

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

**QUANTIFICAÇÃO DA COMPLEXIDADE DO RELEVO  
E SUAS IMPLICAÇÕES PARA PROPRIEDADES  
AERODINÂMICAS**

Thiago Lobão Cordeiro

Itajubá, março de 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

Thiago Lobão Cordeiro

**QUANTIFICAÇÃO DA COMPLEXIDADE DO RELEVO  
E SUAS IMPLICAÇÕES PARA PROPRIEDADES  
AERODINÂMICAS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos como parte dos requisitos para obtenção do Título de Mestre em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

**Área de Concentração:** Modelagem matemática aplicada ao meio ambiente e recursos hídricos.

**Orientador:** Prof. Dr. Arcilan T. Assireu

**Co-orientador:** Dr. Nandamudi Lankalapalli  
Vijaykumar

Março de 2015  
Itajubá



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

Thiago Lobão Cordeiro

**QUANTIFICAÇÃO DA COMPLEXIDADE DO RELEVO  
E SUAS IMPLICAÇÕES PARA PROPRIEDADES  
AERODINÂMICAS**

Dissertação aprovada por banca examinadora  
em 27 de março de 2015, conferindo ao autor  
o título de *Mestre em Ciências em Meio  
Ambiente e Recursos Hídricos*.

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Arcilan T. Assireu (Orientador)

---

Prof. Dr. Nandamudi L. Vijaykumar  
(LAC/ INPE)

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Adriana P. Mattedi (IMC/UNIFEI)

---

Dr. Ramon M. de Freitas (C & S Eng. Eólica)

---

Prof. Dr. Reinaldo R. Rosa (LAC/ INPE)

Itajubá  
2015

*Aos meus queridos avós e amados pais.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado.

Agradeço a Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) e ao programa de pós-graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos pela oportunidade em realizar este trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Arcilan T. Assireu agradeço a amizade, a confiança e paciência. Por acreditar e não deixar de incentivar em nenhum momento enquanto “atravessava nadando o lago de crocodilos”. Pelo café da roça, a prosa e a simplicidade de ser.

Ao meu co-orientador Dr. Nandamudi Lankalapalli Vijaykumar, carinhosamente conhecido como Vijay, agradeço as explicações e as ajudas em programação.

A minha família, em especial aos meus pais Jomário e Érika pelo amor, dedicação e apoio incondicional. Aos meus irmãos pela amizade e convivência de toda uma vida.

A minha namorada de longa data e esposa de pouco tempo, Karine, agradeço o apoio, a paciência, o carinho, a amizade e a parceria.

Agradeço o Egidio Arai pela atenção, paciência, e mais ainda pela ajuda em programação, na criação e adaptação dos programas em IDL, que se não fosse você uma parte do trabalho não existiria. Aproveito para agradecer ao Ramon pelas dicas, ajudas, explicações e claro a paciência, chegou em um momento crucial do trabalho e fez com que tudo se encaixasse, pelo menos na minha cabeça.

Ao amigo e professor René, por simplesmente acreditar!

Ao amigo João dos Reis (meninão) por toda amizade, pelas conversas, incentivos, “por torcer pelo Palmeiras”, pelas correções gramaticais e por todos esses anos de convivência. Aos amigos do mestrado, produtores de “ciência fina”, pelas horas de estudos na biblioteca.

A toda galera da Rep. Monstro pelo teto, os “palavrões” e a boa música, em especial ao amigo dos tempos de colégio, Rodrigo Ramos, vulgo Digão.

Agradeço a todos os professores e colegas do MEMARH pela convivência e troca de experiências.

Agradeço a todos que de alguma forma, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

A Natureza, pela vida.

*E os dias se puseram a andar.  
E eles, os dias, nos fizeram.  
E assim fomos nascidos nós,  
os filhos dos dias,  
os averiguadores,  
os buscadores da vida.*

(Gênesis, de acordo com os maias).

## RESUMO

O presente trabalho pretende contribuir para o entendimento da influência do relevo no comportamento do vento em reservatórios de planalto, mais especificamente em reservatórios de usinas hidrelétricas, onde existe a possibilidade de implementação de parques eólicos com comprovada complementariedade entre as duas formas de geração de energia. Uma vez que a velocidade do vento é influenciada nas proximidades do solo pelo tipo de cobertura presente e disposição do relevo, apresentando um perfil logarítmico crescente com a altitude, o conhecimento das características aerodinâmicas locais é imprescindível para descrever e modelar o comportamento do vento. Deste modo o reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Itumbiara e seu entorno foi escolhido como área de estudo, no qual o objetivo principal foi empregar métodos de reconhecimento de padrão para quantificar a complexidade/rugosidade do relevo. Para isso, foi utilizado um Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudos proveniente dos dados da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) em conjunto com o método de Análise por Padrões de Gradiente (Gradient Pattern Analysis – GPA), através da aplicação do coeficiente de Assimetria Gradiente ( $G_{1A}$ ), desenvolvido por Rosa et al., (1998). O método GPA parte do princípio de que a complexidade de um padrão espacial é caracterizada pela sua falta de simetria e grau de fragmentação, utilizando o campo gradiente de uma matriz para caracterizar padrões complexos relacionados a processos dinâmicos submetidos, entre outros, a turbulência. Os resultados foram comparados com estatísticas descritivas e dados de vento medidos através de duas boias meteorológicas fundeadas em pontos distintos no reservatório. Foi comparado o desempenho de duas formas de cálculo do coeficiente  $G_{1A}$ , a forma original, proposta por Rosa et al. (1998) chamado aqui de  $G_{1A}$  Rosa, com a versão implementada por Freitas (2012), chamado aqui de  $G_{1A}$  Freitas. A segunda forma demonstrou-se mais adequada para a quantificação da complexidade do relevo, ao considerarmos a sensibilidade e o nível de abrangência frente aos dados SRTM. Os gráficos polares de Intensidade de Turbulência (IT) indicaram um campo isotrópico, o que confere indícios de que na parte central do reservatório as perturbações dos ventos devido ao relevo adjacente são minimizadas. Após algumas considerações finais foi concluído que os objetivos propostos foram alcançados, demonstrando a eficiência do método GPA, aplicado aos dados SRTM, na quantificação da complexidade/rugosidade do relevo. Os resultados desta dissertação indicam mais um campo de utilização do método aplicado em conjunto com um MDE.

**Palavras-Chave:** GPA. SRTM. Rugosidade do relevo. MDE. Aproveitamento eólico. UHE Itumbiara.



## ABSTRACT

This work aims to contribute to the understanding the influence of relief in the wind behavior in complex relief regions, more specifically in hydroelectric reservoirs, where there is the possibility of implementing wind farms with proven complementarity between the wind/hydro forms of power generation. Once the wind speed is near influenced by the landscape and relief, with a logarithmic profile increasing with the altitude, knowledge of local aerodynamic characteristics is essential to describe and model the behavior of the wind. Thus the reservoir of the Hydroelectric Power Plant (HPP) of Itumbiara and its surroundings was chosen as the study area, in which the main aim was to use some pattern recognition methods to quantify the complexity/roughness of relief. For this, we used a DEM (Digital Elevation Model) building from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) mission data together with the method of Gradient Patterns Analysis (GPA), by applying the gradient asymmetry coefficient ( $G_{1A}$ ), developed by Rosa *et al.*, (1998). The GPA method assumes that the complexity of a spatial pattern is characterized by its lack of symmetry and applies the degree of fragmentation of the gradient field to characterize an array of complex patterns related to undergo dynamic processes, among others, the turbulence. The results were compared with descriptive statistics and wind data measured by two meteorological buoy anchored at different points in the reservoir. The performance was compared in two ways of calculating the  $G_{1A}$  coefficient, the original form (Rosa *et al.*, 1998) named here  $G_{1A}$  Rosa with the version implemented by Freitas (2012), named here  $G_{1A}$  Freitas. The second one has shown to be more suitable for quantifying the complexity of relief, when considering the level of sensitivity and greater coverage compared to the SRTM. Polar plots of Turbulence Intensity (TI) indicated an isotropic field, which gives evidence that fetch region of the reservoir is low disturbed by the adjacent relief. Our conclusions pointed out that the proposed objectives were achieved, demonstrating the GPA method efficiency, applied to the SRTM data, to quantify the complexity/roughness of relief. This fact open a further field of application for the method now on the an MDE.

**Keywords:** GPA. SRTM. Roughness of the relief. MDE. Wind power. Itumbiara reservoir.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Diferença no modo de aquisição das informações de altitude do relevo entre MDS e MDT.....	19
Figura 2.2 – Modo de aquisição dos dados na missão SRTM.....	23
Figura 2.3 - Exemplo de matrizes com seus respectivos vetores assimétrico. ....	27
Figura 2.4 - Triangulação de Delaunay correspondente as matrizes (b) e (c) da Fig. 2.3. ....	27
Figura 2.5 – Envelope Convexo, exemplo. ....	28
Figura 3.1 – Área de estudo, em destaque imagem SRTM da UHE Itumbiara e seu entorno. ....	30
Figura 3.2 – Localização das boias SIMA 2 e 3 no reservatório da UHE Itumbiara. ....	32
Figura 3.3 – Fluxograma metodológico. ....	33
Figura 3.4 – Esquema demonstrativo da setorização e numeração da área de estudo nos respectivos quadrantes. ....	34
Figura 3.5 - Efeito visual do processo de filtragem na imagem SRTM, (a) original, (b) filtro 3x3, (c) filtro 5x5 e (d) filtro 7x7. ....	35
Figura 3.6 – Exemplo do recorte das imagens SRTM com as estações no pixel central, Ubatuba/SP. ....	37
Figura 3.7 – Janelas crescentes, exemplo. ....	38
Figura 4.1 - Gráficos da comparação entre $G_{1A}$ e a porcentagem de Água por quadrante para as imagens filtrada e original.....	42
Figura 4.2 – Destaque do Mapa de Declividade (Anexo A) para o quadrante 4 com a respectiva porcentagem ocupada por cada classe. ....	43
Figura 4.3 – Valores de $G_{1A}$ (a) e Variância (b) em relação ao aumento das janelas de análise com os respectivos intervalos de confiança.....	45
Figura 4.4 – Valores das derivadas de $G_{1A}$ (a) e Variância (b) em relação ao aumento das janelas de análise. ....	46
Figura 4.5 – Valores normalizados dos $G_{1A}$ (Rosa e Freitas) para as estações meteorológicas e as boias SIMA. ....	48
Figura 4.6 – MDE SRTM das estações e das boias SIMA utilizados para o cálculo dos $G_{1A}$ . ....	49
Figura 4.7 – Gráfico com os valores reais do $G_{1A}$ para as boias SIMA 2 e 3 e seus respectivos MDE's com destaque das janelas de análise em que passam a registrar diferenças de altitude. ....	50
Figura 4.8 – Classificação dos valores do $G_{1A}$ Freitas para as boias SIMA 2 e 3, respectivamente. ....	52

Figura 4.9 – Gráfico polar da Intensidade de Turbulência (IT) normalizada, para as boias SIMA 2 (a) e SIMA 3 (b). .....	54
Figura 4.10 - Visualização 3D do MDE SRTM da área de estudo, com destaque para a posição de ambas as boias SIMA. ....	55
Figura 4.11 – Imagem classificada com os valores do $G_{1A}$ para a boia SIMA 2 em conjunto com a respectiva rosa dos ventos e o gráfico polar de IT.....	55
Figura 4.12 – Imagem classificada com os valores do $G_{1A}$ para a boia SIMA 2 em conjunto com a respectiva rosa dos ventos e o gráfico polar de IT.....	56

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Valores do comprimento da rugosidade ( $z_0$ ) conforme o tipo de cobertura da superfície. ....	25
Tabela 3.1 – Classes de assimetria com base nos valores possíveis de $G_{1A}$ na escala 3x3 conforme, Freitas (2012). ....	39
Tabela 4.1 – Frequência dos valores do $G_{1A}$ em escala 3x3 referente as boias SIMA 2 e 3....	51

# LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASI – Agenzia Spaziale Italiana

ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

CGIAR-CSI – Consortium for Spatial Information

CLA – Camada Limite Atmosférica

DLG – Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt

EUA – Estados Unidos da América

FA – operador de Fragmentação Assimétrica

GDEM – Global Digital Elevation Model

GPA – Gradient Pattern Analysis

GPS – Global Positioning System

IC – Intervalo de Confiança

ICR – Índice de Concentração de Rugosidade

IDL – Interactive Data Language

IT – Intensidade de Turbulência

LIDAR – Light Detection and Ranging

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDS – Modelos Digitais de Superfície

MDT – Modelos Digitais do Terreno

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NGA – National Geospatial-Intelligence Agency

SAR – Synthetic Aperture Radar

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SIMA – Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental

SIR-C – Shuttle Imaging Radar – C

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

TIN – Triangular Irregular Network

UHE – Usina Hidrelétrica

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	15
1.1 Considerações Iniciais .....	15
1.2 Objetivo Geral.....	17
1.3 Objetivos Específicos .....	17
1.4 Justificativa .....	17
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	19
2.1 Modelo Digital de Elevação (MDE).....	19
2.2 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).....	21
2.3 Rugosidade.....	23
2.4 Análise do Padrão de Gradientes (GPA - <i>Gradient Pattern Analysis</i> ).....	26
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	30
3.1 Área de Estudo.....	30
3.2 Material.....	32
3.3 Métodos .....	33
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	41
4.1 Análise Exploratória do Método.....	41
4.2 Aplicação e Avaliação do Método.....	51
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	57
<b>6. CONCLUSÃO</b> .....	58
<b>7. REFERÊNCIAS</b> .....	59
<b>ANEXO A</b> – Mapa de Declividade da área de estudo destacando os 16 quadrantes. ....	65

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Considerações Iniciais

Para que se possa descrever, modelar e prever o comportamento do vento e da turbulência em diferentes escalas, associada a uma determinada localidade, é de fundamental importância o conhecimento a respeito das características aerodinâmicas locais; o que também se aplica para reservatórios de hidrelétricas.

O escoamento do vento na Camada Limite Atmosférica (CLA) apresenta um comportamento logarítmico ao longo do seu perfil vertical, relacionado com a variação da altitude. Nos níveis mais baixos predomina um regime turbulento, influenciado pela disposição e tipo do relevo aliado a cobertura do terreno, enquanto que nos níveis mais altos, no topo da CLA, essas influências não são percebidas, predominando um regime não turbulento de escoamento do vento. Um relevo plano vai influenciar os níveis de turbulência ao longo do perfil vertical do vento em menor grau do que formas de relevo mais complexas, como por exemplo, depressões e terrenos montanhosos (MANWELL *et al.*, 2009).

Essa influência da superfície na absorção do impacto do vento é denominado de rugosidade do terreno parametrizado pelo comprimento da rugosidade ( $z_0$ ), formalmente caracterizado como a altura a partir do solo onde a velocidade do vento é igual à zero, considerando o perfil vertical logarítmico do vento (WIERINGA *et al.*, 2001).

O conhecimento das características aerodinâmicas locais é fundamental para descrever a dispersão de poluentes (BOTTEMA, 1997; FORMENTI *et al.*, 2001), dispersão de pólenes (MAHURA *et al.*, 2007), conforto térmico em grandes cidades (GRIMMOND e OKE, 1999) e o aproveitamento eólico (ASSIREU *et al.*, 2011; MANWELL *et al.*, 2009).

O aproveitamento eólico pelo mundo, sobretudo na porção continental, tem se concentrado em extensas áreas planas, onde o tipo de cobertura da superfície é o que influencia o escoamento do vento. Desta forma, a rugosidade da superfície, quantificada a partir de métodos Morfométricos (MANWELL *et al.*, 2009; WIERINGA, 1993; WIERINGA *et al.*, 2001) e baseados em perfis de vento medidos a partir de torres meteorológicas, conhecido como método Micrometeorológico (COLIN e FRAIVE, 2010), são adequados para a quantificação das influências do terreno no escoamento superficial do vento. Enquanto métodos morfométricos (Geométricos) buscam relacionar parâmetros aerodinâmicos com parâmetros associados à morfometria superficial, ou melhor, ao tipo de cobertura da

superfície, métodos micrometeorológicos (Anemométricos) usam observações de vento ou turbulência para determinar parâmetros aerodinâmicos, nas quais são incluídas relações teóricas derivadas de perfis logarítmicos de vento (GRIMMOND e OKE, 1999).

Assim, o relevo é descrito por estes parâmetros de rugosidade, porém sua mensuração é considerada difícil e desprovida de consenso metodológico. Isto, somado ao fato de que em áreas de relevo complexo, tais como as tipicamente encontradas no entorno dos reservatórios situados em regiões de planalto, faz com que os parâmetros morfométricos do relevo sejam dominantes para o escoamento do vento em relação ao tipo de cobertura.

No entanto, desde a década de 60 tem havido interesse pela quantificação da rugosidade do relevo (HOBSON, 1967; STONE e DUGUNDJI, 1965), sendo diversos os métodos para calcular sua rugosidade, bem como também suas definições e aplicações.

Grohmann (2008) apresenta diferentes abordagens realizadas ao estudo da rugosidade do relevo em Geociências, com métodos baseados em curvas de nível, razão de áreas, orientação de vetores, dispersão de valores, análise de Fourier, geoestatística, análise de imagens e em dimensão fractal. Variando a abrangência dos dados classificados em global (MDE, mapa topográfico, imagem satélite) e local (valores unidimensionais, perfil topográfico), com a apresentação dos resultados em formato de mapas ou na forma de tabelas e gráficos.

Porém, devido à alta complexidade do relevo no entorno dos reservatórios, métodos de reconhecimento de padrão apresentam grande potencial enquanto quantificadores da rugosidade do relevo representados em Modelos Digitais de Elevação (MDE). Assireu *et al.* (2004) e Assireu *et al.* (2013a) utilizaram uma técnica baseada no coeficiente de Assimetria Gradiente ( $G_{1A}$ ) (maiores detalhes vide ROSA *et al.*, 1999 e ASSIREU *et al.*, 2002), que se mostrou eficiente para quantificar o nível de complexidade do entorno dos reservatórios. Em trabalho recente, Freitas (2012) apresentou um aperfeiçoamento no cálculo do coeficiente  $G_{1A}$ , ao deixá-lo mais simples e computacionalmente mais rápido.

Sendo assim, este trabalho pretende empregar o método de reconhecimento de padrão, denominado Análise de Padrões de Gradiente – *Gradient Pattern Analysis* (GPA), através da aplicação do coeficiente de Assimetria Gradiente ( $G_{1A}$ ) junto aos dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), a fim de analisar e quantificar a complexidade do relevo adjacente ao reservatório da UHE Itumbiara MG/GO, tendo em vista selecionar os setores mais adequados para instalação de um parque eólico.

Ressalta-se a importância de mais um campo de aplicação do método GPA, desenvolvido por Rosa *et al.* (1998), ao possuir como base MDEs – SRTM. O trabalho é também motivado pela possibilidade de implementação de parques eólicos em reservatórios de hidroelétricas, onde,



segundo Assireu *et al.* (2011) e Pimenta e Assireu (2015), apresenta um perfil de complementaridade para a geração de energia, viabilizando a economia de água no reservatório e melhorando a garantia de energia em períodos de seca e de possíveis cenários de mudança climática.

## 1.2 Objetivo Geral

- Empregar método de reconhecimento de padrão para quantificação da complexidade do relevo tipicamente encontrado nas adjacências de reservatórios de planalto.
- Analisar e quantificar a complexidade do terreno adjacente ao reservatório de Itumbiara.

## 1.3 Objetivos Específicos

- Comparar o desempenho do  $G_{1A}$  Rosa (Rosa *et al.*, 1998) com a versão do  $G_{1A}$  Freitas (Freitas, 2012), a fim de verificar qual método é o mais adequado para análise e quantificação da complexidade/rugosidade do relevo, levando em consideração o nível de abrangência e sensibilidade das versões frente aos dados SRTM.
- Investigar possíveis influências para o escoamento superficial do vento, visando implicações para o aproveitamento eólico.

## 1.4 Justificativa

Existem na literatura valores já estabelecidos para a rugosidade do terreno em diferentes tipos de cobertura do solo. Sabe-se também que a velocidade do vento é influenciada nas proximidades do solo pelo tipo da cobertura presente, e apresenta um perfil logarítmico crescente com a altitude e que depende da rugosidade do terreno (MANWELL, 2009).

