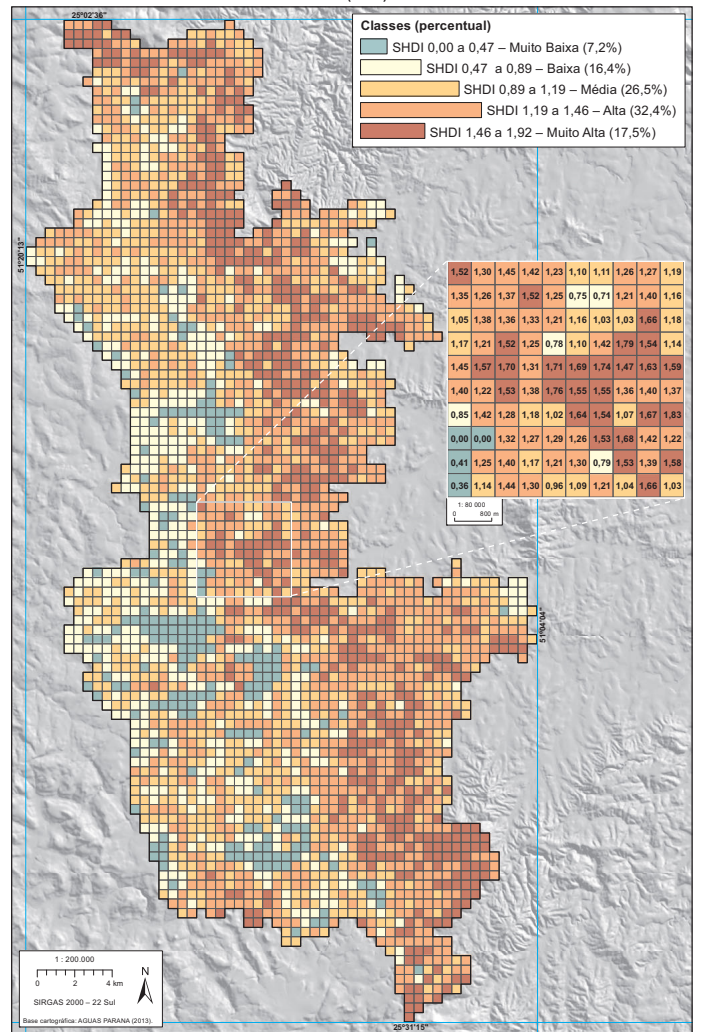
Destacando os padrões espaciais relativos à reduzida diversidade de rugosidade do terreno, avalia-se que as classes *Muito Baixa* e *Baixa*, que apresentam o respectivo percentual de 7,2% e 16,4%, possuem correlação espacial com áreas planas e planícies aluviais.

FIGURA 42 – MAPA DE RUGOSIDADE DO TERRENO



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 43 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE RUGOSIDADE DO TERRENO



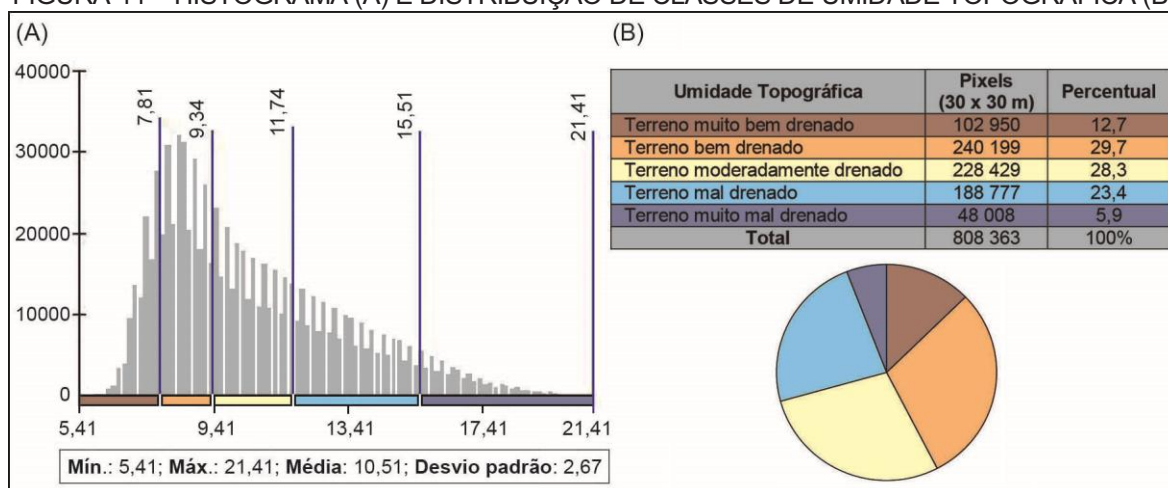
FONTE: O autor (2016)

5.1.6 Diversidade de Classes do Índice Topográfico de Umidade

A análise da literatura científica atual não possui referência a adoção do **Índice Topográfico de Umidade (ITU)** no contexto da quantificação da geodiversidade. No entanto, a adoção deste parâmetro justifica-se por ser indicativo de elementos físicos diretamente relacionados à acidentalidade do terreno, destacando-se na literatura como recurso interpretativo para mapeamento da rede de drenagem (PECKHAM, 1998; LIU; YAN; ZHAI, 2015), predição de solos (SIRTOLI *et al.*, 2008; SILVEIRA *et al.*, 2013; AGREN *et al.*, 2014) e interpretação dos processos de agradação e degradação sedimentar (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994; MILEVSKI, 2008; SOTO *et al.*, 2015).

Quando referida sobre este parâmetro geomorfométrico, a área de estudo apresenta valor mínimo de 5,41, máximo de 21,41, média de 10,51 e desvio padrão de 2,67. Sua distribuição espacial é ilustrada pela Figura 44, levando em conta gráfico de frequência de valores dentro dos intervalos de classes definidos (A) e o percentual dos mesmos em relação à área total (B).

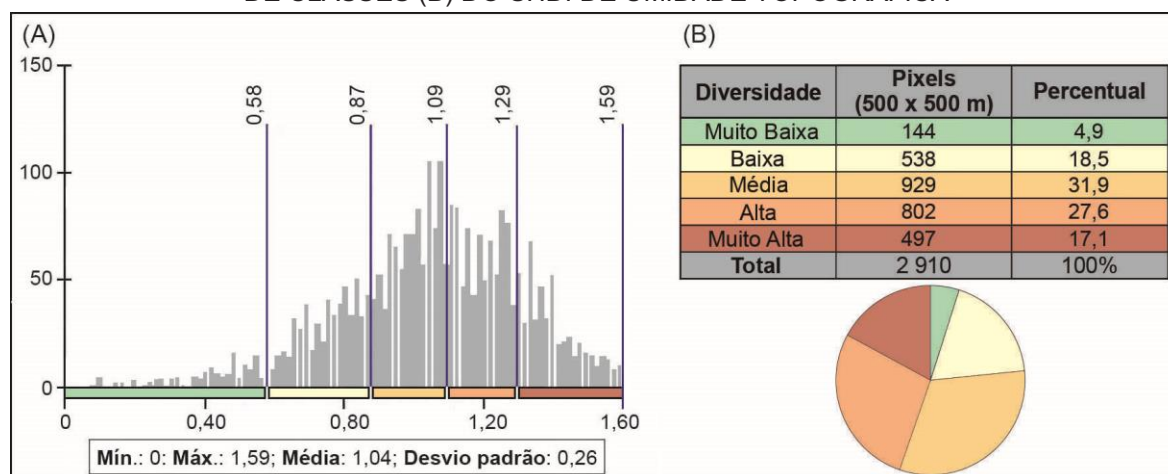
FIGURA 44 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE UMIDADE TOPOGRÁFICA (B)



FONTE: O autor (2016).

Em termos gráficos, a interpretação de sua riqueza e equabilidade considera estatística zonal básica e frequência de valores (Figura 45A), bem como sua relativa proporção (Figura 45B); resultantes, tal como ocorre com os demais parâmetros geomorfométricos, da quantificação de intervalos de classes.

FIGURA 45 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE UMIDADE TOPOGRÁFICA



FONTE: O autor (2016).

As classes representativas de condições de drenagem opostas (*Terreno muito bem drenado* e *Terreno muito mal drenado*) possuem proporção espacial similar, cuja configuração, evidentemente, associa-se a condições topográficas distintas – respectivamente topos angulosos de formas mais acidentadas (cristas controladas e cabeceiras de drenagem) e áreas planas e/ou setores de deposição aluvial.

O termo *Terreno bem drenado* destaca à classe majoritária do ITU (29,7%), compreendendo às características existentes nas porções superiores e nos setores côncavos de vertentes íngremes; enquanto *Terreno mal drenado* (23,4%) às peculiaridades de relevos mais suaves, ou seja, pela conectividade existente entre áreas planas e planícies aluviais.

A classe intermediária, por sua vez, (*Terreno moderadamente drenado*) associa-se geomorfologicamente aos terços médios das vertentes de relevos suaves (colinas), às rampas coluviais vinculadas ao relevo escarpado e aos setores convexos do relevo em cristas; abrangendo 28,3% do setor norte da APA.

Concebidas para serem analisadas conjuntamente, a Figura 46 representa cartograficamente as classes de umidade topográfica derivadas do Índice Topográfico de Umidade; enquanto a Figura 47 à mensuração das mesmas pelo Índice de Diversidade de *Shannon*.

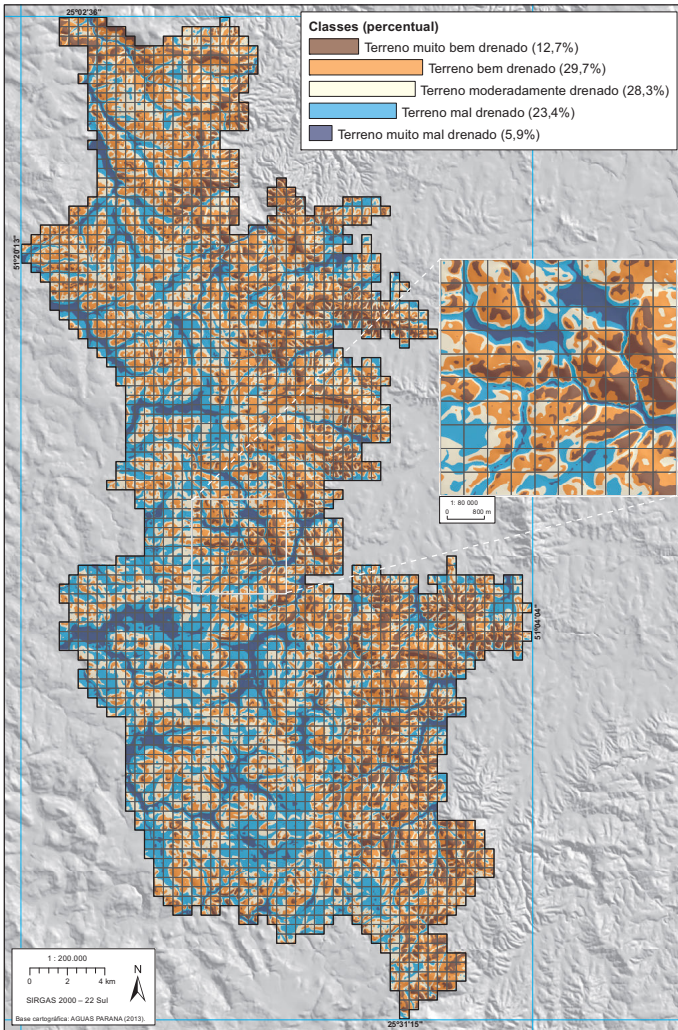
Em termos de variabilidade de umidade topográfica, constata-se relativa desproporção entre diversidade *Muito Baixa* (4,9%) e diversidade *Muito Alta* (17,1% da área total), questão que pode ser explicada pela constatação de que a primeira classe está restrita às áreas planas, o que, normalmente, impossibilita que uma

mesma célula de quantificação abranja classes heterogêneas; e devido a segunda ser relativa aos setores de padrões topográficos mais diversificados, onde as células de quantificação, ao contrário, conseguem agregar condições distintas de umidade, o que repercute em um melhor equilíbrio na configuração de riqueza e equabilidade deste parâmetro.

Comparando a proporção das classes de diversidade *Baixa* (18,5%) e *Alta* (27,6% da área) constata-se a mesma desproporcionalidade apontada anteriormente, desta vez se referindo, respectivamente, as seguintes condições: 1) relativa aos locais onde as células de quantificação sobrepõem áreas planas, cuja variabilidade de umidade topográfica é restrita, sobretudo em função do padrão espacial dos terrenos mal drenados e de sua conexão com os terrenos muito mal drenados; e 2) concernente aos setores de transição topográfica, característica que possibilita ampliação da distribuição de classes distintas de umidade em uma mesma célula de quantificação.

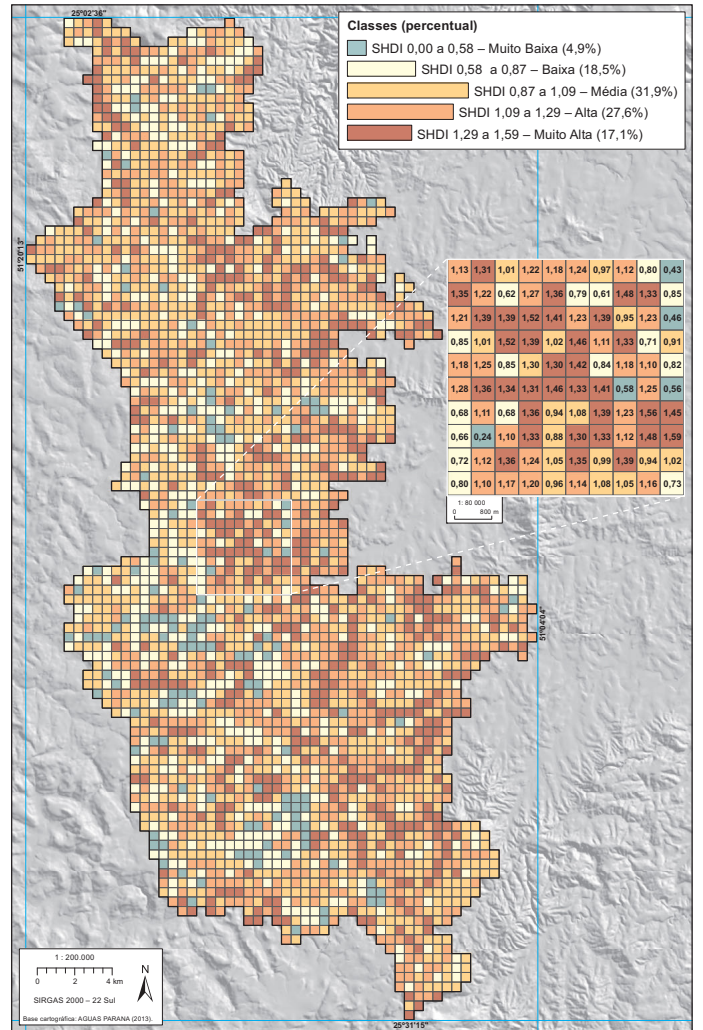
Os valores compreendidos na classe de diversidade *Média* são predominantes na área de estudo (31,9%), apresentando células (500 x 500 m) esparsamente distribuídas. Entretanto, apesar desta classe não apresentar um padrão significativamente discernível, constata-se que, nesta condição, a mensuração em uma mesma célula de quantificação agrega valores derivados do contato de áreas planas com seu entorno imediato.

FIGURA 46 – MAPA DE UMIDADE TOPOGRÁFICA



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 47 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE UMIDADE TOPOGRÁFICA



FONTE: O autor (2016)

5.1.7 Diversidade de Classes do Índice de Posição Topográfica

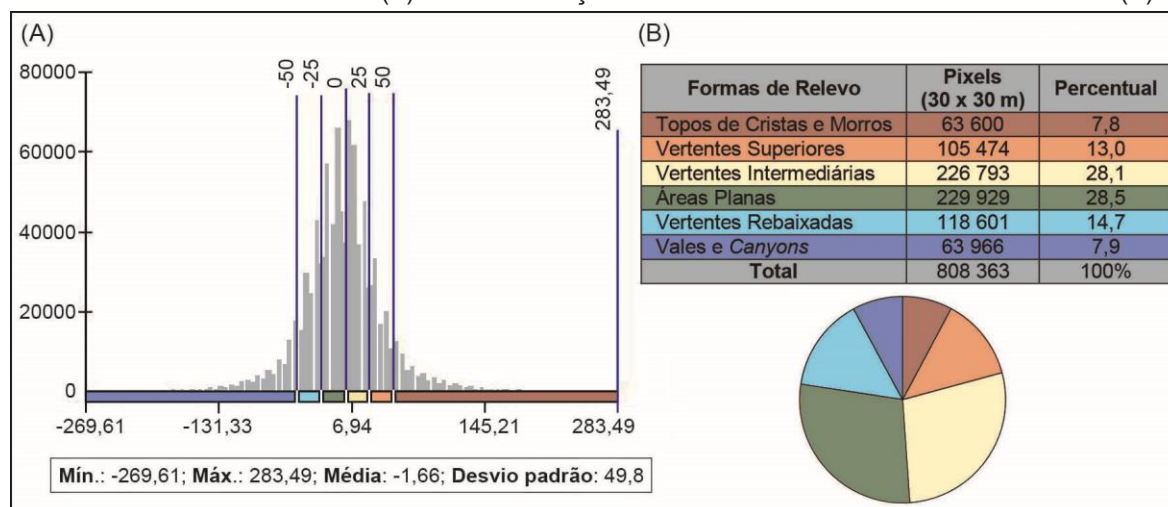
As formas de relevo destacam-se pelas funções sistêmicas em conjunto à outros componentes da geodiversidade, sendo importante tanto para sua quantificação, sob diferentes níveis de integração (KOZLOWSKI, 2004; HJORT; LUOTO, 2010; PEREIRA *et al.*, 2013); quanto para, especificamente, destacar seu componente geomorfológico (MARET; REYNARD, 2015; ZWOLIŃSKI; GUDOWICZ, 2016; KOT, 2017; MELELLI *et al.*, 2017), que no caso da presente pesquisa apoia-se no **Índice de Posição Topográfica** (IPT).

Quando contextualizada em unidades fisiográficas homogêneas, a área de estudo pode ser compreendida pela transição abrupta entre o Terceiro e Segundo Planalto paranaense, evidenciando a função da Escarpa na Esperança no compartimentação de condições geológico-geomorfológicas particulares.

Em uma abordagem geomorfométrica, em conformidade à escala adotada, o IPT consegue demonstrar a variabilidade geomorfológica em um nível analítico mais detalhado, e padrões geomorfológicos passam a ser compreendidos por meio de sua continuidade e conectividade espacial. Ainda, torna possível a categorização de formas de relevo de acordo com suas respectivas proporções e pela sua configuração estrutural e escultural.

Reiterando, a discretização deste parâmetro se baseou em seis classes de formas de relevo, cujos valores numéricos variam entre -269,61 a 283,49, apresentando média de -1,66 e desvio padrão de 49,8, sendo este último base primordial para o estabelecimento de classes de formas de relevo, conforme procedimentos apresentados anteriormente. Na Figura 48A são ilustrados o histograma de frequência de valores e as estatísticas zonais básicas vinculadas; enquanto na Figura 48B o percentual de distribuição de classes de Formas de Relevo.

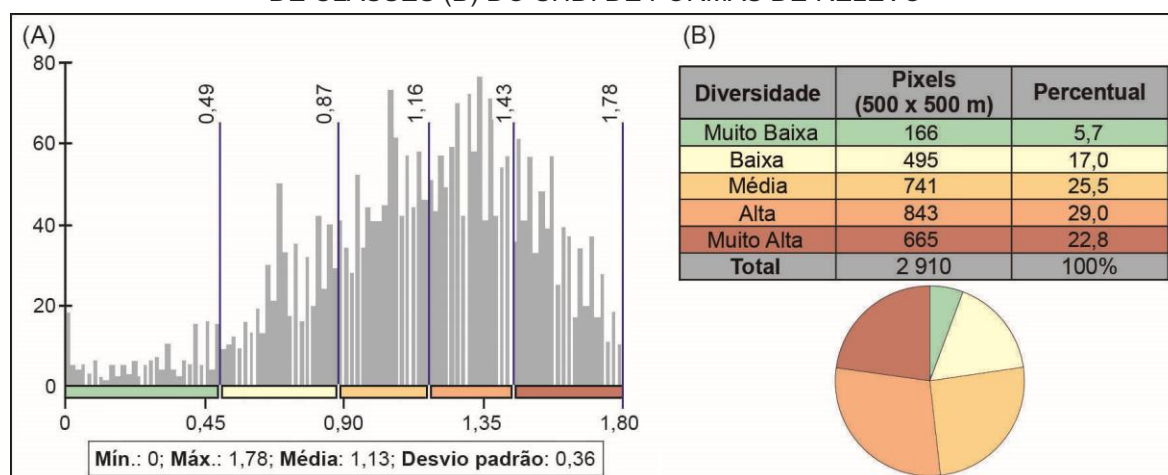
FIGURA 48 – HISTOGRAMA (A) E DISTRIBUIÇÃO DE CLASSES DE FORMAS DE RELEVO (B)



FONTE: O autor (2016).

A indicação da frequência de valores em histograma de frequência e estatísticas básicas (Figura 49A), bem como sua designação em intervalos de classes com proporcionalidade atribuída (Figura 49B), constituem a quantificação deste que é considerado, como mencionado anteriormente, o parâmetro geomorfométrico basilar para validação da diversidade geomorfológica do recorte espacial pesquisado.

FIGURA 49 – FREQUÊNCIA DE VALORES (A) E INTERVALOS DE CLASSES (B) DO SHDI DE FORMAS DE RELEVO



FONTE: O autor (2016).

As formas de relevo com maior extensão são designadas como *Áreas Planas* (28,5%), agregando colinas baixas, minimamente dissecadas, e planícies aluvionares. As formas com menor extensão são denominadas *Topos de Cristas e Morros* (7,8%), que atribuídos de valores de altitude mais elevados, representam a posição superior de: cristas controladas por lineamentos estruturais, relevos residuais da Formação

Serra Geral e formas que se sobressaem em relação ao nível altimétrico médio do reverso da escarpa (predominantemente plano), estas últimas constituindo importantes divisores de drenagem entre o Terceiro e Segundo Planalto Paranaense.

Os valores numéricos determinados pelo IPT discriminam as vertentes em três subunidades: *Vertentes Superiores* (13%), *Vertentes Intermediárias* (28,1%) e *Vertentes Rebaixadas* (14,7%), sendo as duas primeiras correspondentes às posições do terreno que apresentam média ou alta dissecação; enquanto a última restrita às adjacências de áreas planas ou quase planas.

