

# INTERPRETAÇÃO GEOMORFOMÉTRICA DE PARÂMETROS VARIOGRÁFICOS DO RELEVO

Daniel Fabian BETTÚ<sup>1</sup> & Paulo Cesar SOARES<sup>2</sup>

(1) Programa de Pós-Graduação em Geologia, Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Centro Politécnico. Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-980. Jardim das Américas. Curitiba, PR. Endereço eletrônico: daniel\_bettu@yahoo.com.br

(2) Professor. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Centro Politécnico. Jardim das Américas. Curitiba, PR.

Introdução  
Objetivos  
O semivariograma como ferramenta para mapeamento de propriedades geomorfométricas  
Semivariograma e relevo  
Fundamentação teórica da análise de relevo em semivariogramas  
Comprimento Planar Médio das Vertentes – CPV  
Complemento Planar Médio Multidirecional das Vertentes – CMV  
Rugosidade do Relevo – IRR  
Densidade de Relevo – DR  
Anisotropia de Relevo – IAR  
Angulosidade do Relevo – IAN  
Estudo de caso: bacias hidrográficas dos rios Barigüi e Passaúna (Paraná)  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**Resumo** - Pesquisas envolvendo Sistemas de Informações Geográficas e técnicas de sensoriamento remoto tiveram ampla difusão nas últimas décadas, frequentemente associadas a dados gratuitos, com excelentes resultados, especialmente em classificação textural sobre imagens orbitais, muitas vezes envolvendo análises geoestatísticas. Através do cálculo de variogramas direcionais é possível avaliar quantitativamente a distribuição espacial de um conjunto de dados regionais. Modelos variográficos teóricos podem ser ajustados para explicar o comportamento espacial de dados altimétricos, permitindo classificar formas de relevo e fornecendo parâmetros para caracterização morfométrica, geomórfica e evolutiva das formas de relevo. Parâmetros variográficos multidirecionais são propostos para representar índices morfométricos adimensionais de angulosidade, rugosidade, anisotropia e densidade de relevo. O significado conceitual das diferenças entre os parâmetros pode ser associado às características geomórficas do relevo. Tais propriedades e conceitos associados foram testados nas bacias hidrográficas dos rios Passaúna e Barigüi, região de Curitiba, sul do Brasil. Foi provada a eficiência do uso do variograma nas estimativas de propriedades morfométricas do relevo. Unidades de Paisagem Geomórficas (UPG) características podem ser discriminadas e caracterizadas através das propriedades morfométricas baseadas em dados de sensores remotos disponíveis (e.g. SRTM). Conclui-se que o variograma representa uma poderosa ferramenta de análise de dados altimétricos objetivando classificar Unidades de Paisagem Geomórficas.

**Palavras-chave:** análise do relevo; unidades de paisagem; parâmetros geomórficos; morfometria; análise variográfica do relevo.

**Abstract** - Geographic information systems and remote sensing techniques spread widely in the last decades, with data frequently free. Remote sensing presents methodologies with success on textural classification on orbital images, applying many geostatistic tools for many areas of application, By the estimation of directional variograms it's possible to quantitatively evaluate the spatial spread and organization of a regional data set. Theoretical variograms models can be adjusted to explain the spatial behavior of elevation data and allow to classify relief forms, providing parameters to morphometric, geomorphic and landscape evolution characterizations. Multidirectional variograma parameters are proposed to represent some

morphometric dimensionless indices: massivity, roughness, anisotropy and relief density. Conceptual significance of parametric differences can be easily assigned to geomorphical characteristics of relief. These properties and associate concepts were tested in Passaúna and Barigüi river basins, near Curitiba, Southern Brazil. The efficiency of variogram use on morphometric properties of relief estimations was verified. Characteristic geomorphic landscape units (GLU) properties may be discriminated and characterized by morphometric properties based altimetric data available (e.g. SRTM). It is concluded that the variogram is a powerful tool in the analysis of altimetry data with the purpose of discriminate geomorphic landscape properties. But, more tools are needed in order to classify and to characterize GLU.

**Key-words:** relief analysis, landscape units, geomorphic parameters; morphometry; variographic relief analysis.

## INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas a aplicação de ferramentas de análise morfométrica do relevo foi difundida em diversas áreas da Geologia e da Geomorfologia, especialmente com a popularização dos Sistemas de Informação Geográfica – SIG, tornando possível executar cálculos complexos sobre bases de dados geograficamente referenciados. Ferramentas baseadas em análises geoestatísticas sobre dados de sensores remotos foram aplicadas em trabalhos focados na classificação de feições físicas regionalizadas, principalmente na classificação textural em imagens de radar e/ou de satélites óticos (Wijaya et al. 2007; Chica-Olmo e Abarca-Hernández, 2000; Mela e Louie, 2001; Woodcock *et al.*, 1988; Miranda *et al.*, 1992; Atkinson, 1995; St-Onge & Cavayas, 1995; Lark, 1996).

Embora comuns em aplicativos de SIG, algoritmos morfométricos se baseiam apenas na descrição da geometria, e não na relação entre as diversas formas de relevo (Georgievskiy, 2011). Tais aplicações são fundamentadas em critérios estatísticos, onde diferentes medidas da variabilidade do número digital (ND) são estimadas dentro de janelas móveis, por exemplo, pelo desvio padrão ou variância local (Arai, 1993; Woodcock e Harward, 1992).

Para variáveis topográficas identifica-se elevado potencial para o uso de semivariogramas como descritores texturais do relevo (Carr, 1996; Miranda *et al.*, 1998; Lark, 1996). Técnicas baseadas em parâmetros geoestatísticos permitiram o mapeamento e a interpretação de diferentes padrões texturais em imagens de radar, fundamentados na teoria das variáveis regionalizadas de Matheron (1963) (Pedroso *et al.*, 1998; Felgueiras *et al.* 2003).

A geomorfometria, definida como a ciência da descrição e de análise quantitativas das características geométrico-topológicas da paisagem (Pike, 1995; Rasemann *et al.* 2004), tem como um de seus principais objetivos o desenvolvimento de métodos de classificação objetiva e replicável para as formas de relevo, fornecendo indicadores a respeito dos processos geomórficos atuantes no relevo a partir de dados de sensores remotos (Schmidt e Dikau, 1999; Rasemann et al., 2004; MacMillan e Shary, 2009). Entende-se que a hipsometria e a morfologia do relevo, bases da geomorfometria, resultam de interações complexas entre litologia, tectônica, clima e processos erosionais, daí a importância dos estudos geomorfométricos para as ciências da Terra (Strahler, 1957; Masek et al. 1994; Avouac e Burov, 1996; Pinter e Brandon, 1997). Nesta concepção, a caracterização dos atributos geomórficos é, portanto, fundamental para a compreensão e gestão adequada do meio físico. Descritores quantitativos das características das formas de relevo e de sua estrutura são considerados índices essenciais para diferenciar as formas de relevo e base para pesquisas quantitativas em geomorfologia (Dong *et al.* 2008).

O conceito básico da geomorfometria é a parametrização morfométrica, derivada geralmente de um modelo digital de terreno (MDT), incluindo informações específicas a respeito da forma da superfície terrestre (Wilson e Gallant, 2000, Smith et al., 2008). Wilson e Gallant (2000) classificam os parâmetros morfométricos em primários (obtidos diretamente do MDT, p.ex. declividade e curvaturas) e compostos (calculados a partir de parâmetros primários, p.ex. índice

topográfico de umidade), Parâmetros primários podem ser derivados através do ajuste de uma função quadrática sobre qualquer cela de uma malha regular, em relação às celas adjacentes, enquanto parâmetros topográficos regionais requerem a consideração do contexto total da área (p.ex a relação das celas inseridas em uma mesma bacia hidrográfica) (Olaya, 2009). Uma vez que medidas pontuais e isoladas podem não representar o contexto no qual as mesmas encontram-se inseridas, há demanda para o uso de mecanismos que possibilitem a análise conjunta do relevo (Sampaio, 2008).

## OBJETIVOS

Propõe-se a derivação de novos índices geomorfométricos, alternativos àqueles já consagrados em geomorfológicos, apresentando sua fundamentação lógica. São apresentadas técnicas que permitem avaliar as feições geomórficas de uma área qualquer através da construção de semivariogramas direcionais das medidas de altitude. O entorno de cada cela em uma malha regular, avaliado fazendo uso de uma janela de busca móvel quanto à semivariância dos valores altimétricos, resulta em três importantes parâmetros geomorfométricos que permitem a interpretação

Visando uma abordagem regionalizada, este trabalho propõe a extração de índices geomorfométricos a partir da análise e interpretação de parâmetros variográficos do relevo. Os dados altimétricos (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*) são tratados como variáveis espaciais discretas através da função semivariograma. Índices geomórficos, tais como de rugosidade, densidade, angulosidade e anisotropia de relevo, são estimados, introduzindo uma nova concepção metodológica, alternativa aos procedimentos tradicionais, não-regionalizados.

geomórfica do relevo: o efeito pepita puro, o alcance e a semivariância média. O artifício analítico, centrado em celas, admite que os índices gerados caracterizem o entorno de cada cela, sem a necessidade de um limite físico pré-definido, como alternativa às técnicas usuais, focadas na interpretação no contexto de bacias hidrográficas. Esta mesma característica permitirá uma fácil integração dos índices resultantes do procedimento a outras bases de dados, através de sua aplicação em Sistemas de Informações Geográficas.

## O SEMIVARIOGRAMA COMO FERRAMENTA PARA MAPEAMENTO DE PROPRIEDADES GEOMORFOMÉTRICAS

Em geociências é bastante difundida a aplicação do semivariograma como função da variabilidade espacial de um fenômeno regionalizado. Sua construção é baseada na diferença quadrática média entre os valores de pares de amostras, classificados por distância e direção. Com base na análise do semivariograma obtêm-se parâmetros

descritivos do comportamento espacial das variáveis regionalizadas.

