

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Mateus Afonso Ramos

**A INFLUÊNCIA LITOESTRUTURAL NO SURGIMENTO E ESTRUTURAÇÃO DA
REDE DE DRENAGEM EM ROCHAS QUARTZÍTICAS NO ESPINHAÇO
MERIDIONAL/MG**

Belo Horizonte

2016

Mateus Afonso Ramos

**A INFLUÊNCIA LITOESTRUTURAL NO SURGIMENTO E ESTRUTURAÇÃO DA
REDE DE DRENAGEM EM ROCHAS QUARTZÍTICAS NO ESPINHAÇO
MERIDIONAL/MG**

Versão final

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Orientadora: Profa. Dra. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin.

Belo Horizonte

2016

R175i
2016 Ramos, Mateus Afonso.
A influência litoestrutural no surgimento e estruturação da rede de drenagem em rochas quartzíticas no Espinhaço Meridional/MG [manuscrito] / Mateus Afonso Ramos. – 2016.
137 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientadora: Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2016.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Bibliografia: f. 122-135.
Inclui apêndices.

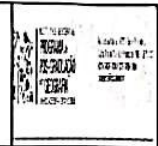
1. Geomorfologia – Minas Gerais – Teses. 2. Bacias hidrográficas – Minas Gerais – Teses. 3. Relevo – Teses. 4. Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. I. Augustin, Cristina Helena Ribeiro Rocha. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO


A Influência Litoestrutural no surgimento e estruturação da rede de drenagem em rochas quartzíticas no Espinhaço MeridionalMG

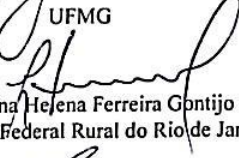
MATEUS AFONSO RAMOS

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 19 de agosto de 2016, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Cristina Helena R Rocha Augustin - Orientador
Universidade Federal de Minas Gerais


Prof(a). Luiz Guilherme Knauer
UFMG


Prof(a). Ambrosina Helena Ferreira Gontijo Pascutti
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro


Prof(a). Philippe Maillard
Universidade Federal de Minas Gerais

Belo Horizonte, 19 de agosto de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha orientadora, professora Cristina Augustin. Primeiramente, por ter se aventurado e me aceitado de pronto como orientando, mesmo não nos conhecendo. Em segundo lugar, pelos imensuráveis aprendizados dentro e fora da academia, aos quais serei eternamente grato.

Aos meus pais, Aguinaldo e Eni, por terem sido os primeiros a acreditar nesta empreitada e não terem medido esforços para que tudo isso fosse possível. Vocês serão sempre as minhas fonte de inspiração.

Ao professor Bráulio Fonseca pelas valiosas dicas de geoprocessamento, pelos campos que ficarão sempre na memória, por estar sempre pronto a ajudar no que for possível e pela grande amizade construída nestes dois anos e meio de convívio.

Ao professor Ricardo Diniz (Bidú) por ter me instruído nos aspectos estruturais dos afloramentos e manuseio da bússola Bruton.

Ao professor Matthias Leopold da University of Western Australia por ter realizado perfis de eletroresistividade na área de pesquisa da dissertação.

Ao professor Paulo Aranha e suas orientandas, Rhaiana e Jéssica, pelo auxílio em um dos campos desta dissertação.

Ao Fernando César, técnico do laboratório de Geomorfologia, pela paciência e valorosas instruções técnicas e discussões químicas, além da amizade e por manter o clima sempre agradável dentro do laboratório.

Às companheiras de campo Jéssica e Bia que se dispuseram passar uma laboriosa semana no meio do mato procurando os pontos de exfiltração e abrindo perfis. Meus sinceros agradecimentos.

Aos amigos Alcione e Henrique, que não só me ajudaram em campo, no laboratório e no escritório, mas, sobretudo, me ajudaram a evoluir espiritualmente, me dando suporte nos mais variados campos da vida. Obrigado!

Por fim, quero agradecer àqueles que contribuíram de forma indireta para que este trabalho fosse concluído, mesmo que não citados nominalmente aqui.

A todos... Muito Obrigado!!!

Resumo

O rio é um importante agente modelador do relevo. Compreender a sua gênese e estruturação ao longo do tempo tornou-se ponto chave em vários trabalhos geomorfológicos. Contudo, sua relação com a litoestrutura nem sempre é clara, fazendo com que seja pouco abordada nos estudos do relevo. Os sistemas de drenagem, por se constituírem elementos relevantes na elaboração do relevo e na produção de sedimentos, em especial em regiões marcadas por históricos tectônicos que afetam a evolução regional da paisagem física, são de primordial importância para a compreensão dos padrões das formas de relevo e dos seus impactos nos ambientes destes domínios geomorfológicos. Esse é o caso do Espinhaço Meridional (SdEM), grande divisor hidrográfico de três das principais bacias de Minas Gerais: São Francisco; Jequitinhonha e Doce; que conta com paisagem dominada por feições herdadas dos eventos tectônicos aos quais foi submetida no passado geológico. O objetivo principal deste trabalho é o de compreender melhor a relação entre o desenvolvimento e a estruturação da rede de drenagem desse maciço e as características litoestruturais do seu substrato rochoso, no qual predomina rochas siliciclásticas. Especial ênfase é dada ao estudo de cabeceiras com drenagem difusa da região, ou seja, àquelas que não apresentam estruturação clara dos seus canais. Foram, inicialmente, medidas as direções dos principais lineamentos estruturais e dos eixos de evolução das cabeceiras, tendo como base as bacias do Pardo e Jequitinhonha e as diversas Formações geológicas do Supergrupo Espinhaço. Foram mapeadas cabeceiras de drenagem difusa, buscando identificar padrões litoestruturais para seu surgimento. Tendo como base as características acima mencionadas e a sua representatividade regional, identificadas através de análise de foto-aéreas (1:25.000), foram escolhidas duas cabeceiras de dois sistemas de drenagem – a do córrego Pé de Moleque, localizada na bacia do rio Pardo, e a do ribeirão das Pedras, no Alto Jequitinhonha – de maneira a identificar relações entre as coberturas superficiais e comportamento hidrológico. Foram encontrados os pontos de exfiltração nas duas áreas amostrais, os quais foram caracterizados de acordo com sua morfologia e tipo de exfiltração, tendo sido possível, ainda no campo, estabelecer a relação entre as características estruturais das rochas e as de direção desses fluxos. A morfologia das áreas de cabeceiras foi medida através de perfis topográficos realizados da parte mais elevada, no contato com afloramentos rochosos de quartzito, para as porções mais baixas da depressão, onde a água de precipitação e a do freático se acumula. Ainda foram realizados perfis transversais de eletroresistividade para compreender a dinâmica subsuperficial da água na área da depressão. Os resultados demonstram que os eixos de evolução das cabeceiras de drenagem apresentam correlações com a direção dos lineamentos principais da área de estudo, mais destacado na bacia do rio Pardo. As maiores correlações foram encontradas nas drenagens das Formações Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho e Córrego do Pereira. A maioria das cabeceiras do tipo difuso está localizada na bacia do rio Pardo, situadas em cotas altimétricas entre 1.100 e 1.400 m e associadas à sequências de sinclinais-anticlinais e falhas normais. Nas áreas amostrais, as coberturas superficiais demonstraram estreita relação com o material de origem e os pontos de exfiltração apresentam influência litológica no seu surgimento. Foram observadas diferenças na dinâmica hídrica das duas áreas, uma vez que, enquanto no córrego Pé de Moleque o escoamento superficial é controlado pelo processo de escoamento por saturação e pelo modelo hortoniano, no ribeirão das Pedras, o fluxo de água é mais controlado pelos processos de *throughflow* e de *baseflow*.

Palavras-chave: Cabeceiras de Drenagem. Influência Litoestrutural. Rochas siliciclásticas. Espinhaço Meridional.

Abstract

A river channel is an important relief shaping agent. Thus, understanding its genesis and structuring over time has become a key point in several geomorphological research. However, its relationship with the lithostructure is often unclear and little addressed in relief investigations. The drainage system are an extremely relevant factor on shaping the relief and, also generating sediments, especially in regions marked by tectonic histories that affect all regional landscape evolution. Therefore, they are vital importance to understand the patterns of shapes and the impact on the setting of these geomorphological domains. This is the case for Espinhaço Meridional (SdEM), the great watershed of three of the main basins of Minas Gerais: São Francisco; Jequitinhonha and Doce – they provide a landscape overtaken by features inherited from tectonic events, in an early geological stage. The main purpose of this paper is to better understand the relationship between the development and structuring of the drainage network and the lithostructural characteristics of part of this massif, predominantly formed by siliciclastic rocks. It was given special emphasis on the study of headwaters with scattered drainage, which does not show clear structure of their waterways. Initially, the directions of the main structural lineaments and headwaters evolution axes were measured, based on the Pardo and Jequitinhonha basins and the various geological formations of the Espinhaço Supergroup. Diffuse drainage headwaters were mapped, seeking to identify lithostructural patterns for their emergence. Based on the aforementioned characteristics and their regional representativeness, identified by photo-aerial analysis (1:25.000), two headwaters of two drainage systems were chosen - the Pé de Moleque stream, located in the Pardo river basin, and the Ribeirão das Pedras, in Alto Jequitinhonha - in order to identify relationships between surface coverage and hydrological behavior. The exfiltration points were found in the two sample areas, which were characterized according to their morphology and type of exfiltration. It was possible, even in the field, to establish the relationship between the structural characteristics of the rocks and the flow direction formed at from the exfiltration points. The morphology of the headland areas was measured by topographic profiles made from the highest part, in contact with quartzite rocky outcrops, to the bottom of the depression, where precipitation water and the water table accumulate. Electroresistivity cross-sections were also performed to understand the subsurface dynamics of water in depression. The results showed that the evolution axis of the drainage headlands correlated with the direction of the main lineaments of the studied area, more prominent in the Pardo's basin. The highest correlations were found in the drainages of the Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho and Córrego do Pereira Formations. Most of the scattered headwaters are in the Pardo River basin, situated at elevations between 1,100 and 1,400 m and associated with syncline-anticline sequences and normal faults. In the sample areas, the surface coverings showed a close relationship with the source material and the exfiltration points have lithological influence on their appearance. Differences in the water dynamics of the two areas are noted since then. And while in the Pé de Moleque stream the runoff is controlled by the saturation runoff process and by the hortonian model, in the Pedras stream, the water flow is more controlled by the throughflow and baseflow process.

Key-words: Drainage headboards. Lithostructural influence. Siliciclastic Rocks. Southern Espinhaço.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: POSSÍVEIS ROTAS E MOVIMENTOS DA ÁGUA APÓS A PRECIPITAÇÃO. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DOS FLUXOS SUBTERRÂNEOS E A FORMAÇÃO DE SATURAÇÃO EM DUAS CAMADAS NO REGOLITO DE CARACTERÍSTICAS DIFERENTES.	26
FIGURA 2: VERTENTE HIPOTÉTICA APRESENTANDO A INTENSIDADE DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL SEGUNDO HORTON (1945).....	28
FIGURA 3: ESTUDO EXPERIMENTAL DA EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM DE PARKER (1977)	32
FIGURA 4: MODELO TEÓRICO DO DESENVOLVIMENTO DO SISTEMA DE DRENAGEM.....	33
FIGURA 5: MODELO DE EVOLUÇÃO DA DRENAGEM PROPOSTO POR HORTON (1945)	35
FIGURA 6: REDE DE FLUXO SUBSUPERFICIAL E RETRAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM.	36
FIGURA 7: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG.....	38
FIGURA 8: MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DESTACANDO A TOTALIDADE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	40
FIGURA 9: COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL. MODIFICADO DE ALKIM (2012) E ALMEIDA ABREU E RINGER (2002).....	42
FIGURA 10: MAPA LITOESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO. ADAPTAÇÃO DAS FOLHAS DIAMANTINA (SE-23-Z-A-III), RIO VERMELHO (SE-23-Z-B-I), CURIMATAÍ (SE-23-X-C-VI), PRESIDENTE KUBITSCHKE (SE-23-Z-A-VI) E SERRO (SE-23-Z-B-IV)	46
FIGURA 11: BACIAS DO RIO PARDO E JEQUITINHONHA NO ESPINHAÇO MERIDIONAL:.....	50
FIGURA 12: MAPA CLINOGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO:	51
FIGURA 13: GRÁFICO COM LINHA DE TENDÊNCIA DAS PRECIPITAÇÕES MENSIS NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, NO PERÍODO DE 2005 A 2015.....	53
FIGURA 14: GRÁFICO DAS TEMPERATURAS MÍNIMAS E MÁXIMAS PARA O MUNICÍPIO DE DIAMANTINA ENTRE O PERÍODO DE 2005 A 2015	54

FIGURA 15: GRÁFICO DA TEMPERATURA MÉDIA ANUAL COM LINHA DE TENDÊNCIA. MUNICÍPIO DE DIAMANTINA/MG, NO PERÍODO DE 2005 A 2015	55
FIGURA 16: GRÁFICO COM DADOS DE PRECIPITAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO PARA OS ANOS DE 2005 A 2015, NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA/MG	55
FIGURA 17: CARTAS TOPOGRÁFICAS UTILIZADAS NESTE TRABALHO COM ÍNDICE DO MAPEAMENTO SISTEMÁTICO BRASILEIRO	59
FIGURA 18: CABECEIRA DE DRENAGEM COM LINEAMENTO REPRESENTATIVO DO EIXO DE EVOLUÇÃO DA DRENAGEM (LINHA AMARELA)	60
FIGURA 19: IMAGENS QUE ILUSTRAM AS CARACTERÍSTICAS DE DRENAGEM DAS ÁREAS DESTA ESTUDO	61
FIGURA 20: SEQUÊNCIA SISTEMÁTICA PARA A ESCOLHA DA ÁREA DE ESTUDO.....	62
FIGURA 21: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA TOPOGRAFIA POR ANGULAÇÃO ENTRE BALIZAS, CONFORME METODOLOGIA DE WRIGHT (1973) E AUGUSTIN (1979):	64
FIGURA 22: LINEAMENTOS ESTRUTURAIS DA ÁREA DE ESTUDO:.....	71
FIGURA 23: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM QUE OCORREM NA ÁREA DE SUBSTRATO DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO, PERTENCENTE AO GRUPO GUINDA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	73
FIGURA 24: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL, PERTENCENTE AO GRUPO GUINDA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	74
FIGURA 25: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO CÓRREGO DOS BORGES, PERTENCENTE AO GRUPO CONSELHEIRO MATA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	75
FIGURA 26: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE	

DRENAGEM DA FORMAÇÃO CÓRREGO DA BANDEIRA, PERTENCENTE AO GRUPO CONSELHEIRO MATA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:.....	75
FIGURA 27: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO SÃO JOÃO DA CHAPADA, PERTENCENTE AO GRUPO GUINDA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	77
FIGURA 28: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO SANTA RITA, PERTENCENTE AO GRUPO CONSELHEIRO MATA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	78
FIGURA 29: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO CÓRREGO PEREIRA, PERTENCENTE AO GRUPO CONSELHEIRO MATA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	78
FIGURA 30: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E EIXO DE DESENVOLVIMENTO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM DA FORMAÇÃO RIO PARDO GRANDE, PERTENCENTE AO GRUPO CONSELHEIRO MATA – SUPERGRUPO ESPINHAÇO:	79
FIGURA 31: HISTOGRAMA RELATIVO AO COMPRIMENTO DA DRENAGEM E DIREÇÃO DO EIXO DE EVOLUÇÃO DAS CABECEIRAS DAS BACIAS DO ALTO JEQUITINHONHA E PARDO:	80
FIGURA 32: MAPA HIPSOMÉTRICO DAS BACIAS ESTUDADAS COM AS CABECEIRAS DE ESTUDO PLOTADAS:.....	82
FIGURA 33: DECLIVIDADES DAS BACIAS COM PLOTAGEM DAS CABECEIRAS DE ESTUDO:.....	83
FIGURA 34: LITOESTRUTURA E CABECEIRAS DE ESTUDOS PLOTADAS NA ÁREA DE ESTUDADA:	84
FIGURA 35: TRANSECTO ENTRE O PLATÔ DO EXTREMO LESTE DA BACIA DO JEQUITINHONHA E O FUNDO DE VALE DO RIO JEQUITINHONHA. DI: SUPERFÍCIES SEPARADAS POR DEGRAUS; A: SÃO CRUZ DO GAVIÃO; B: CALHA DO JEQUITINHONHA:.....	85
FIGURA 36: LOCALIZAÇÃO DA CABECEIRA DO RIBEIRÃO PÉ DE MOLEQUE. T1: TRANSECTO 1 FIGURA 32; T2: TRANSECTO 2 DA FIGURA 32; T3: TRANSECTO 3 DA FIGURA 33; T5: TRANSECTO 5 DA FIGURA 33; T6: TRANSECTO 6:	88

FIGURA 37: MAPA LITOESTRUTURAL DA CABECEIRA DO RIBEIRÃO PÉ DE MOLEQUE:.....	89
FIGURA 38: REPRESENTAÇÕES GRÁFICAS DOS TRANSECTOS T1 E T2 DA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, MEDIDOS DE ALTA PARA BAIXA VERTENTE ATÉ O CANAL FLUVIAL:	90
FIGURA 39: REPRESENTAÇÕES GRÁFICAS DOS TRANSECTOS T3 E T5 DA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, MEDIDOS DE ALTA PARA BAIXA VERTENTE ATÉ O CANAL FLUVIAL:	91
FIGURA 40: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DO TRANSECTO T6 DA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, MEDIDOS DE ALTA PARA BAIXA VERTENTE ATÉ O CANAL FLUVIAL:	92
FIGURA 41: LÂMINA DE ÁGUA DECORRENTE DE EXFILTRAÇÃO DO FREÁTICO APÓS CINCO MINUTOS DE CHUVA NA ÁREA DE ESTUDO. EM SEGUNDO PLANO, VISUALIZA-SE UM TERRENO MENOS ENCHARCADO NAS PROXIMIDADES DA BASE DOS AFLORAMENTOS, PORÇÕES MAIS ELEVADAS DO RELEVO. EM TERCEIRO PLANO ESTÃO OS AFLORAMENTOS QUARTZÍTICOS QUE CIRCUNDAM TODA A ÁREA:	97
FIGURA 42: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO AMOSTRADOS, COM SUAS RESPECTIVAS NUMERAÇÕES:.....	98
FIGURA 43: CANAL PRINCIPAL DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE NO VERÃO (ESQUERDA) E NO INVERNO (DIREITA) DE 2015:.....	100
FIGURA 44: PONTOS DE EXFILTRAÇÃO QUE ACOMPANHAM AS ESTRUTURAS DO QUARTZITO NA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE. A: PE-19; B: PE-20; C: PE-23:	102
FIGURA 45: DIAGRAMAS DE ROSETAS (FREQUÊNCIA ABSOLUTA) DAS DIREÇÕES DAS FRATURAS DAS ROCHAS E DOS CANAIS PERTENCENTES À CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE:.....	103
FIGURA 46: PONTOS DE EXFILTRAÇÃO INFLUENCIADOS PELA RUPTURA DE DECLIVE NO TERRENO NA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE. A: PE-12; B: PE-14; PE: 27:	104
FIGURA 47: PERFIS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA EMPREENNIDOS NA ESTAÇÃO DE INVERNO, PERÍODO DO ANO MAIS SECO NA REGIÃO DE ESTUDO, ÁREA DE AMOSTRAGEM NA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, ESPINHAÇO MERIDIONAL-MG. PERFIL 1, SUPERIOR; PERFIL 2, INFERIOR:	105
FIGURA 48: LOCALIZAÇÃO DA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS. B - B': TRANSECTO A DA FIGURA 50; B'-B'': TRANSECTO B DA FIGURA 50:.....	106
FIGURA 49: CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ÁREA AMOSTRAL 2, E LITOESTRUTURA, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:.....	107

FIGURA 50: REPRESENTAÇÕES GRÁFICAS DOS TRANSECTOS 1 E 2 DA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG. A: TRANSECTO 1 (B – B’ DA FIGURA 48); B: TRANSECTO 2 (B’ - B’’ DA FIGURA 48):	109
FIGURA 51: LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO, RUPTURA DE DECLIVE E DESTAQUE DOS BOLSÕES D’ÁGUA NA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ÁREA AMOSTRAL 2, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:	113
FIGURA 52: DIAGRAMAS DE ROSETAS SEMICIRCULARES DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS DAS DIREÇÕES DAS FRATURAS E AS DIREÇÕES DOS EIXOS DE DESENVOLVIMENTO DOS CANAIS NA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS:	115
FIGURA 53: TRANSECTO DO SINCLINAL ONDE SE ENCONTRAM OS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO. PE-02, PE-03 E PE-05 RETRATAM O CONTATO LÍTICO INFLUENCIANDO NO SURGIMENTO DA ÁGUA NOS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO, RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ÁREA AMOSTRAL 2, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:	117
FIGURA 54: AFLORAMENTO LOCALIZADO NA RUPTURA DE DECLIVE POR ONDE A ÁGUA APROVEITA AS FRATURAS PARA EXFILTRAR E FORMAR UM CANAL MORFOLOGICAMENTE ESTRUTURADO:	118

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: SÍNTESE DO NÚMERO TOTAL DE TRANSECTOS (T), PONTOS DE TRINCHEIRA (P) E NÚMEROS DE AMOSTRAS COLETADAS EM CAMPO, SUBDIVIDIDAS ENTRE AS DUAS ÁREAS AMOSTRAIS SELECIONADAS PARA ESTE TRABALHO:	64
TABELA 2: DADOS ESTATÍSTICOS E MAGNITUDE DOS COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE AS DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS E AS DIREÇÕES DOS EIXOS DE DESENVOLVIMENTO DA CABECEIRA DE DRENAGEM SUBDIVIDIDO POR LITOLOGIAS:.....	72
TABELA 3: ATRIBUTOS ESPACIAIS DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM POR BACIA E UNIDADE LITOLÓGICA NA ÁREA DE ESTUDO:.....	86
TABELA 4: CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DOS MATERIAIS DAS CABECEIRAS DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:	95
TABELA 5: CARACTERIZAÇÃO DOS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO NA CABECEIRA DO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, ÁREA AMOSTRAL 1, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: LARGURA, PROFUNDIDADE E DIREÇÃO DOS CANAIS:.....	99
TABELA 6: CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DOS MATERIAIS DA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:.....	111
TABELA 7: CARACTERIZAÇÃO DOS PONTOS DE EXFILTRAÇÃO NA CABECEIRA DO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ÁREA AMOSTRAL 2, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: LARGURA, PROFUNDIDADE E DIREÇÃO DOS CANAIS.	114

LISTA DE QUADROS

- QUADRO 1:** ESTRATIGRAFIA E FACIOLOGIA DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO NA FAIXA MEDIANA CENTRAL DA SDEM, SEGUNDO ALMEIDA E PFLUG (1994), APUD ALMEIDA-ABREU (1995)..... 43
- QUADRO 2:** SÍNTESE DAS OBSERVAÇÕES E MEDIÇÕES EM CAMPO PARA OS TRANSECTOS REALIZADOS NO CÓRREGO PÉ DE MOLEQUE, ÁREA AMOSTRAL 1, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: 93
- QUADRO 3:** SÍNTESE DAS OBSERVAÇÕES E MEDIÇÕES EM CAMPO PARA OS TRANSECTOS REALIZADOS NO RIBEIRÃO DAS PEDRAS, ÁREA AMOSTRAL 2, ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG:..... 108

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
1.1 HIPÓTESE E OBJETIVOS:.....	19
1.1.1 Hipótese:.....	19
1.1.2 Objetivos:.....	19
2 REVISÃO TEÓRICO-CONCEITUAL.....	21
2.1 O CICLO HIDROLÓGICO:	21
2.2 A GÊNESE DO CANAL FLUVIAL:	24
2.3 O DESENVOLVIMENTO DA REDE DE DRENAGEM:	30
3 A ÁREA DE ESTUDO	37
3.1 LOCALIZAÇÃO:	37
3.2 GEOLOGIA:	39
3.2.1 A evolução geológica da região do Espinhaço Meridional:	41
3.2.2 Estruturas geológicas:.....	45
3.2.3 Evolução geológica:.....	46
3.3 GEOMORFOLOGIA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL:	47
3.3.1 Evolução geomorfológica:.....	47
3.4 O REGIME HIDROCLIMATOLÓGICO:	52
3.5 COBERTURA VEGETAL:	56
4 MÉTODO E TÉCNICAS DA PESQUISA	57
4.1 ETAPA PREPARATÓRIA: PRÉ-CAMPO.	57
4.1.1 Os procedimentos cartográficos:	58
4.1.2 A escolha das áreas amostrais:	61
4.1.3 Elaboração das tabelas de observação em campo:	62
4.2 PROCEDIMENTOS DE CAMPO:	63
4.2.1 Morfometria das cabeceiras amostrais, descrição e amostragem das formações superficiais:	63
4.2.2 Identificação e descrição dos pontos de exfiltração das áreas amostrais:	65
4.2.3 Os perfis de eletroresistividade:.....	66
4.2.4 O sistema de fraturas dos afloramentos:.....	66

4.3	PROCEDIMENTOS PÓS-CAMPO:	67
4.3.1	<i>As análises morfológicas e físico-químicas das geocoberturas superficiais:</i>	67
4.3.2	<i>Análises estatísticas:.....</i>	68
5	RESULTADOS	70
5.1	ASPECTOS GERAIS DA RELAÇÃO ENTRE AS CABECEIRAS DE DRENAGEM DIFUSAS E A LITOESTRUTURA NO ESPINHAÇO MERIDIONAL:	70
5.1.1	<i>Lineamentos estruturais e desenvolvimento de cabeceiras de drenagem:.....</i>	70
5.1.2	<i>Diferenças entre as bacias dos rios Pardo e Alto Jequitinhonha em relação às cabeceiras de drenagens.</i>	80
5.1.3	<i>Cabeceiras com canais difusos:</i>	81
5.2	ANÁLISE DE CABECEIRAS DE DRENAGEM DIFUSA:.....	87
5.2.1	<i>Córrego Pé de Moleque: área amostral 1:.....</i>	87
5.2.2	<i>Cabeceira do ribeirão das Pedras: área amostral 2.....</i>	105
6	CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	122
	APÊNDICE - A.....	136
	APÊNDICE - B.....	137

1 INTRODUÇÃO

Problemas de escassez hídrica sempre estiveram presentes ao longo da história humana, porém, estão tornando-se cada vez mais frequentes. Desse modo, um dos grandes desafios do século XXI é racionalizar o uso desse recurso natural, implementando o crescimento econômico sustentável e adequando a demanda antrópica à preservação dos mesmos, em especial a água, embora esta seja considerada um recurso renovável. Para que isso ocorra, é necessário, antes de qualquer iniciativa, compreender a dinâmica e os processos que ocorrem da/na paisagem, estabelecendo parâmetros e padrões de fragilidade ambiental, identificando o limiar de equilíbrio dinâmico dessas paisagens.

Portanto, compreender a gênese e estruturação da rede de drenagem é importante e justificável, tanto em termos geomorfológicos, quanto no âmbito das atividades humanas. Em princípio, as formas de relevo modeladas pelos processos fluviais dominam as superfícies continentais do planeta, em comparação com as formas elaboradas pelas ações do vento e do gelo (STRAHLER, 1989). Isso faz com que essas formas de relevo, em termos de área, sejam dominantes no âmbito da vida terrestre, formando uma das principais fontes de recursos para a prática agrícola e para a manutenção dos ecossistemas (STRAHLER, 1989). O tema relaciona-se, dessa maneira, ao recurso água, que é imprescindível para a manutenção da vida na Terra.

Ao longo da história científica recente, a Geomorfologia, assim como as demais áreas das geociências, passou a atentar cada vez mais para a capacidade do canal fluvial em modelar e gerar novas formas de relevo por seu trabalho de retirada, mobilização, transporte e deposição de materiais, sejam estes de origem mineral ou orgânicos.

A partir da apresentação do Ciclo de Erosão, modelo dedutivo proposto por William Morris Davis (1899), a estrutura e o desenvolvimento da rede de drenagem passam a ser considerados pontos centrais nas abordagens dos estudos do relevo. Para Davis, o desenvolvimento da rede de canais constitui a base para a elaboração das formas de relevo em seus diferentes ciclos. Trabalhos posteriores continuaram demonstrando a importância da drenagem na elaboração das formas de relevo, mesmo fora do contexto do Ciclo Erosivo de Davis, como os de Glock (1931), Horton (1945), Strahler (1952, 1957), Schumm (1956), Hack (1960), Leopold e Langbein (1962), Morisawa (1964), Shreve (1966, 1967), Kirkby e Chorley (1967), Parker (1977), Dunne (1980), Abrahams (1984), Montgomery e Dietrich (1988, 1989), Howard *et al.* (1994), Avelar e Coelho Netto (1992), Coelho Netto (2003), Vervloet (2015), dentre muitos outros.

A partir dessas abordagens, surgiram vários modelos sobre o papel da drenagem como agente erosivo e sobre os fatores associados à ação dos fluxos fluviais. Muitos deles não levam em consideração as características litoestruturais das rochas como elementos fundamentais e determinantes para o desenvolvimento das cabeceiras e estruturação dos fluxos de drenagem, mesmo que abordem a influência geológica sobre os mesmos (MILLER, 1958; LEOPOLD e BULL, 1979; HARKINS, *et al.*, 2007; YANITES, *et al.*, 2010). Essas características, mesmo quando herdadas, são especialmente relevantes na análise da drenagem em regiões marcadas por histórico de processos tectônicos, uma vez que estes exercem grande influência em todos os aspectos da geomorfologia regional. Mais raros ainda são os estudos da associação entre esses fatores em drenagem desenvolvidas em domínios de rochas siliciclásticas, em especial nas metamórficas, o que resulta na ausência, na literatura, de modelos aplicáveis à análise da drenagem de áreas montanhosas formadas por relevo desenvolvido neste tipo de rochas (HARKINS, *et al.*, 2007; YANITES, *et al.*, 2010).

Esse é o caso da serra do Espinhaço Meridional (SdEM), localizada na faixa de dobramentos Araçuaí, formada predominantemente por rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço (ULHEIN, 1991; KNAUER, 2007; ALKIMIM, 2012), as quais influenciam de maneira singular a evolução e estruturação do sistema de drenagem.

Relevos em zonas tropicais úmidas, formados em substrato de rochas siliciclásticas, tendem a formar serras e planaltos em decorrência da difícil dissolução da sílica, principal composto químico presente no quartzo, principal mineral dessas rochas (SZCERBAN e URBAIN, 1974; YARIV e CROSS, 1979; HOLLOCHER, 2014). Esses domínios geomorfológicos topograficamente mais elevados são importantes e fundamentais para o desenvolvimento e manutenção de redes de drenagem, uma vez que estão associados a aquíferos (SAADI, 1995; AUGUSTIN, 1995a; 1995b). A serra do Espinhaço Meridional (SdEM), constitui um desses maciços que separa três das principais bacias do estado de Minas Gerais e do sudeste brasileiro: São Francisco; Jequitinhonha; e rio Doce (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

As redes de drenagem da SdEM têm sua origem em cabeceiras cujo início e estruturação ocorrem predominantemente sobre rochas siliciclásticas metamorfizadas pela tectônica do Brasiliano (600-550 Ma). Essas drenagens, no entanto, tendem a não se enquadrarem nas definições usuais de cabeceiras (AUGUSTIN, 1995b). Elas se formam em áreas mais baixas, aplainadas, circundadas por grandes afloramentos da Serra e apresentam drenagem do tipo difuso, ou seja, têm canais pouco definidos, muitas vezes com aparente descontinuidade no terreno. Essas áreas estão correlacionadas, em geral, à presença de

turfeiras (SILVA *et al.*, 2009 a, b; HORÁK, 2009; SILVA, 2012; CAMPOS, 2009; CAMPOS, 2014) e a dissolução das rochas (FABRI e AUGUSTIN, 2013; VASCONCELOS, 2014; FABRI *et al.*, 2014).

A serra do Espinhaço Meridional, além de ser considerada um “berçário de grandes rios”, que ultrapassa a influência geográfica da própria serra, apresenta aspectos ambientais e histórico-cultural especiais. Em 2005, ela foi alçada à condição de “Reserva da Biosfera Terrestre” pela UNESCO (ALKIMIM, 2012). Atualmente, possui oito parques naturais, seis estaduais e dois nacionais, além de vários sítios históricos (ALKIMIM, 2012), servindo como um grande laboratório a céu aberto para explorações e estudos de caráter geomorfológico, geológico e biológico.

Considerando a importância dessas cabeceiras e da drenagem gerada nas serras do Espinhaço Meridional, é surpreendente que o entendimento dos processos presentes nesses domínios, principalmente no tema de gênese e estruturação da rede de drenagem, ainda seja relativamente pouco abordado em termos do seu *modus operandi*.

Esta pesquisa busca contribuir para o melhor entendimento das relações entre as características litoestruturais, em especial no domínio das rochas do Supergrupo Espinhaço, e o início e estruturação da rede de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional, MG.

A análise foi realizada em escala de cabeceiras de drenagem por três razões distintas:

1. São excelentes sistemas de processo-resposta entre vertente e canal fluvial devido a sua elevada energia modeladora (HACK, 1973), constituindo-se, assim, em uma interessante área de estudo para entender a gênese e estruturação da rede de drenagem.
2. Pela sua magnitude, pois, como demonstrado por Strahler (1952, 1957), as cabeceiras de drenagem enquadram apenas canais de primeira e segunda ordens, que correspondem de 60 a 80% do comprimento da rede fluvial, e entre 70 a 80% da área das bacias hidrográficas (MEYER e WALLACE, 2001).
3. Por seu caráter excepcional das formas de relevo das cabeceiras na área de estudo, uma vez que não apresentam perfil côncavo, como tradicionalmente retratadas pela literatura (HACK, 1960; AVELAR e COELHO NETTO, 1992; DIETRICH e DUNNE, 1993; COELHO NETTO, 2003).

O estudo da drenagem da serra do Espinhaço-MG, teve, como abordagem inicial, a caracterização e análise das drenagens em contexto mais regional. Posteriormente, foram selecionadas duas cabeceiras, denominadas de áreas amostrais 1 e 2, para aprofundamento da análise, buscando uma melhor compreensão dos padrões detectados na primeira fase, em especial das drenagens do tipo difusa, ou seja, cujas nascentes não jorram, ou aparecem com canais não definidos.

1.1 Hipótese e Objetivos:

1.1.1 Hipótese:

O surgimento e a estruturação da rede de drenagem na serra do Espinhaço Meridional (SdEM) são controlados por mecanismos vinculados às características litoestruturais dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

1.1.2 Objetivos:

O principal objetivo deste trabalho é o de estabelecer a relação entre o desenvolvimento e estruturação da rede de drenagem e as características litoestruturais no domínio das rochas siliciclásticas no Espinhaço Meridional, possibilitando ações públicas para proteger e preservar suas nascentes, garantindo a manutenção dos rios e fluxos de água deste domínio geomorfológico.