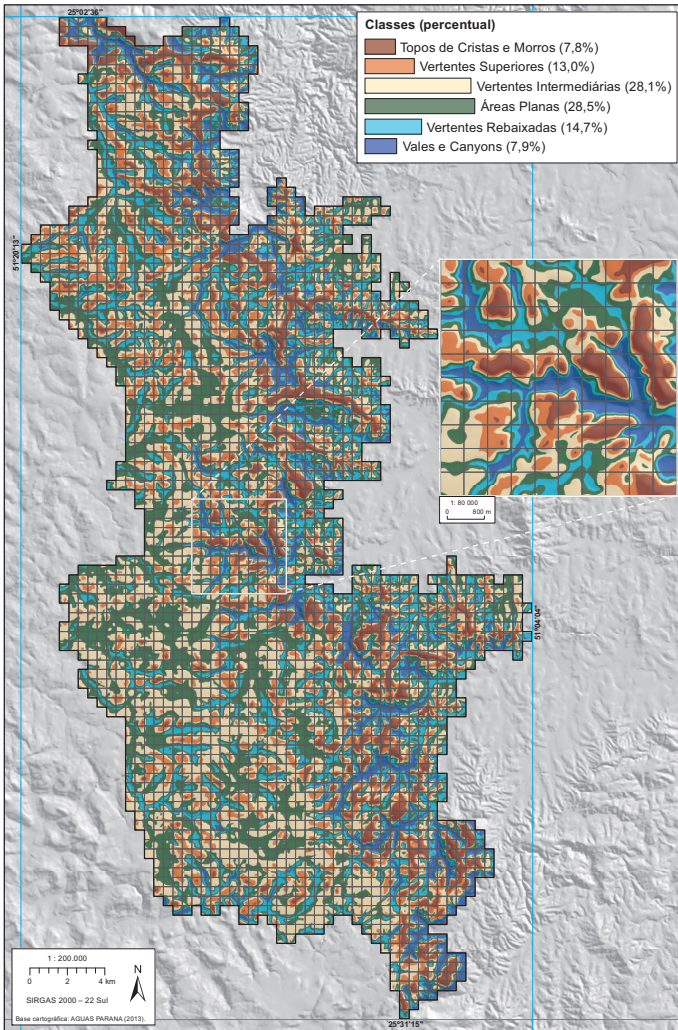
As vertentes rebaixadas também representam setores de transição, já que seus limites inferiores conectam-se à última forma de relevo considerada no estudo – denominada *Vales e Canyons*. Esta classe ocupa 7,9% da área total, abrangendo, especificamente, vales fluviais abertos ou encaixados, que em alguns casos são contíguos se interpretados com base na intercalação entre setores determinados por lineamentos e sua abertura quando entrecruzam, gradualmente, os planaltos. A designação *Canyon* especifica locais onde a amplitude altimétrica entre topo de cristas e talvegues é mais acentuada, se correlacionado com rugosidades extremas; assim como ocorre em setores da escarpa onde incidem lineamentos estruturais.

No que diz respeito ao índice de diversidade, avalia-se que a ampla desproporção espacial entre a classe *Muito Baixa* (5,7%) e *Muito Alta* (22,8%) é resultante das seguintes condições: o primeiro é derivado da quantificação de terrenos planos ou quase planos, onde há menor variabilidade topográfica, cuja continuidade espacial define o intervalo de classe *Baixa* (17%); e o segundo é determinado por setores atribuídos de valores de declividades, amplitudes altimétricas e dissecação mais elevados, onde diversificadas formas de relevo acabam sendo submetidas à uma mesma célula de mensuração de riqueza e equabilidade. Características similares definiram os valores de diversidade agregados na classe *Alta*, que sendo contíguo espacialmente à classe anterior, é predominante em área (29% do total), formulando índice de diversidade minimamente inferior somente por não considerar à quantificação de porções superiores das vertentes e dos topos dos relevos em cristas.

Os valores médios de riqueza e equabilidade deste parâmetro (diversidade *Média*) compreendem 25,5% da área de pesquisa, sendo resultantes da quantificação, em uma mesma célula vetorial, das seguintes classes de formas de relevo: vertentes rebaixadas, áreas planas e vales e *canyons*.

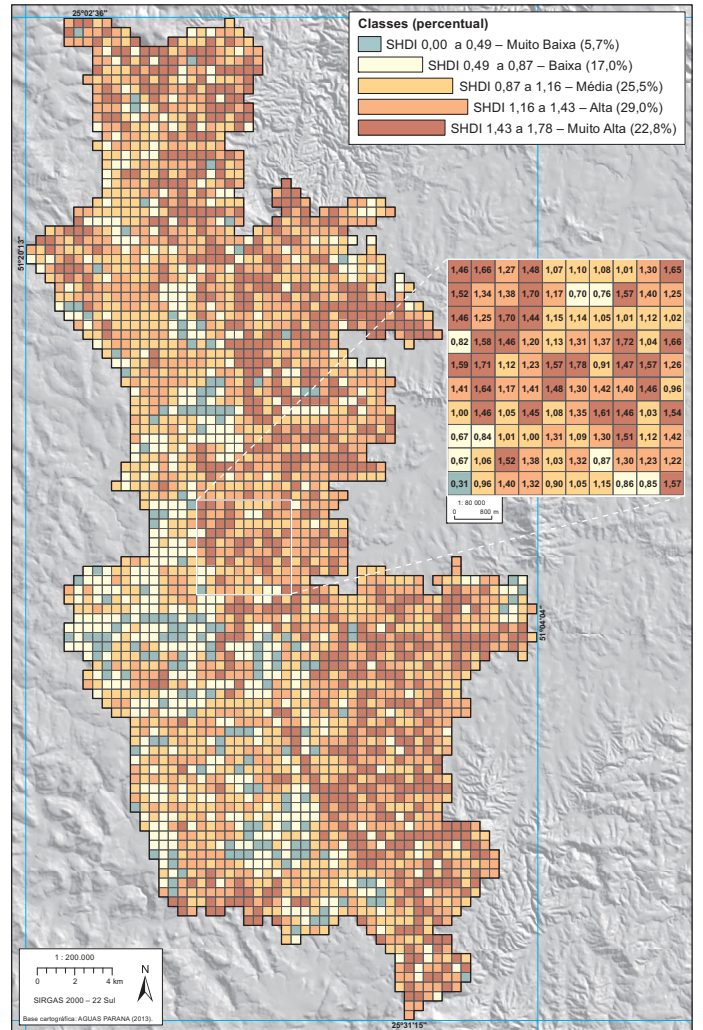
No sentido de proporcionar uma análise cartográfica comparativa, são demonstradas as características espaciais das classes de Formas de Relevo parametrizadas a partir do Índice de Posição Topográfica (Figura 50); e o resultado de sua mensuração pelo Índice de Diversidade de *Shannon* (Figura 51).

FIGURA 50 – MAPA DE FORMAS DE RELEVO



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 51 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE (SHDI) DE FORMAS DE RELEVO



FONTE: O autor (2016)

5.2 ÍNDICES DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA

De acordo aos procedimentos delineados anteriormente, a definição de índices de diversidade geomorfológica perpassa a integração algébrica entre *grids* resultantes da submissão dos parâmetros adotados ao Índice de Diversidade de Shannon (SHDI), a partir de diferentes fases de Tabulação Cruzada e Análise de Correlação Espacial para estabelecimento do Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica (IPDG) e do Índice Final de Diversidade Geomorfológica (IFDG).

5.2.1 Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica

Em caráter preliminar, a tabulação cruzada compreendeu cinco etapas de integração matricial de dados *raster*, quais sejam: Declividade com Orientação de Vertentes (Tabela 3); Curvatura Vertical com Curvatura Horizontal (Tabela 4); classes do Índice de Rugosidade do Terreno (IRT) com classes do Índice Topográfico de Umidade (ITU) (Tabela 5); composição dos dois últimos com classes de SHDI de formas relevo (Índice de Posição Topográfica – IPT) (Tabela 6); e agrupamento final (Tabela 7).

TABELA 3 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE DECLIVIDADE E DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES

SHDI Declividade	Classes	SHDI Orientação de Vertentes				
		0,06 – 0,94	0,94 – 1,30	1,30 – 1,57	1,57 – 1,80	1,80 – 2,16
0,19 – 0,73		11	12	13	14	15
0,73 – 0,93		21	22	23	24	25
0,93 – 1,09		31	32	33	34	35
1,09 – 1,25		41	42	43	44	45
1,25 – 1,69		51	52	53	54	55

FONTE: O autor (2016)

TABELA 4 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE CURVATURA VERTICAL E DE CURVATURA HORIZONTAL

SHDI Curv. Vertical	Classes	SHDI Curvatura Horizontal				
		0,00 – 0,71	0,71 – 0,82	0,82 – 0,90	0,90 – 0,99	0,99 – 1,10
0,25 – 0,66		15	14	13	12	11
0,66 – 0,79		25	24	23	22	21
0,79 – 0,87		35	34	33	34	31
0,87 – 0,97		45	44	43	42	41
0,97 – 1,10		55	54	53	52	51

FONTE: O autor (2016)

TABELA 5 – TABULAÇÃO CRUZADA ENTRE SHDI DE IRT E DE ITU

SHDI IRT	Classes	SHDI ITU				
		0,00 – 0,58	0,58 – 0,87	0,87 – 1,09	1,09 – 1,29	1,29 – 1,59
	0,00 – 0,47	11	12	13	14	15
	0,47 – 0,89	21	22	23	24	25
	0,89 – 1,19	31	32	33	34	35
	1,19 – 1,46	41	42	43	44	45
	1,46 – 1,92	51	52	53	54	55

FONTE: O autor (2016)

TABELA 6 – TABULAÇÃO CRUZADA COMPOSTA ENTRE SHDI DE IRT, ITU E IPT

SHDI IRT + SHDI ITU	Classes	SHDI IPT				
		0,00 – 0,49	0,49 – 0,87	0,87 – 1,16	1,16 – 1,43	1,43 – 1,78
	1	15	14	13	12	11
	2	25	24	23	22	21
	3	35	34	33	34	31
	4	45	44	43	42	41
	5	55	54	53	52	51

FONTE: O autor (2016)

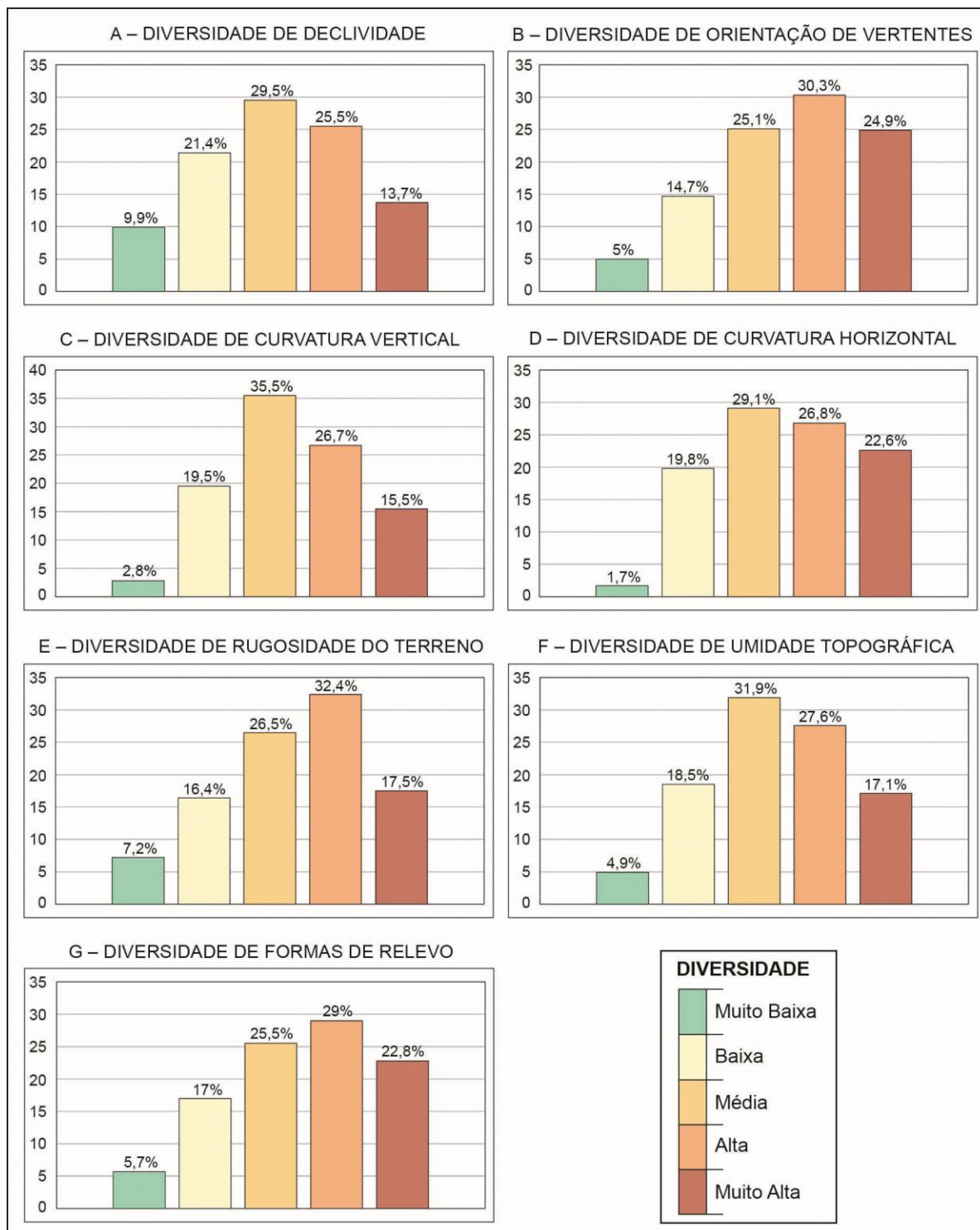
TABELA 7 – MATRIZ DE DEFINIÇÃO DO IPDG

Deciv. + Orient + Curv. Vertical + Curv. Horizontal	Classes	IRT + ITU + IPT				
		1	2	3	4	5
	1	1	1	2	2	3
	2	2	2	2	3	3
	3	2	2	3	3	4
	4	3	3	4	4	5
	5	3	4	4	5	5

FONTE: O autor (2016)

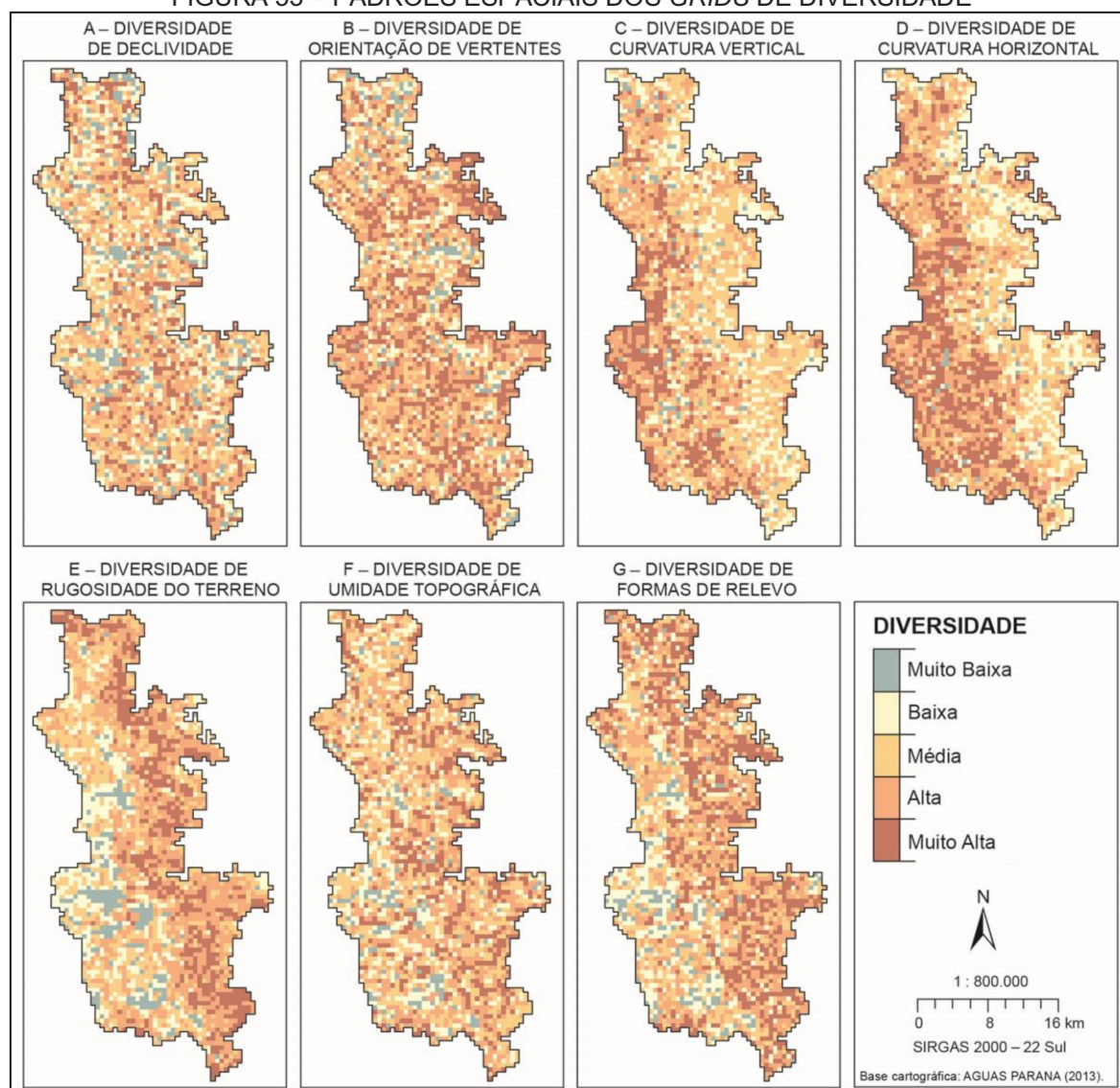
A análise digital dos parâmetros geomorfométricos, bem como do conjunto de planos de informação procedentes das etapas de Tabulação Cruzada, possibilitou a aferição de um conjunto de elementos espaciais, cuja avaliação, em termos de diversidade geomorfológica, é argumentada com base no quadro comparativo entre os percentuais (Figura 52) e padrões espaciais (Figura 53) de cada classe dos índices de diversidade individuais.

FIGURA 52 – ÁREA OCUPADA (%) PELAS CLASSES DE DIVERSIDADE DOS PARÂMETROS GEOMORFOMÉTRICOS



FONTE: O autor (2017).

FIGURA 53 – PADRÕES ESPACIAIS DOS GRIDS DE DIVERSIDADE



FONTE: O autor (2017).

A classe *Muito Baixa* possui menor percentagem em todos os índices específicos, apresentando representatividade espacial mais evidente no *grid* de diversidade de declividade (Figura 52A), ocupando 9,9% da área; sendo amplamente reduzido, por outro lado, nos *grids* relativos à curvatura vertical (Figura 52C) e curvatura horizontal (Figura 52D), onde ocupa, respectivamente, 2,8% e 1,7% da área total.

Em relação ao padrão espacial esta classe aparece significativamente esparsa nos índices de declividade (A), orientação de vertentes (B), curvatura vertical (C) e curvatura horizontal (D); apresentando manchas mais discerníveis espacialmente nos índices de rugosidade do terreno (E), umidade topográfica (F) e formas de relevo (G).

A diversidade *Média* é predominante nos índices de declividade (29,5%), curvatura vertical (35,5%), curvatura horizontal (29,1%) e umidade topográfica (31,9%); apresentando, ainda, amplo percentual em área nos índices de orientação de vertentes (25,1%), rugosidade do terreno (26,5%) e formas de relevo (25,5%).

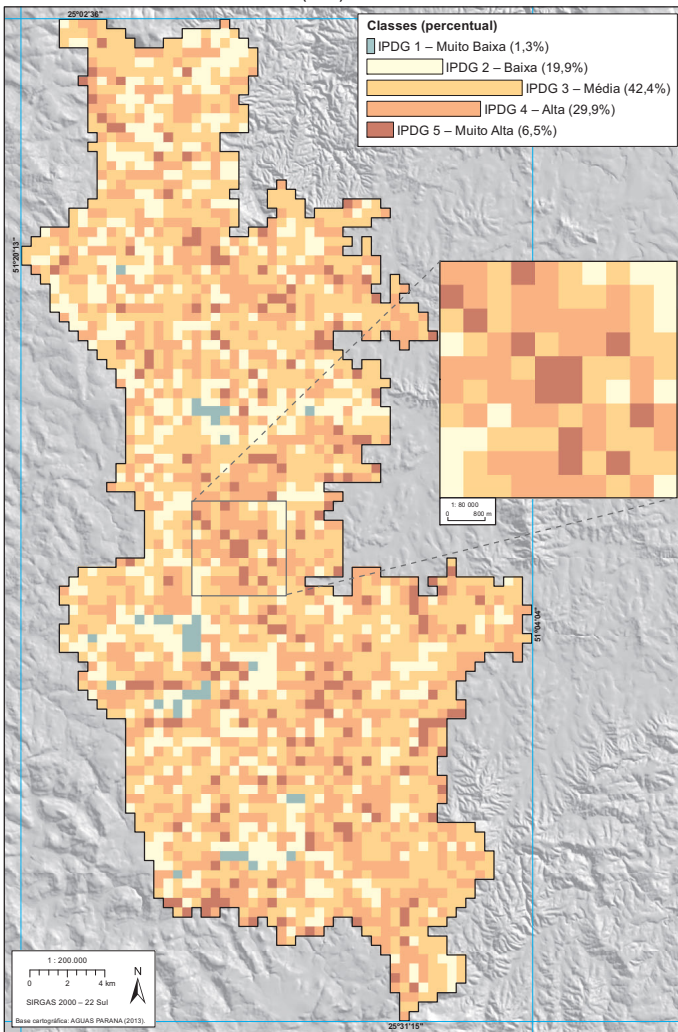
No entanto, analisando a Figura 53, constata-se uma distribuição consideravelmente difusa desta classe, especialmente nos índices de declividade e orientação de vertentes. Avalia-se que esta categoria possui função preponderante no nivelamento das demais classes, delimitando o aumento progressivo tanto das que indicam a menor diversidade (*Muito Baixa / Baixa*) quanto daquelas que indicam a maior diversidade (*Muito Alta / Alta*) – premissa válida para cada parâmetro geomorfométrico.

As classes que denotam a maior diversidade (*Alta* e *Muito Alta*) possuem relevância espacial em todos os parâmetros geomorfométricos, e seu nivelamento gráfico é melhor constatado nos seguintes índices: orientação de vertentes (30,3% e 24,9%), curvatura horizontal (26,8% e 22,6%) e formas de relevo (29% e 22,8%). Destacando ambas as classes no contexto de distintas configurações espaciais, os seguintes predicados puderam ser evidenciados:

- 1) Apresentam padrão difuso nos índices de diversidade de declividade (Figura 53A) e de orientação de vertentes (Figura 53B);
- 2) Se concentram à oeste da área de estudo nos índices de curvatura horizontal (Figura 53C) e de curvatura vertical (Figura 53D);
- 3) Apresentam correlação com relevos situados em amplitudes altimétricas mais significativas quando são analisados nos *grids* de diversidade de rugosidade do terreno (Figura 53E), umidade topográfica (Figura 53F) e formas de relevo (Figura 53G);
- 4) Evidenciam relações espaciais inversas entre as classes de diversidade definidas sobre parâmetros geomorfométricos primários (declividade, orientação de vertentes, curvatura vertical e curvatura horizontal) em comparação àqueles resultantes de parâmetros geomorfométricos secundários (IRT, ITU e IPT).