O relevo no entorno de reservatórios apresenta-se de forma bastante complexa, o que vem influenciar no comportamento do vento ao longo do seu perfil vertical e também no seu direcionamento (ASSIREU *et al.*, 2013b).

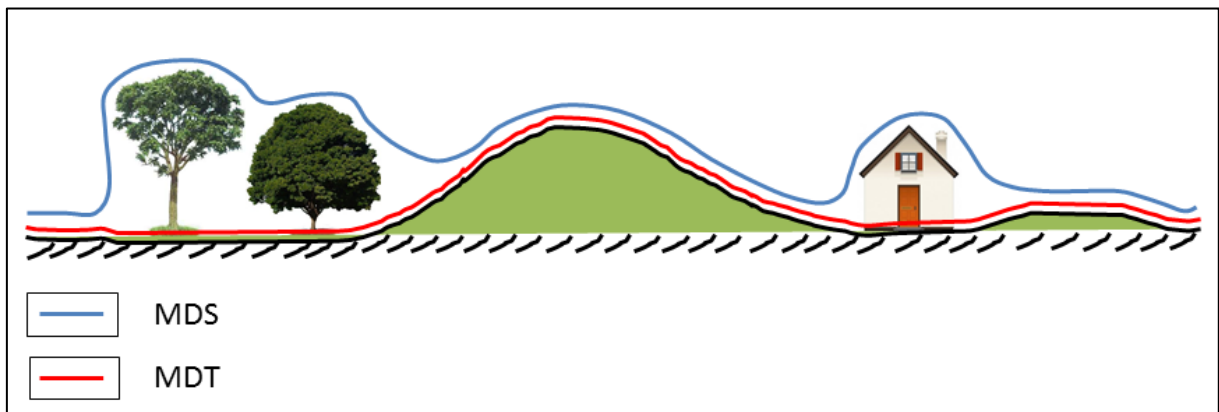
Sendo assim, a quantificação e análise da rugosidade do relevo são necessárias, tendo em vista identificar quais regiões no entorno dos reservatórios hidrelétricos são as mais adequadas para o aproveitamento do potencial eólico.

Quantificação neste trabalho compreenderá a tentativa de determinar a quantidade de um valor ou faixa de valores originados pelo coeficiente  $G_{1A}$ , através do método GPA, ao corresponder com a rugosidade presente no relevo.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

Na literatura não existe um consenso a respeito da definição conceitual de um MDE (ASPIAZÚ *et al.*, 1990; BURROUGH, 1989; FELGUEIRAS, 1999; FERNANDES, 2004). Neste trabalho, será adotada a definição apresentada por Jensen (2009), no qual o MDE é definido como sendo um arquivo ou base de dados contendo pontos de elevação numa área contígua, subdivididos em Modelos Digitais de Superfície (MDS) e Modelos Digitais do Terreno (MDT). Os MDS contêm informação de elevação da superfície do terreno acrescida de quaisquer objetos existentes sobre ela, como edifícios, vegetação e demais estruturas construídas pelo homem. Já os MDT contêm informações de elevação da superfície real do terreno, ou seja, sem a influência da vegetação e edifícios (Figura 2.1).



**Figura 2.1 – Diferença no modo de aquisição das informações de altitude do relevo entre MDS e MDT.**

De forma mais simples, porém não menos importante, Valeriano (2008) define MDE como uma representação da topografia em formato de imagem, estruturado em linhas e colunas georreferenciadas, contendo valores de altitude do relevo em cada *pixel*. Os valores de altitude podem ser obtidos de formas distintas, variando o método de aquisição, a precisão, o custo e o nível de detalhamento. Adquiridos por meio de cartas topográficas, levantamento *in situ*, por fotogrametria, LIDAR (*Light Detection and Ranging*) e imagens de sensores orbitais (BARROS, 2006; GROHMANN, 2008).

Com as cartas topográficas, o processo de construção de um MDE consiste na digitalização, em um Sistema de Informação Geográfica (SIG), das curvas de nível e pontos cotados, seguidos por uma interpolação, originando modelos em forma de grade. As grades podem ser regulares (*Grid*) ou irregulares (*TIN – Triangular Irregular Network*) (GROHMANN, 2008).

Apresenta custos relativamente baixos, cuja precisão dos valores de altitude varia de acordo com a escala da carta. Porém, dependendo da área de estudo, a digitalização pode consumir muito tempo em relação ao processo de produção do MDE.

O levantamento *in situ* é realizado através de métodos convencionais (ex., estação total, teodolitos e GPS). O MDE proveniente dessa forma de obtenção de cotas de altitude apresenta grande acurácia, mas é viável apenas para pequenas áreas, devido ao tempo que os trabalhos de campo necessitam e o alto custo por ponto adquirido.

Os valores de altitude originados por fotogrametria são extraídos através de pares estereoscópicos de fotografia aérea, permitindo mapear grandes áreas com uma densa quantidade de pontos e boa precisão nos valores, porém apresenta custos elevados (JENSEN, 2009).

A forma de obtenção de valores de elevação do relevo por LIDAR (*Light Detection and Ranging*) ocorre através de um sistema de varredura a laser, que consiste em um sistema de controle, um transmissor e um receptor a bordo de uma aeronave (JENSEN, 2009). O LIDAR vem sendo uma alternativa para os levantamentos *in situ* e por fotogrametria, equiparando a acurácia e os custos de operação aos da fotogrametria (RABER *et al.*, 2006)

Os valores de elevação do relevo proveniente de imagens de sensores orbitais podem ser encontrados através de dois tipos de sensores, ópticos ou de radar. Os sensores ópticos são classificados dessa maneira por operarem na faixa óptica do espectro eletromagnético, com comprimento de onda variando de 0,30 a 0,15  $\mu\text{m}$ , (NOVO, 1992). Os sensores orbitais ópticos que se destacam na geração de MDEs são o QuickBird, IKONOS-2, SPOT-5 e ASTER, de alta e média resolução espacial (TOUTIN e GRAY, 2000). Todos partem do princípio da estereoscopia para a geração do MDE, que consiste na observação de estereopares de imagens de uma mesma cena, com ângulos distintos de incidência ou captura do mesmo modo como acontece com a técnica de fotogrametria (JENSEN, 2009). De todos esses sensores, o ASTER é o único que disponibiliza seus dados gratuitamente na rede mundial de computadores.

O ASTER (*The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) é um sensor, dentre outros, a bordo do satélite TERRA e, dos seus dados, é derivado o MDE conhecido como GDEM, com resolução espacial de 30x30m e cobertura quase global, de 83°N a 83°S (ASTER, 2004). Com a obtenção de MDEs através de sensores ópticos orbitais, houve um importante avanço na aquisição de informações das feições topográficas para vastas áreas do globo terrestre, atendendo desta forma, a demanda por estudos e trabalhos nas mais

diversas áreas relacionadas, como a hidrologia, a geomorfologia e a modelagem do relevo, trazendo uma vantajosa relação custo/benefício (BARROS, 2006).

Algumas desvantagens associadas aos sensores passivo estão na necessidade de uma fonte externa de iluminação e na dependência das condições meteorológicas, principalmente quanto à presença de nuvens que impedem o imageamento da superfície do terreno (NOVO, 1992).

Os sensores de radar operam na faixa de micro-ondas do espectro eletromagnético e possui a grande vantagem de adquirir dados independentemente da iluminação solar, além de sofrer pouca influência das condições atmosféricas. Estes são sensores ativos, ou seja, possuem sua própria fonte de energia na faixa de micro-ondas, emitindo e captando a energia refletida pelo alvo nesta mesma faixa (JENSEN, 2009). Os radares utilizados para a geração de MDE são radares de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) e os principais são RADARSAT 1 e 2, Envisat/ASAR e o utilizado na missão SRTM, esta última descrita com maiores detalhes no tópico seguinte.

Ressalta-se a importância de que os valores topográficos de sensores orbitais, sejam eles ópticos ou de radar, podem representar qualquer objeto presente sobre a superfície do terreno, como construções e árvores. Esta sensibilidade a esses efeitos pode afetar de forma ocasional a utilização dos dados (BARROS, 2006; MICELI *et al.*, 2011; VALERIANO, 2008).

MDE's permitem o cálculo automatizado de uma série de variáveis relacionadas à análise topográfica em uma determinada zona de interesse (VIDAL-TORRADO *et al.*, 2005). Oguchi (2006) enumera, resumidamente, algumas formas principais de aplicações de um MDE no campo da geomorfologia, dentre elas, análises geomorfométricas básicas (altura, declividade e curvaturas), classificação semiautomática das formas do relevo e avaliação de mudanças a análises topográficas.

A informação sobre elevação é um componente essencial para diversos estudos relacionados ao ambiente terrestre e suas interações com eventos climáticos (ASSIREU *et al.*, 2011) e também para bases de dados geográficos utilizados na área de geociências (JENSEN, 2009).

## **2.2 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)**

O SRTM foi uma missão espacial liderada pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e a NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*), em parceria com as agências espaciais da Alemanha (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt - DLG*) e da Itália (*Agenzia Spaziale Italiana - ASI*), entre os dias 11 e 22 de Fevereiro de 2000. A missão

tinha como objetivo mapear a superfície continental do Planeta e, para isso, contou com um radar de abertura sintética (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) a bordo do ônibus espacial Endeavour (FARR *et al.*, 2007).

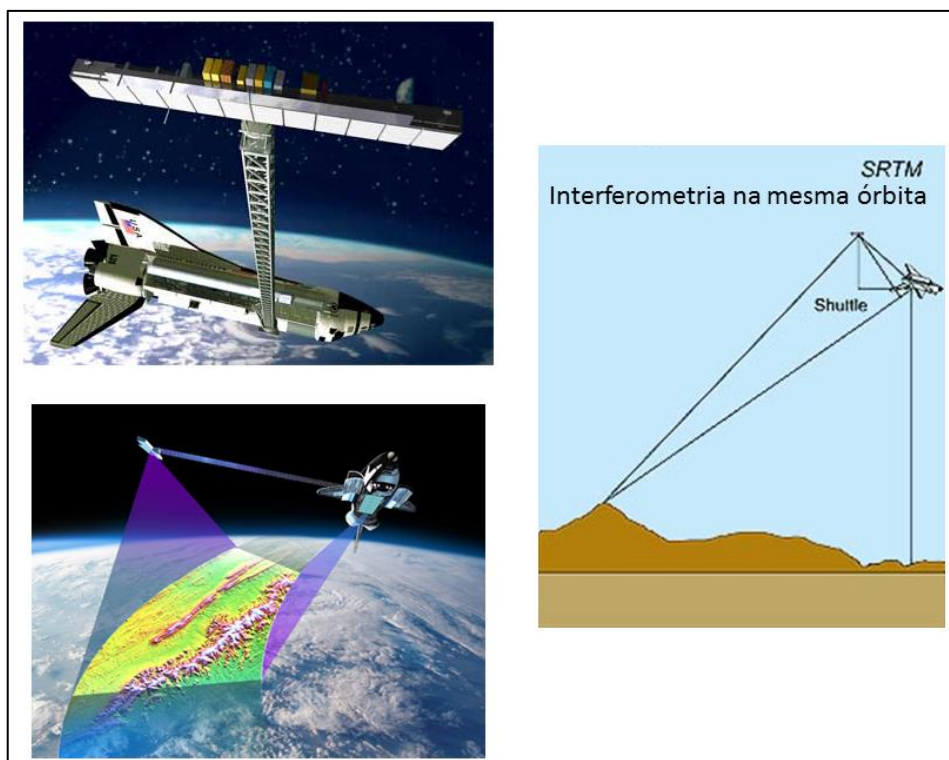
Com o uso da técnica de interferometria, que consiste na obtenção da altitude através da diferença de fase entre duas imagens de radar do mesmo local na Terra (JENSEN, 2009), foram adquiridos dados de mais de 80% da superfície terrestre com o *Shuttle Imaging Radar – C (SIR-C)*, que utilizou um SAR nas bandas X (3cm) e C (5,8cm) (FARR *et al.*, 2007). Esses dados apresentaram uma resolução espacial de 1 arco segundo (aprox. 30m na linha do Equador), sendo disponibilizados com este nível de detalhamento apenas para os Estados Unidos da América (EUA). Para o restante do mundo os dados foram reamostrados, gerando Modelos Digitais de Elevação (MDE) com resolução espacial de 3 arco segundos (aprox. 90m na linha do Equador) (REUTER *et al.*, 2007).

A aquisição dos dados foi realizada por meio de 2 (duas) antenas separadas por um mastro de 60 metros, possibilitando, desta forma, coletar medidas tridimensionais da superfície terrestre com a aplicação da técnica de interferometria na mesma órbita, garantindo, assim, a melhor qualidade dos dados (VALERIANO, 2004) (Figura 2.2).

Os dados SRTM apresentam algumas características negativas inerentes a seu produto. Segundo a NASA, tais falhas apresentam-se em valores espúrios com picos muito altos (positivos) e/ou vórtices muito baixos (negativos), além de áreas sem valores de altitudes e corpos d'água e linhas de costa mal definidos (FARR *et al.*, 2007; JARVIS *et al.*, 2008). No entanto, os dados utilizados neste trabalho não apresentaram tais características negativas, observado, principalmente, em cenas que contemplam regiões litorâneas.

A missão SRTM, apesar dos pontos negativos levantados, é de grande importância para diversos tipos de estudos relacionados com o relevo (CHAGAS *et al.*, 2010; SILVA e SANTOS, 2007). Traz uma nova oferta de Modelo Digital de Elevação com cobertura quase global, facilidade de manipulação e disponibilidade gratuita por meio da rede mundial de computadores. Ao oferecer dados para áreas desprovidas de mapeamentos topográficos, possibilita estudos mais complexos e derivações de novas informações. Como, por exemplo, o projeto TOPODATA (VALERIANO, 2008).

Os dados SRTM apresentam ligeira vantagem em comparação a outros MDEs, como por exemplo, ASTER e GTOPO, com resultados superiores quanto a sua precisão cartográfica (BARROS, 2006; CHAGAS *et al.*, 2010; MICELI *et al.*, 2011; SANTOS *et al.*, 2006).



**Figura 2.2 – Modo de aquisição dos dados na missão SRTM.**  
**Fonte: USGS/NASA.**

## 2.3 Rugosidade

No decorrer deste tópico a rugosidade será abordada de duas maneiras, a rugosidade da superfície correspondente à cobertura do solo e a rugosidade do relevo, presente nas formas e composição das diversas unidades geomorfológicas.

A camada superficial compreendida entre 50 e 100 metros da atmosfera é a região onde a influência da superfície terrestre é dominante, no qual o relevo e o tipo de cobertura do solo possuem importante papel no direcionamento e na geração de turbulências no fluxo de ar (MARTINS *et al.*, 2008).

### 2.3.1 Rugosidade de Superfície

A propriedade física que descreve essa ação da superfície como sumidouro de *momentum* na absorção do impacto do vento é conhecida como rugosidade da superfície (MARTINS *et al.*, 2008). A rugosidade é parametrizada pelo atributo aerodinâmico do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ), correspondente à altura próxima a superfície em que o vento apresenta intensidade nula (LYRA e PEREIRA, 2007a). No entanto, de forma algébrica,  $z_0$  é apenas

uma constante que integra o perfil vertical da velocidade horizontal do vento. Conforme a equação 2.1:

$$U_z = \left(\frac{u_*}{k}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.1)$$

Onde  $U_z$  é a velocidade horizontal média do vento à altura  $z$ ,  $u_*$  é a velocidade de atrito,  $k$  é a constante de Von Karmán (0,40) e  $z_0$  é o limite superior da subcamada atmosférica rugosa (MANWELL, *et al.*, 2009).

A velocidade de atrito  $u_*$  é definida por:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (2.2)$$

Em que  $\tau_0$  é a tensão de cisalhamento e  $\rho$  a densidade do ar (MANWELL *et al.*, 2009).

Tomando como base o perfil vertical logarítmico do vento na camada superficial, existem diversos métodos para a determinação de  $z_0$  com base na equação (2.1), porém existe ainda uma falta de consenso metodológico (LYRA e PEREIRA, 2007b). Apesar da vantagem de se determinar os valores de  $z_0$  sem a necessidade de torres altas e instrumentação, a maioria desses métodos baseou-se em conhecimentos práticos desenvolvidos em túnel de vento, através de condições ideais (GRIMMOND e OKE, 1999), diferentemente das encontradas em situações reais.

A dependência do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) sobre o tamanho, forma, densidade e distribuição dos elementos na superfície, levaram a classes de rugosidade com base no tipo de cobertura do terreno (Tabela 2.1). Tais parâmetros foram organizados em tabelas com valores pré-estabelecidos para  $z_0$  em função dos tipos de cobertura presente no terreno, como pastos, matas e áreas urbanas (MANWELL *et al.*, 2009; WIERINGA, 1993; WIERINGA *et al.*, 2001).

Esta forma de abordagem é reconhecida como método morfométrico, ou geométrico, e parte da relação existente entre os parâmetros aerodinâmicos e parâmetros associados à morfometria superficial. Este, apesar da vantagem de obter estimativas sem a necessidade de torres e instrumentação instalada na área de interesse, é um tanto quanto subjetivo no momento de aplicação, e parte de condições ideais, na qual chega a ser muito distante das condições encontradas em algumas áreas (GRIMMOND e OKE, 1999).



Outra forma de abordagem descrita por Grimmond e Oke (1999) é o método micrometeorológico, ou anemométrico, que consiste nas relações teóricas derivadas de perfis logarítmicos de vento ao utilizar dados de vento ou turbulência medidos em campo para determinar parâmetros aerodinâmicos. Esta apresenta como vantagem basear-se em um método direto de obtenção dos parâmetros de rugosidade, porém necessita da instalação de uma torre anemométrica na área de interesse, que é uma grande desvantagem atrelada ao método, devido aos custos e dificuldades.

**Tabela 2.1 – Valores do comprimento da rugosidade ( $z_0$ ) conforme o tipo de cobertura da superfície.**

Descrição do Terreno	$Z_0$ (m)
Terreno muito liso, gelo ou lama	0,00001
Mar aberto (calmaria)	0,0002
Mar aberto (agitado)	0,0005
Neve	0,003
Gramado	0,008
Pasto 'sujo'	0,01
Campo de pouso	0,03
Plantações	0,05
Poucas árvores	0,10
Muitas árvores, pouca construção	0,25
Florestas	0,50
Subúrbios	1,50
Centro de cidades com construções altas	3,00

Fonte: Adaptado de Manwell *et al.*, 2009.

### 2.3.2 Rugosidade Relevô

Para o cálculo da rugosidade do relevo existem diversos métodos, definições e aplicações. No que diz respeito aos estudos realizados em geociências, as abordagens variam de métodos baseados em curvas de nível, razão de áreas, orientação de vetores, a dispersão de valores, análise de Fourier, geostatística, análise de imagens e em dimensão fractal. A abrangência dos dados é classificado em global (MDE, mapa topográfico, imagem satélite) e local (valores unidimensionais, perfil topográfico) (GROHMANN, 2008).

Sampaio (2008) propõe uma metodologia para quantificar a rugosidade do relevo com base em imagens SRTM, chamado de Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) do relevo, no qual, através do atributo de declividade derivado das informações presentes na imagem

SRTM, é aplicado o estimador geoestatístico de densidade por Kernel, na tentativa de identificar unidades homogêneas do relevo, ao analisar a concentração espacial da rugosidade. Esse método é derivado do Índice de Rugosidade proposto por Hobson (1972), onde para cada célula de uma grade retangular (*Grid*) é apresentado um índice de rugosidade, porém sem relação com as células vizinhas, com isso, passa a ter uma conotação pontual com a análise atrelada ao tamanho do *pixel*. Alguns estudos foram realizados tendo como base o ICR, atingindo resultados satisfatórios na caracterização de unidades geomorfológicas (SILVEIRA *et al.*, 2012; NASCIMENTO *et al.*, 2010; SOUZA e SAMPAIO, 2010).

