

1. INTRODUÇÃO

Esta pesquisa apresenta os resultados de análises morfométrica e morfológica das formas de relevo e da rede de drenagem de duas importantes bacias hidrográficas localizadas na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM): a do Rio Pardo Grande (ou Rio Pardo)¹, afluente do Rio São Francisco, localizada na porção oeste, e a do alto rio Jequitinhonha, na leste, como maneira de comprovar se as duas realmente apresentam morfodinâmicas diferenciadas.

A SdEM constitui um cinturão orogênico formado predominantemente por quartzitos de idade pré-cambriana, representando um importante objeto de pesquisa na área da Geociências. É uma das regiões mais estudadas do Estado de Minas Gerais, sobretudo do ponto de vista geológico, geomorfológico e ecológico.

Os debates científicos sobre a evolução geotectônica da SdEM vêm se desenrolando há mais de três séculos, e produziu um enorme acervo bibliográfico incluindo uma grande quantidade de informações cartográficas, a exemplo dos diversos mapeamentos realizados nos estágios discentes do Centro de Geologia Eschwege em Diamantina e pela COMIG (1996) com o Projeto Espinhaço.

Devido à sua diversidade de recursos naturais, que é considerada uma das mais ricas do mundo, bem como a sua importância biológica (ALMEIDA-ABREU, 2005), geomorfológica e histórica, o programa “O Homem e a Biosfera/MAB”, da UNESCO considerou o complexo da Serra do Espinhaço como a sétima reserva da biosfera do Brasil, de reconhecimento internacional.

A mesma diversidade de recurso atrai também empreendimentos hidroelétricos e de mineração, os quais vêm crescendo nos últimos anos nas adjacências da SdEM. Isto pode ser comprovado pelo grande número de requerimento de lavra junto ao Departamento Nacional de Produção Mineral e a presença de Pequenas Centrais Hidroelétricas (PCHs) na área pesquisada.

Ao mesmo tempo em que cresce o número de pedidos para implantação de empreendimentos na região, é também representativa a quantidade de Unidades de Conservação de uso sustentável e proteção integral, de acordo com a lei 9985 de 18 de Julho de 2000. Esses dados mostram que a região já passa por um processo de uso intenso dos seus recursos naturais, sem que ainda exista uma compreensão do que isto possa

¹ Na carta oficial impressa de responsabilidade do IBGE (1978), correspondente à folha Diamantina, a toponímia é “Rio Pardo Grande”. Já na folha Corinto, após a confluência com o Rio Pardo Pequeno, a toponímia muda para “Rio Pardo”.

significar para o meio ambiente, não somente da Serra em si, mas de todo o seu entorno, conforme explicitado por Maia (2004).

Neste sentido, espera-se que os produtos gerados com a presente pesquisa possam ser usados como subsídio para o ordenamento e gestão territorial da SdEM, com possíveis extrapolações para as demais bacias que drenam a região.

No tocante ao instrumental metodológico, a pesquisa lança mão das ferramentas de análise e modelagem de sistemas geomorfológicos já consagradas, como nos estudos de Yoeli (1965); Chorley (1972); Woldenberg (1985); Kux et. al (1989); Dietrich et. al (1993); Kirkby (1994); Dietrich & Montgomery (1998); Lane et. al (1998); Christofolletti (1999); Vogt et. al (2003); Florenzano (2005); Fonseca et. al (2007) e Chaudhry (2007)

No contexto dos estudos ambientais, nos quais a interação entre muitas variáveis tem que ser analisada, o Sistema de Informações Geográficas apresenta-se como instrumento de grande potencialidade na caracterização de elementos e de valores, na síntese de dados e na composição de perfis sobre os objetos analisados sobre a superfície terrestre.

A adoção da cartografia assistida pelo computador, através do Geoprocessamento, por sua vez, permite enfrentar um grande desafio nos estudos espaciais de hoje: maior agilidade na produção de diagnósticos e mais fácil atualização dos dados. O Geoprocessamento permite a construção de análises mais complexas sob diferentes pontos de vista, buscando o caráter dinâmico inerente à análise geomorfológica. Assim, Moura (2000 p. 49): aponta que:

Uma das principais contribuições metodológicas do geoprocessamento à pesquisa (...) é, certamente, a possibilidade de se implantar processos de análise que, quando trabalhados em termos conceituais, pareçam por demais complexos para serem adotados. Trata-se da possibilidade de adoção da abordagem e análise sistêmicas, conceitos que trouxeram para o estudo científico que lida com complexa gama de variáveis, em especial para as ciências espaciais, grande ganho na aproximação entre o modelo de estudo e a realidade.

A construção de análises temáticas sobre variáveis ambientais é uma prática necessária a todas as áreas que trabalham com estudos de espacialização de fenômenos, em especial a Geomorfologia. As análises temáticas produzem os mapas temáticos, os quais conformam um sistema para responder perguntas, embasar decisões ou auxiliar na resolução de problemas.

1.2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

Como hipótese deste trabalho, assume-se que a dinâmica geomorfológica da bacia do Rio Pardo, a oeste da Serra do Espinhaço Meridional é diferenciada daquela do Rio Jequitinhonha, a leste.

Objetivo Geral é o de realizar uma análise morfométrica e geomorfológica comparativa entre as duas bacias, e verificar se há evidências dessa dinâmica diferenciada entre elas, utilizando técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto.

Os objetivos específicos são:

- . analisar os padrões e distribuição espacial das formas de relevo observadas em duas bacias hidrográficas que drenam para margens opostas da cordilheira;
- . utilizar a análise morfométrica de bacias hidrográficas para identificar padrões e formas de relevo;
- . verificar a eficiência das técnicas de Geoprocessamento em ambiente SIG nesse tipo de abordagem geomorfológica;

2. A SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL E A ÁREA DE ESTUDO

A Serra do Espinhaço Meridional representa um cinturão orogênico que limita o sudeste do Cráton do São Francisco, estende-se por cerca de 300 km na direção N-S, desde o Quadrilátero Ferrífero (Serra do Ouro Branco) até a região de Olhos d'Água (ALMEIDA ABREU, 1995). Para nordeste uni-se com a Faixa Araçuaí e está disposta de forma segmentada e deslocada em relação à sua porção setentrional, no Estado da Bahia, com a qual forma o grande complexo denominado Serra do Espinhaço (Fig. 1).

A arquitetura geológica da SdEM é caracterizada predominantemente por quartzitos distintos, litótipo que de acordo com suas características reológicas confere uma morfologia arqueada e topograficamente elevada ao orógeno .

Segundo Renger (1979), as primeiras notas de cunho científico sobre a Serra do Espinhaço encontram-se num relatório, pouco difundido, de autoria atribuída a Vieira Couto (1799).

Tal documento tornou-se de conhecimento da comunidade científica em 1948, ao ser publicado pelo Instituto Histórico Geográfico Brasileiro. Outro grande geocientista que contribuiu para os estudos científicos do Espinhaço foi o Engenheiro de Minas alemão, Barão Von Eschwege. O pesquisador alemão introduz o nome da Serra do Espinhaço e a reconhece como o divisor de águas entre o Atlântico e as bacias do rio São Francisco, Paraná e Uruguai.

Mais tarde, Derby (1906), *apud* Renger; (1979), redefiniu a Serra do Espinhaço como o interflúvio das águas do leste da bacia do São Francisco, com abrangência de Ouro Preto a Juazeiro na Bahia. Tal configuração e denominação da ocorrência espacial do Espinhaço são contestadas por alguns autores, os quais excluem as Serras do Quadrilátero Ferrífero da faixa orogênica denominada Serra do Espinhaço.

Segundo Saadi (1995) a SdEM é geomorfologicamente caracterizada, no estado de Minas gerais, por um conjunto de terras altas, com forma de bumerangue de direção geral norte-sul e convexidade orientada para oeste. Na figura 1 podemos observar a localização da área de estudo da presente pesquisa, as bacias hidrográficas do Rio Pardo e Alto Jequitinhonha estão dispostas sobre o eixo central (leste-oeste) que parte do ponto de inflexão da convexidade do orógeno.

2.1. CLIMA

Segundo dados do IBGE (1978), o clima da Região abrangida pela SdEM pode ser classificado como de ambiente transicional entre o Mesotérmico Brando Semi-Úmido do Brasil Central e Sub-Quente Sub-Úmido do Brasil Central. Ambos os climas, possuem uma estação seca, e uma estação úmida bem marcada, sendo que a diferença marcante entre eles está nos valores encontrados para as temperaturas médias verificadas na área. Isto na medida em que, no clima Sub-Quente semi-úmido, as medias térmicas anuais giram em torno de 27°C a 30°C, diferentemente do Mesotérmico Brando Semi-Úmido, que possui medias térmicas inferiores, próximas a 22°C a 24°C.

Devido às altitudes elevadas, as temperaturas nos meses de verão são agradáveis (22-28°C) e o inverno apresenta-se pouco rigoroso (10-15°C). A pluviosidade máxima é registrada em novembro, dezembro e janeiro e, embora as chuvas sejam escassas nos meses compreendidos entre maio e setembro, as precipitações sempre alcançam índices medianos anuais superiores a 1000mm. (IBGE, 1978).

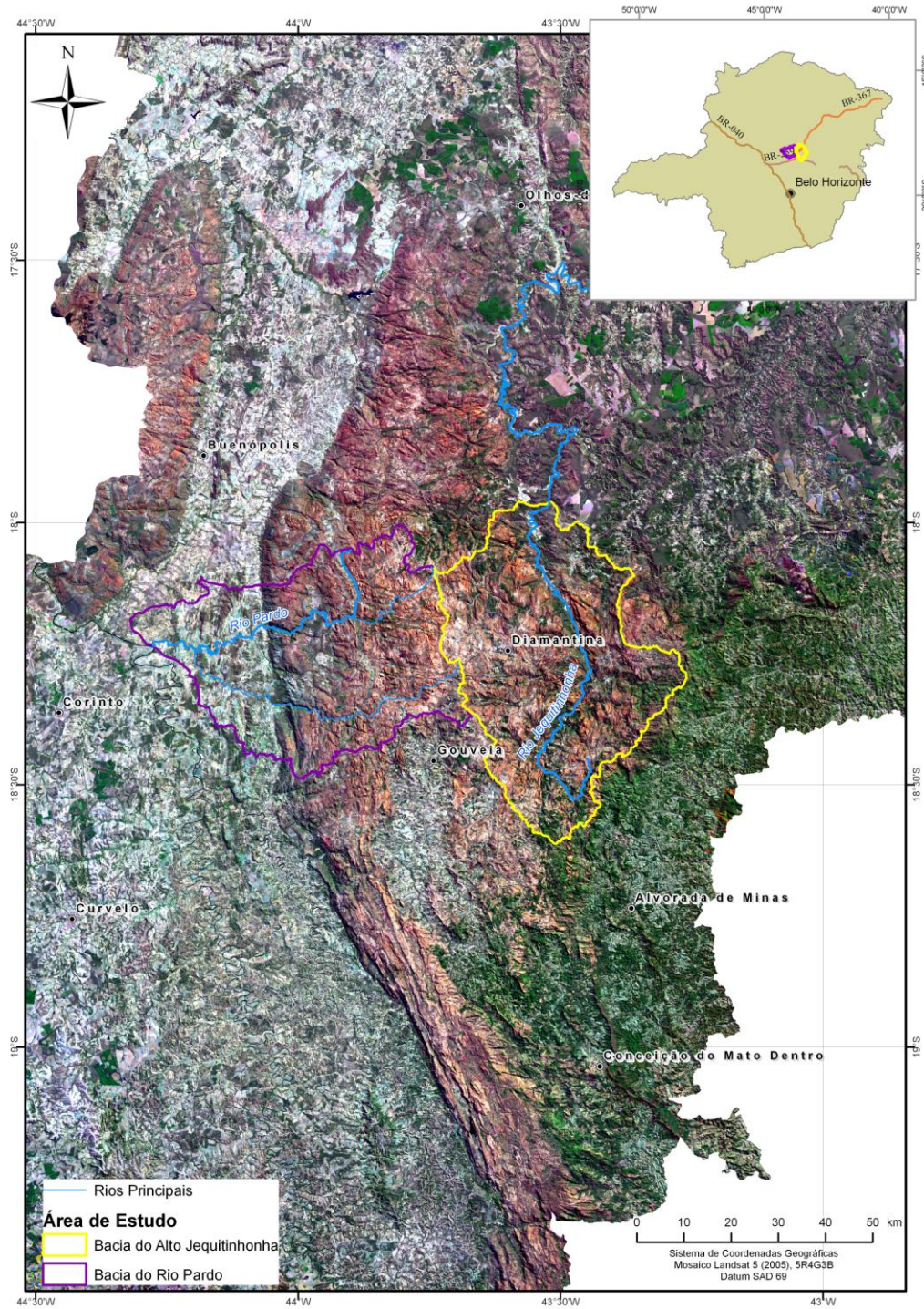


Figura. 1: Mosaico de Imagens Landsat 5 evidenciando a localização da área de estudo na SdEM.

2.2. VEGETAÇÃO

As duas bacias hidrográficas em análise possuem diferenciados extratos fitofisionômicos, os quais estão muitas vezes condicionados pelo substrato rochoso e pela disponibilidade hídrica (NEVES, 2005).

De acordo com a figura 2, observa-se, no extremo oeste da bacia do Rio Pardo predomínio de formações de Cerrado Típico. Já nas porções central e leste da bacia há o predomínio de Campo Rupestre, com a presença de manchas de Cerrado e Campo na porção central. No extremo leste da bacia observam-se fragmentos lineares de Floresta Estacional Semidecidual.

Na porção centro e norte da bacia do alto Jequitinhonha, com um domínio topográfico marcado por cotas superiores a 1000m, há o predomínio do Campo Rupestre. Já na porção sul e sudeste da bacia, identifica-se um substrato vegetal marcado por Floresta Estacional Semidecidual, Cerradão e Cerrado Ralo.

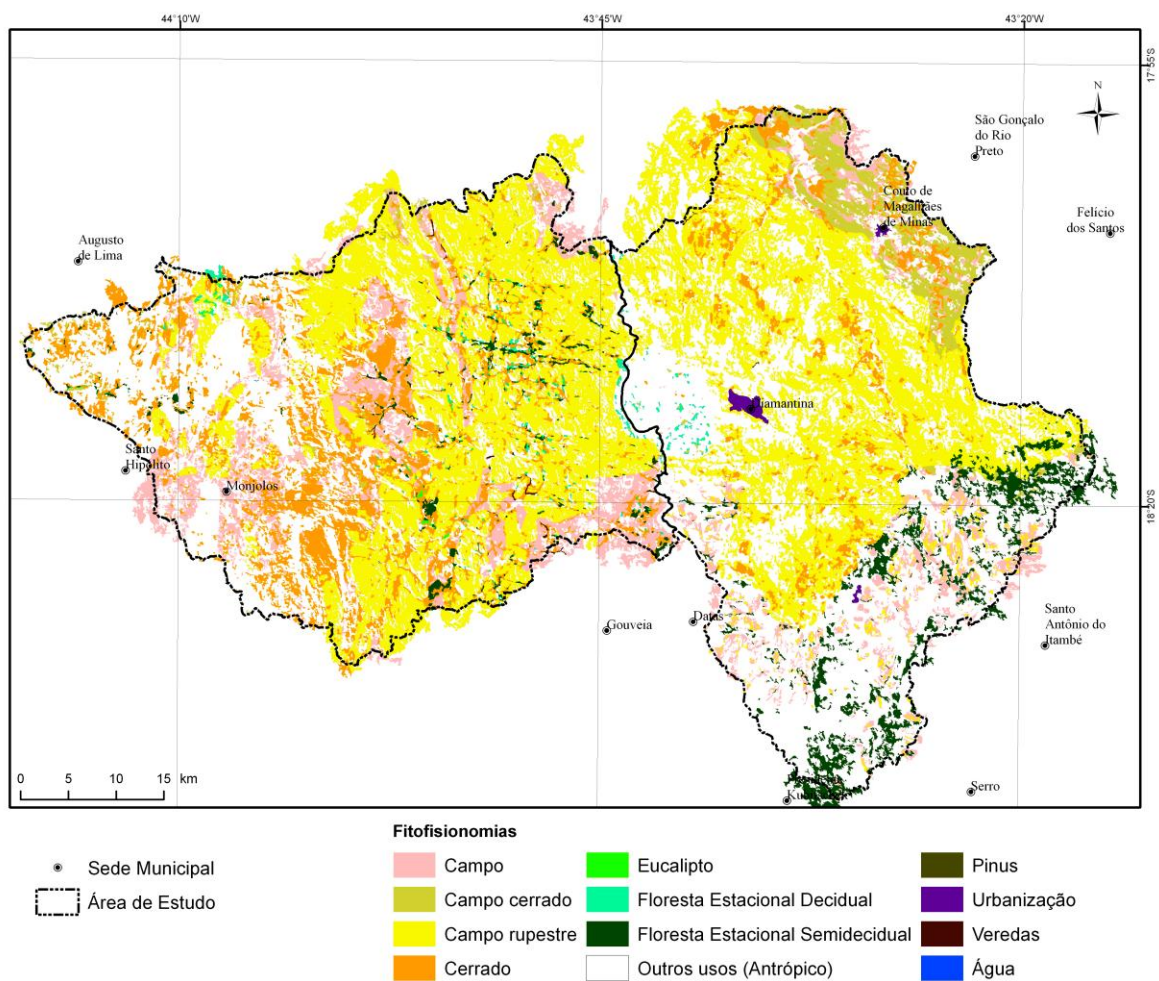


Figura 2: Mapa de elaboração própria com dados Atlas Digital do Mapeamento da Flora Nativa e Reflorestamentos (IEF-MG/UFLA).

A Floresta Estacional Semidecidual ocorre também na área pesquisada sob forma de “ilhas” de vegetação de porte arbóreo-arbustivo. Nesse contexto, são também chamadas

de Formação em Capão, estando correlacionadas à presença de intrusões de rochas metabásicas. Segundo Veloso (1992) a Floresta Estacional Semidecidual encontra-se condicionada pela dupla estacionalidade climática, caracterizadas por intensas chuvas de verão e severas secas no inverno/primavera. Segundo Ribeiro et. al. (1998), o tipo vegetacional em questão seria remanescente de florestas úmidas que ocupavam locais específicos, em períodos de glaciações quaternárias.

Os campos rupestres estão associados à altitude e ao substrato rochoso quartzítico. Esse tipo fito-fisionômico ocorre geralmente acima da cota de 900m de altitude na área pesquisada. De maneira geral, as fisionomias de Campos Rupestres estão associadas aos solos mais rasos, enquanto, nos mais profundos ocorrem cerrados ou florestas, discriminados pela fertilidade e regime de água dos solos e pela frequência de incêndios.

As áreas em branco na figura 2 evidenciam regiões sem fragmentos de flora nativa e reflorestamentos, representam a presença da pressão antrópica com atividades agropastoris e extrativistas em geral.

2.3. GEOLOGIA

Em termos geológicos, a SdEM constitui uma grande unidade geotectônica de idade Pré-Cambriana, a qual possui uma complexa e polêmica história evolutiva.

Deve-se ressaltar também, que as questões referentes à geologia Pré-Cambriana da Serra do Espinhaço não estão totalmente esclarecidas e não apresentam consenso entre os principais pesquisadores do assunto (PFLUG, 1965); RENGER, 1979; ALMEIDA-ABREU, 1993; UHLEIN, 1991; KNAUER (1990); DUSSIN & DUSSIN (1995; RENGER & KNAUER, 1995). Desta forma, as informações expostas neste capítulo não apresentam um caráter conclusivo, mas sim uma simples exposição dos modelos de evolução geotectônica da SdEM presentes na literatura.

Dentre as diversas unidades lito-estratigráficas da SdEM destacam-se as unidades datadas do Pré-Cambriano, em grande parte Proterozóicas, caracterizadas por rochas de alto e médio grau metamórfico e intrusões graníticas *sin a tardi* tectônicas, com relação aos eventos geotectônicos . Na área investigada, os dados da COMIG (1996) revelam que o topo da coluna estratigráfica é representado pelas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. O grande pacote rochoso predominantemente quartzítico é composto pelas rochas do Supergrupo Espinhaço, o qual é dividido nos Grupos Conselheiro Mata e Guinda. Seguindo a seqüência estratigráfica, do topo para a base, observa-se litótipos do Grupo Costa Sena e Complexo Gouveia, conforme exposto na figura 3.

2.3.1. O PADRÃO ESTRUTURAL REGIONAL

Segundo Almeida Abreu & Pflug (1994), as estruturas regionais características da SdEM, são representadas por falhas de empurrão orientadas no sentido N-S e NNW-SSE. A compressão se deu de E para W e o grau de deformação expressa nas unidades do Supergrupo Espinhaço cresce de W para E (Fig. 3). A borda leste é caracterizada por este tipo de estrutura, as quais se encontram na zona proximal da colisão que edificou o orógeno (SAADI, 1995). Observa-se ainda, no orógeno em geral, uma grande quantidade de falhamentos indiscriminados no sentido WNW-ESE, falhas NE-SW frequentemente destras, transcorrências E-W e falhas de transferência WNW-ESSE.

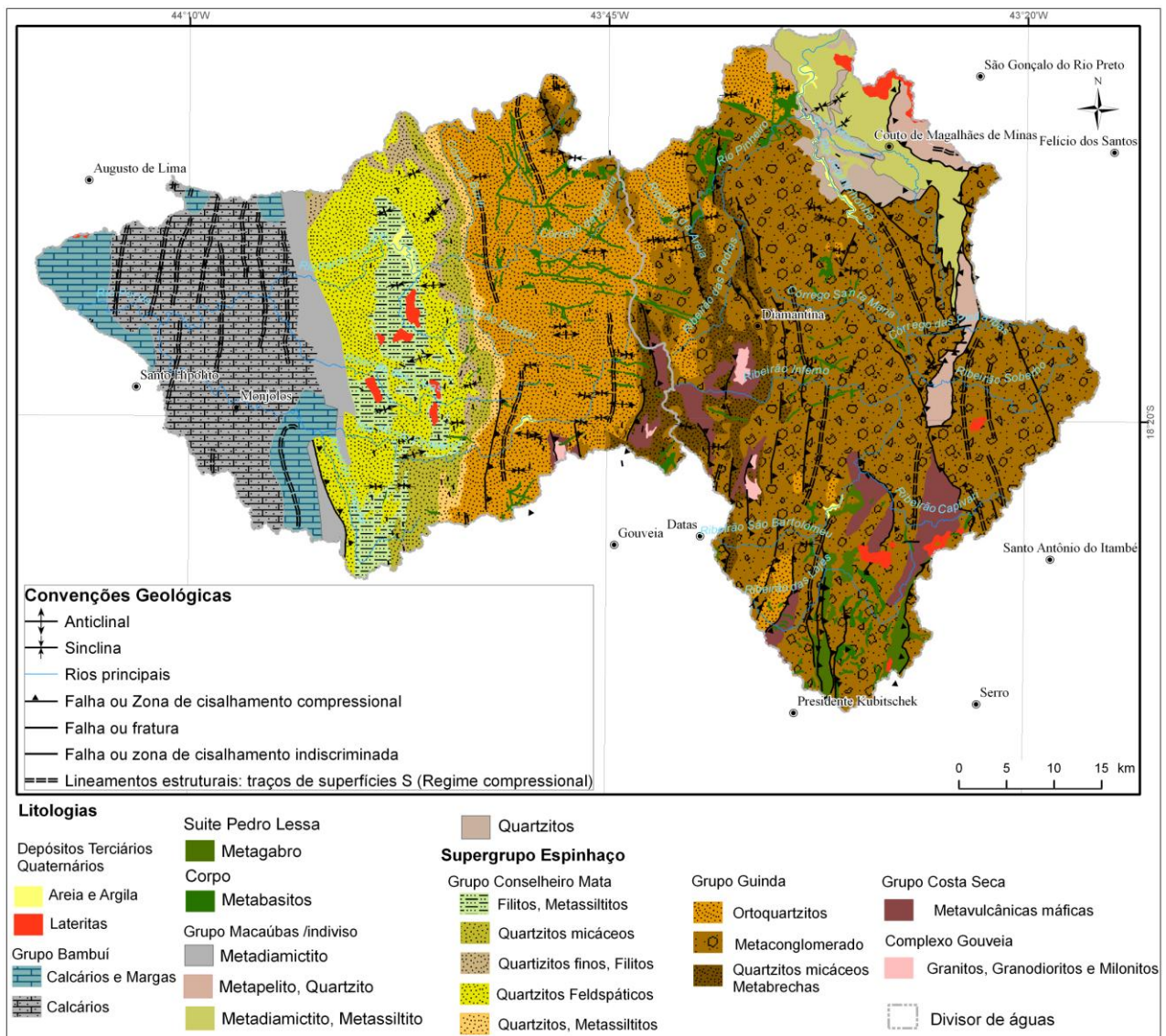


Figura 3 - Mapa Geológico simplificado, dados do Projeto Espinhaço (COMIG, 1996)

A borda oeste é caracterizada por uma extensa falha normal, marcando um grande eixo de arqueamento, disposto longitudinalmente no sentido NW-SE, com uma inflexão entre os cursos dos rios Pardo Grande e Pardo Pequeno, mudando sua orientação para NE-SW (fig. 1 e fig. 3). Segundo Saadi (1995) a escarpa da borda oeste representa uma feição morfotectônica típica de *front* de cavalgamento. De acordo com Almeida Abreu (1995) essa compartimentação longitudinal da SdEM foi consequência do ajuste de duas placas litosféricas durante o processo de colisão, uma vez que apresenta contornos irregulares, soma-se a isso movimentos direcionais de grandes falhas transcorrentes.

O Supergrupo Espinhaço corresponde a 67,5 % do conjunto litológico da área pesquisada, encontrando-se estruturado, tanto na bacia do rio Pardo quanto na bacia do alto rio Jequitinhonha, por um importante sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento com direção geral N-S. Para a porção oeste da área pesquisada, alto curso do rio Pardo, é possível observar na figura 3 uma zona estruturada em anticlinais e sinclinais. Os eixos, de direção média N-S, mostram, nesta porção, freqüentes inflexões para NE ou NW, mas seu posicionamento sub-horizantalizado é constante, com caimentos da ordem de alguns poucos graus, tanto para N (o que aparentemente é mais freqüente) como para S (Fig.3)

Na bacia do alto Jequitinhonha observa-se o desenvolvimento maior de um sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento (Fig. 3). Trata-se do padrão estrutural típico da SdEM já mencionado nos trabalhos de geologia estrutural da área por, entre outros, PFLUG, 1965; UHLEIN *et al.*, 1986, KNAUER, 2007. Esse padrão é marcado por uma tectônica de *nappes* de cavalgamento com transporte para oeste e lineação de estiramento mergulhando para leste, tendo a direção geral das camadas N-S e os mergulhos da foliação S_1 são de suaves a médios para leste.

2.4. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Vários trabalhos já foram desenvolvidos com o objetivo de esclarecer e contribuir com os conhecimentos sobre a evolução das formas de relevo e processos morfodinâmicos na SdEM (PFLUG, 1965; ABREU, A. 1982; SAADI & VALADÃO, 1987 a,b; AUGUSTIN *et al.*, 1994; AUGUSTIN, 1995; SAADI, 1995; AUGUSTIN & ARANHA, 2006; etc.). O presente tópico tem como objetivo expor, de maneira sucinta, os principais conceitos sobre a evolução geomorfológica da área investigada a partir de trabalhos anteriores, sobretudo aqueles com enfoque regional.

Saadi (1995) divide a Serra do Espinhaço em Planalto Meridional e Planalto Setentrional. Tal divisão é marcada pelo lineamento que caracteriza uma zona

topograficamente deprimida que passa por Couto Magalhães de Minas. A área estudada encontra-se totalmente inserida no Planalto Meridional. As principais formas de relevo encontradas no Planalto Meridional são escarpas, alinhamentos serranos predominantemente quartzíticos e vales profundos, os quais são esculpidos pela rede de drenagem que incide facilmente nos lineamentos estruturais.

Apesar de Saadi (1995) definir a SdEM do ponto de vista fisiográfico como planalto, os resultados aqui encontrados evidenciam uma seqüência de superfícies aplainadas intercaladas por zonas deprimidas e serras com distintas toponímias locais.

Na borda leste da SdEM, bacia do alto Jequitinhonha, observa-se janelas estruturais associadas às frentes de empurrão (SAADI, 1995), as quais proporcionaram a ocorrência de zonas de menor resistência litológica à incisão vertical dos canais de drenagem superficial. Dessa forma, a escarpa leste configura-se espacialmente de maneira descontínua, evidenciando uma zona de vales encaixados drenando para as bacias dos rios Jequitinhonha, Mucuri e Doce.

Já a borda oeste, na bacia do rio Pardo, é marcada por uma linha de escarpa erosiva disposta espacialmente com certa regularidade, estendendo-se do Rio Pardo Pequeno ao rio Pardo ou Pardo Grande. Estes rompem perpendicularmente a escarpa oeste esculpindo *canyons* que drenam para a bacia do rio das Velhas, como podemos observar na Figura 2.

Dentro de uma escala de análise regional, Pflug (1965) classifica os cinco maiores compartimentos morfológicos da SdEM, a saber:

- I) O primeiro compartimento é caracterizado pelas Escarpas Escalonadas, esculpidas sobre as rochas do Grupo Bambuí. Este compartimento é caracterizado por extensas áreas de superfícies planas, as quais refletem a baixa resistência das rochas carbonáticas aos processos bioquímicos do intemperismo. Observa-se um relevo de morros e vertentes com elementos longos e de baixa declividade. Na área pesquisada este compartimento abrange toda a área drenada pelo baixo curso do rio Pardo (Figura 1).
- II) O segundo compartimento morfológico, é denominado de Paisagens das Chapadas. As chapadas estão localizadas a nordeste da SdEM, nas bacias dos rios Jequitinhonha e Araçuaí, fora da área desse estudo. As chapadas estão associadas às rochas do Grupo Macaúbas e Supergrupo Espinhaço, sendo representadas por coberturas eluviais e depósitos clásticos, assentados em uma superfície de aplainamento de idade Meso-Cenozóica.

- III) O compartimento de Planalto ocorre na porção central da SdEM, incluindo o Planalto de Diamantina citado por Abreu, A. (1982). Neste compartimento o relevo é bastante acidentado, sendo representado por escarpas íngremes e vales encaixados, os quais contrastam com superfícies planas. Possui uma topografia com cotas superiores a 1000m e altimetria média de 1250m. Na área pesquisada, este compartimento abrange a área drenada pelo alto curso do rio Pardo (Figura 1).
- IV) O quarto compartimento é caracterizado por relevo de *hogbacks*², com maior representação na porção oriental da SdEM. Os *hogbacks* estão estruturados por *nappes* de cavalgamento e frentes de empurrão, contendo as cristas mantidas por quartzitos ou carapaças lateríticas. Os condicionantes estruturais do presente compartimento formam um relevo com alinhamento N-S e NE-SW, ressaltando elevações em *dip slope* para E e SE. Este compartimento abrange a porção central e oeste da bacia do alto Jequitinhonha.
- V) O quinto compartimento é representado por colinas policonvexas, esculpidas sobre as rochas arqueanas dos complexos Guanhães e Gouveia. As altimetrias variam entre 500 e 800m, mas podendo chegar até 1050m. Na área pesquisada esse compartimento pode ser observado sob forma de zonas deprimidas de curta extensão associadas aos granitos-gnaisses.

A evolução dessas formas de relevo esteve associada ao trabalho de encaixamento e esculturação promovida pela drenagem. Ao discutir a evolução do relevo da região de Gouveia, Augustin (1995) identifica quatro fases de encaixamento dos sistemas de drenagem, que podem ser extrapolados para toda a SdEM: uma primeira organização, representada pelo encaixamento dos rios ao longo dos eixos de sinclinais e anticlinais; uma segunda, no qual a drenagem explorou os sistemas de falhamentos; uma terceira, comandada pelo intemperismo mais rápido das intrusões de metabásicas e de básica e o último, da anexação ao sistema de drenagem da voçorocas, formadas a partir de fatores naturais e antrópicos.