A função semivariograma  $\gamma(h)$  é definida como a metade da esperança matemática do quadrado da diferença entre os valores de pontos no espaço, separados por uma distância  $h$ , com direção teta ( $\theta$ ), conforme abaixo:

$$\gamma(h, \theta) = \frac{1}{2N} \cdot \sum_{i=1}^N [z_{(x+h)} - z_{(x)}]^2$$

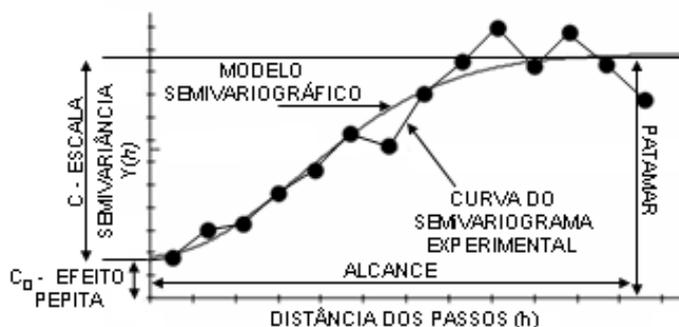
Para distância entre os pares em que as amostras são independentes, a autocorrelação é nula, o semivariograma corresponde à variância estatística. No caso do relevo terrestre, localmente, a altitude se comporta como uma

variável estacionária, apesar de não constituir propriamente uma variável nem aleatória nem estacionária (como outras variáveis geológicas), já que tende a aumentar progressivamente segundo uma tendência exponencial em direção

aos grandes interflúvios regionais, nas cabeceiras das bacias, como evidenciado nas curvas hipsométricas (Soares e Riffel 2006). A variância aumenta progressivamente com o aumento da distância entre os pontos, até atingir um patamar (valor máximo semivariância local), a partir de onde se torna relativamente constante, ou decresce como uma onda. Entretanto, para frações de uma bacia hidrográfica se comporta aproximadamente

como estacionária, embora com anisotropia tanto zonal como geométrica.

Num semivariograma (Figura 1), o valor de estabilização da variância corresponde ao patamar enquanto a distância do passo onde ocorre o patamar é denominada alcance. Para amostras separadas por distâncias maiores que o alcance entende-se que não há relação entre seus valores, ou seja, os valores passam a ser independentes.



**Figura 1.** Parâmetros de um semivariograma hipotético.

Modelos teóricos podem ser ajustados aos semivariogramas experimentais na forma de funções matemáticas, ajudando a descrever o comportamento da semivariância através do espaço, permitindo separar os semivariogramas em dois grupos principais: com e sem patamar (Isaaks e Srivastava, 1989). Modelos com patamar, usados para variáveis estacionárias, têm como característica principal a estabilização da semivariância máxima (presença de patamar) a partir de uma determinada distância entre as amostras (ex: modelos esférico, exponencial, gaussiano, etc.), enquanto modelos sem patamar apresentam semivariância progressivamente maiores para maiores distâncias (modelo linear e potência). Entretanto, nenhuma destas duas famílias de modelos se ajustam à variabilidade altimétrica do relevo. A característica fundamental do semivariograma do relevo é a presença de uma depressão ou efeito buraco (*hole effect*), que pode ser ajustado pela incorporação de um modelo onda (senóide) sobre os modelos clássicos. Neste caso o patamar é local e se situa antes da depressão (Figura 2-D).

Entre os modelos semivariográficos mais comumente identificados em análises geoestatísticas (Figura 2) destacamos: efeito

pepita puro, exponencial, esférico, gaussiano e onda (efeito buraco).

O efeito pepita puro indica ausência de continuidade na variável e, operacionalmente, que a densidade de amostragem é muito pequena e não representa a interdependência entre os valores, ou seja, não permite interpolação. Seria como se um ponto altimétrico fosse tomado em um interflúvio e o seguinte em uma posição qualquer em outro interflúvio. Os modelos esférico, gaussiano e exponencial, se diferenciam fisicamente pela maior (gaussiano e exponencial) ou menor (esférico) continuidade da variável e presença (esférico) ou ausência (gaussiano e exponencial) de um patamar bem definido. A parte inicial antes do pico do variograma com efeito buraco (Fig. 2-D), pode ser representada por qualquer um dos três modelos com patamar, com o alcance igual a metade do comprimento de onda.

Como é de se esperar, o modelo onda é o que mais se ajusta à variabilidade da altitude do relevo, uma vez que o variograma mantém a forma média da menor ondulação do relevo, já que se trata da média do desnível quadrático entre pontos sucessivos.

Os três modelos com patamar podem ser comparados a uma função log-log (Figura 2E).

## SEMIVARIOGRAMA E RELEVO

Para desenvolvimento deste trabalho assume-se que as variações altimétricas do relevo são decorrentes das feições geomórficas presentes. Assim sendo, estas podem ser caracterizadas através da modelagem da variância altimétrica, resultando em índices geomorfométricos descritores do relevo. Os índices geomorfométricos são estimados em semivariogramas direcionais calculados sobre uma malha regular, dentro de uma janela de busca (Figura 3), através de um aplicativo específico (REL\_AN; Soares, 2011).

Inicialmente são definidas as direções de análise (com tolerância angular) e o tamanho da janela de busca para as amostras. Utilizando janelas móveis o aplicativo compara todos os pares possíveis, classificando por intervalo de distância dos passos e por direção e a diferença

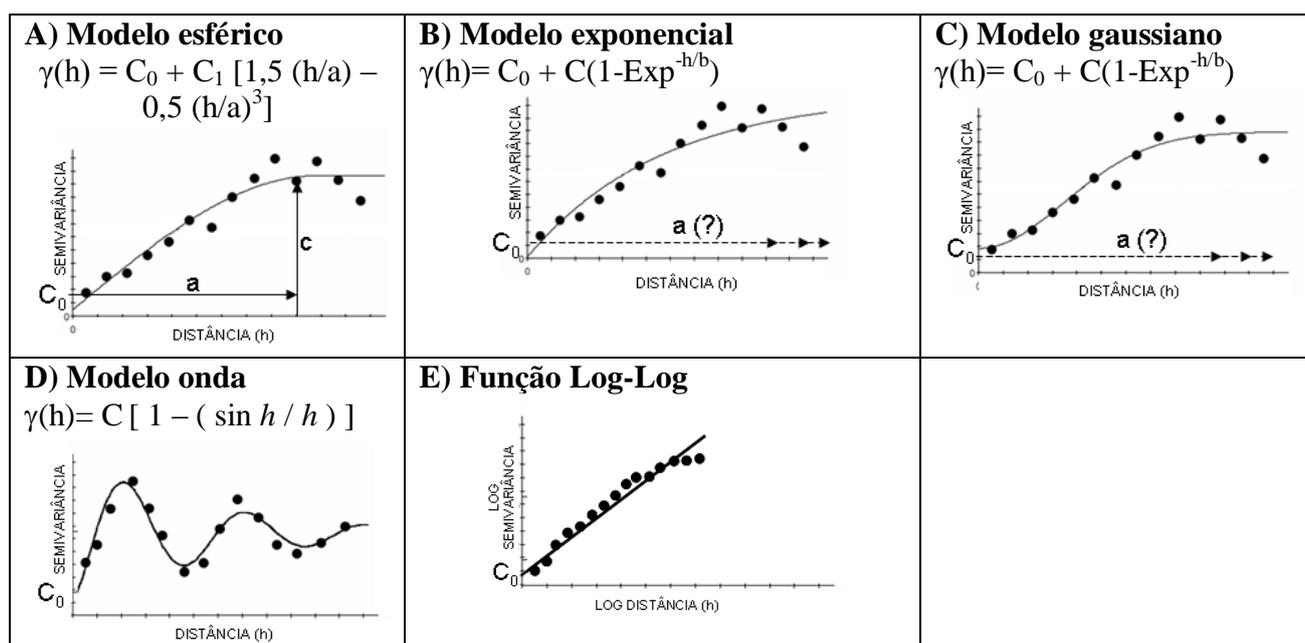
quadrática. Ao final calcula a média para cada direção e passo, o que corresponde ao valor do semivariograma. Cada semivariograma é referido a um ponto centrado na janela de busca, ou seja, cada cela da malha regular (Figura 3 - 1). Depois de estimado o semivariograma para as direções pré-definidas, uma série de parâmetros é retirada para composição dos variogramas básicos.

A partir dos dados variográficos, é aplicado o logaritmo natural para a distância dos passos e para as variâncias, ou seja, uma função log-log (figura 3E), e ajustada uma função linear. O procedimento é realizado para a janela da cela seguinte (Figura 3 - 2), assim sucessivamente até contemplar todo o universo amostral.