O método utilizado neste trabalho (ver em Análise do Padrão de Gradientes) pretende buscar, por meio da falta de simetria nos valores de altitude do MDE SRTM, caracterizar a complexidade do relevo. Visto que o referido MDE é sensível a qualquer objeto presente na superfície do terreno (VALERIANO, 2004), os valores a ser apresentados representam uma integração entre a contribuição da rugosidade da superfície e da rugosidade do relevo. Sendo assim, as análises da complexidade/rugosidade do relevo serão feitas com os valores da cobertura da superfície, considerando a resolução dos dados SRTM (*pixel* aprox. 90m).

## **2.4 Análise do Padrão de Gradientes (GPA - *Gradient Pattern Analysis*)**

O método de análise de padrões dos campos gradientes (GPA) consiste do princípio de que a complexidade de um padrão espacial é caracterizada pela sua falta de simetria e grau de fragmentação (ASSIREU *et al.*, 2004). É um método que utiliza o campo gradiente de uma matriz para caracterizar padrões complexos. Tais padrões que podem estar relacionados a processos dinâmicos subjacentes como reação-difusão, caos espaço-temporal e turbulência (FREITAS, 2012).

O GPA foi desenvolvido por Rosa *et al.* (1998), na intenção de caracterizar regimes complexos proveniente de turbulência em plasmas. O método foi projetado para a utilização com matrizes bidimensionais, sendo também adaptada para séries de dados unidimensionais por Assireu *et al.* (2002).

Para caracterizar a falta de simetria e o grau de fragmentação é utilizado o operador de Fragmentação Assimétrica (FA), atualmente reconhecido como coeficiente de Assimetria Gradiente ( $G_{1A}$ ) (ROSA *et al.*, 2003). Essa técnica consiste em gerar campos vetoriais, a partir

de matrizes numéricas, removendo os vetores simétricos e mantendo apenas os vetores assimétricos (Figura 2.3) (ROSA *et al.*, 1999).

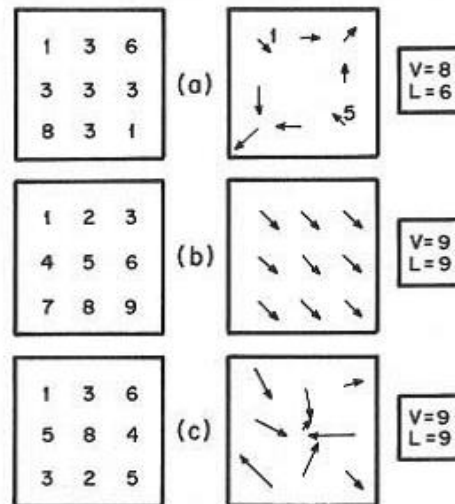


Figura 2.3 - Exemplo de matrizes com seus respectivos vetores assimétrico.  
Fonte: Rosa et al., 1999.

Na figura 2.3, temos o número de vetores do campo gradiente representada pela letra V e o número de vetores assimétricos pela letra L. A simples comparação entre V e L não permite distinguir a complexidade presente em cada matriz. Deste modo, Rosa *et al.* (1999) demonstram a necessidade de uma operação para distinguir estas matrizes, conectando os pontos resultantes dos vetores assimétricos, através da Triangulação de Delaunay (BERG *et al.*, 2008) (Figura 2.4).

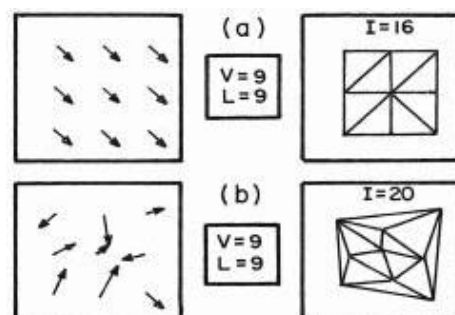


Figura 2.4 - Triangulação de Delaunay correspondente as matrizes (b) e (c) da Fig. 2.3.  
Fonte: Rosa et al., 1999.

Portanto, temos em I o número de conexões geradas pela triangulação de Delaunay, sendo diretamente proporcional ao nível de desordem espacial do campo gradiente. Ou seja, quanto maior o número de I, maior é a complexidade do padrão presente na matriz em análise. A

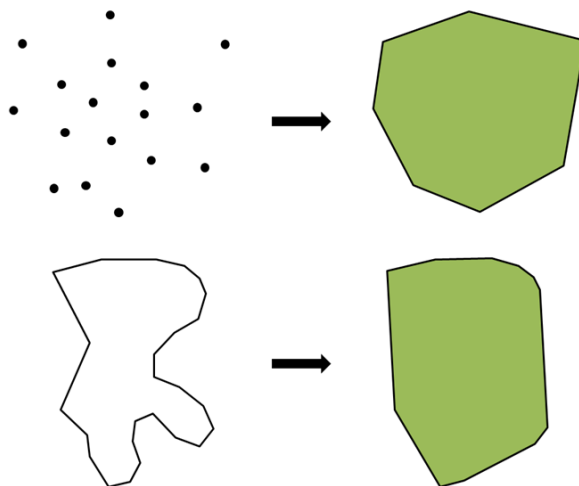
medida de assimetria que define o parâmetro  $G_{1A}$  é a diferença de  $I - L$  normalizada por  $L$ , representada por:

$$G_{1A} = \frac{(I-L)}{L} \quad (I \geq L > 0) \quad (2.3)$$

Os valores de  $G_{1A}$  iguais ou próximos de zero apresentam uma série de dados homogênea, simétrica. O aumento dos valores de  $G_{1A}$  iguais ou maiores do que 1,0 (um) reflete a complexidade da série de dados analisada, caracterizada pela quebra de simetria do campo gradiente.

Freitas (2012) apresenta uma forma mais simples e computacionalmente mais rápida de calcular o coeficiente  $G_{1A}$ , mencionando a não obrigatoriedade de realizar a triangulação. Segundo o autor, o fato de existir uma relação do envelope convexo com o número de conexões da triangulação de Delaunay, dispensa a necessidade de realizar a triangulação.

Entende-se por envelope convexo, o polígono formado pela conexão dos pontos da borda (Figura 2.5), pontos estes previamente definidos pela ponta dos vetores assimétricos a serem considerados na triangulação. Existe uma relação entre esses pontos e as conexões da triangulação de Delaunay. Essa relação é estimada através da Característica de Euler (FREITAS, 2012) e possui como base o número de pontos e de vértices do envelope convexo, dispensando desta forma a necessidade de realizar de fato a triangulação de Delaunay.



**Figura 2.5 – Envelope Convexo, exemplo.**

Além de não realizar a triangulação, os operadores propostos por Freitas (2012) para o cálculo do coeficiente  $G_{1A}$  diferenciam dos operadores originais elaborados por Rosa *et al.* (1998) na

definição dos parâmetros de busca para a identificação e remoção dos pares de vetores simétricos.

A definição desses parâmetros ocasiona um problema clássico de busca em geometria computacional devido a relação entre o conteúdo da borda da matriz e o envelope convexo, em que a borda terá maior influência no resultado do  $G_{1A}$  quanto maior for a dimensão da matriz analisada.

Freitas (2012) ressalta que, em duas matrizes com núcleos distintos, mas com a mesma borda e números iguais de vetores assimétricos, os valores do  $G_{1A}$  serão os mesmos. Na tentativa de eliminar, ou pelo menos minimizar, a influência da borda no resultado do  $G_{1A}$ , Freitas (2012) propõe a utilização do coeficiente  $G_{1A}$  em sub-matrizes de 3x3 elementos analisando, desta forma, a distribuição do  $G_{1A}$  na escala mais fina possível.

O GPA caracteriza padrões de variabilidade e tem sido utilizado como método na caracterização de regimes complexos em diversos estudos. Desenvolvido para caracterizar turbulência em sistemas de plasma (ROSA *et al.*, 1998), o método também foi utilizado para analisar séries temporais de dados de derivadores lançados no oceano (ASSIREU *et al.*, 2002), na caracterização de controles geomorfológicos que afetam reservatórios hidroelétricos (ASSIREU *et al.*, 2004), na avaliação de padrões da variabilidade da frequência cardíaca (SIMÕES *et al.*, 2005), na caracterização de padrões de estrutura porosa de silício (BARONI *et al.*, 2006), na caracterização e detecção de desflorestamento na Amazônia (FREITAS, 2007) e na análise de séries temporais meteo-limnológicas de um reservatório tropical (VALÉRIO *et al.*, 2012).

No entanto, não foi encontrado na literatura trabalhos que façam uso direto do método GPA em dados SRTM ou em qualquer outro MDE, o que vem a tornar inovadora a metodologia proposta neste trabalho e a possibilidade da avaliação do GPA em mais uma frente de aplicação do método.

## 3. MATERIAL E MÉTODOS

### 3.1 Área de Estudo

A área de estudo contempla o Reservatório Hidrelétrico de Itumbiara (UHE Itumbiara) e seu entorno, totalizando uma área de 2.025 km<sup>2</sup>. Está localizado sob a coordenada 18° 25' S e 49° 06' W, na divisa dos estados de Minas Gerais e Goiás entre os municípios de Araporã (MG), no Triângulo Mineiro, e Itumbiara (GO) (Figura 3.1).

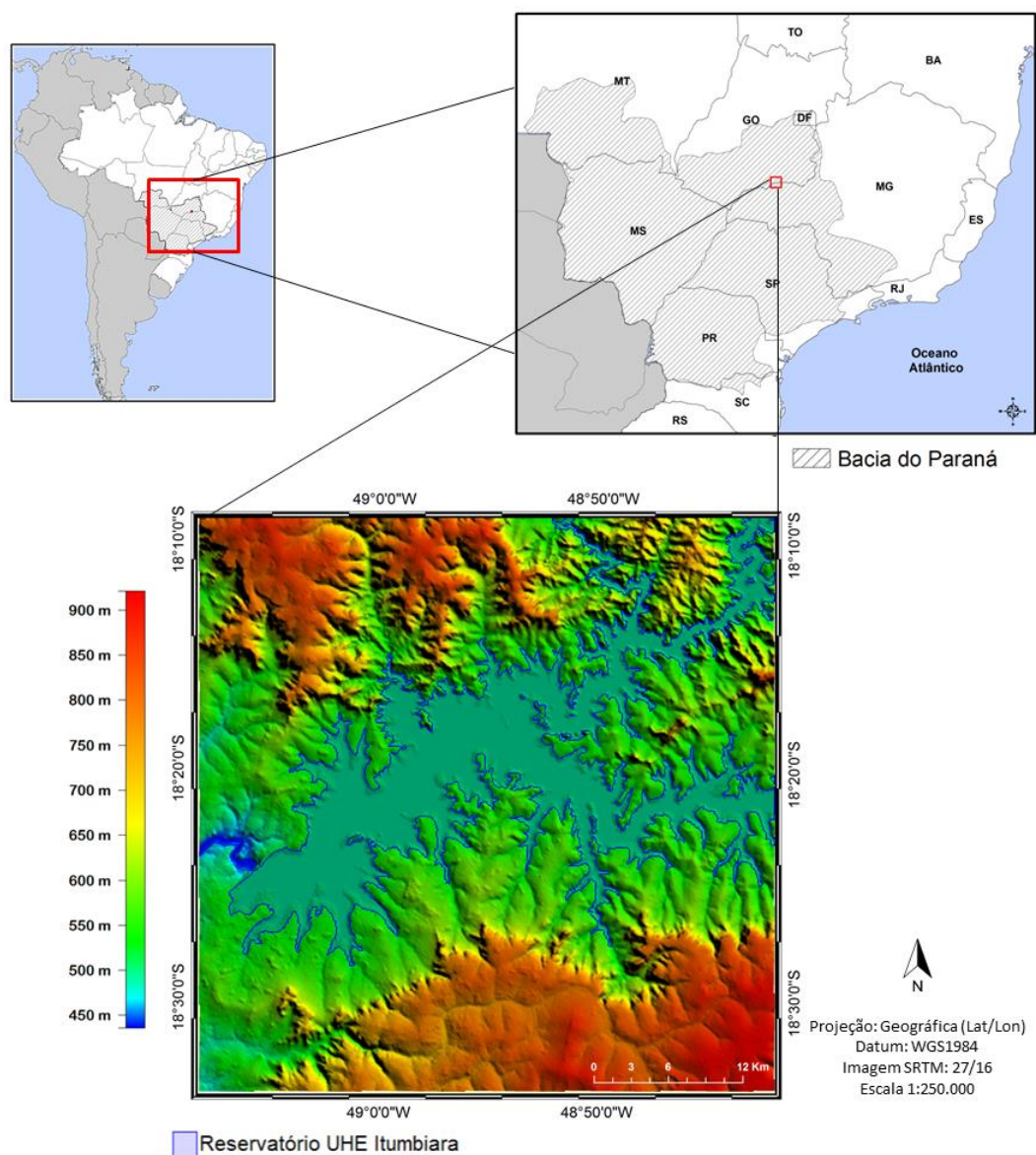


Figura 3.1 – Área de estudo, em destaque imagem SRTM da UHE Itumbiara e seu entorno.

A escolha do reservatório da UHE Itumbiara ocorreu em função de sua importância na geração de energia elétrica, se destacando no conjunto dos grandes reservatórios situados no

país, além de uma base de dados sólida adquiridas *in loco*, bem como por conservar características de relevo extrapoladas para outros reservatórios de planalto, com forma alongada com o relevo disposto ao longo do eixo principal.

O reservatório de Itumbiara foi formado pelo represamento do Rio Parnaíba, inundando também parte dos seus dois principais afluentes, o rio Corumbá (GO) e o rio Araguari (MG). Possui forma dendrítica, com 778 km<sup>2</sup> de área inundada e 17 bilhões de m<sup>3</sup> de volume de água (FURNAS, 2014). O período de enchente vai de Novembro a Maio e o de vazante de Junho a Outubro, com variações no nível d'água de até 10m ao longo do ano (CURTARELLI, 2012).

A UHE de Itumbiara é a maior usina em capacidade de geração de energia do Sistema Furnas, com capacidade instalada de 2.082 MW em operação desde 1980 (FURNAS, 2014). Está localizada no trecho da bacia do rio Parnaíba, classificado como Médio Parnaíba, integrando um sistema de usinas hidrelétricas dispostos em cascata ao longo de todo o curso do rio Parnaíba e, posteriormente, no rio Paraná, na união com o rio Grande, na divisa dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Mato Grosso do Sul, sendo uma região do país de elevado potencial hidrelétrico.

O bioma no qual a área de estudo está inserida é o cerrado, caracterizado como uma formação do tipo savana tropical de acentuada sazonalidade e antropismo, composto por um complexo vegetacional com formações campestres, savânicas e florestais (SANO *et al.*, 2007).

Conforme a classificação de Köppen, o clima na região se caracteriza por um regime tropical com dois períodos bem definidos, uma estação seca entre os meses de abril e setembro e uma estação chuvosa que se estende de outubro a março, com precipitação média mensal de 2 mm no período de seca e 315 mm no período chuvoso (CURTARELLI, 2012). A velocidade média do vento varia entre 1,6 e 2,0 m/s na estação chuvosa e chega a 3,0 m/s na estação seca, com direção do vento preferencialmente do setor sudeste (ALCÂNTARA *et al.*, 2010; AMARANTE *et al.*, 2001; AMARANTE *et al.*, 2010).

O relevo da região é caracterizado pela presença de planaltos com escarpas e planícies (AB'SABER, 2003), a altitude da área de estudo varia de 435 m a 920 m. Parte integrante da unidade morfoestrutural de áreas de planaltos e chapadas da bacia Sedimentar do Paraná, inserida na subunidade morfoestrutural do Planalto Setentrional da Bacia do Paraná (BRASIL, 1983).

### 3.2 Material

- Imagens SRTM

Foi adquirida a versão 4 das imagens SRTM (JARVIS *et al.*, 2008) correspondente a cena 27/16 para o reservatório de Itumbiara e as cenas 26/17, 27/17 e 27/18 para as estações meteorológicas no Estado de São Paulo. No mosaico disponibilizado pelo CGIAR Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI) sob o domínio [srtm.csi.cgiar.org/](http://srtm.csi.cgiar.org/), as imagens SRTM possuem projeção Geográfica (Lat/Lon), com *datum* horizontal WGS84 e vertical EGM96, adquiridas em formato TIFF (.tif).

- Dados de vento medidos no reservatório de Itumbiara

Os dados de intensidade e direção do vento correspondem ao período entre 01 de Março de 2010 a 28 de Fevereiro de 2011 para a boia SIMA 2 e entre 27 de Abril de 2010 a 28 de Fevereiro de 2011 para a boia SIMA 3, adquiridos a cada 1h através do Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA). O SIMA é um sistema automático de coleta de dados e monitoramento de sistemas hidrológicos, composto por uma boia toroidal ancorada e instrumentada com sensores meteorológicos e limnológicos (STECH *et al.*, 2006). No reservatório da UHE Itumbiara, existem duas boias SIMA fundeadas em pontos distintos, a boia SIMA 2 encontra-se mais próxima a barragem do reservatório e a boia SIMA 3 no interior do reservatório próxima a antiga desembocadura do rio Corumbá (Figura 3.2).

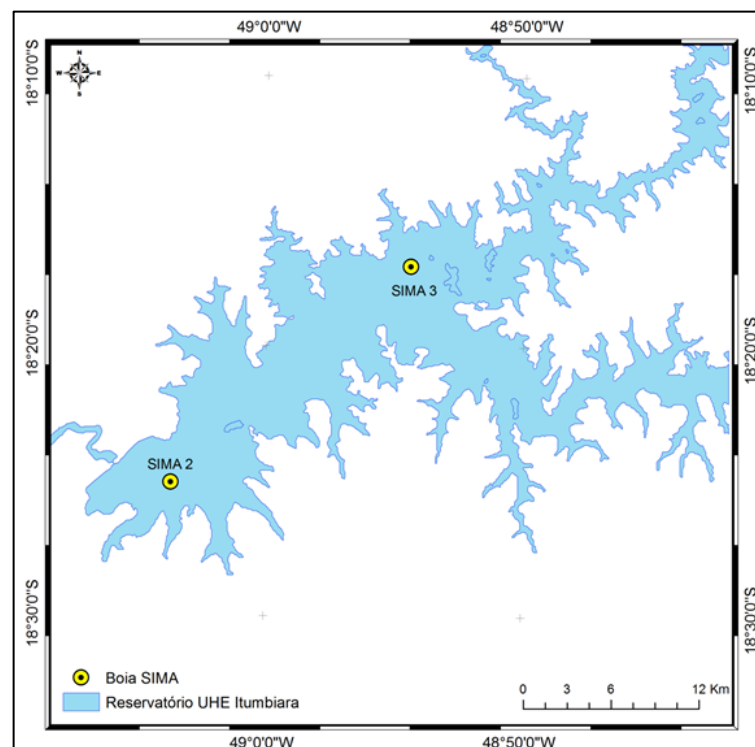


Figura 3.2 – Localização das boias SIMA 2 e 3 no reservatório da UHE Itumbiara.



- Softwares especializados nas áreas de:
  - Estatística Aplicada;
  - Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento;
  - Tabulação de dados.
- Dados Geográficos adquiridos e resultantes

Todos os dados em formato vetorial ou matricial usados neste trabalho, adquiridos ou resultantes, apresentam projeção Geográfica Lat\Lon e *datum* WGS84.

### 3.3 Métodos

O trabalho está dividido em duas etapas metodológicas, sendo a primeira correspondente à análise exploratória do método GPA com os dados SRTM e a segunda condiz com a aplicação e avaliação dos resultados obtidos entre o método GPA e os dados SRTM (Figura 3.3).