1.1.2.1 Objetivos específicos:

- Estabelecer a relação entre feições estruturais e as direções preferenciais dos eixos de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da serra do Espinhaço, com enfoque nas diferentes Formações que compõem o Supergrupo Espinhaço;
- Identificar e analisar a existência de padrão, ou padrões específicos, de cabeceiras que não se enquadram nas definições morfológicas clássicas;

- Identificar e espacializar os pontos de exfiltração das áreas de cabeceiras amostrais;
- Caracterizar morfologicamente, em termos das geocoberturas e cobertura vegetal, o entorno dos pontos de exfiltração das áreas;
- Entender a dinâmica hidrogeomorfológica das áreas amostrais e os fatores a ela associados.

2 REVISÃO TEÓRICO-CONCEITUAL

2.1 O ciclo hidrológico:

O rio sempre exerceu papel fundamental na vida das populações da Terra, como fonte fornecedora de água para o consumo humano, dessedentação de animais, produção de alimentos e de energia elétrica, manutenção de ecossistemas naturais, bem como de via de locomoção e transporte de mercadorias. Consequentemente, não é de se surpreender que os rios e os sistemas fluviais tenham sido constantemente alvo de atenção dos pesquisadores, como feições naturais a serem entendidas. Isso inclui, também, a compreensão sobre os aspectos relativos à como se iniciam e evoluem ao longo do tempo.

Essas especulações vêm de muito tempo. Na Grécia antiga, Anaxágoras (500-428 a.C.) e Platão (429-347 a.C.) acreditavam que os fluxos de água dos canais originavam-se em lagos subterrâneo ou em cavernas preenchidas de água (ADAMS, 1938). Aristóteles (384-323 a.C.), no entanto, induziu o papel da infiltração na manutenção fluvial, partindo de observações nas quais também verificava que o volume de água alterava de acordo com as estações do ano, e que os canais eram às vezes perenes, às vezes intermitentes (ADAMS, 1938).

A gênese e evolução da rede de drenagem começaram a ser mais bem compreendidas a partir da proposição do ciclo hidrológico, introduzidas pelos trabalhos do italiano Leonardo Da Vinci (1462-1519) e do francês Bernad Pallisy (1509-1589) (ADAMS, 1938; SOARES, 2008). Em 1674, Pierre Perraut publica a primeira obra que correlacionava os dados de precipitação com vazão, estimando a vazão do Rio Sena como sendo 1/6 da precipitação da bacia, vindo a concretizar o conceito de ciclo hidrológico, tornando-o universalmente conhecido e aceito (ADAMS, 1938; SOARES, 2008).

Atualmente, esse conceito inclui todos os caminhos da água no planeta, possibilitando descrever e quantificar os processos que o integram dentro de um sistema (RITTER, 1995; SOARES, 2008; SILVEIRA, 2012). Esses processos são essenciais para compreender o surgimento e desenvolvimento da rede de drenagem, visto que a fonte do fluxo de um rio vem do *input* de água precipitada em uma bacia hidrográfica, mesmo em forma de neve, gelo derretido ou neblina. Seu desenvolvimento vem da relação da água de escoamento, quer fluvial ou em vertentes, com os materiais rochosos ou regolíticos com os quais entra em

contato, gerando novas formas de relevo na paisagem, sejam elas de erosão, sejam de deposição (LEOPOLD, 1953, MARDDOCK, 1954; MORISAWA, 1964; RITTER, 1995).

Em síntese, o ciclo hidrológico constitui o intercâmbio de massa e energia entre superfície terrestre e a atmosfera (DAVIE, 2002; SEILER e GAT, 2007). Nos países tropicais, como é o caso do Brasil, as fases líquida e gasosa da água são as mais importantes nos estudos hidrológicos, ocorrendo em dois sentidos: 1) superfície-atmosfera, no qual o fluxo de água ocorre fundamentalmente na forma de vapor em decorrência dos fenômenos de evaporação e de transpiração; 2) atmosfera-superfície, quando a transferência de água ocorre em qualquer estado físico, sendo as precipitações de chuva as mais significativas (DAVIE, 2002; SEILER e GAT, 2007; SOARES, 2008, SILVEIRA, 2012).

O principal *input* de matéria e energia no sistema é a precipitação. Ela é entendida como “toda água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre” (BERTONI e TUCCI, 2012, p. 94) e é caracterizada por sua intensidade, volume em um intervalo de tempo, frequentemente expressa em milímetros por hora (DAVIE, 2002; SOARES, 2008; BERTONI e TUCCI, 2012). Esse *input* pode ocorrer em forma de chuva, neve, neblina e granizo, embora alguns autores também considerem como entrada de energia e matéria o derretimento de geleiras (KNAPP, 2002), como ocorre nas nascentes andinas da bacia do rio Amazonas. Nem toda água precipitada chega à superfície terrestre; parte é interceptada pela vegetação e parte é evaporada antes mesmo de ser interceptada. A efetividade da interceptação depende das características dos estratos da cobertura vegetal que apresentam diferentes tipos e dimensões de folhas, galhos, troncos, como, também, depende da densidade de cobertura encontrada na área (CARVALHO, 1991).

O aumento da densidade da cobertura vegetal, influenciada por maiores precipitações, como notado em países tropicais, está diretamente correlacionado com a densidade de drenagem (KNIGHTON, 1984). Para este autor, as maiores densidades de canais estão situadas em regiões semiáridas, em consequência da baixa cobertura vegetal, o que acarreta maiores proporções de água receptadas pela superfície, resultando em um maior escoamento superficial e maiores taxas de erosão em relação a ambientes úmidos, como também relatado por Langbein e Schumm (1958).

A água interceptada evapora com o tempo, ou é absorvida pela planta e mais tarde é reenviada à atmosfera pelo processo de transpiração biológica, ou é reprecipitada à superfície (HORTON, 1945; MARTINS, 1976b; SOARES, 2008; TUCCI e BELTRAME, 2012). Da água que chega a superfície, parte escoam superficialmente (*overland flow*) e parte infiltra para posterior percolação no interior das rochas e dos regolitos. A infiltração é o fenômeno de

penetração da água nas camadas do regolito e, percolação, ao movimento da água após esta penetração (HORTON, 1933). Esses movimentos da água na superfície da vertente são condicionados por diversos fatores, tais como: a) climáticos; b) cobertura vegetal; c) condicionantes geomorfológicos; e d) da rocha e do regolito, incluindo o solo (KIRKBY, 1978; MORGAN, *et al.*, 1986).

Os condicionantes climáticos disponibilizam através da precipitação a água para a vertente. Parte dessa água infiltra e outra escoia superficialmente. A cobertura vegetal exerce um importante papel na capacidade de infiltração do regolito (KIRKBY, 1978), uma vez que a interceptação das gotas de chuva pelas plantas dispersa a energia cinética da precipitação (MORGAN, 1980; THORNES, 1990), evitando o choque direto das gotas contra a superfície, o que ocasionaria a formação de crostas pela compactação e acarretaria o aumento das taxas de escoamento superficial (TACKETT e PEARSON, 1964; JANSSON, 1982).

Outro efeito da cobertura vegetal é no aumento da capacidade de infiltração pelo enraizamento dos vegetais, formando dutos que facilitam a percolação da água (KIRKBY, 1978; COELHO NETO, 2009; BEVEN e GERMANN, 2013; BRACKEN, *et al.*, 2015), bem como pelo fornecimento de matéria orgânica fundamental na estruturação do solo e, assim, na sua porosidade, aumentando a velocidade da infiltração. A intensidade da chuva controla, em parte, o que entra e o que excede a capacidade de infiltração. Em picos de precipitação com longo período de duração, o volume de água disponível ultrapassa o potencial de estocagem do regolito/solo, conduzindo-o, eventualmente, à saturação (HORTON, 1945; JANSSON, 1982; MORGAN, *et al.*, 1986; DUNNE e AUBRY, 1982; COELHO NETO, 2009).

A influência geomorfológica na dinâmica da água no terreno também é fundamental e ocorre principalmente pelo efeito da declividade e comprimento da vertente (KIRKBY e CHORLEY, 1967; KIRKBY, 1978), assim como pela irregularidade e forma da vertente (micromorfologia da vertente). A declividade é um fator que tem relação direta com a velocidade do escoamento da água, como já observado e relatado por Gilbert em 1877 e 1914. Segundo esse autor, em vertentes mais inclinadas a água precipitada tende, por força da gravidade, a ganhar maior velocidade comparada às vertentes com inclinação mais suave. Dessa forma, quanto maior a velocidade, menor o tempo de contato da água com o solo e, conseqüentemente, menor a taxa de infiltração e tendência a uma maior disponibilidade de energia para a esculturação do relevo, devido ao aumento na competência do canal (GILBERT, 1877, 1914; SCHUMM, 1956; KIRKBY e CHORLEY, 1967).

Também, os pontos de maior ou menor infiltração numa vertente dependem da sua morfometria, os quais estabelecem áreas de convergência e divergência de fluxos que têm

relação com as porções côncavas e convexas da vertente (KNIGHTON, 1984). Em alguns casos, as porções convexas da vertente tendem a apresentar menores taxas de infiltração do que as porções côncavas, devido a esta última propiciar a convergência dos fluxos, implicando, assim, em uma rápida formação de escoamento superficial (BERNDTSSON e LARSON, 1987). Hack (1960), Dunne (1980) e Montgomery e Dietrich (1989) sustentam que os fluxos subsuperficiais obedecem à morfometria da vertente, canalizando-os e concentrando-os nas porções côncavas do relevo.

Em escalas de detalhe, as microelevações e microdepressões encontradas na superfície do terreno também influenciam diretamente no trajeto do escoamento superficial (*overland flow*), configurando-se como obstáculos ao escoamento da água ao tornarem a superfície irregular, reduzindo, assim, a velocidade do fluxo e aumentando as possibilidades de infiltração (KIRKBY, 1994). Essas podem ser formadas por ação biológica, como formigueiros, termiteiros e raízes.

As propriedades das geocoberturas, incluindo as do solo, têm estreita relação com o comportamento da água em subsuperfície, entre as quais se destacam a textura, a estrutura, a porosidade, o teor de matéria orgânica e a densidade. Segundo Coelho Neto (2009, p.120),

estas variáveis importam na definição da quantidade de água que poderá ser estocada antes do solo atingir a saturação: solos profundos e bem drenados, com textura grossa e grandes quantidades de matéria orgânica apresentarão alta capacidade de infiltração; já os solos rasos e mais argilosos mostrarão baixas taxas e volumes de infiltração.

Dessa maneira, pode-se afirmar que o tamanho do poro no solo está diretamente relacionado com a sua permeabilidade, uma vez que determina a maior ou menor capacidade de infiltração da água. Com isso, solos arenosos, que têm maior porosidade, são, em geral, mais permeáveis que solos argilosos. Assim, torna-se bastante importante compreender as propriedades das geocoberturas da cabeceira de drenagem, pois estão diretamente conexos com a gênese e estruturação da rede de drenagem (MORISAWA, 1964).

2.2 A gênese do canal fluvial:

A origem dos canais fluviais está, sobretudo, relacionada com o contexto da paisagem nas quais estão inseridos. Na literatura, são apontadas várias formas desse fato ocorrer, podendo estar correlacionados: ao carreamento de sedimentos em áreas recentemente

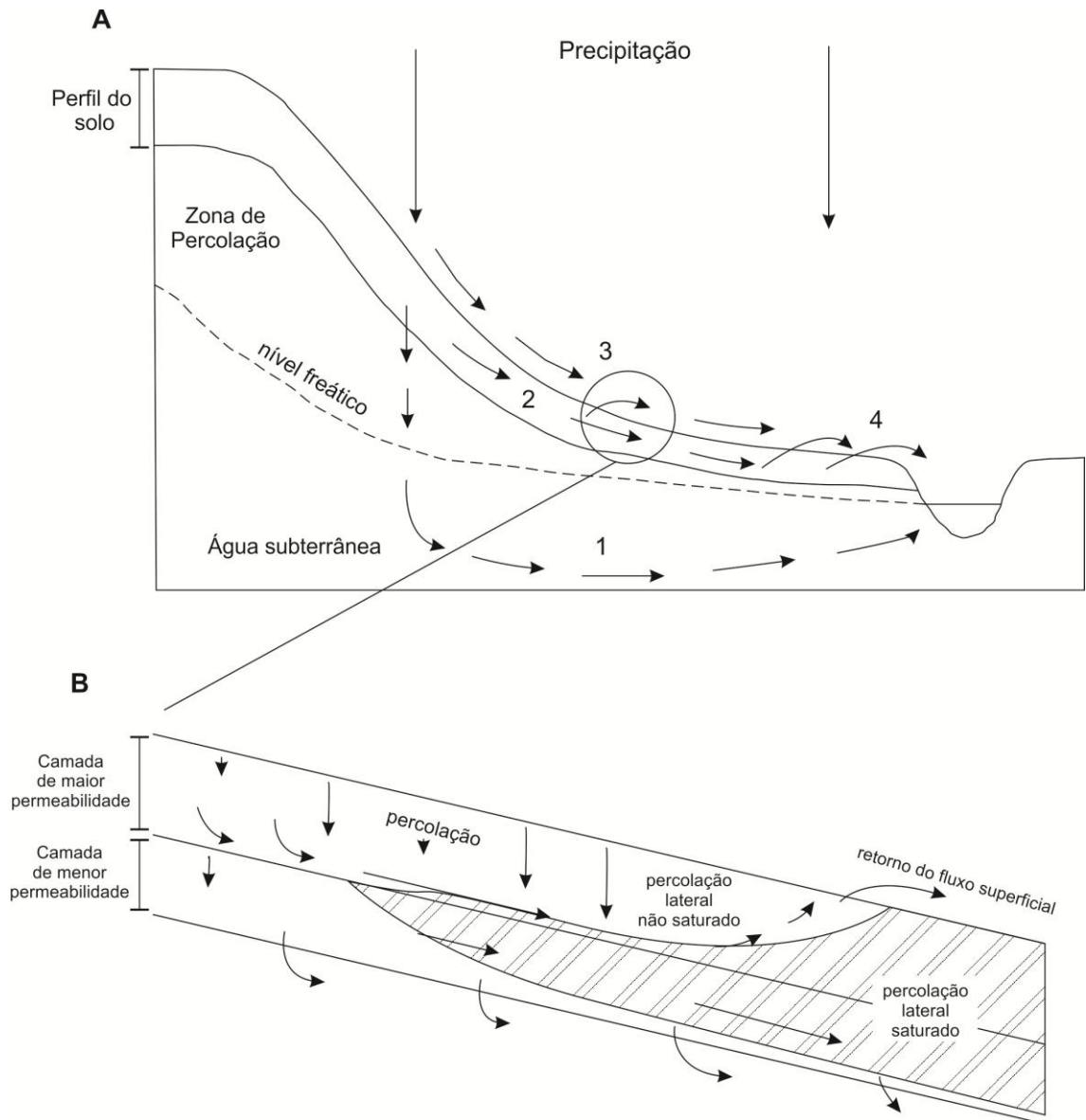
expostas, à fase de expansão da rede de drenagem por fruto de uma mudança de nível base ou ambiental repentina, como também podem ser decorrentes da existência de paleocanais que, porventura, existam na região (KNIGHTON, 1984). Segundo esse autor, a gênese do canal fluvial envolve a definição de dois aspectos principais: 1) determinar os processos pelos quais os movimentos da água se tornam suficientemente concentrados para moldar um canal morfologicamente reconhecível; e 2) identificar as condições nas quais consegue manter-se e evolui para formar um canal permanente. Essa última encontra-se associada à fase de evolução da rede de drenagem (DUNNE, 1990; MONTGOMERY e DIETRICH, 1992).

O primeiro aspecto levantado envolve a compreensão dos fatores que originam o escoamento superficial. Primeiramente, toda água precipitada que a superfície intercepta pode seguir dois caminhos (figura 1A): 1) infiltrar-se, ou 2) escoar superficialmente (*overland flow*) toda vez que os materiais do regolito encontrarem-se saturados ou apresentarem natureza impermeável (HORTON, 1933; KIRKBY e CHORLEY, 1967; DIETRICH, *et al.*, 1987). Já no interior do regolito e da rocha, a água pode percolar verticalmente grandes profundidades e alimentar as reservas do freático (figura 1A, rota 1), ou lateralmente (figura 1A, rota 2), em razão da mudança de permeabilidade dos materiais que compõem a subsuperfície, sejam estes regolito ou rocha (KIRKBY e CHORLEY, 1967).

De acordo com KNIGHTON (1984), esses fluxos têm importantes implicações para iniciação do escoamento superficial, os quais podem ser gerados por dois principais trajetos: a) através do modelo Hortoniano, ou b) por saturação (figura 1A, rotas 3 e 4, respectivamente).

No modelo Hortoniano, a precipitação que alcançar a superfície é absorvida a uma taxa denominada de capacidade de infiltração (*infiltration-capacity*), definida como sendo “a taxa máxima que um dado tipo de solo consegue absorver do total da precipitação” (HORTON, 1933, p. 447). Contudo, o modelo de Horton (1933, 1945) assume que o escoamento superficial ocorrerá mais ou menos de modo instantâneo e simultaneamente aos eventos de precipitação, pressupondo regularidade das taxas de infiltração e precipitação, condições que, segundo Kirkby e Chorley (1967), podem ocorrer apenas em áreas semiáridas de vegetação esparsa e de regolitos pouco espessos. Não se aplica, portanto, às áreas de maior umidade, vegetação mais densa e coberturas superficiais mais desenvolvidas, como é o caso de algumas regiões tropicais úmidas, como no Brasil.

Figura 1: Possíveis rotas e movimentos da água após a precipitação. Diagrama esquemático dos fluxos subterrâneos e a formação de saturação em duas camadas no regolito de características diferentes. LEGENDA: 1 – fluxo subterrâneo; 2 – percolação lateral; 3 – modelo hortoniano de escoamento superficial; 4 – escoamento superficial por saturação. Fonte: modificado de Knighton (1984).



Já o modelo do fluxo superficial por saturação encaixa-se perfeitamente nessas regiões. Ele é dependente das taxas de umidade das camadas superficiais antes, durante e depois das precipitações (KIRKBY e CHORLEY, 1967). Com a infiltração e percolação da água ocorrendo durante os eventos de chuva, as camadas do regolito começam a saturar. Como as camadas possuem características diferentes, de maior e menor permeabilidade, a percolação começa a mover-se lateralmente (*throughflow*). Com o prolongamento da duração

das precipitações, esse fluxo tende a ficar cada vez mais próximo à superfície (figura 1B), elevando-se até extravasar e formar um fluxo superficial (KIRKBY e CHORLEY, 1967).

Diferentemente do modelo hortoniano, o modelo por saturação pode ocorrer com menores intensidades de chuva. De acordo com Kirkby e Chorley (1967), ele é bastante limitado espacialmente, sendo mais bem notado na base da vertente, em zonas de cabeceiras de drenagem, em áreas côncavas e em locais onde o regolito é localmente pouco espesso ou pouco permeável. Esses autores dão particular importância às áreas côncavas, nas quais a concentração de umidade tende a permanecer mesmo após o término das precipitações, mantendo-se úmidas até a próxima chuva.

Compreender como inicia o escoamento superficial é apenas o primeiro passo para entender a gênese de um curso d'água. Para chegar a ser considerado um canal fluvial, Knighton (1984, p. 24) enumera quatro requisitos:

- fluxo superficial deve ser gerado com frequência suficiente para uma erosão efetiva;
- força exercida pelo escoamento superficial deve exceder a resistência dos materiais da superfície;
- convergência de fluxo na zona erosiva;
- incisão a uma profundidade suficiente para assegurar a existência de um canal permanente, embora haja muitos canais intermitentemente.

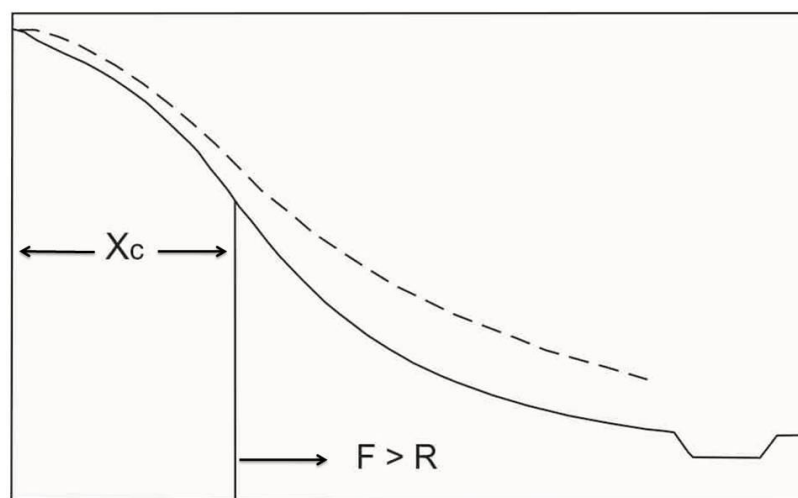
Conforme Horton (1945), o fluxo d'água produz uma força erosional frequentemente mencionada como “*tractive force*” (τ_o), a qual é diretamente proporcional ao volume de água (Y_f), à profundidade do fluxo (D) e ao ângulo da vertente (θ_c), sendo expressa pela fórmula:

$$\tau_o = Y_f D \theta_c \quad (1)$$

De acordo com esse autor, para os materiais serem carregados pela erosão, a força erosiva (F) do escoamento superficial deve ultrapassar a resistência (R) do material a ser erodido (figura 2). Gilbert (1877, p. 99-100) já preconizava essa conjuntura, pois, segundo ele: “todos os materiais consolidados estão unidos pela força de coesão que deve ser superada

antes que eles possam ser fragmentados e removidos”. Essa força erosiva, segundo ele, pode ser diretamente modificada por três condições principais: (1) declividade, (2) características do material intemperizado e (3) pelo clima. Em conjunto com esses fatores, a resistência da superfície é afetada também pelo tipo e densidade da cobertura vegetal, assim visto no subtópico anterior.

Figura 2: Vertente hipotética apresentando a intensidade do escoamento superficial segundo Horton (1945): a erosão não ocorre até a força erosiva (F) exceder a resistência dos materiais (R). X_c é a distância entre o interflúvio e onde tem início a erosão.



No modelo *Hortoniano* (HORTON, 1945), a erosão instaura uma série de ravinas subparalelas, iniciadas em um ponto crítico após a área não erodível (x_c da figura 2), acompanhando a direção da vertente. Essa área não erodível (X_c) seria a distância entre o divisor e onde a declividade acentuaria. Dessa maneira, após o X_c , a água teria força e quantidade suficientes para mobilizar e carrear materiais, com sua taxa de transporte tendo um contínuo aumento de acordo com a intensificação da declividade da vertente (HORTON, 1945). Conforme Gilbert (1877), o aumento da declividade acarreta maior velocidade da água, acrescentando competência no fluxo. Assim, a corrasão tornar-se-á mais forte e haverá mais desagregações de materiais, aumentando o poder erosivo da água (GILBERT, 1877). Na baixa vertente, onde a declividade é mais suave, o material tender-se-á a depositar, uma vez que não haverá energia suficiente para conduzir estes materiais (HORTON, 1945).

Em razão de a vertente apresentar microvariações na topografia e materiais de diversificadas resistências, o fluxo d'água concentra-se em pontos onde a capacidade de transporte é mais eficaz. Assim, as ravinas iniciadas após o ponto crítico (X_c) têm diferentes graus de evolução. Como resultado, o processo de erosão será mais intenso em pontos

específicos, entalhando e aprofundando o canal até este tornar-se um canal de fluxo permanente (HORTON, 1945).

A maior lacuna do trabalho de Horton foi considerar que a água infiltrada nos materiais superficiais movia-se somente em direção descensional, por influência da gravidade. Posteriormente, vários trabalhos demonstraram a variedade de fluxos que existem dentro da zona não saturada do regolito, com destaque ao trabalho de Kirkby e Chorley (1967).

Em regiões onde o fluxo superficial é dominado pela saturação dos materiais, a ação erosiva inicia-se perto da base da vertente, em áreas de morfologia côncava que concentram umidade e em áreas onde o regolito apresenta menor permeabilidade ou espessura rasa (KIRKBY e CHORLEY, 1967). Morgan (1977, *apud* KNIGHTON, 1985) observou o desenvolvimento de ravinas através da súbita exfiltração de água na base da vertente, de onde gradualmente desenvolviam-se em direção ao divisor hidrográfico. Esse desenvolvimento respeita a lei dos divisores de Gilbert (1877) e a do cinturão não erosivo (X_c) de Horton (1945), segundo as quais o canal de drenagem desenvolve até certo limite, devido à área de contribuição dos fluxos (KNIGHTON, 1985).

Dietrich *et al.* (1987), Montgomery e Dietrich (1989), Montgomery e Dietrich, (1992) partem da premissa de que a localização do canal é uma variável interdependente entre os processos de vertente e os da rede de drenagem. Esses autores propõem que o controle dos processos de encosta determina a localização da cabeceira da drenagem, mostrando que a área de contribuição acima da cabeça dos canais de drenagem diminui com o aumento do gradiente topográfico dos vales daquela região.

Outro processo muito difundido como mecanismo de desenvolvimento do canal fluvial é o *piping*. Muitos trabalhos tratam os fluxos originados em *pipes* como sendo um dos mais importantes mecanismos para desenvolvimento de um canal, tendo maior significância tanto hidrológica, quanto geomorfológica (JONES, 1981), em virtude da velocidade e volume do fluxo em duto (*pipe*) poder exceder em muito àquelas encontradas pelo processo de saturação (KNIGHTON, 1984).

Muitos podem ser os fatores que levam a ocorrência de *pipes*, como o alto gradiente hidráulico, a erosão fluvial subsuperficial, o baixo poder de agregação do solo, raízes e a ação de micro, meso e macro-fauna (JONES, 1981; BULL e KIRKBY, 1997). Também, Dunne (1980) propõe um modelo de evolução dos canais relacionados ao *piping*, formulado nos termos das águas subterrâneas em vez dos movimentos de *throughflow*, o qual ele denomina de *spring sapping*. Para o autor, o processo inicial do *spring sapping* envolve o enfraquecimento mecânico da rocha pelo intemperismo químico, reduzindo sua força de

coesão enquanto a condutividade hidráulica nos poros aumenta. Quando a água é forçada sobre os materiais intemperizados pelo gradiente de poro-pressão, estes materiais são arrastados e formam os dutos. Essas importantes características dos *pipings* nos processos geomorfológicos levaram Augustin e Aranha (2006) a correlacionar os processos que envolvem o *piping* com o aparecimento de voçorocas na região de Gouveia/MG, na Serra do Espinhaço Meridional, muitas delas interligadas permanentemente aos fluxos de água (rios, ribeirões e córregos). Esses autores constataram que os dutos estão associados ao processo de recuo das cabeceiras, alargamento das paredes das voçorocas e ao aumento do número de ramificações, indicando que o *piping* constitui um dos processos mais importantes na evolução das voçorocas e na sua articulação com a rede de drenagem dessa região.

Os vários modelos propostos para iniciação do canal fluvial não são autoexcludentes. Todos podem ser aplicados à mesma área, na mesma bacia hidrográfica e até mesmo em uma cabeceira de drenagem. O importante é lembrar que esses variam de acordo com as condições específicas em que cada ponto se encontra, mesmo pertencendo aos mesmos ambientes.

2.3 O desenvolvimento da rede de drenagem:

A capacidade da rede de drenagem em esculpir novas formas de relevo a torna um dos mais importantes objetos de estudo da Geomorfologia, revelando-se particularmente essencial após os trabalhos de Gilbert (1877), Davis (1899), Horton (1945) e Strahler (1952 e 1957). Para entender a dinâmica dos rios e das suas bacias de drenagem, foi necessário que se buscasse compreender como a rede de drenagem tem início e se estrutura, aspectos que se tornaram o foco da pesquisa de vários trabalhos dentro da Geomorfologia.

A compreensão da evolução da rede de drenagem requer informações das condições iniciais de como foi o início da sua estruturação, dos processos físicos envolvidos nesta evolução, do seu delineamento espaço – temporais, bem como das mudanças ambientais que controlaram o desenvolvimento da rede (KNIGHTON, 1984). Por esse ângulo, esse autor relata que a evolução e estruturação da rede de drenagem vêm sendo examinada em três diferentes níveis de abordagem: 1) observação direta dos fenômenos; b) inferências a partir de observações da rede de drenagem já existente e, 3) pelos caminhos da modelagem teórica.

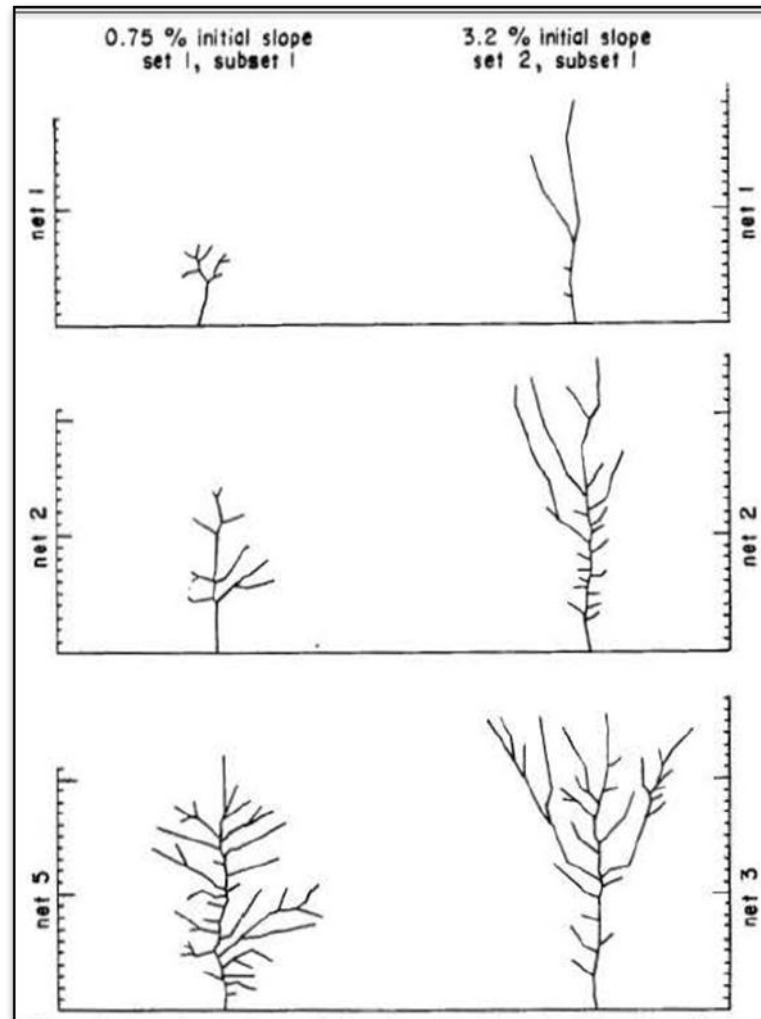
Os modelos propostos com base na observação direta dos fenômenos estão pautados, necessariamente, em trabalhos realizados em locais restritos, ou em ambientes adequados para estas observações, como em fluxos produzidos em laboratórios, ou em áreas recentemente

expostas. Entre os trabalhos mais reconhecidos desta abordagem, destacam-se os de Schumm (1956), Morisawa (1964) e Parker (1977).

Analisando a evolução da rede de drenagem em região com altas concentrações de voçorocas (*badlands*), Schumm (1956) propôs uma evolução esquemática que parte do crescimento dos canais a remontante como o principal mecanismo de bifurcação da rede de drenagem.

O trabalho de Morisawa (1964) no lago Hegben, no estado de Montana/EUA, corrobora esse modelo de evolução proposto por Schumm (1956). Alerta, no entanto, para o fato de que na evolução a remontante e bifurcação, a inclinação da vertente e as características dos materiais esculpados têm influência direta no padrão de drenagem de tal maneira que, quanto mais inclinada for a vertente, maior será o avanço dos canais a remontante. Morisawa (1964) aduz ainda que em materiais arenosos, a rede de canais apresenta-se menos densa e mais estável do que em regiões de caráter mais argiloso. Parte das suas observações de campo foi confirmada pelos trabalhos de Parker (1977) em laboratório, reproduzindo comportamento de superfícies não dissecadas, díspares apenas nas suas inclinações iniciais, resultando em dois modelos estruturais (figura 3): 1) em terrenos mais aplainados, os canais de 1º ordem são mais curtos e se ramificam à medida que a rede se desenvolve, aumentando seu número em termos absolutos; 2) sobre vertentes mais inclinadas, os canais de 1º ordem são mais longos, ocupando mais terreno que em áreas mais planas, e apresentam-se em menor quantidade absoluta.

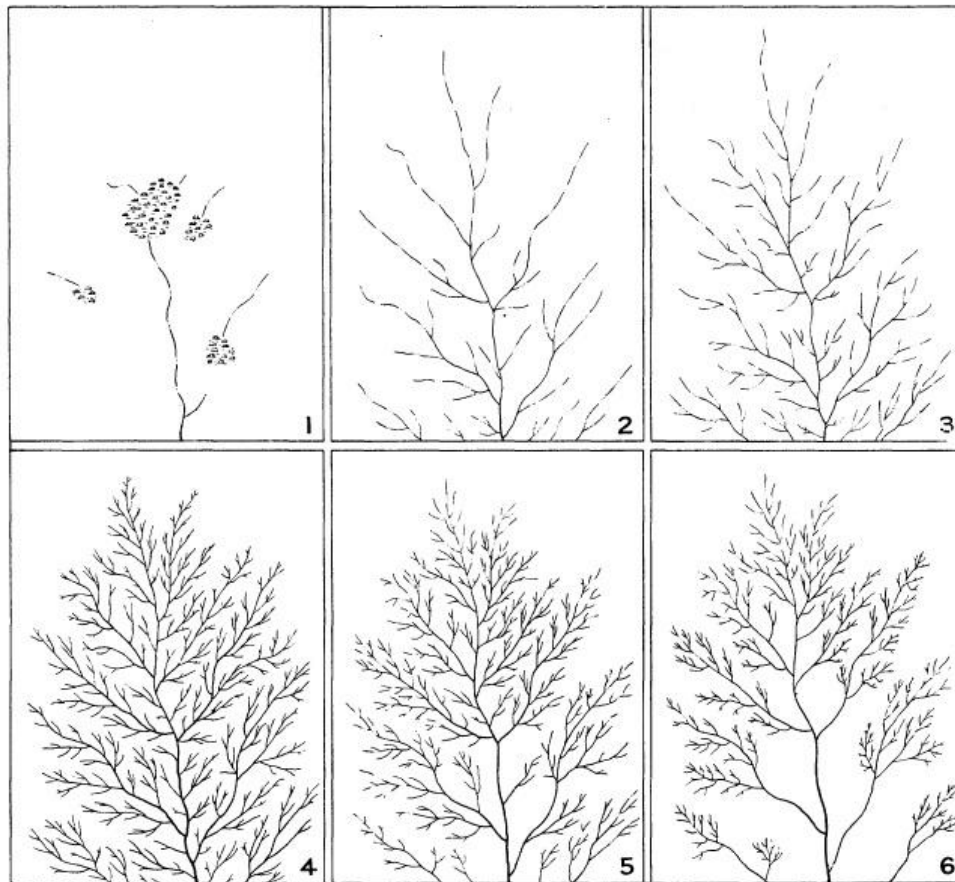
Figura 3: Estudo experimental da evolução da rede de drenagem de Parker (1977, p.18).