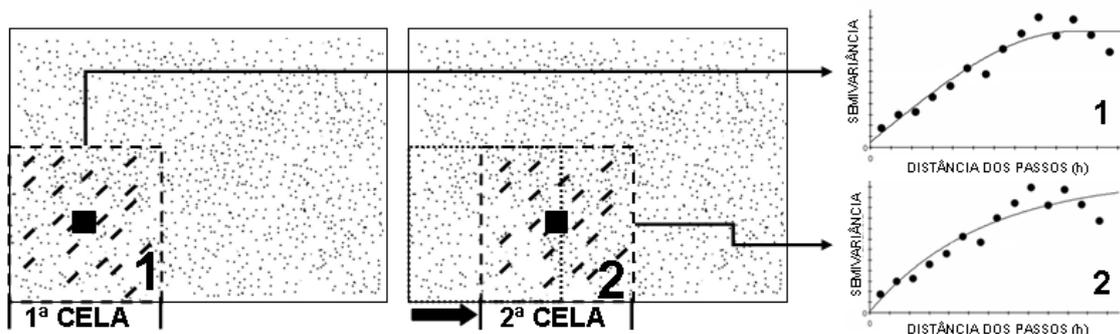
### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DA ANÁLISE DE RELEVO EM SEMIVARIOGRAMAS

A forma geométrica de variograma mimetiza a forma média da superfície variografada, embora os valores sejam quadráticos. Desta forma os parâmetros variográficos correspondem a índices geométricos da superfície variografada. Como

conseqüência, cinco índices descritivos do relevo de uma janela de análise centrada na cela podem ser facilmente obtidos: (1) comprimento planar médio das vertentes – CPV, (2) rugosidade do relevo ou micro-relevo, (3) densidade, (4) anisotropia e (5) angulosidade.



**Figura 2.** Modelos semivariográficos mais comuns identificados em análises geoestatísticas.  $C_0$  é o efeito pepita puro; “a” o alcance; e “c” o patamar.



**Figura 3.** Análise da semivariância entre pares de pontos cotados internos a janelas móveis no entorno de um ponto central (cela). 1 e 2 representam as áreas de busca e os variogramas experimentais para duas celas consecutivas. No exemplo, direção de busca de 45°.

### Comprimento Planar Médio das Vertentes – CPV

O elemento morfométrico básico para as interpretações propostas neste trabalho é o comprimento planar médio das vertentes (CPV). O comprimento planar de uma vertente corresponde à distância, em planta, entre um fundo de vale e o interflúvio adjacente. Na análise semivariográfica do relevo há correspondência entre o CPV e a distância do passo onde ocorre o primeiro máximo da semivariância (Figura 4). A maior semivariância entre os valores altimétricos ocorre quando comparados pares de amostras correspondentes a fundos de vale e a interflúvios, pois é entre estas duas feições que se encontram os pares com maior amplitude altimétrica. A comparação de valores entre pares separados por distâncias menores ou maiores que o CPV resulta, sempre, em semivariâncias menores de que para esta condição ideal, caracterizado por depressão no variograma.

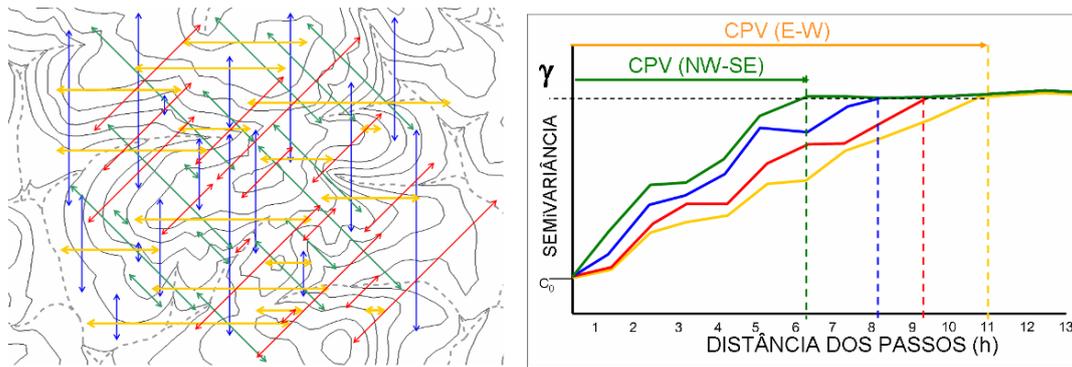
Normalmente o relevo mostra variações quanto ao comprimento planar das vertentes para diferentes direções de análise. Na Figura 4 o CPV é maior para a direção E-W (laranja), quando comparada à direção NW-SE (verde). Esta condição reflete uma correlação espacial maior entre os valores para a primeira direção

(E-W), quando comparada à segunda (NW-SE), caracterizando a presença de anisotropia direcional de relevo.

Nos exemplos mostrados na Figura 4 o CPV é diferente para as quatro direções avaliadas, caracterizando a presença de anisotropia direcional de relevo. A anisotropia direcional nos dados topográficos representa a existência de direções onde o relevo apresenta comportamento altimétrico mais contínuo e resulta em diferentes alcances nos semivariogramas experimentais, ou seja, diferentes comprimentos planares médios das vertentes (CPVs - Figura 4).

Em um semivariograma experimental, portanto, o alcance é o elemento que permite distinguir qual direção apresenta, em média, as vertentes mais extensas (em planta), entre os fundos de vales e os interflúvios adjacentes.

A interpretação dos semivariogramas (Figura 4, à direita) mostra que tanto o efeito pepita ( $C_0$ ) como a semivariância global ( $C$ ) são os mesmos para todas as direções, com diferenças apenas no alcance, maior para a direção onde o CPV é mais desenvolvido (E-W – laranja). Para a direção NW-SE (verde) o semivariograma mostra o menor alcance, o que representa que nesta direção ocorrem os menores CPV.

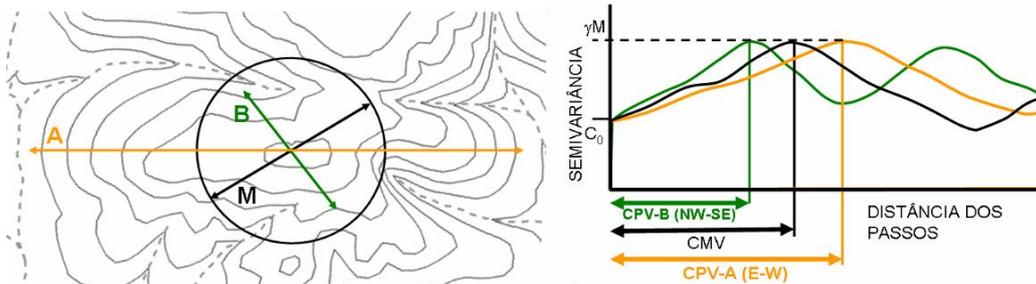


**Figura 4.** Relação entre o comprimento planar médio das vertentes (CPV) para diferentes direções de busca.  $\gamma$  é a semivariância global e  $C_0$  representa o efeito pepita. As linhas tracejadas verticais marcam o alcance de cada direção avaliada, proporcional ao CPV.

### Comprimento Planar Médio Multidirecional das Vertentes – CMV

O CMV representa a média dos comprimentos planares médios das vertentes (CPVs), calculado para todas as direções do semivariograma (omnidirecional). A Figura 5 exemplifica a relação entre duas direções com diferentes CPV, sendo este máximo na direção

ENE-WSW (vermelho) e mínimo para NNW-SSE (azul). Através do cálculo de um semivariograma multidirecional, onde os pares de pontos cotados são comparados independentemente da direção de alinhamento que realizam, obtém-se o alcance médio multidirecional, proporcional ao CMV.



**Figura 5.** Representações em planta e semivariográfica do CPV máximo (laranja) e mínimo (verde), e sua relação com o comprimento planar médio multidirecional das vertentes (CMV – em preto), marcado por sua projeção em planta (círculo), à esquerda.

Na Figura 5, o relevo hipotético apresentado mostra um grande contraste entre o CPV nas direções mínima (verde) e máxima (laranja), calculados através dos alcances nos semivariogramas direcionais (à direita). Quando calculado o semivariograma omnidirecional, em preto, obtém-se o CMV, intermediário entre o CPV mínimo (B) e máximo (A), e representado em planta por um círculo, já que este é constante para todas as direções. Percebe-se também, nos semivariogramas da Figura 5, que embora o relevo seja anisotrópico (vertentes mais compridas na direção E-W) tanto a semivariância máxima (C) quanto o efeito pepita ( $C_0$ ) são iguais para todas as direções

analisadas, o que caracteriza uma anisotropia geométrica na variância.

### Rugosidade do Relevo – IRR

Na natureza, a rugosidade do relevo pode ser compreendida como a expressão da variação altimétrica no entorno de um determinado ponto (Riley *et al.*, 1999). Quanto maior a dispersão dos valores de elevação no entorno deste ponto, maior será a rugosidade do relevo, e conseqüentemente maior será a semivariância altimétrica. Soares e Fiori (1976) consideraram esta característica como micro-relevo e interpretam como resultante de solos descontínuos e substrato rochoso com elevada resistência ao intemperismo químico. Nas fotos

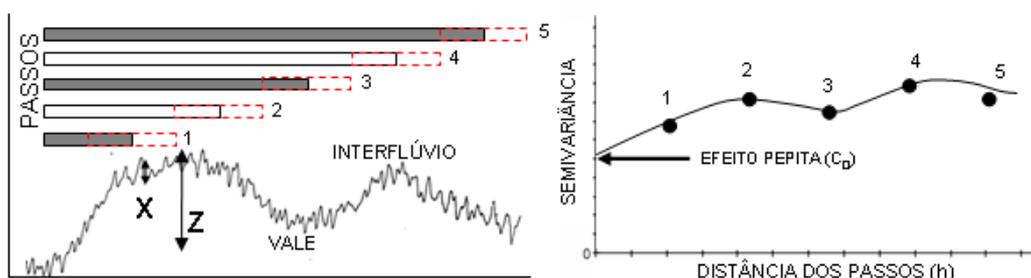
áreas e imagens espectrais, esta feição aparece como sensível diferença entre um elemento textural ou espectral (pixel) e seus vizinhos.