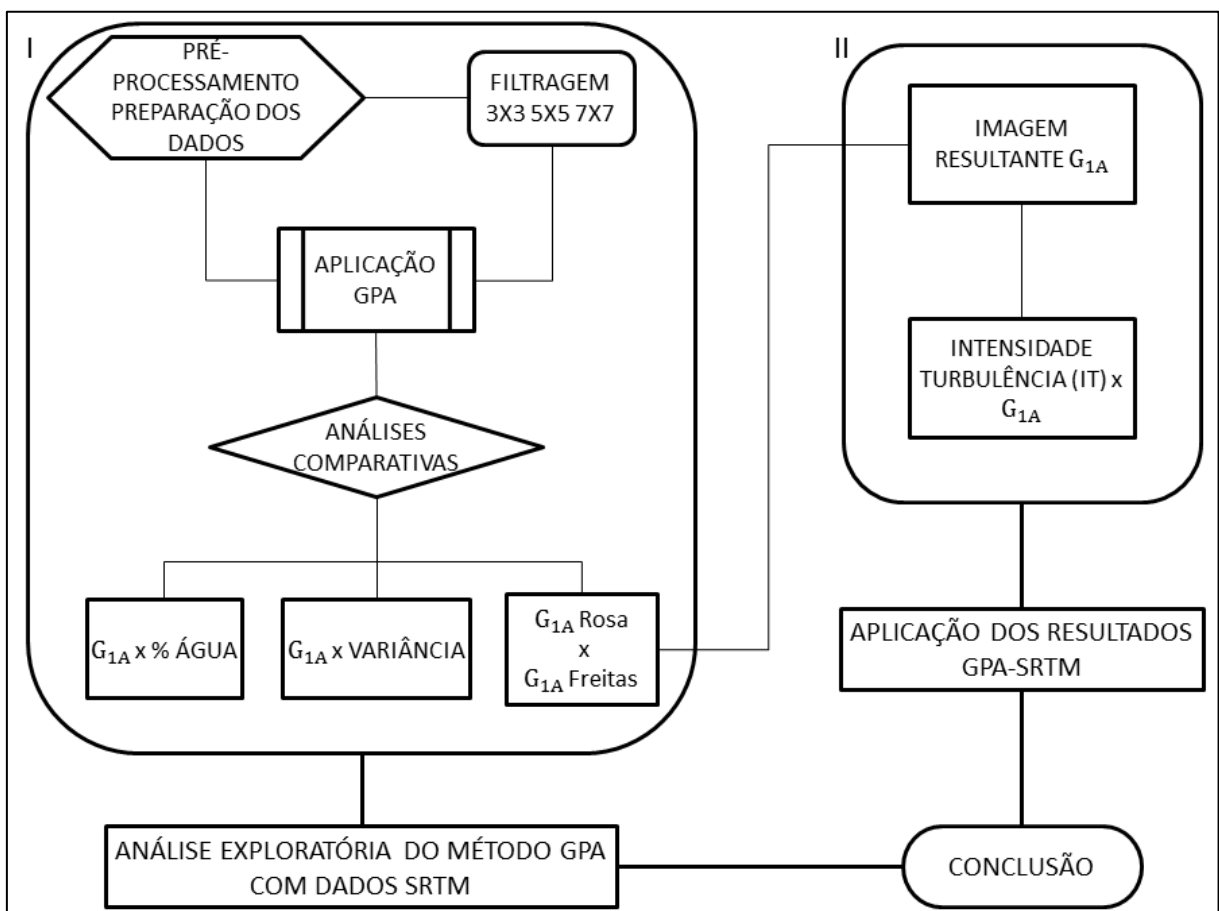


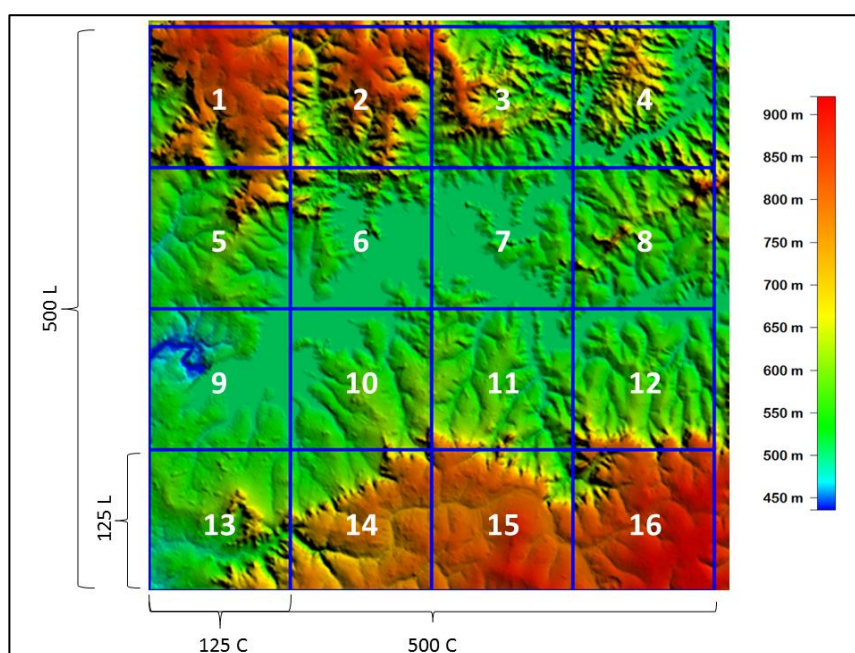
Figura 3.3 – Fluxograma metodológico.

### 3.3.1 Análise Exploratória do Método (I)

Esta etapa segue conforme a parte I do fluxograma da Figura 3.3 e corresponde ao momento da pesquisa cujo método GPA foi testado junto aos dados SRTM, observando o seu comportamento nos setores do reservatório, a sensibilidade às imagens resultante do processo de filtragem e a robustez do método GPA em relação à análise da variância dos valores de altitude, bem como a comparação entre a forma de cálculo original proposta por Rosa *et al.* (1998) e a forma implementada por Freitas (2012).

#### Pré-processamento e preparação dos dados

A etapa de pré-processamento contou com a definição da área de estudo, a sua setorização em quadrantes e a extração das respectivas matrizes. A área de estudo foi definida em função do limite de 128 linhas (L) x 128 colunas (C) imposto pelo programa, baseado em Rosa *et al.* (1998), para o cálculo do coeficiente de Assimetria Gradiente ( $G_{1A}$ ) para cada matriz, o que levou a criação de uma área de estudo com 500L x 500C da imagem SRTM, abrangendo aproximadamente 2.025 km<sup>2</sup> em torno do reservatório de Itumbiara (Figura 3.4 ).



**Figura 3.4 – Esquema demonstrativo da setorização e numeração da área de estudo nos respectivos quadrantes.**

A setorização dessa área resultou em 16 quadrantes de 126,56 km<sup>2</sup>, cada quadrante deu origem a uma matriz de 125L x 125C, contendo cada uma 15.625 elementos referentes aos valores de altitude do relevo. As matrizes foram numeradas de acordo com cada quadrante, para que fosse possível a identificação do respectivo setor ocupado na área de estudo e

exportada do banco de dados presente em um Sistema de Informação Geográfica (SIG) no formato ASCII (.asc).

Após a exportação, o arquivo ASCII foi aberto em um *software* de tabulação de dados e salvo no formato Texto Separado por Tabulação (.txt), sendo este o único formato aceito pelo programa elaborado para cálculo do  $G_{1A}$  em linguagem de programação IDL® (*Interactive Data Language*).

### Filtragem

Na intenção de atenuar os valores de alta frequência entre as cotas de altitude e observar a resposta do  $G_{1A}$  frente a essas modificações, foi aplicado para cada quadrante da imagem SRTM, um filtro com três máscaras diferentes.

A operação de filtragem transforma a imagem, estimando o valor de um determinado pixel com base nos valores dos pixels vizinhos. O limite da vizinhança é determinado pelo tamanho da máscara ou matriz e cada posição da matriz está associada a um valor de peso ou coeficiente. Neste caso, o trabalho contou com a utilização do filtro linear Passa Baixa-Média e o uso das máscaras 3x3, 5x5 e 7x7, o que permitiu suavizar as transições abruptas e possuiu como efeito visual um borramento da imagem quanto maior era a máscara (Figura 3.5).

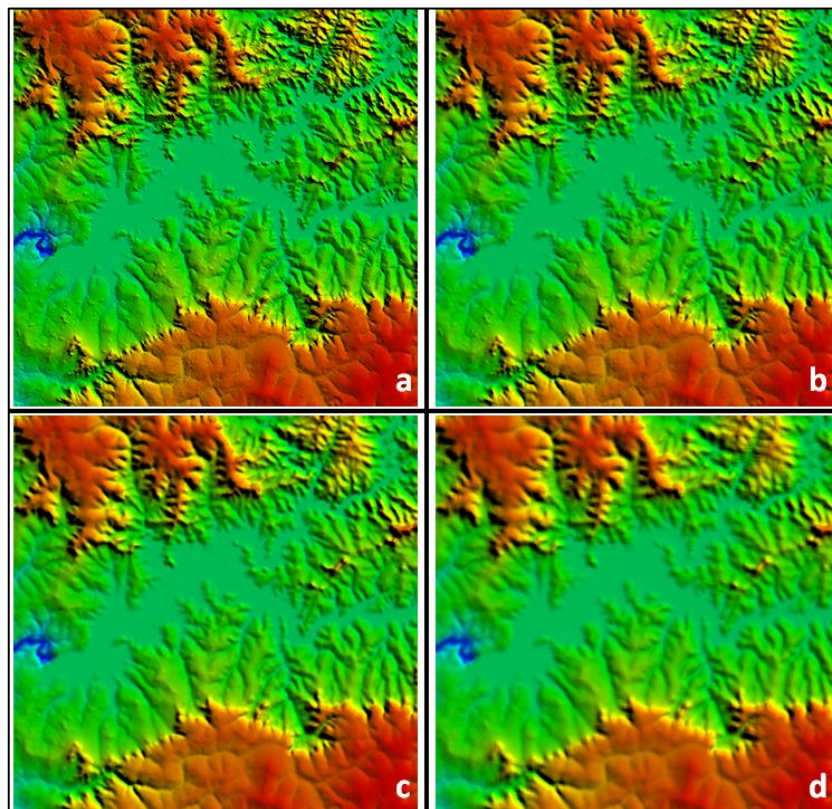


Figura 3.5 - Efeito visual do processo de filtragem na imagem SRTM, (a) original, (b) filtro 3x3, (c) filtro 5x5 e (d) filtro 7x7.

Os filtros Passa Baixas são comumente utilizados para eliminar ruídos em imagens, eliminando as altas frequências. Divididos em filtros Passa Baixa Média, Média Ponderada, Moda e Mediana. O Filtro Passa Baixa-Média atribui ao *pixel* central a média aritmética dos pixels vizinhos contidos no interior da máscara.

#### Aplicação GPA

O cálculo do coeficiente  $G_{1A}$  foi realizado por quadrante, visto que cada quadrante possui 4 (quatro) imagens, três resultantes das respectivas máscaras (3x3, 5x5 e 7x7) do processo de filtragem e a imagem original. Deste modo, teremos quatro distintos valores de  $G_{1A}$  para cada quadrante, melhorando as análises da próxima etapa. As matrizes resultantes do processo de filtragem foram salvas em arquivos de textos (.txt), da mesma forma que as matrizes originais descrita na etapa de Pré-Processamento.

O programa para calcular o  $G_{1A}$ , com base em Rosa *et al.* (1998), conta com uma interface gráfica onde é necessário indicar o arquivo (.txt) que contém a matriz de interesse e a quantidade de linhas e colunas. Feito isso, é apresentado o valor correspondente ao  $G_{1A}$ , o número de linhas (I) e também o número de vetores assimétricos (L), além de outras variáveis.

#### Análises Comparativas

As Análises Comparativas dos resultados do  $G_{1A}$  ocorreram de três modos e contou com gráficos e tabelas gerados em *softwares* de estatística aplicada e tabulação de dados.

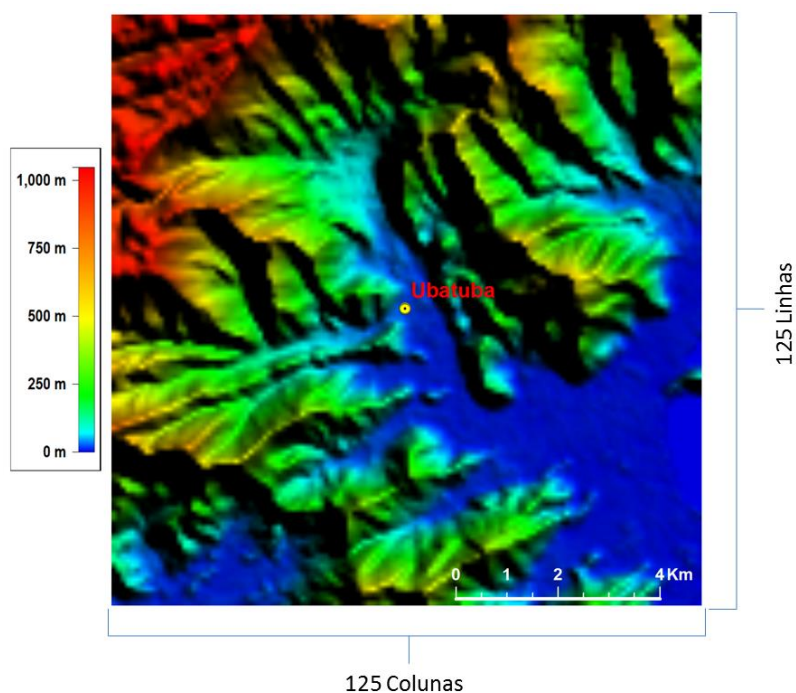
O primeiro foi realizado comparando cada valor de  $G_{1A}$  resultante da aplicação do coeficiente nos quadrantes, conforme descrito na etapa anterior, com a porcentagem de água do reservatório para os respectivos quadrantes, observando o comportamento de cada um frente às alterações das matrizes filtradas e original.

O segundo modo pretende responder uma indagação surgida ao longo da pesquisa, onde é necessário comprovar o uso do  $G_{1A}$  como quantificador da complexidade do relevo, ao invés de usar uma simples análise de variância para os dados de altitude. Sendo assim, pretende-se comparar os dados de variância e  $G_{1A}$ , com seus respectivos desvios padrões, pelo comprimento da série de dados. Assireu (2003) realizou uma investigação parecida, mas para dados unidimensionais, observando uma menor sensibilidade ao comprimento da série por parte do  $G_{1A}$ , indicando, portanto, ser um estimador mais robusto. Com isso, essa análise será realizada, mas agora para a série de dados bidimensionais.

Para a realização desta análise, uma rotina de programação foi elaborada em linguagem de programação IDL. A rotina consiste em calcular em janelas móveis os valores médios de  $G_{1A}$  e variância. As janelas variaram de 3x3 até 125x125 e percorreram toda a imagem SRTM referente à área de estudo, que consiste em um total de 500L x 500C. No fim, são calculados os valores médios de  $G_{1A}$  e variância para as respectivas janelas móvel. Deste modo, foi possível elaborar um gráfico comparando os valores de  $G_{1A}$  e variância com o comprimento da série, no caso, o número de janelas utilizadas.

O terceiro corresponde com a comparação da aplicação de duas formas de cálculo do  $G_{1A}$  (ROSA *et al.*, 1998 e FREITAS, 2012) para o recorte das imagens SRTM referente a 10 (dez) estações meteorológicas localizadas no Estado de São Paulo, com exceção de apenas uma (Três Lagoas), que encontra-se no Estado de Mato Grosso do Sul - próximo a divisa com São Paulo - e as duas boias SIMA (2 e 3) presentes no reservatório da UHE Itumbiara.

Para as estações meteorológicas e as boias SIMA, foram recortadas imagens SRTM contendo 125Lx125C, no qual as respectivas estações encontram-se representadas no pixel central, como por exemplo o recorte referente a estação de Ubatuba-SP apresentado na Figura 3.6.



**Figura 3.6 – Exemplo do recorte das imagens SRTM com as estações no pixel central, Ubatuba/SP.**

Com as estações representadas no centro do recorte das imagens SRTM, o método GPA foi aplicado em janelas crescentes (3x3, 5x5, 7x7, 9x9, ..., 125x125) a partir do pixel central de

cada imagem, ou seja, o *pixel* central do recorte será o mesmo *pixel* central em todas as janelas (Figura 3.7).

Deste modo, aplicou-se o método GPA com duas formas diferentes de calcular o coeficiente  $G_{1A}$ , na intenção de observar alguma modificação significativa nos valores resultantes. A forma de cálculo original proposto por Rosa *et al.* (1998) e a forma proposta por Freitas (2012).

Portanto, para cada imagem referente às estações e as boias SIMA teremos dois valores de  $G_{1A}$ : um referente ao  $G_{1A}$  Rosa e o outro referente ao  $G_{1A}$  Freitas.

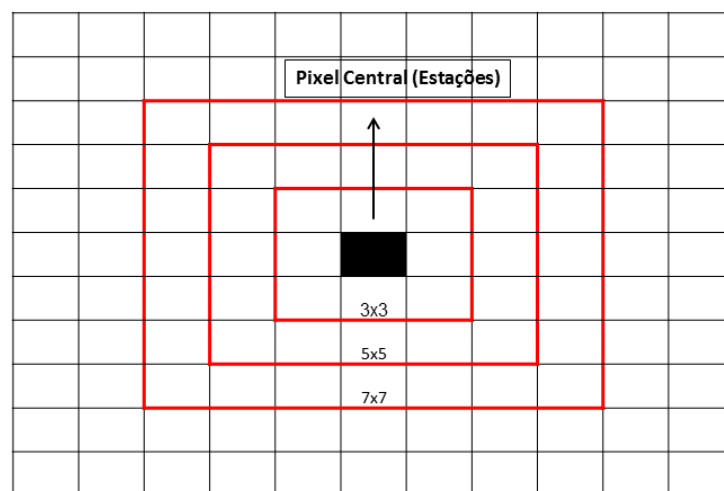


Figura 3.7 – Janelas crescentes, exemplo.

### 3.3.2 Aplicação dos Resultados GPA – SRTM (II)

Esta etapa resultou em duas análises diferentes, mas complementares para avaliação do método proposto. A primeira corresponde com a classificação da imagem resultante dos valores do  $G_{1A}$  dividido em classes de Baixa, Média e Alta Assimetria. A segunda forma de análise resultou da comparação dos valores do  $G_{1A}$ , para o entorno das boias SIMA (2 e 3) no reservatório da UHE Itumbiara, com os respectivos gráficos polares de Intensidade de Turbulência (IT), originados de dados de medição do vento feito nas boias.

#### Imagem Resultante $G_{1A}$

Após a comparação entre as duas formas de calcular o coeficiente  $G_{1A}$  ( $G_{1A}$  Rosa e  $G_{1A}$  Freitas), a próxima etapa resultou na elaboração de duas imagens referente ao recorte de 125 L x 125 C das boias SIMA 2 e 3, onde nos *pixels* os valores presentes correspondem aos valores do  $G_{1A}$ .

O  $G_{1A}$  Freitas apresenta ligeiramente algumas vantagens em comparação ao  $G_{1A}$  Rosa, justamente por implementar melhorias na forma de calcular o coeficiente  $G_{1A}$ , sendo uma delas o cálculo em janelas 3x3, ou seja, trabalhar na menor escala de análise possível percorrendo qualquer matriz independente do tamanho, diminuindo ou até mesmo eliminando o problema de busca e a influência da borda no cálculo do coeficiente  $G_{1A}$ .

Freitas (2012) fornece um *range* de valores possíveis do  $G_{1A}$  na escala 3x3, comprovado por considerações geométricas (ASSIREU *et al.*, 2002), com base nesses valores foi possível a divisão em 3 (três) classes de Assimetria - Baixa, Média e Alta - conforme demonstrado na Tabela 3.1.

**Tabela 3.1 – Classes de assimetria com base nos valores possíveis de  $G_{1A}$  na escala 3x3 conforme, Freitas (2012).**

$G_{1A3X3}$	Classes de Assimetria
0,0000 0,4000 0,5714 0,6000	BAIXA
0,7143 0,7778 0,8000 0,8571 0,8889	MÉDIA
1,0000 1,1111 1,1429 1,2222 1,3333	ALTA

A partir da divisão das classes de assimetria as imagens resultantes com os valores do  $G_{1A}$  para o recorte de ambas as boias SIMA foram classificadas.

#### Intensidade de Turbulência (IT)

A Intensidade de Turbulência (IT) é a medida básica para mensurar turbulência no escoamento do vento. É definida pela razão entre o desvio padrão da velocidade do vento e a velocidade média do vento, conforme equação (4):

$$IT = \frac{\sigma_u}{U} \quad (3.1)$$

Em que  $\sigma_u$  é o desvio padrão da velocidade do vento e  $U$  a média da velocidade do vento (MANWELL, 2009).