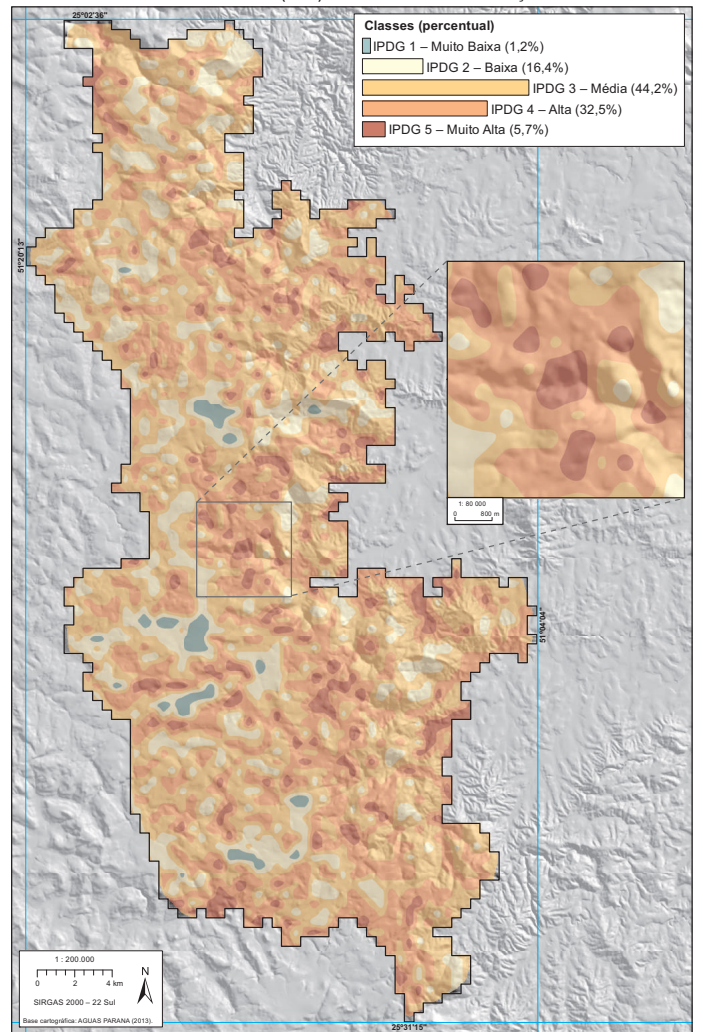
Não obstante às problemáticas acima delineadas, estas constatações iniciais destacam a gradativa integração algébrica entre os sete *grids* de diversidade, cujo agrupamento foi a base para o estabelecimento do **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica**; o qual enfatiza resultados preliminares organizados cartograficamente a partir de dois *raster* distintos: 1) estruturado por células regulares de 500 x 500 metros (Figura 54); 2) resultante da interpolação das classes de diversidade (Figura 55).

FIGURA 54 – ÍNDICE PRELIMINAR DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA (IPDG) EM CÉLULAS REGULARES



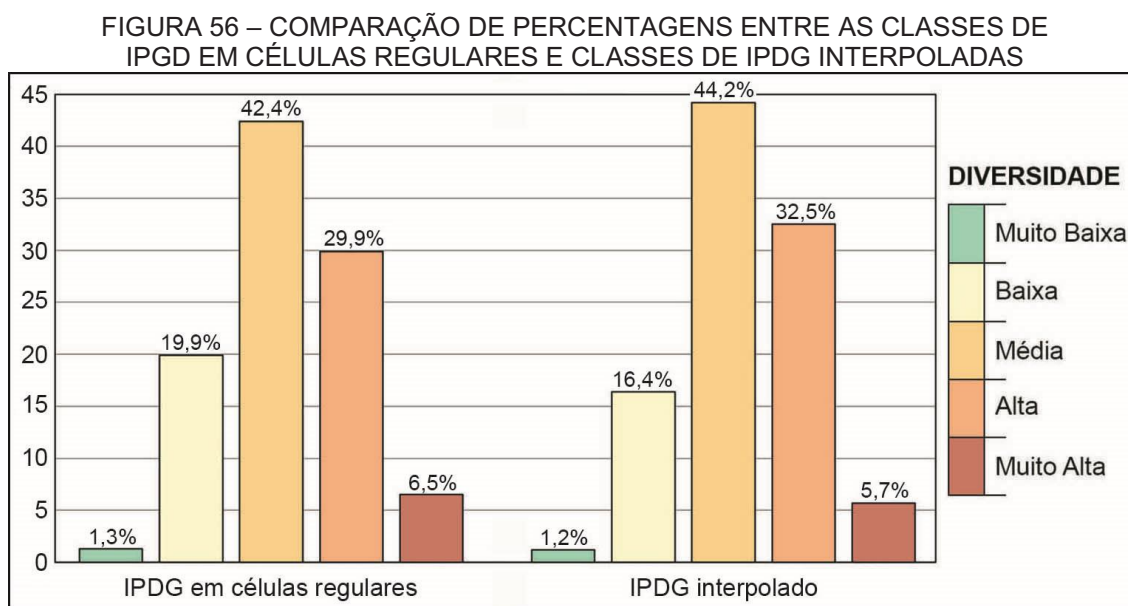
FONTE: O autor (2016)

FIGURA 55 – ÍNDICE PRELIMINAR DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA (IPDG) RESULTANTE DE INTERPOLAÇÃO



FONTE: O autor (2016)

Cabe destacar a reduzida variação percentual entre o **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica** (IPDG) definido conforme os dois *raster* mencionados, sobretudo em relação às classes de diversidade *Média* e *Alta*. Neste sentido, uma análise comparativa das frequências de classes de ambos (Figura 56) demonstra que o algoritmo *Vizinho Natural* foi satisfatório para interpolação de dados, tendo em vista a alteração pouco significativa dos padrões espaciais dos dados de origem.



FONTE: O autor (2017).

Por meio da análise espacial do IPDG é demonstrado o amplo predomínio da classe de diversidade *Média* (42,4%), a qual é resultante da elevada representação da mesma classe nas variáveis integradas em SIG. Seu padrão espacial demonstra o controle que exerce sobre as demais classes, determinando o nivelamento percentual das mesmas.

Embora as classes *Baixa* (19,9%) e *Alta* (29,9%) sejam significativas percentualmente, sua frequência gráfica demonstra ampla convergência e contiguidade espacial com a diversidade *Média*, corroborando o nivelamento determinado por esta última, indicando correlação espacial negativa entre o conjunto de variáveis *raster* associadas por álgebra de mapas.

O reconhecimento da contiguidade espacial mencionada também é um importante recurso interpretativo da expressão das classes extremas do IPDG: *Muito Baixa*, cujo percentual de apenas 1,3% se configura em células isoladas ou descontínuas; e *Muito Alta*, que ocupando 6,5% da área total, sendo igualmente difusa

espacialmente, não apresenta um padrão viável para identificação daqueles setores atribuídos de diversidade geomorfológica superlativa.

A análise espacial do IPDG indica, portanto, que a simples integração entre o conjunto de índices de diversidade, específicos a cada parâmetro geomorfométrico, não é suficiente para expressar a diversidade geomorfológica da área de estudo. A confirmação desta problemática foi embasada por avaliação estatística da correlação espacial existente entre pares de variáveis, apresentadas no tópico seguinte.

5.2.2 Análise de Correlação Espacial

Conforme mencionado anteriormente, a diversidade de classes do parâmetro *Formas de Relevo*, discretizado pelo *Índice de Posição Topográfica (IPT)*, foi adotado como pressuposto para validação estatística do IPDG, sendo determinado como a **variável independente (X)** para análise de correlação bivariada com as **variáveis dependentes (Y)**, por sua vez, referentes aos demais parâmetros mensurados pelo *Índice de Shannon (SHDI)*.

Conforme Tabela 8, o I de *Moran* apresentou correlação espacial negativa (*Alta-Baixa e Baixa-Alta*) quando da combinação bivariada do SHDI de Formas de Relevo com o SHDI de Curvatura Vertical (-0.317542) e com o SHDI de Curvatura Horizontal (-0.321091); indicando, portanto, duas variáveis inexpressivas da diversidade geomorfológica da área de estudo.

Mediante a mesma tabela, verifica-se que entre os valores positivos do I de *Moran* (*Alta-Alta e Baixa-Baixa*), dois apresentam valores reduzidos de correlação positiva com a variável X: SHDI de Declividade (0.106072) e SHDI de Orientação de Vertentes (0.007477), que sendo pouco representativos e espacialmente dispersos, também foram preteridos da composição da matriz numérica estruturada para integração definitiva entre parâmetros.

Por outro lado, os valores positivos também expressam correlação espacial relevante entre a variável X com as seguintes variáveis Y: SHDI de Umidade Topográfica (0.259016) e SHDI de Rugosidade do Terreno (0.452499), validando, estatisticamente, os três índices de diversidade que, integrados por tabulação cruzada, determinaram o Índice Final de Diversidade Geomorfológica (IFDG).

TABELA 8 – TESTE DE CORRELAÇÃO ESPACIAL MEDIANTE O ÍNDICE DE MORAN BIVARIADO

Variável Independente (X)	Variável Dependente (Y)	Significância (Vizinhança entre X e Y)			Clusters (Agrupamento de X e Y)				I de Moran
		Alta ($p=0.05$)	Média ($p=0.01$)	Baixa ($p=0.001$)	AA	BB	BA	AB	
SHDI de Formas de Relevo	SHDI de Curvatura Horizontal	49,4%	41%	9,6%	11,9%	12,5%	38,1%	37,5%	- 0.321091
	SHDI de Curvatura Vertical	54,9%	29,2%	15,9%	8,9%	10,3%	45%	35,8%	- 0.317542
	SHDI de Orientação de Vertentes	59,5%	28,4%	12,1%	29,4%	21,7%	22,7%	26,2%	0.007477
	SHDI de Declividade	63,1%	27,1%	9,8%	32,9%	31,4%	16,6%	19,1%	0.106072
	SHDI de Umidade Topográfica	52,1%	32,6%	15,3%	39,8%	43%	12%	5,2%	0.259016
	SHDI de Rugosidade do Terreno	38,5%	36,3%	25,2%	45,1%	35,8%	13,2%	5,9%	0.452499

FONTE: O autor (2017).

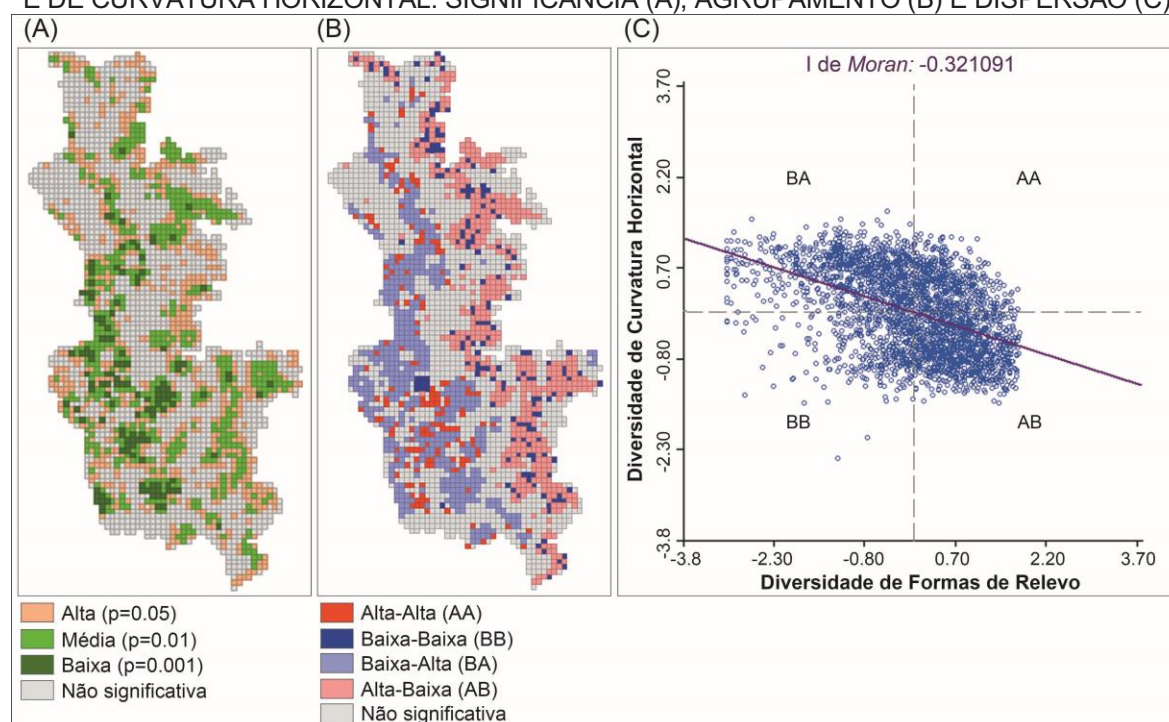
Especificando cada etapa de correlação bivariada, com apoio de *Indicadores Locais de Associação Espacial* (Estatística LISA), se enfatizam os distintos padrões espaciais oriundos da série de correlações entre a variável dependente com as variáveis independentes, buscando a autenticação dos preceitos de seleção e avaliação dos índices de diversidade considerados válidos (com correlação positiva superior); e os critérios para invalidação dos demais (com correlação positiva inexpressiva ou com correlação negativa).

A análise dos índices que expressam correlação espacial negativa evidencia que os locais atribuídos por valores elevados de diversidade de formas de relevo apresentam, em contraposição, valores reduzidos de diversidade de curvaturas de vertentes, expressando, estatisticamente, a relação inversa entre as mesmas.

Considerando a associação entre Formas de Relevo e Curvatura Horizontal a partir dos valores conferidos por graus de significância (Figura 57A), se verifica que, embora o grau de vizinhança seja relativamente alto, há baixa correlação espacial entre os mesmos intervalos de classe de diversidade, resultando em agrupamento (*cluster*) majoritário nos quadrantes que indicam correlação espacial negativa (Baixa-Alta e Alta-Baixa) que, somados, compreendem 75,6% das células (500 x 500 m) válidas (Figura 57B).

Esta especificidade também poder ser avaliada através do diagrama de dispersão dos valores de X e Y, indicando que os locais que apresentam diversidade de Formas de Relevo elevada são vizinhos de outros que apresentam diversidade de Curvatura Horizontal reduzida. Estes fatores repercutem na inclinação da linha de regressão que, sendo ajustada sobre grupos de correlação espacial negativa, são expressas numericamente pelo I de Moran como -0.321091 (Figura 57C).

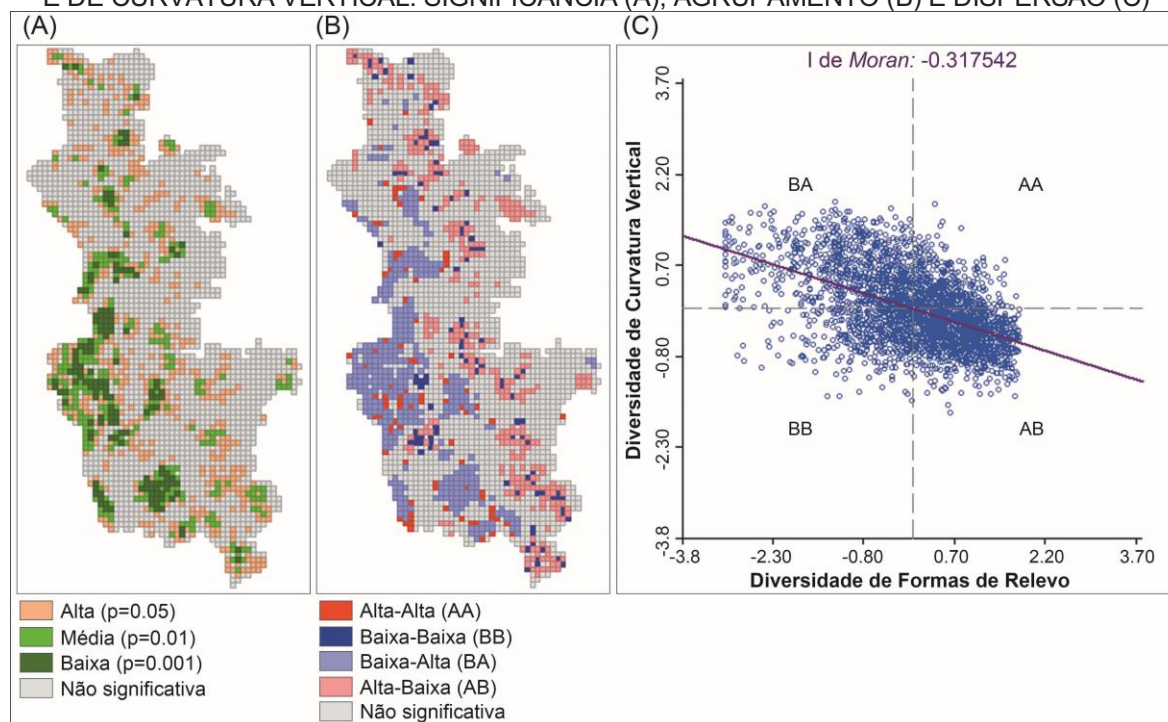
FIGURA 57 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE CURVATURA HORIZONTAL: SIGNIFICÂNCIA (A), AGRUPAMENTO (B) E DISPERSÃO (C)



FONTE: O autor (2017).

As mesmas características foram constatadas na relação entre a variável independente com o SHDI de Curvatura Vertical; que quando analisadas pelos indicadores de associação espacial corroboram a seguinte questão: embora apresentem células com vizinhança significativa (Figura 58A), repercute em padrão espacial demonstrativo da discrepância existente entre as classes de diversidade de formas de relevo com curvaturas de vertentes (Figura 58B), inclusive em função do ajustamento da reta de regressão pelo I de Moran, que especificando a Curvatura Vertical como variável dependente determinou correlação espacial negativa (Figura 58C); com valor muito similar (-0.317542) ao índice bivariado anterior.

FIGURA 58 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE CURVATURA VERTICAL: SIGNIFICÂNCIA (A), AGRUPAMENTO (B) E DISPERSÃO (C)

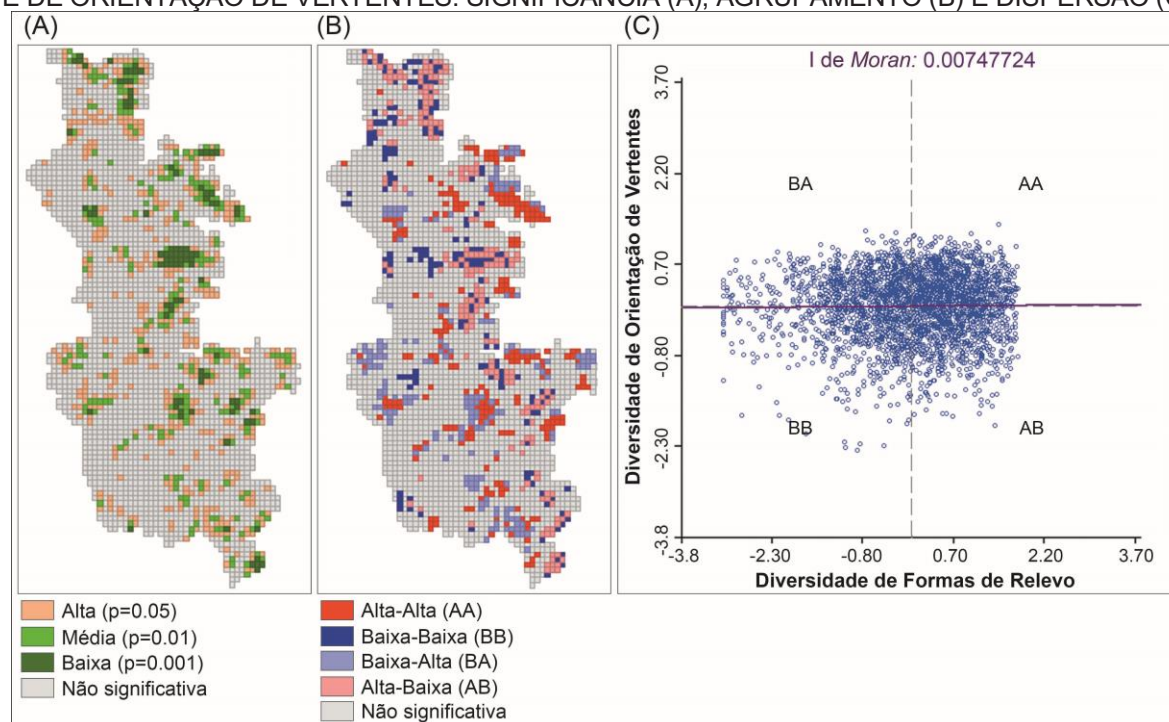


FONTE: O autor (2017).

Adentrando-se nas correlações espaciais positivas, constata-se I de Moran inexpressivo quando os dados de diversidade de Formas de Relevo são associados aos de Orientação de Vertentes (0.00747724). A alta significância da vizinhança entre os mesmos (59,5% das células válidas) (Figura 59A), tal como ocorre com os indicadores de correlação espacial negativa, não expressa associação relevante entre mesmas categorias de diversidade.

Ao contrário, a correspondência percentual em área entre os valores de correlação positiva (AA e BB) com os de correlação espacial negativa (BA e AB) (Figura 59B), bem como o nivelamento da reta de regressão com a variável X (Figura 59C) permite reiterar, no contexto da estatística espacial, o padrão difuso das classes do SHDI de orientação de vertentes, invalidando-o como componente matricial do IFDG.

FIGURA 59 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES: SIGNIFICÂNCIA (A), AGRUPAMENTO (B) E DISPERSÃO (C)



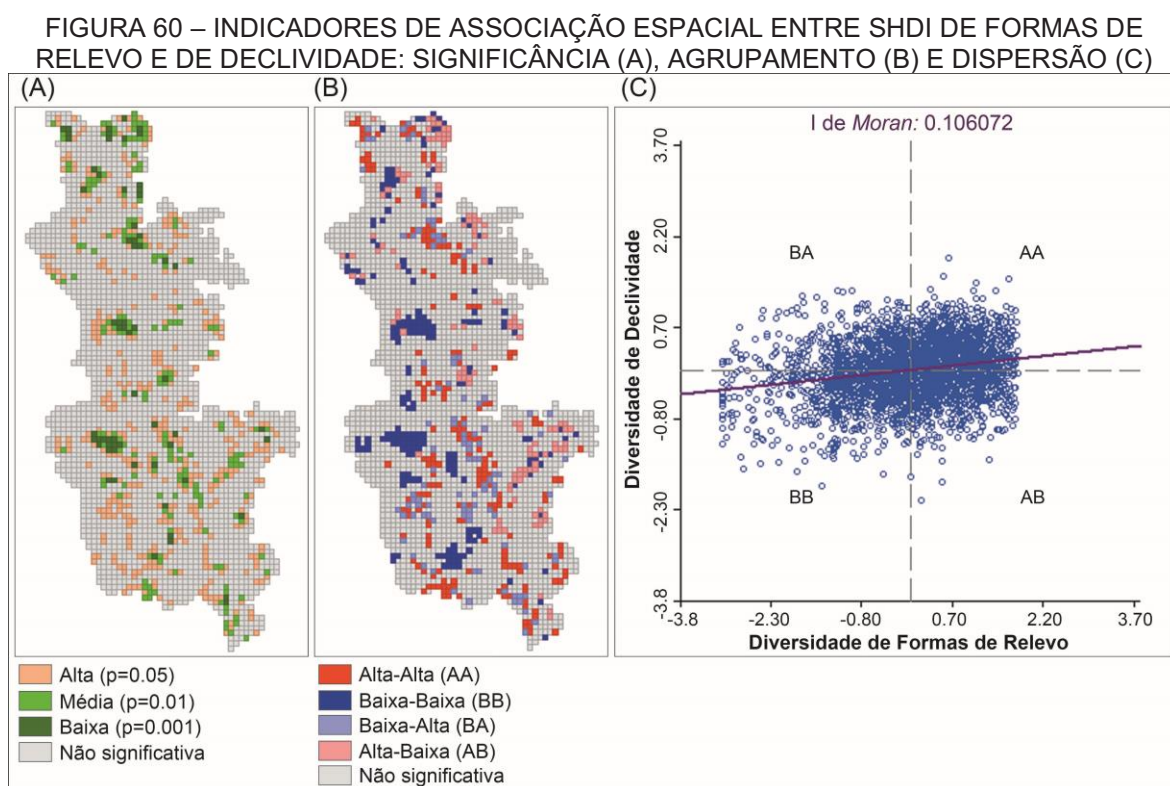
FONTE: O autor (2017).