Em um semivariograma experimental normalmente há uma distância mínima entre pares de amostras para que estas sejam contempladas no primeiro passo, embora este possa englobar amostras separadas por distância zero, incluindo certa tolerância. Normalmente atribui-se uma distância para os passos, com certa tolerância (p.ex. 50%). Amostras separadas por distância nula ou dentro do limite de tolerância do primeiro passo, com distância zero, são englobadas como parte do efeito pepita  $C_0$ . Como a distância média real do passo inicial será maior que zero, o valor do efeito pepita é obtido pela extrapolação da linha de tendência obtida para os passos iniciais.

No relevo, o efeito pepita representa as variações microlocalizadas, estas últimas associadas à rugosidade do relevo adicionado do erro quadrático médio a na determinação da cota altimétrica. Uma vez que os dados utilizados para cálculo apresentam um erro

aleatório com média constante (inferior a 16 m no SRTM), as diferenças nos valores do efeito pepita são associadas às variações microlocalizadas, ou seja, da rugosidade do relevo. Terrenos com maior rugosidade, portanto, quando avaliados na forma de um semivariograma experimental, apresentarão maiores valores para o efeito pepita.

Em um semivariograma altimétrico são representados, portanto, tanto a rugosidade do relevo (local) como as feições geomórficas de maior magnitude, como a sucessão de vales e interflúvios (Figura 6). Na figura ocorrem variações altimétricas de duas ordens de amplitude, uma regional (Z) e uma local (X). Como o comprimento e a amplitude da variação local (X) são muito restritos, estes são representados junto a sua origem, englobados no efeito pepita. A estrutura regional “Z” (variação altimétrica entre os vales e interflúvios) é detectada nas diversas distâncias que compõem a sucessão de passos do semivariograma, resultando, neste caso, em um modelo de onda (efeito buraco – Figura 6 à direita).



**Figura 6.** Efeito da rugosidade na construção de um semivariograma com a distância do primeiro passo maior que zero. Enquanto as variações altimétricas de grande amplitude (Z) são representadas nos passos do semivariograma, amplitudes menores que o limite mínimo de tolerância do primeiro passo (janela tracejada vermelha), como o caso da rugosidade do relevo (X), são englobadas como parte do efeito pepita.

A partir da relação direta entre a rugosidade (micro-relevo) e o efeito pepita do semivariograma estabelece-se que o valor deste

último constitui uma medida do Índice de Rugosidade do Relevo – IRR.

## DENSIDADE DE RELEVO - DR

A densidade de relevo se refere à quantidade das feições de relevo individuais, tais como cristas ou vales, por unidade de área. Usualmente a densidade de relevo é avaliada através da densidade de drenagem já que ambas estão diretamente relacionadas. Trata-se de uma variável condicionada pelas características de

escoamento (ou infiltração) da água no terreno. Densidades de drenagem/relevo altas indicam predomínio de solos impermeáveis, onde prevalece o escoamento superficial em detrimento à infiltração. Em contraste, menores densidades de relevo/drenagem ocorrem em condições de alta permeabilidade do solo/rocha.

A Figura 7 mostra dois mapas topográficos hipotéticos, na mesma escala, para duas áreas com diferentes densidades de relevo, seguidos pelos semivariogramas altimétricos que as representam. A área à esquerda tem baixa densidade de relevo, evidenciada pela maior distância entre os vales e interflúvios, quando comparada à segunda área (direita), onde as feições de relevo mostram-se mais adensadas.

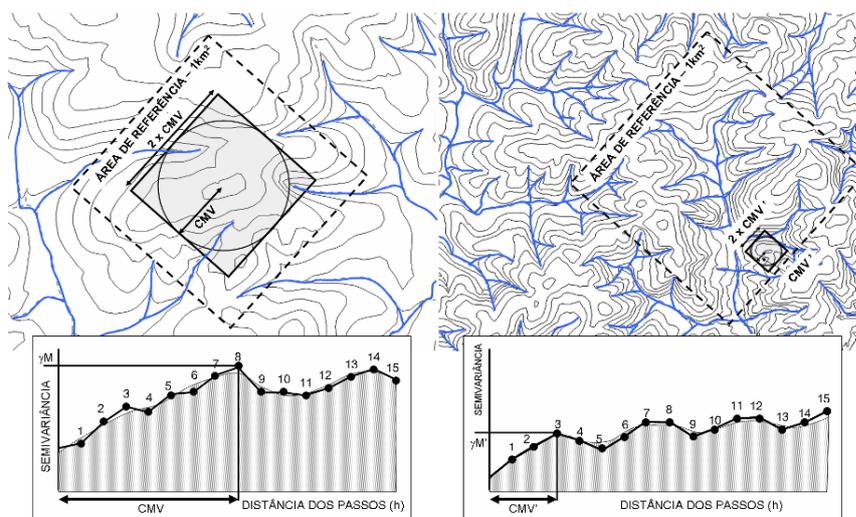
Nos semivariogramas mostrados na Figura 7 as semivariâncias mostram aumento gradativo desde a origem, com o incremento da distância, até alcançar o valor máximo ( $\gamma_M$  e  $\gamma_{M'}$ ) no 8º e no 3º passo, respectivamente para a área a esquerda e a direita. Nos passos seguintes, para os dois casos, ocorre uma redução da semivariância altimétrica, resultando no desenvolvimento do efeito buraco no semivariograma. Esta característica indica que nas referidas distâncias dos passos foi atingido comprimento planar médio multidirecional das vertentes (CMV e CMV'). O cálculo da densidade de relevo (DR) é centrado na determinação do CMV.

Tomaremos como exemplo os CMVs interpretados nos dois semivariogramas multidirecionais mostrados na Figura 7.

Conforme visto anteriormente, a projeção do CMV em planta resulta em um círculo, cujo raio corresponde a distância do passo em que ele ocorre no semivariograma,

desta forma o CMV é proporcional à metade do lado de um quadrado circunscrito ao círculo que marca sua projeção em planta (ladrilhos sombreados nos mapas da Figura 7). Duplicando o valor do CMV obtemos o valor do lado do ladrilho sombreado, este que é proporcional ao tamanho médio de uma unidade de relevo; a partir daí é possível calcular a área que este ladrilho, ou a unidade média de relevo, ocupa no terreno, elevando o valor do lado do ladrilho ao quadrado ( $2CMV^2$ ). A mesma lógica é aplicada para as duas áreas (Figura 7). Como resultado a área média das unidades de relevo (ladrilho circunscrito à projeção do CMV') à direita é menor que do relevo mostrado à esquerda.

De modo a quantificar a diferença da DR para as duas áreas mostradas na Figura 7 são estabelecidas relações da área média das unidades de cada relevo com uma área pré-estabelecida, por exemplo, com  $1 \text{ Km}^2$  (área tracejada mostrada nos mapas da Figuras 7). A divisão da área pré-estabelecida pela área do ladrilho que projeta o CMV representa a DR, ou seja, o número de unidades de relevo por unidade de área. Desta forma a DR será sempre maior quanto menor for a área do ladrilho que projeta o CMV no mapa, ou seja, quanto maior for a quantidade de ladrilhos possíveis de serem inseridos lado-a-lado na área de referência, maior a DR.



**Figura 7.** Lógica para cálculo da densidade de relevo (DR). Os comprimentos planares médios das vertentes (CMV e CMV') são proporcionais à metade do lado do quadrado circunscrito à sua projeção em planta (círculos – área média das unidades de relevo). Para cálculo da DR, relaciona-se a área média das unidades de relevo a uma área de pesquisa com dimensão pré-estabelecida (quadrado tracejado), p.ex.  $1 \text{ Km}^2$ .

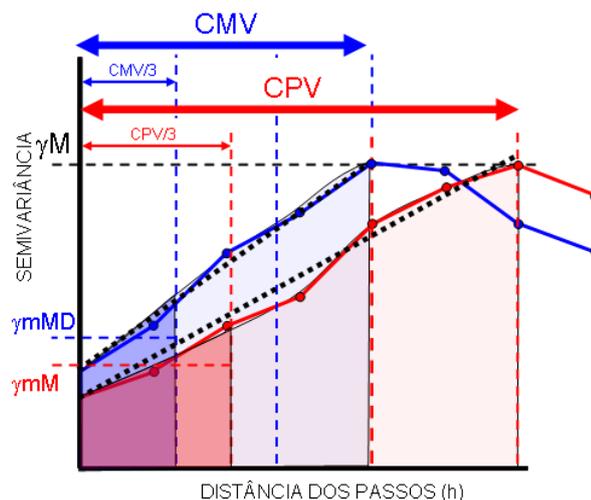
## ANISOTROPIA DE RELEVO – IAR

Anisotropia de relevo, conforme definido inicialmente por Soares e Fiori (1976) é a característica da orientação preferencial das formas de relevo, e pode refletir as condições de estrutura geológica que estejam controlando o relevo, como acamamento, fraturamento, foliação, gnaissificação e/ou xistosidade na rocha. Maciços ígneos (quando não fraturados) são isotrópicos por natureza, portanto não apresentam orientação das formas de relevo. Formações sedimentares e complexos metamórficos são anisotrópicos devido à presença de estratificação/foliação/gnaissificação/xistosidade e apresentam relevo e drenagem alinhados.

Nesta abordagem assume-se que uma área possui maior anisotropia de relevo quanto maior for o contraste entre o comprimento planar médio multidirecional das vertentes (CMV) e o maior valor do comprimento planar médio das vertentes (CPV), para a direção onde este seja mais desenvolvido. Assim, um relevo fortemente anisotrópico (uma crista alinhada de comprimento infinito, por exemplo) apresentaria o CPV infinitamente maior que o

CMV. No outro extremo teórico, um relevo isotrópico (anisotropia nula, um plano horizontal infinito) apresentaria os valores de CPV e CMV iguais, já que o comprimento planar médio das vertentes seria igual em todas as direções.