Geralmente, tanto o desvio padrão quanto a velocidade média do vento são calculados em um período de tempo não maior do que 1 (uma) hora, por convenção em engenharia de energia eólica, esse período normalmente é igual a 10 minutos, porém, como os dados medidos pelas boias SIMA são disponibilizados por hora e não mais do que isto, o cálculo da velocidade média e do desvio padrão do vento foi realizada para um período diário.

Apesar de contrariar o estipulado, os valores de IT apresentados em forma de um gráfico polar tem a capacidade de indicar a direção na qual o vento se apresenta mais turbulento, com isso cria-se condições para relacionar com os setores de maior ou menor concentração das classes de Alta, Média ou Baixa Assimetria indicadas pela imagem classificadas dos valores de  $G_{1A}$  para cada boia SIMA.

Para elaborar o gráfico polar foram utilizados um *software* de estatística aplicada e outro de tabulação de dados. Os dados de vento medido pelas duas boias SIMA 2 e 3 geraram dois gráficos, respectivamente. Após encontrar a IT diária por um período de 1 (um) ano, foi encontrado a direção predominante do vento para cada dia de dados analisado, com isso foi associado a IT daquele dia a direção predominante do vento para o mesmo dia em questão, fazendo com que o gráfico polar de IT siga o preceito da rosa dos ventos, onde cada ponto presente está associado a uma direção cardinal.



## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A análise dos resultados segue a divisão metodológica estabelecida, em um primeiro instante, serão discutidos os resultados decorrentes da etapa de análise exploratória do método e, em seguida, os resultados da etapa de aplicação e avaliação do método.

### 4.1 Análise Exploratória do Método

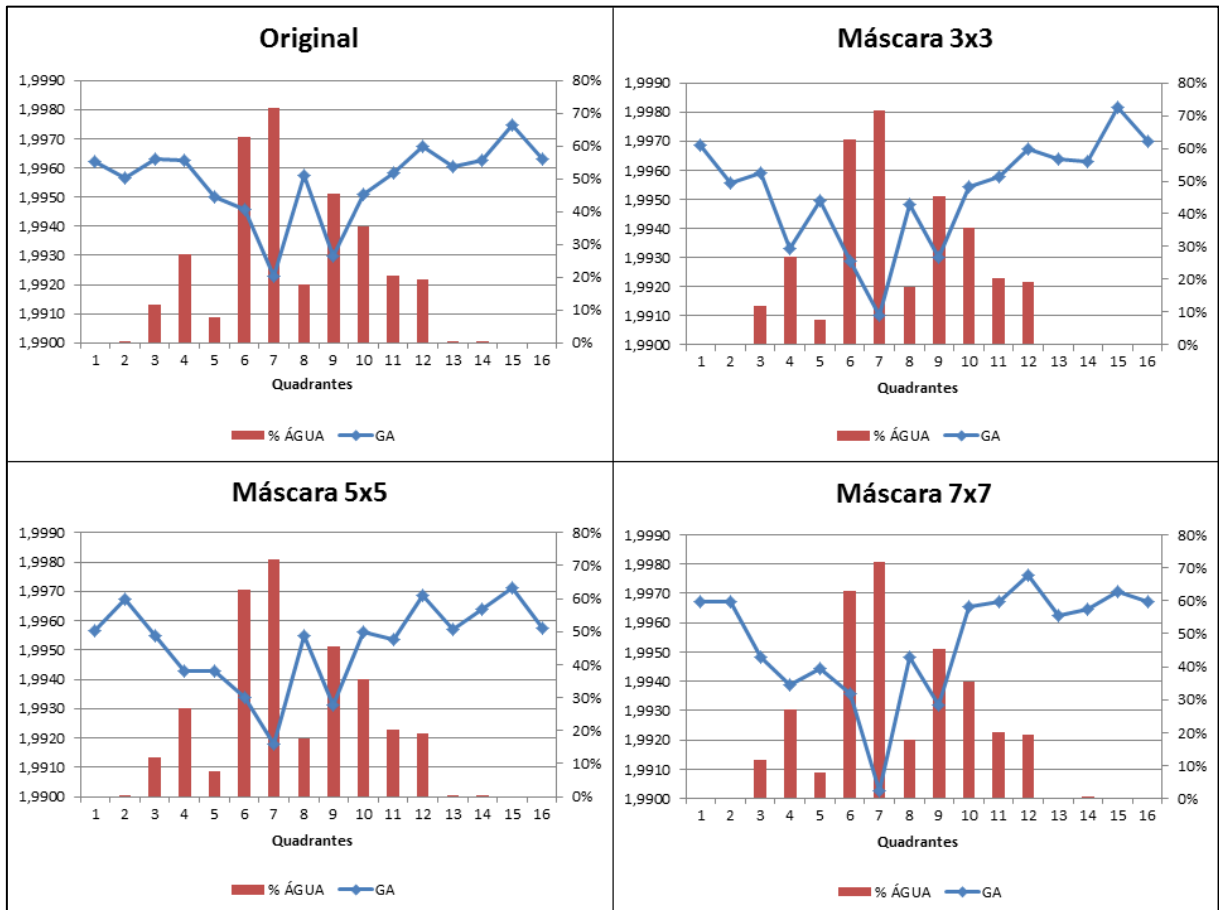
Neste momento, os resultados apresentados correspondem à etapa de análise exploratória do método e pretendem demonstrar o comportamento dos 16 quadrantes da área de estudo em relação à porcentagem de água existente em cada quadrante, referente ao limite do reservatório da UHE Itumbiara, bem como observar o comportamento dos valores de  $G_{1A}$  em relação ao processo de filtragem das imagens SRTM e, por fim, a análise da robustez do método GPA frente aos valores de variância.

#### 4.1.1 $G_{1A}$ x % Água

Nos gráficos apresentados na Figura 4.1, observa-se o comportamento dos valores de  $G_{1A}$  em relação à porcentagem de água referente ao reservatório para cada quadrante. Essa relação com a porcentagem de água foi adotada devido ao fato que, na imagem SRTM, quase a totalidade do limite do reservatório apresenta a mesma cota de valor da altitude, utilizado, neste caso, como um parâmetro de relevo plano ou com grau de complexidade menor. Para os quatro tipos de imagens, observam-se variações importantes nos valores de  $G_{1A}$ . A princípio, têm-se os menores valores de  $G_{1A}$  correspondentes aos quadrantes com as maiores porcentagens de água, destacando-se os quadrantes 6, 7 e 9, demonstrando, deste modo, uma relação inversamente proporcional entre as duas variáveis, comportamento observado para a imagem SRTM original e também para as imagens filtradas.

Essa relação é importante, pois comprova que o método GPA conseguiu diferenciar os quadrantes com maior porcentagem de água em relação aos outros quadrantes. O método atribuiu valores menores de  $G_{1A}$  aos quadrantes com alta proporção de água, observado acima de 30% do território total de aproximadamente 126,56 km<sup>2</sup> para cada quadrante. Isto significa, em termos de complexidade do relevo, um relevo menos rugoso e com pouca variação nas cotas de altitude, fato que era esperado e pôde ser confirmado.

De uma forma geral, pode-se observar uma anti-correlação visual entre porcentagem de água e valores do  $G_{1A}$ .



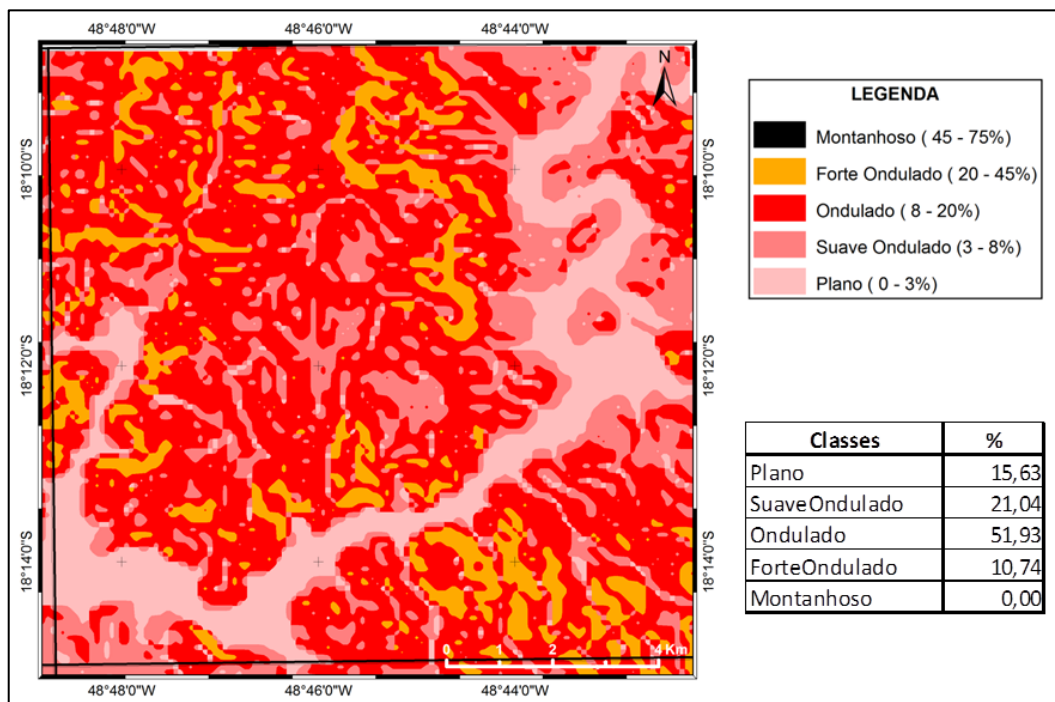
**Figura 4.1 - Gráficos da comparação entre  $G_{1A}$  e a porcentagem de Água por quadrante para as imagens filtrada e original.**

No entanto, o comportamento do coeficiente  $G_{1A}$  para os quadrantes identificados com porcentagem de água abaixo dos 30% sofre alterações significativas frente ao processo de filtragem para todas as máscaras (3x3, 5x5 e 7x7), com destaque para os quadrantes 2 e 4.

O quadrante 4 apresenta comportamento distinto do valor de  $G_{1A}$  da matriz da imagem SRTM original para as matrizes filtradas. Na matriz original, o quadrante 4 não segue a tendência de diminuição do valor do coeficiente  $G_{1A}$  em relação a proporção de água, aproximadamente 26,87% para o referido quadrante, o que é observado somente a partir da matriz da imagem filtrada com a máscara 3x3. Porém, apesar do processo de filtragem ter conseguido uma melhor correspondência dos valores do  $G_{1A}$  para as regiões com maiores porcentagens de água, o comportamento anômalo verificado para os quadrantes 2 e 4 motivou uma investigação mais detalhada.

Com isso, foi elaborado um mapa de declividade (Anexo A) para a área de estudo, possuindo como base a imagem SRTM original da área. No mapa, observa-se o setor norte da área de estudo (quadrantes 1, 2, 3 e 4) apresentando as maiores concentrações de declividade correspondentes às classes de relevo ondulado, forte ondulado e montanhoso.

No quadrante 4, as três classes de relevo mencionada somam aproximadamente 63% da área total, com a classe de relevo ondulado ocupando 52,30%, conforme observado na Figura 4.2. Tal fato eleva o quadrante 4 ao quadrante com maior porcentagem de área ocupada com declividade moderada, o que demonstra variações constantes nas cotas de altitude, as quais foram captadas pelo coeficiente  $G_{1A}$  observado no gráfico da matriz original. O mesmo, também é observado para o quadrante 2.



**Figura 4.2 – Destaque do Mapa de Declividade (Anexo A) para o quadrante 4 com a respectiva porcentagem ocupada por cada classe.**

Neste caso, a atenuação das altas frequências provocadas pelo processo de filtragem nos valores das cotas de altitude gerou alterações nos valores do  $G_{1A}$ , demonstrando desta forma a sensibilidade do método GPA frente às alterações provocadas. Porém, o processo de filtragem pode alterar o comportamento dos quadrantes e, assim, um cuidado especial deve ser tomado frente aos processos de filtragem.

### 4.1.2 $G_{1A}$ x Variância

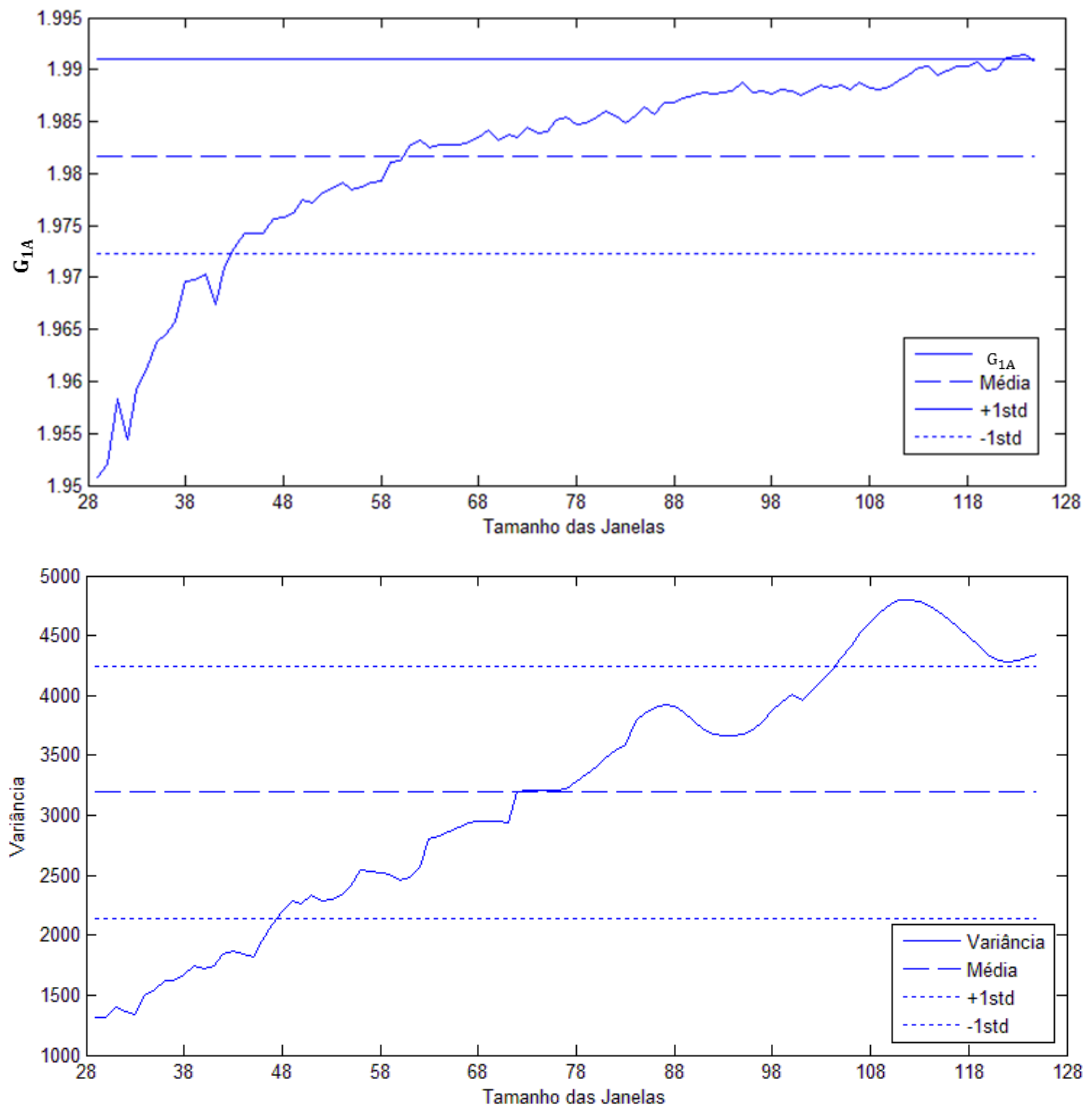
Com a intenção de justificar o uso do coeficiente  $G_{1A}$  como quantificador da complexidade do relevo, ao invés de utilizar os valores de variância das cotas de altitude, uma vez que ambos são fatores que caracterizam irregularidades e/ou variabilidade, foram elaborados os gráficos mostrados na Figura 4.3. Nesta análise, foram comparados os valores dos respectivos fatores em relação ao tamanho das janelas de análise (3x3, 4x4, 5x5, ..., 125x125), semelhante ao desenvolvido por Assireu (2003).

Na Figura 4.3a, os valores de  $G_{1A}$  entram no Intervalo de Confiança (IC) na janela 43x43, demonstrando uma tendência de estabilização com o aumento das janelas de análise, apresentando um comportamento assintótico. Porém, o gráfico com os valores de variância (Figura 4.3b) apresenta um comportamento linear em relação ao aumento das janelas de análise, os valores entram no IC na janela 47x47 e sai na janela 103x103, o que confere à variância um comportamento menos estável quando comparado com o  $G_{1A}$ .

Os valores de variância apresentam uma tendência de aumento conforme o aumento no tamanho das janelas, fato não demonstrado pelo coeficiente  $G_{1A}$ , que ao entrar no IC apresenta uma tendência de estabilização.

Para as janelas analisadas e levando em consideração o tipo de dado utilizado, o comportamento dos gráficos demonstra uma maior robustez do coeficiente  $G_{1A}$  em comparação a variância.

Esta vantagem do  $G_{1A}$  como melhor quantificador da complexidade do terreno se comparado à variância é confirmada também pelas análises apresentadas na Figura 4.4. O comportamento da derivada destas duas grandezas indica uma menor variação dos valores de  $G_{1A}$  em comparação dos valores de variância para as mesmas matrizes (Fig. 4.4a e 4.4b, respectivamente).



**Figura 4.3 – Valores de  $G_{1A}$  (a) e Variância (b) em relação ao aumento das janelas de análise com os respectivos intervalos de confiança.**

O  $G_{1A}$  possui suas propriedades baseadas em argumentos geométricos enquanto a variância em argumentos estatísticos, o que faz desta muito mais dependente das dimensões da matriz analisada. No caso, o  $G_{1A}$  demonstrou ser uma alternativa mais robusta em comparação a um método estatístico convencional. Isto corrobora com comparações já realizadas por Assireu (2003) e Freitas *et al.* (2007), porém agora, pela primeira vez, para matrizes provenientes de um MDE.

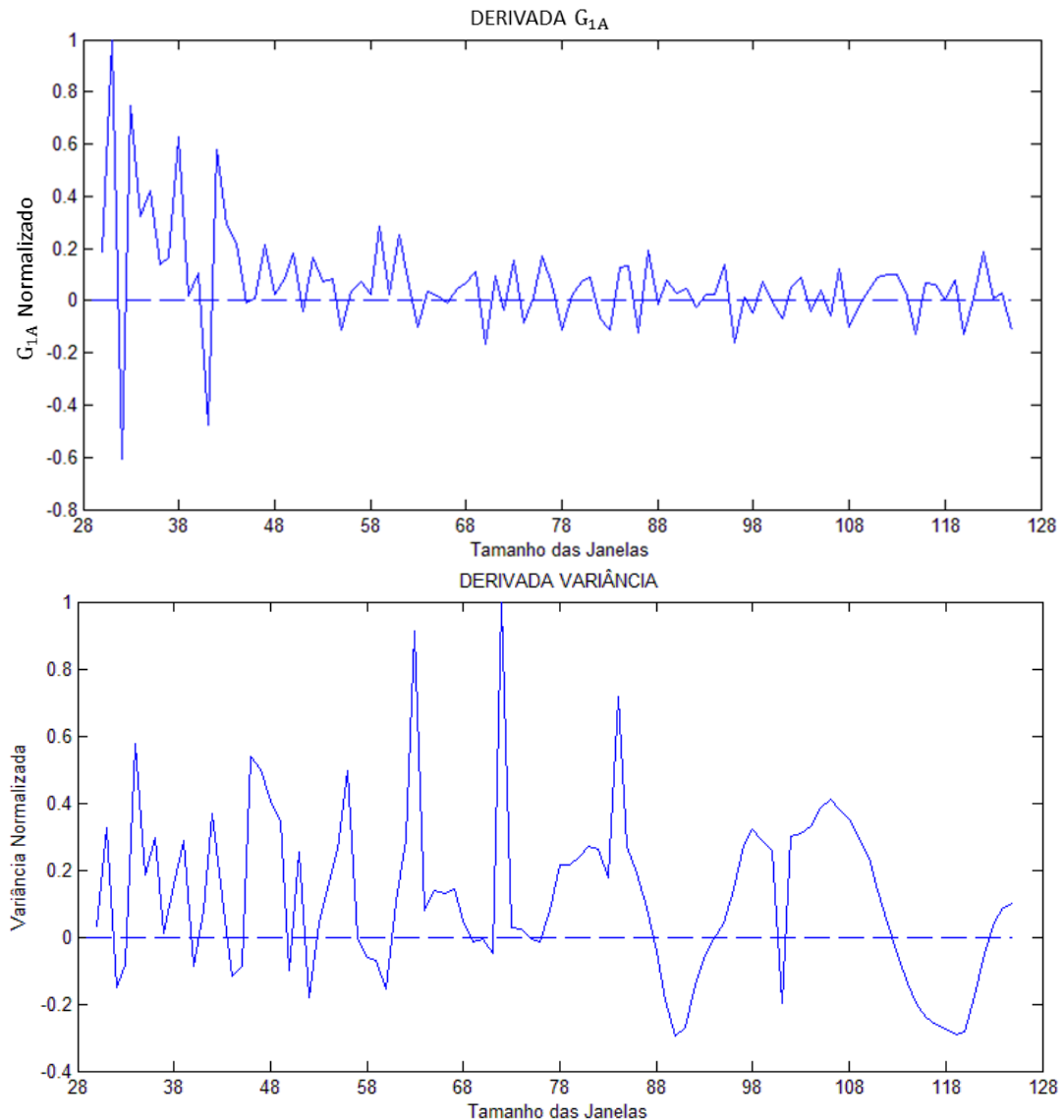


Figura 4.4 – Valores das derivadas de  $G_{1A}$  (a) e Variância (b) em relação ao aumento das janelas de análise.