Igualmente repercutindo em correlação espacial positiva (*I* de *Moran* 0.106072), a associação entre *X* e SHDI de Declividade (*Y*) é caracterizada por alta vizinhança entre células (63,1% das células), sendo importante ressaltar, no entanto, que o indicador local de sua significância (Figura 60A) se refere, exclusivamente, à contiguidade de classes distintas de diversidade.

Sua espacialização em *clusters* (Figura 60B) expressa, por outro lado, o agrupamento significativo de valores médios de vizinhança no quadrante AA (32,9% das células válidas), que embora expressem associação bivariada de diversidade *Alta* e *Muito Alta*, são decorrentes, todavia, de células dispersas dessas duas classes de SHDI. A correlação positiva no quadrante BB se refere a associação entre classes inferiores de diversidade, ocupando 31,4% das células de vizinhança válidas, cujo padrão de distribuição espacial (disperso) é relativamente similar ao verificado no quadrante AA.

Neste sentido, apesar de constatada a existência de correlação positiva entre *X* e *Y*, confirmada pela inclinação da linha de regressão do diagrama de dispersão (Figura 60C), a inoperância da declividade na avaliação da diversidade geomorfológica decorre da baixa conectividade espacial dos agrupamentos explicitados – fator preponderante na determinação de *I* de *Moran* inferior em

comparação àquelas associações bivariadas detentoras de correlação espacial positiva mais expressiva.

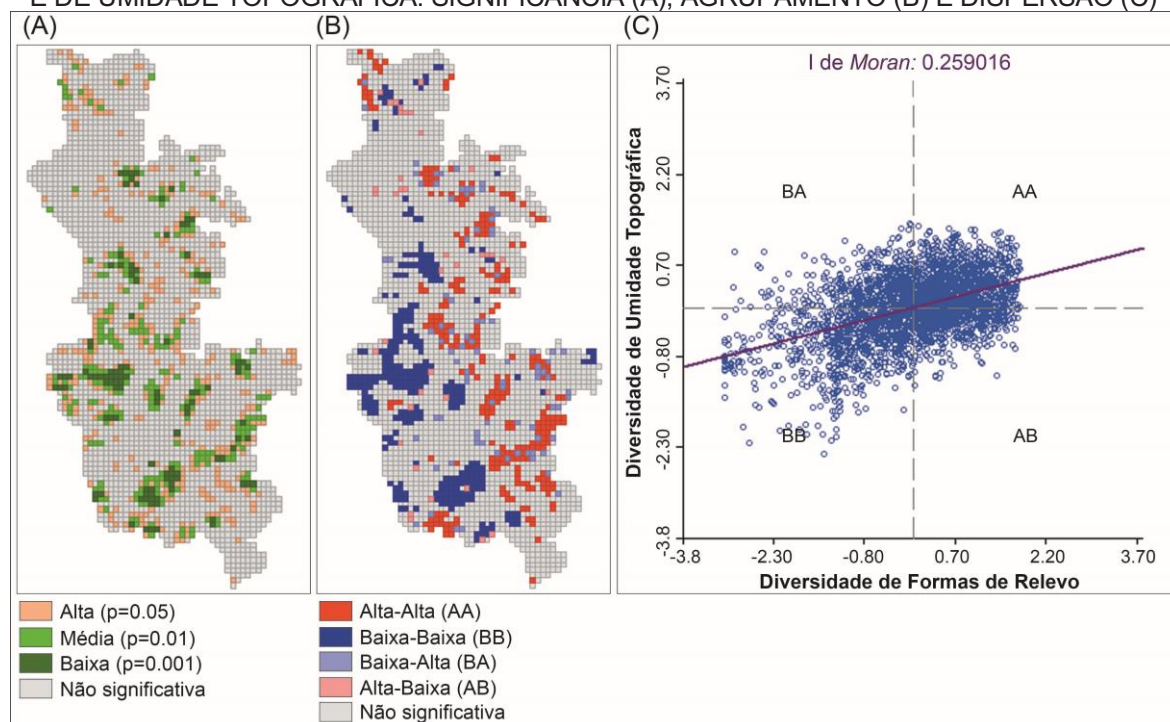


FONTE: O autor (2017).

A Estatística LISA demonstra correlação espacial elevada entre as classes de SHDI de Formas de Relevo (IPT) e SHDI de Umidade Topográfica (ITU), tanto considerando o percentual dos valores relativos à significância de vizinhança entre células de X e Y – ainda indiscriminadas (Figura 61A), quanto em relação à predominância de valores agrupados em quadrantes reservados à correlação espacial positiva, cuja representação espacial (Figura 61B) explicita conectividade correspondente entre ambos parâmetros, configurando manchas relativamente discerníveis em setores da área de estudo onde se pressupôs diversidade geomorfológica elevada (agrupamento AA), por um lado, e diversidade geomorfológica reduzida (agrupamento BB), por outro lado.

O ajustamento da linha de regressão, neste contexto, repercutiu na configuração do diagrama de dispersão dos valores (Figura 61C), expondo I de Moran de 0.259016 – valor suficiente para qualificar o índice de diversidade de umidade topográfica como componente da tabulação cruzada final entre dados *raster*.

FIGURA 61 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE UMIDADE TOPOGRÁFICA: SIGNIFICÂNCIA (A), AGRUPAMENTO (B) E DISPERSÃO (C)

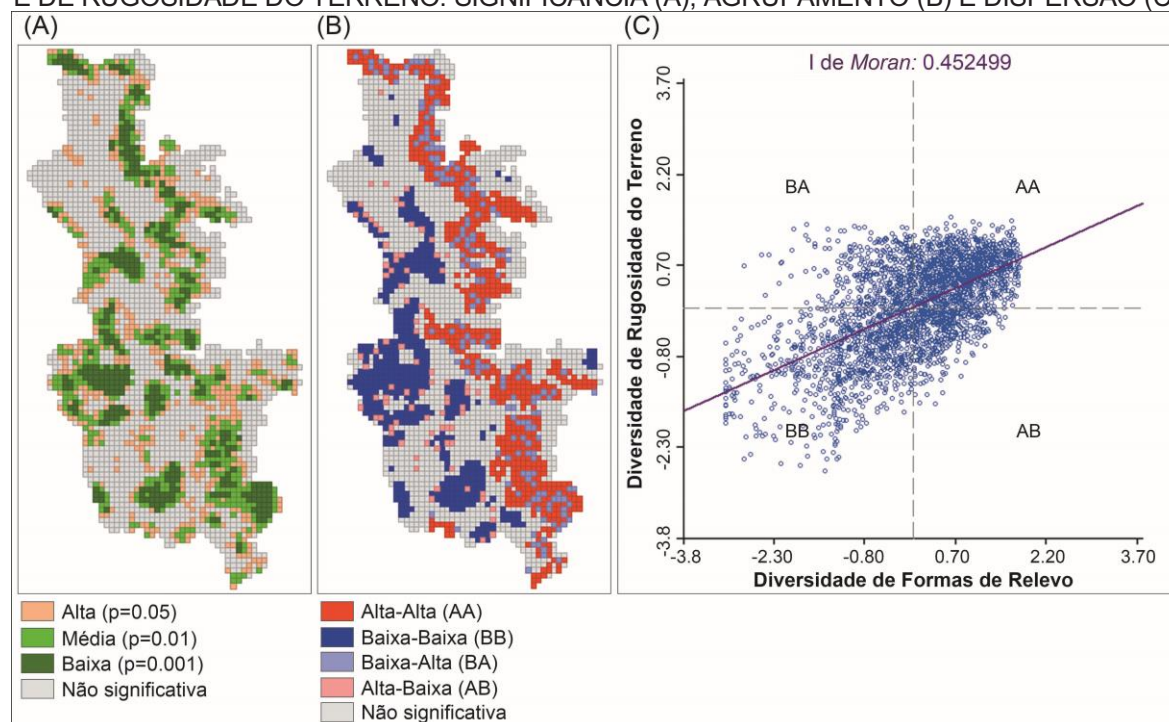


FONTE: O autor (2017)

A associação entre SHDI de Formas de Relevo e SHDI de Rugosidade do Terreno avaliada por Estatística LISA permitiu identificar relativa similaridade espacial entre os percentuais de *Alta*, *Média* e *Baixa* significância entre a vizinhança de valores isolados de *X* e *Y* (Figura 62A), cujo agrupamento nos quatro quadrantes determinados pelo coeficiente de mensuração (Figura 62B) se configura em regimes espaciais amplamente discerníveis, comprovando o predomínio de classes de maior diversidade geomorfológica em locais circunvizinhos à Escarpa da Esperança (agrupamento AA); e a menor diversidade geomorfológica em setores situados em relevos planos ou suaves (agrupamento BB).

Este contexto determinou o ajustamento da linha de regressão do diagrama de dispersão de valores (Figura 62C), resultando no *I* de Moran mais elevado (0.452499) dentre as seis etapas de correlação bivariada, sendo direcionado, prioritariamente, à composição da matriz para tabulação cruzada dos parâmetros considerados válidos para a definição do IFDG.

FIGURA 62 – INDICADORES DE ASSOCIAÇÃO ESPACIAL ENTRE SHDI DE FORMAS DE RELEVO E DE RUGOSIDADE DO TERRENO: SIGNIFICÂNCIA (A), AGRUPAMENTO (B) E DISPERSÃO (C)



FONTE: O autor (2017)

Reiterando, os quadrantes AB e BA expressam, respectivamente, valores altos circundados por valores baixos, e valores baixos em meio a valores altos; sendo, portanto, destituídos de agrupamento (*outliers*), sendo menos expressivos nos indicadores locais relativos à associação Formas de relevo/Umidade Topográfica e associação Formas de Relevo/Rugosidade do Terreno – onde predominam valores situados nos quadrantes AA e BB.

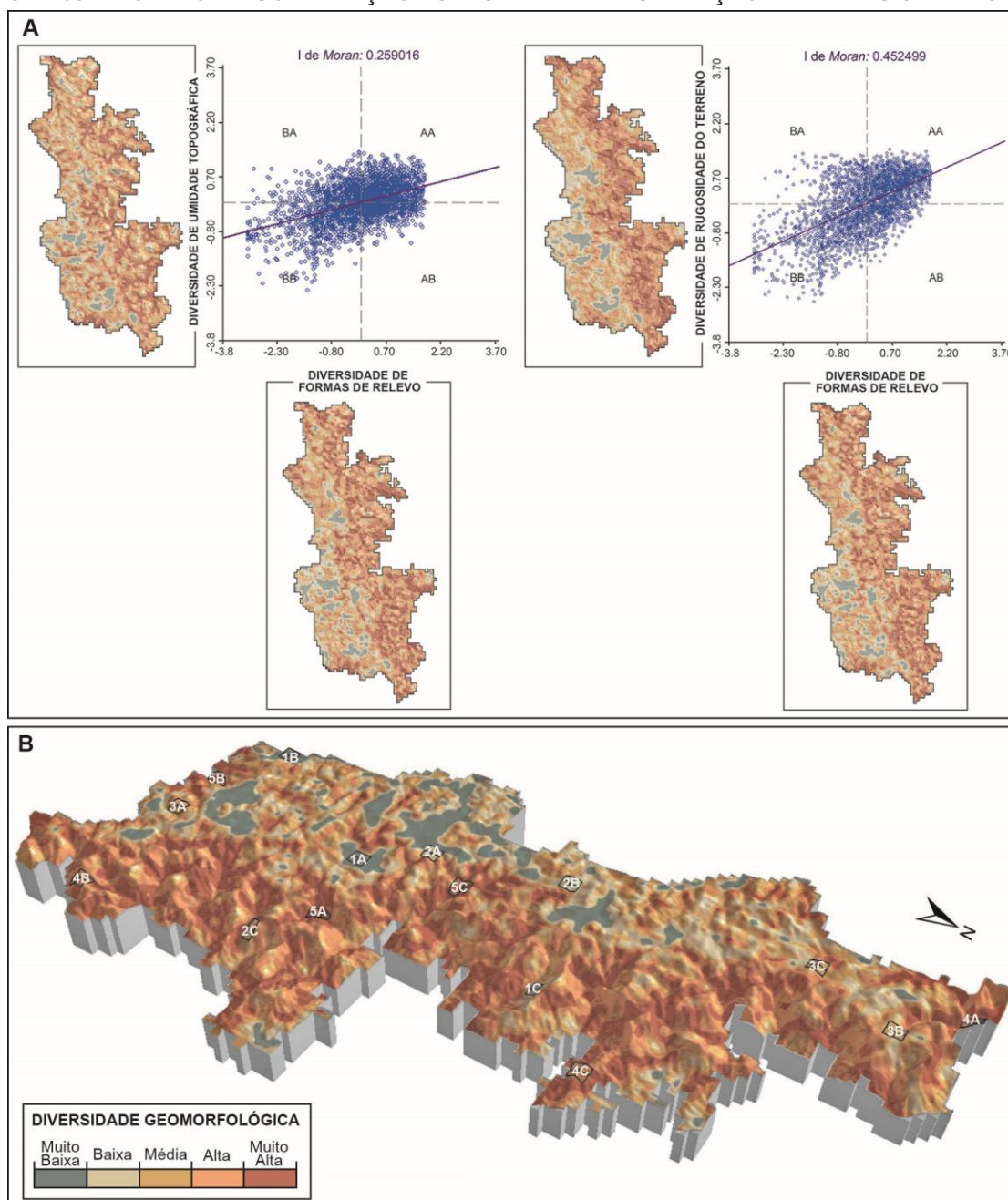
A validação espacial propiciada pela Estatística LISA referendou a decisão de submeter o *raster* de SHDI destes três parâmetros à nova integração algébrica, embasando os procedimentos definitivos para predição da diversidade geomorfológica do setor norte da APA da Serra da Esperança.

5.2.3 Índice Final de Diversidade Geomorfológica

Diferentemente do IPDG, onde a simples integração repercutiu na tendência à valores médios de diversidade, o IFDG resultou em ampliação das classes que representam diversidade geomorfológica reduzida (*Muito Baixa* e *Baixa*) e diversidade geomorfológica ampliada (*Alta* e *Muito Alta*); o que em termos estatísticos expressa contiguidade mais representativa entre as mesmas, principalmente quando considerados os efeitos da tabulação cruzada entre os *grids* dos três parâmetros

validados pelo Índice de *Moran* Bivariado (Figura 63A); sendo sua representação tridimensional (Figura 63B) acompanhada de áreas amostrais das cinco classes de diversidade, especificadas na sequência.

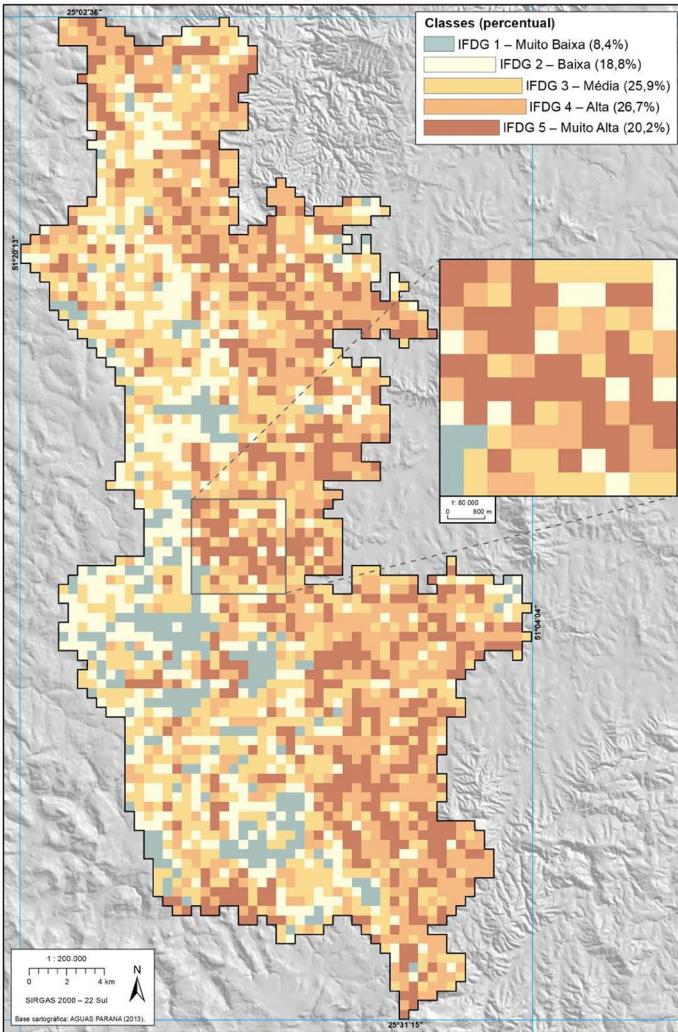
FIGURA 63 – MODELO DE CORRELAÇÃO ESPACIAL E REPRESENTAÇÃO TRIDIMENSIONAL DO IFDG



FONTE: O autor (2017)

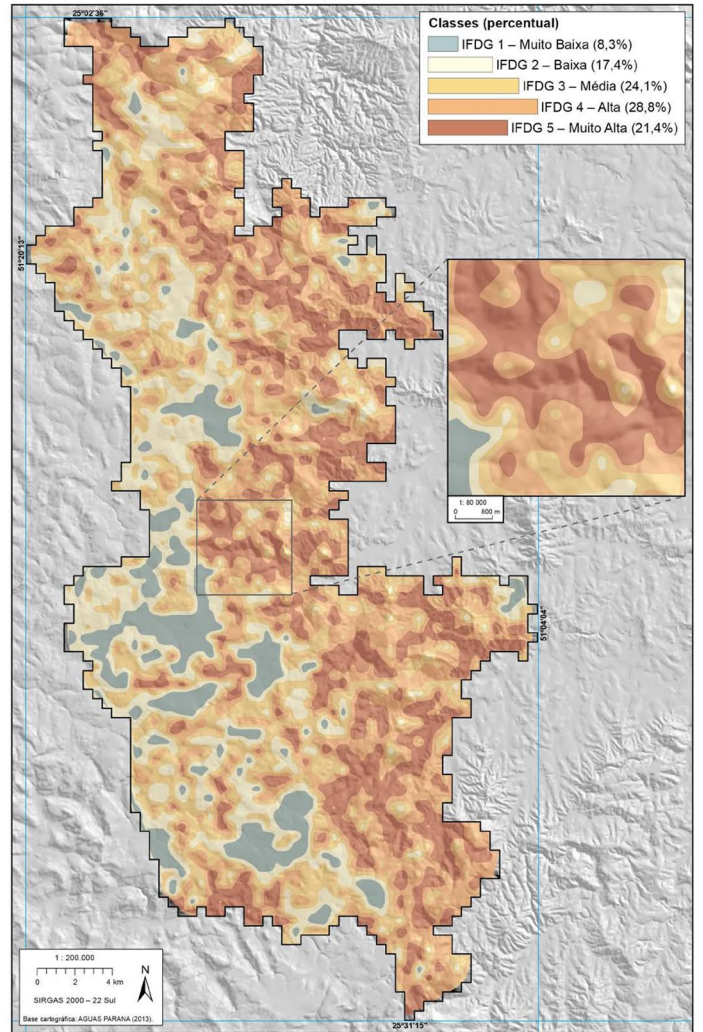
A representação cartográfica do IFDG em cinco intervalos de classes se configura em dois tipos de dados espaciais, resultantes da: 1) integração de variáveis em células regulares (Figura 64); e 2) interpolação de valores estruturados em vetores de pontos (Figura 65).

FIGURA 64 – ÍNDICE FINAL DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA (IFDG) EM CÉLULAS REGULARES



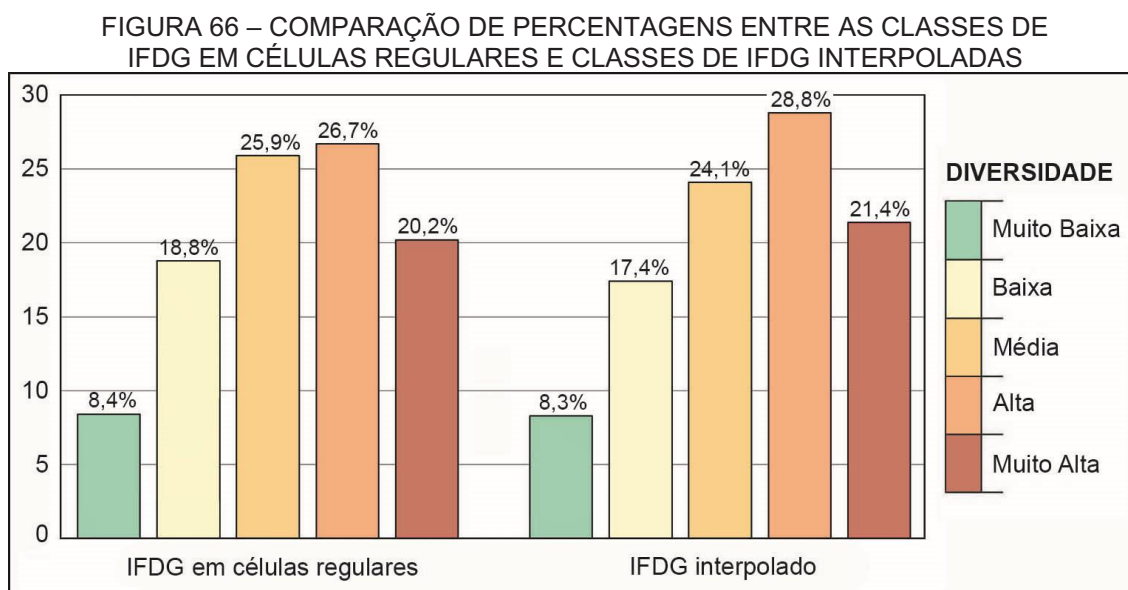
FONTE: O autor (2016)

FIGURA 65 – ÍNDICE FINAL DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA (IFDG) RESULTANTE DE INTERPOLAÇÃO



FONTE: O autor (2016)

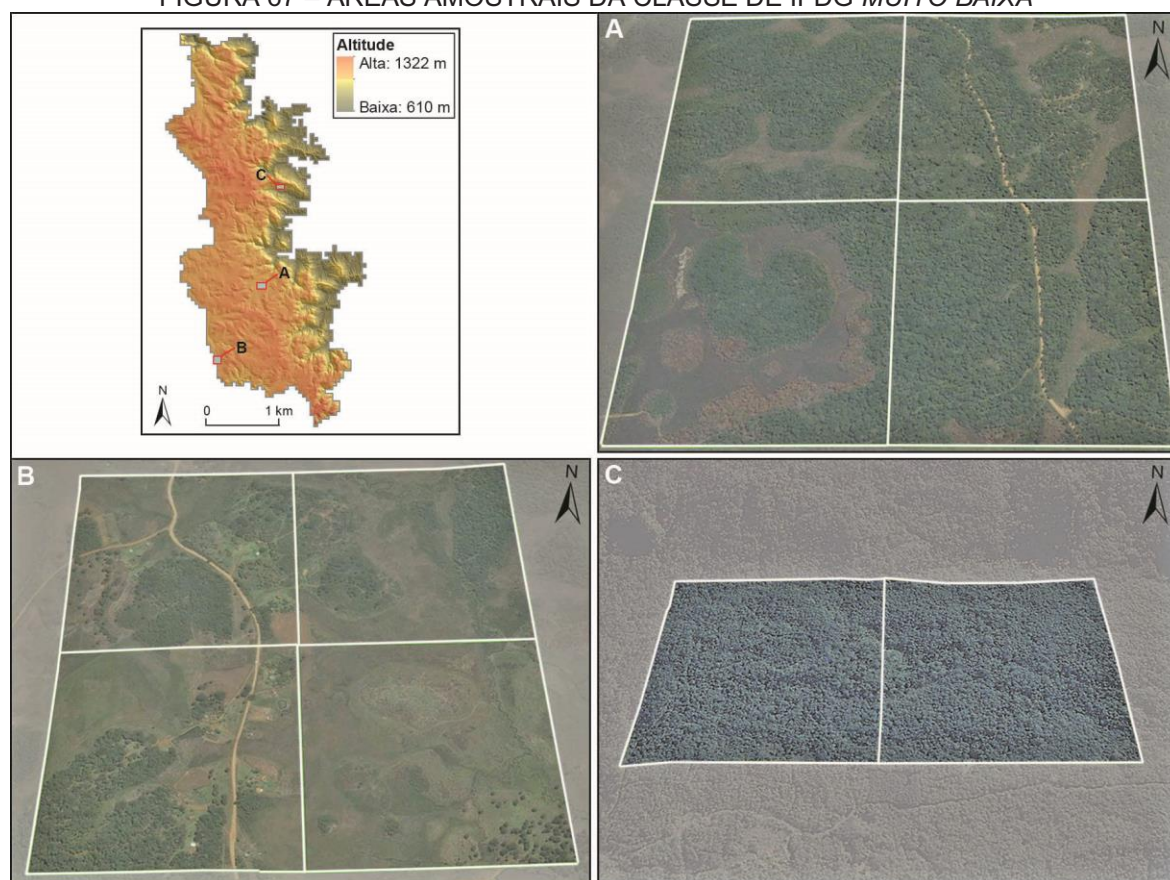
Cabe destacar que, assim como ocorre com o índice preliminar, a interpolação direcionada ao índice final não alterou significativamente a proporção das classes do dado de origem (grade regular); e a análise comparativa entre ambos (Figura 66) legitima a aplicação do algoritmo *Vizinho Natural* para representação cartográfica da diversidade geomorfológica.