As abordagens dos sistemas de drenagem baseadas em observações da natureza, entre as quais se destaca o trabalho de Glock (1931), estão ligadas aos diferentes estágios de desenvolvimento e escala temporal dos sistemas hídricos.

Para Glock (1931), a rede de drenagem desenvolve-se ao longo do tempo geológico. Sua proposta foi a de traçar, de forma sumária, a sequência temporal de desenvolvimento do sistema de drenagem para uma região com características climáticas úmidas, sobre materiais homogêneos e estrutura geológica simples. Para isso, identifica dois estágios sequenciais de evolução: (1) *extensão*, onde a rede de drenagem aumentaria sua complexidade (parcelas 1, 2, 3 e 4 da figura 4); e (2) *integração*, fase de simplificação deste sistema (parcelas 5 e 6 da figura 4).

Figura 4: Modelo teórico do desenvolvimento do sistema de drenagem, segundo Glock (1931). As imagens de 1 a 4 compreendem a fase de extensão da rede de drenagem, na qual esta aumentaria sua complexidade e chegaria ao ponto de evolução máxima antes da simplificação. As imagens 5 e 6 correspondem à fase de integração da rede de drenagem, quando há predominância de captura de canais e simplificação na estrutura da rede. Fonte: Glock (1931, p.481).



O estágio de *extensão* pode ser dividido em três etapas sequenciais. A primeira seria a etapa de gênese do curso fluvial, quando os primeiros fluxos começam a se aglomerar em um canal principal. Esses pequenos fluxos iniciais não teriam, contudo, conectividade entre si, tampouco possuindo um tronco principal de drenagem, marcando somente a etapa na qual os pequenos canais começam a conquistar espaço (imagem 1 da figura 4). Em contrapartida, a etapa subsequente à gênese, correspondente à de alongamento dos canais, dispõe-se a partir de um tronco comum no qual os vários canais de primeira ordem se conectam (imagem 2 da figura 4). Nessa segunda etapa, predomina o avanço dos canais a remontante, em direção aos divisores hidrográficos, até a máxima extensão possível. A última etapa da fase de extensão, a da elaboração, é marcada pela constante adição de tributários, assinalando o total desenvolvimento do sistema de drenagem (imagem 3 e 4 da figura 4).

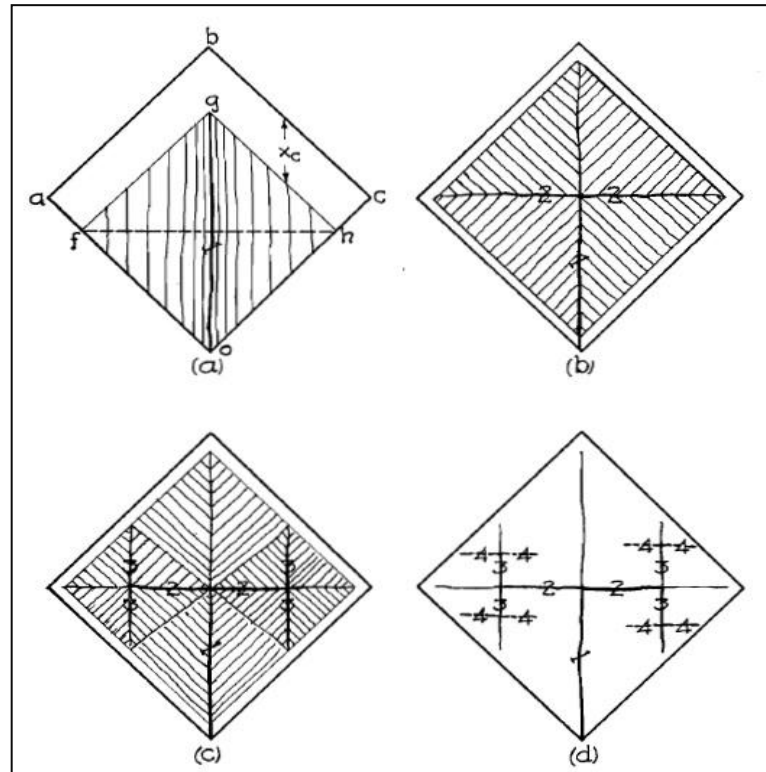
O estágio de integração de Glock (1931) é subdividido pelo autor nas fases de *abstração*, *absorção* e de *ajuste* ou *agressão*. A *abstração* refere-se à eliminação de um canal secundário pelo canal principal. A eliminação ocorre pela constante migração lateral e rebaixamento dos divisores hidrográficos, onde o canal de maior dimensão captura o canal de proporções menores. A etapa de *absorção* corresponde à captura subsuperficial da água, na qual o canal passa a existir somente em resposta as chuvas. A última etapa, da *agressão* ou *ajuste*, corresponde à mudança repentina do curso d'água rumo ao nível de base geral, abandonando seu antigo leito e dirigindo-se para o mar, sendo pouco provável que ocorra na natureza de forma abrupta, embora não seja incomum em áreas tectonicamente ativa.

Os modelos teóricos de Horton (1945) e Dunne (1980) são provavelmente os mais trabalhados e os mais citados em toda a literatura. Horton (1945) relacionou os processos teóricos de escoamento superficiais com parâmetros morfométricos observados na composição dos padrões de redes de drenagem. Seu modelo é dividido em quatro estágios (figura 5). No primeiro (figura 5a), graças a distintos graus de evolução das ravinas paralelas na vertente, o curso d'água desenvolve-se através do processo de *micropiracy* (HORTON, 1945). Esse processo ocorre quando a intensidade da segunda chuva excede a intensidade da chuva que gerou o sistema de ravinas paralelas. Desse modo, a resistência do material inconsolidado dos microdivisores que as separam é superada e fragmenta, propiciando a captura das ravinas adjacentes.

O desenvolvimento e consolidação do canal são descritas pelo processo de *cross-grinding*, gerando novas vertentes em direção ao fluxo mais desenvolvido. Dessa forma, o canal de fluxo maior tenderá escavar mais seu leito, expandindo sua área de influência e capturando os canais paralelos a ele, aumentando seu volume de água, resultando em uma maior energia de transporte e corrasão de suas margens (figura 5b). Após o processo de *cross-grinding*, o gradiente topográfico das vertentes é alterado e as linhas de fluxo gradativamente passam a direcionar-se para o curso fluvial, formando um canal afluente em cada margem do curso principal.

O terceiro estágio é o do desenvolvimento dos tributários dos afluentes gerados no estágio anterior (figura 5c), de modo semelhante ao ocorrido com o canal principal, contudo, em uma menor área de concentração. Isso também ocorre no quarto estágio de evolução da rede de drenagem (figura 5d), até ser formada uma bacia, na qual não haja condições de concentrações mínimas para erosão de um novo canal a partir do escoamento concentrado, chegando a bacia a sua densidade de canais máxima (HORTON, 1945).

Figura 5: Modelo de evolução da drenagem proposto por Horton (1945, p.340), no qual: (a) corresponde ao processo de *micropiracy*, responsável pela captura dos canais adjacentes, gerando maior volume d'água aos canais principais e levando ao seu aprofundamento; (b) reflete o processo de *cross-grading*, quando o fluxo maior escava com maior intensidade seu leito e gera um novo nível de base, para onde os cursos adjacentes fluem; (c) corresponde ao desenvolvimento dos tributários gerados em “b”; e (d), bacia com sua taxa máxima de canais. Fonte: Horton (1945, p.340).



Embora o modelo de Horton (1945) seja, provavelmente, o mais citado na literatura, por sua profunda influência tanto na Geomorfologia quanto na Hidrologia, sua aplicação é mais apropriada em áreas com baixa cobertura vegetal, com pouca capacidade de infiltração e com o manto de alteração pouco desenvolvido (KIRKBY e CHORLEY, 1967; DUNNE, 1978, 1980, 1990; MONTGOMERY e DIETRICH, 1994). Além disso, como chamam a atenção Kirkby e Chorley (1967), o modelo proposto por Horton trata a evolução do canal fluvial exclusivamente por processos superficiais, não levando em consideração os fluxos subterrâneos.

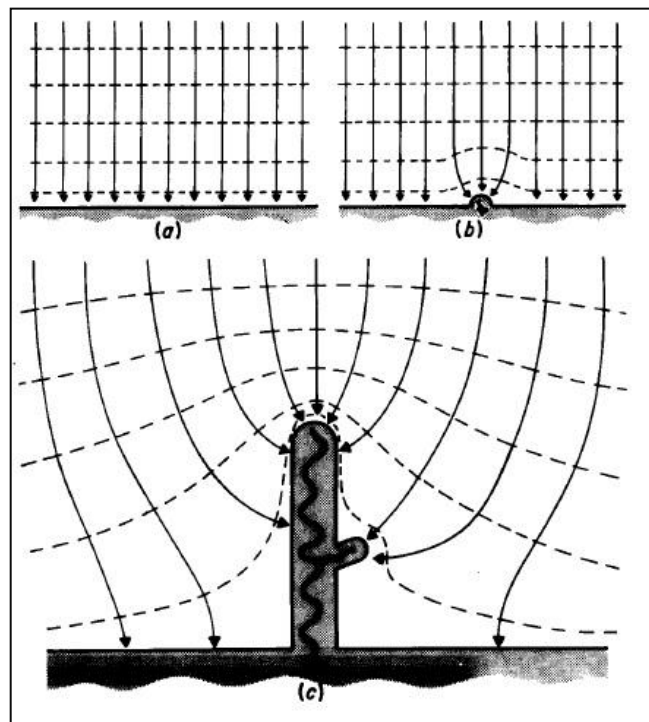
Diferentemente de Horton (1945), Dunne (1980) baseou seu modelo conceitual nos processos de exfiltração e retração de cabeceiras, dando papel fundamental aos fluxos subterrâneos na gênese e desenvolvimento da rede de drenagem através do processo de “*spring sapping*”. Para ele, o desenvolvimento de zonas de maior permeabilidade possibilita a concentração da água subsuperficial, em razão da heterogeneidade do material intemperizado e levando em consideração a variedade dos tamanhos que compõem o manto de alteração.

Com a convergência e concentração da água, o processo de “*piping*” amplifica sua ação e remove maior volume de material (KNIGHTON, 1984).

No modelo de Dunne (1980), a evolução da rede de drenagem parte inicialmente de uma vertente inclinada (figura 6), com curvas equipotências homogêneas (linhas tracejadas da figura 6a) onde o fluxo subterrâneo tem orientação preferencialmente paralela em direção ao nível de base da vertente (linhas contínuas da figura 6a). O segundo estágio é marcado pela convergência da água subterrânea ocasionada pelo processo de “*piping*”, ou por uma irregularidade da superfície, ocasionando perturbação das curvas equipotenciais e surgimento do canal fluvial (figura 6b).

Após o surgimento superficial do fluxo concentrado, o canal é escavado em direção ao divisor hidrográfico, até um ponto crítico onde o suprimento de água for suficiente para manter o canal ativo, mesmo não tendo energia suficiente para retração da cabeceira a remota. O aumento da concentração de fluxo em torno do novo canal propicia novos “*pipes*”, formando novos canais tributários que crescem a partir da retração da cabeceira (figura 6c).

Figura 6: Rede de fluxo subsuperficial e retração da rede de drenagem: (a) representa as linhas equipotenciais da vertente, indicando a direção do fluxo subterrâneo; (b) perturbação das curvas equipotenciais pelo processo de *piping*, convergindo o fluxo subterrâneo para a base da vertente, exfiltrando e iniciando o canal fluvial; (c) com o aumento da concentração de fluxo na base da vertente, o canal se expande e se ramifica a partir da retração remontante. Fonte: Dunne (1980, p. 228).



3 A ÁREA DE ESTUDO

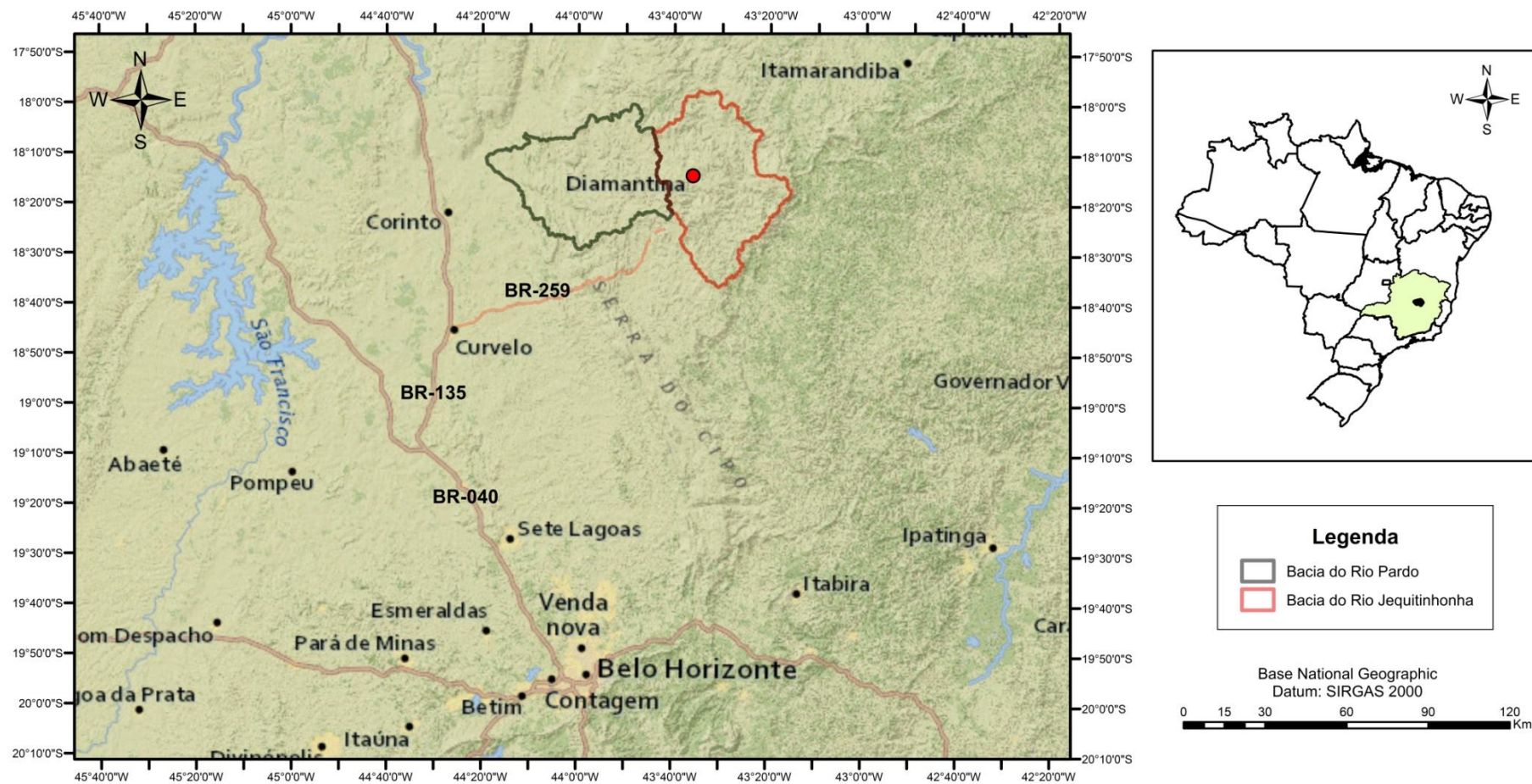
3.1 Localização.

A área de estudo encontra-se localizada na porção meridional da Serra do Espinhaço, na porção central do Estado de Minas Gerais, entre os paralelos $17^{\circ}58'35''\text{S}$ e $18^{\circ}56'50''\text{S}$, e os meridianos $43^{\circ}14'35''\text{O}$ e $44^{\circ}20'00''\text{O}$, englobando duas importantes bacias de drenagem: a do rio Pardo e do Alto Jequitinhonha.

Sua maior parte está inserida administrativamente no município de Diamantina/MG, que abrange uma área de aproximadamente $3.891,659 \text{ km}^2$ (IBGE, 2010), que faz parte da Macrorregião do Alto Jequitinhonha e Microrregião Mineradora de Diamantina. A área especificamente analisada e amostrada adentra os municípios de Buenópolis, Augusto de Lima, Monjolos, Gouveia, Datas, Serro e Couto Magalhães.

Toda região conecta-se com a capital mineira por rodovias pavimentadas: BR-040, de Belo Horizonte à Paraopeba; BR-135 de Paraopeba à Curvelo; e, por fim, pela BR-259, de Curvelo até a cidade de Diamantina (Figura 7).

Figura 7: Localização da área de estudo, Espinhaço Meridional – MG.



3.2 Geologia.

A região nomeada pelo Barão de Eschwege como “*Serra do Espinhaço*” representa uma área topograficamente elevada de direção N-S, que acompanha quase paralelamente o Oceano Atlântico desde a região do Quadrilátero Ferrífero/MG até a Chapada Diamantina/BA, margeando a borda leste do Cráton do São Francisco.

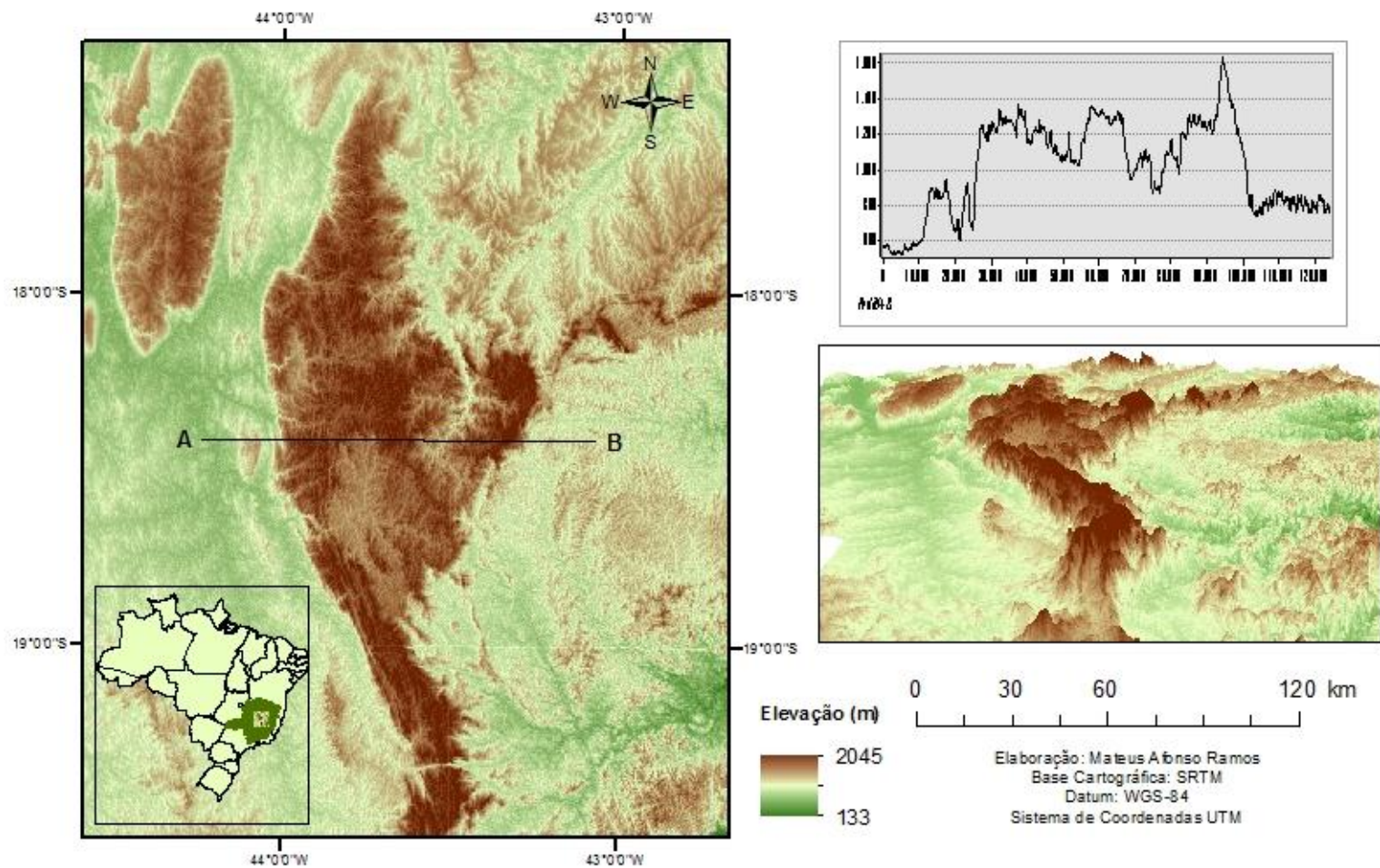
Essa Serra é compartimentada conforme critérios litoestruturais e morfoestruturais nos seguimentos Setentrional, de direção SSW-NNE, e Meridional, de direção geral SSE-NNW, os quais são separados por uma zona topograficamente deprimida, marcada por um sistema de falhas transcorrentes de direção nordeste (figura 8), a norte do município de Diamantina (SAADI, 1995; ALKIMIM *et al.*, 2007).

A porção Meridional (figura 8), *loci* deste estudo, encontra-se integralmente localizada no Estado de Minas Gerais, a começar da serra do Cipó, aproximadamente 50 km da capital mineira, alongando-se por cerca de 300 km em linha reta até adjacências do paralelo 17° S (ALKIMIM *et al.*, 2007; KNAUER, 2007).

Parte integrante do orógeno Araçuaí, o seguimento Meridional destaca-se no relevo como um alto estrutural topográfico sustentado pelas rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço, onde atua como um grande divisor hidrográfico, separando três das principais bacias hidrográficas do estado mineiro: São Francisco, Rio Doce e Jequitinhonha (PFLUG, 1965; AUGUSTIN, 1995; SAADI, 1995; ULHEIN *et al.*, 1998; ALKIMIM *et al.*, 2007; FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Os vários eventos tectônicos aos quais a porção Meridional do Espinhaço foi submetida lhe imprimiram características estruturais ímpares. As dobras, falhas e fraturas formadas durante a orogenia do Ciclo Brasileiro (600-550 Ma) controlam, hoje, grande parte dos processos geomorfológicos na região (AUGUSTIN, 1995a e b; SAADI, 1995). Valendo-se dessas estruturas, os processos hidrológicos e bioclimáticos vêm moldando o relevo ao longo do tempo. Assim, compreender os eventos que contribuíram para evolução e esculturação das suas formas de relevo, bem como identificar os processos que atuam na área, são subsídios importantes para entender suas interações e implicações na temática deste trabalho.

Figura 8: Modelo digital de elevação destacando a totalidade da Serra do Espinhaço Meridional.



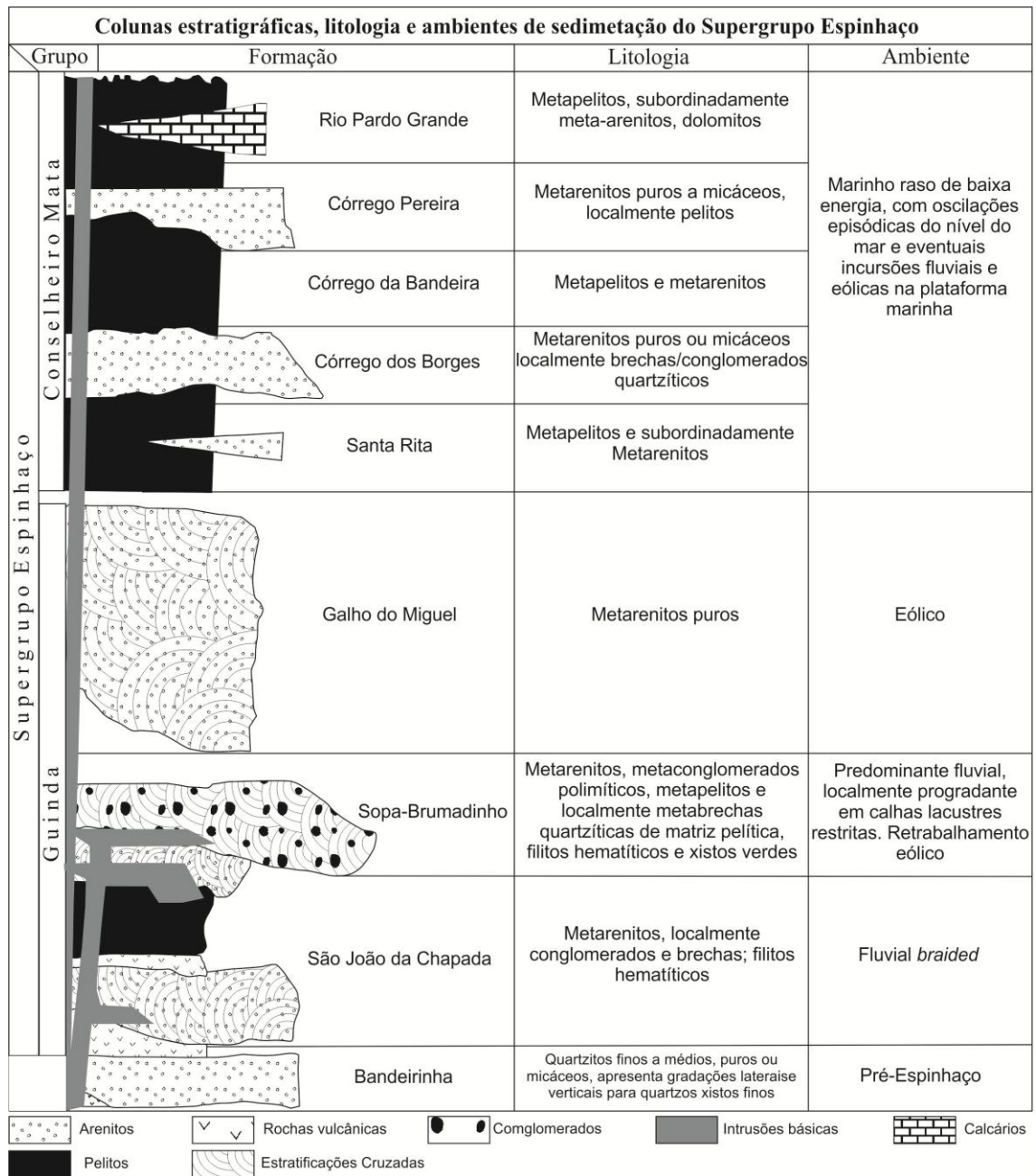
3.2.1 A evolução geológica da região do Espinhaço Meridional:

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) foi modelada em rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço, datadas do Paleo/Mesoproterozóico (UHLEIN, 1991; ALKMIM, 2012). Além dos quartzitos, esse Supergrupo é composto por metassiltitos, metaconglomerados, filitos e metavulcanitos de caráter básico e ácido (figura 9), cujo padrão estrutural evidencia intensa deformação tectônica ocorrida durante o Evento Brasileiro (ULHEIN, *et al.*, 1998; VALADÃO, 1998). De modo geral, o Supergrupo Espinhaço é constituído por uma espessa sucessão de sedimentos continentais intercalados com rochas vulcânicas na base, que passam a marinhas no topo (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2001).

O avanço na compreensão da evolução do Espinhaço tem sido grande, com importantes contribuições de pesquisadores ao longo de mais de 40 anos de estudos na região (PFLUG, 1965; ALMEIDA, 1977; FOGAÇA e ALMEIDA ABREU, 1982; FOGAÇA *et al.*, 1984; KNAUER 1990; UHLEIN, 1991; ALMEIDA-ABREU, 1993; ALMEIDA-ABREU e PFLUG, 1994; ALMEIDA ABREU, 1995; DUSSIN e DUSSIN, 1995; RENGER e KNAUER, 1995; UHLEIN *et al.*, 1998; KNAUER, 2007; ALKIMIM *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007; CHEMALE *et al.*, 2012). Apesar da grande quantidade de trabalhos realizados na SdEM, sua evolução geológica apresenta-se ainda em aberto, dada a sua complexidade evolutiva.

As colunas estratigráficas utilizadas para os estudos do Supergrupo Espinhaço (figura 9) baseiam-se nas propostas por Pflug (1968 apud Knauer, 2007) e Schöll e Fogaça (1979). Várias propostas de ordenamento foram idealizadas no passado, com variadas tentativas de reunião dessas unidades em grupos maiores. A imagem subsequente (figura 9) representa a coluna estratigráfica proposta por Almeida-Abreu e Renger (2002). Nesse esquema, são reconhecidos dois conjuntos maiores: 1) Grupo Guinda e 2) Grupo Conselheiro Mata. O primeiro reúne as Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, enquanto o Grupo Conselheiro Mata engloba as cinco Formações superiores do Supergrupo Espinhaço: Formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, representando uma sequência sedimentar de origem costeira e continental (KNAUER, 2007).

Figura 9: Coluna estratigráfica da Serra do Espinhaço Meridional. Modificado de Alkmim (2012) e Almeida Abreu e Renger (2002).



A Formação Bandeirinha (figura 9) é constituída por rochas quartzíticas (geralmente micáceas) que apresentam estratificações cruzadas, metaconglomerados e, excepcionalmente, rochas xistosas (KNAUER, 2007), depositados em ambientes fluviais com contribuição eólica e de leques aluviais (ALMEIDA-ABREU, 1995). Neste trabalho, não se considera a Formação Bandeirinha como parte do Supergrupo Espinhaço, por não ser ainda um consenso entre os pesquisadores. Almeida-Abreu (1993), Martins-Neto (1993) e Almeida-Abreu (1995), por exemplo, sugerem a inclusão da Formação Bandeirinha à base do Supergrupo

Espinhaço, enquanto que Uhlein *et al.* (1998) e Knauer (2007) defendem a manutenção desta Formação no Grupo Costa Sena.

Supergrupo Espinhaço – Formações do Grupo Guinda:

A Formação São João da Chapada (figura 9) é composta por quartzitos de granulometria variada, ricos em estratificações cruzadas, com níveis de metapelitos e metaconglomerados lenticulares (UHLEIN, 1998). Schöll e Fogaça (1979) sugerem segmentar essa Formação em três níveis informais: “A”, “B” e “C”. A base (nível “A”) apresenta quartzitos sobre metaconglomerados polimíticos, enquanto o nível “B” contém filitos hematíticos intercalados por xistos verdes e rochas ricas em cloritóide (SCHÖLL e FOGAÇA, 1979). No nível superior (“C”) há predomínio de quartzitos médios e grosseiros sobre filitos e quartzos filitos, que gradam lateralmente para quartzitos micáceos finos (SCHÖLL e FOGAÇA, 1979; KNAUER, 2007).

Abrangendo maiores extensões espaciais na área deste estudo, a Formação Sopa-Brumadinho (figura 9) apresenta, de acordo com Almeida-Abreu (1995), sedimentos que indicam deposições em ambientes lacustres e leques fluviais progradantes de W-E, sendo, hoje em dia, o mais estudado dentre todas as Formações, especialmente por causa do seu potencial diamantífero. O autor acima citado reconhece três divisões dessa Formação, designados respectivamente de Datas, Caldeirões e Campo Sampaio, este último proposto por Fogaça e Almeida-Abreu (1982). A Faciologia e Litologia do Sopa-Brumadinho estão discriminadas no quadro 1.

Quadro 1: Estratigrafia e faciologia da Formação Sopa-Brumadinho na faixa mediana central da SdEM, segundo Almeida e Pflug (1994), apud Almeida-Abreu (1995).

FORMAÇÃO SOPA- BRUMADINHO	MEMBRO	FÁCIES	LITOLOGIA	ESPESSURA (m)
	CAMPO SAMPAIO	LACUSTRE SUPERIOR	Principalmente Pelitos (localmente com níveis ricos em Turmalina), Arenitos (Micáceos ou não), Diamictitos (em leitos ou preenchendo paleocanais), Filitos Hematíticos e Vulcânicas Básicas	0 - 80
	CALDEIRÕES	ALUVIAL/LEQUES	Arenitos (Puros, Micáceos ou Ferruginosos), Arenitos Conglomeráticos, Conglomerados Poli-ou-Monomíticos geralmente suportados pelos seixos, Filitos Hematíticos e Xistos Verdes	50 - 150
	DATAS	LACUSTRE INFERIOR	Principalmente Pelitos, subordinariamente Arenitos, localmente Xistos Verdes e/ou Filitos Hematíticos	0 - 100 (?)

A Formação Galho do Miguel (figura 9) é caracterizada por apresentar uma composição de 90% de quartzitos puros, de granulometria fina e coloração esbranquiçada

(DOSSIN *et al.*, 1990). Os outros 10% correspondem a quartzitos micáceos de textura fina, intercalados por metargilitos acinzentados ou esverdeados (DOSSIN *et al.*, 1990; KNAUER, 2007). Estão presentes estratificações cruzadas, tabulares e acanaladas de grande porte, como, também, marcas de ondas, indicando deposições eólicas em ambientes costeiros (DOSSIN *et al.*, 1990).

Supergrupo Espinhaço – Formações do Grupo Conselheiro Mata:

Todas as Formações pertencentes ao Grupo Conselheiro Mata estão localizadas na borda oeste da SdEM, apresentando-se em uma faixa que acompanha, em paralelo, a escarpa da serra, com direção geral N-S. Segundo Dossin *et al.* (1990), esse Grupo possui espessura em torno de 800 metros e é constituído pela reunião de cinco Formações: Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego do Pereira e Rio Pardo Grande, compostas por alternâncias de sedimentos arenosos e siltico-arenosos, caracterizando episódios transgressivos e regressivos em ambiente marinho (figura 9).

Na base, a Formação Santa Rita (figura 9) é constituída, predominantemente, por quartzitos de granulometria fina, filitos e por restritos metaconglomerados com seixos de quartzito, metassiltito e filito, arredondados à subangulosos, suportados por matriz quartzítica (DOSSIN *et al.*, 1990). As rochas dessa Formação gradam verticalmente para os quartzitos de textura média à fina da Formação Córrego dos Borges, que apresentam estratificações cruzadas acanaladas, muitas vezes truncadas por marcas de ondas (DOSSIN *et al.*, 1990; KNAUER, 2007).

A Formação Córrego da Bandeira (figura 9) é constituído por quartzitos de textura fina à média, sobrepostos a uma base filítica/metassiltítica (KNAUER, 2007). Segundo Dossin *et al.* (1990), apresentam estratificações cruzadas centimétricas e marcas de ondas. Composta por quartzitos de granulometria fina a média, localmente puros, a Formação Córrego Pereira exhibe estruturas preservadas, como estratificações cruzadas acanaladas de ordem métrica e sinais de ondas de pequeno porte (DOSSIN *et al.*, 1990). As associações faciológicas desta formação sugerem, segundo Dossin *et al.* (1990), ambiente deposicional marinho raso.