### 4.1.3 $G_{1A}$ Rosa x $G_{1A}$ Freitas

Os gráficos da Figura 4.5 apresentam os valores normalizados do  $G_{1A}$  correspondente aos dois métodos de cálculo,  $G_{1A}$  Rosa (Rosa *et al.*, 1998) e  $G_{1A}$  Freitas (Freitas, 2012), em relação ao raio de abrangência (janela de análise) para dez estações anemométricas em localidades distintas e as duas boias SIMA (2 e 3) do reservatório da UHE Itumbiara.

Deste modo, é possível comparar o resultado das duas formas de cálculo do  $G_{1A}$  em relação ao aumento da janela de análise. Como a janela foi elaborada de forma crescente, ou seja, possuindo sempre o mesmo *pixel* central (imagem) ou célula central (matriz), variando apenas

os limites da janela é possível observar a complexidade do relevo conforme a distância do ponto central de interesse.

Os valores do  $G_{1A}$  Rosa apresentam um comportamento exponencial observado em todos os gráficos, ligado ao aumento gradual da janela de análise. As maiores variações ocorrem nos primeiros 360 metros de raio, correspondente a janela 9x9, tornando-se praticamente estável com o aumento das janelas, restringindo os valores ao limite máximo próximo de 2,0.

Este comportamento está atrelado à expansão das dimensões das matrizes, conforme demonstrado por Rosa *et al.* (1999) e se resume a um problema de busca por pares de vetores simétricos, tornando os valores do  $G_{1A}$  dependentes em relação a borda da matriz. Matrizes com a mesma borda e números de vetores assimétricos, mas com diferentes centros, apresentarão o mesmo valor do  $G_{1A}$  (FREITAS, 2012).

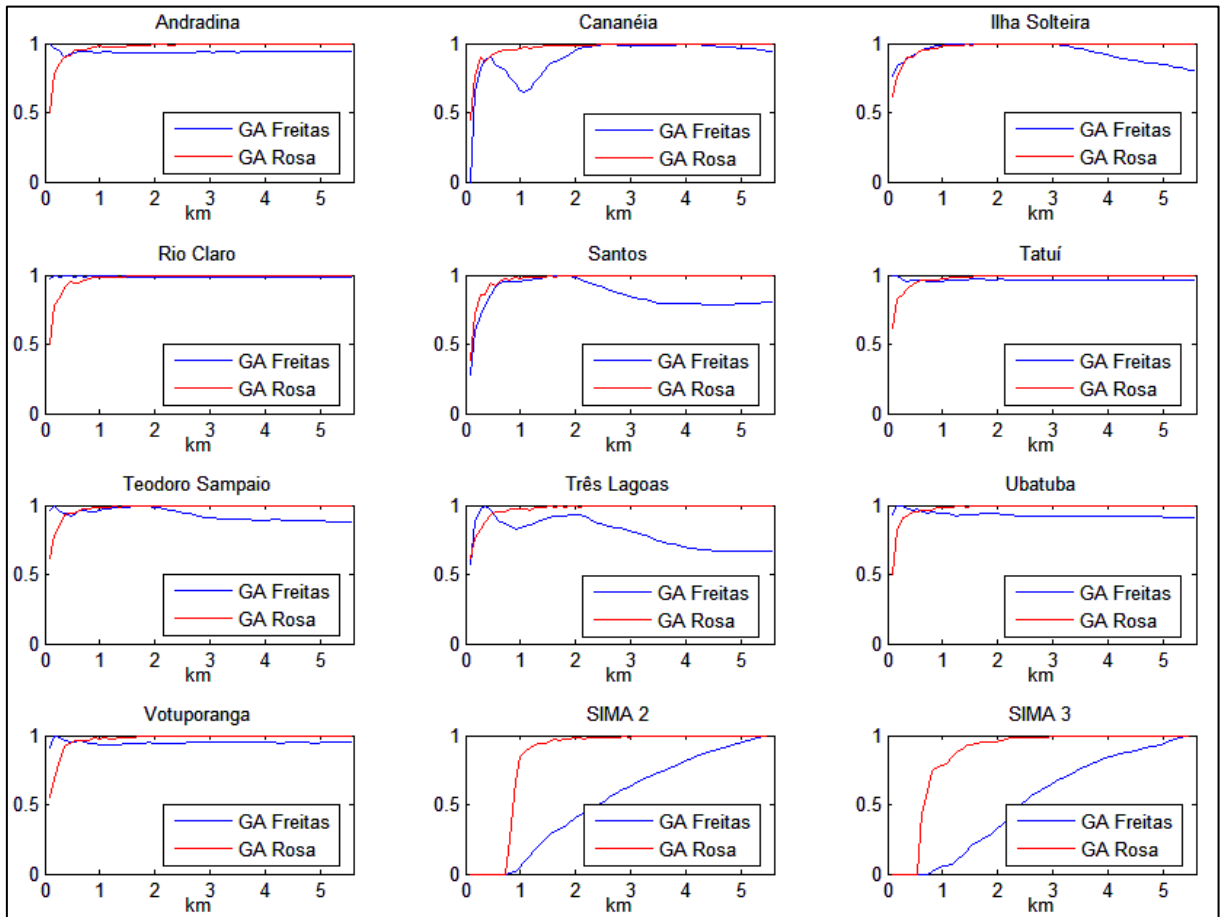
Conforme ressaltado por Freitas (2012), o cálculo das médias em sub-matrizes de 3x3 elementos, possibilitou aos valores apresentados pelo  $G_{1A}$  Freitas uma melhor captura da complexidade do relevo em relação ao aumento da janela de análise, eliminando, deste modo, a influência da borda ao realizar a análise na escala mais fina possível.

Ainda, em relação à Figura 4.5, observa-se nos gráficos o comportamento mais sensível do  $G_{1A}$  Freitas em relação ao aumento da janela de análise, indicando áreas de maior e menor complexidade mesmo em janelas com raio de ação maior. Com isso, é possível observar, por exemplo, quais estações apresentam em seu entorno relevos mais complexos, ou a qual distância da estação o relevo se constitui mais rugoso ou menos rugoso e, também, classificar as estações conforme a complexidade do relevo circundante.

Os resultados demonstram que as variações nos valores do  $G_{1A}$  Freitas são maiores nos MDE's que apresentam corpos d'água de grande proporção (Cananéia, Ilha Solteira, Santos, Três Lagoas, SIMA 2 e 3), representados com a mesma cota de altitude pelas imagens SRTM (Figura 4.6). Esse comportamento é explicado devido ao fato de que o  $G_{1A}$  Freitas, ao encontrar as cotas correspondentes aos corpos d'água, apresentam valores nulos de assimetria. Portanto, estes não são calculados pelos operadores. Neste caso, atribui-se valor zero do  $G_{1A}$  para matrizes com o mesmo valor de cotas em todas as células, como no caso das matrizes iniciais de Cananéia e das boais SIMA 2 e 3, e/ou diminuindo os valores do  $G_{1A}$  ao encontrar tais corpos d'água, como no caso de Ilha Solteira, Santos e Três Lagoas.

Para as demais localidades, apesar de não demonstrarem variações significativas na escala de comparação global, tais variações são importantes e necessitam de uma escala de análise individual, onde as peculiaridades de cada localidade são levadas em conta, visto a

sensibilidade presente nos valores do  $G_{1A}$ . Porém, essas avaliações não cabem no escopo deste trabalho, sendo objeto de investigação em trabalhos futuros.



**Figura 4.5 – Valores normalizados dos  $G_{1A}$  (Rosa e Freitas) para as estações meteorológicas e as boias SIMA.**

As implementações realizadas por Freitas (2012) nos operadores para o cálculo do  $G_{1A}$  possibilitaram resultados mais significativos quando comparados com os resultados da forma original proposta por Rosa *et al.* (1998). Isso demonstra a sensibilidade do método GPA à pequenas mudanças relacionadas com a expansão das bordas das matrizes e evidencia a necessidade, nesses casos, em trabalhar com a menor escala possível e utilizar uma única forma de cálculo do coeficiente  $G_{1A}$ .

Os operadores implementados por Freitas (2012), obtiveram um resultado mais sensível em relação à análise da complexidade de matrizes representativas do relevo, independente do aumento da janela de análise.



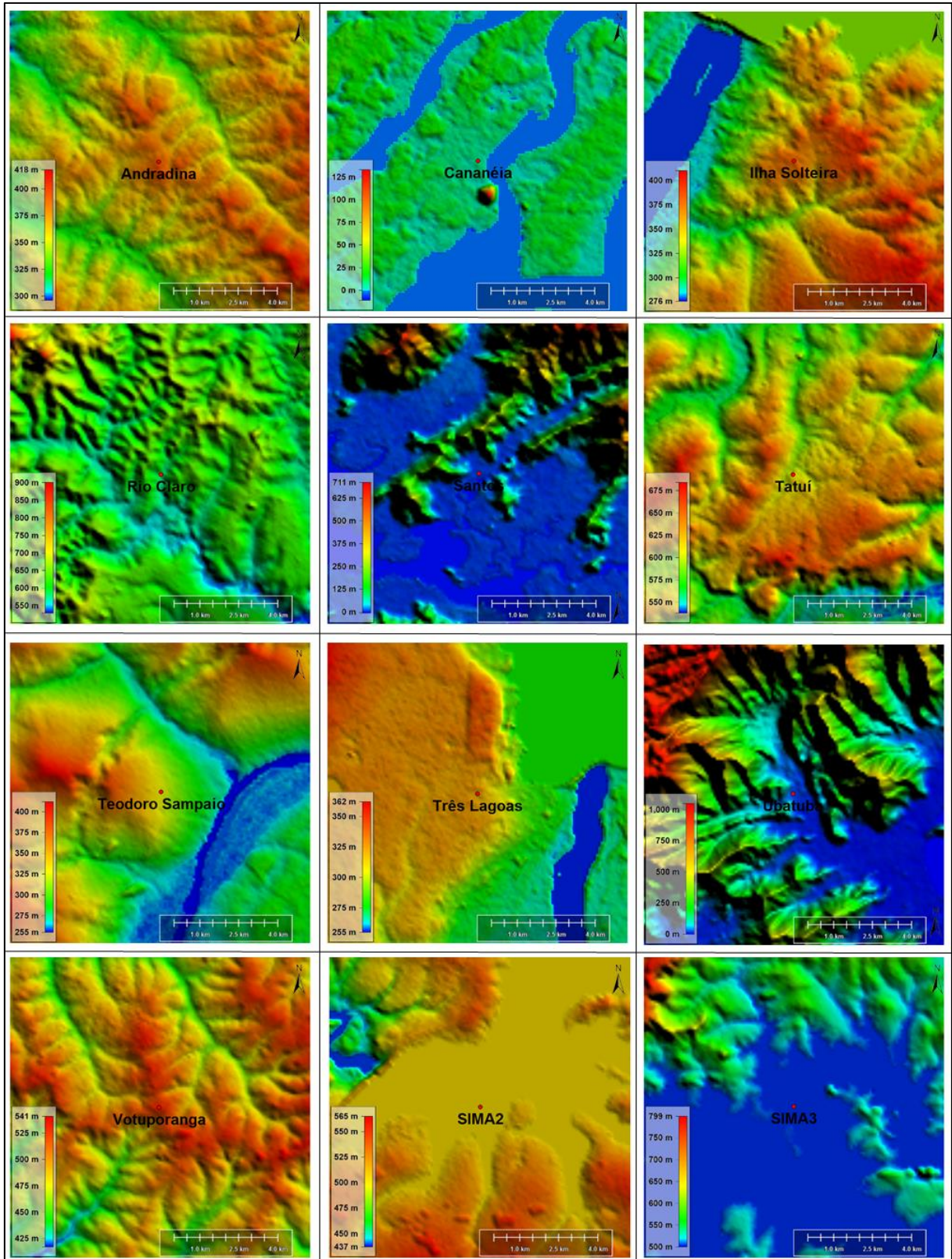


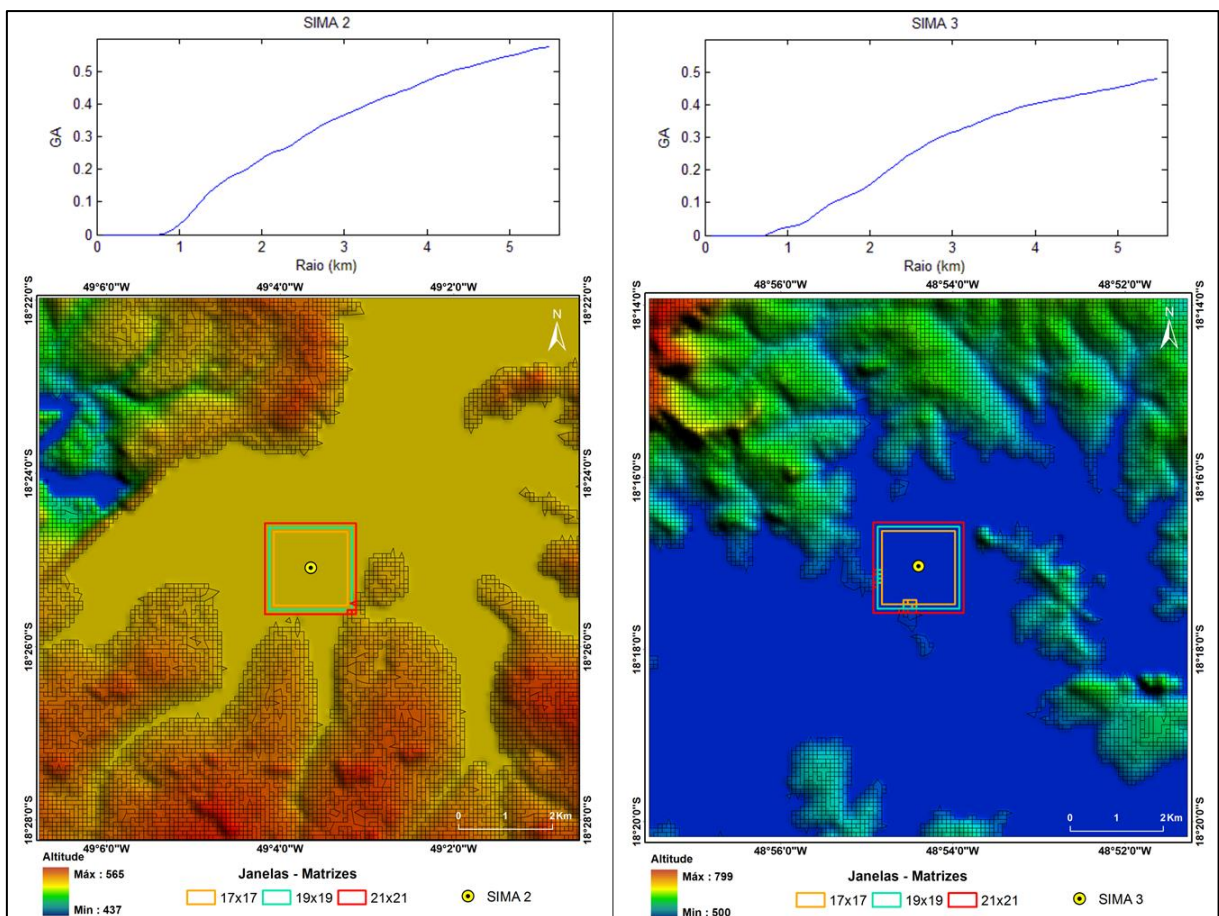
Figura 4.6 – MDE SRTM das estações e das boias SIMA utilizados para o cálculo dos  $G_{1A}$ .

Os gráficos correspondentes às boias SIMA 2 e 3 estão destacados na Figura 4.7 e trazem os valores reais do  $G_{1A}$  em conjunto com o respectivo MDE. As janelas que começam a registrar

valores de cotas diferentes também são apresentadas e demonstram o momento exato onde os valores do  $G_{1A}$  passam a ser diferentes de 0 (zero).

Sobreposto ao MDE encontra-se um arquivo vetorial que representa cada *pixel* da imagem SRTM, onde *pixels* com cotas iguais a de sua vizinhança aparecem como um único polígono. Deste modo, ficam evidentes os limites do reservatório da UHE Itumbiara em ambas as imagens e, por apresentarem as mesmas cotas, são exemplos de padrão simétrico ou de complexidade nula.

A princípio, os valores de  $G_{1A}$  passam a sofrer modificação a partir do raio de 810m, correspondente a janela de análise representada pela matriz de 19x19 elementos, para ambas as boias SIMA (Figura 4.7). Isto coincide com o instante em que as janelas passam a captar *pixels* referentes a porções de terra na margem do reservatório. Este fato evidencia a sensibilidade do método GPA em distinguir a complexidade de matrizes com base no gradiente de assimetria.



**Figura 4.7 – Gráfico com os valores reais do  $G_{1A}$  para as boias SIMA 2 e 3 e seus respectivos MDE's com destaque das janelas de análise em que passam a registrar diferenças de altitude.**

## 4.2 Aplicação e Avaliação do Método

### 4.2.1 Imagens Resultantes do $G_{1A}$

A classificação das imagens resultantes dos valores do  $G_{1A}$  para o recorte das áreas referente às boias SIMA 2 e 3, são apresentadas na Figura 4.8.

As classes de Baixa, Média e Alta Assimetria foram criadas com base nos possíveis valores do  $G_{1A}$  para matrizes de 3x3 elementos, fornecidos por Freitas (2012), conforme Tabela 3.1, seção 3.3.