² Paisagem de perfil assimétrico onde a linha de crista divide uma superfície fortemente inclinada para um dos lados e uma superfície suave e mais extensa do outro, com inclinação superior a 30°. (NEVES et. al. 2005). Um *hogback* é produto da erosão diferencial de camadas inclinadas, mas o termo possui implicação estrutural e não devem ser usados em relevos em que a forma não resulta de estruturas acamadas e inclinadas.

2.5. USO DE RECURSOS NATURAIS NA SdEM

A Serra do Espinhaço Meridional, por constituir-se em uma região serrana, apresenta particularidades ambientais importantes (MAIA, 2004). Uma delas é a da manutenção de aquíferos que alimentam a rede de drenagem da sua área de influência. A outra se refere à preservação de ecossistemas específicos e, em geral, frágeis.

Assim, é cada vez maior o número de pedidos de requerimento de lavra junto ao Departamento Nacional de Produção Mineral e de licenciamento de Pequenas Centrais Hidroelétricas (PCHs) na área pesquisada, como pode ser observado na figura 4.

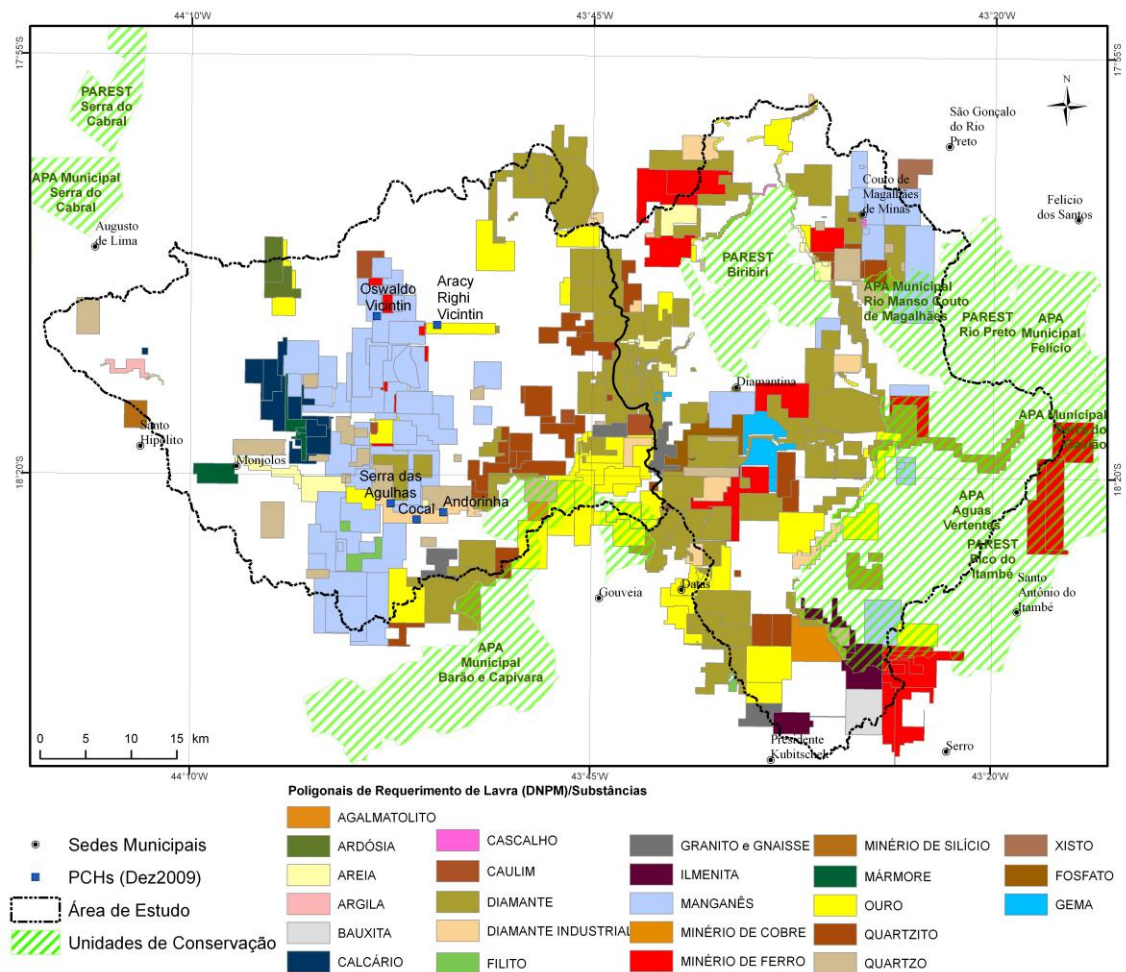


Figura 4 – Uso de recursos naturais e unidades de conservação na área de estudo (bacias hidrográficas do Rio Pardo à esquerda e Alto Rio Jequitinhonha à direita).

A esses dois tipos de uso se acrescentam as atividades ligadas ao Turismo e a agropecuária, aumentando a pressão sobre ambientes em sempre resistentes o suficiente para sustentar tantas demandas de utilização.

É, portanto, previsível que a região, apesar de apresentar também um número representativo de Unidades de Conservação (Fig. 4), possa se tornar uma área de conflito por causa dos usos incompatíveis dos seus recursos naturais.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Entender a evolução das formas de relevo, seus padrões e disposição no espaço, constituem questões que intrigam os geomorfólogos desde o século XIX (RHOADS & THORN, 1996). Segundo estes autores, o desenvolvimento dos conhecimentos em geomorfologia parte da aceitação de que as formas de relevo evoluem, mas esta unanimidade científica é quebrada quando surgem questões tais como: até que ponto as formas de relevo evoluem? Quais os fatores controlam sua evolução? As diversas tentativas de resposta a tais questionamentos constituem as chamadas teorias geomorfológicas. Nesse sentido, é importante, no contexto do presente trabalho, a apresentação, mesmo que resumida do estado de arte dos estudos sobre as relações entre forma, estrutura e processo, em especial as abordagens relativas aos estudos sobre bacias de drenagem.

3.1. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA

A análise geomorfológica regional é voltada para os domínios de relevos que sofreram a ação de distintas fases de esculturação, a exemplo do contexto de evolução geotectônica da Serra do Espinhaço que, desde o seu desenvolvimento pré-cambriano, vem sofrendo reativações de antigas zonas de fragilidade estrutural.

De acordo com Saadi (1998), no âmbito da chamada Geomorfologia Estrutural podemos destacar duas abordagens distintas: a morfoestrutural e a morfotectônica. Ambos os termos são muito utilizados nas análises geomorfológicas, mas é importante o estabelecimento de uma distinção clara entre eles para não ocorram erros conceituais.

Para Cotton (1968) o termo morfoestrutura está intrinsecamente ligado às análises geomorfológicas em escala regional, evidenciando o jogo entre as forças endógenas e exógenas que participam do modelado da superfície terrestre.

Abreu A. (1982), no entanto, defende que o nível de abordagem baseado na análise morfoestrutural deva ser chamado simplesmente de “geomorfológico”. Abreu (*op. cit.*) ressalta que o conceito de morfoestrutura está relacionado à obra de Walter Penck (1924), que tratou as questões da morfogênese através da ótica da relação entre a intensidade das forças endógenas e exógenas. Mas o pioneirismo na análise morfoestrutural do relevo é

atribuída à obra do russo Gerasimov, que propôs, em 1946, os conceitos de geotextura³, e morfoescultura” (GERASIMOV & MESCHERIKOV, 1968 apud ABREU, 1982).

A análise morfoestrutural é definida por Saadi (1998, p. 60) como:

abordagem, já com mais de um século de consagração, focaliza o controle exercido sobre a morfologia pelo arcabouço litostrutural, entendido como o conjunto de “elementos geológicos passivos”, tais como natureza litológica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais (falhas, zonas de cisalhamento). Em raros casos adentra-se ainda no detalhe das diferenças na composição mineralógica das rochas, da existência de uma ou mais direções de foliação, da tipologia das rupturas crustais, entre outros.

O termo morfotectônica relaciona-se às implicações da tectônica recente impressa nas formas de relevo (DOORNKAMP, 1986; COTTON, 1968). É amplamente usado entre geomorfólogos para se referir ao relacionamento entre tectônica e formas geradas, sendo que a tectônica é entendida como ativa. Em oposição a Abreu (1982), Saadi (1991, p. 35) defende que a origem da abordagem morfotectônica deve ser atribuída a obra de W. Penck, uma vez que:

A "resposta morfogenética" é uma denudação concomitante à deformação crustal, de certa maneira proporcional a esta em intensidade e dando origem aos "depósitos correlativos". Estes são portanto produtos de uma erosão sintectônica, o que vem complicar a definição de marcos para o estabelecimento de uma cronologia da denudação.

O argumento é perfeitamente aceitável quando observamos que Penck propõe um modelo criticando a hipótese do repouso tectônico durante a fase de degradação, isso porque na sua teoria o relevo depende das velocidades relativas das forças endógenas e exógenas.

³ Corresponde às grandes feições da crosta, sobretudo relacionadas às manifestações de processos a elas associados.

Para o estudo do relevo em uma área de grande influência estrutural, voltado para a análise da geodinâmica entre bacias de drenagem, optou-se pela adoção de uma base teórica utilizada nas abordagens de bacias de drenagem.

3.2. A BACIA HIDROGRÁFICA COMO UNIDADE DE ANÁLISE AMBIENTAL INTEGRADA

Para as ciências ambientais, a compreensão tanto da totalidade como de aspectos pontuais, é fundamental para estabelecer diagnósticos de ação, bem como descrições do quadro geral apresentado por um determinado sistema. Neste âmbito, citamos como exemplo, os Relatórios de Impacto Ambiental, elaborados antes de quaisquer modificação no ambiente por algum empreendimento de grande porte.

No universo das políticas públicas, e demais ações voltadas para a melhoria da “saúde” das bacias hidrográficas brasileiras, os estudos geomorfológicos aparecem como instrumentos de fundamental importância para a manutenção dos recursos hídricos. Entender a bacia hidrográfica como um sistema dinâmico aberto, possibilita a análise dos seus subsistemas, os quais podem ser entendidos como unidades geomorfológicas, uma vez que apresentam formas, processos e evolução, em muitos casos, de forma diferenciada.

Nesse sentido, não é de se estranhar que as políticas públicas relativas aos recursos hídricos, tenham adotado a bacia hidrográfica, como sua unidade básica. Desde 1978, com a portaria interministerial que criou o Comitê Especial de Estudos Integrados de Bacias Hidrográficas – CEEIBH, o Brasil vem desenvolvendo pesquisas voltadas para as bacias hidrográficas. O CEEIBH tinha como o principal objetivo classificar os corpos d’água, estudar de forma integrada e acompanhar o uso racional dos recursos hídricos federais, visando obter o melhor aproveitamento múltiplo de cada bacia, mas não conseguiu, com o passar dos anos, atingir os seus propósitos.

A Lei Federal 9433, de 08 de Janeiro de 1997, instituiu no país a Política Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, sob responsabilidade do Ministério do Meio Ambiente, com o objetivo de implantar ações para melhoria das bacias brasileiras (SENRA, 2001). A lei propõe a articulação entre União e Estados tendo em vista o gerenciamento dos recursos hídricos de interesse comum. Da mesma forma, as leis específicas do Estado de Minas Gerais estabelecem que o Estado articular-se-á com a União, com outros Estados e com municípios com vistas ao aproveitamento, controle e monitoramento dos recursos hídricos, ou seja, visando ao gerenciamento dos recursos hídricos de interesse comum.

Diante do quadro delineado acima, para compreendermos um determinado sistema ambiental, e suas respostas às modificações impostas pelo homem, é necessário levar em consideração todos os fatores que implicaram no seu desenvolvimento, para que, de tal maneira, se possa ter um quadro muito mais fiel da realidade.

Assim, as complexas relações entre a sociedade e a natureza podem ter, portanto, uma grande compreensão sob o olhar geossistêmico de cunho integrador que não assuma uma posição determinista ou reducionista.

A delimitação de um sistema, sobretudo do ponto de vista cartográfico, é amparada pela análise do grau de correlação entre seus elementos, o que não implica na aceitação de que estes não possuam relações com outros elementos externos e sim na constatação de que as relações externas possuem grau de intensidade menor do que às internas (HUGGETT, 1980).

A perspectiva de análise sistêmica demonstra que em alguns campos do conhecimento, os elementos do sistema em estudo, muitas vezes não são isolados, mas sim formam um conjunto de inter-relações entre eles que se torna impossível tentar entender apenas aquele elemento de maneira independente do restante dos outros elementos constituintes do sistema. Isso significa dizer que o complexo dos elementos não pode ser compreendido somente como a soma dos elementos, mas devem-se conhecer também as relações entre eles.

A Geomorfologia tem na noção de bacias de drenagem uma concepção extremamente apropriada ao debate atual sobre o uso da água. Esse debate não se restringe ao domínio científico, uma vez que atinge os domínios políticos, culturais, entre os quais um dos principais é questão da ética que se impõe a qualquer pesquisador envolvido com a questão ambiental e possibilitam uma cooperação frutífera ao debate sobre a aplicabilidade da ciência no planejamento e gestão ambientais.

Estudos como este, que está sendo apresentado, embora aparentemente restrito à área da geomorfologia, traz, através dos seus resultados, mas também da abordagem, contribuições a este novo olhar sobre as questões ambientais.

No presente trabalho, sem dúvida, a análise sistêmica é de grande valia para a análise do ambiente, sobretudo, partindo do princípio de que a organização de um determinado cenário ambiental pressupõe, segundo a análise sistêmica, a interpenetração de uma série de fatores, que atuam como *stakeholders* (FREEMAN, 1984) estruturadores de um determinado ecossistema, ou geossistema, em que se insere uma determinada paisagem.

É importante ressaltar que as bacias hidrográficas possuem mecanismos particulares, e complexos, de funcionamento, podendo variar temporalmente de setor para setor apresentando formas inéditas em função de novas interferências (inputs) no interior da mesma. Como exemplo interferências é possível citar eventos tectônicos, mineração, construção de barragens, desmatamentos e transposições, os quais constituem fonte de produção de sedimentos (outputs) (CHORLEY, 1962).

A unidade fundamental de estudo da presente pesquisa é a “bacia hidrográfica”, uma vez que esta possui um caráter integrador e sistêmico, estando presente em boa parte da legislação ambiental vigente no país. Sob a ótica de um sistema, as bacias hidrográficas são consideradas como sistemas abertos, pois envolvem uma série de subsistemas como, por exemplo: sistema vertente, sistema dos canais fluviais e as planícies de inundação ocorrendo trocas constantes de matéria e energia (CHORLEY, 1962).

3.3 - MORFOMETRIA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Os instrumentos, equações e abstrações matemáticas construídos para a abordagem quantitativa dos sistemas ambientais vêm sendo desenvolvidos e aprimorados desde meados da década de 40 do século passado, com o pioneirismo de Horton (1945). As morfometrias da rede de drenagem e dos elementos do relevo são passíveis de serem analisados à luz de uma determinada unidade de análise: a bacia hidrográfica.

Evans (1972) enfatiza a importância de acrescentar o prefixo Geo ao termo, morfometria, que por sua vez é corriqueiramente mais usado na literatura. O prefixo seria necessário para distinguir a mensuração das formas modeladas por processos geomorfológicos das demais mensurações de formas encontradas na natureza. Ainda segundo Evans (op. cit) a *Geomorfometria* fornece subsídio para a análise geomorfológica, contribuindo, por exemplo, para a avaliação da distribuição espacial de padrões de formas.

Na presente pesquisa a análise morfométrica de bacias hidrográficas é entendida como uma análise quantitativa dos elementos resultantes do modelado do relevo, incluindo sua expressão e configuração espacial: o conjunto das vertentes e canais que compõem o relevo, sendo os valores medidos correspondentes aos atributos desses elementos (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Visando entender a configuração e a evolução das bacias hidrográficas e de suas redes de drenagem Horton (1945) apresentou as leis principais da composição da drenagem. Tais leis serviram de base para estudos hidrológicos e geomorfológicos,

apresentando novos parâmetros e novas interpretações para entender o arranjo dos elementos que compõem as bacias hidrográficas.

As leis de composição de bacias hidrográficas de Horton (1945) podem ser resumidas em:

- **Lei do número de canais** – é definida como a relação entre o número de canais de uma dada ordem (n) e o número de canais de ordem imediatamente superior ($n+1$). Logo, o número de canais diminui com o aumento da ordem dos canais, de acordo com uma relação geométrica.

- **Lei do comprimento de canais** – o comprimento médio dos canais de cada ordem tende a formar uma progressão geométrica cujo primeiro termo é o comprimento médio dos segmentos de primeira ordem e tem por razão uma relação de comprimento constante;

- **Lei da declividade de canais** – observa-se uma relação geometricamente inversa entre a declividade média dos canais de uma dada ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior, na qual o primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os gradientes dos canais;

- **Lei da área da bacia de canais** – as áreas médias das bacias de segmentos de canais de ordem sucessivas tendem a formar uma progressão geométrica cujo primeiro termo é a área média das bacias de primeira ordem e a razão de incremento constante é a taxa de crescimento da área.

A partir dessas leis, outros trabalhos apresentaram parâmetros para entender e representar matematicamente a evolução e configuração de bacias hidrográficas: Strahler (1952), Schumm (1956), Strahler (1957, 1958), Chorley (1962) e Chorley e Kennedy (1971).

Os sistemas ambientais são, em análises morfométricas, compostos por elementos físicos passíveis de mensuração. A bacia hidrográfica corresponde ao objeto de estudo, tendo como elementos de análise, sua própria área, a rede de drenagem e o arranjo das vertentes (relevo).

Os atributos da bacia hidrográfica utilizados na composição dos parâmetros morfométricos são: área da bacia; perímetro da bacia; comprimento da bacia; comprimento dos canais fluviais; comprimento vetorial (comprimento do vale) dos canais fluviais; número de canais fluviais; declividade da bacia (mínima, média e máxima); declividade dos canais; e altimetria (mínima, média e máxima).

De acordo com Christofolletti (1980), os parâmetros correspondem às correlações existentes entre esses atributos e o relevo de uma bacia, sendo agrupados em lineares, zonais e hipsométricos. Os lineares abordam unicamente os atributos da rede de drenagem; os zonais tratam dos atributos da rede de drenagem e das áreas não hidrográficas do relevo (encostas e topos); já os hipsométricos tratam do relevo, além de correlacioná-lo à rede de drenagem e à bacia hidrográfica.

A diferenciação topológica entre os elementos que compõe a bacia hidrográfica entre lineares e zonais é de fundamental importância para um bom resultados das análises quantitativas espaciais.

Os parâmetros morfométricos para a análise de bacias hidrográficas são divididos em três classes. Essa divisão é condicionada pela natureza dos dados necessários para geração desses parâmetros e, conseqüentemente, pelo tipo de interpretação possível de ser realizada. Os parâmetros lineares estão associados à rede de drenagem e ao seu arranjo espacial dentro da bacia. Em linhas gerais, a unidade de medida desses parâmetros é linear (km), quando quantificam o arranjo espacial ou adimensional para parâmetros que tratam das relações entre aspectos da rede de drenagem. Os parâmetros zonais indicam as relações entre a rede de drenagem e seu arranjo espacial na bacia e são, na maioria das vezes, representados em relação à área da bacia. Os parâmetros hipsométricos representam, via de regra, a tridimensionalidade da bacia ao incluir a variação altimétrica e não tem uma unidade de medida característica (CHRISTOFOLETTI, 1980). Os parâmetros para cada uma das três classes: linear, zonal e hipsométrica serão apresentados no item 4.2.

3.3.1. A Análise morfométrica de bacias hidrográficas

Tendo como base os parâmetros descritos por Strahler (1952), Schumm (1956), Strahler (1957, 1958), Chorley (1962) e Chorley e Kennedy (1971) e Hack (1973) a análise morfométrica de bacias hidrográficas foi inicialmente realizada por meio de métodos analógicos, isto é, por mensuração dos atributos em cartas topográficas e cálculo manual. Com o desenvolvimento da computação e, posteriormente, dos sistemas computacionais para cálculos e análises de dados, e mais tarde o SIG, veio a possibilidade de otimizar o processo de análise quantitativa de atributos do relevo e da rede de drenagem.

A técnica mais comum de derivação dos atributos e subsequente cálculo dos parâmetros em ambiente digital é realizada a partir do uso dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) e da rede hidrográfica digitalizada, obtidos de cartas topográficas,

ortofotos ou imagens de sensores orbitais. Sobre esses dados são aplicadas rotinas computacionais para extrair os dados necessários à análise morfométrica.

Como exemplo de trabalhos encontrados na literatura sobre análises (Geo)morfométricas em ambiente SIG, podemos citar: Santa Catarina (1997), Valeriano e Garcia (2000), Tucker et al. (2001), Valeriano e Morais (2001), Valeriano (2005), Ganas et al (2005) e Hott et al. (2007).

A aplicação de novas metodologias na extração dos atributos e cálculo dos parâmetros a partir dos MDEs se associa a outras técnicas de mensuração de feições (formas) e fenômenos (processos) da superfície terrestre, permitindo aos pesquisadores melhores resultados nas análises morfológicas e de evolução de relevo sustentadas em dados concretos e não apenas em hipóteses dedutivas (RIFFEL, 2006; RUSZKICZAY-RUDIGER, 2007; LOPES, 2008, WALCOTT e SUMMERFIELD, 2007).

Isso reafirma a legitimidade do uso de parâmetros morfométricos na análise de bacias hidrográficas. Devido a essa contribuição às análises geomorfológicas regionais, é imprescindível que os parâmetros morfométricos sejam gerados por meio de metodologias padronizadas. Assim, esses parâmetros podem representar a estruturação e configuração das bacias hidrográficas para verificar se essas estão próximas dos “padrões de normalidade”, estabelecidos inicialmente pelas leis de Horton, possibilitando, conseqüentemente, a mensuração do grau de desenvolvimento das bacias e a influência de perturbações tectônicas.

Desde 1945, as proposições de Horton a respeito das análises quantitativas das bacias de drenagem vem sendo complementadas por outros estudiosos da Hidrologia e da Geomorfologia Fluvial. Novas abordagens metodológicas e novas interpretações foram desenvolvidas e aplicadas com o objetivo de melhorar e acrescentar informação às leis por ele propostas.

De acordo com Dietrich & Dunne (1993), por exemplo, os canais que compõem a rede de drenagem podem apresentar fluxos intermitentes (fluxos de água temporários) sendo que a escala de tempo relativa à presença do curso de água no canal pode variar de minutos a anos. Segundo estes autores, a identificação da distância crítica dos canais fornece indícios sobre o estágio evolutivo da bacia de drenagem, além de sua correlação com o regime climático, que atua ou atuou na esculturação da vertente.

Diferentes autores discutiram a origem, a forma e a localização relativa dos canais nas vertentes (Gregory & Walling, 1968; Howard, 1976; Dietrich & Dunne 1993). Melton

(1959) estendeu o conceito de sistema de hierarquização da rede de drenagem para os canais de drenagem classificando-os de acordo com a ordem do rio drenado por estes.

A complexidade do sistema de hierarquização e as discrepâncias encontradas entre os modelos teóricos e a realidade de campo, levaram Warntz (1975) e Tsukamoto (1987) a propor a inclusão dos canais de zero-ordem na classificação, como aqueles que apresentavam fluxos intermitentes e de primeira-ordem, para aqueles que apresentavam fluxos constantes.

Tsukamoto (1987) classificou os canais de zero-ordem como aqueles nos quais atuam processos de vertente e processos fluviais e onde predominam processos gravitacionais em sua fase de formação, seguidos de processos hidrológicos.

Dietrich et. al. (1987), ao discutirem os problemas de transporte de sedimentos nas áreas de cabeceiras de drenagem, propuseram o termo "*hollow basin*" para caracterizar as áreas de contribuição para a formação dos canais de primeira-ordem.

Posteriormente, Montgomery & Dietrich (1992) aplicaram o termo canal de zero-ordem para definir a área de drenagem necessária a formação do canal de primeira ordem.

3.3.1.2. O Índice de Hack e o perfil longitudinal dos rios

O Índice de Hack (*Stream Length-Gradient Index*), denominado por Etchebehere et al. (2004) "Relação Declividade-Extensão", foi concebido por John T. Hack e apresentado em Hack (1973). Passível de ser obtido com relativa facilidade e agilidade, o índice foi amplamente utilizado na literatura acadêmica por oferecer base comparativa entre rios de diferentes extensões e características fisiográficas, além de possibilitar inferências acerca da história e do desenvolvimento geológico e geomorfológico da área estudada.

Foi aplicado, por exemplo, por Mayer & Wentworth (1983) para inferir movimentação da falha de Stafford - nordeste do Estado da Virgínia - EUA; por Keller (1977) e Keller & Rockwell (1984) para a identificação de "células tectônicas" de grande atividade em partes da Califórnia - EUA; por Seeber & Gornitz (1983) para a detecção de atividade neotectônica no Himalaia; por McKeown et al. (1988) para inferir a expressão fisiográfica de uma série de registros sísmicos na região montanhosa de Ozark, Estado do Arkansas-EUA; por Etchebehere et al. (2004) e Etchebehere et al. (2006) para a identificação de deformações neotectônicas no Vale do Rio Peixe - Estado de São Paulo;

por Della Seta & Troiani (2008) para análise morfotectônica de pequenas bacias na região central da Itália, entre muitos outros exemplos.

Seu contexto de desenvolvimento esteve ligado a trabalhos anteriores de Hack, especialmente seu estudo de perfis longitudinais e carga de leito do Vale Shenandoah (HACK, 1957a, p. 87-90). Nesse estudo, Hack trabalhou com perfis longitudinais de rios em escala semilogarítmica, ou seja, onde a altimetria (eixo Y) é apresentada em escala aritmética e a distância (eixo X) em escala logarítmica. Perfis plotados em tal escala tendem a se apresentar como linhas retas ou segmentos de linhas retas conectadas (podendo apresentar tamanhos variados).

A partir de evidências empíricas (HACK, 1957a, p.71; HACK & YOUNG, 1959, p.4), Hack observou que o valor do produto SL está diretamente relacionado à competência de um rio. Estudando a bacia Potomac, Hack enuncia que os rios dessa bacia possuem, em média, a seguinte relação entre a declividade do canal (S), o comprimento do mesmo (L) e o tamanho médio das partículas formadoras da carga de leito (M):

$$S = 25 \frac{M^{0,6}}{L} \quad (1)$$

Existe uma relação funcional entre essas variáveis: um aumento no tamanho das partículas depositadas no leito do rio está correlacionado com um aumento no valor do produto SL, ou seja, o Índice de Hack (HACK, 1973). Assumindo que a competência de um rio seja diretamente relacionada com a energia do mesmo, é compreensível que o Índice de Hack seja tomado como uma medida ou um indicativo da energia dos rios e, portanto, como uma base comparativa entre esses (ETCHEBEHERE et al., 2004; ETCHEBEHERE et al., 2006; KELLER & PINTER, 1996).

Desenvolvendo essa perspectiva energética do índice, Hack (1973) utiliza as concepções do trabalho de Leopold et al. (1964), de que quando um rio está em equilíbrio, ou seja, quando sua energia está igualmente distribuída ao longo do mesmo, o produto de sua declividade por sua descarga é igual em toda sua extensão. Dessa maneira, se o Índice de Hack está diretamente relacionado com a energia de um rio e o mesmo está em equilíbrio, deve-se assumir que a descarga é proporcional ao comprimento do rio (HACK, 1973). O trabalho empírico de Leopold et al. (1964) indica uma direção semelhante de raciocínio ao estabelecer as seguintes relações:

$$\begin{aligned} L &\propto A^{0,6} \\ Q &\propto A^{0,75} \end{aligned} \quad (2)$$

Onde A é a área de drenagem e Q a descarga do rio.

Hack (1973) comenta que essas relações estabelecidas por Leopold et al. (1964) foram obtidas em rios cuja energia e resistência do substrato variaram ao longo do seu curso; ele afirma que caso fosse possível obter dados em rios cuja energia permanecesse contínua em toda sua extensão e sem variação do substrato, o comprimento do rio e sua descarga de cheia seriam praticamente proporcionais.

3.4. MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO

A topografia expressa nas formas de relevo de uma dada região revela os diversos fatores que condicionam seu modelado e sua disposição espacial, além de determinar os fluxos hidrológicos superficiais e os fluxos de sedimentos. Podemos citar alguns processos em geomorfologia e hidrologia que sofrem a influência das variações topográficas e conseqüentemente das variações no fluxo hídrico, tais como os escoamentos superficiais e subsuperficiais, a evaporação, a infiltração entre outros.

A avaliação quantitativa desses e de outros processos geomorfo-hidrológicos depende da topografia da área estudada. A variável topográfica, enquanto representação numérica da superfície terrestre, é um elemento de grande importância para os modelos de análise em hidrologia, geologia estrutural e geomorfologia fluvial.

A terminologia *Digital Terrain Model* tem origem no Laboratório de Fotogrametria do Instituto de Tecnologia de Massachussets na década de 50 do século passado, sendo atribuído o pioneirismo no uso dos DTM's para fins tecnológicos, científicos e militares a Miller & Laflamme (1958).

A Modelagem Digital de Elevação constitui uma representação da realidade por meio de *hardware* e *software* que comportam algoritmos contendo equações que possibilitam modelar variáveis ambientais.

Segundo Felgueiras & Câmara (2001) o Modelo Numérico de Terreno (MNT) é uma representação matemática computacional da distribuição de um fenômeno espacial que ocorre dentro de uma região da superfície terrestre. Dados de relevo, informação geológicas, levantamentos de profundidades do mar ou de um rio, informação

meteorológicas e dados geofísicos e geoquímicos são exemplos típicos de fenômenos representados por um MNT.

Cabe ressaltar que foi utilizada nesta pesquisa a terminologia específica contida na literatura específica sobre modelagem de dados topográficos:

- **MDT/ DTM** : refere-se ao terreno puro sem qualquer cobertura;
- **MDS/ DSM** (Modelo Digital de Superfície): refere-se à superfície do terreno, com a cobertura de vegetação, edifícios, etc.
- **MDE/ DEM ou MNT**: refere-se a qualquer variável espacial contínua.

O objeto de estudo da modelagem digital de elevação para os dados do relevo terrestre é a altimetria do terreno, a qual possui uma variação contínua no espaço. Tal afirmativa nos possibilita classificar o MDE, no âmbito conceitual de um banco de dados geográficos, como um geo-campo, o qual se enquadra no contexto da modelagem feita em espaço absoluto, entendendo este como o espaço cartesiano. O geo-campo, segundo Câmara (2005, p. 16):

“representa um atributo que possui valores em todos os pontos pertencentes a uma região geográfica”.

O MDE pode ser de grande utilidade no ensino da Geomorfologia e em todas aquelas ciências que utilizam dados com um componente altimétrico, posto que facilita a percepção espacial e permite a visão tridimensional do espaço a ser estudado. Geralmente, os MDEs são representados por malhas regulares ou triangulares de acordo com os algoritmos usados nas linguagens de cada software (FONSECA et. al, 2007) . Os dados de um MDE são representados matematicamente pelas coordenadas xyz, onde z representa a variável a ser modelada, sendo $z = f(x,y)$.

Os MDEs possuem dois tipos frequentemente mais usados de estruturas, a saber: elementos vetoriais e elementos matriciais. A malha triangular (*Triangular Irregular Network*) constitui uma estrutura vetorial com topologia do tipo nó, arco que representa a superfície por faces triangulares interligadas, conforme apresentado na Fig. 5. Esta deve ser usada para a aquisição de modelos mais precisos quanto à representação da forma do relevo, isso na medida em que quanto maior o número de triângulos equiláteros, mais próximos da realidade estará a superfície modelada, conforme a malha triangular proposta por Delaunay.