No topo (figura 9), geralmente aparecem rochas da Formação Rio Pardo Grande, formada por metassiltitos e metargilitos que gradam verticalmente para quartzitos finos e muito micáceos (KNAUER, 2007). Como podem aparecer intercalações finas de rochas calcárias nessa formação, Dossin *et al.* (1990) sinalizam que o ambiente deposicional,

provavelmente, tenha sido de mar raso com porções da bacia sujeitas à atuação de ondas e de marés.

3.2.2 Estruturas geológicas:

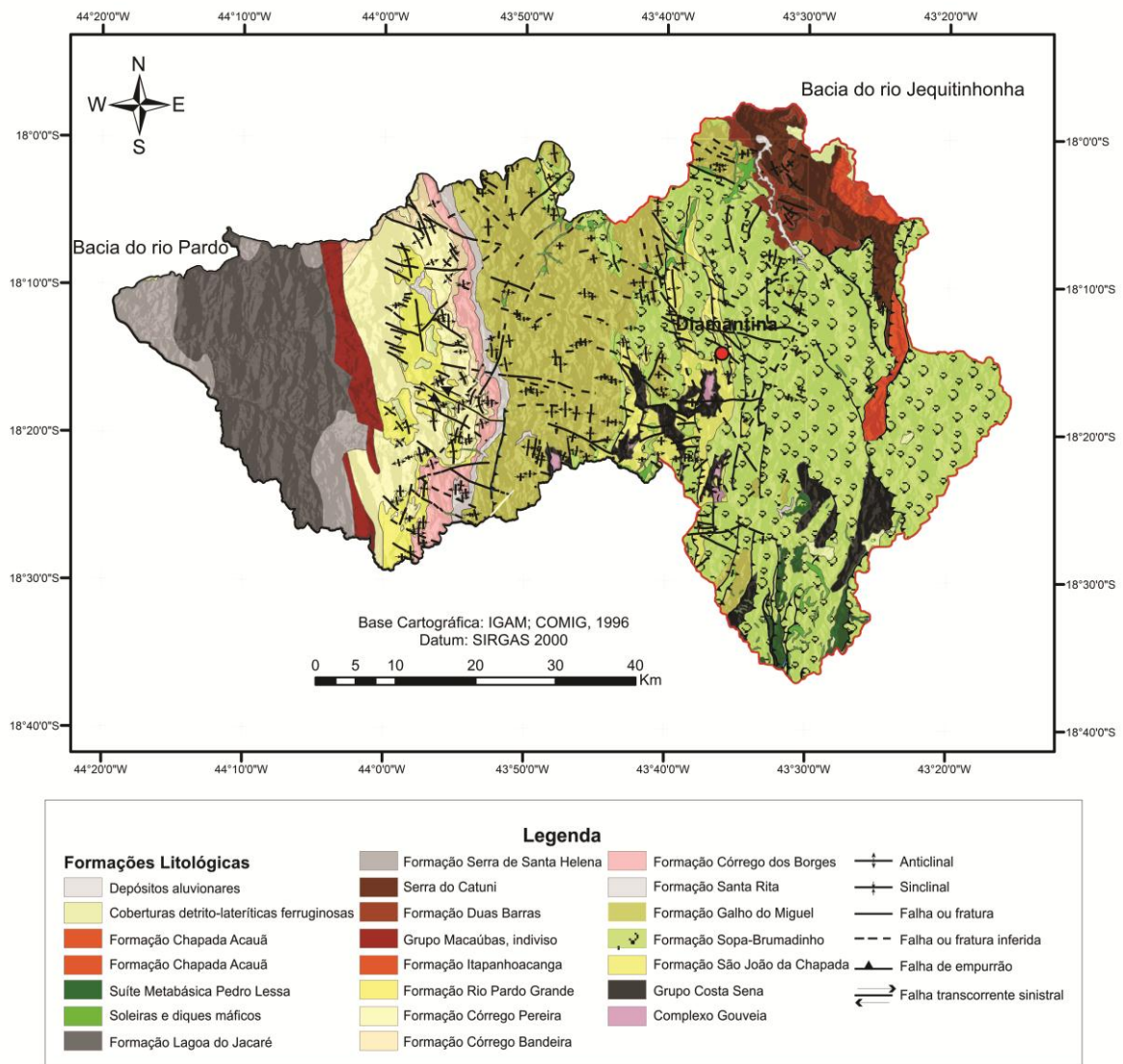
O padrão estrutural encontrado na Serra do Espinhaço Meridional é consequência dos grandes esforços tectônicos que sobrevieram durante o Pré-Cambriano, culminando no Brasileiro (600-550 Ma) em um alto estrutural topográfico (figuras 8 e 10) composto de rochas deformadas e muito fraturadas (UHLEIN, 1991; SAADI, 1995; AUGUSTIN, 1995a, AUGUSTIN, 1995b; VALADÃO, 1998). Esse conjunto estrutural das litologias do Supergrupo é bastante diversificado, creditado a um sistema de falhas de empurrão orientadas no sentido N-S e NNW-SSE com mergulhos para leste (figura 10), com o aumento do grau de deformação no mesmo sentido (FOGAÇA, 1997; SAADI, 1995; KNAUER, 2007). Knauer (2007, p.87) destaca uma série de características comuns às rochas do Supergrupo Espinhaço, que explicitam a ocorrência de eventos deformacionais marcados por grandes transportes de massa com direção de E-W:

- Foliação (muitas vezes de origem milonítica) com valores próximos a norte-sul, com mergulhos para os quadrantes leste;
- Duas lineações de interseção têm presença constante, sendo uma de direção norte-sul (originada no plano axial de dobras abertas), e que representa clivagem com altos mergulhos, e outra de direções próximas a leste-oeste;
- Lineação de estiramento mineral, com direções em torno de $S75^{\circ}-85^{\circ}E$, paralela ao estiramento dos seixos de metaconglomerados;
- Constante assimetria de elementos, incluindo foliação “S/C”, sombras de pressão, “boudinage” de veios, “rod’s” rotacionados e “mica-fish”.

Por se encontrar na zona proximal da colisão, a borda leste da SdEM (figuras 8 e 10), que é drenada pela Bacia do Alto Jequitinhonha, apresenta um maior sistema de falhas de empurrão (SAADI, 1995). Já a borda oeste, drenada pelo rio Pardo (figura 10), é caracterizada por uma extensa falha normal, representando uma feição morfotectônica típica de *front* de cavalgamento, consequência dos processos de colisões registrados na história do Espinhaço

(ALMEIDA-ABREU, 1995; SAADI, 1995). À essas estruturas no rio Pardo, somam-se falhas transcorrentes e uma zona estruturada em anticlinais e sinclinais de direções predominantemente N-S (figuras 8 e 10).

Figura 10: Mapa litoestrutural da área de estudo. Adaptação das Folhas Diamantina (SE-23-Z-A-III), Rio Vermelho (SE-23-Z-B-I), Curimataí (SE-23-X-C-VI), Presidente Kubitschek (SE-23-Z-A-VI) e Serro (SE-23-Z-B-IV), elaboradas por Fogaça (2012), Tupinambá *et al.* (2012), Noce e Fogaça (2012), Knauer e Fogaça (2012) e Knauer e Grossi Sad (2012), respectivamente.



3.2.3 Evolução geológica.

Vários modelos evolutivos para a Serra do Espinhaço Meridional foram pensados ao longo do tempo, como os trabalhos de Brito Neves *et al.* (1979), Knauer (1990), Uhlein (1991), Uhlein *et al.* (1995), Almeida-Abreu (1993-1995) e Dussin e Dussin (1995). De forma

geral, esses modelos são baseados em resultados geocronológicos, impulsionados principalmente após os trabalhos de Brito Neves *et al.* (1979), que apontam a seguinte sequência de eventos: entre 2,8 e 2,6 Ga., formou-se o embasamento; de 2,1 a 2,0 Ga., teria ocorrido a formação de granitos; de 1,8 a 1,7 Ga., iniciou-se a individualização dos sítios de deposição do Espinhaço; entre 1,7 e 1,3 Ga., houve a sedimentação do Supergrupo Espinhaço; de 1,3 a 1,2 Ga., ocorreu a principal fase de deformação e metamorfismo; de 1,2 a 1,0 Ga., o período pós-tectônico com magmatismo básico e início de individualização da Bacia Bambuí; e, de 0,65 – 0,50 Ga., o Ciclo Brasileiro dobrou e metamorfozou as rochas do Supergrupo Espinhaço, Grupo Bambuí e cronocorrelatos.

3.3 Geomorfologia do Espinhaço Meridional:

3.3.1 Evolução geomorfológica:

O alto estrutural arquitetado no Brasileiro manteve-se soerguido em todo o eón Fanerozóico, tempo marcado por processos de intensa desnudação da área continental (VALADÃO, 1998). Dessa forma, a Serra do Espinhaço desempenhou papel de fonte sedimentar para bacias interiores e, após a individualização da Plataforma Sul-americana no Cretáceo, para bacia marginal da costa brasileira. Esse fato é testemunhado nos levantamentos sobre a evolução do relevo brasileiro realizados por King (1956), que reconhece uma superfície Gondwânica (Cretáceo Inferior) na Serra do Cipó e outra entre alinhamentos de picos entre Serro/MG e Diamantina/MG, levando o autor a concluir que o Espinhaço já constituía um divisor hidrográfico desde o início do Cretáceo.

No planalto de Diamantina, King (1956, p.227) identifica aplainamentos pertencentes ao ciclo Post-Gondwana, descrevendo-os como um “esplêndido aplainamento a 1250-1300 metros”. Próximo à Bandeirinha e a Guinda, esse planalto eleva-se a 1400 metros, evidenciando um eixo de arqueamento do fim do Terciário (KING, 1956). A Superfície Sul-Americana, por sua vez, é reconhecida margeando toda a Serra, entrecortada pelo Ciclo de Erosão Velhas, elevando-se de W-E na borda oeste por cerca de 1000 metros, e entre 800 m na borda leste. As investigações de King (1956) permitiram ainda concluir que houve três ou quatro eventos deformacionais por arqueamento, e que estes migraram de oeste para leste.

Acompanhando o raciocínio de King (1956) e respeitando as cotas altimétricas propostas por ele para identificação das superfícies de aplainamento na região, Abreu (1982) demarca três níveis do relevo no planalto de Diamantina:

- **Nível 3:** mais antigo, é correspondente ao que King (1956) identifica como Post-Gondwana, entre cotas de 1.200 a 1.400 m, referindo-se a um arqueamento do relevo entre as nascentes do ribeirão Datas e Guinda, formando o divisor hidrográfico entre as bacias Jequitinhonha e São Francisco;
- **Nível 2:** encontrado entre altitudes de 1.000 a 1.100 m é similar à Superfície Sul-americana de King (1956). Caracteriza-se por conter jazidas de manganês e está estruturado em estruturas morfológicas escalonadas, desniveladas entre si por falhas normais com direções predominantemente NW-SE;
- **Nível 1:** nível mais recente dentre todos, correspondente ao Ciclo Velhas de King (1956), em cotas entre 750-800m de altitude. Recorta o segundo nível proposto por Abreu (1982) e pode ser reconhecida em níveis de terraços ao longo do rio Jequitinhonha a norte de Medanha/MG.

Para King (1956), secundado por Abreu (1982), essas superfícies de aplainamentos teriam sido esculpidas em ambientes de clima seco. Contudo, para Saadi (1995) essa evolução é baseada em um desenvolvimento geomorfológico em condições paleoclimáticas predominantemente quentes e úmidas, marcadas pelas características sedimentológicas e mineraloquímicas dos depósitos cenozóicos na região. Dessa forma, os patamares escalonados encontrados no Planalto de Diamantina seriam resultados de pulsos tectônicos, como proposto por Penck (1924). Segundo Saadi (1995, p.61):

“a ausência de depósitos mesozóicos sobre a serra parece indicar que esta constituía, já naquele período, uma saliência topográfica separando as bacias hidrográficas interiores das que vertiam para o litoral [...]. Isso explicaria a fossilização, e conseqüente preservação, de uma superfície mesozóica (Pós-Gondwânica) de King (1956) pelos arenitos cretáceos da bacia Sanfranciscana [...]. Essa região devia, conseqüentemente, comportar-se como um *primärrumpf*, um sítio puramente erosivo com altitudes culminantes localizadas no planalto de Diamantina.”

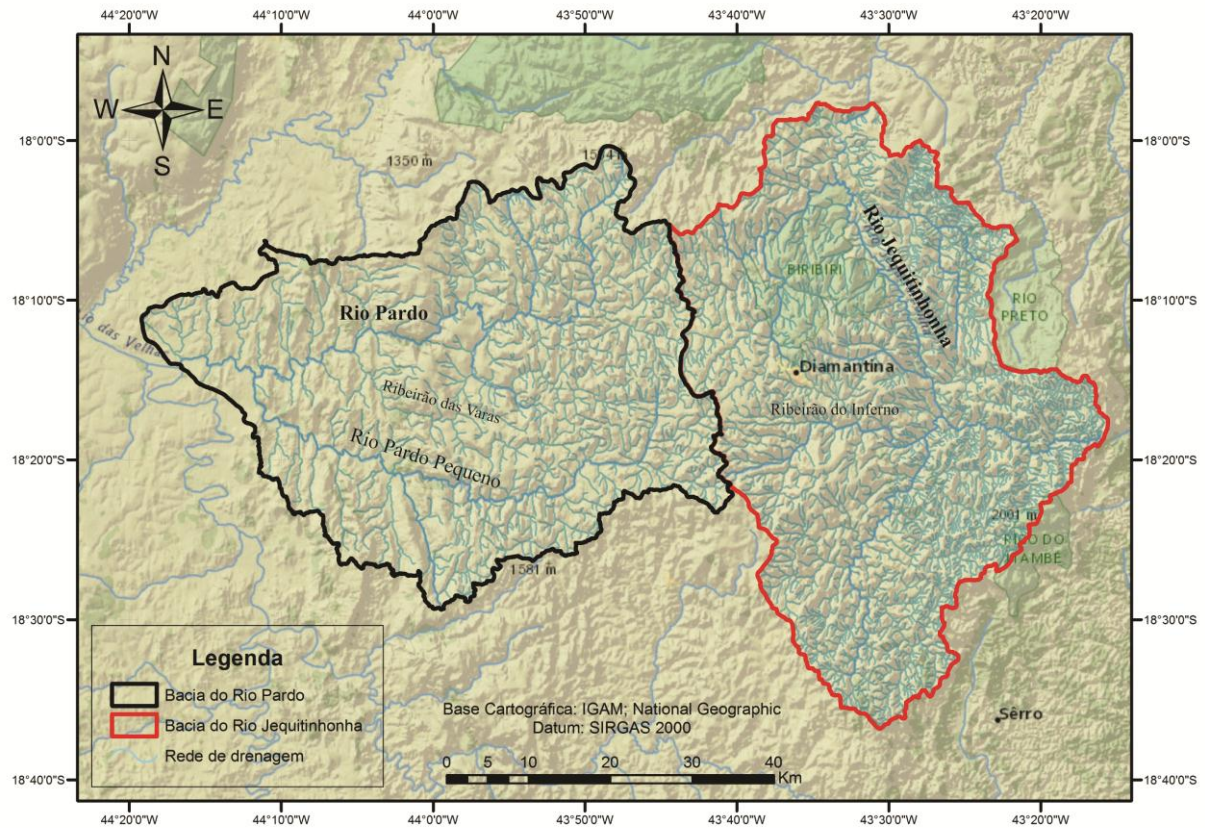
Morfologicamente, a SdEM forma hoje um grande arco com a convexidade dirigida para oeste com sua grande escarpa voltada no mesmo sentido, no contato entre rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Bambuí. Em contrapartida, a borda leste da serra apresenta-se toda retalhada pelos processos de dissecação do relevo realizados pela rede de drenagem voltada para o oceano (SAADI, 1995; FONSECA e AUGUSTIN, 2011).

Vários trabalhos foram desenvolvidos com o intuito de contribuir com os conhecimentos sobre a evolução das formas de relevo e processos morfodinâmicos na Serra do Espinhaço (SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, 1995; AUGUSTIN, 1995a, 1995b; AUGUSTIN, 1999; AUGUSTIN e ARANHA, 2006; AUGUSTIN *et al.*, 2011; FONSECA E AUGUSTIN, 2011; 2014; ROCHA, 2011). Embora tenham enfoques diferentes e diversas escalas, é consensual entre esses trabalhos que o relevo na região é controlado pelas características geológicas oriundas do orógeno homônimo. A composição geoquímica das rochas, bem como as dobras, falhas e fraturas engendradas nos processos tectônicos foram cruciais balizadores da evolução da paisagem.

O sistema fluvial desenvolveu-se aproveitando o arranjo estrutural originado dos episódios tectônicos do Brasileiro, como: falhas de empurrão, dobramentos e um sistema de sinclinais e anticlinais em alinhamentos estruturais orientados, preferencialmente, no sentido N-S e NNW-SSE (FONSECA e AUGUSTIN, 2014). Segundo Augustin (1995 *a, b*), a rede de drenagem valeu-se primeiramente das direções dos sinclinais e anticlinais, dando origem aos cursos principais de direção N-S, como no caso do rio Jequitinhonha (figura 11). Nessa etapa, foram aproveitados os fraturamentos na expansão e encaixamento da rede fluvial, contribuindo, em partes, na exumação das dobras (AUGUSTIN *et al.*, 2010; FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Em um segundo momento, os canais encaixaram-se seguindo falhas normais e transcorrentes de direções E-W, mais presentes na bacia do rio Pardo e nos afluentes esquerdos do rio Jequitinhonha (figura 11), orientando os principais canais destas bacias (AUGUSTIN *et al.*, 2010; FONSECA e AUGUSTIN, 2014). Um terceiro elemento responsável pela orientação da drenagem ainda é levantado pelos autores (*op. cit.*), a inserção da rede fluvial sobre intrusões de rochas metabásicas (AUGUSTIN *et al.*, 2010; FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Figura 11: Bacias de Drenagem do Rio Pardo e Jequitinhonha no Espinhaço Meridional.



A análise da rede de drenagem e seus padrões também podem, portanto, ser utilizada como indicadora da evolução do relevo e podem refletir controles tectônicos na região estudada (HOWARD, 1967).

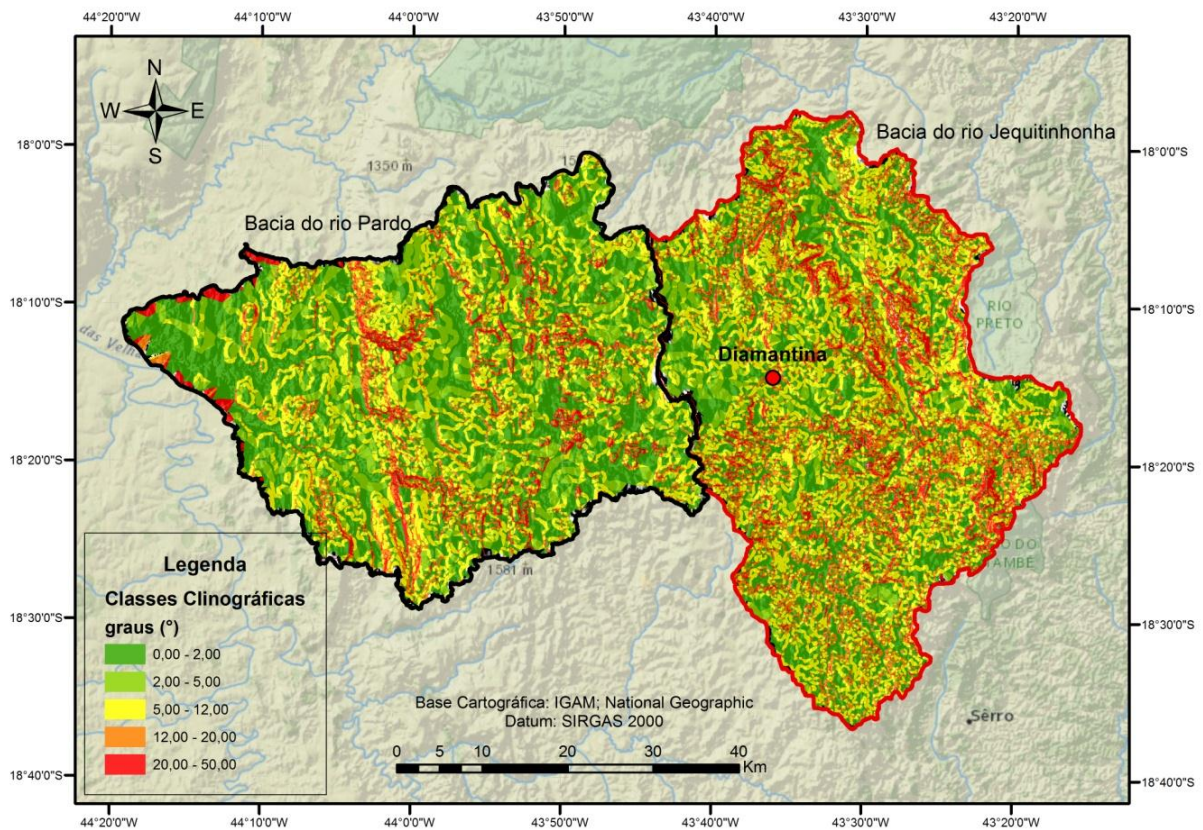
As duas bacias que drenam a região, Pardo e Alto Jequitinhonha (figura 11), têm praticamente a mesma dimensão (2028,6 e 2053,75 km², respectivamente) e mesma ordem hierárquica, 6^a ordem de acordo com a classificação de Strahler (1952). Contudo, a bacia do Alto Jequitinhonha ostenta maior densidade de drenagem, demonstrando maior eficiência na formação e desenvolvimento de sub-bacias (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Essa conjuntura também pode ser observada na maior intensidade da atuação dos processos fluviais por parte da bacia do Alto Jequitinhonha, escavando e modelando o relevo em sua área de influência com grande vigor, como pode ser testemunhado pela maior declividade desta bacia (figura 12). Na bacia do Pardo, as maiores declividades ocorrem em áreas de diferenciação litológica entre as rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Bambuí na borda oeste da Serra (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Os padrões de drenagem na área de estudo podem ser divididos em três grupos principais: dentrítico, retangular e treliça (FONSECA e AUGUSTIN, 2014). Os dois últimos estão associados a regiões com ocorrência de rochas do Supergrupo Espinhaço, enquanto o padrão dentrítico é encontrado ao norte da bacia do Alto Jequitinhonha, associado à metapelitos e metadiamicritos do Grupo Macaúbas, e na bacia do rio Pardo, vinculado à presença de rochas sedimentares carbonáticas do Grupo Bambuí (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Fonseca e Augustin (2011) também identificaram intensidades diferentes de energia entre as duas principais bacias de drenagem da SdEM, através da aplicação do índice de Hack, indicando respostas morfodinâmicas mais intensas na bacia do rio Jequitinhonha (leste), em comparação com a bacia do rio Pardo (oeste). Esse fato pode ser observado na carta clinográfica (figura 12), na qual as maiores declividades são coincidentes com as da bacia do alto rio Jequitinhonha.

Figura 12: Mapa clinográfico da área de estudo:



3.4 O regime hidroclimatológico:

Apesar de a água ser responsável pela maioria dos processos físicos e químicos que ocorrem na natureza, ela não se distribui de forma uniforme pelo globo terrestre. Essa distribuição é regida pela combinação de diversos fatores, conhecido como “ciclo hidrológico”, sistema pelo qual a natureza faz a água circular entre o oceano, a atmosfera e a superfície terrestre (SOARES, 2008). Desse modo, em estudos que buscam compreender a dinâmica e os processos fluviais, como neste trabalho, é fundamental o bom conhecimento da dinâmica climática na região de estudo, em razão de que o sistema fluvial, teoricamente, apresenta oscilações sazonais em concordância com os regimes climatológicos (VERVLOET, 2015).

A dinâmica climática na Serra do Espinhaço Meridional aparentemente está correlacionada com a topografia (NEVES *et al.* 2005). As porções mais elevadas apresentam temperaturas sensivelmente mais baixas do que nas bordas da Serra. De acordo com o IBGE (1978), as áreas mais altas são classificadas como Mesotérmico Brando Semiúmido do Brasil Central. As terras situadas imediatamente abaixo das maiores cotas altimétricas são classificadas como Subquente Semiúmido do Brasil Central. Ambas apresentam verões bem definidos e são marcadas com pelo menos 3 meses de estiagem. Na borda oeste, nas cercanias da confluência entre os rios Pardo e Velhas, segundo classificação do IBGE (1978), o tipo climático é o Quente Semiúmido do Brasil Central, com 4 a 5 meses de estiagem.

Desse modo, constata-se que o efeito orográfico também influencia na distribuição das chuvas no Espinhaço, com seca mais pronunciada na borda oeste que na borda leste (NEVES *et al.*, 2005). Esse fato ocorre devido o lado leste da Serra, voltada para direção do Atlântico, atuar como uma barreira natural das massas de ar, aumentando sua turbulência e diminuindo a temperatura através da ascendência orográfica (NEVES *et al.*, 2005). A umidade presente no ar é, então, condensada, provocando maiores precipitações a barlavento, o que promove clima mais seco e quente a sotavento (NEVES *et al.*, 2005).

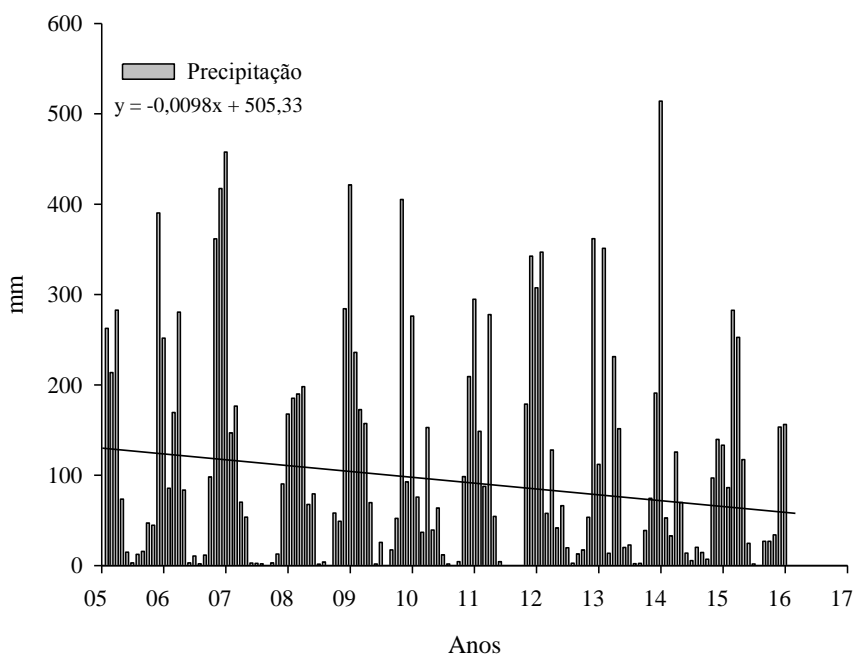
Para quantificar os processos hidroclimatológico na área de estudo, foram utilizados os dados do histórico de precipitação, temperatura e evapotranspiração potenciais consultados junto ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), entre os anos de 2005 e 2015, do município de Diamantina/MG. Essa é a cidade que se encontra próxima das áreas amostrais, apresentando-se como bom indicador da dinâmica local.

De acordo com os dados de precipitações obtidos (figura 13), observa-se a particularidade da sazonalidade climática na região, com verões marcados por intensas

precipitações e invernos com destacáveis estiagens. O inverno é bem caracterizado nos meses de maio, junho, julho e agosto. Por outro lado, o verão é marcado pela chegada das chuvas no fim de outubro e início de novembro, prolongando-se até meados de março.

A média de precipitações nesses 11 anos foi de 1325,3 mm anuais (figura 13), o que está de acordo com o índice pluviométrico registrado nos trabalhos de Portilho (2003) para a região de Gouveia/MG, na serra do Espinhaço Meridional. O ano que registrou maiores precipitações foi 2006, com 1981 mm, seguido pelos anos de 2005 e 2013, com 1612,3 e 1613,1 mm respectivamente. De outro lado, os anos que apresentaram menores índices pluviométricos foram os anos de 2007 e 2014, com respectivos 728,2 e 712,3 mm precipitados durante o ano todo, cerca de 50% da média registrada nesta série histórica.

Figura 13: Gráfico com linha de tendência das precipitações mensais no município de Diamantina, Serra do Espinhaço Meridional, no período de 2005 a 2015. Fonte: INMET.

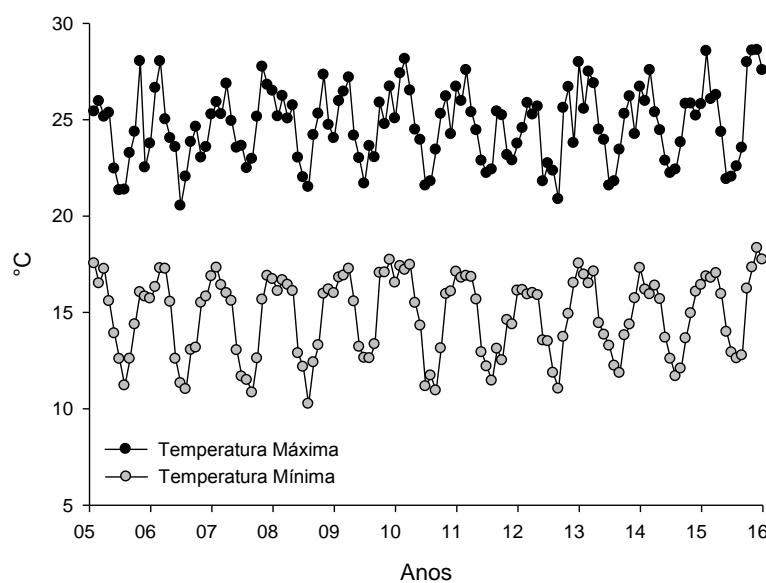


O comportamento da precipitação ao longo desses 11 anos mostra ainda uma tendência de queda nas precipitações. De acordo com a linha de tendência (figura 13), elas vêm diminuindo de aproximadamente 1440,5 mm médios anuais nos três primeiros anos da série, para um valor médio que gira em torno de 1162,8 mm nos três últimos anos. Isso significa um coeficiente de variação de cerca de 30%.

Enquanto as taxas de precipitação sofreram acentuadas variações, os índices de temperatura variaram levemente (figura 14). Contudo, da mesma forma que os dados de

chuva, as temperaturas assinalam peculiaridade sazonal da área, com temperaturas mais elevadas nos verões e invernos de temperaturas mais brandas. A média máxima anual é de 24,7°C ao passo que a média mínima anual é de 14,8°C, valores muito próximos aos observados por Portilho (2003) no município de Gouveia/MG, a 35 km de Diamantina.

Figura 14: Gráfico das temperaturas mínimas e máximas para o município de Diamantina entre o período de 2005 a 2015. Fonte: INMET.



Quando plotado o gráfico da temperatura média anual (figura 15), exibindo linha de tendência ao longo do registro desses 11 anos, nota-se um pequeno aumento da temperatura. A média desses anos é de 18,94 °C, com desvio padrão de $\pm 1,99$ °C. O coeficiente de variação da temperatura é de 10,5%, testemunhando a pouca variação da temperatura durante esse tempo analisado.

Os anos com as médias de temperaturas mais baixas foram 2006 e 2011, ambos com temperatura de 18,5°C. Os que apresentaram maior índice de calor foram 2014 e 2015, com 19°C e 19,9°C respectivamente.

Os dados de temperatura estão relacionados com os dados de evapotranspiração potencial (figura 15 e 16). Quanto menor a temperatura, menor a evapotranspiração observada. Esses dados também se correlacionam com as precipitações, mostrando da mesma forma que estes também variam sazonalmente.

De maio a agosto, os dados de evapotranspiração são mais elevados que os da precipitação, gerando déficit hídrico nestes meses. Surpreendentemente, os dados de

evapotranspiração dos janeiros dos anos 2010, 2014 e 2015 também apresentaram índices maiores do que os de precipitação (figura 16). Isso é incomum, visto que janeiro é, em geral, marcado por chuvas de verão. Esse fato também ocorreu nos meses de Fevereiro dos anos de 2011 a 2014 (figura 16). Ressalta-se que os anos de 2014 e 2015 estavam sobre influência do fenômeno El Niño, o qual poderia estar afetando a dinâmica climática destes anos.

Figura 15: Gráfico da temperatura média anual com linha de tendência. Município de Diamantina/MG, no período de 2005 a 2015. Fonte: INMET.

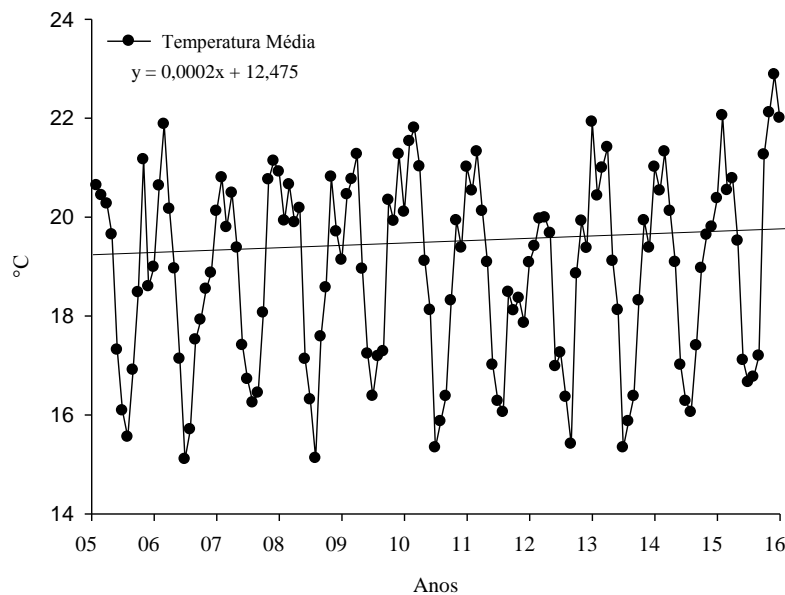
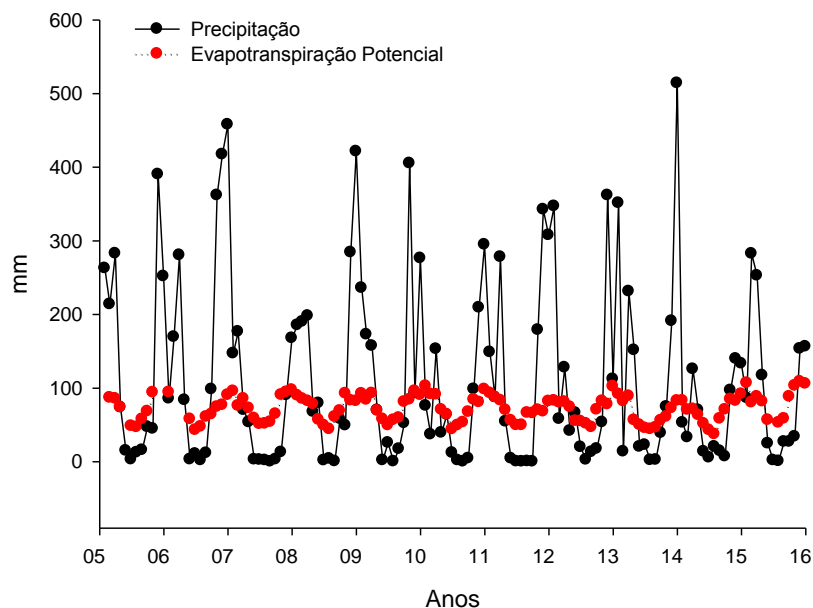


Figura 16: Gráfico com dados de precipitação e evapotranspiração para os anos de 2005 a 2015, no município de Diamantina/MG. Fonte: INMET.