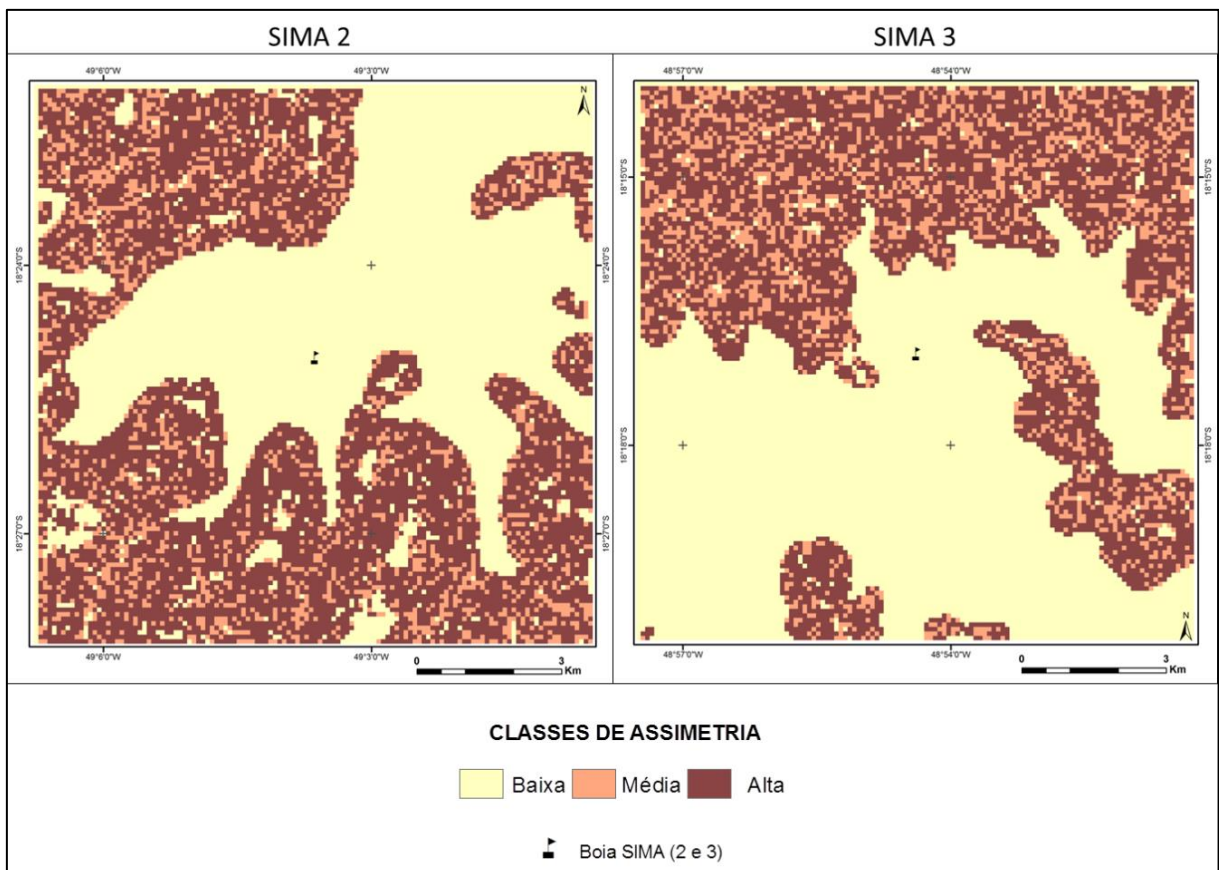
Na classe de Baixa Assimetria, apesar do agrupamento de alguns valores do  $G_{1A}$ , a frequência do  $G_{1A}$  nulo (igual à zero) foi de 99% para os dois recortes referentes às boias SIMA. Sendo assim, praticamente tudo o que aparece classificado nas imagens da Figura 4.8 referente à classe de Baixa Assimetria, corresponde ao valor nulo do  $G_{1A}$ , ou seja, regiões de complexidade nula, simétricas. A Tabela 4.1 apresenta a frequência dos valores do  $G_{1A}$  para cada recorte.

**Tabela 4.1 – Frequência dos valores do  $G_{1A}$  em escala 3x3 referente as boias SIMA 2 e 3.**

$GA_{3 \times 3}$	SIMA2			SIMA3			Classes de Assimetria
	Contagem (pixels)	%	% Classe	Contagem (pixels)	%	% Classe	
0,0000	6788	99,24		8035	99,10		Baixa
0,2000	1	0,01		0	0,00		
0,2500	1	0,01		3	0,04		
0,3333	2	0,03		0	0,00		
0,4000	3	0,04		3	0,04		
0,4286	1	0,01	44,48	0	0,00	52,73	
0,5000	7	0,10		3	0,04		
0,5556	1	0,01		0	0,00		
0,5714	8	0,12		10	0,12		
0,6000	1	0,01		2	0,02		
0,6667	27	0,39		52	0,64		
0,7143	40	1,88		32	1,37		Média
0,7778	289	13,56		437	18,75		
0,8333	3	0,14	13,86	1	0,04	15,16	
0,8571	19	0,89		26	1,12		
0,8889	1780	83,53		1835	78,72		
1,0000	3317	51,79		2900	58,74		Alta
1,1111	2394	37,38		1682	34,07		
1,2222	625	9,76	41,66	329	6,66	32,11	
1,3333	69	1,08		26	0,53		

Áreas de baixa assimetria correspondem a relevos menos rugosos, de baixa complexidade e, conseqüentemente, menor variação das cotas de altitude. Tais condições, em termos de aproveitamento eólico, apresentam potencial reduzido para causar turbulência no escoamento superficial do vento quando comparados a áreas de alta assimetria, com variações elevadas e constantes das cotas de altitude.

Na Figura 4.8 observam-se áreas classificadas com baixa assimetria fora do limite do lago. Nas imagens SRTM, corpos d'água de proporção equivalente ou maior a resolução do pixel de aproximadamente 90m, são representados por um único valor de cota de altitude, interpretado como baixa ou nula assimetria pelos operadores do  $G_{1A}$ . A captura de áreas no entorno do reservatório com os mesmos valores do  $G_{1A}$  para os corpos d'água, evidencia um importante resultado no uso do método GPA para a análise da complexidade de matrizes representativas do relevo.



**Figura 4.8 – Classificação dos valores do  $G_{1A}$  Freitas para as boias SIMA 2 e 3, respectivamente.**

Com o método demonstrou-se ser possível a identificação de áreas de baixa complexidade em locais onde a simples visualização do MDE não possibilita tal identificação, bem como a análise da declividade (ANEXO A). É uma forma mais sensível e refinada de identificação de

áreas de baixa complexidade e, conseqüentemente, menor rugosidade do relevo devido à baixa variação das cotas de altitude.

O ganho principal está mais na identificação destas áreas de baixa complexidade do que na identificação de áreas de alta complexidade, devido justamente a sensibilidade presente no método GPA frente aos dados do MDE SRTM.

Como os valores utilizados na elaboração das classes de assimetria foram definidos por Freitas (2012), com base em matrizes elementares, tal fato aplicado a dados correspondentes de elementos reais provenientes da aleatoriedade da natureza, como são as matrizes representativas do relevo, oriundas das imagens SRTM, aumenta as variações dos valores na matriz de análise, colaborando para o resultado de valores altos do  $G_{1A}$ .

Neste caso, fica evidente o nível de complexidade dos valores presentes nas matrizes analisadas, mesmo que na menor janela de análise possível (3x3). Este fato é o principal responsável pela grande cobertura da classe de Alta assimetria, correspondente aos maiores valores possível do  $G_{1A}$  encontrados na escala 3x3.

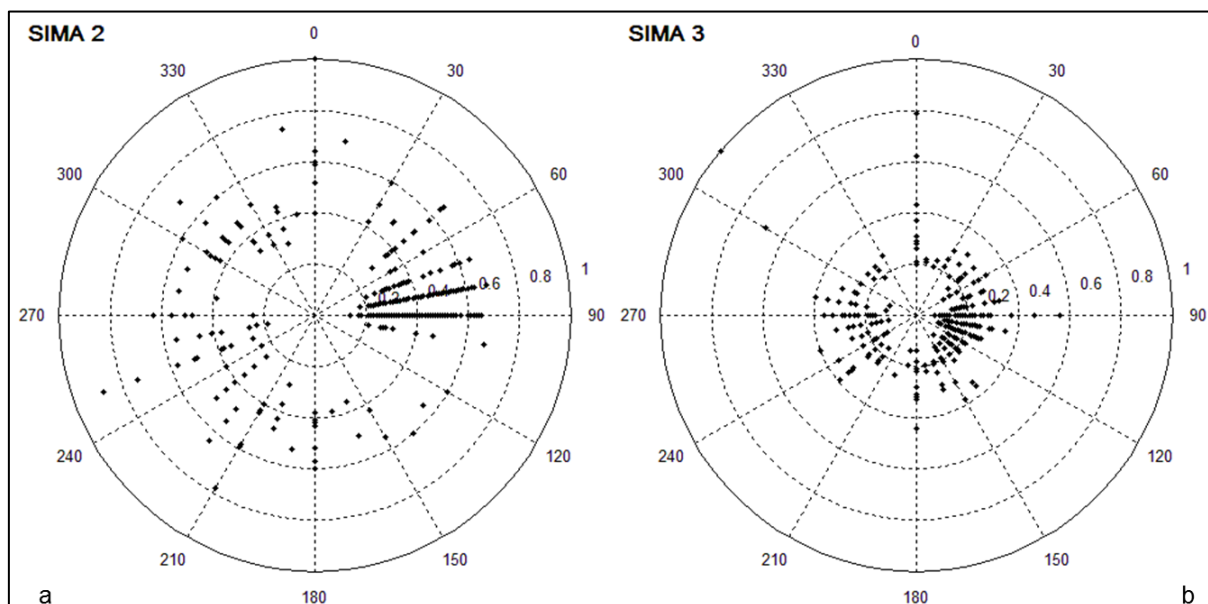
Deste modo, a melhor forma de análise e ganho real está na observação das áreas classificadas como de Baixa assimetria, na associação destas áreas com relevos menos complexos, de menor rugosidade.

#### 4.2.2 IT x $G_{1A}$

A isotropia apresentada pelos gráficos de Intensidade de Turbulência (IT) para as duas boias SIMA (2 e 3) (Figura 4.9) é explicada pelo fato de que as boias encontram-se fundeadas dentro do lago do reservatório, a uma distância considerável das margens, entorno de 1km, o que colabora na maior parte do tempo para a diminuição dos níveis de turbulência do vento até o ponto de medição, o que justifica os níveis parecidos de intensidade de turbulência independente da direção do vento.

No entanto, apesar da isotropia presente em ambos os gráficos, observa-se algumas exceções onde os maiores valores de IT estão associados a direções que coincidem com áreas mais complexas do entorno do reservatório. Para a boia SIMA 2 (Fig. 4.9a) os valores de IT normalizado, maiores do que 0,8, é proveniente do setor Sudoeste da área de estudo, com o maior valor observado a partir do setor Norte, com maior espalhamento dos demais valores, demonstrando baixa variação entre os menores e os maiores valores diários de IT. O gráfico correspondente a boia SIMA 3 (Fig. 4.9b) possui maior variação entre os valores IT, observado pela concentração de grande parte dos valores diários de IT próximo ao centro do

gráfico em relação a alguns casos destoantes oriundos dos setores Noroeste, Norte e Leste. Os resultados demonstram maior capacidade do relevo na geração de turbulência no escoamento do vento no entorno da boia SIMA 3.



**Figura 4.9 – Gráfico polar da Intensidade de Turbulência (IT) normalizada, para as boias SIMA 2 (a) e SIMA 3 (b).**

Embora a direção Leste seja a direção predominante do vento e alinhada ao longo do eixo principal de convergência do vento proporcionada por condições orográficas favoráveis, a localização da boia SIMA 3 é menos favorecida em comparação a boia SIMA 2, com maior potencial de turbulência devido a disposição do relevo no seu entorno próximo, conforme ilustrado através da visualização em 3D do MDE da área de estudos (Figura 4.10).

Não é por menos que os maiores valores de IT são encontrados na referida boia, enquanto a menor variação de direção e maior intensidade do vento é observado nos dados coletados pela boia SIMA 2, conforme observa-se na Rosa dos Ventos para ambas as boias SIMA (2 e 3) nas Figuras 4.11 e 4.12, respectivamente.

Devido ao comportamento isotrópico apresentado nos gráficos polares para ambas as boias SIMA, a comparação da IT com o mapa de classes resultante dos valores do  $G_{1A}$  fica prejudicado ao ponto de se chegar a conclusões elementares. Mas ainda assim, estabelece indícios de convergência entre as direções com as maiores IT e as áreas com as maiores concentrações de classe de média e alta assimetria, ou seja, regiões de maior complexidade do relevo.

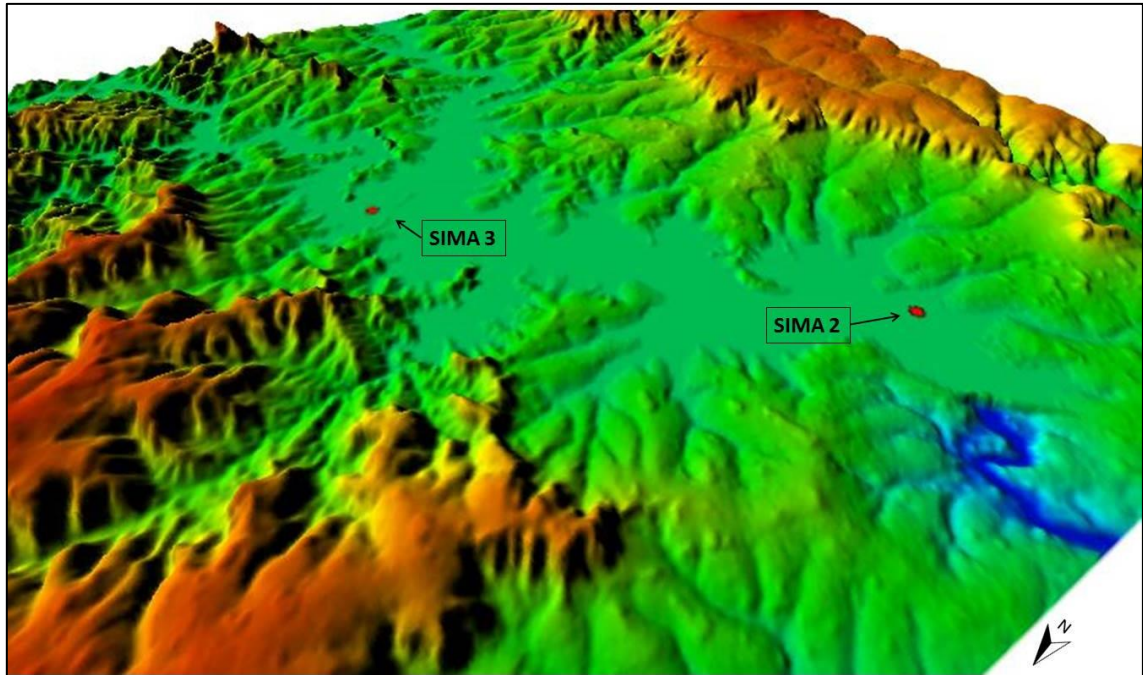


Figura 4.10 - Visualização 3D do MDE SRTM da área de estudo, com destaque para a posição de ambas as boias SIMA.

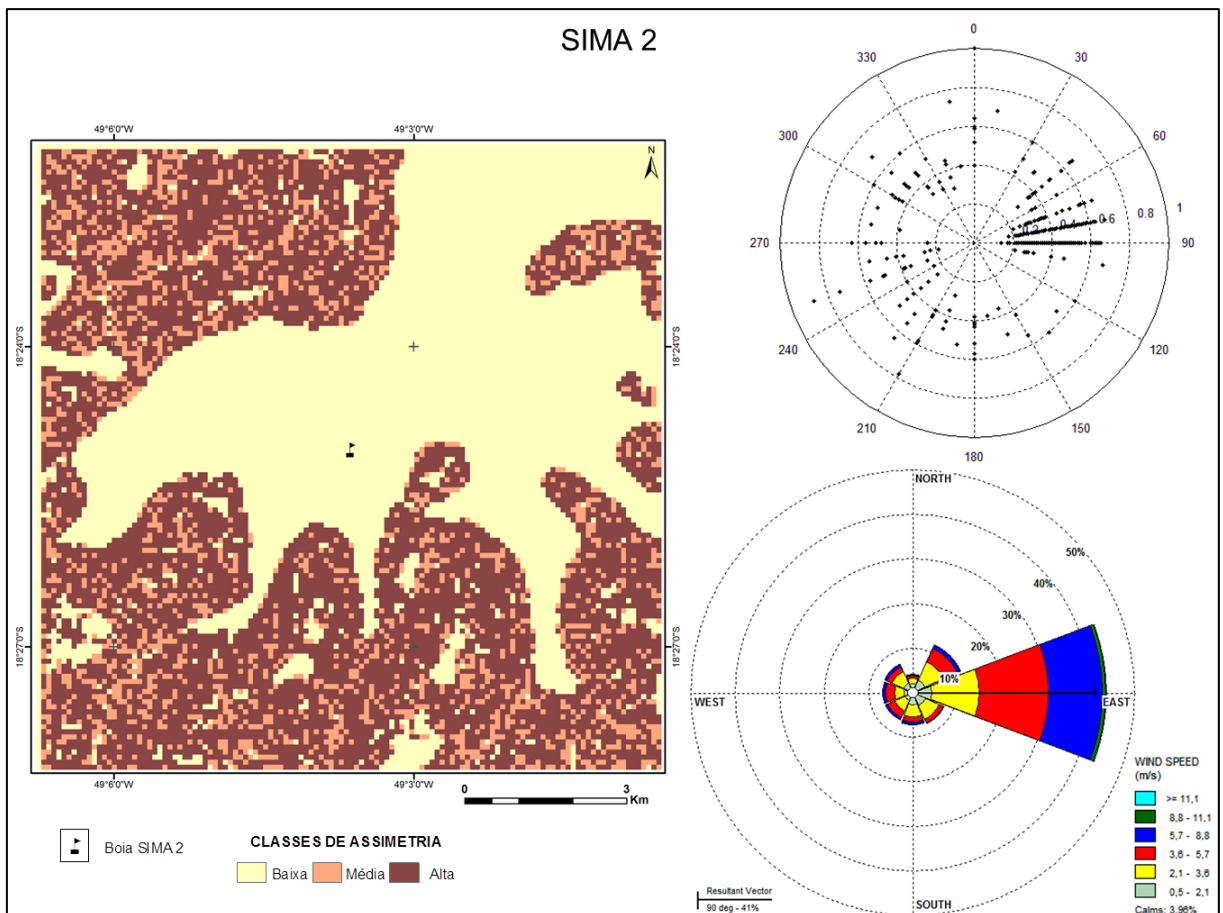
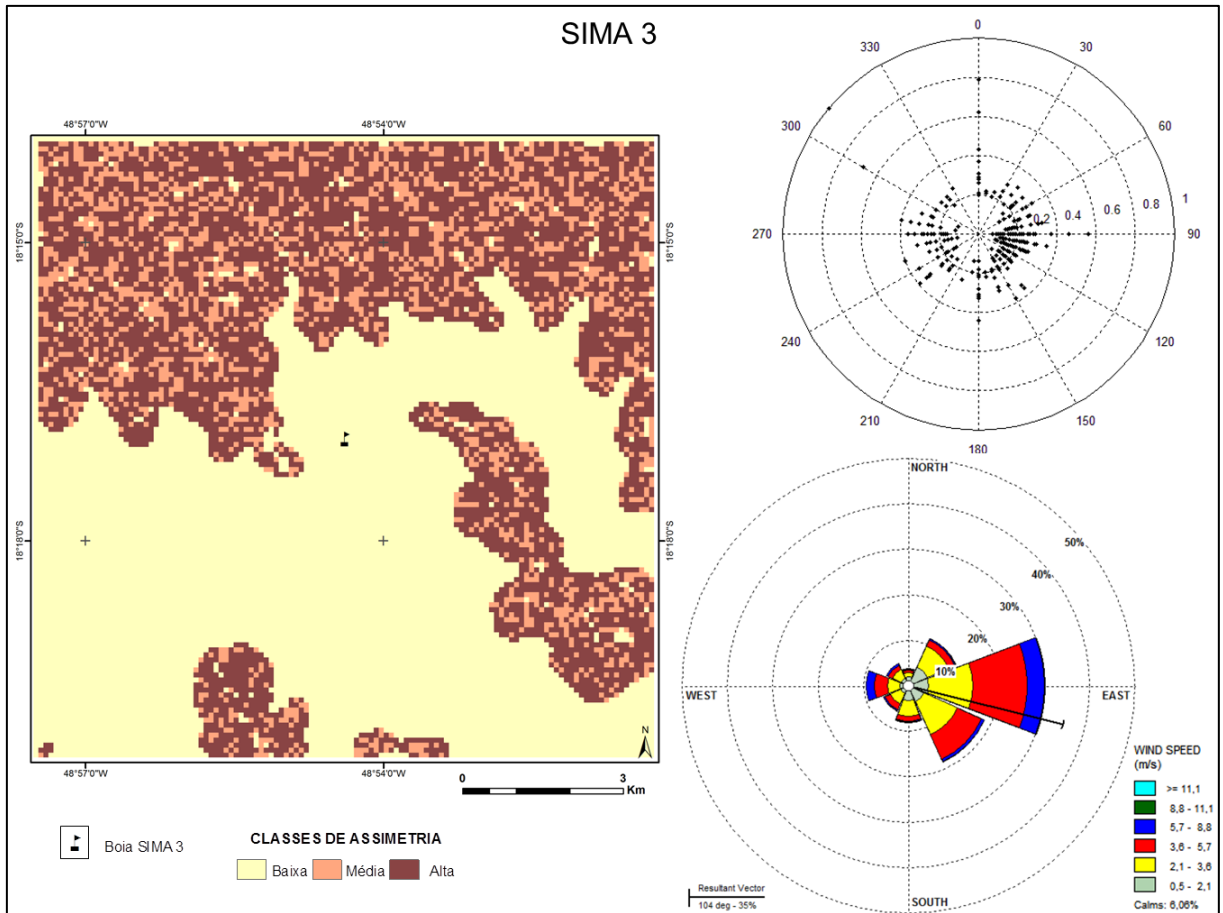


Figura 4.11 – Imagem classificada com os valores do  $G_{1A}$  para a boia SIMA 2 em conjunto com a respectiva rosa dos ventos e o gráfico polar de IT.