A malha regular constitui em uma representação matricial que representa regularidade na distribuição espacial dos vértices das células do modelo, na qual a cada pixel é atribuído um valor numérico referente à topografia, conforme apresentado na Fig. 6. De acordo com Felgueiras & Câmara (2001), a malha regular é aquela que compreende uma posição espacial (x,y) das amostras de forma a distribuí-las regularmente. A modelagem com malha regular apresenta modelos de maior qualidade visual, resultando em maior generalização da morfologia. A malha regular é muito utilizada na espacialização de variáveis referentes à geoquímica e à geofísica.

Dentre as principais aplicações dos MDEs, podemos citar:

A visualização do terreno em três dimensões: possibilita uma interpretação inicial do relevo, bem como um contato pré-campo com o objeto de estudo;

Compartimentação Topográfica: através da elaboração de hipsometria, declividade e orientação do relevo é possível identificar e delimitar domínios morfoestruturais e unidades geomorfológicas;

Cálculos e simulações: intervenções no terreno, tais como pilha e aterro, bem como o cálculo de seus volumes, aplicáveis à mineração, por exemplo. Permite a previsão de impactos causados no terreno com novas construções, geração de rede de drenagem e delimitação de bacias hidrográficas (Modelagem Hidrológica). Ainda como um subproduto da Modelagem Hidrológica, Fonseca *et. al.* (2007) mostra que é possível considerar limiares específicos na geração de canais de escoamento que evidenciem processos de ravinamento e voçorocamento.

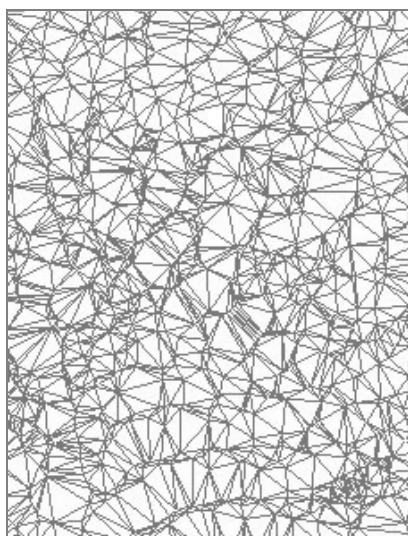


Figura 5 - Malha Triangular

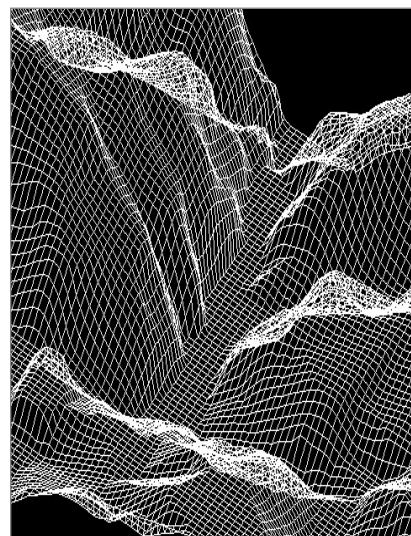


Figura 6 - Malha Retangular

Prospecção de petróleo: possibilita identificar áreas propícias a perfuração bem como o risco desse processo a partir das características do terreno modelado;

Simulação de fluxo de fluidos: é possível identificar regiões com riscos de enchentes ou desabamento, bem como a dispersão e o impacto de poluições em fontes aquíferas.

Felgueiras & Câmara (2001) apresentam as fórmulas gerais que descrevem o modelo sombreado do relevo, sua declividade e exposição. O Modelo sombreado é baseado no posicionamento de uma fonte de luz em relação à superfície do terreno. Dessa forma em cada ponto do terreno pode ser definido um vetor iluminação e um vetor normal a este ponto (Fig. 7).

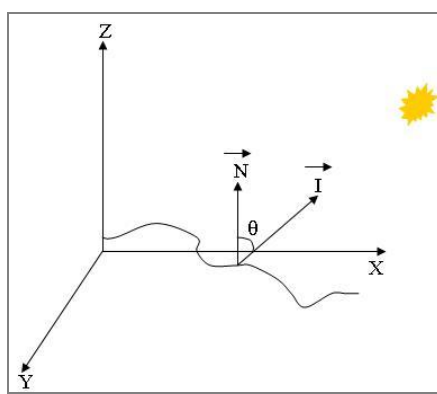


Figura 7 – Princípio físico do Modelo Sombreado modificado de Felgueiras e Câmara (2001).

De acordo com o presente modelo, os níveis de cinza da imagem sombreada em função dos valores topográficos⁴, o qual é calculado em função de Z , na posição p da superfície, é igual a uma intensidade constante de iluminação ambiente I_a somado a uma componente de iluminação local. Essa componente local depende da intensidade da fonte luminosa I_l , de uma constante de reflexão difusa K_d e do ângulo θ formado entre o vetor unitário normal N e o vetor de iluminação I na posição p da superfície.

$$NC = I_{a+} I_l * K_d * (N_p * I_p) = I_{a+} I_l * K_d * \cos \theta \quad (3)$$

A declividade representa a variação altimétrica do terreno Z em relação ao eixo X e ao eixo Y . A declividade (equação 4) é também chamada de a máxima razão de variação de Z e a exposição (equação 5) ou orientação das vertentes é a direção (azimute) dessa máxima variação. O conceito matemático usado na modelagem da declividade é

⁴NC = {[$(Z_i - Z_{min}) * 254$] / ($Z_{max} - Z_{min}$)} + 1

representado pela derivação das funções correspondentes. Dessa forma, a derivada de uma função em um ponto x irá fornecer o declive da reta tangente $f(x)$ ao ponto. As derivadas também são usadas na avaliação das concavidades e convexidades, caras às análises geomorfológicas. Neste caso, iguala-se a derivada segunda o valor 0 , uma seqüência de pontos de inflexão da função corresponderão a uma linha de talvegue ou a um divisor de águas, por exemplo.

$$D = \arctg \{ [(dZ/dX)^2 + (dZ/dY)^2]^{1/2} \} \quad (4)$$

$$E = \arctg [-(dZ/dY) / (dZ/dX)] \quad (5)$$

3.5. MODELOS HIDROLÓGICOS EM GEOMORFOLOGIA

O uso de modelos hidrológicos em geomorfologia, sobretudo com o objetivo de analisar o comportamento das bacias hidrográficas, suas redes de drenagem e processos relacionados, vem sendo feito desde o século passado. Entre os diversos trabalhos relacionados com o tema em questão podemos destacar: Mark (1988), Shreve (1966), Strahler (1957) e Tarboton (1991).

Modelos dessa natureza vêm sendo incorporados em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), direcionam-se cada vez mais para o tratamento da informação espacial em formato raster ou matricial (MAIDMENT, 1992a, 1992b, 1993). O crescente uso das análises matriciais em SIG é observado no tratamento de diversas variáveis de caráter ambiental.

Através de um MDE em formato matricial são gerados modelos numéricos representativos da direção do escoamento superficial da água, e a partir destes, são gerados modelos de acumulação dos fluxos. Sobre o modelo de acumulação é possível estabelecer um limiar mínimo de área de acumulação de fluxo, dependendo da metodologia utilizada, o qual permite estabelecer a área mínima de drenagem necessária à determinação da existência de um curso de água.

Rosim (1999), e Rosim & Pellegrino (2001), apresentaram três metodologias distintas para extração da drenagem: esqueletização por multi-níveis, triangulação e a D8S, as quais foram comparadas pelos autores para escolha da metodologia implementada no software SPRING/INPE, sendo última a escolhida pelos mesmos.

Outro procedimento muito utilizado e divulgado na literatura é o D8-deterministic eight-neighbors (JENSON & DOMINGUE, 1988). Para sua utilização, o primeiro passo é a correção de possíveis áreas planas ou “depressões” decorrentes da interpolação numérica no momento da geração do MDE. Com o MDE corrigido inicia-se a aquisição da matriz de direção de fluxo de escoamento, baseado nas direções do escoamento para cada pixel da matriz. Neste caso, os algoritmos trabalham de maneira a atribuir o sentido de escoamento de um pixel para um de seus oito vizinhos, baseando-se no maior desnível do terreno dividido pela distância entre o pixel em questão e seus vizinhos.

Calcula-se a declividade do pixel em análise, com relação a seus oito pixels vizinhos e calcula-se a diferença das elevações. Esta diferença é dividida pela distância de centro a centro de cada célula. Na horizontal e vertical, a distância coincide com o lado da célula; na diagonal, multiplica-se o lado da célula por $2^{1/2}$, por ser uma célula quadrada.

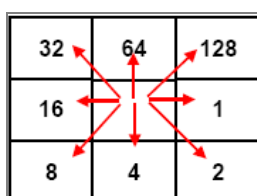


Figura 8: Esquema de codificação das direções de fluxo (D8)

No esquema representativo acima (Fig. 8), a célula de onde partem as setas representa o pixel em análise, ou seja, a área fonte de onde escoa a água. De acordo com o método D8, a direção de fluxo ocorre para somente uma das células vizinhas, ou seja, a da direção mais íngreme (GARBRECHT & MARTZ, 2000). A análise é feita em todo MDE (com valores reais de topografia), através de uma máscara 3x3, na qual o pixel central é avaliado em relação aos seus oito vizinhos mais próximos; as direções de fluxo são codificadas em potências de 2 ($2^0 = 1... 2^7 = 128$) começando de 2^0 em sentido horário (Figs. 9 A e B).

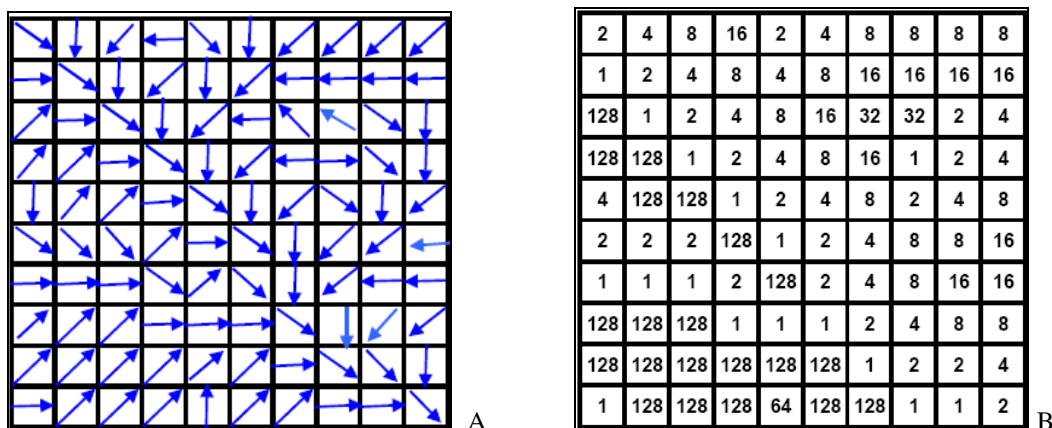


Figura 9 - Esquema das direções de fluxo da rede de drenagem. A) vetores direcionais. B) Códigos de direção (D8).
Fonte: Marcelline (2002)

Após determinar as direções de fluxo, é possível determinar a matriz de fluxo acumulado. A geração das áreas de fluxo acumulado processa-se seguindo as direções de fluxo estipuladas conforme o passo anterior. Neste caso, é somado o total de pixels, à montante, que drena para cada um dos pixels da matriz, conforme ilustrado nas Figs. 10 A e B.

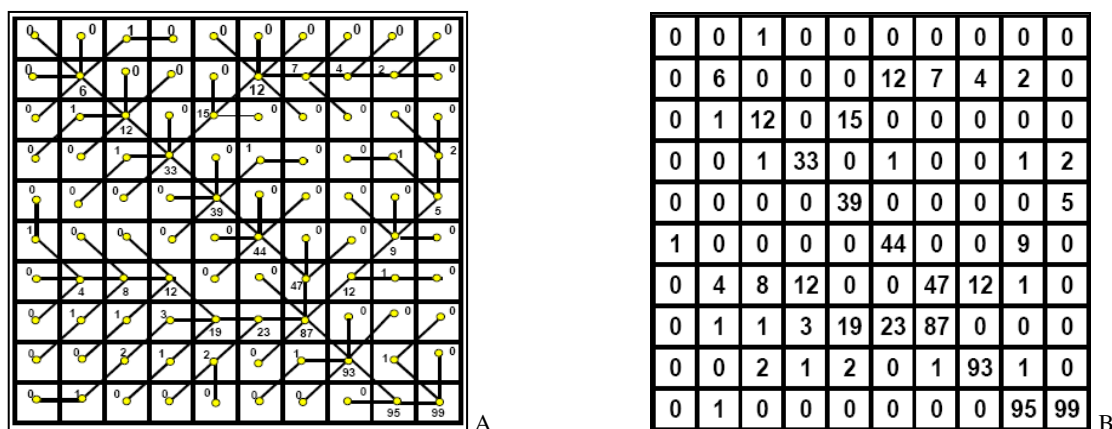


Figura 10 – Matrizes representando o escoamento superficial acumulado. A) vetores representando a rede de drenagem. B) Matriz de fluxo acumulado. Os números representam a quantidade de células que acumularam em uma determinada área drenada. Fonte: Marcellini (2002)

Através da matriz de fluxo acumulado é possível aplicar um tratamento estatístico para escolher a densidade de canais que melhor representa a área estudada; neste caso escolhe-se um limiar de fluxo acumulado a partir do qual a rede de drenagem é concebida. De acordo com Marcellini (2002), a rede de drenagem gerada é estabelecida conforme o número de células cujo valor acumulado excede um valor de base representativo. No esquema abaixo (Fig. 11) o valor de base escolhido foi 4, o que significa que as células

com valor de fluxo acumulado igual a 4 ou superior pertencerão à rede de drenagem construída.

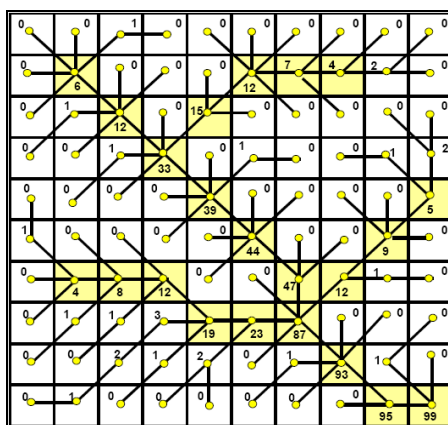


Figura 11 – esquema representando o estabelecimento de rede de drenagem. Fonte: Marcellini (2002)

Uma vez determinada a rede de drenagem na matriz de fluxo acumulado, a delimitação da bacia acontece com a associação daquela à matriz de direção de fluxo. O algoritmo de delimitação automática de bacias trabalha analisando as áreas onde ocorrem valores iguais a zero de fluxo acumulado, bem como analisando as respectivas direções de fluxo, para então traçar os limites das áreas de contribuição em relação a um ponto de exutório previamente identificado na matriz de fluxo acumulado. Desta forma é possível marcar o ponto de foz de cada ordem fluvial e gerar as respectivas áreas drenadas.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos existentes na literatura voltada para análise geomorfológica, envolvendo a aplicação de parâmetros morfométricos da rede de drenagem e do relevo, deixam explícita a necessidade da utilização da informação espacial, sendo necessária a aquisição de um material cartográfico topo-hidrográfico para a área de pesquisa. Partindo de tal condição foi realizado um levantamento do material cartográfico existente.

Para melhor atingir os objetivos propostos neste trabalho o dividimos em 5 etapas metodológicas: 1. preparação da informação cartográfica; 2. extração dos índices morfométricos para as bacias em análise; 3. extração de lineamentos morfológicos de imagens orbitais e modelos digitais de terreno; 4. análise estatística multivariada e espacial; 5. análise morfométrica e geomorfológica.

Os materiais necessários para execução das etapas de trabalho foram:

- Cartas Topográficas na escala 1:100.000 (IBGE, 1978), digitalizadas pelo Projeto Geominas (Fig. 12);
- Imagens do sensor TM/Landsat 5, referentes às órbitas/ponto 218/072 e 218/073 das datas 04/2005 e 05/2005 respectivamente;
- Modelo Digital de Elevação ASTER GDEM⁵ (ERSDAC, 2009), resolução espacial de 30 metros.
- Softwares ArcGIS 9.2 , SPRING-INPE 4.3, SPSS 13.0 e ENVI 4.0;
- Relatórios e bases cartográficas do Projeto Espinhaço (COMIG,1996);
- Dados do Mapeamento da Flora Nativa e Reflorestamento IEF-MG/UFLA (SCOLFORO & CARVALHO, 2006);
- Observações de campanhas de campo para: reconhecimento de toda a área estudada, relatório fotográfico e mapeamento dos principais *knickpoints* (PENK, 1953) (cachoeiras).

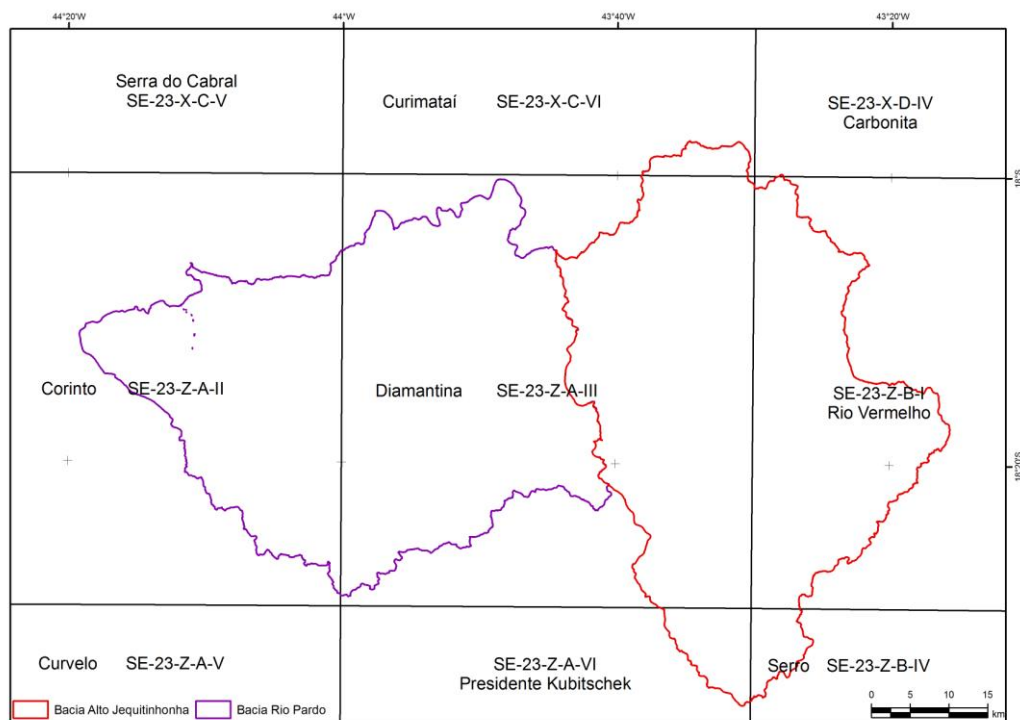


Figura 12 - Limite das cartas topográficas, para a área pesquisada, de acordo com o índice do mapeamento sistemático brasileiro.

⁵ Mais informações em <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>.

4.1. A BASE CARTOGRÁFICA

A base cartográfica referente à topografia e à rede de drenagem restituída de fotografias aéreas analógicas e digitais representou, por muito tempo, o único ponto de partida para os cálculos e análise morfométricas. Com o advento dos sensores orbitais imageadores e a conseqüente difusão de seus produtos para a sociedade civil houve uma otimização dos processos em meio digital.

Prezando pela qualidade dos produtos gerados na presente pesquisa, empreendemos uma árdua tarefa, a de reparar todos os erros topológicos presentes nas sete cartas topográficas utilizadas. Entre os erros encontrados e que conseqüentemente iriam comprometer a análise dos dados gerados, podemos destacar erros topológico grosseiros no traçado da rede de drenagem e curvas de nível digitalizadas pelo Projeto Geominas.

Os problemas relativos à imprecisão na obtenção de parâmetros morfométricos, no traçado incorreto da rede de drenagem, bem como na quantificação e localização dos canais de primeira ordem e nascentes em bases cartográficas são evidenciados por Morisawa (1981), Coffman et. al. (1972), Band (1993) e Dietrich & Dunne (1993).

A correção topológica foi executada em procedimento semi-automático através da ferramenta de edição vetorial presente no programa ArcGIS 9.2, contando também com sua extensão *Network Analyst*. A rede de drenagem e as curvas de nível foram novamente geradas a partir do MDE ASTER, usando ferramentas de extração automática da drenagem disponíveis nas extensões do software ArcGis. O resultado e análise dos parâmetros morfométricos calculados sobre as bases cartográficas corrigidas serão apresentados no Capítulo 5.

4.2. PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS PARA BACIAS HIDROGRÁFICAS

Os parâmetros morfométricos aplicados na presente pesquisa são os seguintes:

Análise Linear: se refere aos parâmetros lineares que quantificam a rede de drenagem por meio de seus atributos (comprimento, número, hierarquia) e da relação entre eles. Na presente pesquisa não foram utilizados todos os parâmetros lineares descritos na literatura, mas sim aqueles entendidos como os mais eficientes para o tipo de análise aqui executada, a saber: hierarquia fluvial, relação de bifurcação e o índice de Hack, os quais são descritos a seguir:

Hierarquia fluvial: que corresponde ao processo de estabelecer uma classificação a cada canal de drenagem no conjunto de uma dada área drenada. Strahler (1952) considera que os canais de primeira ordem são aqueles que não apresentam tributários, isto é, são canais

de cabeceiras de drenagem, conforme ilustrado na Fig. 13b. Os canais de segunda ordem são os canais subsequentes à confluência de dois canais de primeira ordem e assim sucessivamente, sendo que a confluência com canais de ordem hierárquica menor não altera a hierarquização da rede. Na hierarquização proposta por de Horton (1945), os canais de primeira ordem são os que não apresentem tributários, isto é, correspondem aos canais de cabeceiras de drenagem. Entretanto, não são todas as cabeceiras que correspondem aos canais de primeira ordem, visto que os canais de maior hierarquia estendem-se até a cabeceira de maior extensão, conforme ilustrado na Fig. 13 a.

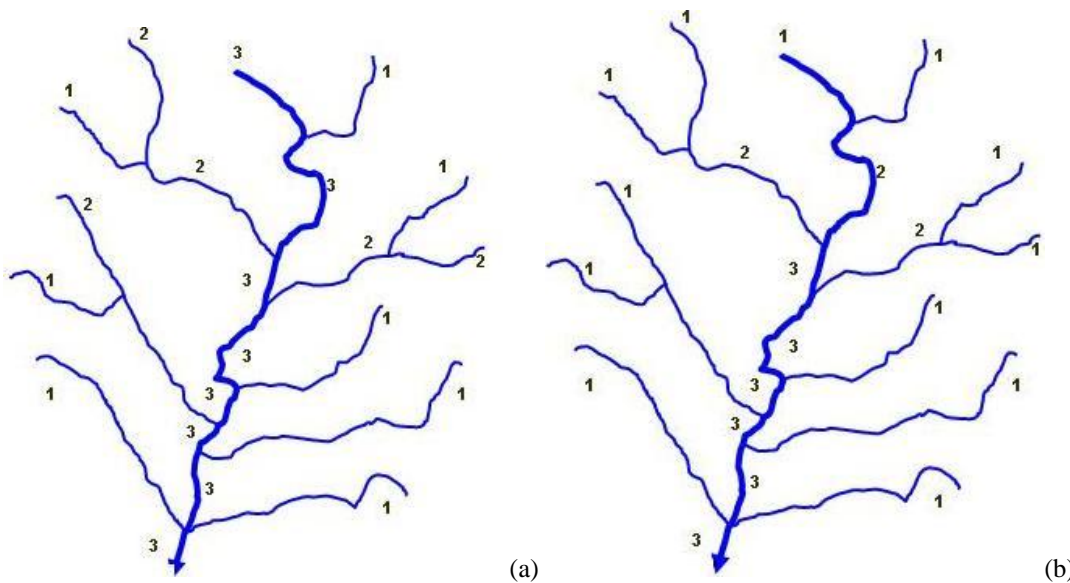


Figura 13 – Modelo de hierarquização fluvial proposto por: a) Horton (1945) e b) Strahler (1952). Podemos observar que a hierarquização proposta por Strahler exclui a máxima de que o rio principal tem sempre a mesma ordem em toda a sua extensão. Com a proposta de Strahler não há necessidade de refazer a hierarquização a cada confluência, como ocorre com a proposta de Horton.

Relação de bifurcação – parâmetro definido primeiramente por Horton (1945) e reformulado por Strahler (1952), como sendo a razão entre o número total de canais de certa ordem e o número total de canais de ordem imediatamente superior, cujos valores, dentro de uma mesma bacia, devem ser constantes e jamais inferior a 2. Strahler (1952) comenta que, apesar desse parâmetro ser altamente estável, varia de acordo com o controle estrutural. A equação que descreve R_b é dada por:

$$R_b = \frac{N_w}{N_{w+1}} \quad (6)$$

onde: N_w é o número total de canais de determinada ordem; e N_{w+1} corresponde ao número total de canais de ordem imediatamente superior (SANTA CATARINA, 1997).

Cálculo do Índice de Hack: o Índice de Hack é, geralmente, calculado a partir de um mapa topográfico - sua definição matemática é $SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L$, podendo também ser representado por $SL = \frac{\Delta H}{\log_e L_y - \log_e L_x}$; onde L representa o comprimento do segmento considerado desde seu mais longo alcance - ou seja, sua nascente; ΔH representa a variação altimétrica do segmento considerado e ΔL representa a distância horizontal do mesmo - significando, portanto, a declividade média de tal segmento. Os parâmetros mensurados em seu cálculo são representados na Fig. 14.

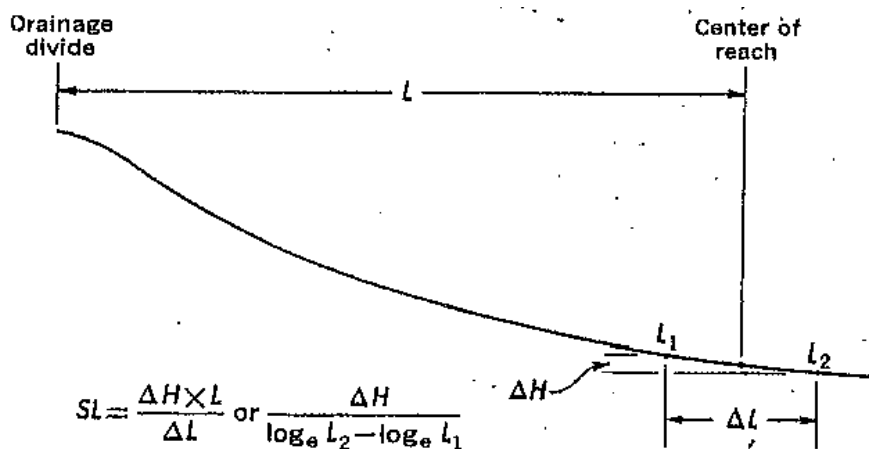


Figura 14 - Parâmetros a serem medidos no cálculo do Índice de Hack. Fonte: Hack (1973).

É interessante que o segmento considerado no cálculo do Índice de Hack seja longo o suficiente para que variações na declividade do canal de pequena extensão espacial (tal qual poços e corredeiras) sejam considerados no cálculo do mesmo. Podem ser utilizadas quaisquer unidades de medidas no cálculo dos parâmetros, desde que seja obedecido um padrão.

A validade do índice depende de uma relação consistente entre o comprimento do canal e a área de drenagem do mesmo, o que segundo Hack (1973), ocorre na maioria dos ambientes fluviais naturais - por isso, é importante que seja considerado no cálculo o comprimento do maior curso d'água (até sua nascente) à montante do trecho para o qual estamos calculando o índice - considerado sem interrupções, mesmo que hajam diferentes junções com outros rios. Hack (1973) afirma que os resultados obtidos próximos as cabeceiras de drenagem tendem a se apresentarem anômalos por não responderem

diretamente à energia cinética dos rios - mas sim a outros processos de cabeceira e, portanto, seu resultado poderia ser desconsiderado.

Um cuidado especial deve ser tomado ao realizar o cálculo de acordo com o método apresentado: o produto SL é uma tangente em um ponto específico do perfil longitudinal em escala semi-logarítmica - ao calcularmos a declividade média de um segmento através da fórmula $\frac{\Delta H}{\Delta L}$ estamos medindo, na realidade, uma secante do perfil - o que prescreve erro. De acordo com Hack (1973), esse erro é função da razão $\frac{L}{\Delta L}$ e quanto menor essa razão, maior é o erro; o erro não é significativo até que essa razão atinja o valor de 2,0 ou 1,0. De maneira geral, é recomendável que ΔL seja menor que L .

O índice em tela foi aplicado nos cursos d'água de porte mais expressivo. Os valores calculados foram plotados em planta, na metade do traçado de cada canal de drenagem, conforme proposto em Etchebehere et al. (2004).

Análise Zonal: tem como variável fundamental a área da bacia hidrográfica. Na presente pesquisa os seguintes parâmetros foram utilizados: índice de circularidade, índice de compacidade, densidade de drenagem, densidade de rios, coeficiente de manutenção, como descritos a seguir:

Índice de Circularidade: esse índice foi proposto por Miller em 1953 (CHRISTOFOLETTI, 1980) e, assim como o comprimento vetorial (d_v) do canal, o valor de I_c correlaciona um valor ideal a um mensurado. O índice de circularidade é dado pela seguinte equação:

$$IC = \frac{12,57A}{P^2} \quad (7)$$

É determinado pela relação entre a área da bacia e seu perímetro. Quanto mais próximo de 1, mais próxima da forma circular será a bacia hidrográfica. Esse valor deve ser menor ou igual a 1, no qual A é a área da bacia analisada e P^2 é o perímetro da bacia. De acordo com Alves & Castro (2003), o índice em questão indica que uma bacia mais alongada (com índice abaixo de 0,51) favorece o escoamento e, se estiver acima de 0,51, a bacia apresenta forma que tende à circular e tem escoamento reduzido e alta probabilidade de cheias. O parâmetro representa também a transmissividade do escoamento superficial concentrado, isto é, se o tempo de concentração da bacia é lento ou rápido;

Coefficiente de Compacidade: relaciona a forma da bacia com um círculo. Constitui a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual ao da bacia (CARDOSO et al., 2006). Esse coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Quanto mais irregular for a bacia, maior será o coeficiente de compacidade. Esse valor deve ser maior ou igual a 1:

$$CC = \frac{0,2821P}{A^{0,5}} \quad (8)$$

Onde P é o perímetro da bacia e A é a área da bacia.

Densidade de Drenagem: correlaciona o comprimento total dos canais de uma bacia com sua área, descrito pela seguinte equação:

$$Dd = \frac{L_t}{A} \quad (9)$$

onde L_t representa o somatório da extensão de todos os rios de uma bacia e A corresponde a área da bacia. O parâmetro em questão, quando aplicado em bacias hidrográficas em um mesmo ambiente climático, como no caso da presente pesquisa, é capaz de expressar a existência de um comportamento hidrológico definido pela litologia e estrutura geológica, imprimindo a capacidade de infiltração e de formação de canais superficiais (CHRISTOFOLETTI, 1970). Segundo Christofolletti (1980) a Dd apresenta relação inversa à densidade do rio, uma vez que quanto mais canais existirem, menos extensos eles serão.

Densidade de Rios: é dada pela razão entre o número de rios ou cursos d'água e a área drenada pela bacia hidrográfica, foi definido primeiramente em Horton (1945), de acordo com a equação:

$$Dr = \frac{N}{A} \quad (10)$$

onde N representa o número total de rios ou cursos d'água e A , a área da bacia hidrográfica. Quando as relações topológicas entre os canais de uma bacia estão de acordo com o sistema de hierarquização proposto por Horton, o número de rios corresponde à soma de todos os segmentos de cada ordem, haja vista que esta estabelece uma mesma hierarquia para o canal da nascente até a foz, com exceção dos canais de primeira ordem.