3.5 Cobertura vegetal:

Na região das rochas siliciclásticas do Espinhaço Meridional a vegetação predominante é típica de Cerrado, com seus variados tipos fisionômicos, refletindo uma associação entre os fatores edáficos, climáticos e litológicos presentes na região (VALENTE, 2009):

- Os Campos Limpos, Campos Rupestres e Campos Sujos são encontrados em solos que, no geral, são pobres em nutrientes e estão associados ao intemperismo dos quartzitos. O predomínio de gramíneas, arbustos e cactáceas nestas áreas corresponde aos solos rasos com muitos afloramentos rochosos, sendo as principais famílias: *Amaranthaceae*, *Clusiaceae*, *Annonaceae*, *Lithraceae*, *Vochysiaceae*, *Leguminosae* (MENDONÇA FILHO, 2005). Destaca-se a composição florística dos Campos Rupestres no Espinhaço Meridional, uma vez que muitas espécies são endêmicas da região, sendo frequentemente encontradas sobre afloramentos de rochas ou em solos pedregosos, ácidos e pobres em nutrientes, destacando-se as famílias *Eriocaulaceae* e *Xyridaceae* (MENDONÇA FILHO, 2005);
- O Cerrado típico e o Cerradão, cujos conjuntos são caracterizados pela presença de árvores baixas, a maioria com altura inferior a 12 metros, inclinadas, tortuosas, com ramificações irregulares e retorcidas, possuem aspectos xeromórficos (MENDONÇA FILHO, 2005). Os solos onde ocorrem são mais profundos e com textura média, favorecidos pelo controle estrutural, onde o horizonte A é mais espesso e rico em matéria orgânica (VALENTE, 2009). Dentro dessas fitofisionomias, destacam-se as famílias *Caryocaraceae*, *Clusiaceae* e *Vochysiaceae* (MENDONÇA FILHO, 2005);

Também, nos contornos da Serra, acompanhando os traçados dos rios e em áreas de intrusões de rochas básicas, são encontradas Florestas Estacionais Semidecíduais e Matas Ciliares (RIZZINI, 1997). A vegetação arbórea é a mais representativa entre essas fisionomias, com destaque às *Euphorbiaceae*, *Clusiaceae* e *Rubiaceae* (MENDONÇA FILHO, 2005).

4 MÉTODO E TÉCNICAS DA PESQUISA

Com o intuito de atingir os objetivos propostos nesta pesquisa, procurou-se traçar um caminho lógico e sistemático, segmentado em três planos de análises: *i*: o plano de *coleta* de dados e informações relativos à área de estudo; *ii*: de *correlação* entre os elementos levantados no primeiro plano, entre si e com a literatura; e *iii*: o plano *interpretativo*, do significado das interações dos dados, relacionando-os com o quadro natural e espacial da Serra do Espinhaço Meridional.

Esses planos de análises não são estáticos e muito menos desvinculados entre si no desenvolvimento desta pesquisa. O plano *correlativo* é o elo conectivo entre as variadas informações empíricas elencadas no plano de *coleta*, concatenando-as e relacionando-as, tendo como finalidade alicerçar uma chave interpretativa. O último plano, *interpretativo*, busca produzir interpretações dos eventos e dados de natureza geomorfológica, inseridos espacialmente e embasados na associação com os diversos trabalhos já realizados na área de estudo.

A *coleta* de dados, por sua vez, é subdividida em três períodos distintos: *Pré-campo*, *Campo* e *Pós-Campo*. Em suma, essas subdivisões representam etapas de condução da pesquisa, onde estão incluídas as etapas de gabinete, de campo e laboratório. Os procedimentos e as técnicas empregados nesta pesquisa foram escolhidos com base na escala espaço-temporal e nos objetivos a serem cumpridos.

4.1 Etapa preparatória: *pré-campo*

Nesta etapa foram analisadas as peculiaridades espaciais e lineares que compõem a área de estudo. Ela envolveu levantamento bibliográfico acerca do tema do trabalho, sobre a área pesquisada e levantamento do material cartográfico.

Foram também escolhidas as técnicas, equipamentos e materiais disponíveis para a pesquisa, permitindo avaliar no tempo disponível para a coleta de dados: de Março de 2014 a Dezembro de 2015.

O período do Pré-Campo incluiu, assim, os procedimentos cartográficos, na escolha das áreas amostrais e elaboração das tabelas de observação em campo, que serão refinados a seguir.

4.1.1 Os procedimentos cartográficos:

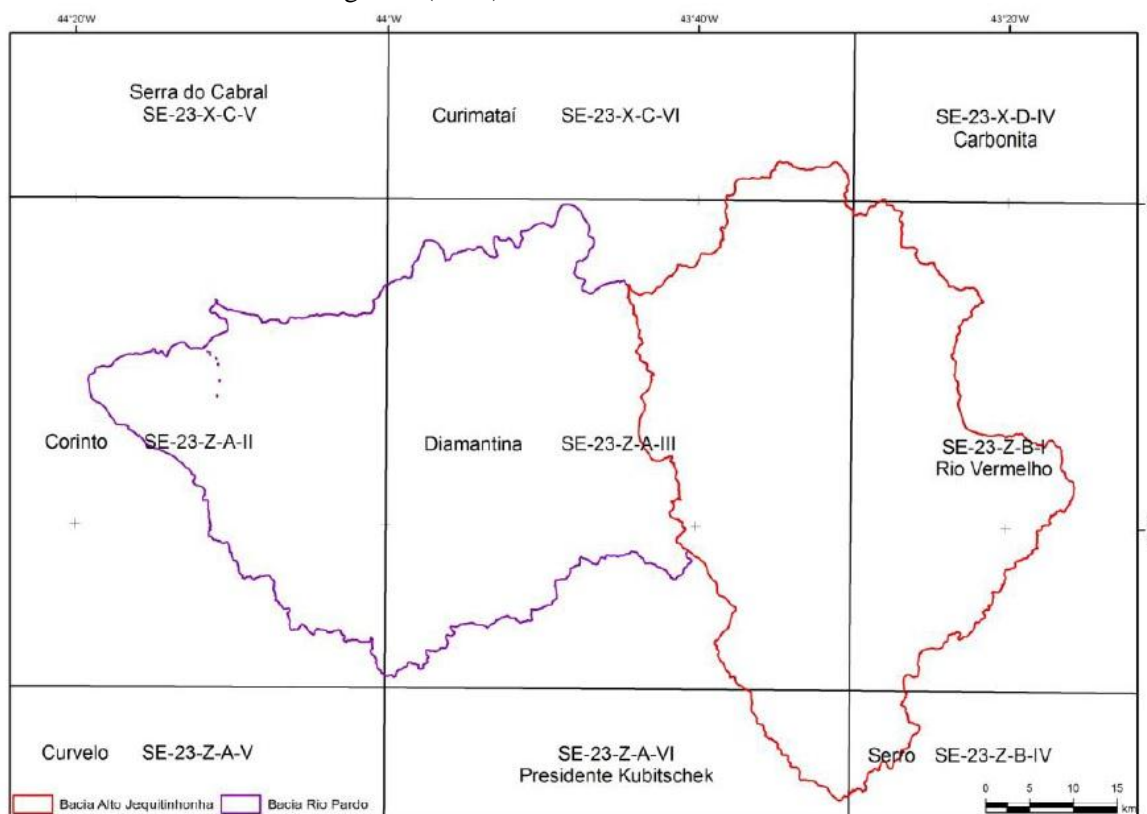
Os procedimentos cartográficos auxiliaram na coleta de informações sobre a área de estudo, provendo uma base espacial lógica e facilitando a compilação de dados que foram posteriormente correlacionados com observações de campo e com outros dados coletados. Para preparação dessas informações foram necessários os seguintes materiais:

- Cartas Topográficas na escala de 1:100.000 (IBGE, 1978), digitalizadas pelo projeto Geominas (figura 17);
- Bases Cartográficas, na escala de 1:100.000, do mapeamento Geológico do Projeto Espinhaço (CODEMIG, 2012), mais especificamente as Folhas Diamantina (SE-23-Z-A-III), Rio Vermelho (SE-23-Z-B-I), Curimataí (SE-23-X-C-VI), Presidente Kubitschek (SE-23-Z-A-VI) e Serro (SE-23-Z-B-IV), elaboradas por Fogaça (2012), Tupinambá *et al.* (2012), Noce e Fogaça (2012), Knauer e Fogaça (2012) e Knauer e Grossi Sad (2012), respectivamente;
- Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 30m, preparadas e refinadas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) no projeto Topodata de 2008 (BRASIL, 2008);
- Fotografias aéreas do voo Cruzeiro do Sul (1979) nas escalas de 1:25.000;
- Softwares ArcGIS 10.1, SPRING-INPE 5.3;

Foram gerados, então, mapas prévios, de caráter temático, que permitem observar e reconhecer os parâmetros morfométricos e morfográficos da área de estudo; são eles: Mapa Hipsométrico, Clinográfico, Litoestrutural e de Lineamentos Estruturais.

Entende-se por lineamentos estruturais as feições lineares mapeáveis na superfície terrestre, que refletem provável estruturação subsuperficial (O'LEARY *et al.*, 1976). Esses foram gerados de acordo com as recomendações de Andrades-Filho e Fonseca (2009) e Fonseca e Augustin (2014), sobre o Modelo Digital de Elevação SRTM, tendo sido ratificados em expedições de campo e análises em cartas topográficas em escala de 1:100.000. As análises estatísticas (frequência absoluta) provenientes dos lineamentos foram tratadas no programa SPRING/INPE e apresentado através de Diagramas de Rosetas.

Figura 17: Cartas Topográficas utilizadas neste trabalho com índice do mapeamento sistemático brasileiro. Fonte: Fonseca e Augustin (2014).



Nessa etapa do trabalho também foram medidas as direções dos eixos das cabeceiras de drenagem na área de estudo, para evidenciar a probabilidade de alguma associação entre a disposição e orientação dos elementos estruturais presente no Espinhaço Meridional com as direções preferenciais da evolução das cabeceiras na região. A relação entre estruturas geológicas e desenvolvimento de cabeceiras foi amplamente pesquisada, com destaque para os trabalhos de Schumm (1956); Dunne (1980), Avelar e Coelho Netto (1992), Coelho Netto (2003), Tucker, *et al.* (2006) e Vervloet (2015), dentre outros.

Eixos que representam lineamentos correspondentes à direção de evolução da cabeceira de drenagem, como o observado na imagem da figura 18, teve sua direção azimutal medida com o objetivo de associá-lo estatisticamente com os elementos estruturais das rochas da área de estudo. Por sua vez, esses últimos foram extraídos do mapa litoestrutural, gerado a partir do mapeamento geológico do Projeto Espinhaço (CODEMIG, 2012) de escala 1:100.000, além de terem também sido medidos nos afloramentos, durante trabalhos de campo. O tratamento desses dados foi realizado no programa SPRING/INPE, produzindo diagramas de rosetas semicirculares, com plotagem por frequência absoluta dos azimutes.

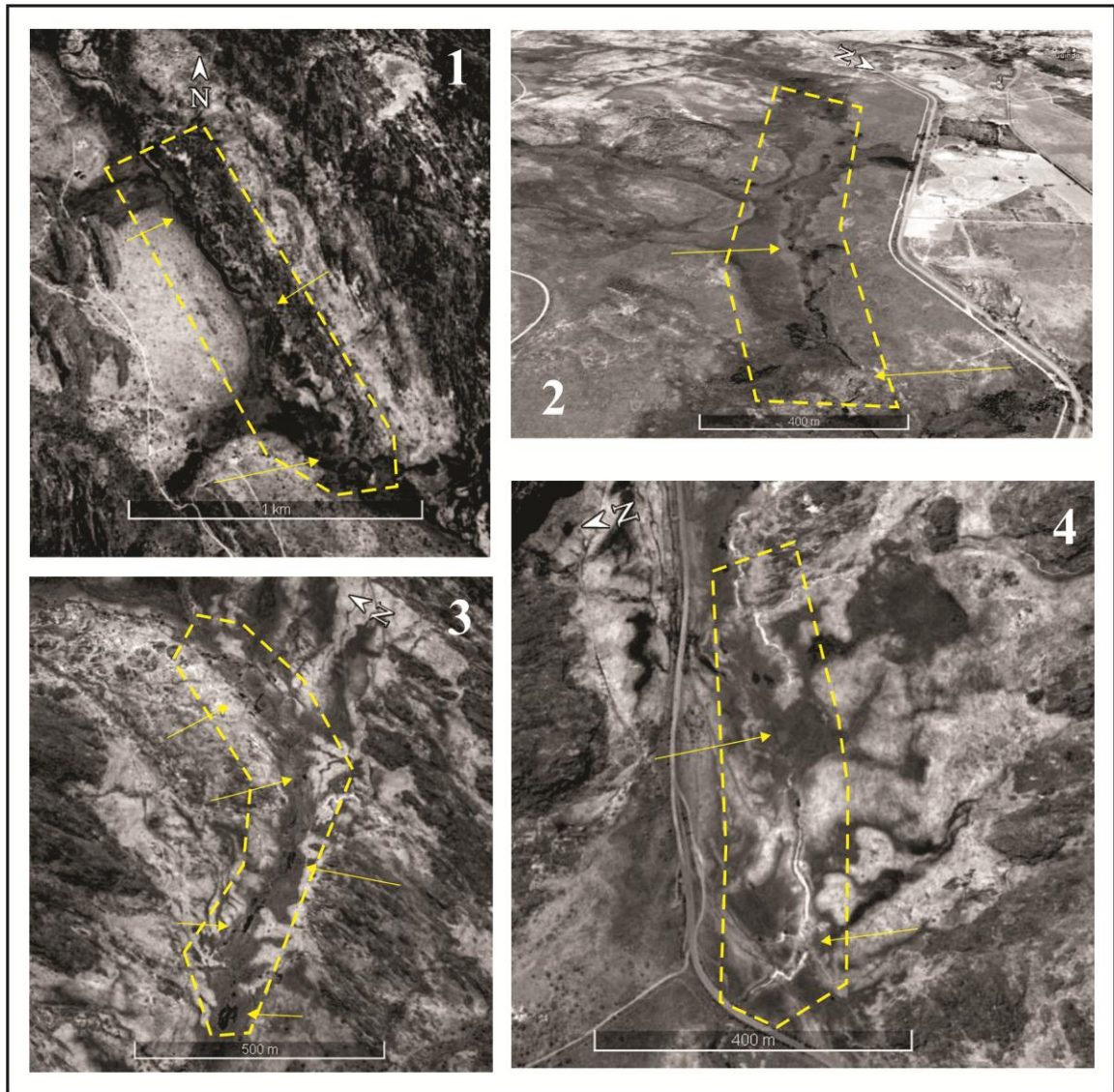
Figura 18: Cabeceira de drenagem com lineamento representativo do eixo de evolução da drenagem (linha amarela). Imagem do *Google Earth*®.



Simultaneamente à retirada das direções dos eixos de evolução da drenagem, foram identificadas as cabeceiras que apresentam características difusas da drenagem. Elas foram reconhecidas por apresentarem morfologia plana, circundadas por afloramentos e por serem geralmente muito mal drenadas, diferentemente da imagem acima (figura 18). Sua “aparência” na foto aérea (Figura 19) não se enquadra na descrição clássica de uma cabeceira de drenagem que, teoricamente, teria morfologia côncava, o que permitiria a convergência de fluxos em um ponto específico, originando o canal fluvial, fazendo avançar as cabeças de canais, com canais de primeira ordem bastante visíveis e tipicamente estruturados (GLOCK, 1931; SCHUMM, 1956; HACK, 1960; AVELAR e COELHO NETTO, 1992; COELHO NETTO, 2003).

Para reconhecimento dessas áreas, foram utilizadas fotografias aéreas do voo Cruzeiro do Sul (1979), escala 1:25.000. A identificação desse tipo de cabeceira foi marcada por um ponto plotado nos mapas temáticos (Hipsométrico, Clinográfico, Litoestrutural e de Lineamentos Estruturais elaborados durante este trabalho) para possível reconhecimento de padrões, que foram posteriormente validados em trabalhos de campo.

Figura 19: Imagens que ilustram as características de drenagem das áreas deste estudo. As setas amarelas indicam onde estão presentes as descontinuidades da drenagem, criando um aspecto difuso, no qual os canais não estão muito bem definidos. Localização das imagens: 1 - $18^{\circ}05'58,4''/43^{\circ}54'16,55''$; 2 - $18^{\circ}15'28,8''/43^{\circ}39'55,72''$; 3 - $18^{\circ}18'57,91''/43^{\circ}50'13,7''$; 4 - $18^{\circ}17'45,7''/43^{\circ}50'54,68''$.



4.1.2 A escolha das áreas amostrais:

Após a plotagem dos pontos de localização das cabeceiras nos mapas temáticos, buscou-se identificar seus possíveis padrões espaciais de distribuição e, principalmente, observar se estes pontos se relacionavam com algum aspecto litoestrutural da SdEM. Para tal fim, algumas perguntas fundamentais foram formuladas:

- 1) Há alguma litologia nas quais preferencialmente aparecem?
- 2) Estão associadas há algum padrão/característica estrutural?
- 3) Em que posição das bacias estão localizadas: baixo, médio ou alto curso?
- 4) Ocorrem em cotas altimétricas específicas?

Devido ao grande número das cabeceiras mapeadas e à necessidade de verticalização da amostragem, com detalhamento de medidas e observações, foi realizado procedimento de escolhas de cabeceiras amostrais. A escolha desses pontos deu-se em conformidade com a resposta dos mesmos aos atributos elencados acima, na sequência em que se encontram enumerados. Primeiramente, foram identificadas as litologias nas quais as cabeceiras mapeadas estão concentradas (figura 20). Posteriormente, foi verificada sua associação com a litoestrutura (figura 20). Por último, foi verificada sua posição na bacia hidrográfica e cotas altimétricas (figura 20). Ao final desse procedimento, foram selecionadas duas cabeceiras consideradas representativas dos padrões observados no estudo e com facilidade de acesso.

Figura 20: Sequência sistemática para a escolha da área de estudo.



4.1.3 Elaboração das tabelas de observação em campo:

Para as observações em campo foram elaboradas duas tabelas (Apêndice A e B) com o propósito de facilitar a observação, uma referente aos materiais superficiais e outra para caracterização dos pontos de exfiltração levantados no campo. Os itens da tabela serão detalhados nos procedimentos de campo.

4.2 Procedimentos de campo:

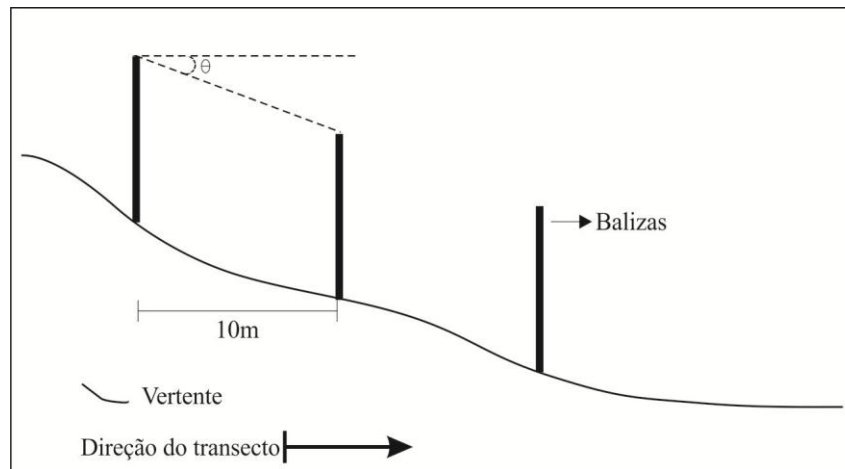
4.2.1 Morfometria das cabeceiras amostrais, descrição e amostragem das formações superficiais:

Nas áreas selecionadas para amostragem foram realizados transectos para detalhar a morfologia do terreno, incluindo o da própria cabeceira, de maneira a identificar pontos na vertente para abertura de trincheira com intuito de descrever e coletar os materiais superficiais, ou geocoberturas, definidas por Martins *et al.* (2013, p. 38) como sendo “materiais que recobrem a parte emersa da crosta, provenientes da alteração das rochas por intemperismo e que podem ter sido remanejadas e/ou retrabalhadas sobre vertentes, superfícies de erosão, planícies fluviais, etc.” (DEWOLF, 1983 apud QUEIROZ NETO, 2001; AUGUSTIN, 1995b).

Em cada transecto foi tirado o azimute com o auxílio de uma bússola Brunton, sempre da parte mais alta da área amostrada (zona de exfiltração dos fluxos de água), ou seja, dos pontos próximos ao encontro da base do afloramento com a zona aplainada arenítica, em direção ao fundo do vale (figura 21). A declividade foi medida em cada transecto, a intervalos regulares de 10 m, com o auxílio de 3 balizas de 2 m e de um clinômetro Suunto PM-5 de leitura direta, permitindo a identificação de sítios geomorfológicos, conforme a metodologia adaptada por Augustin (1979, 1995a) a partir de Wright (1973).

As medidas permitiram compartimentar a vertente em sítios geomorfológicos, que são definidos por Augustin (1979, p.21) como “unidades morfológicas relativamente uniformes, externamente identificadas por rupturas de declive”, que apresentariam características internas e externas relativamente homogêneas do terreno, podendo ser identificadas por imageamento e ser utilizadas como unidades taxonômicas de classificação das formas de relevo. São, assim, unidades taxonômicas do relevo, servindo de base para a classificação e ordenação das diferentes porções da superfície da terra, permitindo a identificação de unidade de mapeamento e extrapolação dos dados de campo (AUGUSTIN,1979).

Figura 21: Representação gráfica da topografia por angulação entre balizas, conforme metodologia de Wright (1973) e Augustin (1979).



Na porção central de cada sítio geomorfológico, ou seja, seguimento da vertente com medidas de declividade semelhantes, foi aberta uma trincheira para caracterização vertical da organização das coberturas superficiais. Foi realizada a identificação dos horizontes, ou de qualquer descontinuidade que pudesse indicar condições de evolução/deposição diferenciadas ao longo do perfil, e as descrições morfológicas do material, além da coleta de amostras para análises laboratoriais, conforme indicações do Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS *et al.* 2013).

Os pontos (P) de coleta foram identificados com relação: a) ao transecto (T) do qual fazem parte e b) à ordem cronológica em que foram abertos. Por exemplo, a primeira trincheira aberta no transecto 1, recebeu o código T1P1. A terceira trincheira aberta do transecto 5, recebeu o código T5P3. No total, foram realizados 8 transectos, abertas 21 trincheiras e coletadas 58 amostras para análise laboratorial (tabela 1).

Tabela 1: Síntese do número total de transectos (T), pontos de trincheira (P) e números de amostras coletadas em campo, subdivididas entre as duas áreas amostrais selecionadas para este trabalho.

Córrego Pé de Moleque			Córrego das Pedras		
Transectos (T)	nº de trincheiras (P)	nº de amostras coletadas	Transectos (T)	nº de trincheiras (P)	nº de amostras coletadas
T1	2	6	T1	3	12
T2	3	7	T2	3	9
T3	6	16	T3	-	-
T5	2	3	-	-	-
T6	2	5	-	-	-
Totais:	5	37	3	6	21

4.2.2 Identificação e descrição dos pontos de exfiltração das áreas amostrais:

Com o objetivo de identificação e caracterização dos pontos de exfiltração, foram mensurados parâmetros de caráter tanto morfométricos quanto hidrológico. Essa etapa foi realizada: a) entre 19 de Fevereiro a 02 de Março de 2015, correspondendo à estação com maior índice de precipitação do ano; b) entre 21 e 25 de Agosto, período que é marcado pela estiagem, para verificação das variações sazonais. Para isso, foi elaborada uma tabela de campo (Anexo B) com informações essenciais a serem observadas, como:

- Código de identificação do ponto;
- Seu posicionamento espacial;
- Tipo de vegetação e porcentagem de cobertura da superfície;
- Tipo/Contato do ponto de exfiltração: com contato lítico ou é formado por uma ruptura de declive;
- Forma de exfiltração: difusa ou pontual;
- Direção, profundidade e largura do canal;
- Vazão.

A posição espacial do ponto de exfiltração foi mensurada com GPS Garmin eTrex. A direção do canal foi determinada com o uso do clinômetro Suunto PM-5, cujas frequências absolutas foram plotadas em diagramas de rosetas.

A profundidade e a largura foram medidas com uma trena de 5 m, enquanto a vazão através do volume de um copo graduado em ml/s, adaptável à forma do canal, com o tempo computado por meio de cronômetro digital.

A cobertura vegetal foi medida em um quadrante de 1m² em torno do perfil do solo, com o auxílio de um barbante de 1m em linha e uma trena de 2m, que permitiu medir as espécies que interceptaram a linha, seguindo procedimentos propostos por Augustin (1997). A porcentagem da cobertura foi então calculada utilizando-se a fórmula (AUGUSTIN, 1997):

$$\text{Total da cobertura (\%)} = \frac{\text{Total do comprimento interceptado pelas plantas}}{\text{Total da largura da linha}} \times 100 \quad (2)$$

No quadrante, ainda foram identificadas as alturas médias dos estratos arbóreo, arbustivo e herbáceo, incluindo o gramíneo.

O tipo/contato do ponto de exfiltração e a forma de exfiltração basearam-se nos trabalhos de Pinto *et al.* (2004) e Fellipe (2009).

4.2.3 Os perfis de eletroresistividade:

Para auxiliar a compreensão do comportamento da água em subsuperfície e mensurar sua profundidade, foram realizados perfis de eletroresistividade. Esses perfis, com comprimento de 10 metros, ao longo dos quais cada eletrodo foi espaçado de 1 em 1 metro, têm como objetivo a medição das diferenças de resistividade do subsolo (LEOPOLD *et al.*, 2013). Essa técnica foi utilizada de acordo com as recomendações de Leopold *et al.* (2013) e foi utilizado o sistema de multieletrodo “4pointlight HP” de *Lippmann Geophysikalische Messgeräte* (100 eletrodos), coletando 2 perfis 2D, perpendiculares entre si na baixa vertente perto do exutório da cabeceira do córrego Pé de Moleque, através de correntes contínuas, cujo os dados foram tratados no *software* RES2DINV 3.55.18. Esses perfis foram realizados durante o inverno, quando o curso d’água dessa cabeceira apresentou-se seco.

4.2.4 O sistema de fraturas dos afloramentos:

Foi realizada a compilação dos sistemas de fraturas identificadas nos afloramentos nas áreas amostrais, a fim de serem correlacionados com os eixos preferenciais de evolução dos pontos de exfiltração evidenciados em campo, buscando demonstrar alguma associação entre estes dois fatores.

A direção foi medida com a bússola Brunton. Para isso, a linha de fé, que coincide com a linha N-S da bússola, foi colocada paralela à direção do afloramento na posição horizontal, indicada pelo nível de bolha da bússola.

4.3 Procedimentos pós-campo:

4.3.1 As análises morfométricas e físico-químicas das geocoberturas superficiais:

Tanto as análises físicas, quanto as químicas das geocoberturas foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências (IGC) da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Geocoberturas são aqui utilizadas no sentido proposto por Augustin (2014).

Para as análises físicas dos materiais superficiais foram seguidos os procedimentos de rotina propostos pela EMBRAPA (1997, 2013). As amostras foram secas em estufa a 40 °C, destorroadas e peneiradas em uma malha de 2 mm para separação da Terra Fina Seca ao Ar (TFSA).

Na análise granulométrica, as amostras passaram por processos de dispersão química e mecânica. Primeiramente, 20g dessas amostras foram dispersas em 100 mL de água deionizada, em 25 mL NaOH 1 mol L⁻¹ e agitadas no agitador tipo Wagner por 16 horas a 50 rpm. Posteriormente, as amostras foram lavadas em uma peneira com malha de 0,05 mm (nº270) para separação da fração areia, que, em seguida, foram repeneiradas para obtenção da areia fina (<0,2 mm) e areia grossa (>0,2 mm) de acordo com as frações granulométricas definidas pelo sistema de Classificação da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS).

As frações silte e argila foram separadas através da sedimentação diferencial, segundo a Lei de Stokes, mensuradas através do método da pipeta, possibilitando computar também a relação silte/argila, que constitui apenas uma divisão entre o percentual de silte em relação ao de argila que compõem a TFSA (EMBRAPA, 1997, 2013).

Para obter-se a Densidade de Partículas dos materiais, primeiramente 20g da amostra de TFSA foram separadas para secagem em estufa a 105°C por 12 horas. Após, a amostra foi transferida para um balão aferido de 50 mL, onde foi adicionado álcool etílico até completar o volume do balão. A Densidade de Partícula (DP) é obtida pelo cálculo:

$$DP \text{ (g/cm}^3\text{)} = \frac{a}{50-b} \quad (3)$$

onde:

a = peso da amostra a 105°C

b = volume de álcool gasto

As análises químicas também seguiram os procedimentos da EMBRAPA (1997; 2013). O pH em água e em KCl foi determinado potenciométricamente utilizando-se uma relação 1:2,5 de solo. Esse procedimento foi realizado em triplicada.

4.3.2 Análises estatísticas:

As direções dos eixos de evolução das cabeceiras de drenagem e dos lineamentos estruturais medidos nos procedimentos cartográficos, as direções dos canais nas cabeceiras escolhidas para verticalização das observações e as direções das fraturas mensuradas nos trabalhos de campo, foram plotadas (frequência absoluta) em diagramas de rosetas, com intervalos de 10° entre as direções. Essas direções foram associadas entre si com a finalidade de se verificar o grau da relação linear entre essas variáveis. Para isso, adotou-se o coeficiente de correlação de Pearson (r), com um intervalo de confiança de 95%.

Primeiramente, os eixos de evolução das cabeceiras e as direções dos lineamentos estruturais foram subdivididos de acordo com as várias Formações geológicas presentes no Espinhaço Meridional. Em segundo lugar, todas as frequências absolutas das direções calculadas foram reunidas em cinco classes distintas, aqui denominadas de: ENE, que contém as direções que variam de 0 a 30°; NE, contendo as direções entre 30 a 70°; N, variando entre 70 a 110°; NW, compreendendo as direções entre 110° e 150°; e WNW, englobando as direções de 150° a 180°.

Posteriormente, os dados reclassificados foram padronizados e dispostos entre as variáveis: dados estruturais – lineamentos e fraturas das rochas – como sendo as variáveis independentes e os dados referentes aos eixos de evolução das cabeceiras e as direções dos canais em campo, como sendo as variáveis dependentes, assumindo o pressuposto de que são as feições estruturais que conduzem a forma e a evolução da rede de drenagem (HOWARD, 1967). Logo após a padronização e a disposição das variáveis, aplicou-se o coeficiente de correlação (r), dado pela fórmula:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum \left(\frac{xi-\bar{X}}{Sx} \right) \left(\frac{yi-\bar{Y}}{Sy} \right) \quad (4)$$

onde xi representa o i -ésimo valor da observação das variáveis independentes, \bar{X} representa a média das variáveis independentes, Sx indica o valor do desvio padrão das variáveis

independentes, y_i representa o *i-ésimo* valor da observação das variáveis dependentes, \bar{Y} representa a média das variáveis dependentes e S_y indica o valor do desvio padrão das variáveis dependentes.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) varia de -1 a 1, com o sinal indicando uma relação positiva ou negativa. Quanto mais perto de 1 ou -1, mais forte será a relação. Por outro lado, uma correlação de valor 0 indica que não há relação linear entre as variáveis. Contudo, valores extremos (0 ou 1) não são comuns de serem encontrados na natureza. Dessa forma, a magnitude dos coeficientes neste trabalho seguiu a classificação de Dancey e Reidy (2005), que consideram: $r = 0,1$ até $0,3$ uma relação fraca; $r = 0,4$ até $0,6$ uma relação moderada; e $r \geq 0,7$ uma relação forte. Caso a magnitude dos coeficientes se enquadrem como forte, mas o *valor-p* (probabilidade de significância) for $\geq 0,06$, ou seja, ultrapassar o nível de significância estipulado neste trabalho, de $0,05$, a magnitude do coeficiente de correlação será enquadrada como moderada, uma vez que a hipótese nula, de que não há correlação estatística entre as direções de lineamentos e os eixos de evolução das cabeceiras, não pode ser totalmente rejeitada.

5 RESULTADOS

5.1 Aspectos gerais da relação entre as cabeceiras de drenagem difusas e a litoestrutura no Espinhaço Meridional:

As formas do relevo são resultantes da relação de forças endógenas e exógenas que as esculpem. As características químicas e as disposições físicas das rochas são fundamentais na modelagem fisionômica da paisagem, as quais contribuem delineando o relevo durante sua evolução (DE MARTONNE, 1943; TWIDALE, 1971; GERRARD, 1987). Essa relação entre as estruturas da rocha e a formatação da paisagem manifesta-se na evolução da drenagem, onde as estruturas são as principais balizadoras da direção, arranjo e até na densidade das mesmas (HOWARD, 1967).