FONTE: O autor (2017).

A classe *Muito Baixa* (8,4% da área total) predomina em locais situados no Terceiro Planalto Paranaense (Formação Serra Geral), embora seja constatada, minoritariamente, em setores de transição entre a Escarpa da Esperança e o Segundo Planalto Paranaense.

Considerando recortes amostrais, a mesma classe denota áreas planas posicionadas sobre topos aplainados que antecedem terrenos mais dissecados, próximos a escarpa (Figura 67A); características similares ao que ocorre à sudoeste do recorte espacial pesquisado, neste caso, considerando tanto relevos aplainados quanto a conectividade destes com planícies aluviais de dimensão mais significativa, atribuídas à drenagens que transcorrem o reverso da escarpa; controladas por sistemas de falhas (Figura 67B). A diversidade *Muito Baixa* também é relativa à depósitos de tálus que recobrem o sopé da escarpa (vertentes retilíneas), especificadamente em locais mensurados sob uma ou duas células de 500 x 500 m (Figura 67C), onde as características do IPT, IRT e ITU (parâmetros validados), tal como ocorre com as demais amostras, tendem a ser mais homogêneas.

FIGURA 67 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG *MUITO BAIXA*

FONTE: O autor (2017)

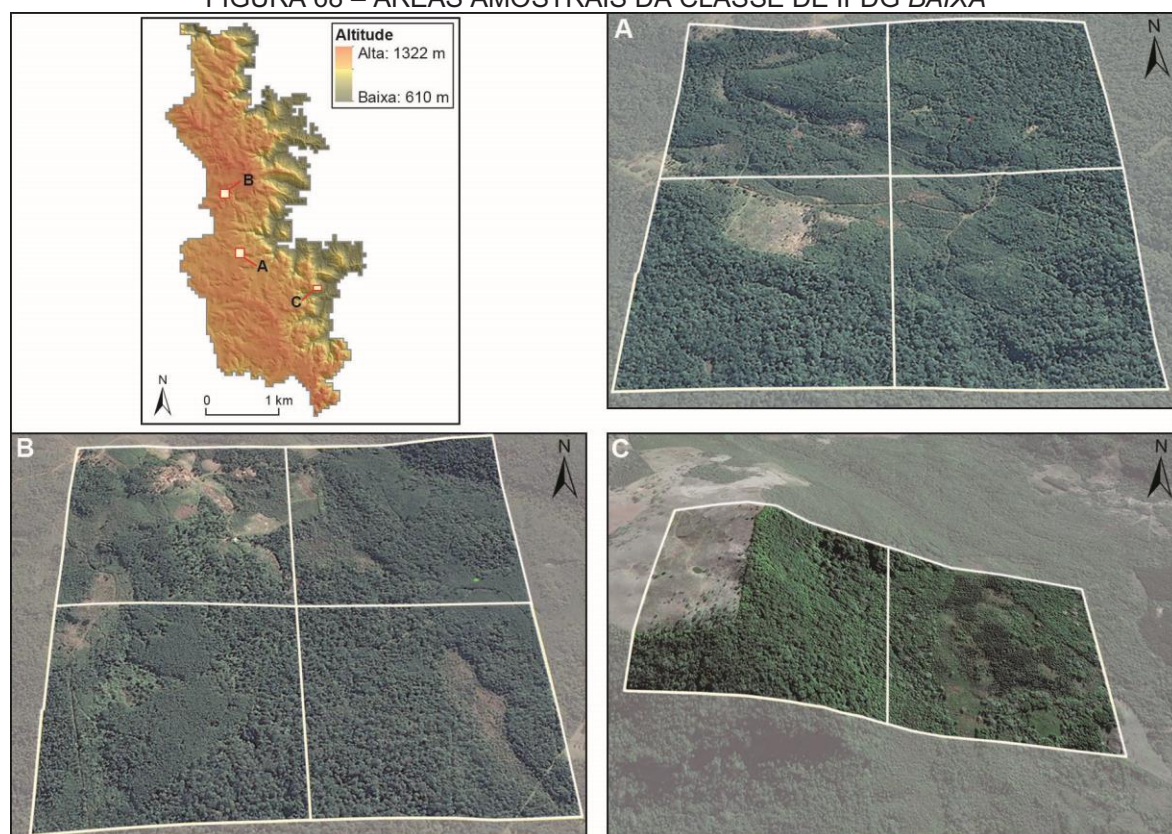
A classe de IFDG *Baixa* é concernente à 18,8% da área de estudo, sendo contígua à classe anteriormente delineada, demonstrando superfícies planas e sua transição para superfícies de inclinação moderada; compreendendo, portanto, maior número de elementos de formas de relevo, rugosidade do terreno e umidade topográfica em comparação a classe de diversidade geomorfológica *Muito Baixa*.

Sua ocorrência corrobora a mensuração da transição geomorfológica mencionada, sendo relativa ao agrupamento de topos planos e locais onde drenagens de primeira ordem iniciam seu percurso em direção ao relevo escarpado, neste caso, sobre relevo suave ou quase plano (Figura 68A). Sobre divisores de drenagem de baixa amplitude altimétrica, características similares foram analisadas, adicionando-se o controle exercido por lineamento, que secciona o relevo predominantemente plano, demarcando o reverso da escarpa (Figura 68B).

Em que pese seu predomínio sobre o Terceiro Planalto Paranaense (subunidade Planalto Pitanga/Ivaiporã) esta classe de IFDG pode compreender a conexão entre formas de relevos esculpidas na transição deste com a Escarpa da Esperança (subunidade Planaltos Residuais da Formação Serra Geral) e com o

Segundo Planalto Paranaense (subunidade Planalto de Prudentópolis); demonstrando contiguidade espacial entre as respectivas unidades geológicas (Formação Serra Geral, Formação Piramboia-Botucatu e Formação Rio do Rasto) e entre topos planos de cristas com depósitos de tálus, nesta especificidade, apresentando dimensão reduzida (Figura 68C), configurando-se como células isoladas circundadas por elementos geomorfológicos mais heterogêneos.

FIGURA 68 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG BAIXA



FONTE: O autor (2017).

A configuração espacial da diversidade *Média* (25,9% da área total) é representada por células discerníveis em toda área de estudo, mais notadamente na circunvizinhança das classes de diversidade reduzida (*Muito Baixa* e *Baixa*) posicionadas sobre áreas planas ou quase planas do Terceiro Planalto Paranaense (Planalto Pitanga/Ivaiporã).

Todos os recortes amostrais desta classe do IFDG estão situados na subunidade morfoescultural Planalto Pitanga/Ivaiporã, que segundo Santos *et al.* (2006), no contexto de escala mais generalizada (1: 250.000), compartimenta formas de relevos com moderada dissecação, constituídas, predominantemente, por topos alongados e vertentes convexas.

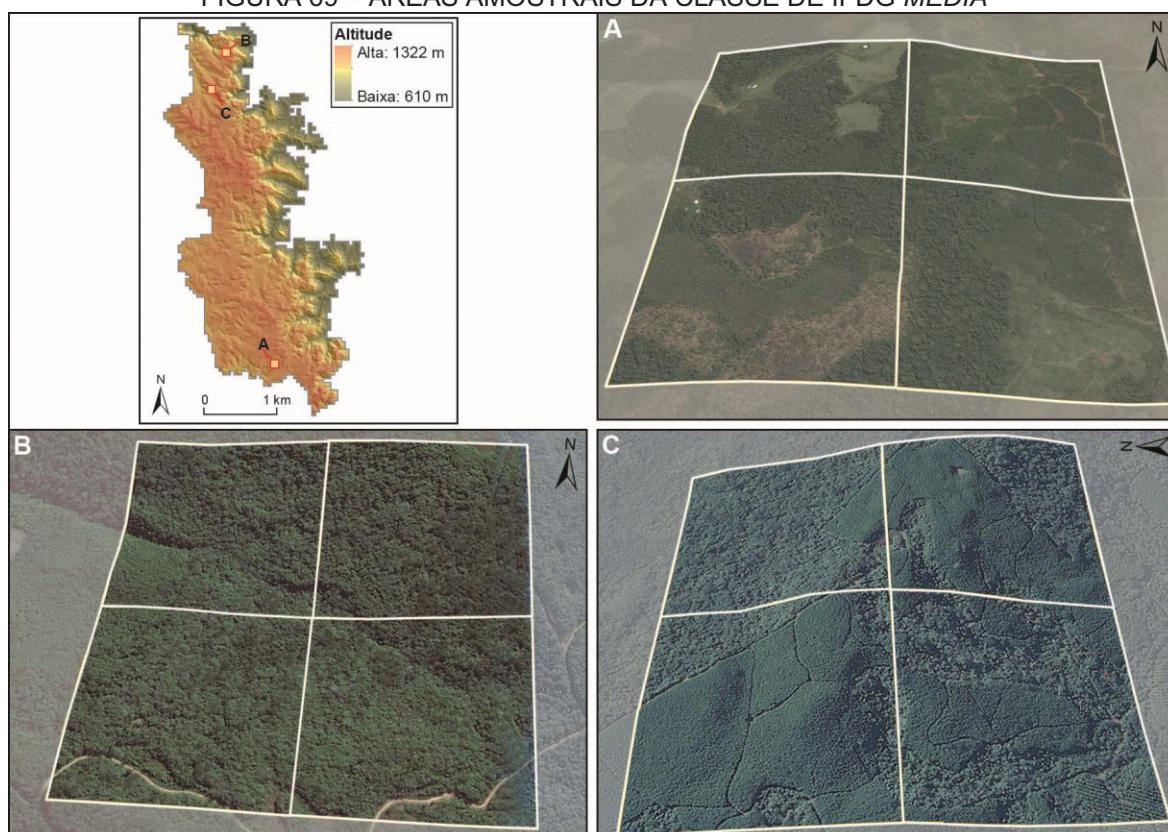
Considerando a escala que, aproximadamente, embasa a análise da diversidade geomorfológica (1: 50.000) se evidencia que, apesar de valores médios de riqueza e equabilidade estarem agrupados em um mesmo intervalo, podem apresentar distintas configurações espaciais em decorrência da interação diferenciada entre os fatores geomorfológicos adotados.

No extremo sul do recorte espacial pesquisado, esta classe resulta da mensuração de divisores de drenagem contíguos à vertentes de média inclinação e terrenos de baixa rugosidade contornados por sistemas de falhamentos que, por sua vez, são responsáveis por isolar estes locais de terrenos adjacentes; mais íngremes (Figura 69A).

Ao norte da área de estudo, a contiguidade espacial de valores médios é atribuída a setores de topos planos que circundam drenagens incididas sobre falha geológica, constituindo o terço superior de microbacias que direcionam o fluxo hídrico sobre vales encaixados em direção à escarpa (Figura 69B).

Quando posicionadas no reverso da escarpa, formas de relevo configuradas como cristas alongadas apresentam dimensão reduzida. No entanto, sua vizinhança à vales fluviais encaixados, perpassando vertentes mais declivosas, propicia a mensuração de maior riqueza e equabilidade de IRT, ITU e IPT pelas células de 500 x 500 metros (Figura 69C), cuja ponderação, pelo Índice de *Shannon*, também repercutiu em diversidade geomorfológica média.

FIGURA 69 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG MÉDIA



FONTE: O autor (2017).

A ocorrência de diversidade geomorfológica *Alta* possui continuidade espacial mais evidente em toda porção oeste do limite territorial pesquisado, correspondendo às adjacências da Escarpa da Esperança, que conjuntamente à células dispersas sobre o Terceiro Planalto Paranaense, ocupa 26,7% do setor norte da APA.

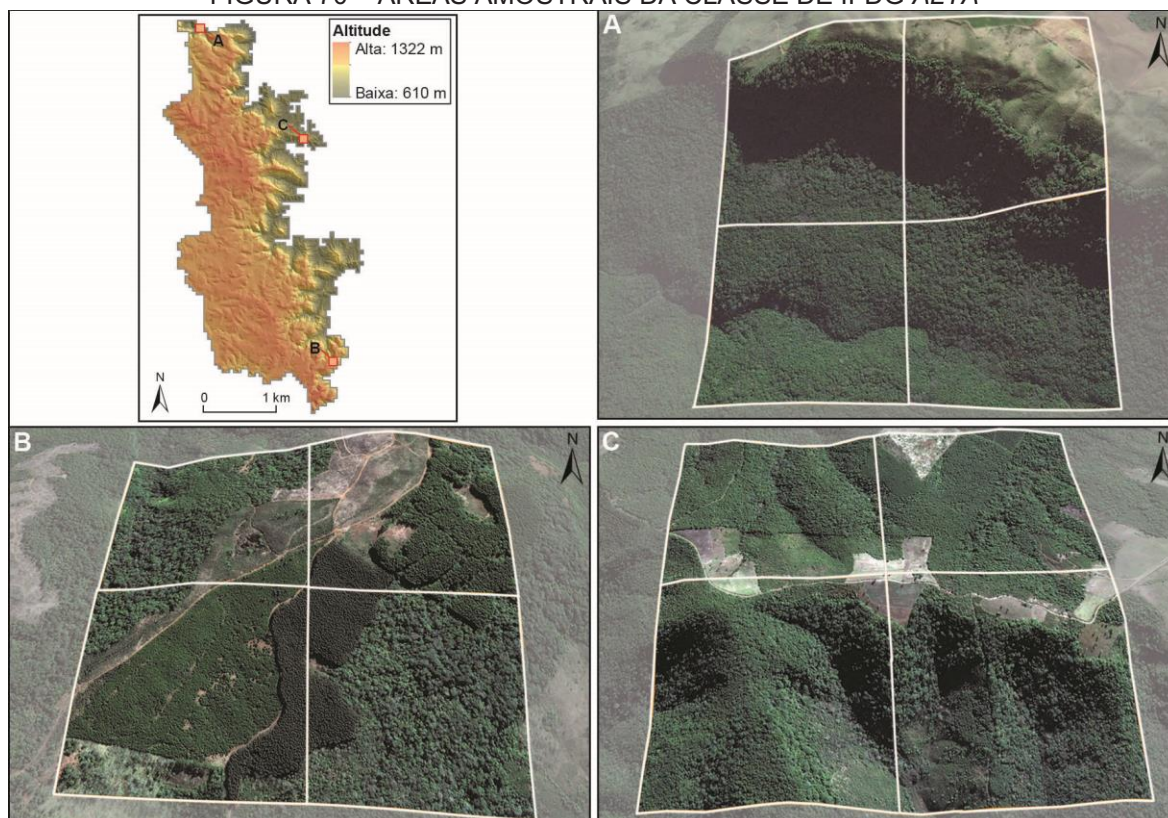
No extremo noroeste da área de estudo esta classe expressa a mensuração da riqueza e equabilidade de IRT, ITU e IPT na vizinhança espacial entre aspectos geomorfológicos condicionados por lineamentos estruturais (falhas e fraturas), configurando-se como terrenos dissecados, vertentes íngremes e vales fluviais encaixados, cuja conexão denota amplitude altimétrica elevada (Figura 70A).

Analisando a porção sudeste do recorte espacial adotado, constata-se que a mesma classe de IFDG também pode se referir à terrenos mais suaves situados no topo de relevos em cristas, responsáveis pela divergência hídrica de canais de primeira ordem. Embora outro recorte amostral (Figura 70B) confirme essas características como preponderantes, destaca-se a presença de cabeceiras de drenagem controladas por lineamentos, que mesmo sendo de dimensão reduzida, denotam a transição para contextos abióticos mais heterogêneos, propiciando que

mais elementos dos três parâmetros geomorfométricos fossem submetidos à uma mesma célula de mensuração.

Além de representar a erosão regressiva da escarpa, esta classe agrega cristas alongadas posicionadas sobre o Segundo Planalto Paranaense, denotando o controle estrutural exercido por falhas geológicas preenchidas por diques de diabásio, conectando relevos embasados por rochas sedimentares paleozoicas (Formação Rio do Rasto) com o *front* da escarpa (Formação Piramboia-Botucatu). Deste contexto, resultam interflúvios alongados e estreitos, intercalados por canais de drenagem de primeira ordem que apresentam comportamento hídrico divergente quando passam a percorrer terrenos constituídos por inclinação elevada (Figura 70C).

FIGURA 70 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG ALTA



FONTE: O autor (2017).

A diversidade *Muito Alta* expressa o agrupamento dos maiores valores de riqueza e equabilidade mensurados pelo Índice de *Shannon*, reiterando, nesta fase final de interpretação de resultados, a integração entre as variáveis validadas pela análise de correlação espacial entre os seguintes *grids* de diversidade: Formas de Relevo (IPT), Rugosidade do Terreno (IRT) e Umidade Topográfica (IPT).

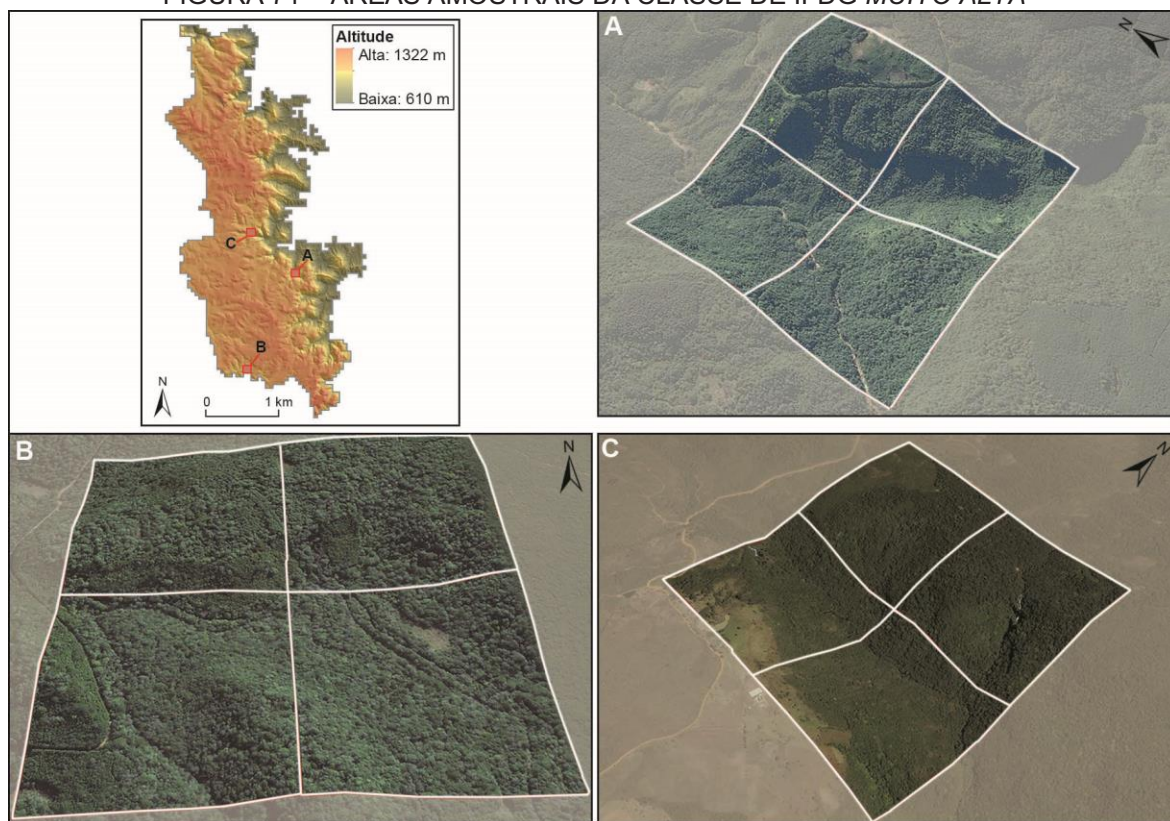
O padrão espacial resultante da integração algébrica entre os parâmetros mencionados, indica que a variabilidade geomorfológica superlativa é decorrente, mais expressivamente, de fatores morfoestruturais e morfoesculturais intensificados sobre a Escarpa da Esperança e imediações. Por outro lado, células que agregaram terrenos mais dissecados do Terceiro Planalto, embora mais dispersas espacialmente, também compreendam esta classe de IFDG, totalizando percentual de 20,2%.

A contiguidade existente entre o *front* da escarpa e os depósitos de tálus que a conectam ao planalto leste, significa, em termos de variabilidade geomorfológica, que as células de 500 x 500 metros mensuraram desde vales fluviais encaixados à topos de cristas; que sendo condizentes a diferentes níveis de rugosidade e condições de umidade topográfica, podem ser amostradas pela Figura 71A.

O recorte amostral representado na Figura 71B, expressa que a diversidade geomorfológica *Muito Alta* pode ser resultante da transição existente entre área planas de altitudes elevadas com frentes de dissecação, que sendo seccionadas por fraturas geológicas, direcionam a drenagem para sentido oeste, agregando o limite superior do reverso da escarpa e os vales em degraus decorrentes das distintas camadas dos basaltos da Formação Serra Geral; correspondendo a morfologia em *trapp* designada por Maack (1947), que na área da pesquisa foi denominada, mais recentemente, como Subunidade Morfoescultural Planalto do Foz do Areia (SANTOS *et al.*, 2006).