Já para a classificação de Strahler, o número de rios corresponde à quantidade de canais de primeira ordem, uma vez que todo rio possui o seu segmento de primeira ordem nesta classificação.

Coeficiente de Manutenção: foi proposto por Schumm (1956) e considerado um dos mais importantes para caracterização dos sistemas de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). Corresponde à área necessária a formação de um canal com fluxo perene, dado a equação:

$$Cm = \frac{1}{Dd} \times 1.000 \quad (11)$$

onde Cm é o coeficiente de manutenção e Dd é a densidade de drenagem.

Análise Hipsométrica: a hipsometria busca relações entre uma dada unidade horizontal de espaço (zona) e sua variabilidade altimétrica, evidenciando a proporção ocupada por determinada área da superfície terrestre em relação às variações altimétricas (CHRISTOFOLETTI, 1980). A análise hipsometria é realizada através da curva hipsométrica, índice de rugosidade e declividade.

A Curva Hipsométrica, ou integral hipsométrica, é usada para estudar a composição do relevo em estudos regionais que pretendem comparar o comportamento do relevo de um grupo de bacias frente a processos erosivos. Walcott & Summerfield (2007) utilizam esse parâmetro para comparar as bacias do Sudeste da África que drenam sobre uma mesma unidade litológica e verificar a aplicabilidade da metodologia em estudos que utilizem diferentes tamanhos de bacias hidrográficas. No presente trabalho, para chegar à curva hipsométrica, foi calculada a área de cada superfície a ser analisada (litótipos, unidades geomorfológicas, zonas altimétricas), expressando o valor em porcentagem no eixo das abscissas; no eixo das ordenadas, foram assinaladas as altitudes.

A Declividade Média é calculada para avaliar a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos, incluindo a dinâmica dos escoamentos superficiais concentrados e difusos (laminar) nas vertentes. Quando associada à declividade máxima, possibilita comparações sobre energia máxima e média dentro das bacias hidrográficas.

O Índice de Rugosidade (CHRISTOFOLETTI, 1980), representa um número adimensional, o qual expressa, segundo Strahler (1958), aspectos da declividade e comprimento da vertente através da razão entre amplitude altimétrica e densidade de drenagem (Dd). O índice em questão é discutido em Sampaio & Augustin (2008) que testaram os índices de rugosidade proposto em Hobson (1972) e Sallun et. al. (2007), identificando problemas de incongruências na aplicação dos mesmos, apontando para a

necessidade de desenvolvimento de um índice menos subjetivo e mais ágil em sua aplicação. A presente pesquisa usou o **Índice de Concentração de Rugosidade (ICR)** proposto pelos autores citados acima.

Índice de Concentração de Rugosidade, para o qual é utilizada a técnica geoestatística “estimador de densidade por Kernel”, adotando como referencial de análise a distribuição espacial (dispersão/concentração) da declividade utilizando-se, portanto, dos valores indiretos da rugosidade, conforme proposto por Hobson (1972), bem como do entalhamento do relevo (IBGE, 1973 e Ross, 1992), a partir da análise da repetição dos valores de declividade por unidade de área.

4.3. DERIVADOS DA MODELAGEM DIGITAL DE ELEVAÇÃO

Os produtos derivados de MDE foram: modelo sombreado e declividade, já descritos no item 3.4. A hipsometria foi gerada em 10 classes tendo como base o método de quebras naturais.

O modelo de orientação das vertentes (Fig. 15) foi analisado através da seguinte classificação: áreas planas, correspondentes à terrenos sem uma orientação preferencial; vertentes orientadas para norte (0° a 45° e 315° a 360°); vertentes orientadas para sul (160° a 200°); vertentes orientadas para leste (45° a 160°) e vertentes orientadas para oeste (200° a 315°).

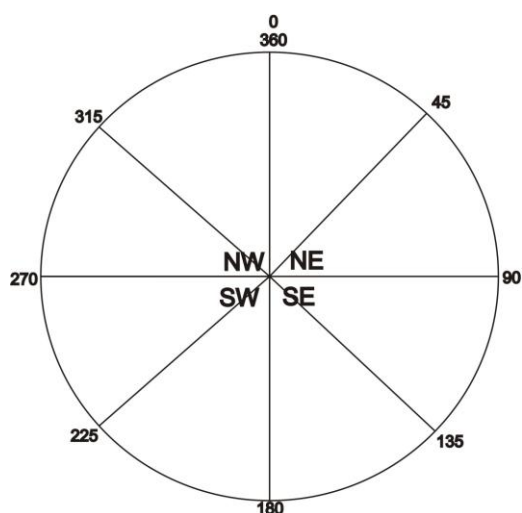


Figura 15 – Modelo representando os quatro principais quadrantes direcionais

4.4. PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Os produtos de sensoriamento remoto tais como imagens de sensores orbitais constituem importantes fontes de dados para as análises estruturais do relevo. A utilização de imagens de satélite para extração de lineamentos é uma técnica utilizada tanto em análises morfoestruturais quanto morfotectônicas, constituindo um importante passo metodológico na construção de mapas geológicos e geomorfológicos (SARTORATO, 1998).

Foi feito um mosaico de duas cenas do sensor TM/Landsat 5, referentes às órbitas/ponto 218/072 e 218/073 das datas 04/2005 e 05/2005 respectivamente. As imagens foram adquiridas previamente georreferenciadas em projeção UTM (Universal Transversa de Mercator) e datum WGS84 (*World Geodetic System 1984*) transformado para *South American Datum*. Posteriormente foi feita uma correção geométrica mais refinada tendo como referência a base cartográfica oficial e pontos de controle coletados em campo.

Foi realizada uma composição a falsa cor com as bandas de 30 metros de resolução espacial 5, 4 e 3 no espaço de cores RGB, respectivamente (ver tabela 1)

Tabela 1 – Características espectrais das bandas do sensor TM/Landsat 5, valores em μm

Sensor	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
TM+	0.45 a 0.52	0.53 a 0.61	0.63 a 0.69	0.78 a 0.90	1.55 a 1.75	10.4 a 12.5	2.09 a 2.35

As bandas 3,4,5 foram escolhidas em razão da sua capacidade de destacar os elementos necessários à análise geomorfológica da área de estudo.

De acordo com as especificações espectrais (tabela 1) e a curva de refletância (Fig. 16), é possível inferir que na banda 3 a vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre as áreas ocupadas com vegetação. Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex: campo, cerrado e floresta). Deste modo, permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe da drenagem nas áreas de ocorrência de diques de rochas metabásicas.

Na banda 4 a vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade do dossel florestal, apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de

informações geomorfológicas, pedológicas e litoestruturais. Já a banda 5 é sensível ao teor de umidade das plantas e é útil na avaliação sazonal da vegetação .

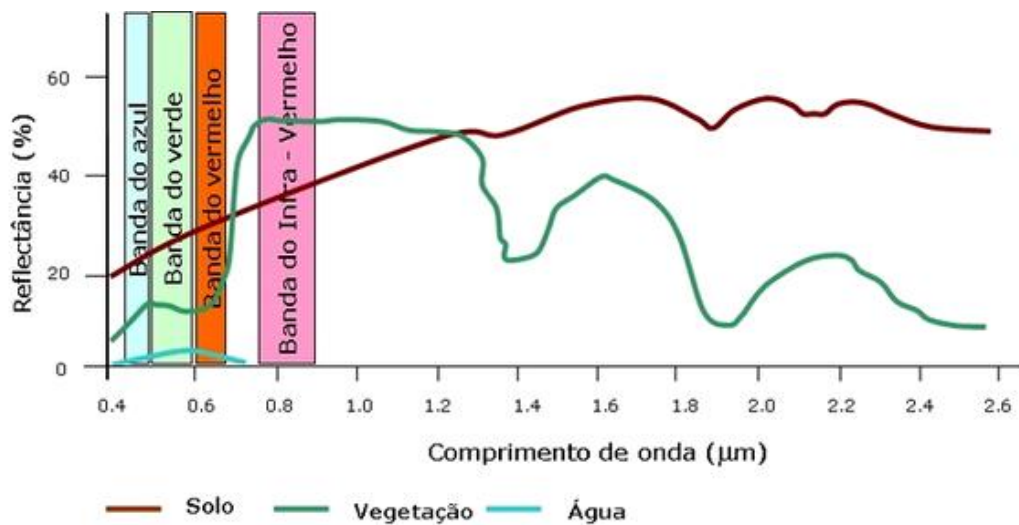


Figura 16 -Curva de Refletância Espectral gráfico de R (%) em função de $\lambda(\mu m)$. Fonte: IGEO – Portugal.

4.5. PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGEM

As técnicas de PDI - Processamento Digital de Imagens integram dados de naturezas diversas e tem sido difundidas com sucesso. Seu uso costuma gerar produtos finais de boa qualidade visual tanto para análise quantitativa quanto qualitativa.

Foi aplicado a técnica de realce linear de contraste nas bandas 3, 4 e 5 (tabela 1). Esta técnica foi aplicada com o objetivo de melhorar a qualidade das imagens sob os critérios subjetivos do olho humano, sendo utilizada como uma etapa de pré-processamento para sistemas de reconhecimento de padrões (INPE, 2006). O contraste entre dois objetos pode ser definido como a razão entre os seus níveis de cinza médios.

O realce linear de contraste é descrito pela equação 12 e seu resultado visual pode ser observado nas Fig. 17A e 17B.

(12)

$$Y = AX + B$$

Sendo que Y corresponde à imagem realçada, com novos valores de níveis de cinza. X representa a imagem original de entrada, A é a inclinação da reta e B corresponde aos limites mínimos e máximos de espalhamento do histograma da imagem.

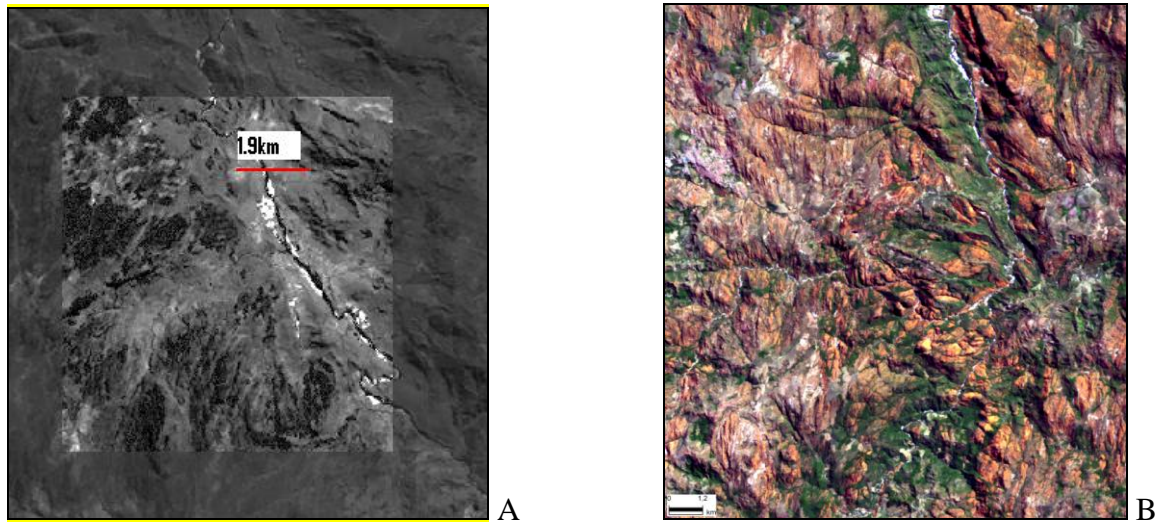


Figura 17 – A) Na porção central da imagem observa-se os efeitos do realce linear de contraste e nas partes periféricas observa-se a imagem sem o realce . B) Composição 5R,4G,3B, bandas do sensor TM/Landsat 5.

4.5.1 – Análise de lineamentos

A análise estrutural do relevo foi amparada na vasta literatura existente sobre a geologia estrutural da SDEM e nos dados do Projeto Espinhaço (CODEMIG, 1996). Foi necessário também fazer a extração de lineamentos morfológicos sobre as bandas 4 e 5 do sensor TM/Landsat 5 e do MDE, conforme sugerido por Rodrigues & Liu (1988) e Soares & Fiori (1976).

De acordo com Veneziani (1987), o termo lineamento foi originalmente definido por Hobbs em 1912 com o objetivo de estabelecer relações espaciais de feições, tais como cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos litológicos, ravinas ou vales, e fraturas ou zonas de falhas visíveis como tais.

A definição de lineamentos incorporada na presente pesquisa segue o conceito de O’Leary *et. al.* (1976) que consideraram estes como qualquer feição linear mapeável da superfície, com provável estruturação sub-superficial.

Para a extração dos lineamentos, o primeiro passo foi o tratamento específico das imagens espectrais, o que resultou na aplicação das seguintes técnicas de PDI: a) filtragens direcionais das bandas 4 e 5; b) álgebra matricial com as bandas 4 e 3, descritas a seguir:

Filtros direcionais

As transformações e manipulações de contraste nas imagens espectrais apresentados no item 4.6 alteram os níveis de cinza da imagem como um todo e por igual. No caso do uso dos filtros, apenas determinadas regiões da imagem são realçadas, o valor do pixel é alterado de acordo com a análise dos seus pixels vizinhos.

Segundo Centeno (2003) para as operações de vizinhança, é necessário definir o conjunto de pixels considerado para efetuar a operação. É escolhida uma região simétrica em torno do pixel, sob forma de uma matriz quadrada, conforme ilustrado na tabela 2.

Tabela 2 – Matriz de vizinhança para gerar um filtro

p1	p2	p3
p8	p0	p4
p7	p6	p5

A matriz foi deslocada ao longo de toda imagem, calculando valores para cada pixel em função de sua vizinhança. Os filtros foram usados para realçar feições na imagem. No caso dos filtros direcionais há a possibilidade de realçar linhas ou bordas que ocorrem em determinada direção, processando a diferença de valores na matriz de vizinhança considerando sua posição em relação ao pixel central desta matriz.

Foram aplicados filtros direcionais de dimensão 3x3 nos seguintes azimutes 45° e 315°, conforme apresentado nas tabelas 3, 4, bem como filtros Sobel (matrizes 3x3 e 5x5) exemplificados através das tabelas 5, 6 e 7.

Tabela 3 – Filtro direcional azimute de 45° (SW-NE)

-1.4	-0.7	0
-0.7	0	0.7
0	0.7	1.4

Tabela 4 – Filtro direcional azimute de 315° (NW-SE)

0	0.7	1.4
-0.7	0	0.7
-1.4	-0.7	0

Os filtros Sobel correspondem a uma variedade de filtros direcionais simétricos onde as posições mais próximas do pixel central da matriz de convolução interferem no resultado com peso superior nas extremidades, ajustando as variações discretas do gradiente na horizontal, vertical e diagonal (AMARO & STRIEDER, 1994).

Tabela 5– Filtro direcional sentido E-W

-1	-2	-1
0	0	0
1	2	1

Tabela 6 - Filtro direcional sentido N-S

-1	0	1
-2	0	2
-1	0	1

Tabela 7 - Filtro direcional (5x5) sentido E-W

1	2	3	2	1
1	3	4	3	1
0	0	0	0	0
-1	-3	-4	-3	-1
-1	-2	-3	-2	-1

Os filtros apresentados acima destacam estruturas na direção definida pelo alinhamento dos zeros, sendo que o aspecto de iluminação é dado pela simetria entre os valores positivos e negativos. Neste caso o sentido da iluminação tem origem no lado onde estão os valores negativos.

Normalized difference vegetation index (NDVI)

O NDVI é um índice espectral que resulta de uma álgebra matricial com as bandas do vermelho e do infra-vermelho próximo. Através da matriz resultante, que possui valores que variam entre -1 e 1, é possível avaliar o vigor vegetativo da área analisada. No presente trabalho, utilizou-se o índice de vegetação NDVI com o objetivo de identificar manchas de vegetação com morfologia linear (Fig. 21), as quais estão relacionadas com os lineamentos dos diques de rochas metabásicas presentes na SdEM.

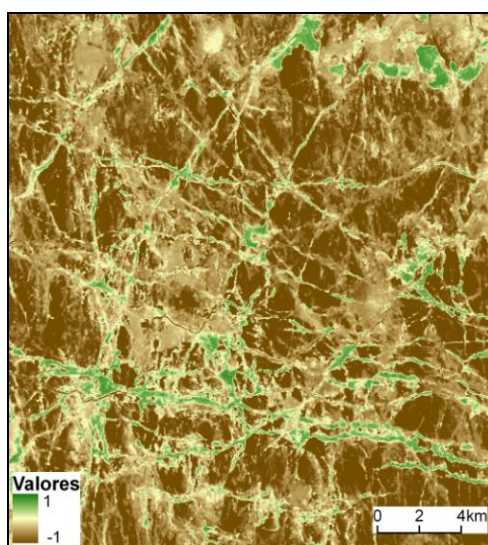


Figura 21– NDVI aplicado para realçar fragmentos de vegetação com morfologia linear

Quanto mais próximos de 1 forem os valores da matriz resultante, maior é a densidade de cobertura vegetal e maior o vigor vegetativo. Por outro lado, quanto mais próximos de -1 forem os valores, maior será o stress hídrico e, conseqüentemente, menor o vigor vegetativo (TUCKER, 1979).

No caso das imagens do sensor TM/Landsat 5, o NDVI é representado pela seguinte equação:

$$NDVI = \frac{b4-b3}{b4+b3} \quad (13)$$

Onde **b4** e **b3** são as bandas descritas na tabela 1. Após todos os procedimentos de tratamento e correções das imagens, foram extraídos os lineamentos e, após, calculado os parâmetros como: frequência absoluta, comprimento absoluto e direções. O tratamento estatístico dos lineamentos extraídos foi apresentado graficamente através do Diagrama de Roseta.

4.6. ANÁLISE ESTATÍSTICA ESPACIAL

O presente item não tem como objetivo fazer uma revisão bibliográfica acerca dos métodos de análise espacial e geostatística. Apenas serão apresentados, brevemente, os métodos executados neste trabalho.

A interpolação é o procedimento de análise estatística espacial, usado para representar e “extrapolar” uma informação para uma determinada área não contemplada pelos dados. Os métodos de interpolação permitem o ajuste de uma função a pontos não amostrados, tendo como base valores em pontos amostrados (YAMAMOTO, 1998). Apresentamos abaixo os interpoladores aplicados:

Kernell

O estimador por Kernel (Fig. 22) é uma ferramenta de análise espacial para processos espaciais de primeira ordem que permite a análise da dispersão ou concentração de um dado fenômeno pontual no espaço.

Câmara & Carvalho (2001) descreve o estimador por Kernel da seguinte maneira:

“(a) um raio de influência ($\tau \geq 0$) que define a vizinhança do ponto a ser interpolado e controla o "alisamento" da superfície gerada; (b) uma função de estimação com propriedades de suavização do fenômeno. O raio de influência define a área centrada no ponto de

estimação u que indica quantos eventos u_i contribuem para a estimativa da função intensidade λ ".

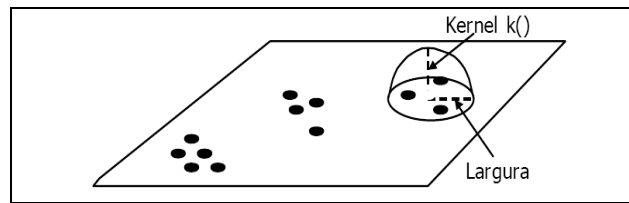


Figura 22 - Esquema de funcionamento do interpolador Kernel. Fonte: Câmara & Carvalho (2001)

O estimador por Kernel foi aplicado sobre o modelo de declividades do terreno, com raio de 2km, para aquisição do Índice de Concentração da Rugosidade. Foi usado também, com o mesmo raio, para a análise de densidade de segmentos de drenagem e lineamentos morfológicos.

Inverse Distance Weighting (IDW)

O interpolador IDW admite que as informações pontuais sejam ponderadas durante o processo de interpolação, de modo que um determinado dado pontual possuirá menos influência sobre outro à medida que a distância entre eles aumenta (Davis 1986). Segundo Landim (1997), este método representa um interpolador exato e torna-se muito ágil quando o espaço amostral possui menos de 500 pontos, como é o caso no presente trabalho.

O IDW, descrito na equação abaixo, foi usado para gerar uma superfície contínua com os dados pontuais do índice de Hack, com o objetivo de identificar zonas drenadas por cursos de água com o mesmo vigor energético.

$$z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i} z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}} \quad (14)$$

Onde z corresponde aos valores estimados, n representa o número de amostras, z_i os valores conhecidos, e d_i representa as distâncias entre os valores conhecidos e estimados (z_i e z).

Diagrama de Voronoi

Outro método geoestatístico usado na pesquisa foi um interpolador abrupto chamado de Diagrama ou Polígonos de Voronoi ou, ainda, Polígonos de Thiessem,

utilizado para determinar, numa área, a região mais próxima de um ponto (LEE & CAHEGAN, 2000).

O modelo Diagrama de Voronoi é formado por polígonos irregulares, sendo que existe um polígono para cada amostra da variável a ser modelada (FIG. 23). Um polígono abrange os limites da região mais próxima de uma amostra em relação a todas as outras amostras. A vantagem deste modelo é justamente essa determinação da área de influência de cada amostra pela distância.

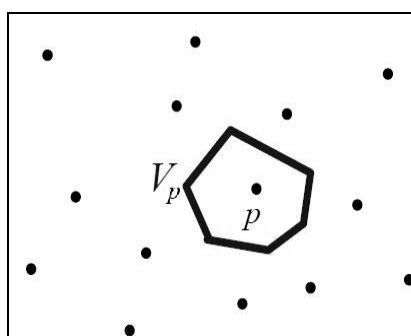


Figura 23 – Esquema representando o Diagrama de Voronoi

O Diagrama de Voronoi foi aplicado da seguinte maneira: dado um conjunto S de n pontos no plano, pretende-se determinar para cada ponto p de S qual é a região $V(p)$ dos pontos do plano que estão mais próximos de p do que de qualquer outro ponto em S . Neste caso, o conjunto S representa: os valores calculados através do índice de Hack, o plano é representado pelas bacias do Alto Jequitinhonha e rio Pardo Grande e as regiões $V(p)$ representam as áreas drenadas por canais com o mesmo vigor energético, e que sofrem influência de p (Fig. 23).

Análise Estatística Multivariada

O enorme conjunto de dados gerados no presente trabalho fez surgir a necessidade de um tratamento estatístico que delimitasse a inter-relação espacial entre as variáveis, bem como as agrupasse de acordo com suas características semelhantes. Para tal, foi aplicado a Análise dos Componentes Principais (ACP).

A ACP foi aplicada ao conjunto das variáveis mensuradas nas bacias⁶ de primeira, segunda e terceira ordem, buscando identificar àquelas mais significativas. O objetivo da ACP é averiguar a existência de um número reduzido das primeiras componentes principais que seja capaz de explicar uma grande proporção da variação integral do

⁶ As bacias hidrográficas de primeira, segunda e terceira ordem foram geradas de acordo com o algoritmo de modelo hidrológico descrito no item 3.5 do presente trabalho.

conjunto original de variáveis. Esta técnica permite, portanto, realizar a síntese de um grande conjunto de dados sem perder sua essência (MINGOTE, 2005).

De acordo com Richards(1993), a ACP pode ser resumida em três passos: 1) derivação da matriz de correlação ou de variância, covariância; 2) cálculo dos autovetores e autovalores, e 3) a transformação linear do conjunto de dados. Esta transformação tem como base a rotação do espaço de atributos na direção dos autovetores com o intuito de tornar ortogonal o conjunto de dados, promovendo a união das informações de maior correlação nas primeiras componentes (MATHER, 1999). A ACP reduz a dimensionalidade dos dados, concentrando as informações significativas nas primeiras componentes geradas pela transformação (SCHOWENGERDT,1997).

5. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1. CORREÇÃO TOPOLÓGICA DA BASE CARTOGRÁFICA REFERENTE À REDE DE DRENAGEM

Este Capítulo seguirá a seguinte dinâmica: na primeira parte serão apresentados os resultados alcançados com a aplicação de técnicas de Geoprocessamento em ambiente SIG. Na segunda parte, serão apresentados os resultados alcançados, seguidos das análises geomorfológicas, buscando a comprovação da hipótese levantada na presente pesquisa.

Para uma análise idônea e confiável é de extrema importância a utilização de bases cartográficas consistentes tanto hidrológicamente quanto morfologicamente. Para as áreas drenadas pelas bacias hidrográficas do rio Pardo Grande e do Alto Jequitinhonha, devido os problemas topológicos observados na Fig. 24, foi feita a restituição da rede de drenagem através de MDE, bem como a correção topológica e hidrológica da base cartográfica IBGE/GEOMINAS, conforme é possível observar nas Fig. 25 A e 25 B.

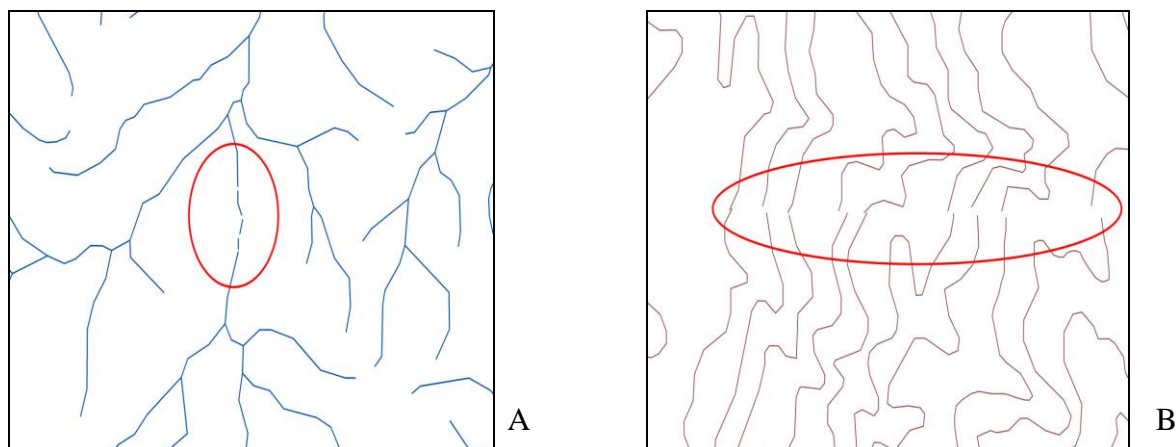


Figura 24 – Erros topológicos encontrados nas bases topográficas oficiais existentes para a área pesquisada. A) A rede de drenada fragmentada compromete o calculo de parâmetros morfométricos. B) Curvas de nível com erros topológicos.

Diante das inconsistências morfológicas encontradas na rede de drenagem restituída automaticamente, optou-se pelo uso da rede de drenagem oficial (IBGE/GEOMINAS) após sua correção topológica. Os problemas aqui encontrados referentes ao produto da restituição automática da rede de drenagem foram também encontrados por Cherem (2008), ao analisar a consistência morfológica da rede de drenagem na área drenada pelo alto curso do rio das Velhas. Sampaio (2008) aplicou parâmetros morfométricos para melhorar a acurácia do mapeamento da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Benevente-ES e verificou os mesmo problemas aqui encontrados.

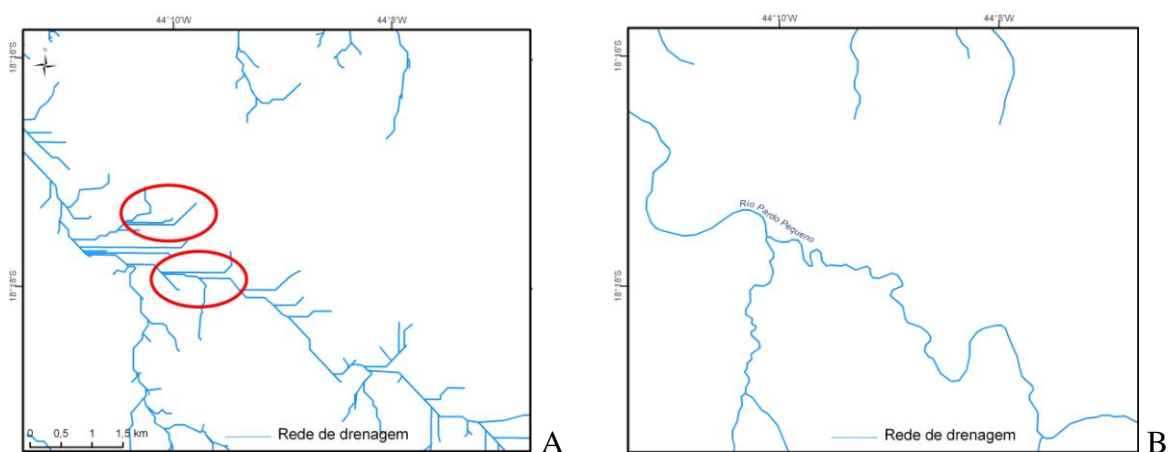


Figura 25 A – Rede de drenagem restituída automaticamente através do MDE. Os canais estão hidrologicamente consistentes, mas inconsistentes morfológicamente, conforme evidenciado pelos segmentos extremamente retilíneos gerados pelo modelo hidrológico. Figura 25 B - Rede de drenagem (IBGE/GEOMINAS) corrigida hidrologicamente e morfológicamente em processo semi-automático.

Diante das inconsistências morfológicas encontradas na rede de drenagem restituída automaticamente, optou-se pelo uso da rede de drenagem oficial (IBGE/GEOMINAS)

após sua correção topológica. Os problemas aqui encontrados referentes ao produto da restituição automática da rede de drenagem foram também encontrados por Cherem (2008), ao analisar a consistência morfológica da rede de drenagem na área drenada pelo alto curso do rio das Velhas. Sampaio (2008) aplicou parâmetros morfométricos para melhorar a acurácia do mapeamento da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Benevente – ES e verificou os mesmos problemas aqui encontrados.

5.2. MODELOS HIDROLÓGICOS: BACIAS HIDROGRÁFICAS E HIERARQUIA FLUVIAL

Embora os modelos hidrológicos tenham apresentados resultados insatisfatórios na restituição dos canais de drenagem, o mesmo não aconteceu na delimitação automática das bacias de drenagem de primeira, segunda e terceira ordem. No mapeamento automático da rede de drenagem a morfologia dos canais não apresentou consistência para uma análise geomorfológica condizente com a área analisada, mas as conexões entre os canais, bem como seus respectivos pontos de confluência foram devidamente delimitados e hierarquizados. Tal fato permitiu a delimitação das três primeiras ordens de bacias de drenagem através da identificação de seus respectivos divisores e exutórios, como mostrado na figura 26.

Contabilizando as duas bacias de sexta ordem (bacias do rio Pardo Grande e do Alto Jequitinhonha) foram delimitadas 902 bacias de primeira ordem, 389 bacias de segunda ordem e 130 bacias de terceira ordem. Das 902 bacias de primeira ordem, 456 correspondem às áreas drenadas pela bacia do alto Jequitinhonha e 446 correspondem às da bacia do rio Pardo Grande. Entre as bacias de segunda ordem, 201 drenam áreas da bacia do Alto Jequitinhonha e 188 drenam áreas da bacia do rio Pardo Grande. Para a totalidade das bacias de terceira ordem fluvial, 81 fazem parte da bacia do Alto Jequitinhonha, enquanto 49 drenam áreas da bacia do rio Pardo Grande.