**Figura 4.12 – Imagem classificada com os valores do  $G_{1A}$  para a boia SIMA 2 em conjunto com a respectiva rosa dos ventos e o gráfico polar de IT.**



## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O processo de filtragem nos dados SRTM não se faz necessário para a aplicação do método GPA com o interesse de quantificar a complexidade do relevo, o que acabou servindo neste trabalho para atestar a sensibilidade do método GPA frente às suavizações nos valores de altitude provocadas pelos filtros.

Em relação aos resultados apresentados nesta dissertação, as principais contribuições do método de Análise por Padrões de Gradiente (GPA) como quantificador da complexidade/rugosidade do relevo com base em dados da missão SRTM são:

- Maior robustez em relação aos valores de Variância para as mesmas matrizes;
- Sensibilidade a qualquer tipo de mudança nos valores de altitude;
- Refinamento na identificação de áreas planas em comparação ao mapa de declividade;
- Resultado satisfatório na análise por janelas crescentes, onde é possível observar maior ou menor complexidade do relevo a partir de um ponto de interesse;
- Identificação de áreas de baixa assimetria além do limite do reservatório, ou seja, áreas sem alterações de cotas de altitude, planas;
- O  $G_{1A}$  Freitas obteve melhor resultado em relação ao  $G_{1A}$  Rosa para matrizes de elevadas dimensões;
- A comparação dos valores do  $G_{1A}$  com o gráfico polar de IT estabelece indícios de convergências entre as direções com os maiores valores de IT com as regiões de maior proporção das classes de média e alta assimetria.

Para os valores de IT, ressalta-se a importância de medições coletadas em menor espaço de tempo, de preferência de 10 em 10 minutos, conforme indicado na literatura, para que de fato possamos estabelecer tais indícios com o mapa de classes do  $G_{1A}$ .

É importante a necessidade de constatação *in loco* das áreas indicadas como sendo de baixa assimetria além do limite do reservatório, conforme observado no mapa de classes de assimetria referente a boia SIMA2 (Figura 4.8), com o objetivo de verificar de fato se tais áreas são mesmo de baixa complexidade.

## 6. CONCLUSÃO

O trabalho atingiu os objetivos propostos, ao conseguir analisar e quantificar a complexidade/rugosidade do relevo através da aplicação do método GPA nos dados SRTM.

O operador  $G_{1A}$  Freitas demonstrou melhor desempenho em relação ao operador  $G_{1A}$  Rosa, ao apresentar maior sensibilidade e abrangência para com os dados SRTM. O relevo do entorno da boia SIMA 2 apresenta indícios de produzir menores efeitos no escoamento superficial do vento em comparação ao relevo do entorno da boia SIMA 3.

As análises baseadas no Índice de Turbulência em conjunto com os operadores morfométricos aqui utilizados, aplicados sobre dados de vento medidos nos reservatórios, indicaram um campo isotrópico, o que indica que na parte central dos reservatórios as perturbações dos ventos devido ao relevo adjacente são minimizadas.

Sugere-se como trabalho futuro a utilização dos dados SRTM com resolução de 30m, disponível a partir do início de 2015. Recomenda-se a análise sazonal do vento para o cálculo da IT, ao possibilitar observar as possíveis diferenças no comportamento do vento durante a noite e o dia para a área de estudos.

## 7. REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159 p.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2651-2665, 2010.
- AMARANTE, O. A. C. do; BROWER, M; ZACK, J. **Atlas do potencial eólico brasileiro**. Brasília, Brasil, Centro de Pesquisa de Energia Elétrica (Cepel), 2001.
- AMARANTE, O. A. C. do; da SILVA, F. de J. L.; de ANDRADE, P. E. P. **Atlas eólico: Minas Gerais**. Cemig, 2010.
- ASPIAZÚ, C.; ALVES, L. M.; VALENTE, O. F. Modelos digitais de terrenos conceituação e importância. **Boletim de Pesquisa Florestal**, Colombo/PR, n.21, p.27-36, dez., 1990. Disponível em: <[www.cnpf.embrapa.br/publica/boletim](http://www.cnpf.embrapa.br/publica/boletim)> Acesso em: 03 jun. 2013.
- ASSIREU, A. T.; ROSA, R. R.; LORENZZETTI, J. A.; VIJAYKUMAR, N. L.; REMPEL, E. L.; RAMOS, F. M.; SÁ, L. D. A.; BOLZAN, M. J. A.; ZANANDREA, A. Gradient pattern analysis of short nonstationary time series: an application to Lagrangian data from satellite tracked drifters. **International Journal of Modern Physica D**, p.397-403. 2002.
- ASSIREU, A. T. **Estudo das características cinemáticas e dinâmicas das águas de superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de derivadores rastreados por satélite**. 2003, 174f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- ASSIREU, A. T.; LORENZZETTI, J. A.; NOVO, E. M. L. M.; STECH, J. L.; BRAGA, C. Z. F.; LIMA, I. B. T.. Aplicação do Operador de Fragmentação Assimétrica (FA) na caracterização de controles geomorfológicos em reservatórios hidroelétricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.32, n.4, p.501-508, 2004.
- ASSIREU, A. T.; PIMENTA, F.; SOUZA, V.. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoir. In: Enner H. Alcântara. (Org.). **Energy Resources: Development, Distribution, and Exploitation**, Nova York, v.1, 1 ed., p.1-30, 2011.
- ASSIREU, A. T.; PEREIRA, R. R.; SOUZA, V. C. O.; SOUZA, A. F.; FRANCHITO, S. H. Aplicação do Operador de Fragmentação Assimétrica (FA) para estimativas da rugosidade superficial a partir de mapas digitais de elevação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO – SBSR, 16, 2013, Foz do Iguaçu-PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p. 9055–9062, 2013a. Disponível em: <[www.dsr.inpe.br/sbsr2013/files/p1198.pdf](http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/files/p1198.pdf)>. Acesso em: 5 mar. 2014.
- ASSIREU, A. T.; PELLEGRINI, C. C.; PIMENTA, F. M. Intensificação do vento devido a influências do relevo: evidências a partir de modelos numéricos e medidas *in situ*. **Revista Ciência e Natura**, p.060-062. 2013b.
- ASTER. **Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer**. 2004. Disponível em: <[www.edc.usgs.gov/products/satellites/aster.html](http://www.edc.usgs.gov/products/satellites/aster.html)>. Acesso em: 8 jul. 2012.
- BARONI, M. P. M. A.; ROSA, R. R.; SILVA, A. F.; PEPE, I.; ROMAN, L. S.; RAMOS, F. M.; AHUJA, R.; PERSSON, C.; VEJE, E. Modeling and gradient pattern analysis of

irregular SFM structures of porous silicon. **Microelectronics Journal**, v. 37, n. 4, p. 290-294, 2006.

BARROS, R. S. de; **Avaliação da altimetria de modelos digitais de elevação obtidos a partir de sensores orbitais**. 2006. 172f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006. Disponível em: <[www.ppgg.igeo.ufrj.br/](http://www.ppgg.igeo.ufrj.br/)>. Acesso em: 09 jun. 2013.

BERG, M. de; CHEONG, O.; KREVELD, M. van; OVERMARS, M. **Computational geometry: algorithms and applications**. Berlin: Springer-Verlag, 3ª rev. ed., 2008, 386p. Disponível em: <[www.cs.uu.nl/geobook/](http://www.cs.uu.nl/geobook/)>. Acesso em: 14 nov. 2013.

BOTTEMA, M. Urban roughness modelling in relation to pollutant dispersion. **Atmospheric Environment**, 31, 3059–3075, 1997.

BRASIL. **Ministério das Minas e Energia**. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro, v. 31, 768 p. 1983.

BURROUGH, P. A. **Principles of Geographical Informations Systems for Land Resources Assesment**. Clarendon Press, Oxford, 1989.

CHAGAS, C. S.; FERNANDES FILHO, E. I.; ROCHA, M. F.; de CARVALHO JR., W.; NETO, N. C. S. Avaliação de modelos digitais de elevação para aplicação em um mapeamento digital de solos. **Revista Brasileira de Eng. Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.14, n.02, p.218-226, 2010. Disponível em: <[www.scielo.br/](http://www.scielo.br/)>. Acesso em: 05 jun. 2013.

COLIN, J.; FRAIVE, R. Aerodynamic roughness lenth estimation from very high-resolution imaging LIDAR observations over the Heihe basin in China. **Hydrology and Earth System Sciences**, 14, p. 2661 – 2669, 2010.

CURTARELLI, M. P. **Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto**. 2012. 140f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, v.45, n.02, p.43, jun. 2007. Disponível em: <[www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM\\_paper.pdf](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM_paper.pdf)>. Acessado em: 26 mai. 2013.

FELGUEIRAS, C. A. **Modelagem Numérica do Terreno**. In: Introdução à Ciência da Geoinformação, cap. 7. 1999. Disponível em: <[www.dpi.inpe.br/gilberto/livro](http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro)>. Acesso em: 06 nov. 2013.

FERNANDES, M. C. **Desenvolvimento de Rotina de Obtenção de Observações em Superfície Real: uma aplicação em Análises Geoecológicas**. 2004. 291f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004. Disponível em: <[www.geocart.igeo.ufrj.br/pdf/trabalhos/2004/Manoel.pdf](http://www.geocart.igeo.ufrj.br/pdf/trabalhos/2004/Manoel.pdf)>. Acesso em 13 set. 2013.

FORMENTI, P.; ANDREAE, M.O.; CAFMEYER, J.; MAENHAUT, N.; HOLBEN, B.N.; LANGE, L.; ROBERTS, G.; ARTAXO, P.; LELIEVELD, J. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large – Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)

– Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in march 1998. **Journal of Geophysical Research**, (106):14, 14.919 – 14.934, 2001.

FREITAS, R. M. **Técnicas de análise de séries temporais aplicadas à detecção de desflorestamento em tempo real**. 2007. 194f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

FREITAS, R. M.; ASSIREU, A. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; ROSA, R. R.; NOVO, E. M. L. M.; STECH, J. L.; LORENZETTI, J. A. Uso do operador de fragmentação assimétrica como caracterizador morfométrico de paisagens: cenário estático versus cenário dinâmico. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13, 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p.3357-3364, 2007. Disponível em: <[www.marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr/](http://www.marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr/)>. Acesso em: 10 dez. 2013.

FREITAS, R. M. **Laboratório virtual para visualização e caracterização do uso e cobertura da terra utilizando imagens de sensoriamento remoto**. 2012. 255f. Tese (Doutorado em Computação Aplicada) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: [www.urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BDRG5P](http://www.urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BDRG5P). Acesso em: 16 jan. 2014.

FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS. **Parque gerador**: usina hidrelétrica de Itumbiara. Disponível em: <[www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina\\_hidr\\_itumbiara.asp](http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina_hidr_itumbiara.asp)>. Acesso em: 6 jun. 2014.

GRIMMOND, C. S. B.; OKE, T. R. Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form. **Journal of Applied Meteorology**, v.38, p.1262-1292, set. 1999.

GROHMANN, C. H. **Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro**. 2008. 189f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

HOBSON, R. D. **FORTRAN IV programs to determine the surface roughness in topography for the CDC 3400 computer**. Computer Contribution State Geol. Survey Kansas, 14: p.1-28, 1967.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: Chorley, R. J. (Ed.), **Spatial Analysis in Geomorphology**, p. 225-245. 1972.

JARVIS, A.; REUTER, H.I.; NELSON, A.; GUEVARA, E. **Hole-filled SRTM for the globe Version 4: available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database**. Washington-DC, 2008. Disponível em: <[www.srtm.csi.cgiar.org](http://www.srtm.csi.cgiar.org)>. Acesso em: 18 mai. 2013.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução de José Carlos Neves Epiphânio (Coord.), São José dos Campos: Parêntese, 2009. 598p.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo perfil logarítmico do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.25, n.02, p.187-197, 2007a.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.02, p.262-272, 2007b.

MAHURA, A.; KORSHOLM; BAKLANOV; RASMUSSEN. Elevated birch pollen episodes in Denmark: contributions from remote sources. **Aerobiologia**, 23: 171 – 179, 2007.

MANWELL, J. F.; MCGOWAN, J. G.; ROGERS, A. L. **Wind energy explained: theory, design and application**. Wiltshire: Wiley, 2<sup>a</sup> ed, 2009, 689p.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.30, n.01, p.1304-1/1304-13, 2008. Disponível em: <www.sbfisica.org.br>. Acesso em: 07 nov. 2012.

MICELI, B. S.; DIAS, F. de M.; SEABRA, F. M.; dos SANTOS, P. R. A.; FERNANDES, M. do C. Avaliação vertical de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, n.63/01, p.191-201, 2011. (ISSN 0560-4613).

NASCIMENTO, E. R.; dos REIS NETO, J. M.; REBELO, A. M. de A. Aplicação do índice de concentração da rugosidade do relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos ocorrentes na região norte do município de Curitiba, PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, n.02, p.61-68. 2010. Disponível em: <www.ugb.org.br>. Acesso em: 10 jun. 2013.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 2<sup>a</sup> ed. São Paulo: Blucher, 1992.

OGUCHI, T. SIG applications in geomorphology – a review. In: REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6, 2006, Goiânia-GO Brazil. **Anais...** Goiânia: IAG/UGB, [sn], 2006.

PIMENTA, F. M.; ASSIREU, A. T. Simulating reservoir storage for a wind-hydro hybrid system. **Renewable Energy**. 76, p.757-767. 2015.

RABER, G.; HODGSON, M. E.; JENSEN, J. R. Impact of LIDAR nominal posting density on DEM accuracy, hydraulic modeling and flood zone delineation. **Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**. 72. 2006.

REUTER H. I.; NELSON, A.; JARVIS, A. An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. **International Journal of Geographic Information Science**. 21:9, 983-1008. 2007.

ROCHA, D. S. Avaliação altimétrica e geomorfológica da bacia do Alto Camaquã/RS utilizando os modelos digitais de elevação ASTER e SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO – SBSR, 16, 2013, Foz do Iguaçu-PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p.4101-4108, 2013. Disponível em: <www.dsr.inpe.br/sbsr2013/>. Acesso em: 20 mai. 2013.

ROSA, R. R.; SHARMA, A. S.; VALDIVIA, J. A. Characterization of localized turbulence in plasma extended systems. **International Journal of Modern Physica A**, 257, p.509-514. 1998.

ROSA, R. R.; SHARMA, A. S.; VALDIVIA, J. A. Characterization of asymmetric fragmentation patterns in spatially extended systems. **International Journal of Modern Physics C**, v.10, n.01, p.147-163. 1999

ROSA, R. R.; CAMPOS, M. R.; VIJAYKUMAR, N. L.; FUJIWARA, S.; SATO, O. T. Gradient pattern analysis of structural dynamics: application to molecular system relaxation. **Brazilian Journal of Physics**, v. 33, n. 3, p. 605-610, Sep. 2003.

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

SANO, E. E.; ROSA, R.; BRITO, J. L. S.; FERREIRA, L. G. **Mapeamento de cobertura vegetal do bioma cerrado: estratégias e resultados**. Embrapa Cerrados: Planaltina/DF, p. 33, 2007.

SANTOS, P. R. A.; GABOARDI, C.; de OLIVEIRA, L. C. Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, n.58/01, p.101-107, abr., 2006. (ISSN 1808-0936).

SILVA, J. E. B.; SANTOS, P. R. A. A utilização dos modelos SRTM na interpretação geomorfológica: técnicas e tecnologias aplicadas ao mapeamento geomorfológico do território brasileiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13, 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p.4261-4266, 2007. Disponível em: <[www.marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr/](http://www.marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr/)>. Acesso em: 20 mai. 2013.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T.; OKA-FIORI, C. Análise digital do relevo empregada no mapeamento de unidades geomorfológicas. **Revista Geografar**, Curitiba, v.7, n.2, p.43-68, dez, 2012. Disponível em: <[www.ser.ufpr.br/geografar](http://www.ser.ufpr.br/geografar)>. Acesso em: 10 jun. 2013.

SIMÕES, J. M. G.; PAULA JR, A. R. de; ROSA, R. R. Análise de padrões-gradientes da variabilidade da frequência cardíaca. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E ENCONTRO LATINO AMERICANO DE PÓS-GRADUAÇÃO, 9 e 5, 2005, São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos: UNIVAP, [sn], 2005. Disponível em: <[www.inicepg.univap.br/cd/INIC\\_2005/](http://www.inicepg.univap.br/cd/INIC_2005/)>. Acesso em: 8 fev. 2014.

SOUZA, L. F.; SAMPAIO, T. V. M. Aplicação do índice de concentração da rugosidade à identificação de classes de dissecação do relevo: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 3, 2010, Recife. **Anais...** Recife: CTG/UFPE, [sn], 2010. Disponível em: <[www.ufpe.br/cgtg/SIMGEOIII/IIISIMGEO\\_CD/artigos/Todos\\_Artigos/A\\_148.pdf](http://www.ufpe.br/cgtg/SIMGEOIII/IIISIMGEO_CD/artigos/Todos_Artigos/A_148.pdf)>. Acesso em: 23 ago. 2013.

STECH, J. L.; LIMA, I. B. T.; NOVO, E. M. L. M.; SILVA, C. M.; ASSIREU, A. T.; LORENZZETTI, J. A.; CARVALHO, J. C.; BARBOSA, C. C.; ROSA, R. R. Telemetric monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology**, v. 29, p. 1747-1750, 2006.

STONE, R. O.; DUGUNDJI, J. A study of microrelief – its mapping, classification and quantification by means of a Fourier analysis. **Engineering Geology**, 1: p.89-187, 1965.

TOUTIN, T.; GRAY, A. L. State-of-the-art of extraction of elevation data using satellite SAR data. **Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 55, n. 1, p. 13-33, 2000.

VALERIANO, M. de M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponível para a América do Sul**. São José dos Campos: INPE, p.72, 2004. (INPE-10550-RPQ/756). Disponível em: <[www.dsr.inpe.br/topodata/documentos.php](http://www.dsr.inpe.br/topodata/documentos.php)>. Acesso em: 19 ago. 2012.

VALERIANO, M. de M. **Topodata: guia para utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, p.44, 2008. (INPE-15318-RPE/818). Disponível em: <[www.urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24](http://www.urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24)>. Acesso em: 18 out. 2012.

VALÉRIO, A. M.; KAMPEL, M.; ASSIREU, A. T.; STECH, J. L. The asymmetric fragmentation operator applied to meteo-limnological time series in a tropical reservoir. **Ecological Informatics**, v. 8, p. 29-36, 2012.

VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P.; CARDOSO, E. J. (Ed.) **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.4, 2005.

WIERINGA, J. Representative roughness parameters for homogeneous terrain. **Bound.-Layer Meteorology**, v.63, p.323-363, 1993.

WIERINGA, J.; DAVENPORT, A. G.; GRIMMOND, C. S. B.; OKE, T. R. New revision of davenport roughness classification. In: EUROPEAN & AFRICAN CONFERENCE ON WIND ENGINEERING, 3, 2001, Eindhoven. **Anais...** Eindhoven: Netherlands. International Association of Wind Engineering (IAWE), v8, 2001.



**ANEXO A – Mapa de Declividade da área de estudo destacando os 16 quadrantes.**