Identificada a direção  $\theta$  com maior comprimento planar médio das vertentes (CPV  $\theta$ ), o IAR é calculado por meio da comparação entre semivariâncias médias para esta direção e para o semivariograma multidirecional, em função da distância dos passos. Uma vez que a semivariância global é constante para qualquer direção avaliada ( $\gamma_M$ ) utiliza-se o artifício de avaliar a semivariância média para o primeiro terço dos semivariogramas direcionais (Figura 8 – CMV/3 e CPV/3), já que a taxa de aumento da semivariância é mínima para a direção com maior CPV. Desta forma, no primeiro terço dos semivariogramas direcionais avaliados, a direção com maior CPV (vermelho) apresenta semivariância média ( $\gamma_{mM}$ ) menor que o semivariograma multidirecional ( $\gamma_{mMD}$  – azul).



**Figura 8.** Determinação da variância omnidirecional (azul - CMV) e na direção com maior CPV (vermelho), respectivamente  $\gamma_{mMD}$  e  $\gamma_{mMV}$ , para o primeiro terço dos semivariogramas.

No primeiro terço dos semivariogramas as diferenças geométricas são mais evidentes. É necessário admitir que a anisotropia do relevo seja uma feição geométrica, e não zonal, ou seja, admite-se que o efeito pepita e o patamar são os mesmos para todas as direções; neste caso a maior inclinação na função corresponde

ao semivariograma multidirecional (azul), comparado à direção com maior CPV (vermelho). Com este artifício obtém-se, para o primeiro terço do semivariograma, um valor da semivariância média multidirecional ( $\gamma_{mMD}$ ) significativamente maior que a semivariância média para a direção com maior CPV ( $\gamma_{mM}$ ).

O índice de anisotropia de relevo (IAR) é então calculado a partir da relação entre  $\gamma_{mMD}$  e  $\gamma_{mM}$ , através da equação a seguir:

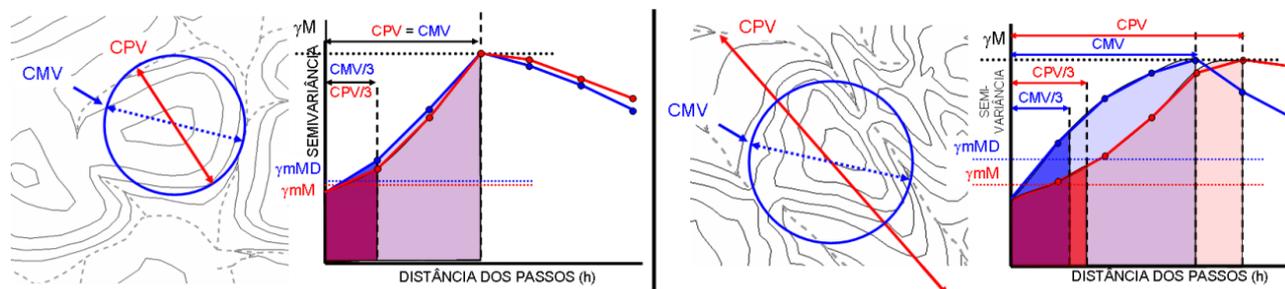
$$IAR = 1 - (\gamma_{mM} / \gamma_{mMD})$$

Verifica-se que quanto mais próximo de  $\gamma_{mMD}$  for o valor de  $\gamma_{mM}$ , ou seja, menor a anisotropia, a razão  $\gamma_{mM} / \gamma_{mMD}$  tende para 1, resultando em IAR próximo a zero. Esta condição ocorre quando os dois semivariogramas (CPV e CMV) são muito semelhantes, ou seja, com anisotropia do relevo muito baixa ou nula (relevo isotrópico).

No outro extremo, quando o valor de  $\gamma_{mM}$  é muito menor que  $\gamma_{mMD}$ , a razão  $\gamma_{mM} / \gamma_{mMD}$  tende para zero, o que resulta em IAR próximo a 1, indicando forte anisotropia direcional. Desta forma qualquer relevo, quando analisado através desta técnica, resultará em IAR entre zero e um, respectivamente significando extremos de anisotropia nula (isotropia, p. ex. planície) e anisotropia muito forte (p. ex. uma crista alinhada indefinidamente).

A Figura 9 mostra a comparação entre dois relevos hipotéticos com anisotropias de relevo diferentes. No primeiro caso, à esquerda,

a anisotropia é muito baixa, como esperado para relevos sem orientação preferencial, por exemplo, em terrenos dominados por colinas arredondadas. À direita o exemplo mostra um relevo com anisotropia muito forte, onde predominam, por exemplo, vales paralelos a cristas fortemente resistentes ao intemperismo. No exemplo à esquerda (Figura 9), nota-se que a diferença entre as médias iniciais das semivariâncias multidirecional e na direção de maior tropia, respectivamente  $\gamma_{mMD}$  e  $\gamma_{mM}$ , mostradas em planta como CMV e CPV, é muito pequena. A aplicação da equação de cálculo do IAR, conforme descrita anteriormente, resulta em valor muito baixo, próximo à zero, uma vez que a razão  $\gamma_{mM} / \gamma_{mMD}$  tende para 1. Para o outro extremo (à direita na Figura 11) a diferença entre as médias iniciais das semivariâncias é mais pronunciada. Aplicando estes valores na equação para cálculo do IAR, obtemos um valor tendendo a 1, já que a razão  $\gamma_{mM} / \gamma_{mMD}$ , tende para valores baixos.



**Figura 9.** Comparação entre dois relevos hipotéticos com IAR diferentes. À esquerda: relevo com IAR muito baixo, onde as médias das semivariâncias multidirecional ( $\gamma_{mMD}$ ) e na direção com maiores CPVs ( $\gamma_{mM}$ ) é muito próxima no primeiro terço dos semivariogramas. À direita: relevo com elevado IAR, onde a diferença entre as médias das semivariâncias iniciais ( $\gamma_{mMD}$  e  $\gamma_{mM}$ ) é mais expressiva.

### ANGULOSIDADE DO RELEVO - IAN

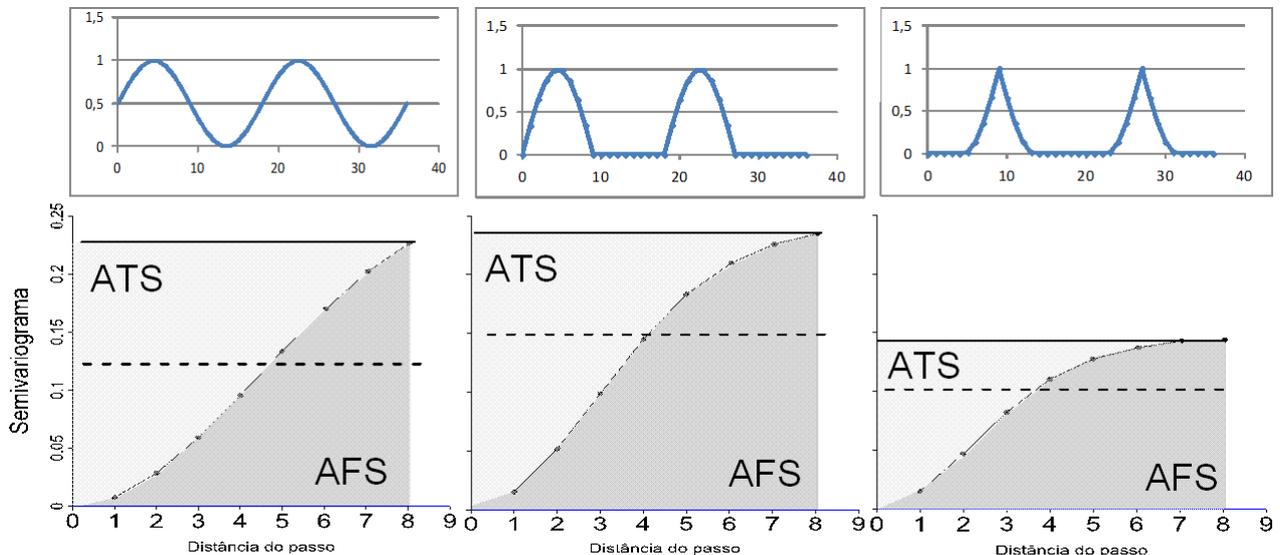
O Índice de Angulosidade do Relevo (IAN) é aqui proposto para medir o grau de suavização das rupturas de declive predominantes na paisagem. Trata-se de uma medida da suavidade das transições entre as diferentes geofomas (p.ex. entre uma encosta e

a planície aluvionar), refletida na continuidade dos passos iniciais da função semivariograma.

A comparação de três relevos hipotéticos (parte superior da Figura 10), todos com uma mesma amplitude altimétrica, permite compreender a lógica empregada no cálculo do IAN. O primeiro relevo, à esquerda, é marcado

por uma sucessão de vertentes côncavo-convexas (curva senoidal). O relevo representado na porção central da Figura 10 é constituído por terrenos aplainados com

remanescentes (*inselbergs*) convexos, enquanto à direita o relevo mostrado é também aplainado, porém com remanescentes predominantemente côncavos, com cristas angulosas.



**Figura 10.** Relevos hipotéticos e respectivas funções semivariogramas. À esquerda: predomínio de vertentes côncavo-convexas sucessivas. No meio: relevo aplainado com remanescentes convexos; e à direita: relevo aplainado com remanescentes côncavos e cristas angulosas. A linha horizontal cheia é a semivariância máxima e a linha horizontal pontilhada é a semivariância média. ATS é a área total do semivariograma e AFS é a área da função semivariograma.