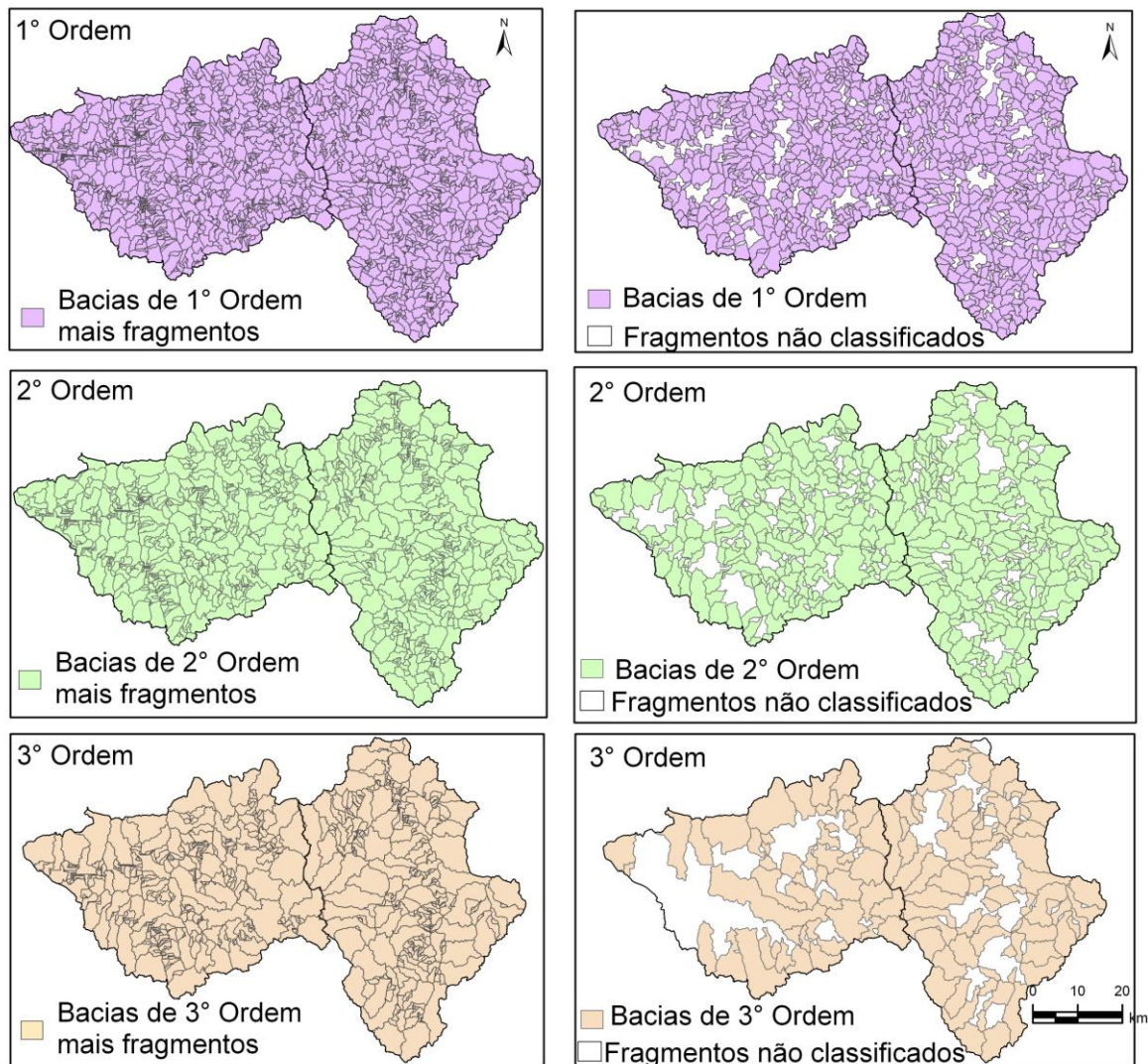


Figura 26 – À esquerda observa-se bacias de 1º, 2º e 3º ordem mais seus fragmentos (bacias de drenagem não classificadas), à direita observa-se as mesmas ordens de bacias de drenagem, porém sem os fragmentos não classificados.

Os fragmentos representando áreas drenadas não classificadas concentram-se ao longo dos vales que comportam os cursos de água de maior ordem fluvial. Isto ocorre devido ao processo de hierarquização fluvial de Strahler, no qual quanto maior é a ordem fluvial, maior é o número de segmentos de drenagem, uma vez que a cada confluência “cria-se” um novo segmento.

Sodré et. al. (2007) reportaram o mesmo efeito, ou seja, a presença de fragmentos de bacias de drenagem ao aplicar a técnica de delimitação automática usando a classificação de Strahler para a bacia do rio Jequitaiá, também na Serra do Espinhaço Meridional, a norte da área aqui analisada. Oliveira (2008) chegou aos mesmos resultados ao classificar bacias de drenagem na região da Serra dos Órgãos-RJ.

5.3. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

Através da utilização das técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG, foi possível espacializar os parâmetros morfométricos aplicados para as três ordens de bacias de drenagem delimitadas. As análises estatísticas multivariadas contribuíram para a identificação dos parâmetros morfométricos que mais explicam o comportamento geral do conjunto de parâmetros calculados.

5.3.1. Análise dos Componentes Principais (ACP)

A ACP foi aplicada ao conjunto de parâmetros, representados: por área, índice de circularidade, coeficiente de compacidade, orientação média das vertentes, altimetria média e declividade média, aplicados separadamente para cada uma das três primeiras ordens de bacias de drenagem (Tabelas 8, 9 e 10).

O resultado da aplicação da ACP proporcionou uma hierarquização dos parâmetros morfométricos acima relacionados, levando em consideração seu grau de importância. A ACP também reduziu as sete variáveis analisadas para três principais componentes, os quais correspondem a 73% das variações dos dados para as bacias de drenagem de primeira ordem. Para as bacias de segunda ordem, os três componentes principais explicam 74% dos dados e no caso das bacias de terceira ordem os três componentes principais representam 75% das variações dos parâmetros morfométricos calculados.

De acordo com a tabela 8, os parâmetros: **área, perímetro, índice de circularidade e o coeficiente de compacidade** foram apontados como os mais representativos para explicar o conjunto de variáveis analisadas para bacias de **primeira ordem**.

Tabela 8 – Ranking de contribuição das variáveis obtido através da técnica da ACP para as bacias de drenagem de primeira ordem

Matriz de Similaridade (bacias de 1º ordem)	
Parâmetros morfométricos	Fator de Importância
Área	0,967
Perímetro	0,975
Índice de circularidade	0,980
Coeficiente de Compacidade	0,982
Orientação média das vertentes	0,606
Altimetria média	0,106
Declividade média	0,514

Os parâmetros altimetria média e declividade média são os que menos se ajustam ao fator solução ou primeira componente principal. Entre os parâmetros mais representativos, o menos importante para o entendimento da totalidade das variáveis é a orientação média das vertentes.

Conforme os dados apresentados na tabela 9, a ACP resultou, para as bacias de drenagem de **segunda ordem**, na identificação de quatro componentes que melhor descrevem a totalidade dos parâmetros morfométricos analisados, a saber: **área, perímetro, índice de circularidade e coeficiente de compacidade**.

Tabela 9 – Ranking de contribuição das variáveis obtido através da técnica da ACP para as bacias de drenagem de segunda ordem

Matriz de Similaridade (bacias de 2º ordem)	
Parâmetros morfométricos	Fator de Importância
Área	0,961
Perímetro	0,967
Índice de circularidade	0,977
Coeficiente de Compacidade	0,978
Orientação média das vertentes	0,271
Altimetria média	0,476
Declividade média	0,574

Para as bacias de drenagem de **terceira ordem**, os parâmetros morfométricos mais representativos para a explicação geral dos dados continuam sendo os mesmos das ordens inferiores, ou seja: **área, perímetro, índice de circularidade e coeficiente de compacidade**. No entanto, é importante ressaltar o aumento da importância da variável altimetria média em relação às demais ordens analisadas.

Tabela 10 – Ranking de contribuição das variáveis obtido através da técnica da ACP para as bacias de drenagem de terceira ordem

Matriz de Similaridade (bacias de 3º ordem)	
Parâmetros morfométricos	Fator de Importância
Área	0,883
Perímetro	0,934
Índice de circularidade	0,966
Coeficiente de Compacidade	0,974
Orientação média das vertentes	0,536
Altimetria média	0,729
Declividade média	0,297

Os parâmetros mais representativos para o conjunto são também os que mais se correlacionam com as três principais componentes da análise, para as três ordens de bacias de drenagem, conforme evidenciado nas tabelas 11, 12 e 13.

Tabela 11 - Matriz de correlação entre os parâmetros morfométricos calculados e as três principais componentes identificadas pela ACP para bacias de primeira ordem

Parâmetros morfométricos	Matriz de Correlação (bacias de 1° ordem)		
	Componente 1	Componente 2	Componente 3
Área	0,565	0,800	-0,086
Perímetro	0,816	0,554	-0,044
Índice de circularidade	-0,815	0,558	-0,072
Coefficiente de Compacidade	0,814	-0,561	0,068
Orientação média das vertentes	0,033	-0,006	0,778
Altimetria média	0,129	0,233	0,187
Declividade média	-0,117	0,195	0,680

Tabela 12 - Matriz de correlação entre os parâmetros morfométricos calculados e as três principais componentes identificadas pela ACP para bacias de segunda ordem

Matriz de Correlação (bacias de 2° ordem)			
Parâmetros morfométricos	Principais Componentes		
	Componente1	Componente2	Componente3
Área	0,553	0,808	0,048
Perímetro	0,786	0,589	0,052
Índice de circularidade	-0,788	0,597	0,007
Coefficiente de Compacidade	0,794	-0,590	-0,004
Orientação média das vertentes	0,033	0,229	0,466
Altimetria média	-0,225	-0,145	0,636
Declividade média	0,093	-0,122	0,742

Tabela 13 - Matriz de correlação entre os parâmetros morfométricos calculados e as três principais componentes identificadas pela ACP para bacias de terceira ordem

Matriz de Correlação (bacias de 3° ordem)			
Parâmetros morfométricos	Principais Componentes		
	Componente 1	Componente 2	Componente 3
Área	0,719	0,604	-0,035
Perímetro	0,889	0,379	-0,020
Índice de circularidade	-0,771	0,610	0,001
Coefficiente de Compacidade	0,809	-0,564	-0,025
Orientação média das vertentes	-0,206	-0,451	0,539
Altimetria média	0,063	0,222	0,822
Declividade média	0,284	0,173	0,432

Com a distribuição espacial dos três componentes principais para as três ordens de bacias de drenagem analisadas, representada na Fig. 27, é possível estipular padrões espaciais. Observa-se que, na primeira componente principal, os arranjos espaciais tornam-se mais nítidos na medida em que a ordem das bacias aumenta. Ao contrário, as bacias de primeira ordem possuem um comportamento que tente a um padrão de arranjo espacial em relação à espacialização da terceira componente principal. De acordo com a tabela 12, a terceira componente principal, para as bacias de primeira ordem, correlaciona-se melhor com o parâmetro orientação média das vertentes. Desde modo, este parâmetro seria o responsável pelo nítido arranjo espacial de agrupamento das bacias em questão.

Os valores positivos (cores quentes), apresentados na figura 27, indicam relações diretamente proporcionais entre o conjunto de variáveis e a componente principal em questão. Já os valores negativos (cores frias) indicam uma relação inversamente proporcional.

De modo geral, no entanto, para os três componentes principais e para as três ordens de bacias de drenagem, observa-se um predomínio da proporcionalidade entre os parâmetros morfométricos relacionados na análise.

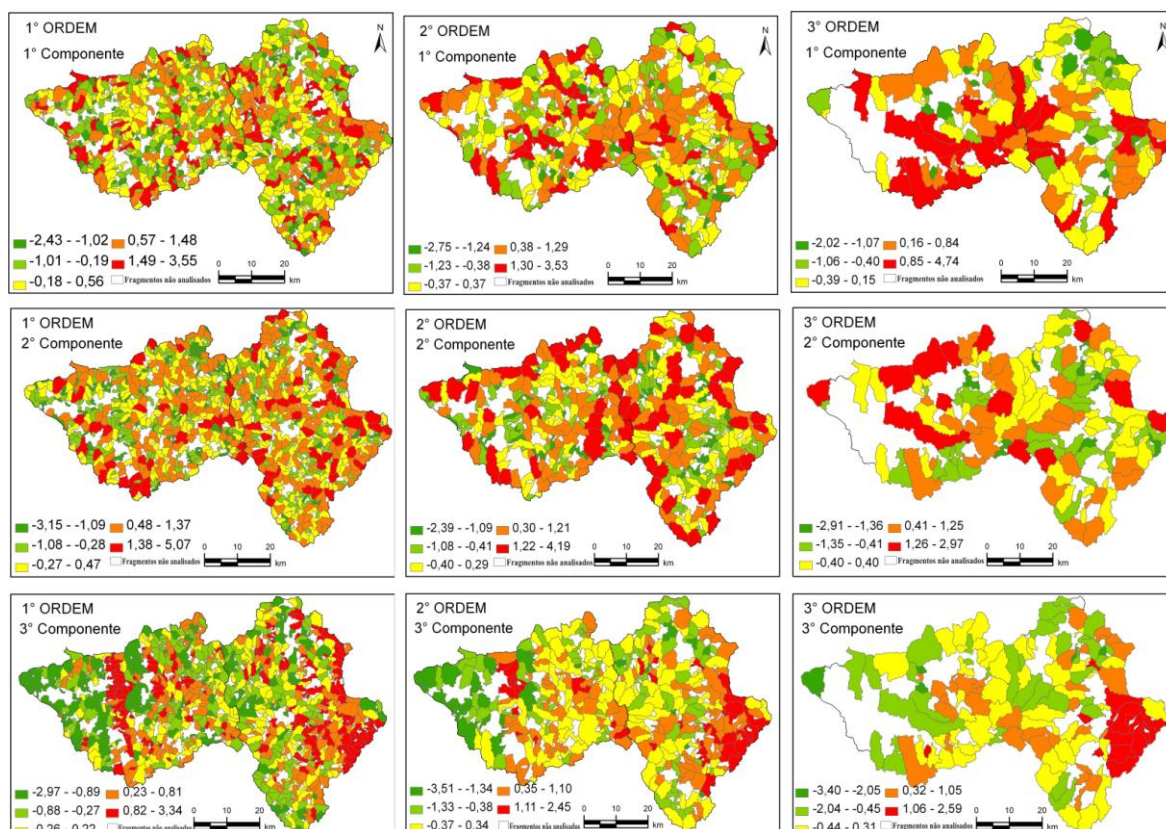


Figura 27 – Distribuição espacial das três componentes principais para as três primeiras ordens de bacias analisadas.

O índice de circularidade apresenta correlação negativa com a primeira componente principal em todas as ordens de bacias analisadas, evidenciando uma relação inversamente proporcional entre ele e a componente principal em questão. Deste modo, quanto menor for o valor resultante da ACP, maior será o valor do índice de circularidade. Através da figura 27 observamos que as bacias mais circulares apresentam-se em tons de verde (cores frias) e as bacias menos circulares em cores quentes (laranja/vermelho)

Em situação contrária ao índice de circularidade, o coeficiente de compacidade, o perímetro e a área possuem correlação positiva com a primeira componente principal nas três ordens de bacias analisadas. A correlação do parâmetro área é pouco significativa para as duas primeiras ordens de bacias de drenagem. A figura 27 mostra que os maiores valores, evidenciados em cores quentes, relacionam-se com os maiores valores apresentados pelos parâmetros coeficiente de compacidade, perímetro e a área.

A terceira componente principal é a que possui menos variáveis correlativas para todas as ordens de bacias analisadas, sendo que os parâmetros que mais se ajustaram à terceira CP foram: orientação das vertentes, declividade média e altimetria média.

Estes parâmetros são de grande valia na análise da distribuição espacial de compartimentos topográficos e morfológicos. Ao observar a figura 27, verifica-se que os maiores valores da terceira componente principal, nas três ordens hierárquicas de bacias de drenagem, correspondem aos valores máximos dos parâmetros relacionados acima. Sodré et. al (2007) identificaram três unidades geomorfológicas na bacia do rio Jequitáí (SdEM) através da ACP, na qual ficaram evidentes a importância das variáveis: amplitude topográfica e declividade média para a área estudada.

5.3.2. Distribuição espacial do Índice de Hack

A espacialização do índice de Hack é de fundamental importância para uma melhorar a observação da dinâmica energética de uma bacia hidrográfica, detectar alterações nos cursos de água decorrente de mudanças no substrato geológico, aporte de sedimento, ou mesmo atividades tectônicas.

Etchebehere et al. (2004), interpolaram curvas de isovalores do índice de Hack para analisar anomalias na rede de drenagem da bacia do rio do Peixe na região de Presidente Prudente-SP. Os referidos autores ressaltam a contribuição da distribuição espacial do índice de Hack, por eles chamados de Relação Declividade Extensão (RDE), para análise de cunho regional e ainda como um instrumento de tomada de decisão para futuras investigações de campo.

Os pontos representando os valores calculados para o índice de Hack para o presente trabalho, podem ser observados na Fig. 28. Os altos valores do índice de Hack indicam canais de drenagem com grande vigor energético. Como os processos responsáveis pela distribuição da energia dentro de uma bacia hidrográfica não possuem somente expressões locais, pontuais, fez-se necessário a utilização de métodos estimação da informação para uma área. O índice em questão foi estimado para áreas além dos pontos, através de dois interpoladores geoestatísticos, o IDW e o diagrama de Voronoi, como descritos na Metodologia e ilustrados nas Figs. 29 e 30.

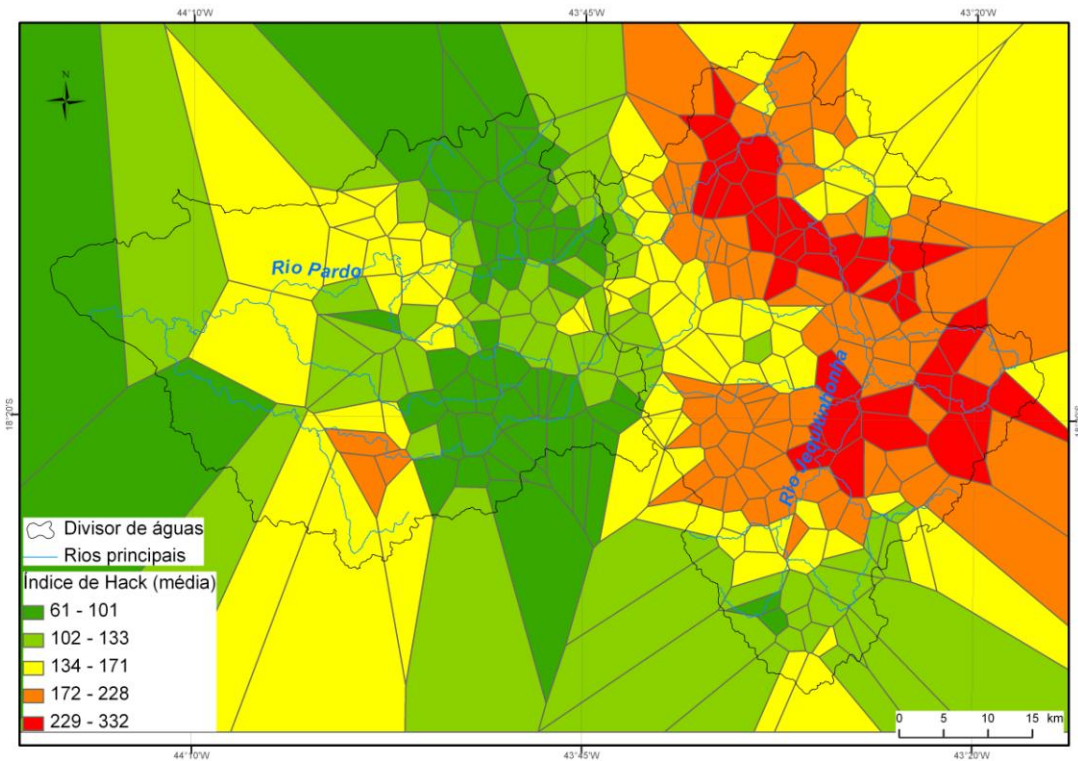


Figura 30 – Distribuição espacial do índice de Hack através do Diagrama de Voronoi.

Os valores da superfície obtida através do interpolador IDW foram calculados sobre os valores reais do índice de Hack, enquanto o interpolador abrupto (Voronoi) foi aplicado sobre a média dos valores do parâmetro analisado. Os dois interpoladores representaram satisfatoriamente o parâmetro analisado, sendo que o diagrama de Voronoi individualizou um maior número de áreas de influência do índice de Hack na bacia do alto Jequitinhonha.

Ao permitir a delimitação exata de áreas de influência dos valores do índice, o interpolador abrupto de Voronoi favorece a otimização das investigações de campo, deixando-as mais específicas, uma vez que o pesquisador pode optar por investigar somente áreas de influência onde a rede de drenagem possui maior vigor energético.

5.3.4 - Distribuição espacial de lineamentos

Além dos lineamentos estruturais do Projeto Espinhaço (COMIG, 1996), foi feita a extração de lineamentos indiscriminados (morfológicos e estruturais) sobre o MDE (Fig. 32) e banda 5 do satélite Landsat 5, conforme exposto na Fig. 31, abaixo:

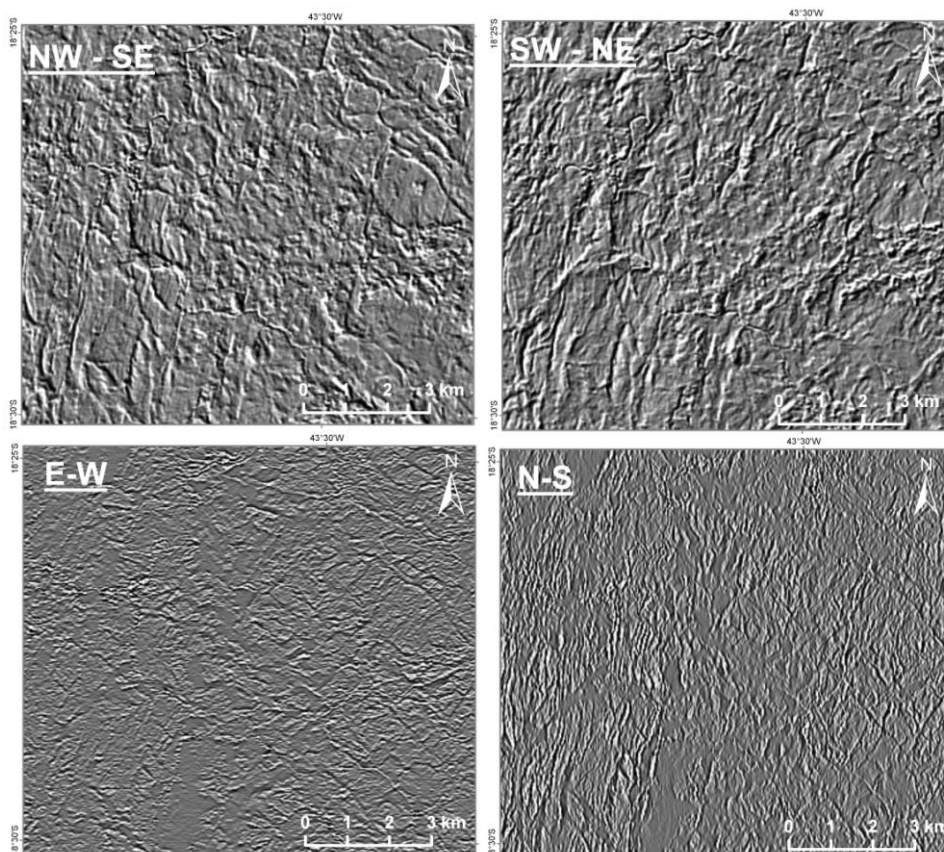


Figura 31 – Resultado dos filtros direcionais na banda 5 do sensor TM Landsat 5.

A análise dos lineamentos em planta foi complementada pela análise da direção de lineamentos em três dimensões através do cálculo da orientação das vertentes sobre o MDE ASTER-GDEM. Este parâmetro é definido como ângulo azimutal de maior inclinação do terreno, proporcionando uma percepção tridimensional coerente com a estrutura do mesmo, mostrando-se eficiente na análise tectônica (ANDRADES FILHO & FONSECA, 2009).

De acordo com a Fig. 32, a classificação proposta para a orientação das vertentes, descrita no item 4.3, evidenciou basicamente orientações para E e para W, realçando lineamentos no sentido N-S/S-N, NW-SE e WNW-ESE .

Os filtro aplicados na banda 5 do sensor TM Landsat 5 e o modelo de orientação das vertentes extraído do MDE permitiram a identificação de 240 lineamentos na bacia do rio Pardo Grande e 265 lineamentos na bacia do Alto Jequitinhonha.

Os lineamentos de maior extensão foram identificados na bacia do alto Jequitinhonha, sendo que o maior lineamento possui 35,52 km de extensão. Já na bacia do rio Pardo Grande, os maiores lineamento não ultrapassaram 12,17 km de extensão, conforme ilustrado na Fig. 33.

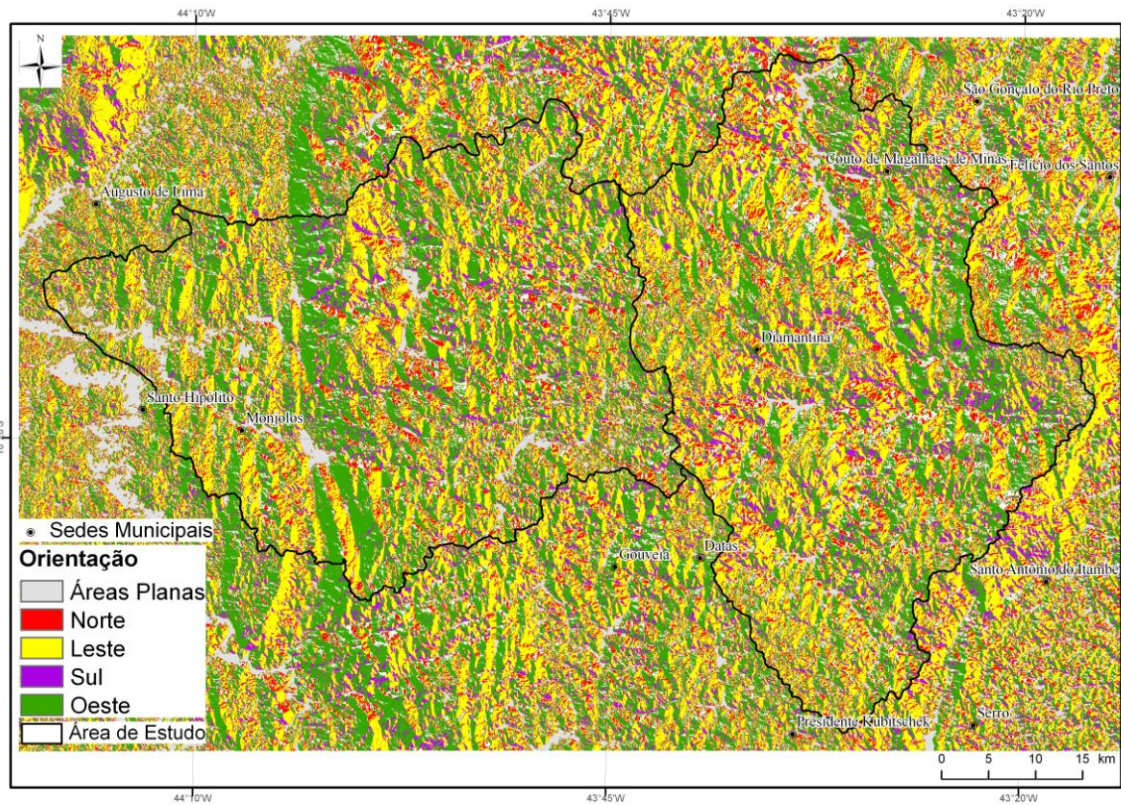


Figura 32 – Modelo de orientação das vertentes

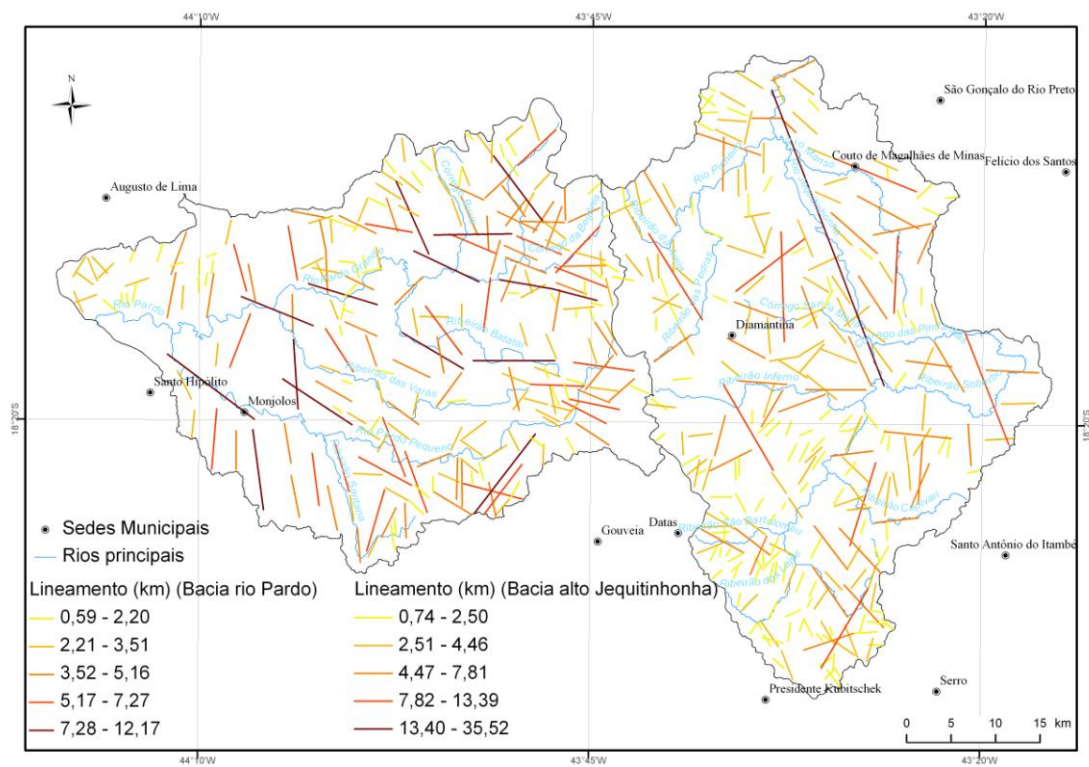


Figura 33 – Lineamentos morfoestruturais extraídos

A aplicação do índice de vegetação NDVI mostrou-se eficiente em realçar lineamentos relacionados com diques lineares de rochas metabásicas, além de evidenciar uma relação estreita entre a distribuição espacial da vegetação e a litoestrutura da SdEM.

De um modo geral as áreas que apresentam baixo vigor vegetativo estão relacionadas à presença de afloramento rochoso, onde são encontrados os campos rupestres (Fig. 33.1). Nota-se também, que o vigor vegetativo aumenta nas zonas mais falhadas e fraturadas, onde os fragmentos de vegetação tomam adquirem formas lineares. Este aumento de vigor da vegetação também ocorre nas áreas onde ocorrem litótipos são mais suscetíveis ao desenvolvimento de espessos mantos de alteração.