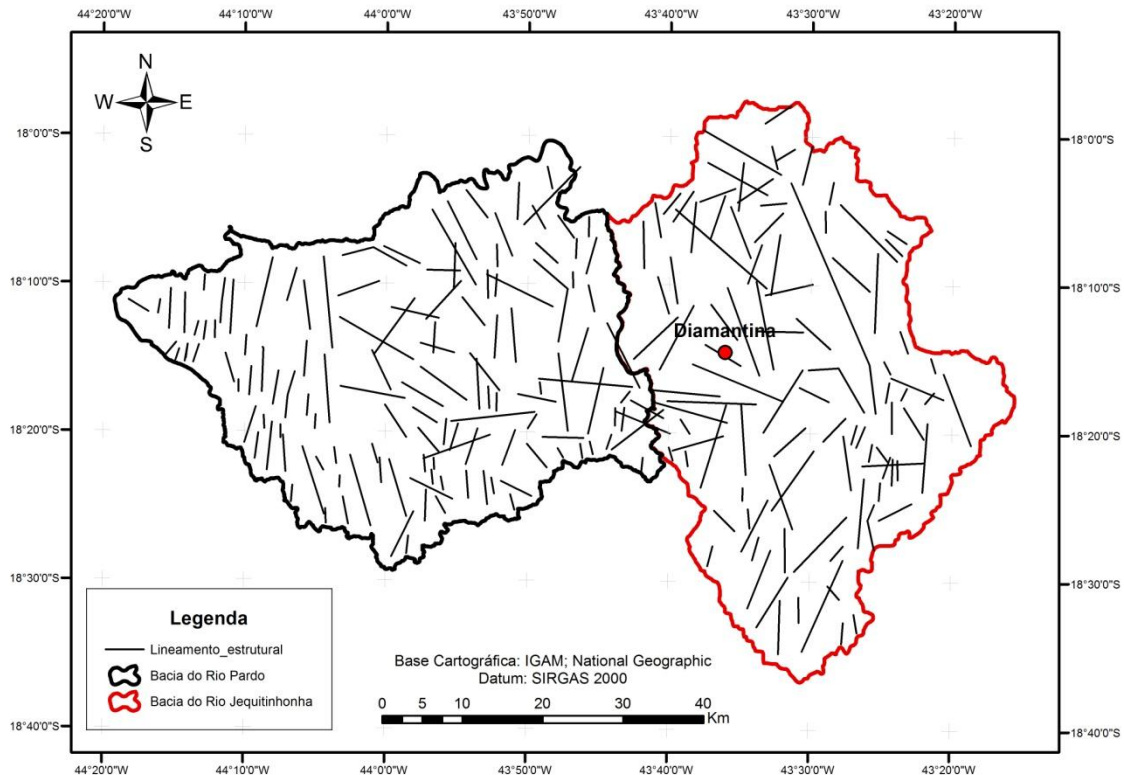
As relações entre litoestrutura e paisagem são ainda mais acentuadas em regiões onde forças tectônicas participaram ativamente na configuração do relevo, como é o caso de todo o maciço do Espinhaço Meridional, resultante de múltiplos eventos tectônicos ocorridos no Mesoproterozóico (KNAUER, 2007). As características litoestruturais na área de estudo têm influência, além daquelas apontadas por Augustin (1995) e Fonseca e Augustin (2014), na iniciação de canais nas cabeceiras de drenagem, e na espacialização das mesmas, de maneira peculiar. Elas fogem às descritas na literatura geomorfológica, pois apresentam morfologia plana e drenagem desconexa no terreno. Para encontrar a relação entre a drenagem e as características litoestruturais, foram realizadas análises de orientação litoestruturais herdadas do Evento Brasileiro, presentes na área de estudo, como mostradas a seguir.

5.1.1 Lineamentos estruturais e desenvolvimento de cabeceiras de drenagem:

De acordo com O'Leary *et al.* (1976), feições lineares podem indicar a estruturação da subsuperfície do terreno, sendo importantes marcas para analisar a influência da litoestruturura. Na área de estudo, o mapeamento dessas feições (figura 22) mostra um grupo com tendências de orientações N-S, NW-SE e NE-SW e outro praticamente E-W, com variações de ENE-WSW. O grupo de orientação geral N-S segue a mesma direção dos lineamentos modelados durante os processos compressivos que originaram toda a serra (ALMEIDA-ABREU, 1995; AUGUSTIN, 1995). As tendências de orientação E-W, por sua vez, seguem falhas transcorrentes e normais de mesma direção, presentes em maior número a sudoeste de

diamantina e na borda oeste da serra, onde os principais cursos fluviais romperam a barreira litológica, orientando os alinhamentos na mesma direção de seu fluxo (AUGUSTIN, 1995; FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Figura 22: Lineamentos estruturais da área de estudo.



Constata-se que o número de lineamentos não difere muito nas duas bacias, sendo de 265 do Alto Jequitinhonha e de 250 na bacia do rio Pardo. No Alto Jequitinhonha, no entanto, esses lineamentos são mais extensos, atingindo até 35,5 km, enquanto na bacia do rio Pardo os maiores valores encontrados não ultrapassam 12,2 km (figura 22). Esse fato é considerável, uma vez que esse fator é importante na determinação dos processos de infiltração da água da chuva nas rochas, com influência no número e também na direção das cabeceiras de drenagem nas duas áreas, como constatado por Fonseca e Augustin (2014).

Os lineamentos, quando associados às litologias do Supergrupo Espinhaço e à direção dos eixos de evolução das cabeceiras de drenagem, podem ser agrupados em três conjuntos distintos, de acordo com os seus respectivos graus de correlação estatística, em: 1) fraca 2) moderada e 3) forte (tabela 2).

Tabela 2: Dados estatísticos e magnitude dos coeficientes de correlação entre as direções dos lineamentos e as direções dos eixos de desenvolvimento da cabeceira de drenagem subdividido por litologias na Serra do Espinhaço, MG.

Litologias (Formações)	Correlação	R²	Erro padrão	valor-p	magnitude dos coeficientes
Sopa-Brumadinho	0,96482	0,9309	2,1246	0,0079	Forte
Galho do Miguel	0,8755	0,7665	3,8637	0,0517	Forte
Córrego dos Bórges	0,8241	0,6791	7,7536	0,0862	Moderada
Córrego da Bandeira	0,6664	0,4441	5,8969	0,2194	Moderada
São João da Chapada	-0,14736	-0,0217	7,2626	0,813	Fraca
Santa Rita	0,0658	0,0043	6,1077	0,9163	Fraca
Córrego Pereira	0,5656	0,3198	3,4133	0,3204	Fraca
Rio Pardo Grande	0,1355	0,0184	6,48	0,8279	Fraca

No primeiro conjunto, distinguem-se as Formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, enquanto as Formações Córrego dos Bórges e Córrego da Bandeira enquadram-se no grau de correlação moderada. O terceiro conjunto é referente às Formações São João da Chapada, Santa Rita, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, os quais não apresentam boas correlações estatísticas entre lineamentos e cabeceiras de drenagem.

5.1.1.1 Conjunto com forte correlação entre lineamentos e eixos de evolução de cabeceiras de drenagem:

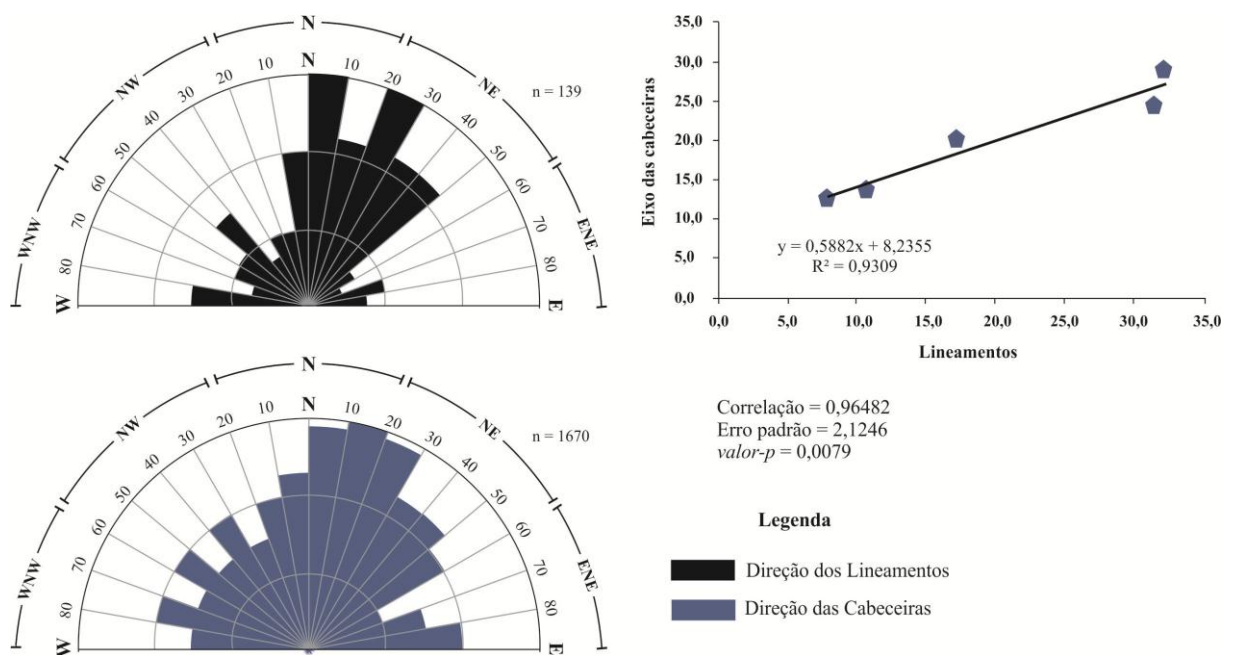
Para determinar a correlação existente entre lineamento e cabeceira de drenagem, foram computados 139 lineamentos e 1670 eixos de desenvolvimentos das cabeceiras na Formação Sopa-Brumadinho, enquanto na Formação Galho do Miguel, estes números foram de 63 e 479, respectivamente (figuras 23 e 24).

Na Formação Sopa-Brumadinho, foram reconhecidas duas direções preferenciais, correspondentes às dos quadrantes N e NE, destacando-se àquelas compreendidas entre N0°–10°W e as de N40°–50°E, que respondem por mais de 60% dos lineamentos (figura 23), secundadas pelas direções N0°–10°E e N20°–30°E, equivalentes à quase 25%.

Essas informações indicam que a herança litoestrutural dos processos tectônicos no Espinhaço Meridional, resultantes das ações compressivas de E-W, formaram lineamentos de direções de N-S (ALMEIDA-ABREU, 1995). Na figura 23, observa-se que as cabeceiras de drenagem que se encontram na área da Formação Sopa-Brumadinho apresentam os mesmos quadrantes de direção de desenvolvimento dos seus eixos que as direções apresentadas pelos

lineamentos: quadrantes N e NE. Nesses grupos estão concentrados cerca de mais de 50% das cabeceiras, sendo que os quadrantes WNW, NW e ENE reúnem 13,7%, 20,4% e 12,5% do montante total, respectivamente. Dessa forma, a direção do eixo de evolução das cabeceiras na área de domínio dessa Formação, encontra-se estreitamente relacionada com a direção dos seus lineamentos, uma vez que os resultados estatísticos são significativos.

Figura 23: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem que ocorrem na área de substrato da Formação Sopa-Brumadinho, pertencente ao Grupo Guinda, Supergrupo Espinhaço.



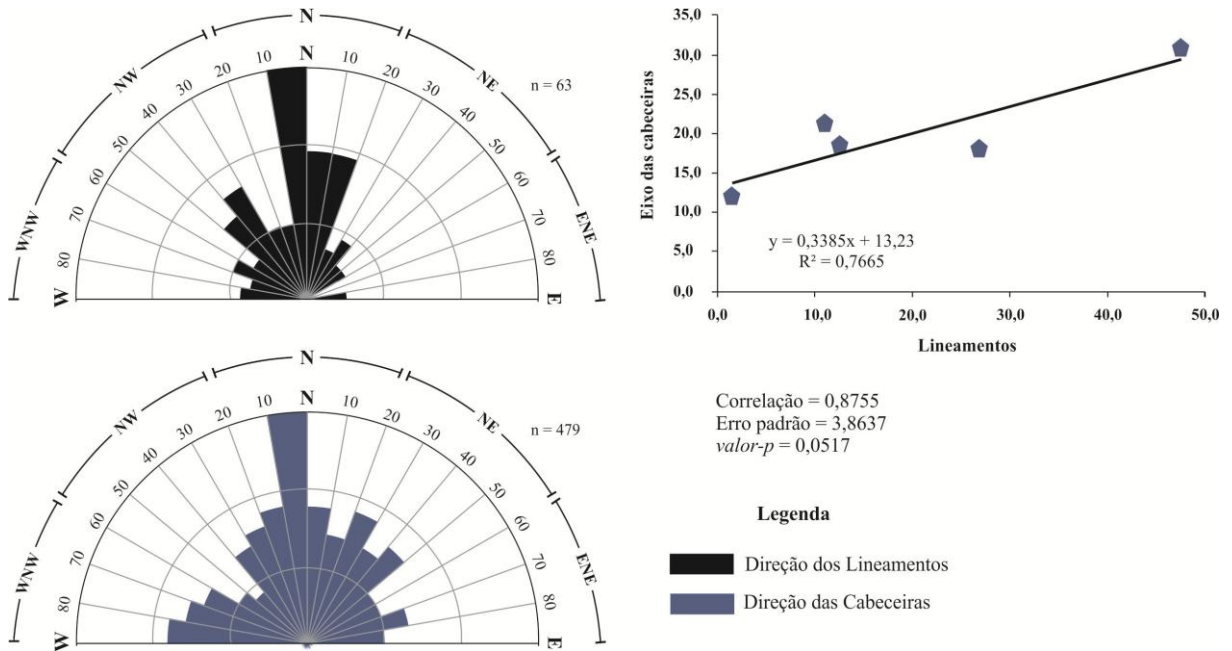
Com base nesses dados, é possível assumir que ainda há um forte controle estrutural comandando o surgimento de cabeceiras de drenagem na área de abrangência da Formação Sopa-Brumadinho, em especial na bacia do Alto rio Jequitinhonha, onde esta Formação predomina.

Os lineamentos da Formação Galho do Miguel mostram direções predominantes no quadrante Norte (48%), com destaque ao seguimento $N0^{\circ}-10^{\circ}W$, que concentra cerca de 20%. Outro destaque é o quadrante NW, que concentra boa parte dos lineamentos levantados nesta área, 27% (figura 24).

No que tange as direções dos eixos das cabeceiras localizadas no domínio das rochas da Formação Galho do Miguel, 30,7% encontram-se agrupadas no quadrante N, 21,3% no quadrante NE e 18,4% no WNW, com destaque às orientações $N0^{\circ}-10^{\circ}W$, que reúne 11% das cabeceiras nesta direção (figura 24). Esses dados indicam que os eixos de evolução das

cabeceiras encontradas nessa Formação, também apresentam ligações estatisticamente significativas com as condições estruturais do terreno, pelo fato de ter resultados com nível de significância de 0,05 e apresentar o *valor-p* igual a 0,0517.

Figura 24: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Galho do Miguel, pertencente ao Grupo Guinda, Supergrupo Espinhaço.



5.1.1.2 Conjunto com moderado grau de correlação entre lineamentos e eixos de evolução de cabeceiras de drenagem:

Engloba as Formações Córrego dos Borges e Córrego da Bandeira (figuras 25 e 26), levando-se em consideração que apresentam certo grau de correlação estatística. Em ambas as Formações, as direções preferenciais dos lineamentos correspondem aos quadrantes N e NW, sendo que no Córrego dos Borges ela é 42,9% e 33,3%, respectivamente, perfazendo 76,20% das direções dos lineamentos, enquanto na Formação Córrego da Bandeira é de 50 e 25%, respectivamente, ou seja, 75% do montante total. Na primeira Formação, destacam-se especificamente as direções N0° – 10°W e N30° – 40°W, e, na Formação Córrego da Bandeira, as N0° – 10E, N0° – 10W e N30° – 40°W (figuras 25 e 26).

Figura 25: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Córrego dos Borges, pertencente ao Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço.

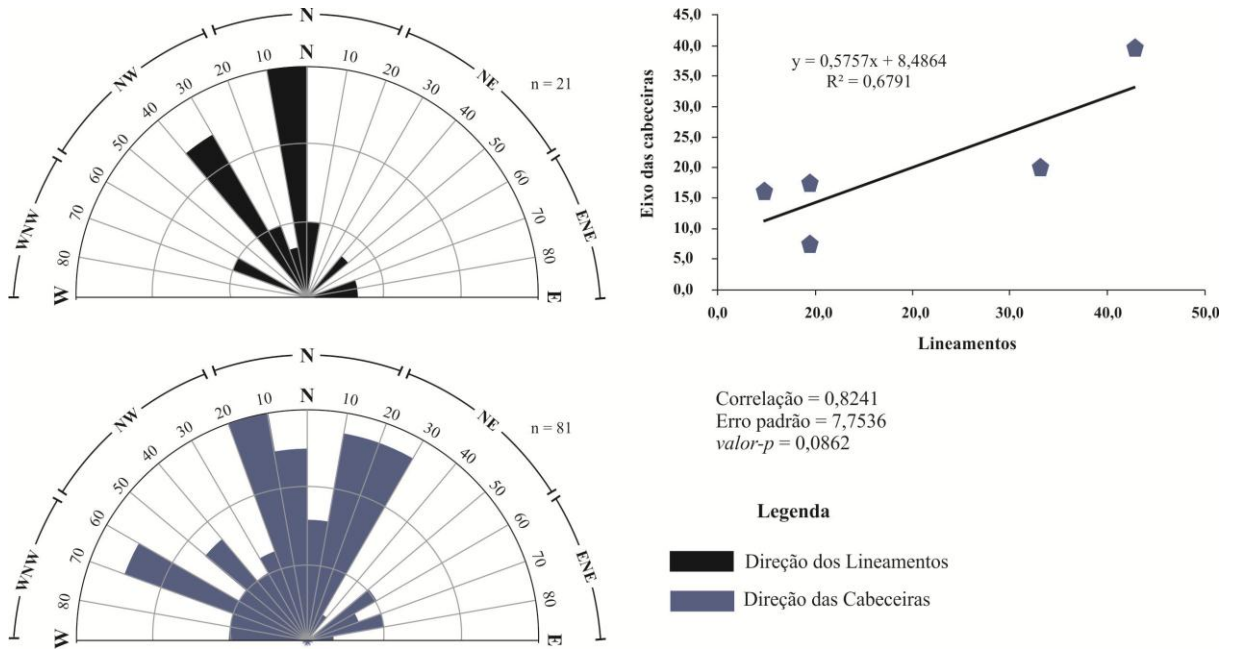
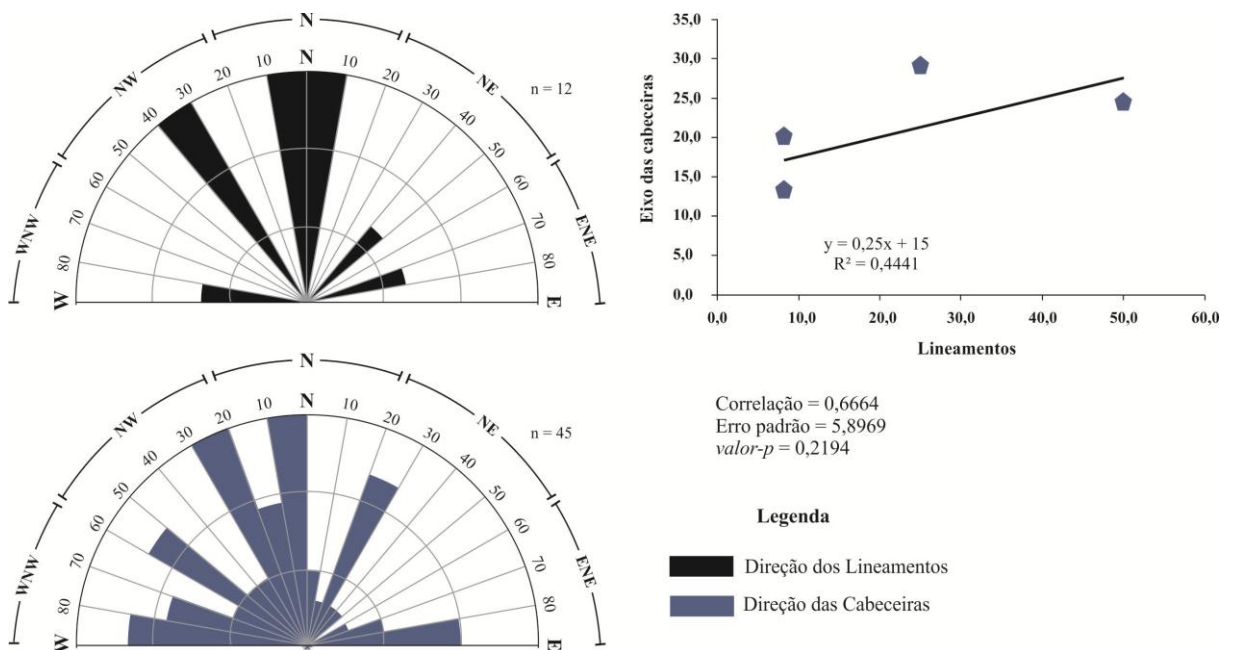


Figura 26: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Córrego da Bandeira, pertencente ao Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço.



Observando-se as direções das cabeceiras na Formação Córrego da Bandeira (figura 26), nota-se que estas se apresentam mais heterogênea do que as das cabeceiras da Formação Córrego dos Borges. Enquanto na primeira, encontra-se bem distribuídas pelos quadrantes N (24,4%), NW (28,9%) e WNW (20%) (figura 26), na segunda, o quadrante norte tem a maior concentração de cabeceiras (40%) (figura 25).

Por causa dessa heterogeneidade na direção das cabeceiras, principalmente as localizadas na Formação Córrego da Bandeira, as correlações estatísticas com as direções dos lineamentos levantados não são fortes. Embora a associação entre lineamentos e cabeceiras seja de 0,8241 e 0,6664 no Córrego dos Borges e Córrego da Bandeira, respectivamente, não é possível dizer que as direções dos eixos das cabeceiras possam ser explicadas pela estrutura dos lineamentos, carecendo de outras variáveis explicativas para compreender melhor a evolução das cabeceiras encontradas nestas áreas.

5.1.1.3 Conjunto com fraco grau de correlação entre lineamentos e eixos de evolução de cabeceiras de drenagem:

As Formações que apresentaram as correlações mais baixas entre lineamentos e eixo de evolução das cabeceiras de drenagem são as das: São João da Chapada, Santa Rita, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (figuras 27, 28, 29 30). Para analisar as relações estatísticas foram identificados, respectivamente, 44, 4, 43 e 36 lineamentos, enquanto que, para as cabeceiras de drenagem, 151, 55, 120 e 104 por essa ordem: São João da Chapada, Santa Rita, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande.

As Direções dos lineamentos das Formações São João da Chapada e Santa Rita estão posicionados, respectivamente, nos quadrantes WNW e NW, destacando-se as direções $N60^{\circ}-70^{\circ}W$, na roseta de São João da Chapada, e $N30^{\circ}-40^{\circ}W$ na Formação Santa Rita (figuras 27 e 28).

As cabeceiras dessas duas Formações apresentam direções bastante heterogêneas, bem distribuídas em todos os quadrantes (figuras 27 e 28). Destacam-se os seguimentos $N30^{\circ}-40^{\circ}E$ e $N70^{\circ}-80^{\circ}W$ da Formação Santa Rita, por ambas representarem, em termos relativos, 11% do total dos lineamentos identificados nesta área. Por contarem com direções diferentes às do lineamento, as correlações com as cabeceiras apresentam valores muito baixos nessas duas Formações. Contribui para isso o fato da Formação São João da Chapada ter a menor área quando comparada às outras Formações do Grupo Guinda. Suas rochas afloram em

faixas de direções próximas a N-S desde Gouveia até a cidade de São João da Chapada, compondo parte da área mais elevada do planalto Diamantina, de onde desempenha papel de divisor hidrográfico entre as duas principais bacias (FOGAÇA, 1997).

Assim, as cabeceiras que aí se encontram servem de alimentadores tanto para a drenagem do Pardo (oeste), quanto para a drenagem do rio Jequitinhonha (leste). Aparentemente, esse fato tende a explicar a heterogeneidade de eixos direcionais das cabeceiras encontradas nessa área (figura 27).

Já as cabeceiras que se encontram no domínio das rochas da Formação Santa Rita, estão sujeitas aos efeitos dos contatos litológicos que ocorrem a leste e oeste desta formação (figura 28). No geral, ela estende-se em uma faixa estreita, contínua e com direção N-S (FOGAÇA, 1997), fazendo contato com as Formações Galho do Miguel, a leste, e Córrego dos Borges, a oeste. O relevo onde se encontra é mais rebaixado do que nas áreas adjacentes, pelo fato de sua litologia ser formada por filitos, metassiltitos e quartzitos finos, sericíticos (FOGAÇA, 1997), mais susceptíveis ao intemperismo do que as rochas das Formações contíguas.

Figura 27: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação São João da Chapada, pertencente ao Grupo Guinda, Supergrupo Espinhaço.

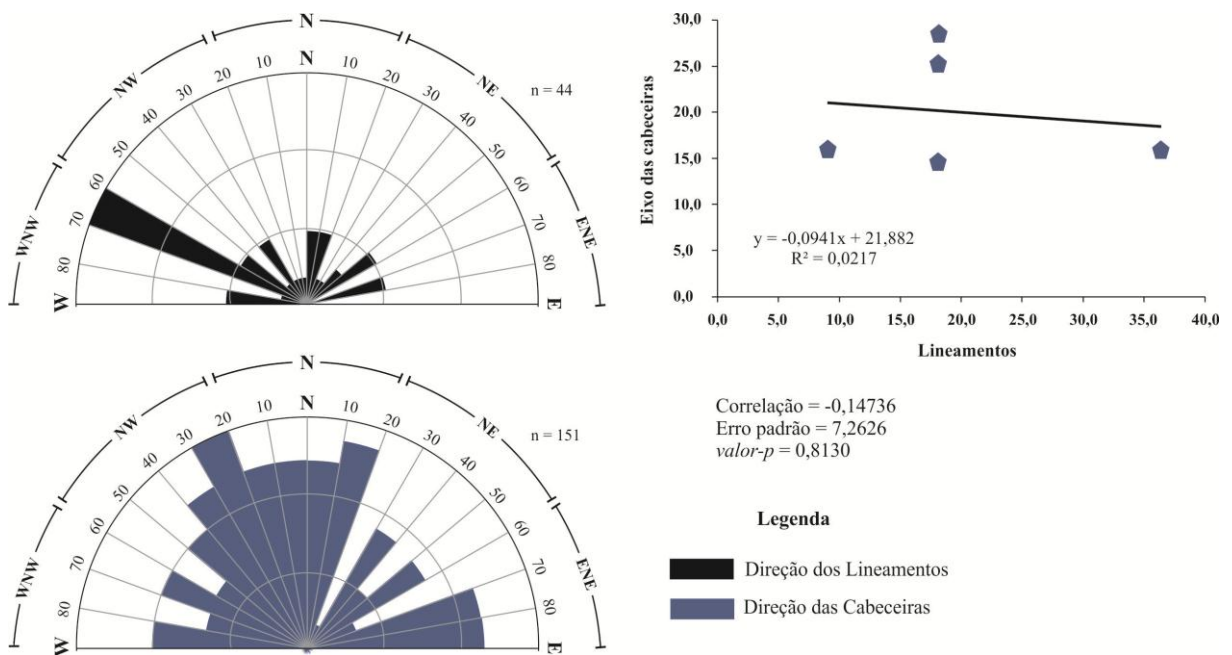


Figura 28: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Santa Rita, pertencente ao Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço.

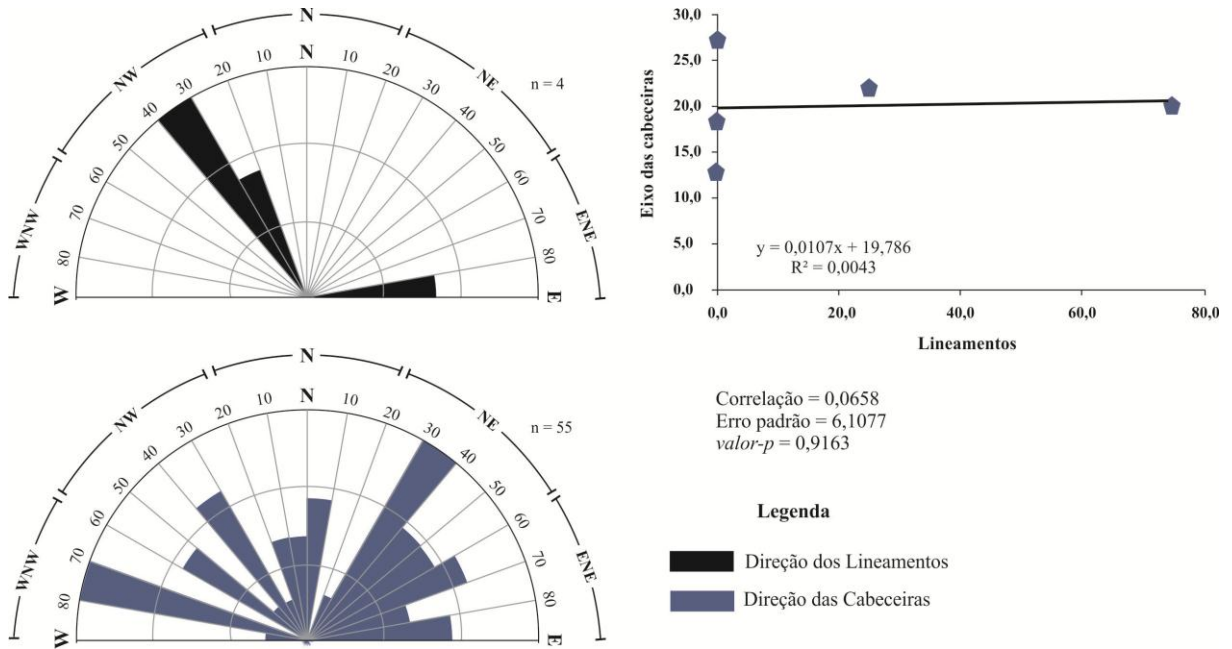


Figura 29: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Córrego Pereira, pertencente ao Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço.

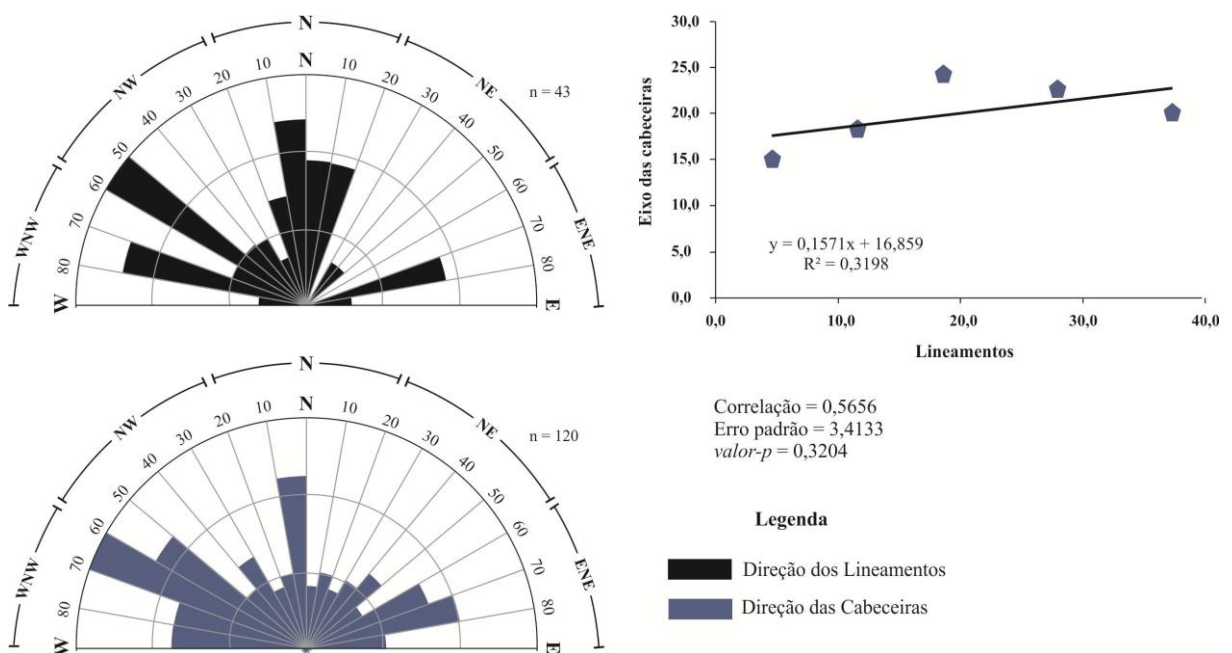
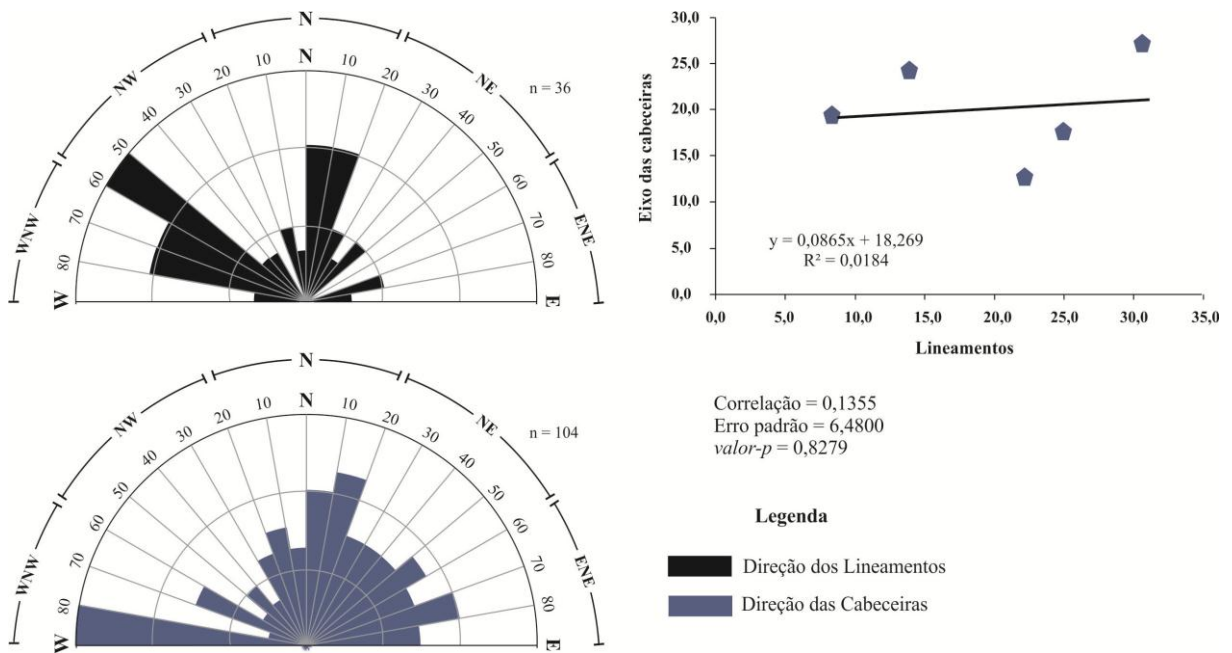


Figura 30: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções dos lineamentos estruturais e eixo de desenvolvimento das cabeceiras de drenagem da Formação Rio Pardo Grande, pertencente ao Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço.