O cálculo do IAN é fundamentado na razão entre a área delimitada sob a função semivariograma omnidirecional (AFS) e a área total do semivariograma (ATS), conforme apresenta a equação (14):

$$\text{IAN} = (\text{AFS} / \text{ATS})$$

Onde IAN é o índice de angulosidade do relevo, AFS é a área da função semivariograma e ATS é a área total do semivariograma.

Uma vez que as duas áreas do semivariograma, ATS e AFS, representam respectivamente o produto das semivariâncias máxima e média pela distância do último passo usado na construção do semivariograma (8º passo na Figura 10), é possível calcular o IAN através apenas da razão entre as duas semivariâncias (máxima e média).

De modo a eliminar a influência da amplitude altimétrica (responsável pela magnitude das variâncias máxima e média) no cálculo do IAN foi usado o artifício da normalização das semivariâncias pela

semivariância máxima. Assim foi retirada do procedimento de cálculo qualquer influência do coeficiente de massividade de Christofletti (1980). Como o IAN resulta da razão entre as AFS e ATS, ele independe tanto da amplitude como da inclinação das encostas.

Nota-se que para o primeiro relevo (Figura 10 Erro! Fonte de referência não encontrada. – esquerda), bastante suavizado quanto às rupturas de declive, ou seja, com baixa angulosidade, a semivariância média é de cerca de metade da semivariância máxima, refletindo uma razão próxima 0,5. No caso do relevo aplainado com remanescentes convexos (Figura 10 Erro! Fonte de referência não encontrada. - centro) a semivariância média se aproxima da semivariância máxima, embora a razão entre a primeira e a segunda ainda se mantenha significativa, em cerca de 0,62. No último exemplo (Figura 10 Erro! Fonte de referência não encontrada. – direita), o relevo aplainado com remanescentes côncavos e cristas angulosas apresenta valores de

semivariâncias média e máxima mais próximos entre si, com razão da primeira pela segunda de cerca de 0,7.

Já que na construção dos semivariogramas são usados os valores

quadráticos da semivariância, para cálculo do IAN é necessário extrair a raiz quadrada das razões entre as semivariâncias. Assim os IAN para os exemplos mostrados na Figura 10 são, na ordem, 0,72, 0,79 e 0,84.

## ESTUDO DE CASO: BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS BARIGÜI E PASSAÚNA (PARANÁ)

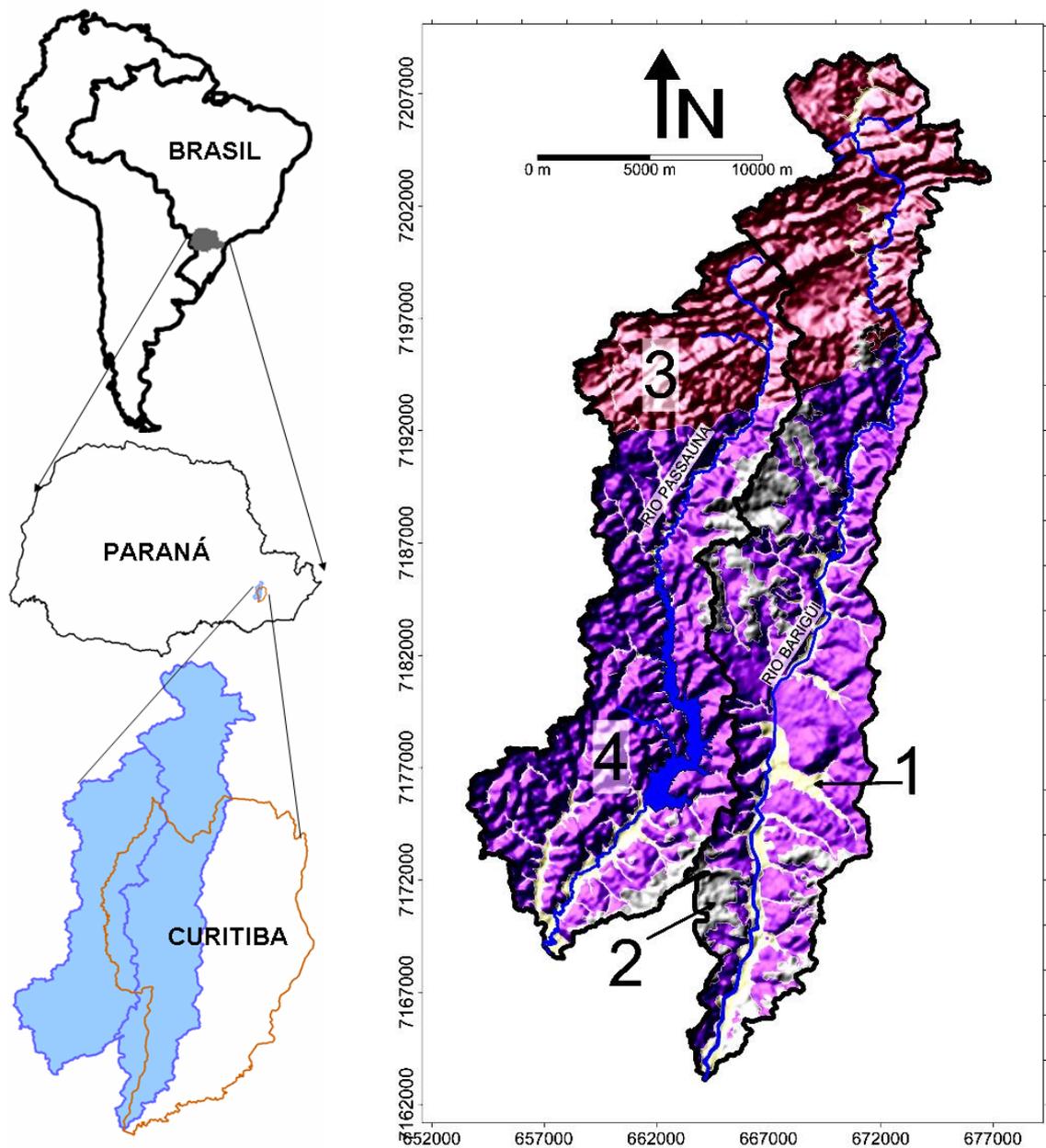
De modo a avaliar a eficácia das técnicas apresentadas foram selecionadas as bacias hidrográficas dos rios Barigüi e Passaúna, na região de Curitiba. No local ocorrem gnaisses e migmatitos do embasamento regional (Complexo Atuba), filitos, metacalcários e quartzitos dobrados e falhados, do Neoproterozóico, associados ao Cinturão Ribeira (Grupos Açungui), arenitos e lamitos cenozóicos da Bacia Sedimentar de Curitiba e aluviões recentes (Figura 11 - Aguasparaná, 2011). Nesta área ocorrem remanescentes de duas paleosuperfícies (Superfícies do Alto Iguaçu e de Curitiba – Ab'Saber & Bigarella, 1961) e uma grande diversidade de unidades de paisagens atuais e prévias, com importantes relictos geomórficos e formações superficiais latossólicas e húmicas antigas (Soares e Riffel, 2006; Riffel, 2005). A diversidade geológica presente revela importantes compartimentos geomórficos, caracterizados por vales e cristas alinhados a norte (Grupo Açungui), colinas suaves e arredondadas (Complexo Atuba) ou alongadas paralelamente aos principais vales (Bacia Sedimentar de Curitiba) na porção central e sul, além de vales assoreados, junto aos rios principais. Tais características tornam a área um excelente modelo para teste das novas técnicas de mapeamento geomorfométrico propostas.

Foram utilizados os dados altimétricos de sensor aeroportado (*Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM, 2009), originalmente com valores em malha de 90 metros de lado; após testes preliminares, sem prejuízo para a análise do relevo, os dados

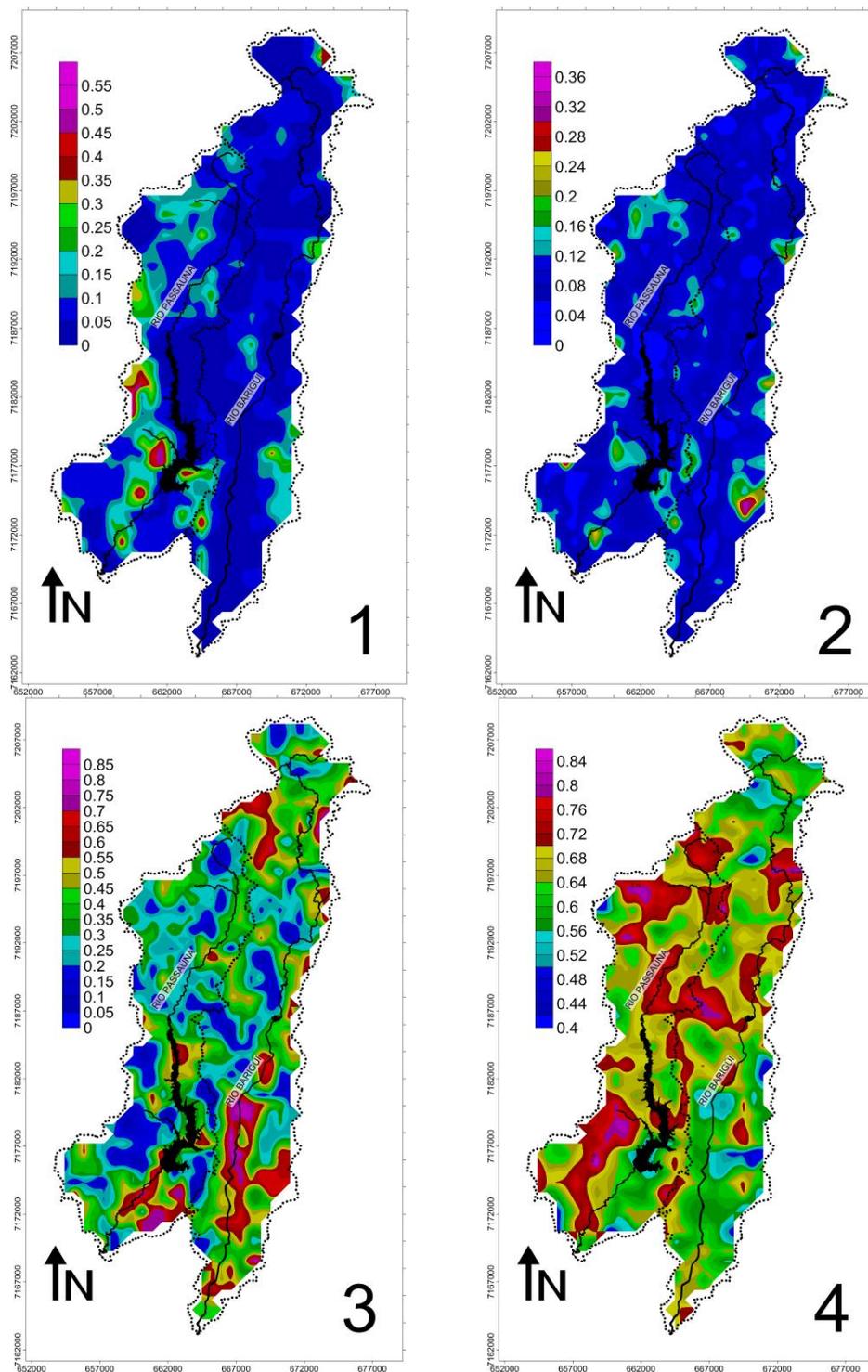
foram transformados em malha de 180 metros (média móvel).