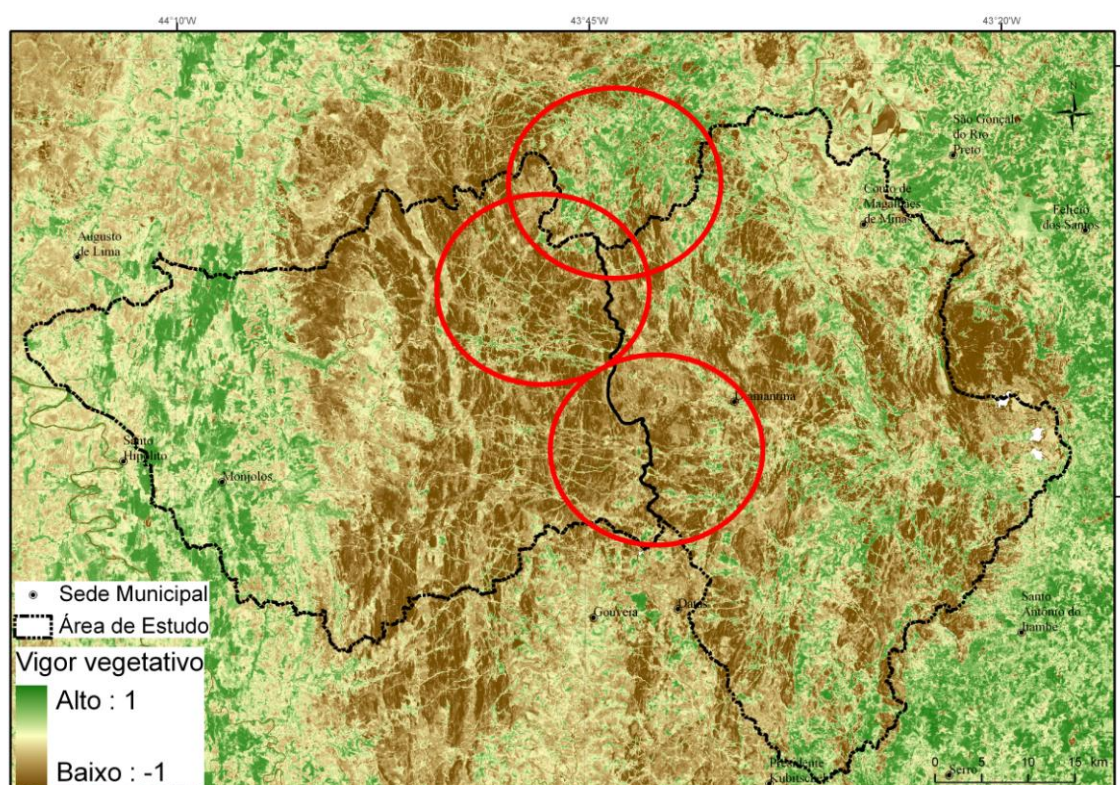


Figura 33.1 – Índice de vegetação para a área de estudo. Os círculos em vermelho ressaltam áreas onde os fragmentos de vegetação tomam a forma linear ou estão relacionados com a ocorrência de diques de rochas metabásicas.

Augustin (1995), Campos (1997) e Diniz, Oliveira & Augustin (2005), realizaram pesquisas pedológicas na SdEM e mapearam latossolos vermelhos nas zonas de maior vigor vegetativo associadas aos diques de metabásica.

5.4. ANÁLISE HIPSOMÉTRICA

Considerando toda a bibliografia consultada na presente pesquisa, após analisar os diversos estudos de caso apresentados, ou mesmo as obras de cunho teórico e epistemológico, observa-se a importância da análise inicial da variabilidade das altimetrias da área estudada.

A análise hipsométrica é uma das técnicas mais frequentes nos trabalhos sobre a SdEM, a exemplo das pesquisas realizadas pelos seguintes autores: Pflug (1965); Abreu, A. (1982); Saadi & Valadão (1987); Augustin et. al., (1994); Augustin (1995); Saadi (1995); Augustin et. al. (2006); Fonseca & Augustin (2008), entre outras.

No caso da área estudada, a distribuição espacial das faixas hipsométricas, bem como a observação das integrais hipsométricas, foram importantes para uma análise comparativa da variabilidade altimétrica.

Através do mapa hipsométrico (Fig. 34) da área pesquisada é possível perceber um contraste considerável entre as altimetrias da SdEM e suas margens (SAADI, 1995). Na bacia hidrográfica do rio Pardo Grande é possível identificar quatro compartimentos topográficos bem definidos. A classe altimétrica 520 a 623 metros individualiza uma extensa área deprimida, na região do baixo rio Pardo e Pardo Pequeno, pertencente a depressão do rio das Velhas, dentro da grande depressão do rio São Francisco. Observa-se também outra zona deprimida, no domínio da SdEM, discriminada entre as cotas altimétricas de 826 e 976 metros, na latitude 18°10'S e longitude 44°W. Este compartimento é cortado de leste para oeste pelo rio Pardo.

O mais extenso compartimento topográfico verificado pelas classes hipsométricas na bacia do rio Pardo, vai deste da borda da escarpa oeste até os divisores de águas com a bacia do Alto Jequitinhonha, entre as cotas de 976 a 1200 metros. O compartimento topográfico definido pelas altimetrias mais elevadas ocorre de forma descontínua entre o alto curso dos rios Pardo e Pardo Pequeno, sendo nomeado por Abreu, A (1982), como Planalto de Diamantina.

Na bacia do alto Jequitinhonha também é possível observar compartimentos topográficos através das classes hipsométricas, sendo que o compartimento individualizado pelas altimetrias mais elevadas (1200 a 2050 metros) possui o ponto culminante da área pesquisada no Pico do Itambé. O compartimento que possui as menores altimetrias, entre as cotas de 650 a 770 metros, foi descrito por Saadi (1995) como depressão de Couto Magalhães de Minas.

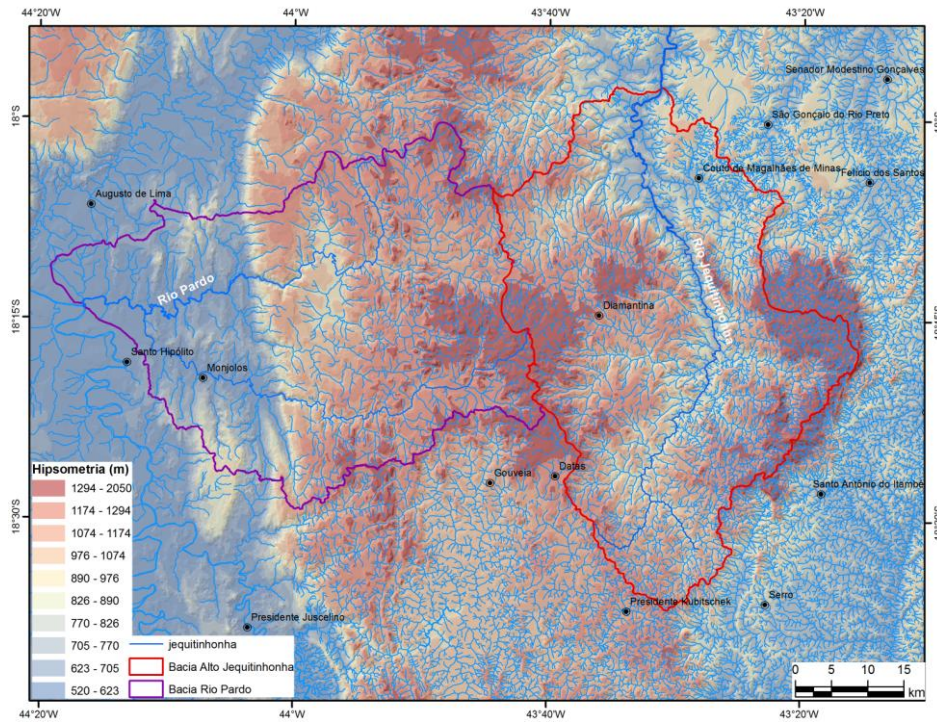


Figura 34 – Mapa hipsométrico da área de estudo, à esquerda bacia do rio Pardo, à direita bacia do alto Jequitinhonha.

A hipsometria foi analisada concomitantemente com a variabilidade espacial dos tipos de rocha presente nas bacias analisadas, conforme fez Augustin (1995) na região de Gouveia-MG, na SdEM.

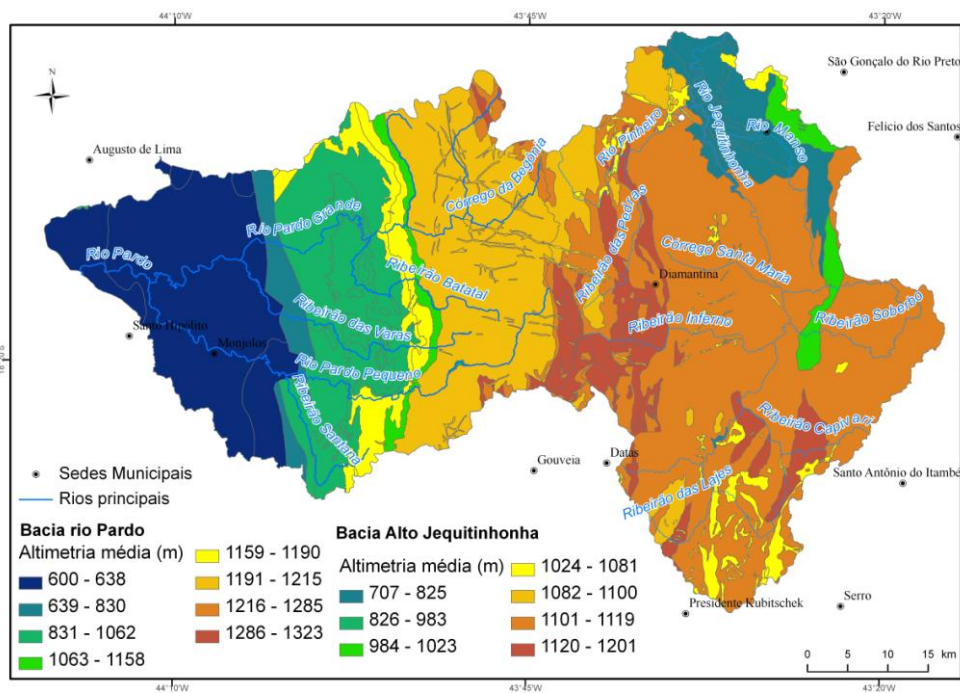


Figura 35a – Relação entre a área de ocorrência dos litótipos e sua altimetria média.



Figura 35b – Relação entre as classes hipsométricas e litótipos (complemento figura 35a)

A idade dos litótipos da SdEM e seus respectivos agrupamentos fazem parte da discussão litoestratigráfica presente nas pesquisas geológicas desenvolvidas na região. No que diz respeito aos estudos geomorfológicos, o interesse é restrito apenas à análise do seu comportamento frente ao intemperismo e resistência mecânica à erosão, conforme ressaltou Saadi (1995).

A análise conjunta das Figs. 35a e 35b evidenciam uma estreita correlação entre os quartzitos e as médias altimétricas mais elevadas, bem como à associação das rochas carbonáticas, metapelitos e metadiamicritos com as menores médias altimétricas. As rochas do Supergrupo Espinhaço, predominantemente quartzíticas, representam 62,61% da área da bacia do rio Pardo e 76,40% da bacia do Alto Jequitinhonha, relação que pode ser observada através das respectivas integrais hipsométricas (Figs. 36 e 37).

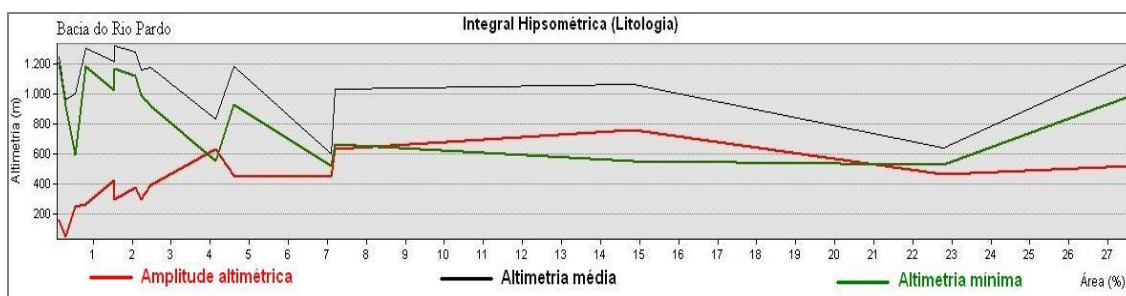


Figura 36– Integral hipsométrica representando as áreas dos litótipos da bacia do rio Pardo

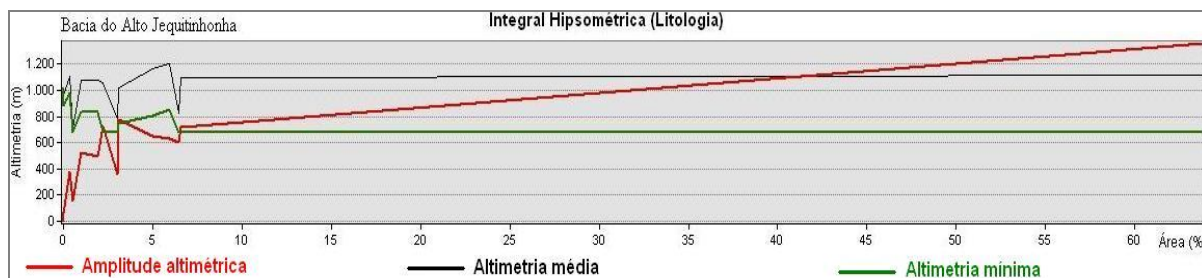


Figura 37– Integral hipsométrica representando as áreas dos litótipos da bacia do alto Jequitinhonha

De um modo geral as integrais hipsométricas possuem maior variabilidade na bacia do rio Pardo, o que pode ser explicado por sua maior diversidade litológica, uma vez que a bacia possui 34% da sua área de rochas carbonáticas sedimentares e metassedimentares (Grupos Macaúbas e Bambuí), 62 % de rochas predominantemente quartzíticas (Supergrupo Espinhaço) e 4% de rochas metabásicas, granitóides e coberturas detrito-lateríticas ferruginosas.

Mesmo sendo a bacia mais homogênea, tanto do ponto de vista litológico (83% da área de rochas quartzíticas), quanto do ponto de vista hipsométrico, a amplitude altimétrica na bacia do alto rio Jequitinhonha é mais elevada quando comparada à bacia do rio Pardo.

5.5. VARIABILIDADE TOPOGRÁFICA, DECLIVIDADES, ICR E ORIENTAÇÃO DAS VERTENTES

A análise das altimetrias médias em relação às bacias de primeira, segunda e terceira ordem (Fig. 38) permitiu perceber melhor a variabilidade topográfica local. Com unidades de análise de menor dimensão, a média dos valores altimétricos mascara menos a realidade dos valores absolutos, sobretudo se comparado com a análise hipsométrica feita em extensas áreas (Fig. 35a). Conforme mencionado anteriormente, a bacia do Alto Jequitinhonha apresenta a maior altimetria da área pesquisada em valores absolutos, o que foi mascarado com o uso das médias altimétricas em relação à área de cada litótipo presente.

A distribuição espacial das altimetrias e declividades médias proporcionou a análise da variação destes parâmetros dentro de cada bacia para cada ordem. As três ordens de bacias analisadas apresentaram boa correlação espacial entre si para os parâmetros altimetria e declividade, conforme observado na Fig. 38.

A distribuição das declividades médias (Fig. 38) entre as três ordens de bacias evidenciam uma extensa área com baixas declividades na região que abrange o divisor de águas em comum entre as bacias do rio Pardo e Alto Jequitinhonha. Para a mesma região, as altimetrias médias apresentam os maiores valores, também para as três ordens de bacias de drenagem analisadas. Tal região foi denominada por Abreu, A. (1982) de Planalto de Diamantina, nomenclatura adotada também por Saadi (1995).

De um modo geral, para as três ordens de bacias analisadas, as declividades médias apresentam menores valores na bacia do rio Pardo. Os maiores valores encontram-se concentrados, na bacia do rio Pardo, ao longo da escarpa oeste da SdEM e na bacia do rio Jequitinhonha são mais frequentes ao longo do vale do seu alto curso.

Os valores referentes à amplitude topográfica da bacia do alto Jequitinhonha são reafirmados através da análise das declividades, uma vez que esta variável é diretamente proporcional à primeira.

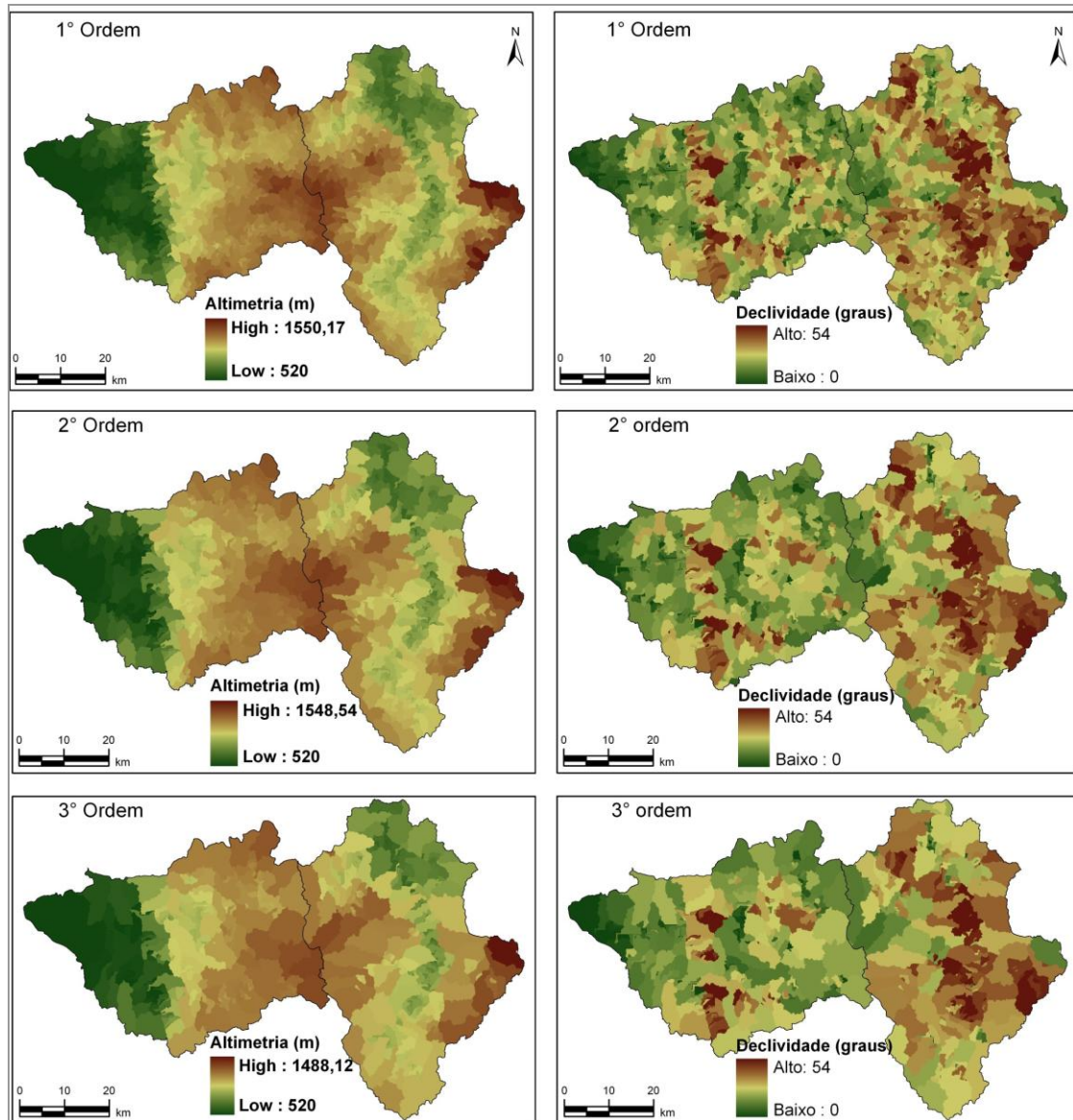


Figura 38 – Altimetrias (à esquerda) e declividades (à direita) médias para as três primeiras ordens de bacias de drenagem delimitadas mais seus respectivos fragmentos.

Na parte inferior da Fig. 38, observando o extremo leste da bacia do alto Jequitinhonha, percebe-se um valor elevado de altimetria para uma bacia de terceira ordem, mas a mesma bacia apresenta baixa declividade média. De um modo geral, a comparação entre altimetrias e declividades médias evidenciam uma realidade fisiográfica da SdEM, a presença de extensas áreas topograficamente elevadas, com baixa amplitude topográfica e conseqüentemente baixas declividades.

A análise visual do Índice de Concentração da Rugosidade – ICR (Fig. 38.1) mostra que a bacia do Alto Jequitinhonha apresenta as maiores concentrações de rugosidade, o que indica maior dissecação fluvial. É possível perceber também que a concentração da rugosidade possui uma distribuição espacial mais equilibrada ao longo de toda a bacia, ou seja, a rugosidade concentra-se em diversos pontos da bacia. Já na bacia do rio Pardo a rugosidade concentra-se com maior frequência em sua porção topograficamente mais elevada, localizada a leste.

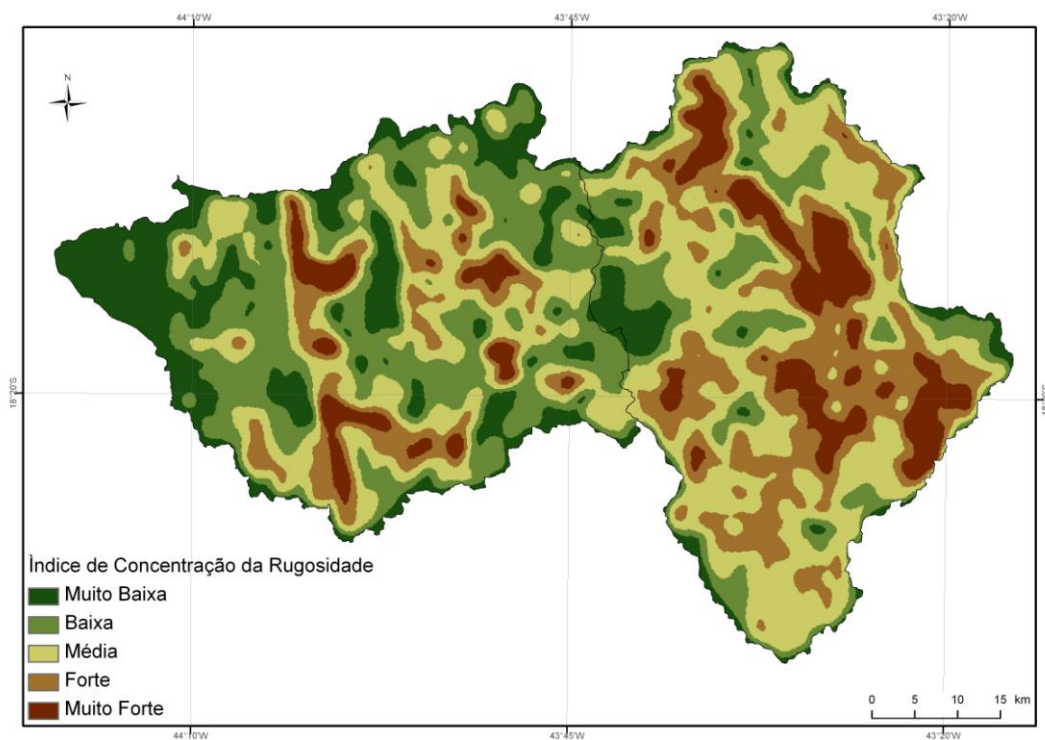


Figura 38.1 – Índice de concentração da rugosidade

Os valores apresentados pela orientação média das vertentes (Fig. 39) para as três primeiras ordens de bacias de drenagem não evidenciaram bacias orientadas para norte ou para sul, provavelmente em razão da baixa representatividade dessas orientações na área pesquisada.

Através da análise visual das orientações médias das vertentes é possível perceber, no entanto, o predomínio de duas orientações preferenciais para SE e SW. A relação entre as orientações das vertentes para as bacias do rio Pardo e alto Jequitinhonha pode ser analisada na tabela 14.

O padrão estrutural regional da SdEM, relativo aos afloramentos, pode ser observado através da orientação média das vertentes nas bacias de primeira ordem, uma vez que estas são as que apresentam o maior número de vertentes orientadas para E e SE.

As bacias de primeira ordem drenam áreas topograficamente elevadas com predomínio de vertentes estruturais, ou seja, com o predomínio de afloramentos rochosos, realçando a grande influência dos mesmos. Tais afloramentos, de acordo com os dados do Projeto Espinhaço COMIG (1996), mergulham predominantemente para leste, exibindo reflexos de um evento colisional de leste para oeste.

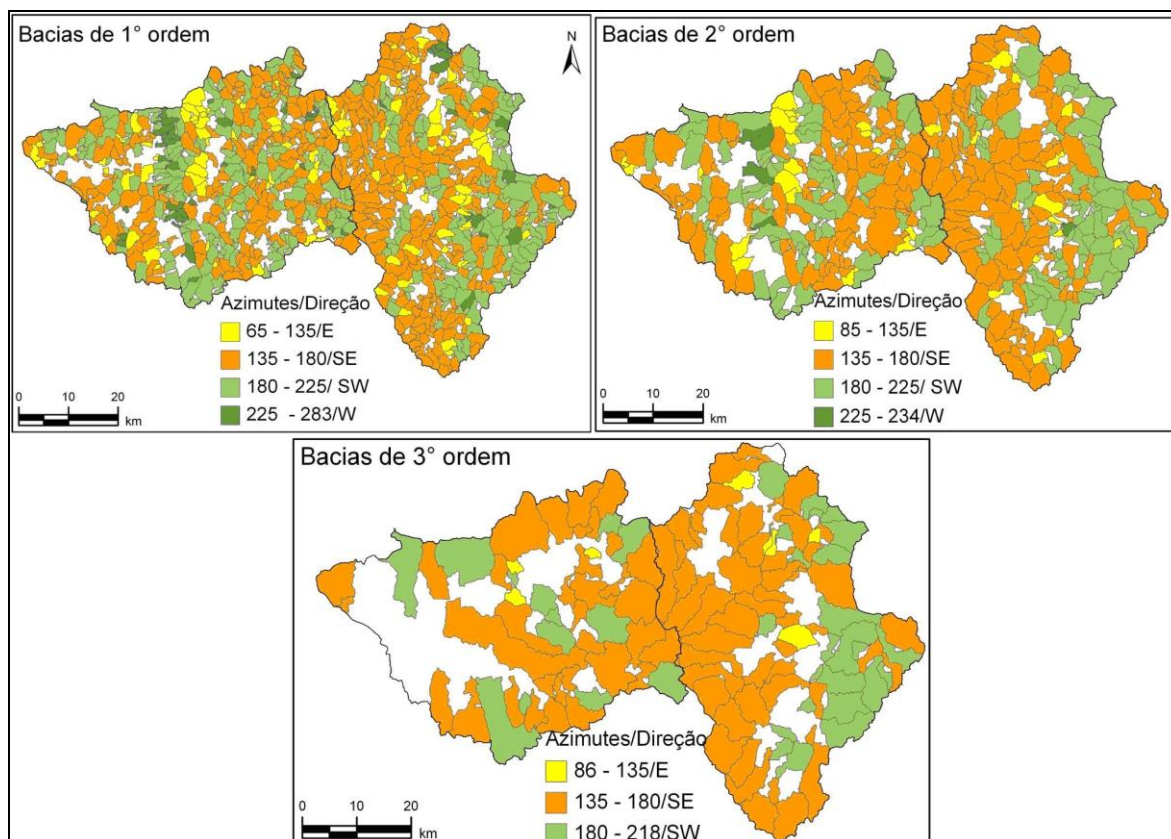


Figura 39 – Orientação média médias das vertentes para as bacias de primeira, segunda e terceira ordens exceto seus fragmentos.

Tabela 14 – Relação entre as principais orientações de vertentes para as três ordens hierárquicas de bacias analisadas

Bacias/ordem	E	SE	W	SW	Total
1º ordem	108	432	49	313	902
2º ordem	34	200	6	149	389
3º ordem	8	85	0	37	130

5.6. AS BACIAS HIDROGRÁFICAS E A REDE DE DRENAGEM: PADRÕES E HIERARQUIA FLUVIAL

Conforme é possível observar na Fig. 40, as bacias hidrográficas do rio Pardo e Alto Jequitinhonha possuem seus eixos principais de drenagem dispostos quase de forma

ortogonal, uma vez que seus rios principais possuem direção de fluxo basicamente E-W e S-N respectivamente. Suas dimensões areais e formas são muito semelhantes, apresentando índices de circularidade que indicam forte tendência ao alongamento (Tabela 15). O rio principal de cada bacia reforça a semelhança entre elas ao apresentarem a mesma ordem fluvial (Fig. 41).

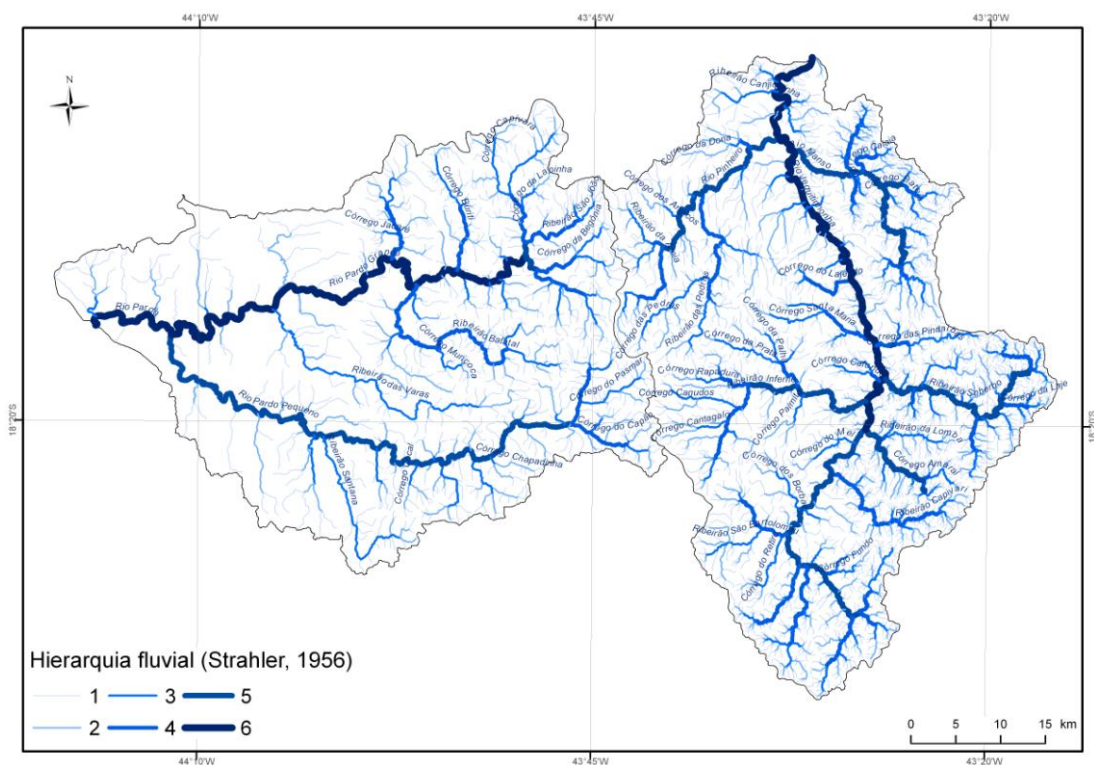


Figura 40 – Rede de drenagem e hierarquia fluvial das bacias do rio Pardo à esquerda e alto Jequitinhonha à direita

Apesar das semelhanças relacionadas acima, é importante ressaltar que as diferenças entre as bacias hidrográficas aqui analisadas são bem acentuadas, sobretudo considerando os dados apresentados e analisados até o momento.

A bacia do Alto Jequitinhonha possui 2044 canais de primeira ordem, enquanto a bacia do rio Pardo conta com 478 canais de primeira ordem. As bacias de drenagem, nas três ordens analisadas, apresentam as maiores concentrações de rugosidade na bacia do alto Jequitinhonha (Fig. 39). Tais diferenças já são suficientes para evidenciar processos geomorfológicos de intensidade diferenciada.

A configuração espacial da rede de drenagem em relação às áreas das bacias analisadas pode ser verificada através da densidade de drenagem e de rios. A tabela 15.1 revela que a bacia do rio Pardo possui as menores densidades de rios e de segmentos da

rede de drenagem. Já a bacia do Alto Jequitinhonha, apresenta uma rede de drenagem mais densa, evidenciando processos fluviais mais intensos.