As Formações que apresentam as direções dos lineamentos mais heterogêneas são: Córrego do Pereira e Rio Pardo Grande (figuras 29 e 30). Nessas, as maiores porcentagens dos lineamentos estão direcionadas para os quadrantes N, NW e WNW, sendo: 37,2%, 27,9% e 18,6% para a Formação Córrego Pereira, respectivamente; e, 30,6% (N), 22,2% (NW) e 25% (WNW) para a Formação Pardo Grande. No Córrego Pereira destacam-se os seguimentos N0°–10°W (12%), N50°–60°W (16%) e N70°–80°W (12%), do número total de lineamentos.

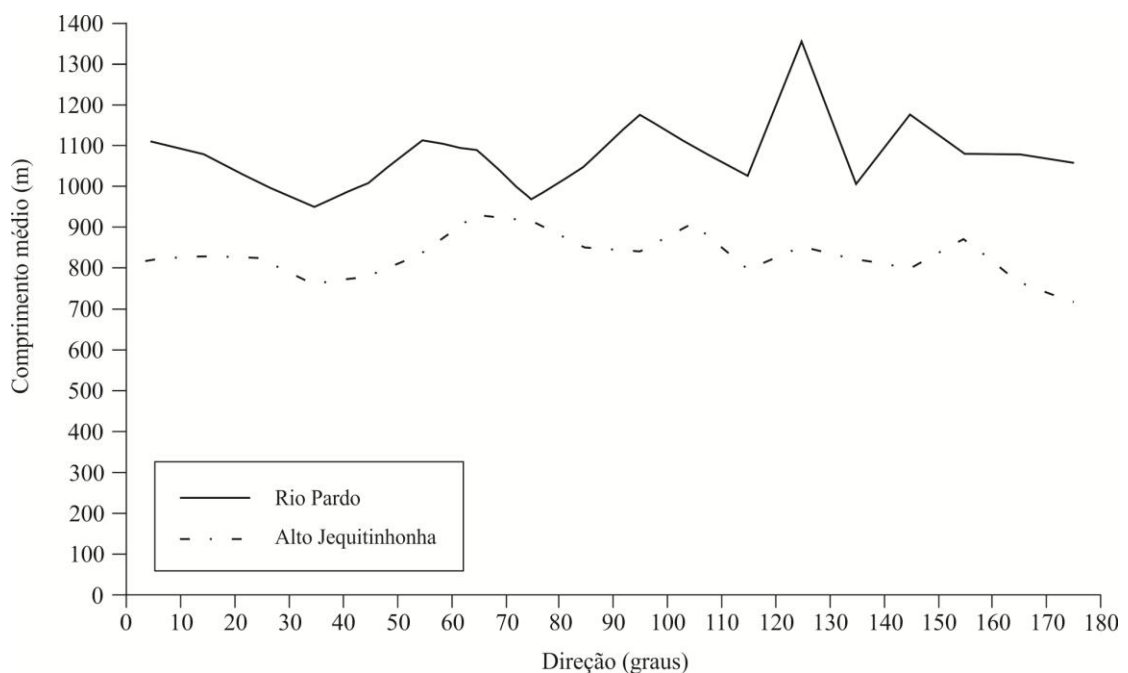
As Formações Córrego do Pereira e Pardo Grande estão localizados na borda oeste do Espinhaço, no contato das rochas do Supergrupo homônimo com as do Grupo Bambuí. Aparentemente, esse fato colabora para que os principais lineamentos dessas áreas tenham direções preferenciais WNW-ESE, em consequência do retalhe transversal da drenagem que se orienta para o interior do cráton São Francisco.

As direções das cabeceiras de drenagem também demonstram certa heterogeneidade, sendo que, quando correlacionadas com as direções dos lineamentos, não demonstram interdependência muito clara, apresentando baixa correlação, com elevada variação em torno da média explicada pela direção dos lineamentos nestas áreas: $R^2 = 0,3198$ (Formação Córrego Pereira) e $R^2 = 0,0184$ (Formação Pardo Grande).

5.1.2 Diferenças entre as bacias dos rios Pardo e Alto Jequitinhonha em relação às cabeceiras de drenagens:

O número de cabeceiras do Alto Jequitinhonha é superior às do rio Pardo: 2.261 e 711 cabeceiras, respectivamente. Contudo, o comprimento das cabeceiras localizadas na bacia do Pardo é maior do que as do Jequitinhonha, direcionadas principalmente para N e NW (figura 31). Nessa última, os comprimentos são similares em todas as direções, com destaque apenas para o seu maior seguimento (931 m), que apresenta direção NE (grau 64), como pode ser observado na figura 31.

Figura 31: Histograma relativo ao comprimento da drenagem e direção do eixo de evolução das cabeceiras das bacias do Alto Jequitinhonha e Pardo.



Mesmo contendo maior número de cabeceiras e de densidade de drenagem, a bacia do Alto Jequitinhonha possui a mesma ordem hierárquica do Pardo, de acordo com a classificação de Strahler (1952), evidenciando sua inaptidão para formar canais de ordens superiores, como já assinalado por Fonseca e Augustin (2011).

Os trabalhos de Schumm (1956), Morisawa (1964) e Parker (1977) indicam a existência de dois fatores principais que influenciam o desenvolvimento da rede de drenagem: declividade e tipos de materiais do terreno. Em terrenos com declividades mais acentuadas, os canais apresentam-se mais alongados (MORISAWA, 1964; PARKER, 1977). Por outro lado,

quanto mais o terreno for arenoso, a densidade de drenagem será menor, porém, apresentará maior estabilidade (MORISAWA, 1964).

Dado que os materiais nas duas bacias são praticamente os mesmos, ou seja, variações de metaconglomerados e quartzitos, com textura arenosa e alta resistência ao intemperismo, o fato do Alto Jequitinhonha não apresentar canais de ordem mais elevada do que o Pardo provavelmente pode ser explicado pela maior declividade e energia do terreno encontradas no primeiro, como já assinalado por Fonseca (2010) Fonseca e Augustin (2011) e Milagres *et al.* (2015). Esses autores afirmam que os processos fluviais no Alto Jequitinhonha são mais intensos do que os do rio Pardo devido a sua maior energia, possibilitando o rápido avanço remontante dos canais, o que explicaria um maior número de cabeceiras nesta bacia, bem como sua maior densidade de drenagem.

De fato, a elevada declividade do Alto Jequitinhonha faz com que os canais de ordem inferior deságuem diretamente no canal principal. Por causa das geocoberturas pouco espessas, também resultante da declividade elevada e do intemperismo mais lento das rochas siliciclásticas, gerando geocoberturas de textura arenosa, bem como por apresentar um forte controle estrutural no direcionamento das cabeceiras, estes canais pouco se ramificam à medida que aumentam sua área de influência. É possível afirmar, portanto, que a energia mais elevada do Alto Jequitinhonha é o grande diferencial entre as duas bacias, visto que as características texturais e de profundidade do regolito, assim como as variáveis climáticas e da cobertura vegetal, são similares em ambas.

5.1.3 Cabeceiras com canais difusos:

Buscou-se identificar a localização dos canais difusos, com relação aos dados hipsométricos, clinográficos e litoestruturais da área de estudo, destacando a diferença entre as duas principais bacias hidrográficas da área, a do Alto Jequitinhonha e a do Pardo (figuras 32, 33 e 34).

Figura 32: Mapa Hipsométrico das bacias estudadas com a plotagem das cabeceiras amostradas na Serra do Espinhaço, MG.

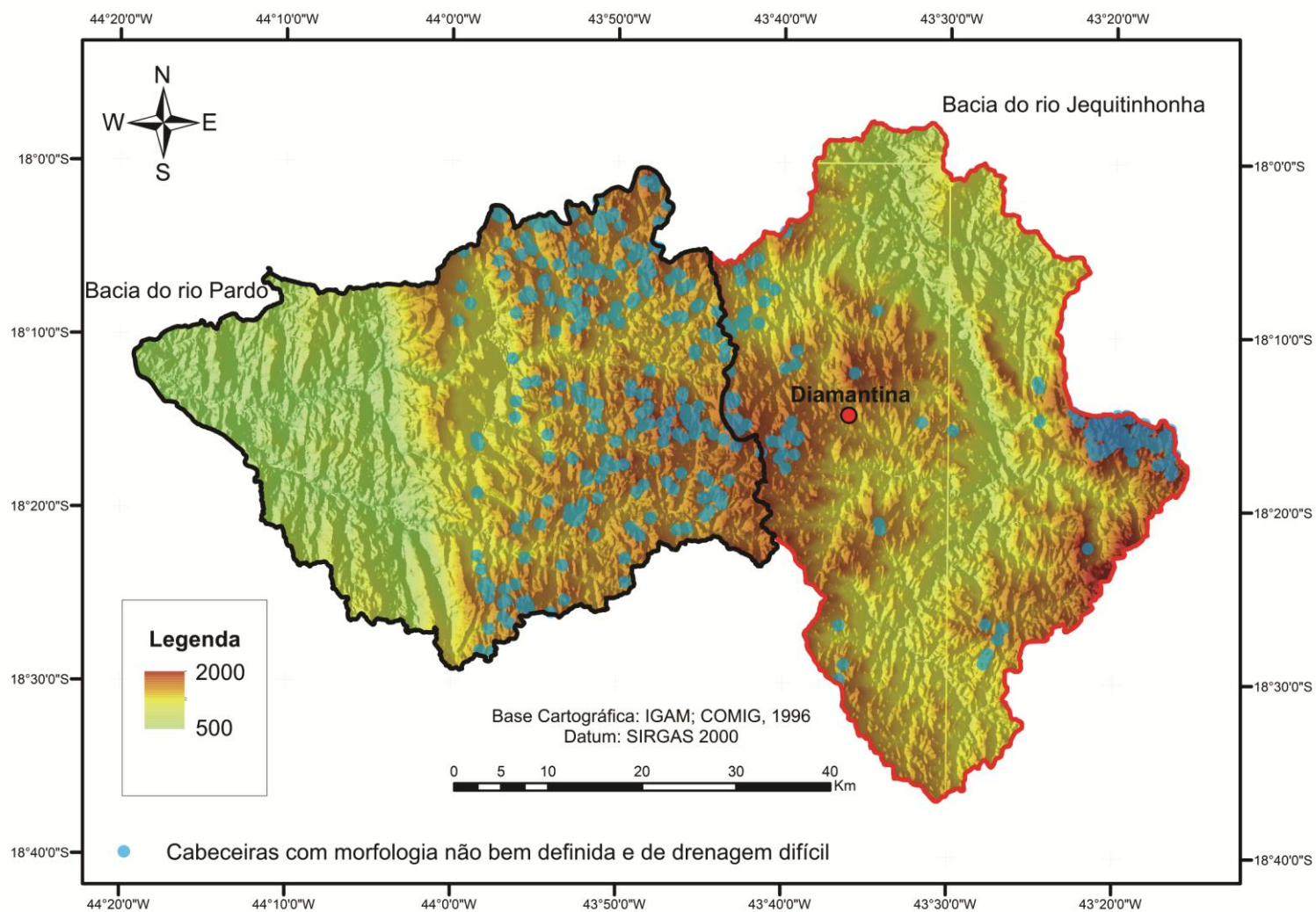


Figura 33: Declividades das bacias estudadas, com plotagem das cabeceiras amostradas.

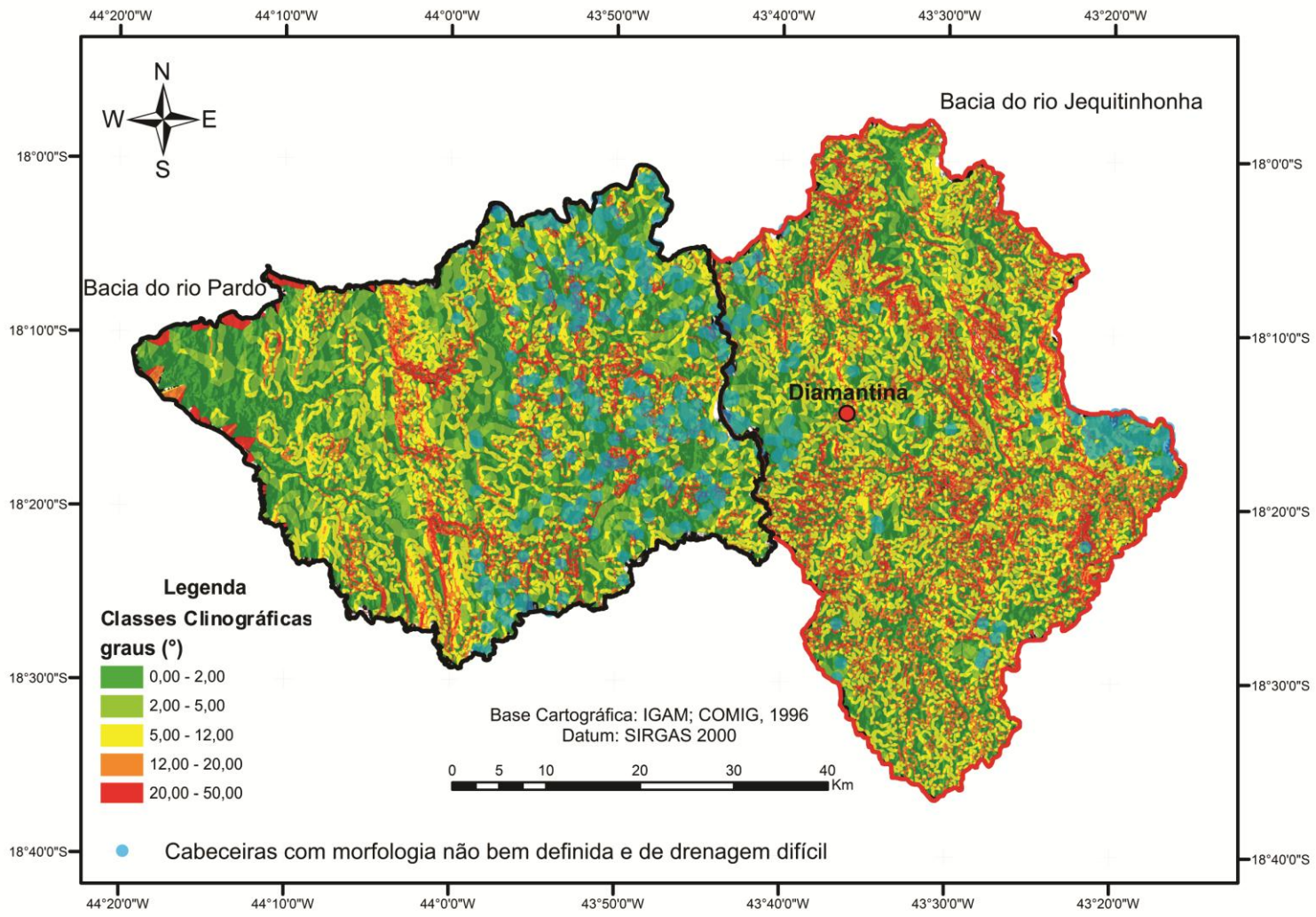
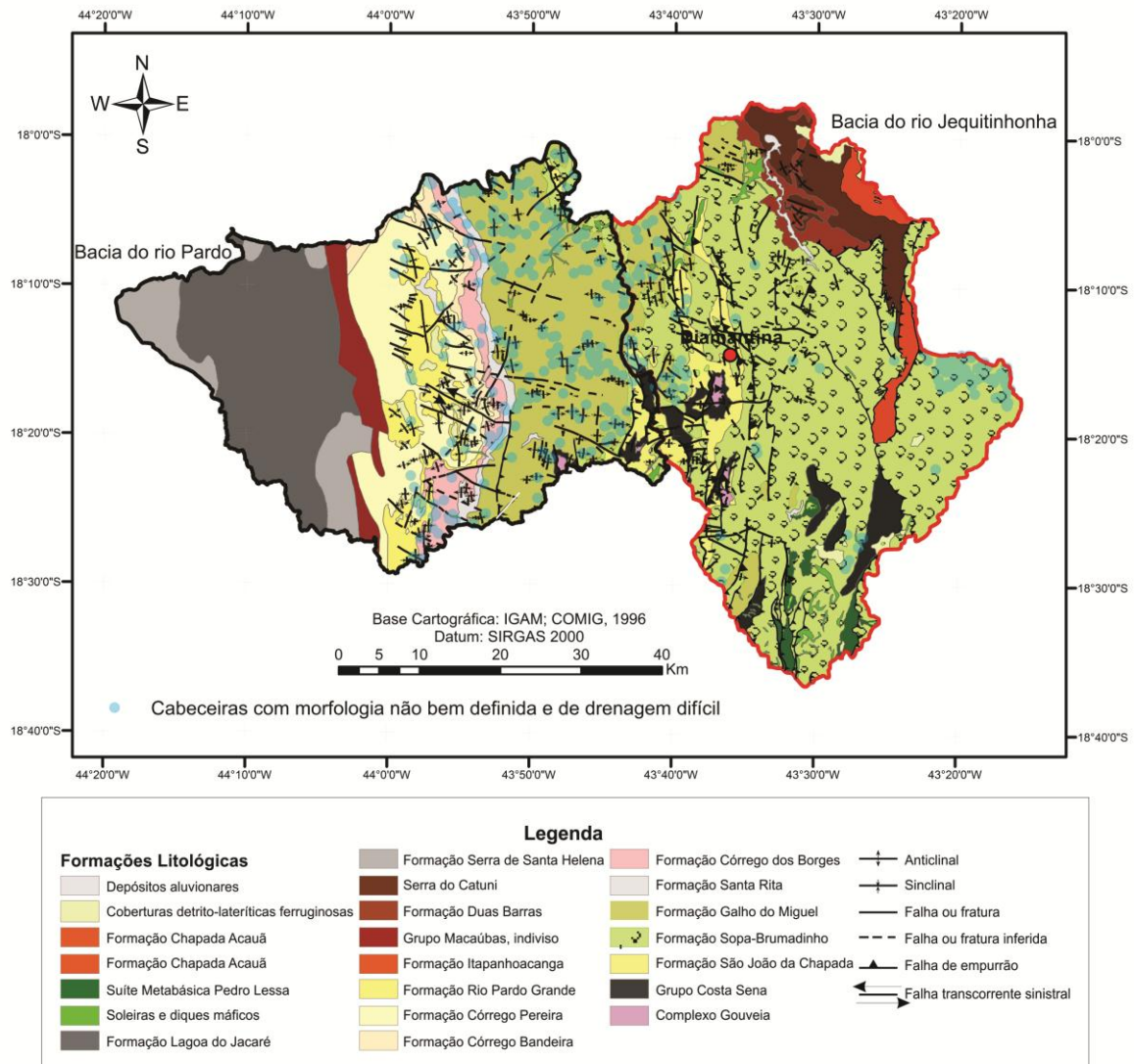
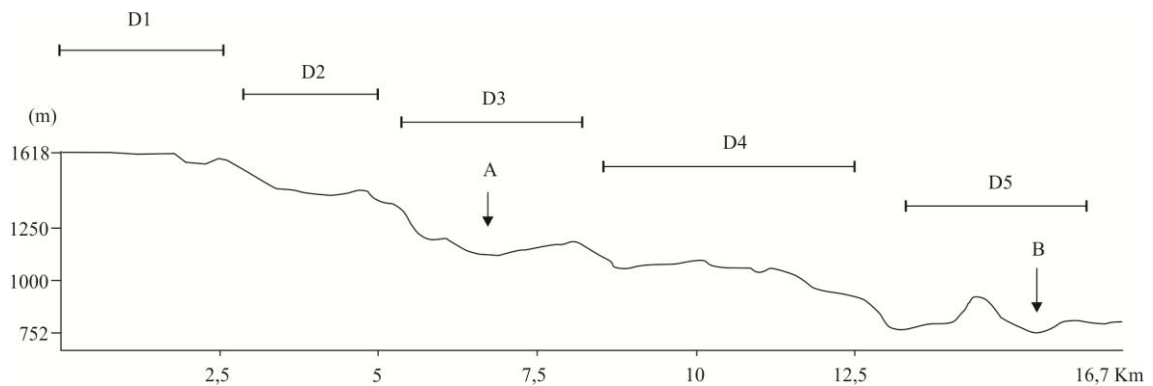


Figura 34: Mapa litoestrutural e a plotagem das cabeceiras de estudos plotadas na área.



Como podem ser observadas na figura 32, essas cabeceiras encontram-se predominantemente localizadas em cotas que variam de 1.400 a 1.100 metros de altitude, correspondendo aos níveis que King (1956) denominou de superfícies Pós-Gondwana e Sulamericana. Observa-se um caso excepcional no extremo leste da bacia do Alto Jequitinhonha, onde essas cabeceiras ocupam altimetrias que variam de 1.500 a pouco mais de 1.600 metros (figura 32). Essas formam um pequeno platô estruturado sobre os metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (figura 35) desempenhando papel de divisor hidrográfico entre as bacias do Alto Jequitinhonha e rio Doce. No transecto da figura 35, é possível identificar a presença de degraus estruturais interligando esse platô ao canal do Jequitinhonha, provavelmente gerados em uma fase de rápido entalhe do Jequitinhonha nesta parte onde se encontra encaixado em uma falha de empurrão (figura 34).

Figura 35: Transecto entre o platô do extremo leste da bacia do Jequitinhonha e o fundo de vale do rio Jequitinhonha. Di: Superfícies separadas por degraus; A: São Cruz do Gavião; B: Calha do Jequitinhonha.



A inclinação dessas áreas de cabeceiras é bastante homogênea e relativamente baixa, variando de 1 a 5 graus (figura 33), exercendo influência na incisão da drenagem, por causa da baixa energia desses canais, fazendo com que não tenham a capacidade para cortar canais mais profundos e bem estruturados (GILBERT, 1877). Como fator adicional, também contribui a profundidade bastante modesta do manto de alteração em toda área, decorrente da resistência das litologias das rochas ao intemperismo químico (SALGADO e VALADÃO, 2003; ROCHA, 2011).

Considerando a distribuição desse tipo de cabeceira com canais difusos, por número total de cabeceiras nas bacias hidrográficas (tabela 3), verifica-se que as do tipo difuso correspondem a 33,2% do total no rio Pardo, enquanto é de apenas 5,6% na bacia do Alto Jequitinhonha. Isso significa uma diferença de 85,8% a mais das ocorrências na bacia do rio Pardo. Esses números reforçam a ideia de que os canais da bacia do Alto Jequitinhonha apresentam maior estruturação, ou seja, são canais mais desenvolvidos do que os da bacia do rio Pardo.

De acordo com o modelo de evolução da rede de drenagem proposto por Glock (1931), esse tipo corresponderia ao estágio da gênese da drenagem, caracterizado justamente pela presença de canais pouco estruturados, pouco extensos e ainda não totalmente interligados.

Tabela 3: Atributos espaciais das cabeceiras de drenagem por bacia e unidade litológica na área de estudo.

Bacias/Unidades*	Área total (km ²)	Morfologia e Drenagem das Cabeceiras			
		Definidas	Não definidas**	Nº total	%***
Bacia do rio Pardo	2028,6	475	236	711	33,2
Bacia do Alto Jequitinhonha	2053,7	2134	127	2261	5,6
São João da Chapada	135,3	143	8	151	5,3
Sopa Brumadinho	707,3	1500	170	1670	10,2
Galho do Miguel	1354,8	376	103	479	21,5
Santa Rita	45,1	43	12	55	21,8
Córrego dos Borges	93,7	57	24	81	29,6
Córrego da Bandeira	45,3	37	8	45	17,8
Córrego Pereira	293,4	105	15	120	12,5
Pardo Grande	143,8	91	13	104	12,5

* As unidades litológicas correspondem somente às do Supergrupo Espinhaço;

** Correspondem a cabeceiras de drenagem difusas;

*** Porcentagem referente à relação entre cabeceiras com drenagem difusa "número total".

A identificação dessas cabeceiras por Formações (unidades litoestratigráficas) pertencentes ao Supergrupo Espinhaço na área de estudo (tabela 3) mostra que as duas Formações, Sopa Brumadinho e o Galho do Miguel, com maiores extensões espaciais, são também as com o maior número de cabeceiras de canais difusos com 170 e 103, respectivamente. As segundas unidades com o maior número de cabeceiras com drenagem difusa são as do Córrego dos Borges, Córrego do Pereira, Pardo Grande e Santa Rita, com 24, 15, 13 e 12 respectivamente (tabela 3). As menores são as da Formação São João da Chapada e Córrego da Bandeira, com 8 cabeceiras cada uma (tabela 3).

Do ponto de vista estrutural, geralmente as cabeceiras dessas drenagens encontram-se em seqüências de sinclinais e anticlinais como também em áreas de falhas normais (figura 34), frequentes tanto na bacia do rio Pardo, quanto na bacia do Alto Jequitinhonha. Nessa última, essas estruturas concentram-se nas adjacências do divisor hidrográfico, geralmente associadas a contatos litológicos.

Esses dados corroboram estudos anteriores realizados no Espinhaço Meridional que indicam uma relação estreita entre litoestrutura e a rede de drenagem do Espinhaço (AUGUSTIN, 1995; SAADI, 1995; FONSECA, 2010; FONSECA e AUGUSTIN, 2014; MILAGRES *et al.*, 2015). De um modo geral, é possível estabelecer que as características estruturais da área de estudo influencia o aparecimento de cabeceiras de drenagem, relação

também observada nos trabalhos de Dunne (1980), Avelar e Coelho Netto (1992), Coelho Netto (2003) e Vervloet (2015).

5.2 Análise de cabeceiras de drenagem difusa:

Com vistas à identificação das características e melhor compreensão do funcionamento da drenagem de cabeceiras difusas, foram selecionadas duas delas para análise de detalhe: a área 1, do córrego Pé de Moleque e área 2, do ribeirão das Pedras.

5.2.1 Córrego Pé de Moleque: área amostral 1:

Esse córrego é afluente da margem esquerda do Ribeirão Batatal, afluente esquerdo do Rio Pardo Grande. Sua cabeceira ocupa uma área de 2,56 km² localizada nas coordenadas 18°18'00"S / 43°51'00"W a pouco mais de 20 km da MG-220, partindo-se da BR-367 em direção à Conselheiro Mata (figura 36).

A cabeceira desse córrego encontra-se nos domínios da Formação Galho do Miguel, a unidade litológica que apresentou o maior número e proporção de cabeceiras difusas, objetos deste estudo, bem como a presença de falhas normais (figura 37) e localização na cota altimétrica com maior número de ocorrência de cabeceiras difusas. Cerca de 30% da área desse córrego é formada por afloramentos de rochas quartzíticas pertencentes, em sua maioria, à Formação Galho do Miguel e, em menor proporção, à Formação Santa Rita que aparece somente em uma pequena faixa na região do exutório do córrego (figura 37).

A declividade é baixa, variando entre 0 a 3° de inclinação e a altitude média é de 1.237 m, incluindo-se, assim, na zona limítrofe entre as Superfícies Pós-Gondwana e Sulamericana de King (1956).

Figura 36: Localização da Cabeceira do Ribeirão Pé de Moleque. T1: Transecto 1 figura 32; T2: transecto 2 da figura 32; T3: transecto 3 da figura 33; T5: transecto 5 da figura 33; T6: transecto 6.

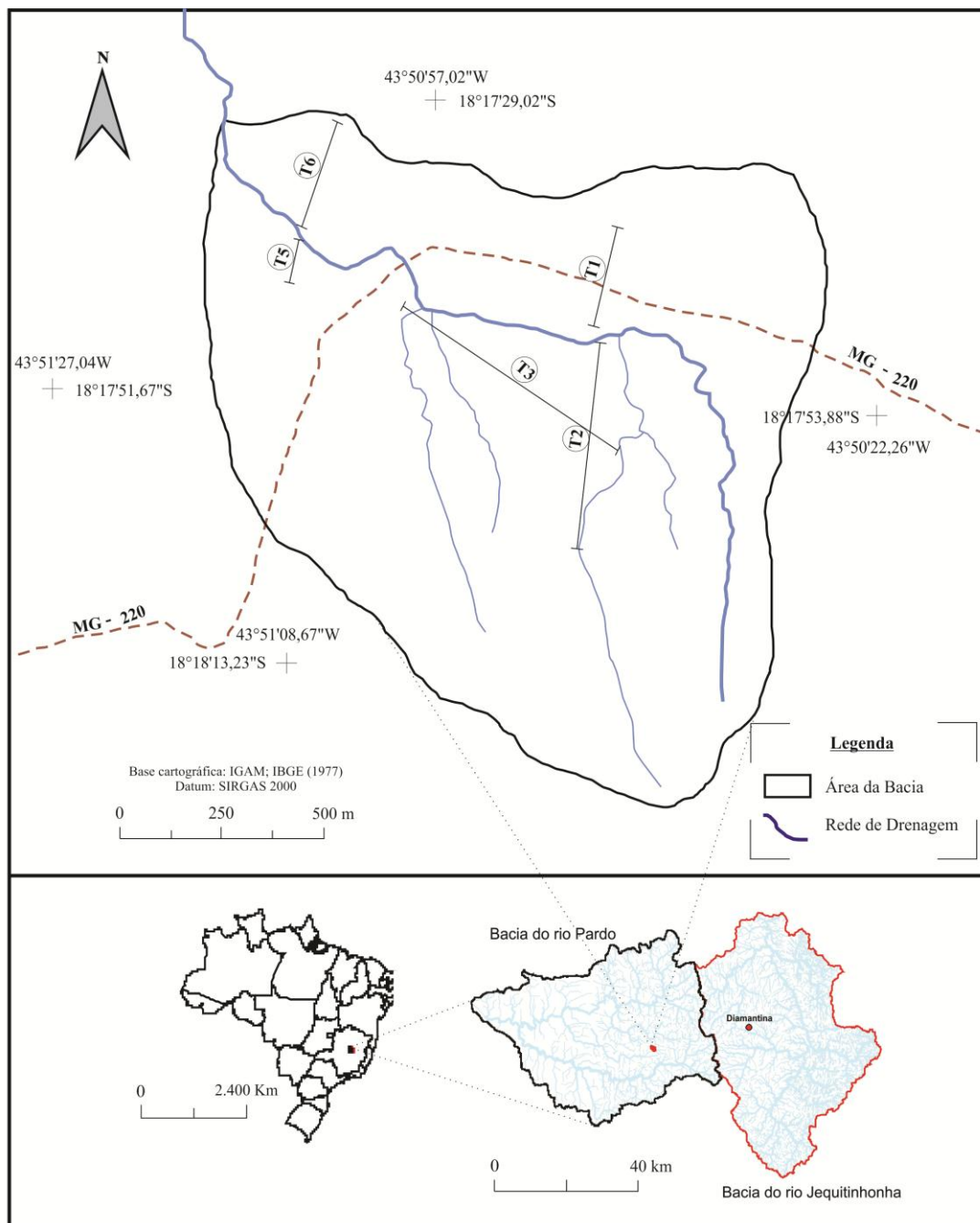
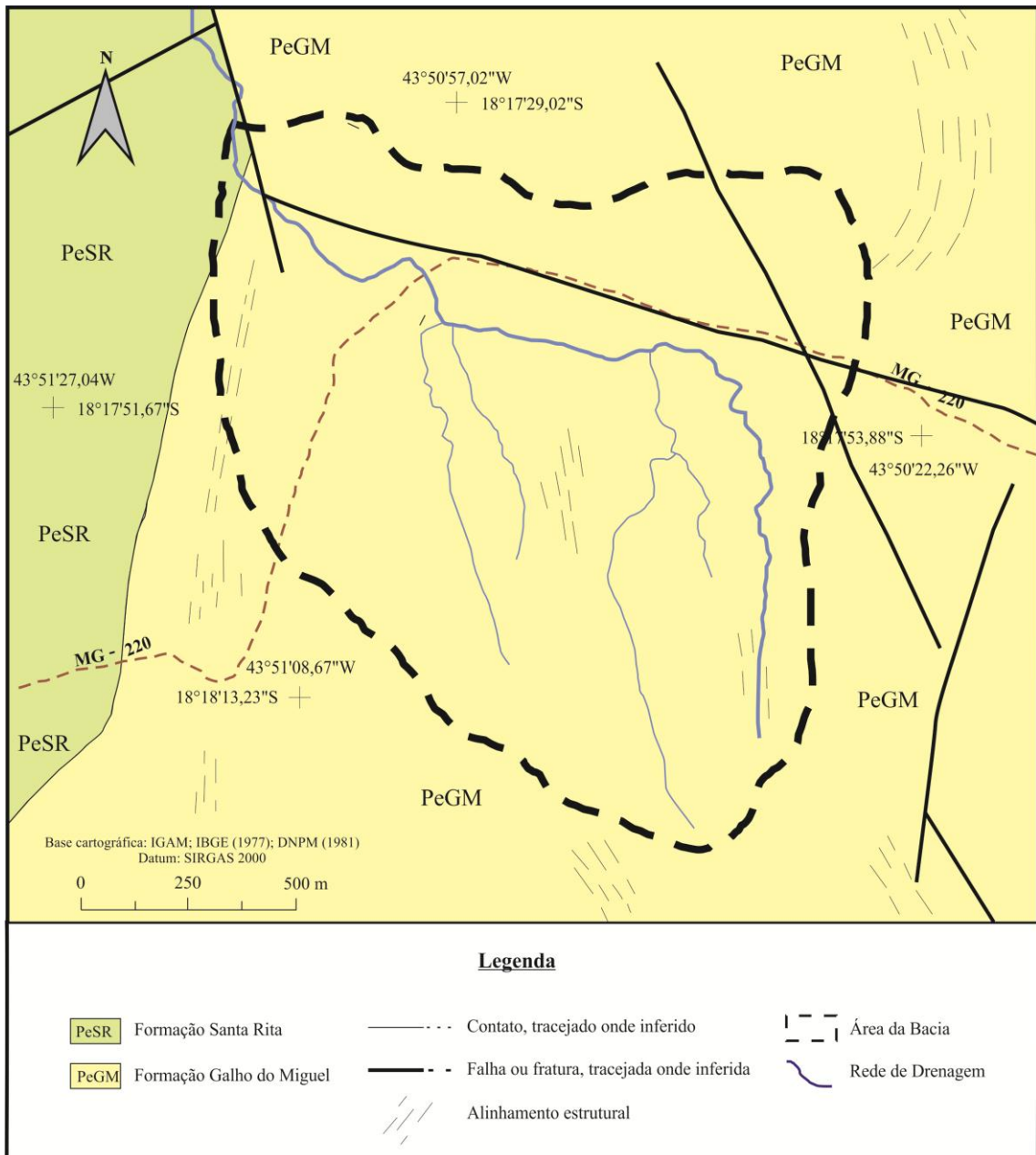


Figura 37: Mapa litoestrutural da Cabeceira do Ribeirão Pé de Moleque.



5.2.1.1 As geocoberturas da cabeceira do córrego Pé de Moleque:

A principal característica morfológica dessa cabeceira é a presença de uma área aplainada, para o centro da qual converge a drenagem. Ela é circundada por afloramentos de quartzitos, formando um conjunto de formas de relevo comumente encontrado no Espinhaço, como indica Augustin *et al.* (2014). Os seis transectos amostrados foram medidos da porção mais elevadas dessa superfície, em seus contatos com os afloramentos, em direção ao canal (figuras 38, 39 e 40).