Os procedimentos descritos da análise e parametrização variográfica foram feitos através do aplicativo REL\_AN.EXE (Soares, 2011), com uma janela móvel de busca quadrada com lados de 2.200 metros, com avanço a cada 720 metros. Tais parâmetros foram definidos através de testes, especialmente um variograma geral para a área e para zonas de amostragem. Foram estimados o índice de rugosidade do relevo (IRR), a densidade do relevo (DR), o índice de anisotropia do relevo (IAR) e o índice de angulosidade do relevo (IAN) (Figura 12). Uma vez que os cálculos são realizados no entorno de cada cela, as amostras extrapolaram o limite das bacias hidrográficas em 1.100 metros, de modo a obter índices reais para as celas de borda (interflúvio) entre as bacias.

No geral a rugosidade do relevo da bacia do rio Barigüi (Fig. 12 – 1, esquerda) é baixa, com valores inferiores a 0,1, exceto nas porções de interflúvio, onde os valores se aproximam de 0,5, em especial junto ao interflúvio com a bacia do rio Passaúna. Nas porções intermediárias das vertentes, em direção ao fundo do vale, a rugosidade mantém-se reduzida, apresentando aumento junto aos interflúvios em seu baixo curso, assim como nas cabeceiras. Também a densidade de relevo é baixa na maior parte da bacia (valores próximos a 0,1). Localmente, nos interflúvios, em especial no baixo curso do rio Barigüi, os valores da densidade de relevo são aumentam, alcançando valores de até 0,3.



**Figura 11.** A esquerda, a localização da área de estudo; a direita a distribuição das unidades litoestratigráficas nas bacias hidrográficas dos rios Barigüi (direita) e Passaúna (esquerda), sobreposto ao MDT (SRTM) – região de Curitiba – PR. 1- Sedimentos aluvionares recentes; 2- Formação Guabirotuba (Bacia Sedimentar de Curitiba); 3- Grupo Açungui; e 4- Complexo Atuba. Coordenadas UTM – SAD69 22S.



**Figura 12.** Índices morfométricos das bacias hidrográficas dos rios Passaúna e Barigüi. 1- índice de rugosidade do relevo (IRR); 2- densidade de relevo (DR); 3- índice de anisotropia de relevo; e 4- índice de angulosidade de relevo.

Em contraste, a anisotropia de relevo tem valores predominantemente moderados a altos (0,2 a 0,7), sendo encontrados os extremos máximos junto ao fundo de vale no baixo curso do rio (0,8), mas também a norte (0,7). A angulosidade do relevo predomina com valores moderados a baixos (maiores que 0,56), em especial junto ao rio Barigüi em seu baixo curso

e no domínio do Grupo Açungui. Os valores de angulosidade mais elevados são encontrados na porção do médio curso do rio Barigüi, desde o fundo de vale, passando pelas porções intermediárias das vertentes e alcançando os interflúvios, com valores que atingem até 0,8.

No caso da bacia do rio Passaúna (Figura 12 – 1, 2, 3 e 4 – Esquerda) a

rugosidade do relevo é heterogênea, com cerca de metade de sua área com valores muito baixos (menor que 0,1), especialmente nas áreas de meia encosta da margem esquerda do rio, em seu trecho central, assim no principal fundo de vale, em toda a bacia. Em contraste, valores de rugosidade de até 0,5 são encontrados principalmente no baixo curso do rio, na margem direita do rio Passaúna, tanto em meias-encostas como nos interflúvios. Por toda a bacia a densidade de relevo é baixa (menor que 0,1), exceto a norte (domínio geológico do Grupo Açungui), assim como em trechos da margem direita do rio, junto a seu baixo curso, em interflúvios menores, com valores que atingem até 0,2. Os maiores valores de anisotropia do relevo (acima de 0,6),

ocorrem junto ao fundo de vale do rio Passaúna, no médio e baixo cursos, mas também em sua margem esquerda, próximo a foz. No restante da área os valores são moderados a baixos (menores que 0,4). O índice de angulosidade predominante na bacia do Passaúna é moderado a alto (acima de 0,6), exceto no trecho próximo a sua foz, na margem esquerda, com valores menores que 0,5. Os valores mais expressivos (acima de 0,7) ocorrem a norte (no domínio do Grupo Açungui), mas também junto à drenagem em seu alto curso (onde a planície aluvionar é menos expressiva ou mesmo ausente) e nas vertentes da margem direita do rio Passaúna, próximo a seu nível de base.

## CONCLUSÕES

A alternativa para cartografia de novos índices geomorfométricos, conforme proposta neste trabalho, permitem otimizar o aproveitamento da atual disponibilidade de dados altimétricos gratuitos de elevada resolução e ampla cobertura da superfície terrestre. Os métodos apresentados podem ser replicados sobre bases digitais de relevo (p.ex. dados dos sensores ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* - e SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*), com resultados relevantes para a caracterização de propriedades do relevo e interpretação de atributos e processos associados. Desta forma constitui um instrumento auxiliar no desenvolvimento de estudos ambientais.

Quatro novos índices geomorfométricos (rugosidade, densidade, anisotropia e angulosidade do relevo) puderam ser derivados da análise geostatística da topografia do relevo, através da modelagem da semivariância altimétrica do entorno de cada cela, em uma malha regular. Três parâmetros variográficos interpretados em semivariogramas direcionais permitiram o cálculo dos índices apresentados: efeito pepita (correlacionado à rugosidade do relevo); o alcance, que permitiu interpretar o comprimento planar médio das vertentes – CPV – e o comprimento planar multidirecional médio das vertentes – CMV; e a semivariância média, usada no cálculo da anisotropia de

relevo. Tais parâmetros decorrem de características regionalizadas, não se referindo a uma vertente específica. A interpretação integrada destes índices apresenta potencial para sejam diferenciadas as formas de relevo com base em características regionalizadas, auxiliando na realização de estudos geomorfológicos.

Considera-se que o efeito pepita, ou seja, o somatório de variações microlocalizadas e de erros de acurácia, sendo este último constante para uma mesma base topográfica, quantifica a rugosidade no entorno de cada cela. O índice de rugosidade do relevo – IRR – proporcional ao efeito pepita, pode ser usado como elemento geomorfométrico e pode ser associado a características como permeabilidade do solo e relação dissecação/intemperismo do relevo.

O índice de densidade do relevo (IDR) pode ser calculado por meio da quantificação do comprimento planar médio das vertentes (CPV) e multidirecional médio (CMV) no entorno de uma dada cela, através da construção de um semivariograma multidirecional. O artifício de calcular as áreas proporcionais à projeção do CPV e CMV em planta e compará-las a uma área pré-definida (km<sup>2</sup>) resulta em um índice que pode ser usado para comparação entre diferentes compartimentos geomórficos. Trata-se de uma alternativa simples e eficaz de caracterizar o

relevo a partir de uma característica que reflete condições diferenciadas de permeabilidade. É comparável ao número de onda, sendo que seu inverso corresponde ao tamanho médio dos interflúvios (unidade/km<sup>2</sup>)

Para o cálculo do índice de anisotropia de relevo (IAR) o artifício de avaliar a média da semivariância no terço inicial dos semivariogramas mostrou-se eficaz, uma vez que a semivariância aumenta com taxa mínima (com a distância) para a direção com maiores CPV. Já que para qualquer direção avaliada a semivariância global se mantém constante, a comparação da semivariância média no primeiro terço do semivariograma para esta direção com a mesma medida para o semivariograma multidirecional (CMV) fornece uma relação inequívoca que permite quantificar a anisotropia de relevo. Desta forma, quanto maior for o contraste entre os valores das semivariâncias médias avaliadas, maior a anisotropia de relevo.

O índice de angulosidade do relevo (IAN) é importante parâmetro para quantificação das irregularidades do relevo em função da variação da amplitude altimétrica. A interpretação se mostrou coerente já que a semivariância será maior quanto maior for a amplitude altimétrica da área de busca analisada.