O coeficiente de manutenção revela que a bacia do rio Pardo necessita de uma área mínima maior para a manutenção de um metro de canal de escoamento. O valor de 1106,79 m²/m indica que, de uma maneira geral, esta bacia é pobre em cursos d'água. Já a bacia do Alto Jequitinhonha é bem mais drenada, necessitando de 635,8 m² para a manutenção de 1 metro de rio.

Tabela 15 – Parâmetros morfométricos referentes às dimensões e forma das bacias.

Bacia	Área (km ²)	Perímetro (km)	Índice de Circularidade	Comprimento (km)
Rio Pardo	2028,7552	262,6879	0,3696	66,9227
Alto Jequitinhonha	2053,7594	251,3500	0,4086	71,6117

Tabela 15.1 – Parâmetros morfométricos referentes à relação rede de drenagem/área da bacia.

Rio	DR	DD	Cm
Pardo	0,37	0,90	1106,79
Alto Jequitinhonha	1,09	1,57	635,84

DR: Densidade de Rios, DD: Densidade de Drenagem, Cm: Coeficiente de Manutenção

Tabela 15.2 – Parâmetros morfométricos referentes à relação rede de drenagem/área da bacia..

Rio	Rb_1_2	Rb_2_3	Rb_3_4	Rb_4_5	Rb_5_6	Rbm
Pardo	1,98	2,02	2,20	1,63	1,16	1,80
Alto Jequitinhonha	1,98	2,08	2,22	1,07	2,74	2,02

Rb_1_2: Relação de Bifurcação, entre segmentos de drenagem das respectivas hierarquias. Rbm: Relação de Bifurcação média

Os valores da relação de bifurcação revelam que os segmentos da bacia do rio Pardo, na medida em que apresentam menores ordens hierárquicas, apresentam maiores valores do índice, o contrário também é válido. Tal observação justifica a pequena quantidade de segmentos de alta hierarquia fluvial e grande quantidade de segmentos de baixa hierarquia fluvial. O parâmetro relação de bifurcação indica que a bacia do alto Jequitinhonha possui um maior número de segmentos de quinta ordem, em relação aos de sexta ordem. A mesma relação ocorre entre os segmentos de terceira e quarta ordem.

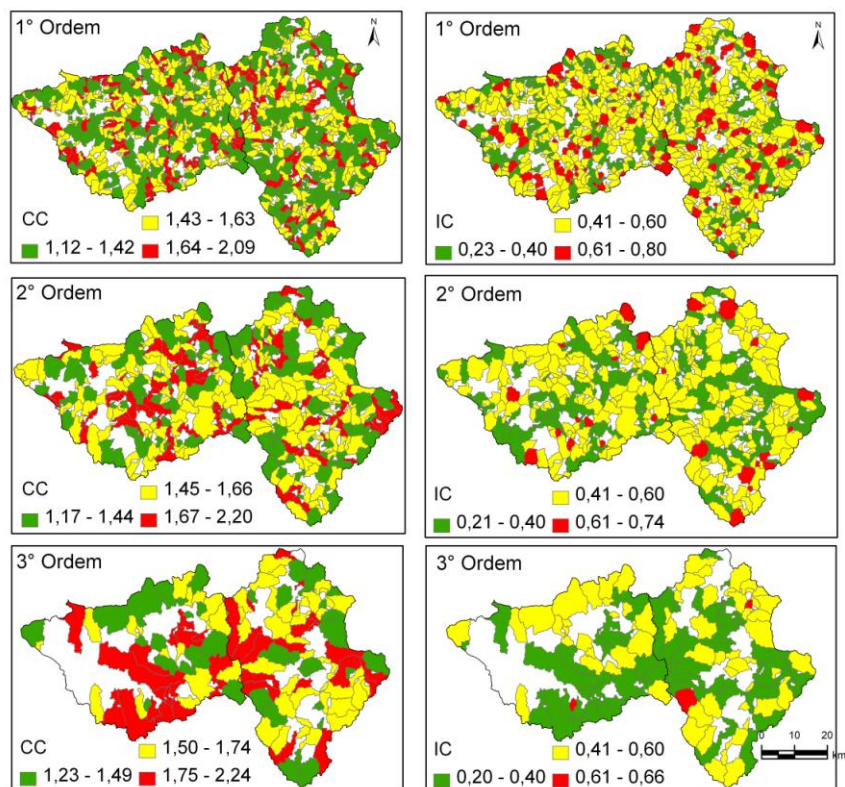


Figura 40.1 – CC: Coeficiente de Compacidade e IC: Índice de circularidade para as três ordens de bacias de drenagem.

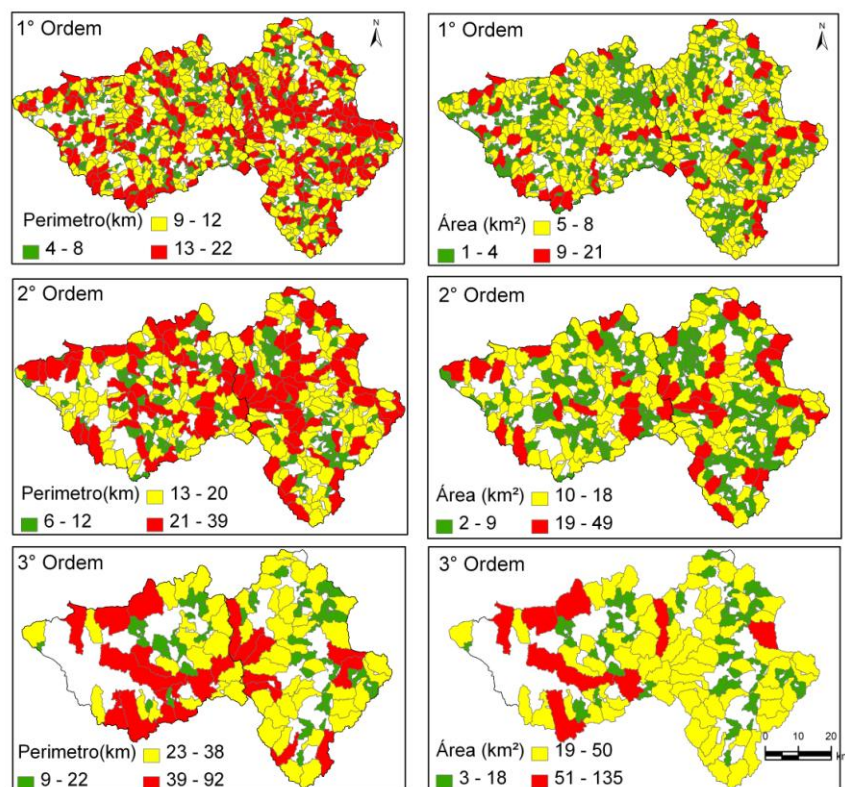


Figura 40.2 – Área e perímetro circularidade para as três ordens de bacias de drenagem.

De um modo geral, conforme exposto na aplicação da ACP, os parâmetros relacionados nas Figs. 40.1 e 40.2 estão entre as variáveis que melhor descrevem os dados analisados. Eles indicam que todos os processos geomorfológicos que envolvem um sistema de drenagem acabam se refletindo nas formas e dimensões das bacias hidrográficas.

A análise do índice de circularidade e do coeficiente de compacidade, para as três ordens de bacias de drenagem analisadas (Fig. 40.1), aponta para o fato de que as bacias consideradas circulares e regulares são mais frequentes nas bacias de primeira ordem. As bacias de terceira ordem são as mais alongadas, sofrendo provavelmente maior influência do padrão retangular da rede de drenagem. Analisando as bacias de segunda ordem é possível observar que os eixos de comprimento das bacias menos circulares e mais irregulares alongam-se no sentido E-W.

No tocante aos parâmetros área e perímetro (Fig. 40.2), nota-se que estes diferenciam melhor as bacias do rio Pardo e Alto Jequitinhonha no tocante às bacias de terceira ordem, sendo que as maiores áreas, para as bacias de terceira ordem, estão presentes na bacia do rio Pardo.

A análise da rede de drenagem pode ser utilizada como um indicador da evolução do relevo. Segundo Summerfield (1991), padrões de drenagem podem indicar controle tectônico e através de seu reconhecimento seria possível compreender e classificar estruturas geológicas regionais. O autor faz distinções entre controles tectônicos passivos, que se dão pelo controle de estruturas geradas por tectônica previamente ativa com relação à instalação da drenagem e controle tectônico ativo, quando a rede de drenagem é controlada por lineamentos ativos contemporâneos à instalação das bacias hidrográficas. Entretanto, ressalta que é necessário ter cuidado ao interpretar e classificar os controles estruturais como passivos ou ativos, uma vez que podem atuar em conjunto influenciando o sistema de drenagem.

Nesse sentido, Augustin (1995) propôs a evolução da drenagem da bacia do rio Paraúna em quatro grandes fases que possuem correlação direta com a evolução geotectônica e diferenças litoestruturais do orógeno. Essa evolução e sua dinâmica podem ser extrapoladas para as duas bacias em análise da SdEM.

De acordo com a autora (*op. cit.*), a primeira fase teve como elemento norteador da drenagem os eixos de sinclinais e anticlinais principais do orógeno, sendo que esta influência estrutural permanece até os dias de hoje, orientando parte da drenagem que apresenta direções N-S/S-N. Através da Fig. 4 (mapa geológico) e da descrição do padrão

estrutural regional apresentados no item 2.3.1, é possível observar a relação deste primeiro elemento com um importante sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento com direção geral N-S, contendo amplas dobras de eixo que tendem para N-S, abertas e com vergência para W (FOGAÇA & SCHÖLL, 1984), representando evento deformacional principal, o evento Espinhaço (UHLEIN, 1991).

A segunda fase proposta por Augustin (1995) encontra-se condicionada pelas falhas transcorrentes, fraturas e juntas nas direções E-W/W-E, que comanda parte da rede de drenagem, geralmente destrais. A terceira fase da dinâmica de encaixamento da drenagem, foi realizada predominantemente nas intrusões lineares (diques e sills) de rochas metabásicas tardi-tectônicas, Espinhaço, e básicas pós Espinhaço, cuja menor resistência ao intemperismo é aproveitado para a incisão da drenagem (COMIG, 1996).

E, finalmente, na evolução mais recente, Quaternária, a ampliação da rede de drenagem se processa com o aprofundamento das voçorocas que, após atingirem o lençol freático, passam a contribuir diretamente com água e sedimentos, para os cursos fluviais. Este último ciclo está relacionado às morfologias associadas ao complexo Gouveia, fora da área de estudo da presente pesquisa.

No entanto, a distribuição espacial de três fases evolutivas para a área pesquisada pode ser constatado nas Figs. 41 e 42 e 44.

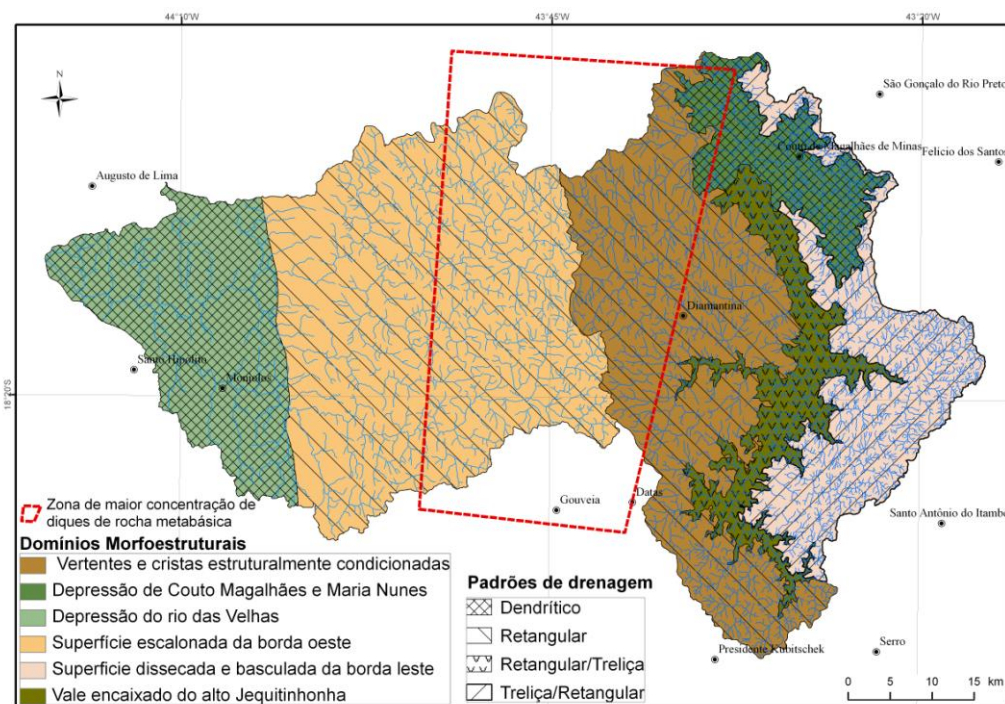


Figura 41 – Domínios morfoestruturais e padrões de drenagem para as bacias do rio Pardo à esquerda e alto Jequitinhonha à direita. Na porção central observa-se a zona de adensamento de diques de rochas metabásicas.

Comparando o mapa de domínios morfoestruturais acima (Fig. 41) com o mapa geológico (Fig. 3), é possível observar que os padrões de drenagem treliça e retangular estão associados à ocorrência de um grande pacote quartzítico do Supergrupo Espinhaço. Já o padrão dendrítico na bacia do Alto Jequitinhonha associa-se, localmente, à presença de metapelitos e metadiamicritos do Grupo Macaúbas. Na bacia do rio Pardo, este padrão está vinculado às rochas sedimentares carbonáticas do Grupo Bambuí. Este padrão de drenagem tende a desenvolver-se em regiões de rochas de resistência uniforme, ou em estruturas sedimentares horizontalizadas (CHRISTOFOLETTI, 1980). É possível observar ainda, que o padrão dendrítico possui uma distribuição espacial concentrada em zonas de agração, nas quais as rochas oferecem menor resistência em relação às rochas das zonas de degradação.

Com o objetivo de identificar as direções principais de segmentos de drenagem, foram construídos diagramas de rosetas para cada domínio morfoestrutural delimitado. Posteriormente, os diagramas foram comparados com as direções principais descritas nos ciclos evolutivos de Augustin (1995).

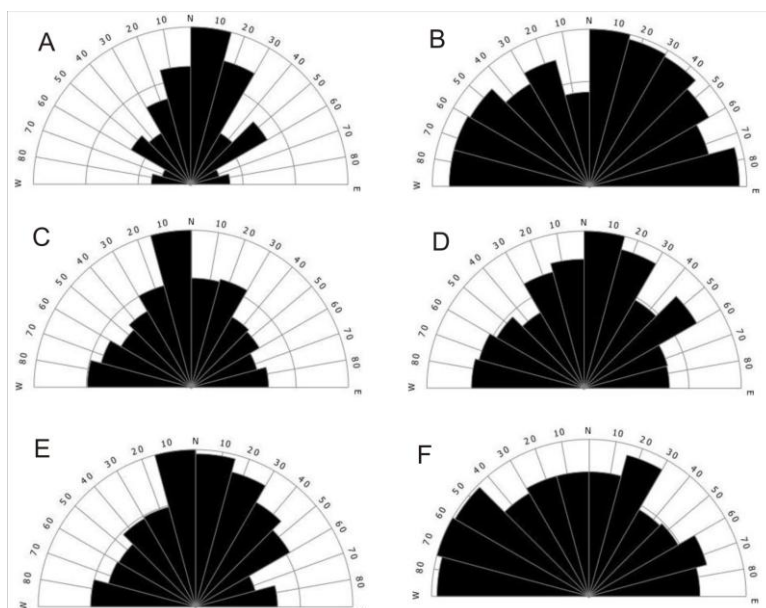


Figura 42 - Frequência absoluta das direções dos canais de drenagem por domínio morfoestrutural. – A) Depressão do rio das Velhas; B) Vale encaixado do alto Jequitinhonha; C) Superfície escalonada da borda oeste; D) Superfície dissecada e basculada da borda leste E) Vertentes e cristas estruturalmente condicionadas; F) Depressão de Couto Magalhães e Maria Nunes.

É importante ressaltar que os domínios morfoestruturais representados pela Depressão do rio das Velhas, Depressão de Couto Magalhães e Maria Nunes não

apresentam litótipos do Supergrupo Espinhaço, mas guardam as marcas estruturais da evolução geotectônica do orógeno homônimo.

De um modo geral, é possível constatar que todos os domínios morfoestruturais apresentam direções de drenagem que estão associadas à primeira fase evolutiva, proposta por Augustin (*op. cit.*).

Os diagramas A e C (Fig. 42) indicam que os segmentos de drenagem da bacia do rio Pardo, com exceção das drenagens principais (rios Pardo e Pardo Pequeno), são mais freqüentes nas direções N-S/S-N e NNW-SSE/NNE-SSW. O diagrama A, por exemplo, que representa o domínio da depressão do rio das Velhas, aponta para um predomínio de direções de drenagem basicamente nos sentidos N-S/S-N. Percebe-se então, a influência de lineamentos estruturais de regime compressional (Fig. 3 e 44) na mesma direção, o que também explica as anomalias representadas pela existência de canais retilíneos e confluências em ângulos retos em um domínio morfoestrutural com padrão de drenagem dendrítico.

De acordo com os lineamentos estruturais do Projeto Espinhaço (COMIG, 1996) (Fig. 34), a área de abrangência do domínio Superfície Escalonada da Borda Oeste concentra a totalidade de falhas transcorrentes (E-W/W-E) e parte considerável das falhas e fraturas com sentido E-W/W-E. Esta configuração estrutural é claramente estabelecida na segunda fase de evolução da rede de drenagem proposta por Augustin (1995).

O diagrama C (Fig. 42) indica que os segmentos da rede de drenagem com sentido E-W/W-E se tornam mais freqüentes em relação ao diagrama A. analisar o diagrama de roseta (Fig. 43) do comprimento médio dos canais de drenagem do compartimento morfoestrutural em análise, percebe-se melhor a distribuição nas direções E-W/W-E e suas respectivas derivações. A pétala acentuada (*outlier*) na direção N50°E, sentido NE – SW realça a presença dos rios Pardo e Pardo Pequeno (maiores comprimentos), os quais seguem no sentido NE-SW até a altura do Distrito de Conselheiro Mata.

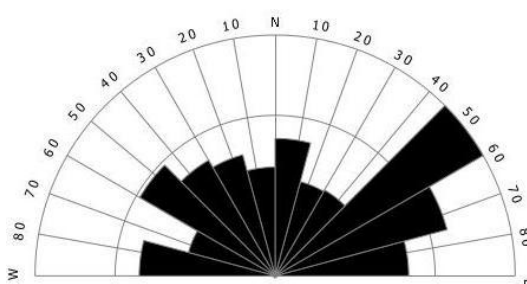


Figura 43 – Diagrama de roseta do comprimento médio dos canais de drenagem do domínio morfoestrutural superfície escalonada da borda oeste.

A maior concentração espacial dos diques de rocha metabásica que caracteriza a zona de ocorrência da terceira fase de evolução da rede de drenagem proposto por Augustin (*op. cit.*) está delimitada na figura 41, e pode também ser observada nas figuras 4 e 44. Percebe-se que esta terceira fase não ocorre em um domínio morfoestrutural específico, mas apresenta grande ocorrência nos compartimentos morfoestruturais Superfície Escalonada da Borda Oeste e Vertentes e Cristas Estruturalmente Condiçionadas.

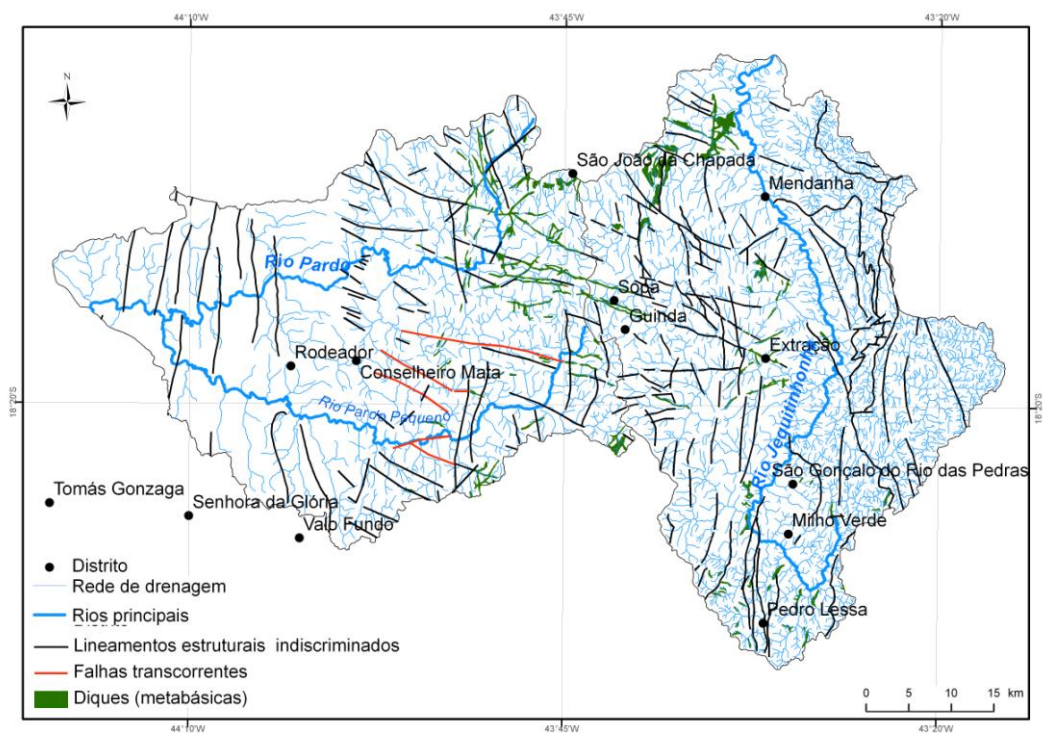


Figura 44 – Lineamentos estruturais e rede de drenagem das bacias do rio Pardo à esquerda e alto Jequitinhonha à direita

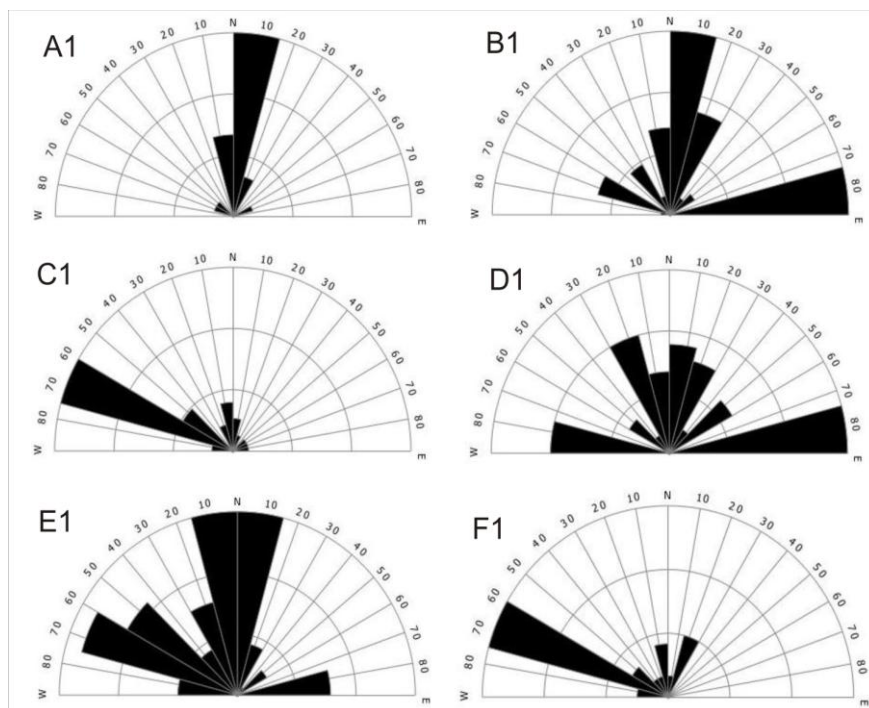


Figura 45 - Frequência absoluta das direções dos lineamentos estruturais por domínio morfoestrutural. – A1) Depressão do rio das Velhas; B1) Vale encaixado do alto Jequitinhonha; C1) Superfície escalonada da borda oeste; D1) Superfície dissecada e basculada da borda leste E1) Vertentes e cristas estruturalmente condicionadas; F1) Depressão de Couto Magalhães e Maria Nunes.

Cotejando os diagramas de rosetas das frequências absolutas de todos os canais de drenagem (figura 42) com os diagramas de rosetas das frequências absolutas dos lineamentos estruturais (figura 45), observa-se, de um modo geral, que as pétalas representando as maiores frequências, apresentam correlação, o que indica um condicionamento da rede de drenagem aos lineamentos estruturais. Somente os diagramas C e C1 e D e D1 mostram maiores discrepâncias em relação às direções mais frequentes. Estes diagramas correspondem aos domínios morfoestruturais com maior número de canais de primeira ordem e também às áreas topograficamente mais elevadas, tanto da bacia do rio Pardo (C e C1), quanto da bacia do alto Jequitinhonha (D e D1).

As correlações entre lineamentos estruturais e canais de drenagem tornam-se mais evidentes quando são extraídos da análise, os canais de ordens inferiores e considerados apenas os canais de hierarquia fluvial superior (Fig. 46).

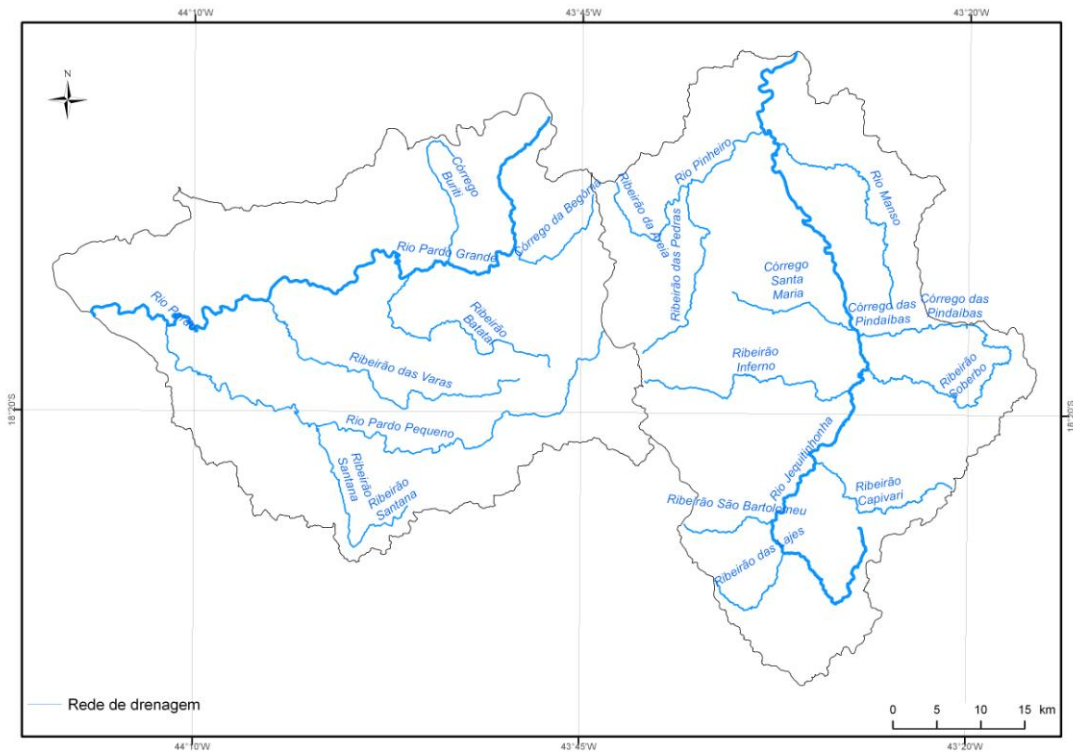


Figura 46 – Rios de hierarquia fluvial superior analisados nos diagramas da figura 47.

As direções dos principais rios das bacias analisadas foram comparadas com as direções dos lineamentos estruturais, conforme observado na figura 47. Ao excluir os canais de drenagem de menor ordem fluvial da presente análise, os diagramas de rosetas apresentaram maior correlação entre as direções dos lineamentos estruturais e direções dos rios principais.

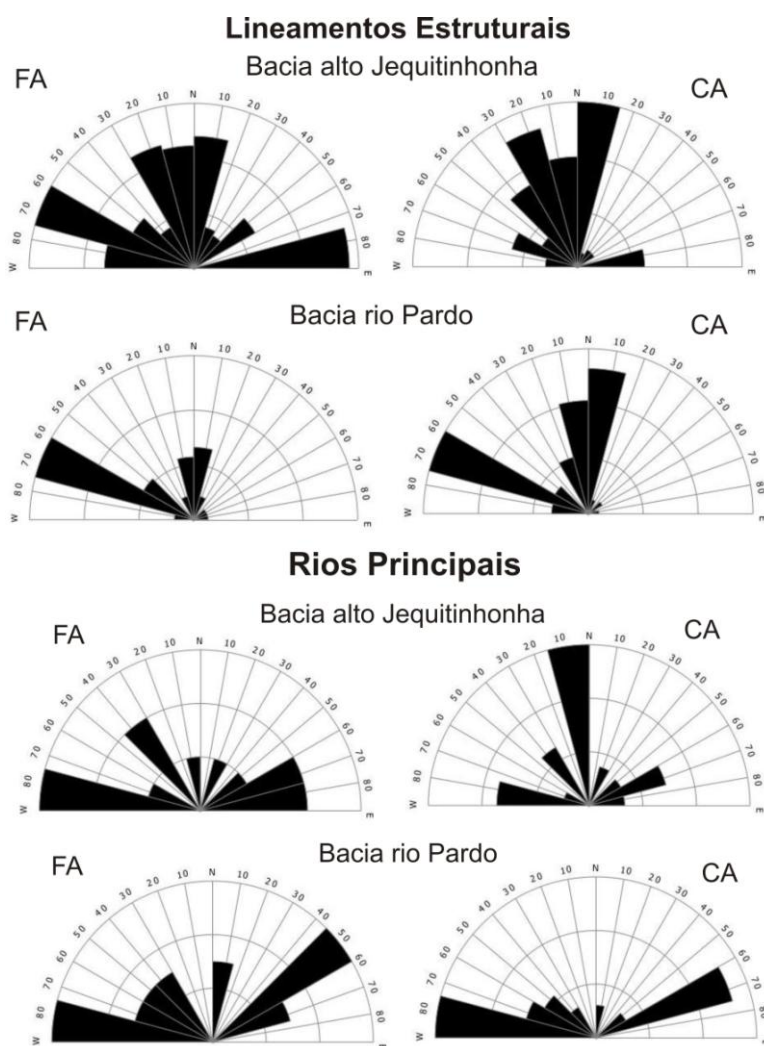


Figura 47 – FA: Frequência Absoluta e CA: Comprimento Absoluto dos rios principais e lineamentos estruturais.

Os diagramas de rosetas da figura acima revelam que a bacia do Alto Jequitinhonha possui maior correlação entre as direções dos lineamentos estruturais e dos rios principais, tanto para suas respectivas frequências absolutas e comprimentos absolutos. No caso da bacia do rio Pardo as correlações são menos expressivas ou inexistentes.

5.7. ANÁLISE DO ÍNDICE DE HACK E DE PERFIS LONGITUDINAIS

A análise de perfis longitudinais foi realizada, tomando como base os rios principais apresentados na Fig 46, os quais se encontram significativamente influenciados pelos lineamentos estruturais. Conforme apresentado no Capítulo 3.3.1.2 da presente dissertação, a análise dos perfis longitudinais dos rios está diretamente ligada à análise do índice de Hack (Fig. 48). Ambas as análises favorecem o estabelecimento de interrelações referentes aos processos fluviais, refletindo influências geológicas, assim como os

processos de erosão, deposição e distribuição de afloramentos de diferentes litologias (RICHARDS, 1982).