Dando prosseguimento a lógica dos recortes amostrais, a diversidade geomorfológica desta classe do IFDG também é relativa à setores onde a transição geológico-geomorfológica (Formação Serra Geral / Formação Piramboia Botucatu; Planalto Pitanga Ivaiporã-Ivaiporã / Planaltos Residuais da Formação Serra Geral) repercute em morfologia de anfiteatros (Figura 71C), expressando elementos geomorfológicos condicionados, sobretudo, por lineamentos estruturais (falhas e dique de diabásio), os quais determinam, preponderantemente, os mecanismos de atuação dos processos de erosão diferencial. Estas características resultam em *knickpoints*, encostas íngremes e convergência hídrica, formando vale fluvial encaixado que denota a incisão de cursos anaclinais no *front* da escarpa; o que Ab'Saber (1975) designa como *percées* anaclinais na especificação de afluentes que escoam no sentido inverso ao mergulho das camadas litoestratigráficas da cuesta.

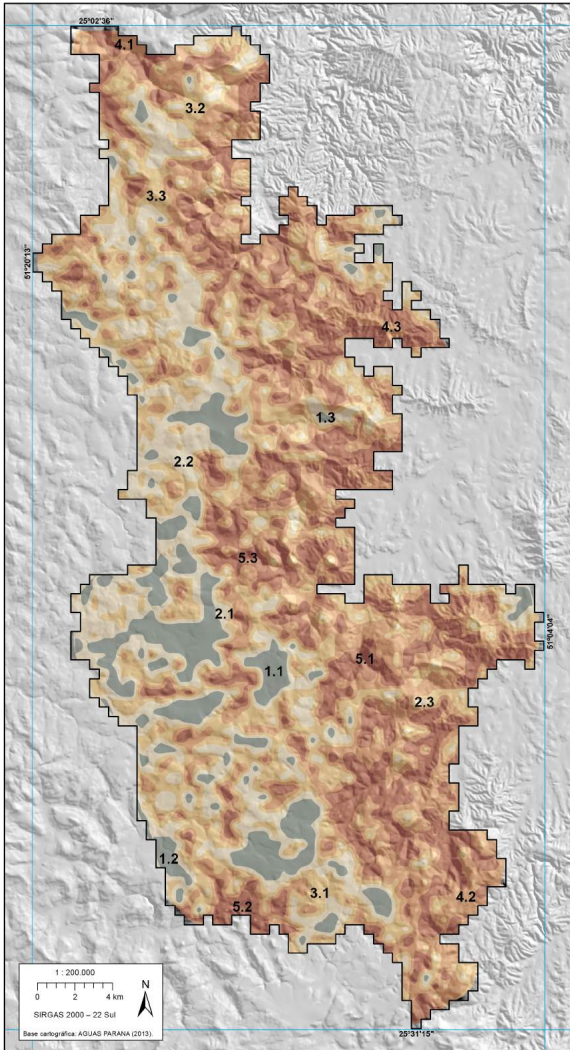
FIGURA 71 – ÁREAS AMOSTRAIS DA CLASSE DE IFDG MUITO ALTA



FONTE: O autor (2017).

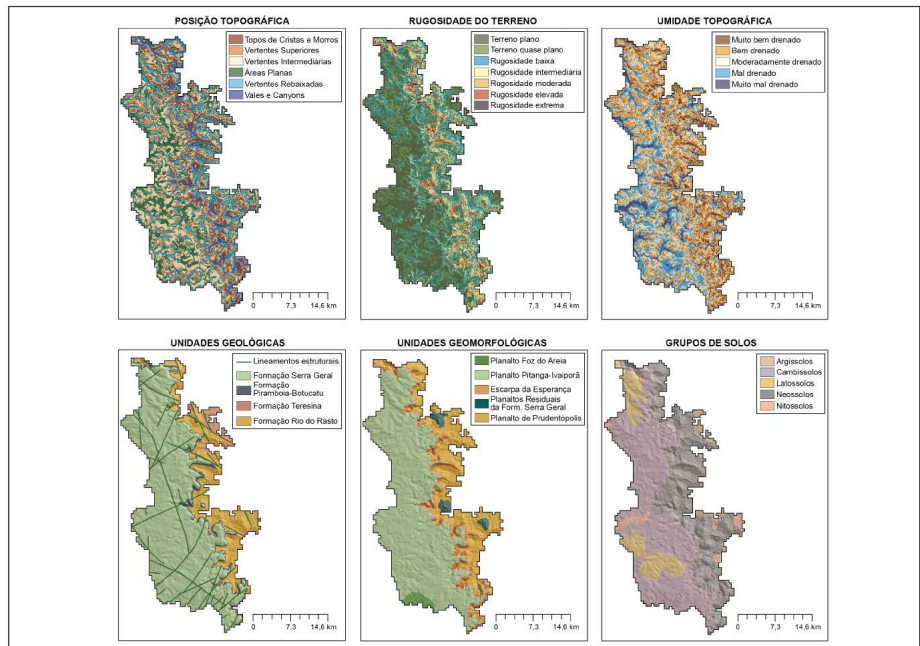
Os padrões espaciais do IFDG interpolado, conjuntamente a áreas amostrais representativas dos cinco intervalos de classes são ilustrados pelo **Mapa de Diversidade Geomorfológica do Setor Norte da APA da Serra da Esperança (PR)**; caracterizando-se como um produto síntese da pesquisa (Figura 72).

FIGURA 72 – MAPA DE DIVERSIDADE GEOMORFOLÓGICA DO SETOR NORTE DA APA DA SERRA DA ESPERANÇA (PR)



FONTE: O autor (2016)

DIVERSIDADE - AMOSTRAS	FORMAÇÃO GEOLÓGICA	SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL	POSIÇÃO TOPOGRÁFICA	RUGOSIDADE PREDOMINANTE	UMID. TOPOGRÁFICA PREDOMINANTE	
MUITO BAIXA	1.1	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Áreas Planas e Vert. Intermediárias	Terreno Plano	Terreno Mal Drenado
	1.2	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Áreas Planas e Vert. Intermediárias	Terreno Plano	Terreno Mal Drenado
	1.3	Form. Botucatu e Rio do Rasto	Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Áreas Planas e Vert. Rebaixadas	Rugosidade Baixa	Terreno Moderadamente Drenado
BAIXA	2.1	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Áreas Planas; Vertentes Intermediárias e Rebaixadas	Terreno Plano	Terreno Mal Drenado
	2.2	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Áreas planas; Vertentes Superiores e Intermediárias	Terreno Plano	Terreno Moderadamente Drenado
	2.3	Form. Serra Geral, Pirambóia-Botucatu e Rio do Rasto	Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Topos de Cristas; Vertentes Superiores e Rebaixadas	Rugosidade Baixa	Terreno Bem Drenado
MÉDIA	3.1	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Vertentes Superiores e Intermediárias; Áreas Planas	Terreno Quase Plano	Terreno Moderadamente Drenado
	3.2	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Vertentes Intern. e Rebaixadas; Áreas Planas; Vales encaixados	Rugosidade Baixa	Terreno Moderadamente Drenado
	3.3	Formação Serra Geral	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Topos de Cristas; Vert. Superiores Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas	Rugosidade Baixa	Terreno Bem Drenado
ALTA	4.1	Form. Serra Geral, Pirambóia-Botucatu e Rio do Rasto	Planalto Pitanga-Ivaiporã e Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Intermediária	Terreno Bem Drenado
	4.2	Form. Serra Geral e Pirambóia-Botucatu	Planalto Pitanga-Ivaiporã e Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Intermediária	Terreno Bem Drenado
	4.3	Formação Rio do Rasto	Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Moderada	Terreno Muito Bem Drenado
MUITO ALTA	5.1	Form. Serra Geral, Pirambóia-Botucatu e Rio do Rasto	Planalto Pitanga-Ivaiporã e Planaltos Residuais da Formação Serra Geral	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Elevada	Terreno Bem Drenado
	5.2	Formação Serra Geral	Planalto Foz do Areia e Planalto Pitanga-Ivaiporã	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Intermediária	Terreno Bem Drenado
	5.3	Form. Serra Geral e Pirambóia-Botucatu	Planalto Pitanga-Ivaiporã	Topos de Cristas; Vert. Sup. Intermed. e Rebaix.; Áreas Planas; e Canyon	Rugosidade Elevada	Terreno Muito Bem Drenado



Ao produto cartográfico antecedente foram incorporados outros aspectos físicos da área de estudo, que apesar de serem derivados de bases cartográficas distintas, podem subsidiar, em caráter preliminar, estudos posteriores que busquem avaliar a correlação espacial entre a diversidade geomorfológica e outros componentes abióticos da paisagem.

Visualmente pode se constatar que os padrões espaciais das unidades geológicas, unidades geomorfológicas e grupos de solos possuem associação com os parâmetros geomorfométricos validados pelo Índice de *Moran* Bivariado (IPT, IRT e ITU). Cabe destacar, ainda, que os lineamentos estruturais estão atrelados a todas as classes de IFDG, e sua posição na paisagem caracteriza-se como um importante fator para avaliação da diversidade geomorfológica da área de estudo.

De qualquer forma, todos os aspectos abióticos que não foram mensurados pelo Índice de *Shannon* necessitam ser submetidos a detalhamento escalar para eventual análise de correlação com aquelas variáveis que definiram o Índice Final de Diversidade Geomorfológica.

Com base nos resultados delineados no capítulo 5, embasados pelo referencial teórico e procedimentos metodológicos, foram organizadas as principais conclusões da presente tese, considerando desde uma proposição conceitual da diversidade geomorfológica – estabelecida sobre parâmetros geomorfométricos – até ponderações a respeito das implicações decorrentes das características da área adotada como estudo de caso; sendo apresentadas no tópico seguinte.

CONCLUSÕES

A **Diversidade Geomorfológica** pode ser conceituada como uma componente da geodiversidade derivada da mensuração da variabilidade de classes de um número restrito de parâmetros geomorfométricos, que sendo convalidados mediante análise de correlação espacial, representam os fatores geomorfológicos atuantes no meio abiótico.

Enfatizando a fonte de dados processada em ambiente SIG, destaca-se que a definição da resolução do Modelo Digital do Terreno (MDT) em 30 metros (dimensão de cada *pixel*) repercutiu na minimização de artefatos e ruídos nos parâmetros geomorfométricos, comparativamente a outras medidas, possibilitando, satisfatoriamente, o cálculo de um conjunto de variáveis para serem testadas de acordo com os objetivos estipulados na pesquisa.

Após serem submetidos ao Índice de *Shannon* (SHDI), os parâmetros derivados do MDT passaram a ser avaliados de acordo com a Riqueza e Equabilidade de classes, sendo categorizados em cinco intervalos para, posteriormente, se integrarem algebricamente para o estabelecimento do **Índice Preliminar de Diversidade Geomorfológica** (IPDG).

Das classes do IPDG se constatou que há uma relação espacial inversa entre os índices estabelecidos sobre os parâmetros primários (declividade, orientação de vertentes, curvatura vertical e curvatura horizontal) em comparativo aos oriundos dos parâmetros secundários (IPT – Índice de Posição Topográfica; IRT – Índice de Rugosidade do Terreno; e ITU – Índice Topográfico de Umidade). Nesta conjuntura, não se viabilizou a identificação plena dos locais atribuídos por variabilidade geomorfológica reduzida ou por variabilidade geomorfológica ampliada, em decorrência do predomínio da classe de IPDG *Média* e da configuração das demais classes (*Muito Baixa*, *Baixa*, *Alta* e *Muito Alta*) em objetos difusos e destituídos de padrões espaciais definitivamente discerníveis.

No entanto, a resolução das incompatibilidades mencionadas foi viabilizada por análise de correlação espacial entre os intervalos das classes dos índices prévios de diversidade, tendo como base mapas de significância, mapas de agrupamentos e diagramas de dispersão, caracterizados como **Indicadores Locais de Associação Espacial** (Estatística LISA), por sua vez, embasados pelo **Índice de Moran Bivariado** (I de *Moran*).

Para a análise de correlação espacial, o índice de diversidade das classes do IPT foi adotado como variável independente (X), expressando os elementos basilares para avaliação quantitativa da diversidade geomorfológica: as **Formas de Relevo**; posteriormente correlacionada, em segmentos bivariados, aos demais parâmetros, por sua vez, compreendidos como variáveis dependentes (Y).

A análise de dados por meio da Estatística LISA indicou associação espacial positiva somente entre as classes de diversidade de Formas de Relevo (variável independente), Rugosidade do Terreno e Umidade Topográfica (variáveis dependentes), as quais se definiram, dentro do conjunto de dados, como os parâmetros validados; indicando, portanto, a necessidade de operacionalização de uma nova fase de integração de dados *raster*. Sua repercussão na configuração dos padrões espaciais dominantes permitiu distinguir os setores relativos à diversidade geomorfológica reduzida (mais representativas em áreas planas do Terceiro Planalto) dos setores referentes à diversidade geomorfológica elevada (dominantemente situados em áreas circunvizinhas à Escarpa da Esperança).

Os três parâmetros, sendo novamente submetidos à tabulação cruzada, resultaram em maior representatividade espacial das classes de valores elevados de SHDI, predominantemente sobre a Escarpa da Esperança e entorno imediato, correspondendo, portanto, ao pressuposto inicial da pesquisa. Na mesmo âmbito analítico, a hipótese de que uma quantidade restrita de variáveis topográficas (aquelas com correlação positiva e ampla contiguidade espacial) subsidia satisfatoriamente a quantificação da variabilidade geomorfológica se confirmou, legitimando a proposição do termo **Índice Final de Diversidade Geomorfológica** (IFDG).

A avaliação do IFDG em áreas amostrais foi vinculada à modelos teóricos destinados a elucidação dos fatores envolvidos na gênese de relevos de transição planáltica, destacando-se a função da escarpa e suas subdivisões, bem como da incisão de lineamentos estruturais e rede de drenagem, os quais possuem ampla participação na evolução geomorfológica. Sendo complementares à análise digital da diversidade geomorfológica, se reconhece a necessidade de que esses e outros aspectos da geodiversidade sejam submetidos aos mesmos procedimentos metodológicos aplicados aos parâmetros geomorfométricos, incorporando-se, como recurso geoespacial, à integração de dados compatíveis estruturalmente.

Em que pese a disponibilidade de múltiplos recursos geomorfométricos e estatísticos, considera-se que a avaliação quantitativa da diversidade perpassa a necessidade de amplo reconhecimento das particularidades de determinada área de interesse, pautando-se na definição do nível analítico requerido (global, regional ou local) e estabelecimento de objetivos bem delineados.

Por outro lado, reitera-se a viabilidade da geomorfometria para aquisição de um conjunto de informações topográficas, sendo potencialmente aplicáveis para o teste de hipóteses relacionadas a diversidade geomorfológica, considerando variáveis derivadas de uma mesma fonte de dados. Ainda, como os parâmetros geomorfométricos são dotados de conectividade e contiguidade espacial, podem auxiliar a resolver problemáticas correlacionadas as faixas de transição fisiográfica – comumente constatadas em estudos envolvendo a variabilidade abiótica.

Portanto, justifica-se o desenvolvimento de pesquisas voltadas ao entendimento das funções da diversidade geomorfológica, considerando suas especificidades e sua articulação direta ou indireta a outros componentes da geodiversidade; ou mesmo à componentes bióticos da paisagem. Neste sentido, os procedimentos destinados à **Análise Digital da Diversidade Geomorfológica** podem contribuir significativamente para o entendimento científico e uso sustentável da variabilidade física e ambiental da superfície terrestre.

Destaca-se que a pesquisa se dispôs, sobretudo, à uma conotação metodológica, sendo necessárias, oportunamente, análises comparativas entre distintas fontes de dados geomorfométricos, índices de diversidade, análises estatísticas e algoritmos de SIG potencialmente aplicáveis na quantificação e classificação da diversidade geomorfológica, assim como de outros atributos abióticos da paisagem, subsidiando distintas temáticas e objetivos específicos.

Em suma, sem entrar no mérito da eventual contribuição científica da presente tese, os resultados obtidos se incorporaram a bibliografia das temáticas envolvidas, cujo caráter multi-interdisciplinar se articula ao detalhamento das bases bibliográficas utilizadas; relacionadas no tópico final.

REFERÊNCIAS

- AB' SABER, A.N. **Participação das depressões planícies e superfícies aplainadas na compartimentação do relevo brasileiro**. Série Geomorfologia, n.28. São Paulo: IG-USP, 1972.
- AB' SABER, A.N. **Formas do Relevo**. São Paulo: Edart, 1975.
- ÅGREN, A.M.; LIDBERG, W.; STRÖMGREN, M.; OGILVIE, J.; ARP, P.A. Evaluating digital terrain indices for soil wetness mapping – a Swedish case study. **Hydrology and Earth System Sciences**, n.18, p.3623-3634, 2014.
- ÁGUAS PARANÁ - Instituto das Águas Do Paraná. **Mapas e Dados Espaciais**. Disponível: <<http://www.aguasparana.pr.gov.br>>. Acesso: 5 abr. 2013.
- ALEXANDER, R.; MILLINGTON, A.C. **Vegetation Mapping – From Patch to Planet**. Wiley, 339 p., 2000.
- ALMEIDA, P.E.M.; EVSUKOFF, A.G. Sistemas *Fuzzy*. In: REZENDE, S.O. (Org.). **Sistemas Inteligentes: fundamentos e aplicações**. São Paulo: Manole, 2003, p. 169-202.
- ANDERSON, R.C.; SHANKS, P.C.; KRITIS, L.A.; TRANI, M.G. Supporting remote sensing research with small unmanned aerial systems. The International Archives of the Photogrammetry. **Remote Sensing and Spatial Information Sciences v. XL-1**, p.17-20, 2014.
- ANDRIOTTI, J.L.S. **Fundamentos de estatística e geoestatística**. São Leopoldo: Ed. UNISINOS, 2003, 165 p.
- ANSELIN, L. Local Indicators of Spatial Association – LISA. **Geographical Analysis**, v.27, n.2, p.93-115, 1995.
- ANSELIN, L.; SYABRI, I.; SMIRNOV, O. Visualizing multivariate spatial correlation with dynamically linked windows. In: ANSELIN, L (Org.). **New tools for spatial data analysis**. Santa Barbara: University of California, 2003.
- ANSELIN, L. **Exploring Spatial Data with GeoDA: A Workbook**. Spatial Analysis Laboratory, Department of Geography, University of Illinois at Urbana-Champaign, 2005. Disponível: < <http://www.csiss.org/clearinghouse/GeoDa/geodaworkbook.pdf>>. Acesso: 19 nov. 2016.
- ARMSTRONG, R.N.; MARTZ, L.W. Topographic parameterization in continental hydrology: a study in scale. **Hydrological Processes**, n.17, p.3763-3781, 2003.
- ARUN, P.V. A comparative analysis of different DEM interpolation methods. **The Egyptian Journal for Remote Sensing and Space Sciences**, n.16, p.133-139, 2013.

AZEVEDO, A. O planalto brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo. **Boletim Paulista de Geografia**, n.2, p.43-50, 1949.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, v.24, n.1, p.43-69, 1979.

BARTLEY, R.; RUTHERFURD, I. Measuring the reach-scale geomorphic diversity of streams: application to a stream disturbed by a sediment slug. **River Research and Applications**, n.21, p.39-59, 2005.

BELL, A.D.F. Creating DEMs from Survey Data: Interpolation Methods and Determination of Accuracy. **Geomorphological Techniques**, n.2 (3.1), p.1-9, 2012.

BENITO-CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MAGRI, O.; MEZA, P. Assessing regional geodiversity: the Iberian Peninsula. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.34, n.10, p.1433-1445, 2009.

BERRY, J.K. **Beyond Mapping: concepts, algorithms and Issues in GIS**. Wiley, 1996, 246 p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia física global – esboço metodológico (Tradução: CRUZ, O.). **Ra´e Ga**, n.8, p.141-152, 2004.

BHERING, S.B.; SANTOS, H.G.; BOGNOLA, I.A.; CURCIO, G.R.; CARVALHO JÚNIOR, W.; CHAGAS, C.S.; MANZATTO, C.V.; ÁGLIO, M.L.D.; SILVA, J.S. **Mapa de Solos do Estado do Paraná – legenda atualizada**. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, p.1-4, 2009.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. I e II. Florianópolis: Ed. UFSC, 1994.

BLACKMORE, S. The interpretation of trends from multiple yield maps. **Computers and Electronics in Agriculture**, n.26 (1), p.37-51, 2000.

BÖHNER, J. Advancements and new approaches in climate spatial prediction and environmental modelling. **Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der HU zu Berlin**, n.109, p.49-90, 2005.

BÖHNER, J. General climatic controls and topoclimatic variations in Central and High Asia. **Boreas**, n.35 (2), p.279-295, 2006.

BOLLATI, I.; SMIRAGLIA, C.; PELFINI, M. Assessment and Selection of Geomorphosites and Trails in the Miage Glacier Area (Western Italian Alps). **Environmental Management (New York)**, n.51, p.951-967, 2013.

BOLONGARO-CREVENNA, A.; TORRES-RODRÍGUEZ, V.; SORANI, V.; FRAME, D.; ORTIZ, M.A. Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. **Geomorphology**, n.67 (3-4), p.407-422, 2005.

BORISOV, M.; BANKOVIC, R.; DROBNJAK, S. Modelling the Uncertainty of Digital Elevation Models with Geostatistical Simulation and Application on Spatially Distribution of Soil Nitrogen. **Scientific Technical Review**, n.59 (3-4), p.54-59, 2009.

BOYER, L.; FIERZ, S.; MONBARON, M. Geomorphological heritage evaluation in karstic terrains: a methodological approach based on multicriteria analysis. **Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.**, n.5, p.103-113, 1998.

BRANDÃO, B.S. **Avaliação do Geopatrimónio no Troço Adraga-Magoito (Sintra) da Grande Rota “Caminho do Atlântico”**. Universidade de Lisboa: Dissertação de Mestrado, 2009, 180 p.

BRILHA, J. **Patrimônio Geológico e Geoconservação: A conservação da Natureza na sua Vertente Geológica**. Braga: Palimage Editores, 183 p., 2005.

BRITEZ, R.M.; TIEPOLO, G.; PIRES, L.A.; CASTELLA, P.R. **A Floresta com Araucária no Paraná: Conservação e diagnóstico dos Remanescentes Florestais**. 1. ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2004.

BUREK, C.V.; PROSSER, C.D. **The history of geoconservation: an introduction**. London: Geological Society, Special Publications, v.300, p.1-5, 2008. Disponível: <<http://sp.lyellcollection.org/cgi/content/full/300/1/1>>. Acesso: 07out. 2013.

BUSSARD, J.; REYNARD, E. Assessment and protection of geomorphological heritage in the Gruyère – Pays-d’Enhaut Regional Nature Park (Switzerland). **Geophysical Research Abstracts**, v.16, EGU General Assembly, 2014.

BURNETT, M.R.; AUGUST, P.V.; BROWN-JR, J.H.; KILLINGBEC, K.T. The influence of Geomorphological Heterogeneity on Biodiversity. A patch scale perspective. **Conservation Biology**, v.12, n.2, p.363-370, 1998.

BURROUGH, P.A.; McDONNELL, R.A. **Principles of Geographical Information Systems**. Oxford University Press Inc., New York, 1998.