A aplicação das técnicas de interpretação geomorfológica nas bacias dos rios Passaúna e Barigüi indicou, visualmente, que os índices de rugosidade e densidade do relevo apresentam forte correlação positiva, ambas com valores predominantemente baixos. Isto está associado à presença de solos espessos, sem exposição rochosa, permitindo infiltração significativa da precipitação, uma vez que as rochas não apresentam permeabilidade. Por sua vez estas variáveis apresentam correlação negativa com a anisotropia de relevo, uma vez que o controle litológico e estrutural está mais exposto nos vales mais escavados. Rugosidade elevada

ocorre apenas na margem direita do baixo curso do rio Passaúna, provavelmente associada a alguma característica local, como a presença descontínua de solos.

A anisotropia de relevo revela o controle estrutural do relevo, junto aos fundos de vale dos dois rios, alinhados na direção N-S, assim como a norte da bacia do rio Barigüi, onde predominam cristas alinhadas em filitos e quartzitos do Grupo Açungui (fortemente estruturados na direção NE-SW). A angulosidade do relevo é predominantemente alta em toda a área, com máximos associados à alguns fundos de vale encaixados e a divisores de água mais pronunciados, como no domínio do Grupo Açungui. Valores mínimos de angulosidade estão associados à presença de metacalcários do Grupo Açungui (relevo arrasado) e a vales amplos.

Verifica-se que a interpretação de índices geomorfológicos baseados na semivariância altimétrica da topografia para o entorno de celas compondo malhas regulares, se apresenta como alternativa viável e promissora aos métodos atualmente consagrados na literatura. Entretanto a simples distribuição numérica destas variáveis em mapas é de pouca utilidade. Verifica-se a necessidade da classificação em unidades geomórficas a partir destes índices, para então interpretar os significados geomorfológicos destes valores. O processo automatizado de obtenção dos índices torna promissora sua utilização, por permitir num passo seguinte a classificação de unidades de paisagem geomórfica (Bettú *et al.*, em preparação.).

Destacam-se como os principais avanços decorrentes desta nova abordagem a possibilidade de cálculo dos índices para áreas com limites diferentes do contexto de bacias hidrográficas, além da facilidade de integração da malha regular resultante do processamento em ambientes de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação Araucária pelo suporte financeiro através do Projeto nº 04/2006 - Protocolo (FUP) nº 9951; à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela concessão de Bolsa de Doutorado; e à *National Aeronautics and Space Administration* pela disponibilização dos dados altimétricos SRTM.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AB'SABER, A. N. & BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*. Associação dos Geógrafos Brasileiros. N 4 e 5. 116-125p. 1961.
2. AGUASPARANÁ. Instituto das Águas do Paraná. Mapa geológico da bacia do Alto Iguaçu. Documento eletrônico. Acessado em: 13 de julho de 2011.
3. ARAI, K. A classification method with a spatial-spectral variability. *International Journal of Remote Sensing* 14, 699-709p. 1993.
4. ATKINSON, P.M. Regularizing variograms of airborne MSS imagery, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 21(3): 225-233p. 1995.
5. AVOUAC, J.P. & BUROV, E. B. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, 101, 747-769p. 1996.
6. BEASOM, S. L., WIGGERS E. P., GIORDONO R. J. A technique for assessing land surface ruggedness. *Journal of Wildlife Management* 47, 1163-1166. 1983.
7. CARR, J.R. Spectral and textural classification of single and multiple band digital images. *Computers & Geosciences* 22, 849-865p. 1996.
8. CHICA-OLMO, M. & ABARCA-HERNÁNDEZ, F. Computing geostatistical image texture for remotely sensed data classification. *Computers & Geosciences* 26, 373-383p. 2000.
9. DONG, Y.; TANG, G.; ZHANG, T. A systematic classification research of topographic descriptive attribute in digital terrain analysis. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. 37. B2. Beijing. 2008.
10. FELGUEIRAS, C. A.; FUKS, S. D.; MONTEIRO, A. M. V. Classificação de atributos espaciais baseada em informação de incertezas. Uma metodologia de apoio a decisões. *Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Belo Horizonte. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 967-974p. 2003.
11. FOURNIER, F. *Climat et erosion*. Paris. Presses Universitaires de France, 1960.
12. GEORGIEVSKIY, B. V. Methods of Semiautomatic GIS-based Mapping of Neotectonic Active Zones and Geomorphological Features. *AGILE – 14<sup>th</sup> International Conference on Geographic Information Science*, April 18-22. 1-11p. 2011.
13. ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. *An introduction to applied geostatistics*. New York: Oxford University Press, 561p. 1989.
14. LARK, R.M. Geostatistical description of texture on aerial photograph for discriminating classes of landcover. *International Journal of Remote Sensing* 17, 2115-2133p. 1996.
15. MACMILLAN, R.A. & SHARY, P.A. Landforms and landform elements in geomorphometry. *In: Hengl T and Reuter HI (eds), Geomorphometry - Concepts, Software, Applications*. *Developments in Soil Science*, vol. 33, Elsevier, Amsterdam, 227-254p. 2009.
16. MASEK, J. G.; ISACKS, B. L.; GUBBELS, T. L.; FIELDING, E. J. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99, 941-956p. 1994.
17. MATHERON, G. Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58(8): 1246-1266p, 1963.
18. MELA, K. & LOUIE, J. N. Correlation length and fractal dimension interpretation from seismic data using variograms and power spectra. *Geophysics*, 5, vol 66. 1372-1378p. 2001.
19. MIRANDA, F.P.; MACDONALD, J.A.; CARR, J.R.. Application of the semi-variogram textural classifier (STC) for vegetation discrimination using SIR-B data of Borneo, *International Journal of Remote Sensing*, 13(12): 2349-2354p. 1992.
20. MIRANDA, F.P., FONSECA, L.E.N., CARR, J.R. Semivariogram textural classification of JERS-1 (Fuyo-1) SAR data obtained over a flooded area of the Amazon rainforest. *International Journal of Remote Sensing* 19, 549-556p. 1998.
21. OLAYA, V. *Geomorphometry – Concepts, Software, Applications*, vol. 33. *Developments in Soil Science*. Basic Land-

- Surface Parameters, pp. 141–170. Elsevier. 2009.
22. PEDROSO, E. C., CROSTA, A. P., SOUZA FILHO, C. R. Classificação textural de feições geológicas por variogramas na província mineral do Tapajós a partir de imagens JERS-1 / SAR. Anais do IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil. INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1171-1181p. 1998.
23. PIKE, R. J. Geomorphometry – Progress, practice, and prospect. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 101*: 221-238p. 1995.
24. PINTER, N. & BRANDON, M.T. How erosion builds mountains. *Scientific American*, April, 74-79p. 1997.
25. RASEMANN, S.; SCHMIDT, J.; SCHROTT, L.; DIKAU, R. Geomorphometry in mountain terrain, In Bishop, M. and Shroder, J.F.: *GIS in mountain geomorphology*, Berlin: Springer: 101–146p. 2004.
26. RIFFEL, S. B. Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Paraná. Pós Graduação em Geologia. 2005.
27. RILEY, S. J., DeGLORIA S. D., ELLIOT R. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences* 5, 1–4. 1999
28. 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 – Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. 2008.
29. SCHMIDT, J.; DIKAU, R. Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models – semantics, methods, future needs. In: DIKAU, R e SAUER, H. (eds) *GIS for Earth Surface Systems*. Gebrüder Borntraeger, D-14129. Berlin. 1999.
30. SMITH, M. J.; GOODCHILD, M.F.; LONGLEY, P.A. *Geospatial Analysis: A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools*. Troubador Publishing Ltda. Disponível em: <http://www.spatialanalysisonline.com>: 2008.
31. SOARES, P. C. REL\_AN: Aplicativo computacional para cálculo de parâmetros morfométricos do relevo. 2011. Disponível com o autor.
32. SOARES, P.C. & FIORI, A.P. Lógica e Sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, 16: 107-121. 1976.
33. SOARES, P.C. & RIFFEL, S.B. Hypsometric curves as tool to paleosurface mapping. *Mathematical Geology Journal*, 2006. DOI: 10.1007/s11004-006-9044-x
34. SRTM. Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: <http://seamless.usgs.gov/>. Acesso em: 05 de junho de 2009.
35. ST-ONGE, B.A.; & CAVAYAS F. Estimating forest stand structure from high resolution imagery using the directional variogram, *International Journal of Remote Sensing*, 16(11): 1999–2021p. 1995.
36. STRAHLER A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. 8, N. 6, 913-920. 1957.
37. WIJAYA, A.; MARPU, P.R.; GLOAGUEN, R. Geostatistical Texture Classification of Tropical Rainforest in Indonesia. *In: ISPRS International Symposium on Spatial Data Quality*. June. ITC Enschede, The Netherlands. 2007.
38. WILSON, J. P. & J. C. GALLANT, J.C. *Secondary Topographic Attributes. Terrain Analysis: Principles and Applications*. J. P. Wilson, Gallant, J. C. New York, John Wiley and Sons: 87-131p. 2000.
39. WOODCOCK, C. E.; STRAHLER, A. H.; JUPP, D. L. B. The use of variograma in remote sensing and simulated image, *In: Real digital images. Remote Sensing of Environment*, 25: 349–379p. 1988.
40. WOODCOCK, C.E., HARWARD, V.J. Nested-hierarchical scene models and image segmentation. *International Journal of Remote Sensing* 13, 3167-3187p. 1992.

*Manuscrito recebido em: 23 de fevereiro de 2012  
Revisado e Aceito em: 06 de maio de 2013*