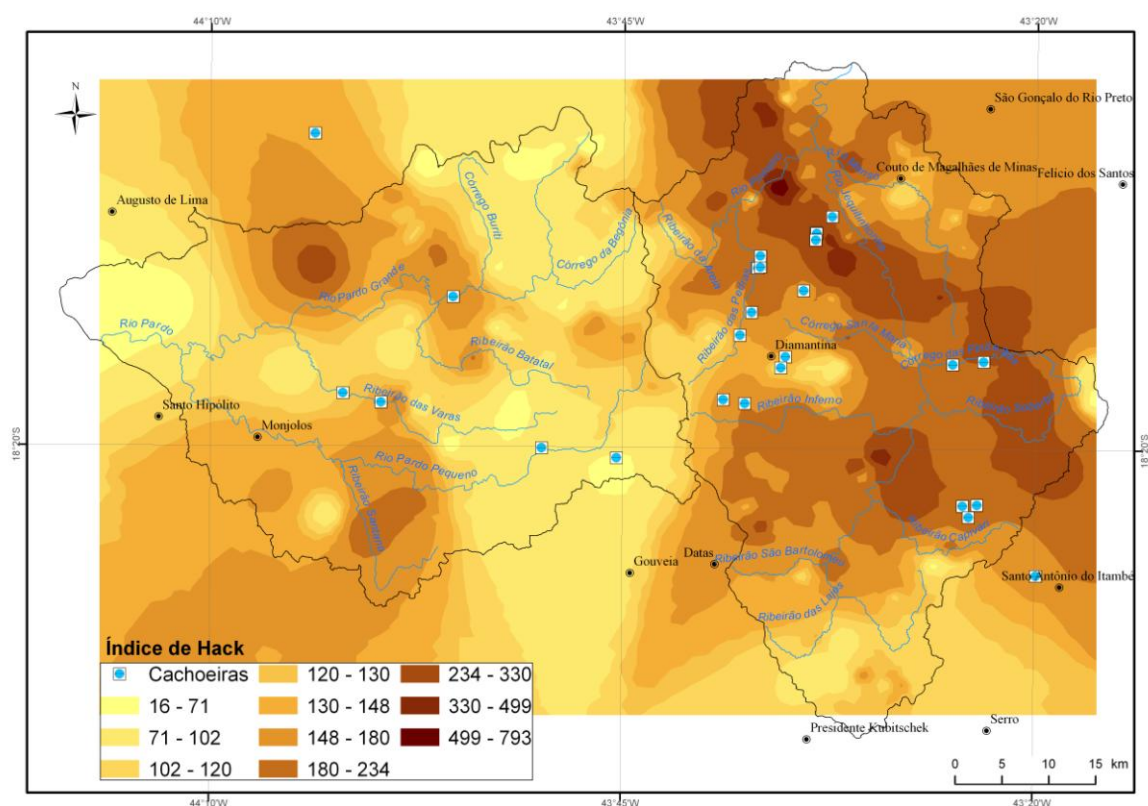


Figura 48 – Distribuição espacial do índice de Hack, rios principais e pontos referentes a trechos encachoeirados.

A análise do índice de Hack já oferece condições claras para a inferência de que a rede de drenagem da bacia do alto Jequitinhonha possui uma dinâmica mais intensa e apresenta maior vigor energético em comparação com a bacia do rio Pardo. A análise do ICR e das declividades apontam na mesma direção. Conforme já mencionado, mas é importante ressaltar, que uma bacia drena para o interior do continente e a outra drena diretamente para o oceano Atlântico.

Das 28 rupturas de declive identificadas em campo, representadas por trechos encachoeirados, 2 localizam-se fora da área de estudo, 5 estão na bacia do rio Pardo e 21 na bacia do alto Jequitinhonha. Algumas rupturas de declive, na bacia do Alto Jequitinhonha, encontram-se muito próximas uma das outras e não aparecem na figura 48 devido sua escala de apresentação.

O número de rupturas de declive, aqui mapeadas, não constitui o valor total para a área, haja vista as dificuldades de deslocamento e acesso às áreas inóspitas da SdEM. Mas acredita-se que a quantidade encontrada para as bacias analisadas seja proporcional às

condições reais. Nota-se que o adensamentos de pontos que representam as rupturas de declive coincidem com as zonas de maior valor do índice de Hack .

A análise comparativa do índice de Hack para as duas bacias evidencia que os valores elevados encontrados na bacia do rio Pardo relacionam-se mais com a diferença litológica marcante da bacia. É possível observar zonas de valor elevado do índice ao longo da escarpa oeste, onde ocorre discordância erosiva entre os litótipos quartzíticos do Supergrupo Espinhaço e os carbonáticos dos grupos Bambuí e Macaúbas.

Na bacia do Alto Jequitinhonha, mais homogênea litologicamente, nota-se valores elevados do índice de Hack basicamente em toda a bacia. Há fortes indícios de que a bacia em questão estaria sofrendo maior influência estrutural, haja vista não só a maior presença de lineamentos estruturais e morfológicos, bem como de lineamentos de maior comprimento.

Miller (1991) realizou estudos acerca do controle geológico no desenvolvimento de rupturas de declive, também chamadas de *knickpoints*, em leitos fluviais litologicamente homogêneos. O autor examinou vários *knickpoints* e concluiu que, as variações de espessuras dos estratos litológicos e a existência e a distribuição dessas rupturas estão fortemente relacionadas à frequência de fraturas que intersectam os canais e à altitude dos estratos em relação à direção de fluxo fluvial.

Os resultados da análise dos perfis longitudinais (anexos 1 e 2) são convergentes com aqueles obtidos pelo índice de Hack. Conforme as relações estabelecidas por Hack (1957, 1973), e considerando as premissas sistêmicas de análise da rede de drenagem, os cursos de água tendem a buscar o seu equilíbrio. Sendo assim, qualquer alteração no talvegue leva ao rearranjo da drenagem buscando um novo ponto de equilíbrio.

Os perfis longitudinais em escala semi-logarítmica da bacia do rio Pardo (anexo 1), estão refletindo a grande discrepância litológica que há entre quartzitos e rochas carbonáticas. Christofolletti (1980) ressalta que o perfil característico de um equilíbrio fluvial possui concavidade para o céu, com grandes declives em direção à nascente, e baixos declives em direção ao nível de base local. De um modo geral, tais características podem ser observadas nos perfis longitudinais em escala semi-logarítmica da bacia do rio Pardo. Neste caso, é possível perceber um padrão geral (cabeceira-foz) de concavidade com trechos convexos, o que evidencia anomalias locais no curso d'água, como ocorre em todos os rios da bacia do rio Pardo analisados em nos perfis.

Já os perfis longitudinais em escala semi-logarítmica dos rios na bacia do Alto Jequitinhonha não apresentam as mesmas características dos rios da bacia do rio Pardo. O

trecho correspondente ao Alto curso do rio Jequitinhonha, representando: o córrego das Pindaíbas, o rio Manso, o ribeirão Capivari, o ribeirão São Bartolomeu, os ribeirões da Areia e Pinheiro e das Lages, conta com um perfil de desequilíbrio, com significativas rupturas de declive. Estes apresentam um padrão geral (cabeceira-foz) de convexidade, mas com trechos alternando concavidade/convexidade.

Em ambas as bacias aqui comparadas, mesmo os rios que apresentam perfis longitudinais com características de estado de equilíbrio possuem rupturas de declive, evidenciando trechos com algum tipo de anomalia. Neste caso, reitera-se duas observações: de um modo geral a SdEM representa um área densamente falhada e fraturada, o que reflete no comportamento de sua rede de drenagem, e as distintas características litoestruturais das bacias em questão.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados pelo índice de Hack, juntamente com a análise dos perfis longitudinais, indicam que a rede de drenagem da bacia do alto Jequitinhonha possui maior vigor energético em relação à bacia do rio Pardo. Tal afirmação evidencia a presença de processos geomorfológicos mais intensos naquela bacia, ratificando as hipóteses aqui defendidas.

No presente trabalho foi realizada uma abordagem geomorfológica de cunho regional, através da qual, foi analisado o relevo em uma margem continental passiva. Neste caso, partiu-se do pressuposto que o desenvolvimento da paisagem, de longo prazo, devido à evolução tectônica das margens passivas é, diretamente, afetado pela geração de determinados padrões espaços-temporais de elevação e subsidência da superfície, e indiretamente através da influência da deformação da crosta sobre a evolução dos sistemas de drenagem (GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1994).

As análises de Componentes Principais indicaram três componentes que melhor explicam os parâmetros aqui aplicados. O parâmetro de orientação das vertentes, através da terceira componente principal, indicando a influência estrutural em escala de afloramento nas bacias de primeira ordem.

Os lineamentos mostraram-se mais frequentes e com maior comprimento na bacia do alto Jequitinhonha, evidenciando um regime compressivo com esforços E-W. Na bacia do rio Pardo os lineamentos revelam maior influência de um regime distensivo com intrusão de diques básicos, conforme já havia descrito Veneziani (1987).

Não foi empreendida pesquisa detalhadas de campo focando atividades tectônicas recentes, e tampouco analisada a carga sedimentar dos rios, ou mesmo sedimentos em terraços fluviais, como etapas avançadas de comprovação da hipótese de trabalho, tendo em vista que a proposta era a de se utilizar de meios do geoprocessamento.

Pode-se assumir que as técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG favoreceram a sistematização, agilidade no cálculo dos parâmetros morfométricos, bem como o ganho de informação ao otimizar o cotejamento de distintos parâmetros morfométricos. Os filtros direcionais aplicados na banda 5 do sensor TM/Landsat 5 realçaram lineamentos nas principais direções relacionadas aos ciclos de evolução da rede de drenagem propostos por Augustin (1995).

Sendo assim, as informações reunidas nesta dissertação, resultaram em produtos que podem auxiliar novas pesquisas na SdEM, orientar a gestão e ordenamento territorial, bem como subsidiar estudos ambientais no que diz respeito à utilização de recursos hídricos e minerais nas bacias hidrográficas analisadas.

Por fim, considerando os resultados alcançados, observam-se consideráveis evidências de que a hipótese norteadora desta pesquisa pode continuar sendo defendida.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A. A. de. **Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação – Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina.** (TESE). 325 p. USP. São Paulo.1982.

ALMEIDA ABREU,P.A.. **A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil** . Tese Dout., Univ. Freiburg, 1993. 150 pp.

ALMEIDA ABREU,P.A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais : o rifte, a bacia e o orógeno . **Geonomos**, 1995. 3(1) : 1-18

ALMEIDA ABREU,P.A. & PFLUG, R. . The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil . **Zbl.Geol. Paläont.**, Teil I, 1994 1/2: 21-44.

ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência das feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003.

AMARO, V.E. & STRIEDER, A.J. Análise de Fotolineamentos e Padrões Estruturais em Imagens de Satélite. In: **XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia**, Camburiú, Anais, pp.443-444, 1994.

ANDRADES FILHO, C.O.; FONSECA, L.M.G. Lineamentos Estruturais em imagem Landsat TM e dados SRTM, In **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, INPE, 2009. p. 3151-3158.

ANSELIN, L. Exploratory spatial data analysis and geographic information systems. In: PAINHO, M. (Ed.) **New tools for spatial analysis: proceedings of the workshop**. Luxemburgo: EuroStat, 1994. p.45-54

AUGUSTIN, C.H.R.R. & SAADI, A.. Avaliação preliminar, qualitativa, dos impactos antrópicos na bacia do córrego do Mergulhão, Pampulha, Belo Horizonte-MG. **Anais do simpósio “ Situação ambiental e qualidade de vida na RMBH “**, ABGE-MG/IGC-UFMG, Belo Horizonte-MG. 1985. pp.261-287.

AUGUSTIN, C.H.R. R; VALADÃO, R.C., SANCHES, H.M. 1994. Processos evolutivos da borda da Serra do Cabral (MG): evidências geomorfológicas e pedológicas. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriu-SC, 1994. **Anais...**, SBG, 1994. (3):202-204

AUGUSTIN, C.H.R.R. **Geoökologische Studien im Südlichen Espinhaço Gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien Unter Besonderer Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995. Tese de Doutorado: 147 p. Universidade de Frankfurt, Frankfurt, Alemanha.

AUGUSTIN, C.H.R.R, ARANHA, P.R.A. (2006). A Ocorrência de Voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. – **Geonomos**. 2006 14 1(1, 2):75-86.

BAND, L. E. Extraction of channel networks and topographic parameters from digital elevation data. In: BEVEN, K. and KIRKBY, M. J. **Channel network hydrology**. England: Jhon Wiley & Sons Ltd, 1993. 447 p.

BERTALANFFY, L.V. **Teoria geral dos sistemas**. 2 ed. Rio de Janeiro: Ed. Vozes Ltda. 1975. 378 p.

BERTRAND, G. Paysage Et Géographie Physique Globale: Esquisse Méthodologique. In **Rev. Géogr. De Pyrenées Et Du Sud-Ouest**, Vol. 39, N° 3 pp. 249/272. Toulouse, 1968.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global, esboço metodológico. trad. O. Cruz. São Paulo. **Caderno de ciências da terra**. ed. Universidade de São Paulo. 1971. p. 27.

CÂMARA, G.S., CARVALHO, E.J. **Análise de dados espaciais**. Brasília: Embrapa, 2001. 255 p.

CÂMARA, G. Representação computacional de dados geográficos. In: CASANOVA, Marco Antônio; CÂMARA, Gilberto; DAVIS JR., Clodoveu; VINHAS, Lúbia; QUEIROZ, G. Ribeiro (Orgs). **Banco de Dados Geográficos**, Curitiba, 2005: Ed; MundoGeo, 506 pp. 11 – 52.

CAPRA. F. **A Teia da Vida**. São Paulo: Cutrix. 1996, 256p.

CASSETI, Valter. **Elementos de Geomorfologia**. São Paulo, Contexto, 2001.

CENTENO, J. A. S. **Sensoriamento remoto e processamento de imagens digitais**. Curitiba: Departamento de Geomática. Universidade Federal do Paraná, 2003. 210 p.

CHEREM, L. F. **Análise morfométrica da bacia do Alto Rio das Velhas - MG**. 2008. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Modelagem de Sistemas Ambientais. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais - IGC/UFMG, 111 p. Belo Horizonte, 2008.

CHORLEY, R. J. *Geomorphology and general systems theory*. USGS, **Professional paper 500 B**, 1962. (tradução em **Notícia Geomorfológica**, v. 22, n. 23, 1971. p. 3-22)

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography: a systems approach**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1971.

CHORLEY, R.J. The nodal position and anomalous character of slope studies in geomorphological research. *Geography Journal*, n. 130 - 70-73, 1964. *in*: SCHUMM, S.A. & MOSLEY, M.P. (ed.) **Slope Morphology**. Colorado: Benchmark Papers in Geology: Dowden Hutchinson & Ross, Inc., 1973. 273 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas**. 1970. 215p. Tese (Livre Docência). Faculdade de Filosofia, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 1970

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999, 186p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia - Introdução**. São Paulo: Ed. Hucitec, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980, 186p.

CHUVIECO, E. **Fundamentos de teledetección espacial**. Madrid: Rialp, 1990. 451 p

COFFMAN, D. M.; KELLEER, E. A.; MELHORN, W. N. **New topologic relationship as an indicator of drainage network evolution**. Vol. 8. n. 6. New York: Water Resources Research, 1972.

COMIG. Projeto Espinhaço. Belo Horizonte, Cia. Mineradora de Minas Gerais. (inclui 23 mapas geológicos na escala de 1:100.000), 1996.

COTTON, C.A. Tectonic landscapes. In: Fairbridge (Coord.): **Encyclopedia of geomorphology**, New York, 1968, pp. 1109-1116.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. In **Geographical Journal of The Royal Geographical Society**, 14 (1899), pp.481/504.

DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. Second Edition. John Wiley & Sons, 1986. 646 p.

DIETRICH, W. E., DUNNE T. The channel head. in K. Beven and M. J. Kirkby (Eds.), **Channel Network Hydrology**, J. Wiley and Sons, 1993.

DIETRICH, W. E., RENEAU, S.L., WILSON, C.J. Overview: "zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. *in: Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. Proceedings of the Corvallis Symposium, IAHS Publ . n. 165.* 1987.

DINIZ, A.D.; OLIVEIRA. C.V.; AUGUSTIN. C.H.R.R. Relações Solos - Superfícies Geomórficas na porção norte da bacia do ribeirão Chiqueiro. Gouveia, MG. **Geonomos**, 2005. 13(1,2) : 19-27.

DOORNKAMP, J.C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal Geol. S. London**, 1986. 143, 335-342.

DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. **Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. Geonomos.** 1995. 3(1): 19-26.

ERHART H. A teoria bio-resistática e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Not. Geomorfológica**, Ano VI, n. 11, 1966 p. 51-58.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista UNESP – Geociências**, v.25, n. 3, p.271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas, **Revista do Instituto de Geociências da USP - Série Científica**, v.4, n.2, p. 43-56, 2004.

EVANS. I. S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. 18-90, 1972. *in: CHORLEY, R.J. Spatial Analysis in Geomorphology.* London, British Geomorphological Research Group, 1972. 391 p.

FELGUEIRAS, C.A.; CÂMARA, G. Modelagem Numérica de Terreno, In **Introdução à ciência da Geoinformação** (ed) INPE, 2001. São José dos Campos – SP. pp. 07-36.

FONSECA, B.M.; MOURA, A.C.M.; CARVALHO, G.A.; DINIZ, V. A difusão de novas tecnologias de mensuração e dados do relevo como apoio ao ensino da representação topográfica, In **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis, Brasil, INPE, 2007 p. 1473-1479.

FLORENZANO, T. G. Geotecnologias na Geografia Física Aplicada: difusão e acesso. **Revista do Departamento de Geografia.** n. 17. São Paulo:USP, 2005 p. 24-29.

FREEMAN, EDWARD R. (1984) *Strategic management: a stakeholder approach.* Boston: Pitman.

GARBRECHT, J.; MARTZ, L. W. Digital Elevation Model Issues in Water Resources Modeling in: **Hydrologic and Hydraulic – Modeling Support**. Edited by David Maidment and Dean Djokic, ESRI Press, 2000. p.1-27.

GILCHRIST A. R. AND SUMMERFIELD M. A.. Tectonic models of passive margins evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby M. J. (ed.). **Processes models and theoretical geomorphology**. Chichester, Wiley, 55-84, 1994

GEORGE F. H. O uso de modelos na ciência. *in:* Chorley, R.J. & HAGGETT, P. (org.) **Modelos físicos e de informação em Geografia**. São Paulo: Ed. Universidade de São Paulo, 1975.

GOUDIE, A. **The human impact on the natural environment**. 4. ed., Cambridge (Massachusetts). The MIT Press, 1994.

GUIMARÃES, R. M. **Seleção de geoindicadores para a determinação de áreas de fragilidade face às pressões antrópicas: contribuição da análise geossistêmica e da ecologia da paisagem no espinhaço meridional**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Geografia. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais - IGC/ UFMG, 188 p. Belo Horizonte, 2004.

GUERRA, A. T & GUERRA A. J. T. **Novo dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro. Ed. Bertrand Brasil, 1997 – 652 p.

HACK, J. T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 294-B, p. 45-97 [1958].

HACK, J. T. and Young, R. S., 1959, Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River, Virginia: **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 354-A, 10 p.

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

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America Bull.** n.56. 1945.

HOWARD, A.D. Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. American Journal of Science 263, 305-307, 310-312, 1965. *in:* **Landforms and geomorphology – concepts and history**. Colorado: Benchmark Papers in Geology. V.28. Dowden Hutchinson & Ross, Inc., 1976.

HUGGETT, R. **Systems analysis in Geography**. New York: Oxford University, 1980.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE – Diamantina - 1:100.000**. Rio de Janeiro, IBGE, 1978.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE – Corinto - 1:100.000**. Rio de Janeiro, IBGE 1978.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE** – Rio Vermelho - 1:100.000. Rio de Janeiro, IBGE 1978.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE** – Carbonita - 1:100.000. Rio de Janeiro, IBGE 1978.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE** – Curvelo - 1:100.000. Rio de Janeiro, IBGE 1978.

IBGE. **Cartas do Brasil do IBGE** – Presidente Kubitch - 1:100.000. Rio de Janeiro, IBGE 1978.

IBGE. **Mapa de Climas do Brasil**. Rio de Janeiro, 1978, Escala 1:5.000.000.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE : <http://www.inpe.br>

JENSON S. K.; J. O. DOMINGUE. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis, **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. Vol. 54, No. 11, November 1988, pp. 1593-1600.

KELLER, E.A. Adjustment of drainage to bedrock in regions of contrasting tectonic framework [abs.]: **Geological Society of America Abstracts with Programs**, v. 9, no. 7, 1977. p. 1046.

KELLER, E.A., and Rockwell, T.K. Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity, in COSTA, J.E., AND FLEISHER, P.I, eds., **Developments and applications of geomorphology**: New York, 1984. Springer-Verlag, p. 203-239.

KING, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev. Bras.Geog.**, **18**(2):1-147.

KING, Lester C. **The morphology of the earth: a study and synthesis of world scenery**. Edinburgh: 1962.

KING, C.A.M. (edit.) **Landforms and geomorphology** – concepts and history. Benchmark papers in geology. n.28. Pennsylvania: Dowden, Hutchinson & Ross, Inc, 1976.

KNAUER, L.G. **Evolução geológica do Precambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada**. 1990. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 298p. Campinas.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**. 2007. 15(1) : 81-90

KUX, H.; BANON, G. J. F. ; DUTRA, L. V. ; CHIANG, L. C. . Geological and geomorphological studies in the Roraima state (Brazil) by SIR-B (Shuttle Imaging Radar) data: preliminary results using filtering techniques. In: **LATIM AMERICAN SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING**, 1989, San Carlos de Bariloche. Proceedings, 1989. v. II. p. 553-558.

LANDIM, P.M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. 1997. Editora UNESP 226 p.

LANE, Stuart N; RICHARDS, K. S; CHANDLER, Jim H. **Landform monitoring, modelling, and analysis**. Chichester; New York: J. Wiley & Sons, 1998. 454 p. (British Geomorphological Research Group symposia series) ISBN 047196977X .

LEE, I.; GAHEGAN, M. Iterative analysis using Voronoi diagrams: algorithms to support dynamic update from a generic triangle-based data structure. **Scientific Literature Digital Library**, 2000.

LEOPOLD, L. B., Wolman, M.G., and Miller, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**: San Francisco, 1964. W.H Freeman and Co., 522 p.

MATHER, P.M. **Computer processing of remotely sensed images**.1999. New York: John Wiley & Sons,Inc., 292 p.

MAIDMENT, D. R. GIS and Hydrologic Modeling. **First International Symposium/ Workshop on GIS and Environmental Modeling, Boulder, Colorado, USA, 1992a**.

MAIDMENT, D. R. The definition of a Watershed Data Structure. GIS in **Hydraulics, Hydrology and Water Resources**, course presented at CEHPAR Federal University of Parana, Curitiba, Brazil, 1992 b.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of Hydrology**. McGraw-Hill, INC, 1993.

MARCELLINI, S. S. **Diretrizes para utilização de tecnologia de Sistemas de informação Geográfica (SIG) na exploração de informações hidrológicas – exemplos de aplicação**. Tese (doutorado) – EP/USP. São Paulo, 2002. Brasil , 228 páginas.

MARK, D. M. ‘Network Models in Geomorphology’ Modelling in **Geomorphological Systems**. 1988, John Wiley.

MARQUES, J. S. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

MAYER, L., WENTWORTH, C.M. Geomorphic differences east and west of the Stafford fault system, northeastern Virginia [abs.]: Southeastern Section, **Geological Society of America**, 1983. v. 15, no. 2, p. 56.

MELTON, M.A. A Derivation of Strahler’s Channel-Ordering-System. **Journal of Geology**, New York, 1959.

MILLER V.C. **A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area**. Virginia and Tennessee. *Dept. of Geology*. 1953. (3):30.

MILLER, C.L.; LAFLAMME, R.A. "The digital terrain model theory and application". **Photogrammetric Engineering**, 1958. 24(3): 433-442.

MINGOTE, S. A.. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada**. Belo Horizonte: Editora da UFMG; 2005.

MONTGOMERY, D.R, DIETRICH, W.E. 1989. Source areas, drainage density, and channel initiation. **Journal of the American Water Resources Association**. 25. New York, 1989

OLLIER, C. **Weathering**. NY, 1975. Longmann. 304p.

OLLIER, C. Morphotectonics of passive continental margins: introduction. **Zeits. Geomorph.**,(sup), 1985. 54. p.1-9.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A . Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

PELOGGIA, A. O Tecnógeno existe? In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 9, São Pedro (SP), **Anais**. ABGE (CD-ROM). 1999, 13p.

PELOGGIA, A. O problema estratigráfico dos depósitos tecnogênicos. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 9, Recife, 2003. **Anais**. ABEQUA (CD-ROM). 5p.

PELOGGIA, A. e OLIVEIRA, A.M.S. Tecnógeno: um novo campo de estudos das Geociências. In: *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 10, Guarapari (ES), **Anais**. ABEQUA, 2005. 4p.

PFLUG, R.. Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço- Kordilliere, Minas Gerais, Brasilien. - **Geol. Rundschau**, Bd. 56, 1965 p. 825 – 844.

RENGER, F. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. **Anais...** Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 1, p. 9-28.

RENGER, F.E. & KNAUER, L.G.. Espinhaço: Quo vadis? onde está? Aonde vai? A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. **Geonomos**, 1995. 3(1). 31-39.

RICHARDS, J.A. **Remote Sensing Digital Image Analysis** , Second Edition, New York: Wiley, 1993

RHOADS, B. L. THORN, C. E. (Ed.) **The scientific nature of geomorphology**. New York: John Wiley & Sons Ltd. 1996.

RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. Fisionomia do Bioma do Cerrado. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. (ed.). **Cerrado : ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA/CPAC. P. 89-166, 1998.

ROSIM, S. **Definição de Redes de Drenagem utilizando Modelagem Numérica de Terrenos**. Dissertação de Mestrado do Curso de Engenharia Eletrônica e Computação. Instituto Tecnológico de Aeronáutica-ITA. São Paulo, 1999.

ROSIM, S.; PELLEGRINO, S.R.M. O SPRING e a Hidrologia: Início de uma Caminhada, **GeoInfo**, 2001, Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro.

ROSS, J.L.S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 2.ed. São Paulo, 1991. Contexto. 85p.

ROSS J.L.S. Relevo Brasileiro: Planaltos, Planícies e Depressões. In: Ana Fani A. Carlos. org. **Novos Caminhos da Geografia**. São Paulo, 1999. Ed.Contexto. p. 41-63.

SAADI, A., VALADÃO, R.C. O cenozóico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional, primeira síntese. In: CONG. DA ABEQUA, 1, Porto Alegre-RS, 1987. **Anais...**, ABEQUA/UFRGS, 1987a. p. 393-407.

SAADI,A.,VALADÃO, R.C. Evolução geomorfológica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. MG, 4, Belo Horizonte-MG, 1987. **Anais...**, SBG/MG,1987. Bol. SBG-MG, 1987b. (7):434-448.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e suas margens. **Geonomos, Revista de Geociências**, 1995. 3(1):41-63.

SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. **Geonomos, Revista de Geociências**, 1998. 6(1):55-63

SAADI, A. A Geomorfologia como Ciência de Apoio ao Planejamento Urbano em Minas Gerais. **Geonômos, Revista de Geociências**, 1998. 6(1): 55-63

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura. **Zoneamento da disponibilidade e da qualidade hídrica. Plano de gestão e gerenciamento da bacia do rio Araranguá**. Florianópolis : SDM – Instituto Cepa, v. 3, 62p, 1997.

SARTORATO, G.B. **Análise estatística de lineamento extraídos de imagem Landsat-Tm da porção norte do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**.1998. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Estadual de Campinas.

SCOLFORO, J. R. S.; CARVALHO, L. M. T. **Mapeamento e inventário da flora nativa e dos Reflorestamentos de Minas Gerais**. Lavras: IEF/UFLA, 2006. 288p.

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

SENRA, João B. Água, o desafio do terceiro milênio. In: VIANA, Gilney; SILVA, Marina; DINIZ, Nilo (Orgs). **O desafio da sustentabilidade: um debate socioambiental no Brasil**, São Paulo: Ed; Fundação Perseu Abramo, 2001 pp. 1133 – 155.

SCHOWENGERDT, R.A. **Remote Sensing: Models and Methos for Image Processing**.1997. 3. ed. London: Academic Press. 560 p.

SHREVE, R. L. Statistical Law of Stream Number, **Journal of Geology**. 1966. Vol. 74, pp. 17-37.

SOTCHAVA, V. B. O estudo de geossistemas. **Métodos em Questão**, São Paulo, n. 16, 1977, 51p.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Bull. Geol. Soc. Am.**, v.63. New York, 1952. 188 p.

STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**. Vol. 8, Number 6, 1957. pp. 913-920.

STRAHLER, A. N. Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms. **Geological Society of America Bulletin**, v.69, p.279-300, 1958.

STRAHLER, A.N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. Section 4-2. In: Vente Chow (ed.). **Handbook of applied hydrology**. New York, 1964. McGraw-Hill. p. 4-55

SUERTEGARAY D.M.A. O que ensinar em geografia (física)? In: Nelson Rego, Dirce Suertegaray, Álvaro Heidrich. orgs. **Geografia e Educação Geração de Ambiências**. Porto Alegre, 2000. Ed. UFRGS. p.97- 106.

SUMMERFIELD M.A. Tectonics geomorphology. Progress in **Physical Geography**. London, 1991. **15**(2):193-205

TARBOTON, D. G., R. L. Bras, I. Rodriguez-Iturbe. On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data, **Hydrological Processes**. 1991. Vol. 5, pp. 81-100.

THOMAS, M. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeits. Geomorph.**,jun, 1989. 33(2). p. 129-142

THOMAS, M.F. Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria. **Trans.-Inst. Br. Geogr.** 1966. 40, 173– 193.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. IBGE, Rio de Janeiro, 1977, 204p.

TSUKAMOTO, Y., MINEMATSU, H. Hydrogeomorphological characteristics of a zero-order basin. Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. Proceedings os the Corvallius Symposium. **IAHS Publ.** n.165. 1987.

TUCKER, C. J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. **Remote Sensing of Environments**. 1979. 8:127-150.

UHLEIN, A. **Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuai (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais**, 1991. Tese de Doutorado. USP, 295 pg.

UHLEIN, A.; TROMPETTE. R.; EGYDIO-SILVA, M. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). **Rev. Bras. .Geoc.** 1986. 16(2): 212-216.

VALADÃO, Roberto Célio; DOMINGUEZ, Jose Maria Landim; UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais.** 1998 243 f. Tese (doutorado) - Universidade Federal da Bahia.

VELOSO, H.P. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira.** Serie Manuais Técnicos em Geociências, n.1. IBGE. 92 p., 1992.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos.** Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987. Tese de Doutorado, 186 p.

VOGT, J.V; COLOMBO, R.; BERTOLO, F. D. **Eriving. Networks and carchment boundaries: a new methodology combinig digital elevation data and environmental characteristics.** **Geomorphology.** v. 53, 2003. p. 281-298.

YAMAMOTO, J. K. A Review of numerical methods for the interpolation of geological data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** v. 70, n. 1, p. 91-116, 1998.

YOELI, P. Analytical hill shading (A cartographic experiment). **Surveying and Mapping,** vol.25. n° 4, 1965. pp. 573-579.

WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional plataforms. Ann. Rept. Bull. Protectorate of Uganda **Geol Surv.,** 1933. note 1. p. 77-79.

WARNTZ, W. Stream ordering and contour mapping. Journal Hydrology, 1975. 25: 209-227. in: JARVIS, R.S. & WOLDENBERG, M.J. **River Networks.** Colorado: Benchmark Papers in Geology. V.80. Dowden Hutchinson & Ross, Inc., 1984. 566 p

WOLDENBERG, M. J. **Models in Geomorphology.** Londres: George Allen EUnwin, 1985.

9 – ANEXOS