CARMO, E.J.; RODRIGUES, D.D.; SANTOS, G.R. Avaliação dos interpoladores Krigagem e Topo to Raster para geração de modelos digitais de elevação a partir de um “*as built*”. **Boletim de Ciências Geodésicas**, n.21 (4), p.674-690, 2015.

CARRARA, A.; BITELLI, G.; CARLA, R. Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. **International Journal of Geographical Information Science**, n.11, p.451-473, 1997.

CARTON, A.; CORATZA, P.; MARCHETTI, M. Guidelines for geomorphological sites mapping: examples from Italy. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v.3, p.209-217, 2005.

CASELLA, V.; FRANZINI, M. Standardization of figures and assessment procedures for DTM vertical accuracy. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, n.6 (5-7), p.515-533, 2015.

CASSETI, V. **Geomorfologia**, 2005. Disponível: <www.funape.org.br/geomorfologia>. Acesso: 01 set 2015.

CELEBIOGLU, F.; DALL'ERBA, S. Spatial Disparities across the regions of Turkey: an exploratory spatial data analysis. **The Annals of Regional Sciences**, v.45, n.2, p.379-400, 2009.

CHAPLOT, V.; BERNOUX, M.; WALTER, C.; CURMI, P.; HERPIN, U. Soil carbon storage prediction in temperate forest hydromorphic soils using a morphologic index and digital elevation model. **Soil Science Society of America Journal**, n.166, p.48-60, 2001.

CHORLEY, R.J. Climate and morphometry. **Journal of Geology**, n.65, p.628-638, 1957.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CLARKE, K.R.; WARWICK, R.M. A taxonomy distinctness index and its statistical properties. **Journal Applied Ecology**, n.35, p.523-531, 1998.

CLEMENTINI, E.; DI FELICE, P.; VAN OOSTEROM, P. A small set of formal topological relationships suitable for end-user interaction. In: **Third International Symposium on Spatial Data Handling, Proceedings**, p. 277-295, 1993. Disponível: <<http://www.gdmc.nl/oosterom/atti.pdf>>. Acesso: 11 ago. 2015.

CORDEIRO, J.P.; BARBOSA, C.C.F.; CÂMARA, G. Álgebra de campos e objetos. In: CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A.M.V. (Orgs.). **Introdução a Ciência da Informação**, Cap. 8 [e-book]. São José dos Campos: INPE, 2007. Disponível: <<http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap8-algebra.pdf>>. Acesso: 14 jun. 2014.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geodiversidade do Brasil**. Escala 1:2.500.000. Legenda expandida. Brasília: CPRM, 2006, 68 p. CD-ROM.

CRESPO, A.A. **Estatística fácil**. São Paulo: Saraiva, 2002.

DALY, C.; HALBLEIB, M.; SMITH, J.I.; GIBSON, W.P.; DOGGETT, M.K.; TAYLOR, G.H.; CURTIS, J.; PASTERIS, P.P. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. **International Journal of Climatology**. Wiley InterScience, 2008.

DARNELL, A.R.; NICHOLAS, J.T.; BRUNSDON, C. Improving user assessment of error implications in digital elevation models. **Computers, Environment and Urban Systems**, n.32, p.268-277, 2008.

DEMEK, J. (Ed.) **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: Academy of Sciences, 1972.

DESMET, P.J.J. Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs. **Earth Surface Processes and Landforms**, n.22, p.563-580, 1997.

DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; MONTGOMERY, D.R.; MCKEAN, J. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital elevation model. **Journal of Geology**, n.101, p.259-278, 1993.

DIETRICH, W.E.; BELLUGI, D.G.; SKLAR, L.S.; STOCK, J.D. Geomorphic Transport Laws for Predicting Landscape Form and Dynamics. **Geophysical Monograph**, n.135, p.1-30, 2003.

DIKAU, R. The application of a digital relief model to landform analysis. In: RAPER, J.F. (Ed.). **Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems**. Taylor & Francis, London, 1989, p.51-77.

DIKAU, R. Geomorphic landform modeling based on hierarchy theory. In: BRASSEL, K.; KISHIMOTO, H. (Eds.). **Proceedings of the 4th International Symposium on Spatial Data Handling**. Department of Geography, University of Zürich, Switzerland, p.230-239, 1990.

DIKAU, R.; BRABB, E.E.; MARK, R.K.; PIKE, R.J. Morphometric landform analysis of New Mexico. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband**, n.101, p.109-126, 1995.

DIXON, G. Geoconservation: An International Review and Strategy Significance on Tasmania. **Occasional Paper**, n.35, Parks & Wildlife Service, Tasmania. 1996.

DLR – Deutsche Zentrum für Luft-und Raumfahrt. **TanDEM-X Science Service System**. Disponível: <<https://tandemx-science.dlr.de>>. Acesso: 7 out. 2015

DOBOS, E.; HENGL, T. Soil Mapping Applications In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science v.33, Amsterdam: Elsevier, p.461-480, 2009.

DONEUS, M.; BRIESE, C. Digital terrain modelling for archaeological interpretation within forested areas using full-waveform laser scanning. **The 7th International Symposium on Virtual Reality, Archaeology and Cultural Heritage**, VAST 2006, p.155-162.

DRĂGUT, L.; BLASCHKE, T. AUTOMATED CLASSIFICATION OF LANDFORM ELEMENTS USING OBJECT-BASED IMAGE ANALYSIS. **GEOMORPHOLOGY**, N.81, P.330-344, 2006.

EHSANI, A.H.; QUIEL, F. Geomorphometric feature analysis using morphometric parameterization and artificial neural networks. **Geomorphology**, n.99, p.1-12, 2008.

EL-SHEIMY, N.; VALEO, C.; HABIB, A. **Digital Terrain Modelling: acquisition, manipulation and applications**. Artech House Inc. Norwood-Massachusetts, 2005.

EIDEN, G; KAYADJANIAN, M; VIDAL, C. Quantifying Landscape Structures: spatial and temporal dimensions. In: **From Land Cover to Landscape Diversity in the European Union**, 2000. Disponível:<<http://ec.europa.eu/agriculture/publi/landscape>>. Acesso: 10 set. 2015

EISENBEISS, H. A mini unmanned aerial vehicle (UAV): system overview and image acquisition. *International Archives of Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 36 (5/W1), 2004.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Paraná**. Londrina: EMBRAPA-SNLCS, Boletim de Pesquisa, n.27; IAPAR, Boletim Técnico 16, 1984.

ENDRENY, T.A.; WOOD, E.F. Representing elevation uncertainty in runoff modelling and flowpath mapping. **Hydrological Processes**, n.15, p.2223-2236, 2001.

ERHARTIC, B.; ZORN, M. Geodiversity and Geomorphosite research In Slovenia. **Geografski Vestnik**, n.84 (1), p.51-63, 2012.

ESRI – Environmental Systems Research Institute. **ArcGis, Spatial Analyst, 3D Analyst**. Version 10.1., 2010.

EVANS, I.S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: CHORLEY, R.J. (Ed.). **Spatial Analysis in Geomorphology**. Harper & Row, p.17-90, 1972.

EVANS, I.S.; COX, N.J. Relations between land surface properties: altitude, slope and curvature. In: HERGARTEN, S.; NEUGEBAUER, H.J. (Eds.). **Process Modelling and Landform Evolution**. Springer Verlag, Berlin, p.13-45, 1999.

EVANS, I.S. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? **Geomorphology**, n.137, p.94-106, 2012.

EVERAERTS, J. The use of UAVs for remote sensing and mapping. *The International Archives of the Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Beijing, China, 2008.

FAITH, D.P. Conservation evaluation and phylogenetic diversity. **Biological Conservation**, n.61, p.1-10, 1992.

FERRARI, F.; LUDWIG, T.A.V. *Coscinodiscophyceae, Fragilariophyceae e Bacillariophyceae (Achnanthes)* dos rios Ivaí, São João e dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, Município de Prudentópolis, PR, Brasil. **Acta Botânica Brasileira**, v.21, n.2, 2007.

FISHER, P.F.; TATE, N.J. Causes and consequences of error in digital elevation models. **Progress in Physical Geography**, n.30 (4), p.467-489, 2006.

FLORINSKY, I.V. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. **International Journal of Geographical Information Science**, n.12 (1), p.47-62, 1998.

FRANKLIN, J. Predictive vegetation mapping: geographic modeling of biospatial patterns in relation to environmental gradients. **Progress in Physical Geography**, n.19, p.474-499, 1995.

FRIEDRICH, K. Multivariate distance methods for geomorphographic relief classification. In: **Proceedings EU Workshop on Land Information Systems: Developments for planning the sustainable use of land resources**. Hannover: European Soil Bureau, 1996.

GALLANT, J.C.; WILSON, J.P.; TAPES, G. a grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. **Computers & Geosciences**, n.22 (7), p.713-722, 1996.

GALLANT, A.L.; BROWN, D.D.; HOFFER, R.M. Automated Mapping of Hammond's Landforms. **IEEE Geoscience And Remote Sensing Letters**, v.2, n.4, p.384-388, 2005.

GERBISLKII, N.L.; PETRUNKEVITCH, A. Intraspecific biological groups of acipenserines and their reproduction in the low regions of rivers with biological flow. **Systematic Zoology**, n.4, p.86-92, 1955.

GESSLER, P.E.; CHADWIK, O.A.; CHAMRAN, F.; ALTHOUSE, L.; HOLMES, K. Modelling soil-landscape and ecosystem properties using terrain attributes. **Soil Science Society of America Journal**, n.64, p.2046-2056, 2000.

GISBERT, F.J.G.; MARTI, I.C. **Rugosidad del terreno – una característica del paisagem poco estudiada**. Fundación BBVA: Documentos de trabajo n.10, 2010, 29 p.

GOMES, M.A.F.; FILIZOLA, H.F.; SPADOTTO, C.A. Classificação das áreas de recarga do Aquífero Guarani no Brasil em Domínios Pedomorfoagroclicmáticos – subsídio aos estudos de avaliação de risco de contaminação de águas subterrâneas. **Revista de Geografia**, n.18, p.67-74, 2006.

GRANDGIRARD, V. L'évaluation des géotopes. **Geologica Insubrica**, n.4 (1), p.59-66, 1999.

GRAY, M. **Geodiversity: Valuing and conserving abiotic nature**. Londres: John Wiley & Sons Ltda, 434 p., 2004.

GRAY, M. Geodiversity: a new paradigm for valuing and conserving geoheritage. **Series Geociencia Canada**, n.35. v.2, p.51-59, 2008.

GRUBER, S.; PECKHAM, S. Land-Surface Parameters and Objects in Hydrology. . In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.171-194, 2009.

GUITET, S.; PÉLISSIER, R.; BRUNAU, O.; JAOUEN, G.; SABATIER, D. Geomorphological landscape features explain floristic patterns in French Guiana rainforest. **Biodiversity Conservation**, online version, 2014.

GÜNTZEL, J.L.; NASCIMENTO, F.A. **Introdução aos Sistemas Digitais**, Cap. 2 [e-book]. Florianópolis: UFSC, 2001. Disponível: <<http://www.inf.ufsc.br/~j.guntzel/isd/isd2.pdf>>. Acesso: 19 ago. 2014.

HAMMOND, E.H. Analysis of properties in landform geography: an application to broad-scale landform mapping. **Ann. Assoc. Am. Geogr.**, n.54, p.11-19, 1964.

HANI, A.F.M.; SATHYAMOORTHY, D.; ASIRVADAM, V.S. Computing surface roughness of individual cells of Digital Elevation Models via multiscale analysis. **Computers & Geosciences**, n.43, p.137-146, 2012.

HARPER, J.L.; HAWKSWORTH, D.L. Preface. In: HAWKSWORTH, D.L. (Ed.). **Biodiversity: measurement and estimation**. London: Chapman & Hall, p.5-12, 1995.

HEBELER, F.; PURVES, R.S. The influence of elevation uncertainty on derivation of topographic indices. **Geomorphology**, n.111, p.4-16, 2009.

HENGL, T.; GRUBER, R.S.; SHRESTHA, D.P. Reduction of errors in digital terrain parameters used in soil-landscape modeling. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, n.5, p.97-112, 2004.

HENGL, T. Finding the right pixel size. **Computers & Geosciences**, n.32, p.1283-1298, 2006.

HENGL, T.; EVANS, I. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.31-64, 2009.

HENGL, T.; MACMILLAN, R.A. Geomorphometry - A Key to Landscape Mapping and Modelling. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, vol. 33, Amsterdam: Elsevier, p. 433-460, 2009.

HJORT, J.; LUOTO, M. Geodiversity of high-latitude landscapes in northern Finland. **Geomorphology**, n.115, p.109-116, 2010.

HOLMES, K.W.; CHADWICK, O.A.; KYRIAKIDIS, P.C. Error in a USGS 30m digital elevation model and its impact on digital terrain modeling. **Journal of Hydrology**, n.233, p.154-173, 2000.

HONG, Y.; NIX, H.A.; HUTCHINSON, M.F.; BOOTH, T.H. Spatial interpolation of monthly mean climate data for China. **International Journal Climatology**, n.25, p.1369-1379, 2005.

HORN, B.K.P. Hill shading and the reflectance map. **Proceedings of the IEEE**, n.69, v.1, p.14-47, 1981.

HÖRSCH, B. Modelling the spatial distribution of montane and subalpine forests in the central Alps using digital elevation models. **Ecological Modelling**, n.168, p.267-282, 2003.

HOSE, T.A. Geotourism – Selling the Earth to Europe. In: MARINOS, P. G.; KOUKIS, G.C.; TSIAMBAOS, G.C.; STOURNAS, G.C. (Eds.). **Engineering Geology and the Environment**. Rotterdam (Netherlands): Balkema, 1997.

HUGGETT, R.A. history of the systems approach in geomorphology. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v.13, n.2, p.145-158, 2007.

HUISING, E.J.; GOMES-PEREIRA, L.M. Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, n.53, p.245-261, 1998.

HUNTER COLLEGE – DEPARTMENT OF GEOGRAPHY. Disponível: <<http://www.geography.hunter.cuny.edu/~jochen/GTECH361/lectures/lecture10/3Dconcepts/Natural%20Neighbors.htm>>. Acesso: 08 mai. 2015.

HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. In: **Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney**, Australia, 1988.

HUTCHINSON, M.F. A new procedure for gridding elevation and stream data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, n.106, p.211-232, 1989.

HUTCHINSON, M.F. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: **Geomorphometry Conference**, 2011.

HUTTON, C.; BRAZIER, R. Quantifying riparian zone structure from airborne LiDAR: vegetation filtering, anisotropic interpolation, and uncertainty propagation. **Journal of Hydrology**, n.442-443, p.36-45, 2012.

IAPAR – Instituto Agrônômico do Paraná. **Classificação climática 2008**. Disponível: <http://200.201.27.14/Site/Sma/Cartas_Climaticas>. Acesso: 10 abr. 2013.

IAPAR – Instituto Agrônômico do Paraná. **Dados da estação meteorológica de Guarapuava**. Disponível: <www.iapar.br>. Acesso: 17 mai. 2014.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Atlas nacional digital**. Rio de Janeiro: IBGE, 2005, CD-ROM.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico em geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. v. 1/2. (Relatório nº 15388), São Paulo, 1981.

IWAHASHI, J.; PIKE, R.J. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. **Geomorphology**, n. 86 (3-4), p.409-440, 2007.

JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency. **World 3D Topographic Data**. Disponível: <<http://aw3d.jp/en/>>. Acesso: 05 mar. 2016.

JOHNSON, L.; HERWITZ, S.; DUNAGAN, S.; LOBITZ, B.; SULLIVAN, D.; SLYE, R. Collection of Ultra High Spatial and Spectral Resolution Image Data over California Vineyards with a Small UAV. **Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of Environment**, 2003.

JONES, E.; OLIPHANT, T.; PETERSON, P. SciPy: **Open source scientific tools for Python**. 2001. Disponível: <www.scipy.org/>. Acesso: 17 fev. 2016.

JUNG, M. LecoS - A QGIS plugin for automated landscape ecology analysis. **PeerJ PrePrints**, online, v.2, p.1-10, 2013.

KATSUBE, K.; OGUCHI, T. Altitudinal changes in slope angle and profile curvature in the Japan Alps: a hypothesis bearing on a characteristic slope angle. **Geographical Review of Japan**, v.B/72, p.63-72, 1999.

KERSEBAUM, K.C Modelling nitrogen dynamics soil–crop systems with. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, n.77 (1), p. 39-52, 2007.

KIDOVÁ, A.; LEHOTSKÝ, M.; RUSNÁK, M. Geomorphic diversity in the braided wandering Belá River, Slovak Carpathians, as a response to flood variability and environmental changes. **Geomorphology**, online, p.1-13, 2016.

KING, L.C.A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n.2, p.3-121, Abr./Jun.,1956.

KLINGSEISEN, B.; METERNICHT, G.; PAULUS, G. Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach. **Environmental Modelling & Software**, v.23, p.109-121, 2008.

KOH, L.; WICH, S. Dawn of drone ecology: low-cost autonomous aerial vehicles for conservation. **Tropical Conservation Science**, n.5 (2), p.121-132, 2012.

KOHLER, H.C. A escala na análise geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.21-33, 2001.

KORUP, O. Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. **Engineering Geology**, v.73 (1-2), p.13-35, 2004.

KOSTRZEWA, J.; MEYER, W.H.; LABAND, S.; TERRE, W.A.; PETROVICH, P.; SWANSON, K. An Infrared Microsensor Payload for Miniature Unmanned Aerial Vehicles. Unattended Ground Sensor Technologies and Applications. Proceedings of the SPIE, p.265-274, 2003.

KOT, R.; LEŚNIAK, K. Impact of different roughness coefficients applied to relief diversity evaluation: Chełmno Lakeland (Polish Lowland). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 99, n. 2, p. 102-114, 2017.

KOT, R. A comparison of results from geomorphological diversity evaluation methods in the Polish Lowland (Toruń Basin and Chełmno Lakeland). *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography [online]*, p. 1-19, 2017.

KOZŁOWSKI, S. The concept and scope of geodiversity. **Przegląd Geologiczny**, v.52, p.833-837, 2004. Disponível: <www.pgi.gov.pl/pdf/pg_2004_08_2_22a.pdf>. Acesso: 10 jan. 2013.

KRCHO, J. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory. **Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-Physica**, v.1 (1), p.7-23, 1973.

KÜGLER, H. Zur Aufgaben der geomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. **Petermanns Geographische Mitteilungen**, v.120, n.2, p.154-160, 1976.

LAGACHERIE, P.; HOLMES, S. Addressing geographical data errors in a classification tree for soil unit predictions. **International Journal of Geographical Information Science**, n.11, p.183-198, 1997.

LI, Z.; ZHU, Q.; GOLD, C. **Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology**. CRC Press, Boca Raton, FL, 319 p, 2005.

LIN, Z.; OGUCHI, T. Drainage density, slope angle, and relative basin position in Japanese bare lands from high-resolution DEMs. **Geomorphology**, n.63, p.159-173, 2004.

LINDSAY, M.D.; JESSELL, M.W.; AILLERES, L.; PERROUTY, S.; KEMP, E.; BETTS, P.G. Geodiversity: Exploration of 3D geological model space. **Tectonophysics**, n.594, p.27-37, 2013.

LIU, T.; YAN, H.; ZHAI, L. Extract relevant features from DEM for groundwater potential mapping. **The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v.XL-7/W4, 2015.

LÓCZY, D.; PIRKHOFFER, E.; GYENIZSE, P. Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary. **Geomorphology**, n.147-148, p.61-72, 2012.

LOVEJOY, T.E. Changes in biological diversity. In: BARNEY, G. O. (Ed.). **The Global 2000 Report to the President**, v.2. The technical report. Harmondsworth, UK: Penguin, 1980, p.327-332.

LUCIEER, A.; JONG, S.M.; TURNER, D. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. **Progress in Physical Geography**, n.38 (1), p.97-116, 2014.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v.2, p.63-154, 1947.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2ª ed. José Olympio, Rio de Janeiro, 1981.

MACMILLAN, R.A.; PETTAPIECE, W.W.; NOLAN, S.C.; GODDARD, T.W. A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. **Fuzzy Sets and Systems**, n.113, p.81-109, 2000.

MACMILLAN, R.A.; JONES, R.K.; MCNABB, D.H. Defining a hierarchy of spatial entities for environmental analysis and modeling using Digital Elevation Models (DEMs). **Computers, Environment and Urban Systems**, n.28 (3), p.175-200, 2004.

MACMILLAN, R.A.; SHARY, P.A. Landform and landform elements in geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.227-254, 2009.

MACMILLAN, R.A.; TORREGROSA, A.; MOON, D.; COUPÉ, R.; PHILIPS, N. Automated Predictive Mapping of Ecological Entities. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.). **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.551-578, 2009.

MAGURRAN, A.E. **Ecological diversity and its measurement**. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1988.

MANOSSO, F.C.; ONDICOL, R.P. Geodiversidade: considerações sobre quantificação e avaliação da distribuição espacial. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. v.35, n.1, p.90-100, 2012.

MANOSSO, F.C.; NÓBREGA, M.T. Calculation of geodiversity from landscape units of the Cadeado Range region in Paraná, Brazil. **Geoheritage**, July 2015, p.1-11, 2015.

MARCUZZO, F.N.N.; ANDRADE, L.R.; MELO, D.C.R. Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geografia Física**, n.4, p.793-804, 2011.

MARET, H.; REYNARD, E. Mapping geomorphological diversity. A case study in Derborence (Valais, Swiss Alps). **Geophysical Research Abstracts**, v.17. EGU General Assembly, 2015

MARK, D.M.; SMITH, B. A science of topography: from qualitative ontology to digital representations. In: BISHOP, M.P.; SHRODER, J.F. (Eds.), **Geographic Information Science and Mountain Geomorphology**. Springer-Praxis, Chichester, England, p.75-97, 2004.

MARTINONI, D. **Models and experiments for quality handling in Digital Terrain Modelling**. Ph.D. Thesis. University of Zürich, 2002.

McINTOSH, R. An index of diversity and the relation of certain concepts to diversity. **Ecology**, n.48, p.392-404, 1967.

MEDEIROS, F.A.; ALONSO, A.S.; BALESTRA, M.R.G.; DIAS, V.O.; LANDERHAL, Jr.M.L. Utilização de um veículo aéreo não-tripulado em atividades de imageamento e georreferenciado. **Ciência Rural**, n.8 (38), p.2375-2378, 2008.

MELELLI, L. Geodiversity: a new quantitative index for Natural Protected Areas enhancement. **GeoJournal of Tourism and Geosites**, n.1, v.13, p.27-37, 2014.

MELELLI, L.; VERGARI, F.; LIUCCI, L.; DEL MONTE, M. Geomorphodiversity index: Quantifying the diversity of landforms and physical landscape. **Science of the Total Environment**. [online], p. 1-14, 2017.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MESCERJAKOV, J.P. Lês concepts de morphostructure et de morphosculture: um nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. **Annales de Géographie**, 77 années, n.423, p.539-552, 1968.

MIGÓN, P. (Ed.). **Geomorphological Landscapes of the World**. Springer, 2010. 368 p.

MIGÓN, P. Geomorphic diversity of the Sudetes – effects of structure and global change superimposed. **Geographia Polonica**, n.84, Special Issue Part 2, p.93-105, 2011.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. Petrobrás: **Boletim de Geociências**, n.8, 1994.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental**. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997, 255 p.

MILIAREISIS, G.C. 2001. Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. **Computers and Geosciences**, n.27 (7), p.775-786, 2001.

MILEVSKI, I. Estimation of soil erosion risk in the upper part of Bregalnica Watershed-Republic of Macedonia, based on Digital Elevation Model and satellite imagery. **5th International Conference on Geographic Information Systems**, 2008.

MINÁR, J.; EVANS, I.S. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. **Geomorphology**, n.95, p.236-259, 2008.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A. **Atlas geológico do Estado do Paraná**. 2001. Disponível: <www.mineropar.gov.pr.br>. Acesso: 10 de dez. 2012.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná**, v.1, 2013. Disponível: <www.mineropar.gov.pr.br>. Acesso: 25 nov. 2014.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, n.30 (4), p.1153-1171, 1994.

MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, v.5 (1), p.3-30, 1991.

MÜLLER, C.; BERGER, G.; GLEMNITZ, M. Quantifying geomorphological heterogeneity to assess species diversity of set-aside arable land. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, n.104, p.587-594, 2004.

NASA – National Aeronautics and Space Administration. **Shuttle Radar Topography Mission**. Disponível: <www2.jpl.nasa.gov/srtm>. Acesso: 10 ago. 2015.

NASCIMENTO, M.A.L.; AZEVEDO, U.R.; MANTESSO-NETO, V. **Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo: trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico**, 2008. SBGeo, 84p.

NEE, S.; HARVEY, P.H.; COTGREAVE, P. Population persistence and the natural relationship between body size and abundance. In: Conservation of biodiversity for sustainable development. In: SANDLUND, O.T.; HINDAR, K.; BROWN, A.H.D. (Eds.). **Conservation of biodiversity for sustainable development**. Oslo: Scandanavian University Press, 1992, p.124-136.

NELSON, A.; REUTER, H.I.; GESSLER, P. DEM Production Methods and Sources. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds.) **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.65-86, 2009.

NORSE, E.A.; McCANUS, R.E. Ecology and living resources biological diversity. In: **Environmental quality 1980: the eleventh annual report of the Council on Environmental Quality**. Washington, DC: Council on Environmental Quality, 1980.

O'CALLAGHAN, J.F.; MARK, D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer Vision, Graphics and Image Processing**, n.28, p.323-344, 1984.

OKA-FIORI, C.; SANTOS, L.J.C.; FIORI, A.P.; CANALI, N.E.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F. **Atlas geomorfológico do estado do Paraná**. Curitiba: MINEROPAR S/A, 2007.

OKSANEN, J. Uncovering the statistical and spatial characteristics of fine toposcale DEM error. **International Journal of Geographical Information Science**, n.20 (4), p.345-369, 2006.

OLAYA, V. Basic Land-Surface Parameters. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**. Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.141-170, 2009.

OLIPHANT, T.E. Python for scientific computing. **Computing in Science & Engineering**, n.9:3, p.10-20, 2007.

OLIVEIRA, K.L.; BORN, P.A.; FICHER, D.; BONILAURI, F. **Conservação e desenvolvimento na APA da Serra da Esperança**. Curitiba: *Mater Natura* – Instituto de Estudos Ambientais, 2009, 44 p.

PAIN, C.F. Size does matter: relationships between image pixel size and landscape process scales. In: ZERGER, A.; ARGENT, R.M. (Eds.). **International Congress on Modelling and Simulation**. Society of Australia and New Zealand, Melbourne, p.1430-1436, 2005.

PANIZZA, M. Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey. **Chinese Science Bulletin**, n.46, p.4-6, 2001.

PANIZZA, M. The Geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): A Keyof Geoheritage Assessment. **Geoheritage**, n.1, p.33-42, 2009.

PECKHAM, S.D. Efficient extraction of river networks and hydrologic measurements from digital elevation data. In: BARNDORFF-NIELSEN, O.E. (Ed.). **Stochastic Methods in Hydrology: Rain, Landforms and Floods**. World Scientific: Singapore, p.173-203, 1998.

PENNOCK, D.J.; ANDERSON, D.W.; JONG, E.D. Landscape changes in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan, Canada, **Geoderma**, n.64, p.1-19, 1994.

PENNOCK, D.J. Terrain attributes, landform segmentation, and soil redistribution. **Soil and Tillage Research**, n.69 (1-2), p.15-26, 2003.

PEREIRA, P.J.S. **Património Geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação. Aplicação ao Parque Natural de Montesinho**. Tese de Doutoramento (Escola de Ciências) – Universidade do Minho, Braga, 2006. 370p.

PEREIRA, D.I.; PEREIRA, P., ALVES, M.I.C.; BRILHA, J. Avaliação do Património Geomorfológico: proposta de metodologia. Lisboa: **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, v.5, p.235-247, 2007.

PEREIRA, P.; PEREIRA, D. Methodological guidelines for geomorphosite assessment. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, n.2, p.215-222, 2010.

PEREIRA, D.I.; PEREIRA, P.; BRILHA, J.; SANTOS, L.J.C. Geodiversity Assessment of Paraná State (Brazil): an Innovative Approach. **Environmental Management (New York)**, v.52, p.541-552, 2013.

PETCHEY, O.L.; e GASTON, K.J. Functional diversity (FD), species richness and community composition. **Ecology Letters**, n.5, p.402-411, 2002.

PHILLIPS, J.D.; McCORMACK, S.; DUAN, J.; RUSSO, J.P.; SCHUMACHER, A.M.; TRIPATHI, G.N.; BROCKMAN, R.B.; MAYS, A.B.; PULUGURTHA, S. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River Basin, Kentucky-Tennessee. **Geomorphology**, v.114, n.3, p.188-198, 2010.

PIELOU, E.C. **Ecological diversity**. New York: Wiley InterScience, 1975.

PIKE, R.J. The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from Digital Elevation Models. **Mathematical Geology**, n.20, p. 491–511, 1988.

PIKE, R.J. Geomorphometry – diversity in quantitative surface analysis. **Progress in Physical Geography**, n.24:1, p.1-20, 2000.

PIKE, R.J.; EVANS, I., HENGL, T. Geomorphometry: a brief guide. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, p.3-30, 2009.

PILOYAN, A.; KONEČNÝ, M. Semi-automated classification of landform elements in Armenia based on SRTM DEM using k-means unsupervised classification. **Quaestiones Geographicae**, n.36 (1), p.93-103, 2017.

PIRAINO, S.; ABRAHAM, E.A.; DIBLASI, A.; JUÑENT, F.A.R. Geomorphological-related heterogeneity as reflected in tree growth and its relationships with climate of Monte Desert *Prosopis flexuosa* DC woodlands. **Trees**, v.29, p.903-916, 2015.

PODOBNIKAR, T.; SZÉKELY, B. Towards the automated geomorphometric extraction of talus slopes in Martian landscapes. **Planetary and Space Science**, n.105, p.148-158, 2015.

PRALONG, J.P. A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites. **Géomorphologie: relief, processus, environment**, n.3, p.189-196, 2005.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, n.57 (4), p.241-262, 2003

RASEMANN, S.; SCHMIDT, J.; SCHROTT, L.; DIKAU, R. Geomorphometry in mountain terrain. In: BISHOP, M.P.; SHRODER, J.F. (Eds.). **GIS & Mountain Geomorphology**. Springer, Berlin, p. 101-145, 2004.

RESTREPO, C. Patrimonio geomorfológico de la región central antioqueña (Colombia). In: MATA-PERELLÓ, J. (Ed.) **Actas del Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero**. Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero, Madrid, p.211-219, 2004.

REUTER, H.I.; NELSON, A.; JARVIS, A. An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data. **International Journal of Geographical Information Science**, n.21, p.1-57, 2007.

REYNARD, E.; CORATZA, P.; GIUSTI, C. Geomorphosites and Geotourism. **Geoheritage**, n.3, p.129-130, 2011.

RILEY, S.J.; DEGLORIA, S.D.; ELLIOT, R. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. **Intermountain Journal of Sciences**, v.5, n.1-4, p.23-27, 1999.

RIVAS, V.; RIX, K.; FRANÉS, E.; CENDERO, A.; BRUNSDEN, D. Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable and non- consumable geomorphological resources. **Geomorphology**, n.18, p.169-182, 1997.

ROMSTAD, B. Improving relief classification with contextual merging. **Proceedings of ScanGIS'2001 – The 8th Scandinavian Research Conference on Geographical Information Science**. Ås, Norway, 2001, p.3-13.

ROSS, J.L.S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 1990, 85 p.

ROSS, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, n.6, p.17-29, 1992.

ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia – FFLCH-USP; Laboratório de Cartografia Geotécnica/Geologia Aplicada – IPT/FAPESP, 1997.

ROSS, J.L.S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, 208 p.

SAADAT, H.; BONNELL, R.; SHARIFI, F.; MEHUYS, G.; NAMDAR, M.; ALE-EBRAHIM, S. Landform classification from a digital elevation model and satellite imagery. **Geomorphology**, n.100, p.453-464, 2008.

SAHA, K.; WELLS, N.A.; MUNRO-STASIUK, M. An object-oriented approach to automated landform mapping: A case study of drumlins. **Computer & Geosciences**, n. 37, p. 1324-1336, 2011.

SAILER, R.; RUTZINGER, M.; RIEG, L.; WICHMANN, V. Digital elevation models derived from airborne laser scanning point clouds: appropriate spatial resolutions for multi-temporal characterization and quantification of geomorphological processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, n.39, p.272-284, 2014.

SALINAS, S.; LÓPEZ-BLANCO, J. Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. **Geomorphology**, n.123, p.142-153, 2010.

SANTANGELO, M.; GIOIA, D.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; SCHIATTARELLA, M. Interplay between mass movement and fluvial network organization: An example from southern Apennines, Italy. **Geomorphology**, n.188, p.54-67, 2013.

SANTOS, L.J.C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N.E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F.; ROSS, J.L.S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n.2 (7), p.03-12, 2006.

SCHMIDT, J.; DIKAU, R. Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models: semantics, methods, future needs. In: DIKAU, R.; SAURER, H. (Eds.). **GIS for Earth Surface Systems – analysis and modelling of the natural environment**. Schweizbart'sche-Verlagsbuchhandlung, p.153-173, 1999.

SCHMIDT, J.; EVANS, I.S.; BRINKMANN, J. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. **International Journal of Geographical Information Science**, n.17, p.797-814, 2003.

SCHUMM, S.; DUMONT, J.; HOLBROOK, J. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press, 2002, 292 p.

SEIJMONSBERGEN, A.C.; HENGL, T.; ANDERS, N.S. Semi-automated extraction of geomorphological features using DEMs. In: SMITH, M.J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. (Eds.). **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**, Developments in Earth Surface Processes, v.15, Elsevier, 2011.

SERRANO, E.; GONZALEZ-TRUEBA, J.J. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). **Géomorphologie: relief, processus, environment**, n.3, p.197-208, 2005.

SERRANO, E.; RUIZ-FLAÑO, P. Geodiversity. A theoretical and applied concept. **Geographica Helvetica – Swiss Journal of Geography**, n.3, p.140-147, 2007.

SHANNON, C.E. A Mathematical Theory of Communication. **The Bell System Technical Journal** (reprinted). v.27, n.623-656, p.379-423, 1948.

SHANNON, C.E.; WEAVER, W. **The mathematical theory of communication**. Urbana, IL: University of Illinois Press, 1949.

SHARPLES, C. **Concepts principles of geoconservation**. Tasmanian: Parks & wildlife service website, 2002. Disponível: <www.parks.tas.gov.au/geo/conprin/define.html>. Acesso: 04 ago 2012.

SHARY, P.A. The second derivative topographic method. In: STEPANOV, I.N. (Ed.). **The Geometry of Earth Surface Structures**. Pushchino Research Centre Press: Pushchino, p.28-58, 1991.

SHARY, P.A.; SHARAYA, L.S.; MITUSOV, A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. **Geoderma**, n.107 (1-2), p.1-32, 2002.

SHARY, P.A.; SHARAYA, L.S.; MITUSOV, A.V. The problem of scale-specific and scale-free approaches in geomorphometry. **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v.28 (1), p.81-101, 2005.

SHARY, P.A.; SHARAYA, L.S. Change in NDVI of Forest Ecosystems in Northern Caucasus as a Function of Topography and Climate. **Contemporary Problems of Ecology**, v.7, n.7, p.855–863, 2014.

SIBSON, R.A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation. In: BARNETT, V. **Interpreting Multivariate Data**. Chichester: John Wiley, p. 21-36, 1981.

SIEBERT, S.; TEIZER, J. Mobile 3D mapping for surveying earthwork projects using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV) system. **Automation in Construction**, n.41, p.1-14, 2014.

SILVA, C.R.; MARQUES, V.J.; DANTAS, M.E.; SHINZATO, E. Aplicações múltiplas do conhecimento da Geodiversidade. In: SILVA, C.R. (Ed.). **Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008, p.181-203.

SILVA, J.P.; PEREIRA, D.I.; AGUIAR, A.M.; RODRIGUES, C. Geodiversity assessment of the Xingu drainage basin. London: **Journal of maps**, march 2013, p.1-9, 2013.

SILVEIRA, C.T.; OKA-FIORI, C.; SANTOS, L.J.C.; SIRTOLI, A.E.; SILVA, C.R.; BOTELHO, M.F. Soil prediction using artificial neural networks and topographic attributes. **Geoderma**, n.195-196, p.165-172, 2013.

SILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; SCHILIPAK, P.; DIAS, S.M. Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense apoiado na análise digital do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.1, p.3-22, 2014.

SIMPSON, E.H. Measurement of diversity. **Nature**, n. 163, p. 688, 1949.

SINHA, R.; VIKRANT, J.; BABU, G.P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, n.70, p.207-225, 2005.

SIRTOLI, A.E.; SILVEIRA, C.T.; MONTOVANI, L.E.; SIRTOLI, A.R.A.; OKA-FIORI, C. Atributos do relevo derivados de modelo digital de elevação e suas relações com solos. **Scientia agraria**, v.9, n.3, p.317-329, 2008.

SMITH, S.E. Topographic mapping. In: GRUNWALD, S. (Ed.). **Environmental Soil-Landscape Modeling: Geographic Information Technologies and Pedometrics**, v.1. CRC Press, New York, p.155-182, 2005.

SMITH, M.J. Digital Mapping: Visualisation, Interpretation and Quantification of Landforms. In: SMITH, M.J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J.S. (Eds.). **Geomorphological Mapping – Methods and Applications**. Amsterdam: Elsevier, 2011, p. 225-251.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens Landsat e Radar e suas implicações ao conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: **Anais do II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Brasília, DF: INPE, 1982, p.143-156.

SOTCHAVA, V.B. **Por uma teoria de classificação de geossistemas da vida terrestre**. Série Biogeografia, n.14. São Paulo: IG-USP, 1978.

SOTO, M.V.; MÄRKER, M.; CASTRO, C.P.; RODOLFI, G. Integrated analysis of natural hazards in the coastal semiarid environment of Chile. La Serena, Coquimbo. **Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles**, n.67, p.487-491, 2015.

SPEIGHT, J.G. Parametric description of landform. In: STEWART, G.A. (Ed.). **Land evaluation**, p.239-250. Australia: Macmillan, 1968.

SPEIGHT, J.G. Landform. In: McDONALD, R.C.; ISBELL, R.F.; SPEIGHT, J.G.; WALKER, J.; HOP, M.S. (Eds.). **Australian Soil and Land Survey Field Handbook**. Inkata Press, Melbourne, p.9-57, 1990.

SPILOTRO, G.; PELLICANI, R. Geomorphological Complexity in Landslide Susceptibility Modelling. **Engineering Geology for Society and Territory**, v.5, p.415-419, 2015.

STALLINS, J.A. Geomorphology and ecology: Unifying themes for complex systems in biogeomorphology. **Geomorphology**, n.77, p.207-216, 2006.

STANLEY, M. Geodiversity. In: BARETTINO, D., WINBLEDON, W.A.P., GALLEGO, E. (Eds.). **Geological heritage: its conservation and management**. Madrid: ITGE, p.15-18, 2000.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V.; Compartimentação Estrutural das Formações Piramboia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, n.34, p.303-316, 2004.

SZÉKELI, B.; KOMA, Z.; KARÁTSON, D.; DORNINGER, P.; WÖRNER, G.; BRANDMEIER, M.; NOTHEGGER, C. Automated recognition of quasi-planar ignimbrite sheets as paleosurfaces via robust segmentation of digital elevation models: an example from the Central Andes. **Earth Surface Processes and Landforms**, n.39, p.1386-1399, 2014.

TAN, Q.; XU, X. Comparative Analysis of Spatial Interpolation Methods: an Experimental Study. **Sensors & Transducers**, n.165 (2), p.155-163, 2014.

- TARBOTON, D.G. A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid Digital Elevation Models. **Water Resources Research**, n.33 (2), p.309-319, 1997.
- TATALOVICH, Z.; WILSON, J.P.; COCKBURN, M. A comparison of Thiessen Polygon, Kriging and Spline Models of Potential UV Exposure. **Cartography and Geographic Information Science**, n.33 (3), p.217-231, 2006.
- TESTA, B; ALDIGHIERI, B.; BERTINI, A.; BLENDINGER, W.; CAIELLI, G.; DE FRANCO, R.; GIORDANO, D.; KUSTATSCHER, E. Geomorphodiversity of the San Lucano Valley (Belluno Dolomites, Italy): a Well-Preserved Heritage. **Geoheritage**, n.5, p.151-172, 2013.
- TEMME, A.J.A.M.; HEUVELINK, G.B.M.; SCHOORL, J.M.; CLAESSENS, L. Geostatistical Simulation and Error Propagation in Geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science, v.33, Amsterdam: Elsevier, 2009, p.121-140.
- THOMAS, M.F.A. Sources of Geomorphological Diversity in the Tropics. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p. 47-60, 2011.
- THOMAS, M.F.A Geomorphological Approach to Geodiversity – its applications to Geoconservation and Geotourism. **Quaestiones Geographicae**, v.31, n.1, p.81-89, 2012.
- TILMAN, D. Distinguishing between the effects of species diversity and species composition. **Oikos**, n.80, p.185-193, 1997.
- TINÓS, T.M.; FERREIRA, M.V.; RIEDEL, P.S.; ZAINÉ, J.E. Aplicação e avaliação de metodologia de classificação automática de padrões de formas semelhantes do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.3, p.353-370, 2014.
- TOBLER, W.R. The development of analytical cartography – a personal note. **Cartography and Geographic Information Science**, n.27 (3), p.189-194, 2000.
- TOMLIM, C.D. **Geographic information systems and cartographic modeling**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1990.
- TRICART, J.; CAILLEUX, A. Le problème de la classification dès faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, v.45, n.349, p.162-186, 1956.
- TRICART, J. **Principles et méthodes de la Geomorphologie**. Paris: Masson et Cie, editeurs, 1965.
- TROPMAIR, H. **Biogeografia e meio ambiente**, 3^a ed. Rio Claro: UNESP, 1989, 258 p.

UCEDA, A.C. El Patrimonio Geológico: Ideas para su Protección, Conservación y Utilización. In: **Ministério de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA)**. Dirección General de Información y Evaluación Ambiental. Serie Monografías, Madrid, 1996, p.17-28.

VALCARCE, E.G.; CORTÉS, A.G. El Patrimonio Geológico: Bases para su Protección, Conservación y Utilización. In: **Ministério de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA)**. Dirección General de Información y Evaluación Ambiental. Serie monografías, Madrid, 1996, p.11-16.

VALERIANO, M.M.; GARCIA, G.J. The estimate of topographical variables for soil erosion modelling through geoprocessing. **International Archives of Photogrammetry & Remote Sensing**. Amsterdam, v.33, part B, p.678-685, 2000.

VALERIANO, M.M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. INPE, São José dos Campos, 2004.

VALERIANO, M.M. **Topodata: guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008a.

VALERIANO, M.M. Dados Topográficos. In: FLORENZANO, T.G. (Org.). **Geomorfologia – conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos: 2008b, p.73-104.

VAN NIEL, K.; LAFFAN, S.W.; LEES, B.G. Effect of error in the DEM on environment variables for predictive vegetation modelling. **Journal of Vegetation Science**, n.15, p.747-756, 2004.

VANE-WRIGHT, R.I.; HUMPHRIES, C.J.; WILLIAMS, P.H. What to protect? Systematics and the agony of choice. **Biological Conservation**, n.55, p.235-254, 1991.

VERHAGEM, P.; DRAGUT, L. Object-based landform delineation and classification from DEMs for archaeological predictive mapping. **Journal of Archaeological Science**, n.39, p.698-703, 2012.

VERSTAPPEN, H.T.; ZUIDAM, R.A.V. **ITC System of geomorphological survey**. Amsterdam: ITC, 3. Ed., 1975.

VERSTAPPEN, H.T. **Applied Geomorphology: geomorphological surveys for environmental development**. Amsterdam: Elsevier, 1983.

VIEIRA, B.C.; SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. (Eds.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. New York: Springer, v.1, 2015, 399 p.

VOLKER, H.X.; WASKLEWICZ, T.A.; ELLIS, M.A. A topographic fingerprint to distinguish alluvial fan formative processes. **Geomorphology**, n. 88, p.34-45, 2007.

WANG, X.; YIN, Y.Z. A comparison of drainage networks derived from digital elevation models at two scales. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.210, p.221-241, 1998.

WEISS, A. Topographic Position and Landforms Analysis – Poster presentation. **ESRI User Conference**, San Diego, CA, 2001.

WEY, Z.; HE, H.; HAIJIAN, H.; GAO, W. Automated mapping of landform through the application of supervised classification to lidAR-derived DEMs and the identification of earthquake ruptures. **International Journal of Remote Sensing**, v.38, n.23 [online], 2017.

WHITESIDE, M.C.; HARMSWORTH, R.V. Species diversity in Chydorid (*Cladocera*) communities. **Ecology**, n.48, p.664-667, 1967.

WILSON, E.O. **Biodiversity**. Washington, DC: National Academy Press, 1988.

WILSON, J.P.; GALLANT, J.C. (Eds.). **Terrain Analysis: principles and applications**. New York: John Wiley & Sons, p.1-27, 2000.

WILSON, J.P. Digital terrain modelling. **Geomorphology**, n.137, p.107-121, 2012.

WISE, S.M. The effect of GIS interpolation errors on the use of digital elevation models in geomorphology. In: LANE, S.N.; RICHARDS, K.S.; CHANDLER, J.H. (Eds.). **Landform Monitoring, Modelling and Analysis**. New Jersey: Wiley, p.139-164, 1998.

WOOD, J. Overview of Software Packages Used in Geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (Eds.) **Geomorphometry – Concepts, Software, Applications**. Series Developments in Soil Science, v. 33, Amsterdam: Elsevier, p.257-268, 2009.

YOUNG, A. **Slopes**. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1972, 288 p.

ZANDEBERGEN, P.A. Error Propagation Modeling for Terrain Analysis using Dynamic Simulation Tools in ArcGIS. **Geomorphometry**, p.57-60, 2011. Disponível: <www.geomorphometry.org/system/files/Zandbergen2011geomorphomet.pdf>. Acesso: 09 mai. 2015.

ZEVENBERGEN, L.W.; THORNE, C.R. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.12, p.47-56, 1987.

ZHOU, Q., LIU, X. Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties. **Computers & Geosciences**, n.30 (4), p.369-378, 2004.

ZWOLIŃSKI, Z. The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts. **Landform Analysis**, v.11, p.77-85, 2010.

ZWOLIŃSKI, Z.; GUDOWICZ, J. Geodiversity of landforms within morphoclimatic zones of the Earth. **Geophysical Research Abstracts**, v.18. EGU General Assembly, 2016.