Figura 38: Representações gráficas dos transectos T1 e T2 da cabeceira do córrego Pé de Moleque, medidos de alta para baixa vertente até o canal fluvial.

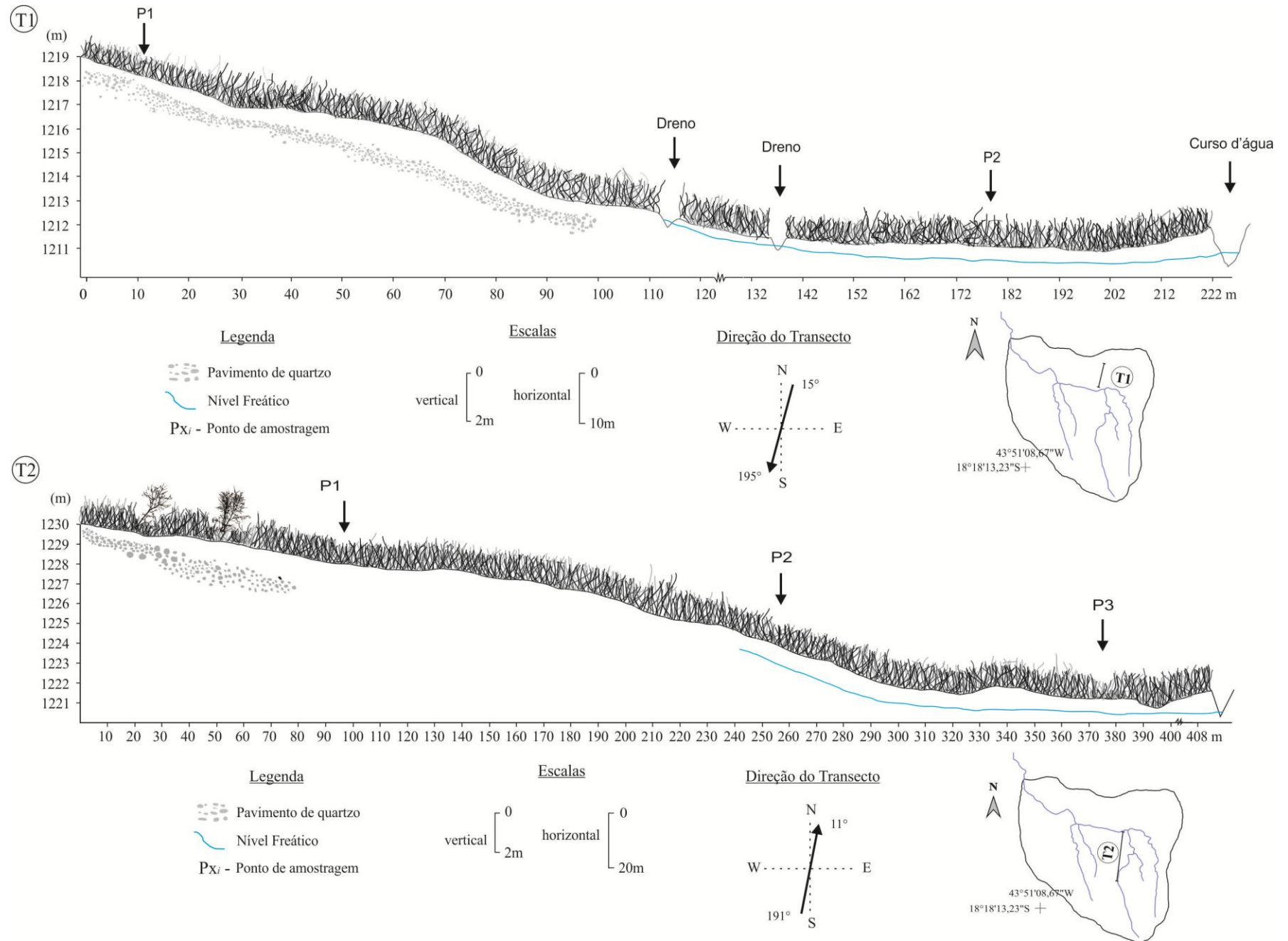


Figura 39: Representações gráficas dos transectos T3 e T5 da cabeceira do córrego Pé de Moleque, medidos de alta para baixa vertente até o canal fluvial.

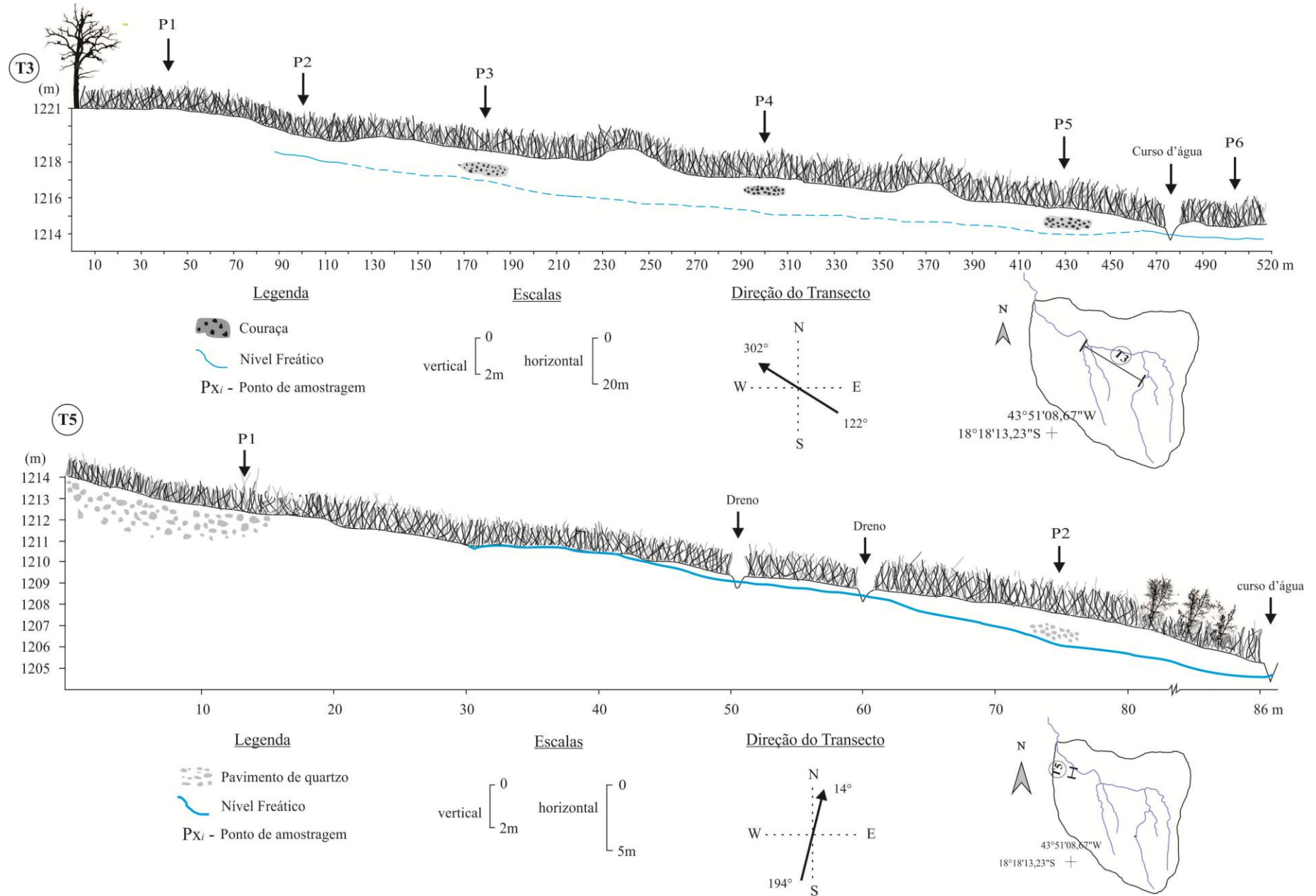
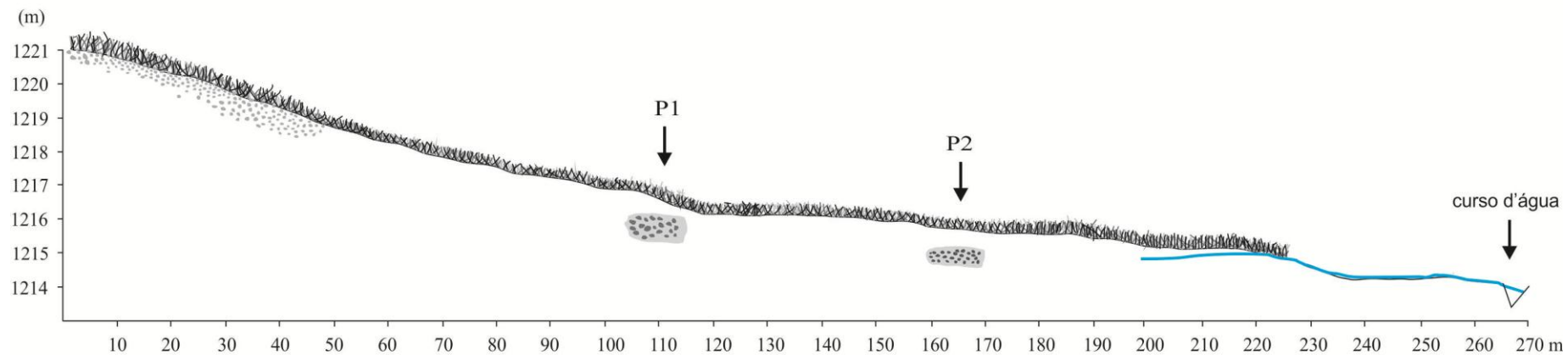





Figura 40: Representação gráfica do transecto T6 da cabeceira do córrego Pé de Moleque, medidos de alta para baixa vertente até o canal fluvial.

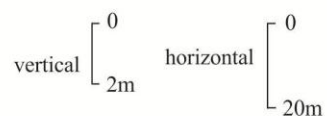
T6



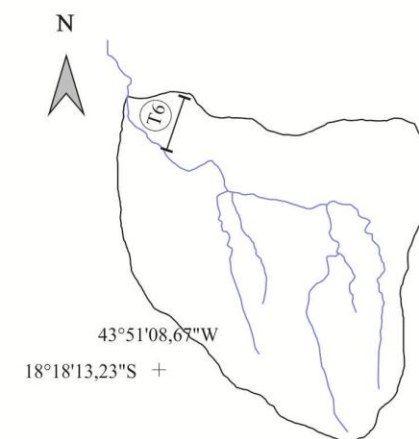
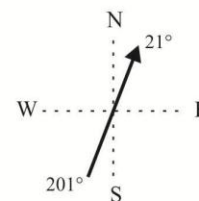
Legenda

-  Pavimento de quartzo
-  Concreção
-  Nível Freático
- PX_i - Ponto de amostragem

Escalas



Direção do Transecto



Foi observado que diferentes fitofisionomias da cobertura vegetal ocupam posições específicas das vertentes. Do topo à média vertente, predominam espécies adaptadas a ambientes bem drenados, como o Campo Limpo e Cerrado Rupestre, com características fitofisionômicas de Cerrado. No sentido a baixa vertente, onde o nível freático encontra-se perto da superfície e muitas vezes aflorante, as espécies vegetais apresentam adaptações ao hidromorfismo. De acordo com Campos (2014, p.52), a vegetação desta área é caracterizada por “espécies rasteiras das famílias *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Eurocaulaceae* e *Xyridaceae*, com esparsos capões de espécies arbóreas em pontos específicos”.

É possível a identificação de aspectos geomorfológicos comuns às características observadas em todos os transectos realizados no entorno da cabeceira do córrego Pé de Moleque (quadro 2). O mais típico é a presença de área mais plana, circundada por afloramentos de quartzito, que também foram assinaladas e descritas por Augustin *et al.* (2014). A outra feição comum a todas é a baixa declividade, sendo que as medidas ao longo dos transectos T2, T3 e T6 são menores que 3%, o que classificada, segundo a EMBRAPA (1979), como relevo plano. O T1 apresenta 3,2% de declive, o que o enquadra no limiar entre plano e suave ondulado (EMBRAPA, 1979). A exceção é o T5, que apresenta declividade maior que 10%, pois se encontra próximo ao exutório, onde a incisão do canal do córrego é mais profunda, contribuindo para que se apresente melhor estruturado do que no restante da área.

Quadro 2: Síntese das observações e medições em campo para os transectos realizados no córrego Pé de moleque, área amostral 1, Espinhaço Meridional – MG.

Transecto	Comprimento (m)	Altura (m)	Declividade (%)	Direção	Vegetação predominante			Presença de seixos na superfície		
					estrato	variação da densidade		tipo	diâmetro (cm)	angulosidade
						alta vertente	baixa vertente			
T1	222	8	3,2	15° NE a 195° SW	Herbáceo	25%	50%	quartzito leitoso	2,5	muito angulares
T2	408	9	< 3	191° SW a 11° NE	Herbáceo	20%	60%	quartzito leitoso	2 a 4	muito angulares
T3	520	6	< 3	122° SE a 302° NW	Herbáceo	30%	40%	-	-	-
T5	86	9	> 10	194° SW a 14° NE	Herbáceo Arbustivo	20% 0%	20% 30%	quartzos leitosos e transparentes	3	muito angulares
T6	270	7	< 3	21° NE a 201° SW	Herbáceo	20%	70%	quartzito leitoso	2 a 5	muito angulares

Em todos os transectos, a cobertura vegetal adensa-se em direção à parte mais baixa, onde a umidade é maior. Possivelmente, essa cobertura acompanha também a espessura do regolito, visto que em todos, com exceção de T3, foram encontrados pavimentos formados por seixos de quartzos, diretamente em cima de rocha quartzítica, nas proximidades dos sopés dos afloramentos, que correspondem às porções mais elevadas das superfícies aplainadas, ou

seja, os “topos” das vertentes. A presença desses pavimentos quartzosos impede, ou pelo menos dificulta, o desenvolvimento de espécies de estratos mais altos e com maior densidade de cobertura. Esses pavimentos têm suas origens em veios de quartzo encontrados nos quartzitos, constituindo um pavimento formado por geocoberturas pouco espessas, características desses contatos.

Os transectos T1, T2, T5 e T6, que interligam o topo das vertentes dessas áreas relativamente planas ao canal fluvial, apresentaram, na baixa vertente, níveis freáticos bem próximos à superfície, em profundidades menores que 1,5 metros. Em T5 e T6 o freático aflora em porções dos seguimentos entre 30 e 42 metros e entre 220 e 270 metros, respectivamente. Essas proximidades com a superfície em parte se explica pela estação do ano nas quais esses dados foram levantados: no final de Fevereiro de 2015, correspondente ao verão, que é a época do ano em que ocorrem maiores taxas de precipitação. Também, como observado por Rocha (2011), pela presença de camadas de quartzito, pouco deformadas, que formam uma espécie de assoalho, que retém a água infiltrada proveniente das chuvas.

Além disso, as geocoberturas das áreas estruturadas sobre as rochas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço são também caracterizadas pela elevada presença de areia solta (SILVA *et al.*, 2009 a, b; ROCHA, 2011; AUGUSTIN, *et al.*, 2014). De fato, as amostras coletadas em campo apresentaram pouca variação textural, enquadradas sempre nas classes arenosas, com concentrações de areia geralmente superiores a 700g kg^{-1} (tabela 4), exceto nas primeiras camadas de T1P2 e T2P3, que apresentaram $664,0$ e $552,6\text{ g kg}^{-1}$, respectivamente (tabela 4).

Avaliando os valores distribuídos em perfil, observa-se tendência de aumento das frações menores em direção à superfície. Por exemplo, em T1P2, houve aumento de 25g kg^{-1} de silte e $120,4\text{g kg}^{-1}$ de argila na camada superior (tabela 4). Comportamento semelhante é encontrado na maioria dos perfis, exceto T3P4 (tabela 4). Esse aumento também é notado de perfil para perfil do transecto, provavelmente influenciado pelo transporte da água da chuva, ou mesmo decorrente de índices mais elevados de intemperismo químico e físico, o que é típico de regolitos em regiões tropicais úmidas (AUGUSTIN, *et al.*, 2014).

No transecto 1 (T1, figura 38), os valores de areia caíram de $868,0$ no P1, para $726,6\text{ g kg}^{-1}$ no P2 (tabela 4), enquanto as partículas de fração menores aumentaram na baixa vertente. Em T2 (figura 38), as médias das frações de areia passaram de $847,6$ em P1, para $708,6$ em P3 (tabela 4). T5 e T6 (figuras 39 e 40) também apresentaram o mesmo padrão dos demais transectos.

Tabela 4: Características físico-químicas dos materiais das cabeceiras do córrego Pé de Moleque, Espinhaço Meridional – MG.

Perfil	Profundidade	Areia			Silte	Argila	S/A ¹	Dp ¹	pH		ΔpH
		Grossa	Fina	Total					H ₂ O	KCl	
	cm	g kg ⁻¹					g cm ⁻³				
T1P1	0-15	279,8	585,8	865,6	93,6	40,9	2,3	2,8	4,3	3,1	-1,2
	15-40	271,0	599,5	870,5	110,8	18,7	5,9	2,5	4,4	3,6	-0,8
	40+	362,5	505,5	868,0	108,1	23,9	4,5	2,6	4,4	3,5	-0,9
T1P2	0-10	205,0	459,0	664,0	205,5	130,5	1,6	2,5	4,4	3,1	-1,3
	10-42	39,4	666,8	706,3	238,1	55,6	4,3	2,5	4,3	3,4	-0,8
	42	26,1	783,4	809,5	180,5	10,0	18,0	2,6	4,5	4,0	-0,5
T2P1	0-8	241,3	596,3	837,6	148,5	13,9	10,7	2,6	4,5	3,5	-1,0
	8-52+	241,6	616,0	857,6	138,7	3,8	36,9	2,6	5,9	4,5	-1,5
T2P2	0-15	178,5	620,7	799,1	181,8	19,1	9,5	2,4	4,8	3,0	-1,8
	15-73+	210,5	604,8	815,3	183,2	1,5	120,5	2,6	5,5	4,4	-1,1
T2P3	0-22	243,0	309,6	552,6	323,6	123,8	2,6	2,1	3,9	3,0	-0,9
	22-51	73,8	652,5	726,3	236,6	37,1	6,4	2,5	4,4	3,8	-0,6
	51-67+	65,2	781,8	847,1	146,8	6,1	24,0	2,6	5,2	4,6	-0,6
T3P1	0-13	286,6	571,4	857,9	129,9	12,2	10,6	2,5	4,8	3,4	-1,4
	13-26	187,8	657,8	845,5	147,9	6,6	22,6	2,5	4,5	3,6	-0,9
	26-70 ⁺	149,8	697,0	846,8	150,9	2,3	65,6	2,5	5,1	4,5	-0,6
T3P2	0-17	283,1	503,3	786,4	165,4	48,2	3,4	2,2	4,0	2,7	-1,3
	17-64 ⁺	165,2	696,9	862,2	133,3	4,5	29,5	2,5	4,3	3,7	-0,6
T3P3	0-9	188,7	650,8	839,5	130,2	30,3	4,3	2,4	4,0	3,0	-1,0
	9-39	284,5	601,6	886,0	100,7	13,3	7,6	2,6	4,5	3,9	-0,6
	39-62 ⁺	232,5	619,3	851,8	138,9	9,3	15,0	2,5	5,2	4,7	-0,5
T3P4	0-10	361,2	520,9	882,1	87,4	30,6	2,9	2,5	4,3	3,2	-1,2
	10-39	330,2	512,2	842,3	143,7	14,0	10,3	2,5	4,9	4,0	-0,9
	39-56 ⁺	259,0	468,6	727,6	262,2	10,2	25,6	2,6	5,2	4,4	-0,8
T3P5	0-14	169,4	596,5	765,9	213,3	20,8	10,3	2,5	4,6	3,8	-0,8
	14-70	185,7	658,3	843,9	150,4	5,7	26,3	2,6	5,1	4,9	-0,2
	70 ⁺	278,6	588,3	866,8	124,5	8,6	14,4	2,6	5,4	4,4	-1,0
T3P6	0-29	109,0	731,9	840,9	117,5	41,6	2,8	2,5	3,5	2,7	-0,8
	29-77 ⁺	103,0	792,6	895,6	83,8	20,6	4,1	2,5	4,0	3,1	-0,9
T5P1	0-10	276,1	540,6	816,8	120,0	63,2	1,9	2,3	4,1	3,4	-0,8
T5P2	0-28	169,9	535,3	705,2	202,6	92,2	2,2	2,4	3,6	2,9	-0,7
	28-68 ⁺	208,9	561,6	770,5	212,9	16,6	12,8	2,5	4,5	4,0	-0,6
T6P1	0-33	436,3	369,9	806,2	129,3	64,5	2,0	2,5	4,7	4,2	-0,5
	33-63	378,9	419,4	798,3	153,0	48,8	3,1	2,5	5,2	4,6	-0,6
	65 ⁺	262,4	529,5	791,9	182,1	26,1	7,0	2,5	5,6	4,8	-0,7
T6P2	0-27	298,0	487,8	785,8	124,7	89,5	1,4	2,5	4,7	4,2	-0,5
	27-64 ⁺	246,5	555,8	802,3	123,4	74,3	1,7	2,5	5,0	4,5	-0,4

¹ S/A: relação Silte/argila; Dp: densidade de partículas.

A grande quantidade de areia em relação às demais frações retrata bem as influências do material de origem na composição textural das geocoberturas. Até mesmo as proporções entre os diversos diâmetros da própria fração areia demonstram essa influência, com a areia fina predominando sobre a areia grossa, uma vez que as rochas que compõem a Formação Galho do Miguel são formadas por quartzitos de granulação arenosa fina a média, com alto grau de maturidade e com raras presenças de moscovita/sericita (FOGAÇA, 1997). Essas rochas são marcadas pela presença de mais de 90% de quartzo, mas também são encontrados turmalina, moscovita, rutilo, epidoto e clorita (DUSSIN *et al.*, 1990; FOGAÇA, 1997; UHLEIN *et al.*, 1998).

A relação das geocoberturas com o material de origem fica mais evidente quando seus dados são correlacionados com os de densidade de partículas (tabela 4). A densidade, em todas as camadas de todos os perfis, são encontradas na faixa onde há maior predominância de minerais como quartzos e colóides silicatados, o que também foi observado em outras áreas por Brady e Weil (2013) e condizente com o esperado para os quartzitos puros da região estudada, constituídos por mais de 90% de sílica, de acordo com Dussin *et al.* (1990), Fogaça (1997) e Uhlein *et al.* (1998). Constata-se também que a densidade decresce levemente em direção às camadas mais superficiais, onde são encontrados raízes e materiais decompostos de matéria orgânica (BRADY e WEIL, 2013).

A maior presença da matéria orgânica nas camadas superiores também tem reflexo no pH das amostras (tabela 4), indicando maior influência dos ácidos orgânicos nas camadas mais superficiais, semelhante ao que foi relatado por Resende *et al.* (1997) e Oliveira *et al.* (2007). O ΔpH é negativo em toda sequência, caracterizando materiais eletronegativos.

A porcentagem de areia encontrada na textura das geocoberturas (tabela 4), em geral, indica uma boa drenagem decorrente do predomínio da granulometria areia, o que significa a presença de poros maiores (KER *et al.*, 2012; BRADY e WEIL, 2013). Esses materiais tendem a ser bem arejados em virtude de sua capacidade de drenar rapidamente a água infiltrada, facilitando a entrada de ar no solo (KER *et al.*, 2012; BRADY e WEIL, 2013). No entanto, isso não ocorre na área de estudo em virtude da presença de turfeiras, principalmente das médias para baixas vertentes, formando um ambiente anóxico, inibidor da proliferação de micro-organismos aeróbicos capazes de decompor a matéria orgânica depositada nestes ambientes (CAMPOS, 2014). Nessas porções do relevo, o nível freático tende a estar muito próximo da superfície, como é o caso ao longo dos transectos (T1, T2, T5 e T6) medidos em campo no período do verão.

A rocha matriz além de exercer grande influência na composição dos materiais, também o faz com relação à drenagem da área de estudo. Como observado no campo, os perfis são pouco profundos, o que pode ser interpretado como resultante da grande resistência do quartzito ao intemperismo químico, condicionando, assim, a superficialidade dos níveis freáticos (MAIGNIEN, 1954). O mesmo é assinalado por Rocha (2011), para quem os regolitos do Espinhaço Meridional, principalmente nas áreas de rochas quartzíticas, são conhecidos por sua pequena espessura.

Similarmente, a natureza estrutural da rocha parece controlar a baixa declividade da área, uma vez que os planos de acamamento dos quartzitos da Formação Galho do Miguel são de baixa inclinação (ROCHA, 2011). A baixa declividade controlada pelos aspectos estruturais da rocha, a pequena espessura do manto de alteração e a alta resistência do quartzito aos processos intempéricos são as causas potenciais mais importantes associadas à má drenagem da área.

Isso foi possível ser observado na área. A figura 41 mostra que, após 5 minutos de precipitação, toda área é rapidamente alagada, com a lâmina d'água chegando até 5 cm acima da superfície. A presença da rocha próxima à superfície influencia na drenagem de toda área, pois a rocha assume papel de barreira para a infiltração da água a profundidades maiores. Nesse caso, a baixa declividade da área, como já apresentado na discussão acima, é também fator determinante no acúmulo da água precipitada, dado a sua baixa capacidade em dar vazão de imediato ao volume precipitado (GILBERT, 1877, 1914).

Figura 41: Lâmina de água decorrente de exfiltração do freático após cinco minutos de chuva na área de estudo. Em segundo plano, visualiza-se um terreno menos encharcado nas proximidades da base dos afloramentos, porções mais elevadas do relevo. Em terceiro plano estão os afloramentos quartzíticos da Formação Galho do Miguel que circundam toda a área.



Há também a ocorrência de couraças de ferro em T6, e em diversas porções do T3 (figuras 39 e 40), aparentemente associadas à flutuação sazonal do nível freático, um dos mecanismos envolvidos no desenvolvimento dessas estruturas ricas em ferro (TARDY, 1992; AUGUSTIN *et al.*, 2013).

5.2.1.2 Características dos pontos de exfiltração da cabeceira do córrego Pé de Moleque:

Os resultados dos 27 pontos de exfiltração levantados em campo para observações sobre suas dinâmicas sazonais (figura 42), indicam que todos os pontos de exfiltração (tabela 5), são categorizados como difusos, de acordo com a classificação de Pinto *et al.* (2004).

Figura 42: Mapa de localização dos Pontos de exfiltração amostrados, com suas respectivas numerações.

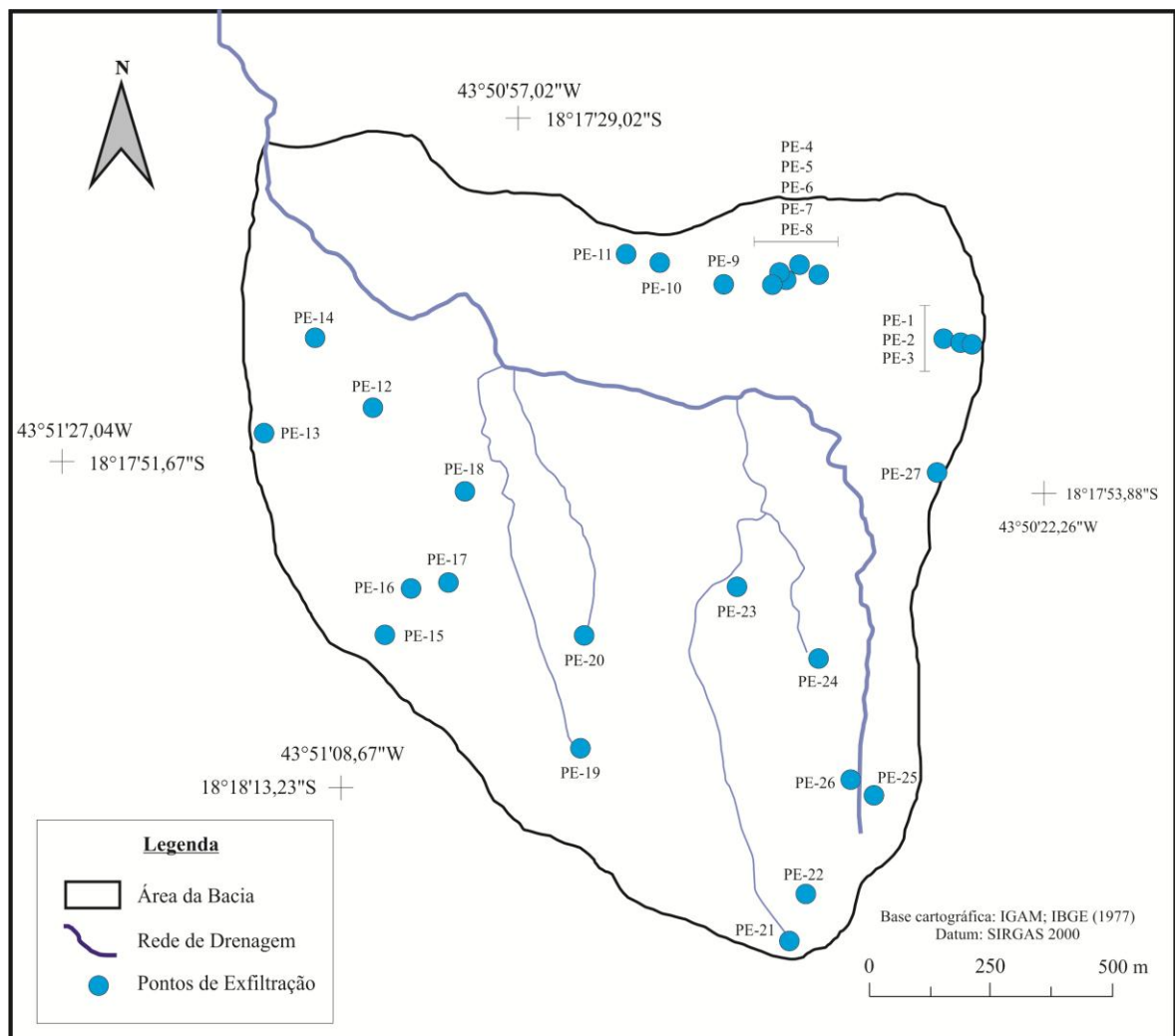


Tabela 5: Caracterização dos pontos de exfiltração na cabeceira do córrego Pé de Moleque, área amostral 1, Espinhaço Meridional – MG: largura, profundidade e direção dos canais.

Ponto	Exfiltração (tipo/contato)		Largura	Profundidade	Vazões (ml/s)		Direção do fluxo
	lítico	ruptura			verão	inverno	
PE-1			-	-	6,7	0	-
PE-2			25cm	6cm	12,3	0	200°-SW
PE-3			-	-	9,3	0	130° -SE
PE-4			18cm	5cm	8,3	0	220°-SW
PE-5			33cm	1,5cm	14,5	0	182°-SW
PE-6			-	-	-	-	180°S
PE-7			-	-	-	-	120°SE
PE-8			-	-	-	-	150°SE
PE-9			-	-	-	-	170°SE
PE-10			48cm	9,5cm	5,3	0	185°SW
PE-11			-	-	-	-	-
PE-12			-	-	6,7	0	-
PE-13			51cm	7,5cm	11,3	0	10°NE
PE-14			35cm	6cm	14,2	0	350°NW
PE-15			43cm	7,5cm	65	0	330°NW
PE-16			38cm	7cm	49,2	0	4°NE
PE-17			40cm	8,5cm	42,3	0	310°NW
PE-18			53cm	9cm	23,7	0	320°NW
PE-19			35cm	7,5cm	22,7	0	35°NE
PE-20			70cm	9cm	258,3	0	0°N
PE-21			75cm	12cm	233,3	0	357°NW
PE-22			65cm	6,5cm	143,3	0	0°N
PE-23			70cm	8cm	20,7	0	315°NW
PE-24			-	-	-	-	-
PE-25			30cm	5cm	5	0	355°NW
PE-26			27cm	7cm	22,2	0	355°NW
PE-27			29cm	8,5cm	30	0	345°NW
Totais	22	5					
(%)	81,5	18,5					

Legenda: - sem informação
 marcação do tipo de exfiltração

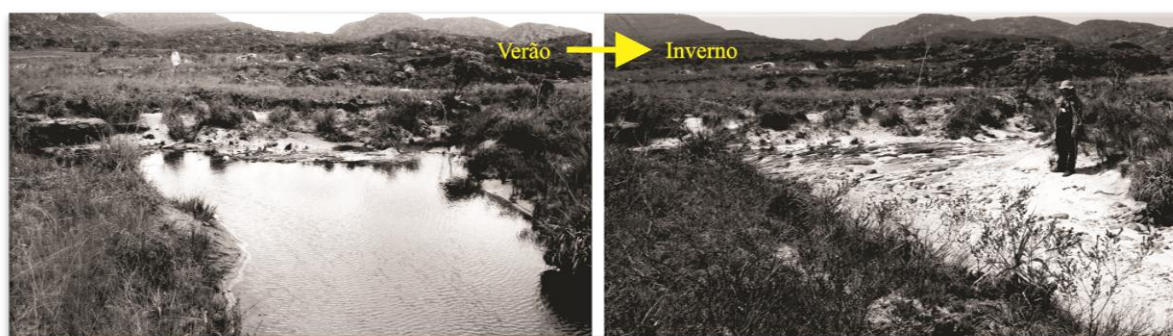
Pinto *et al.* (2004) classificam como “exfiltração difusa” quando não há um ponto de vazão definido no terreno, ou seja, quando ocorrem vários pontos de exfiltração em uma área de dimensões indefinidas, levando ao encharcamento do solo. Esse é o caso de áreas de brejos e matas planas, em especial nas baixas altitudes. Felipe (2009) também trabalhou com a mesma proposta de classificação utilizando, porém, a nomenclatura de “exfiltração múltipla”, que se refere a um mesmo sistema com dois ou mais pontos e/ou áreas de exfiltração.

Na área de estudo, o caráter difuso desses pontos está relacionado à sua baixa declividade, que influencia na presença de menor gradiente dos fluxos subterrâneos, resultando em pontos de exfiltração difusos no terreno. Essa relação, declividade/forma de exfiltração, também foi evidenciada nos trabalhos de Pinto *et al.* (2004) e Felipe (2013).

Observa-se que as vazões desses pontos, medidas durante a estação do verão, são consideradas extremamente baixas (tabela 5), quando comparadas com as registradas em vários trabalhos realizados no Brasil (PINTO *et al.*, 2004; MENEZES *et al.*, 2009; FELIPPE, 2009; FELIPPE, 2013). Os pontos que apresentaram maiores vazões foram PE-20, PE-21 e PE-22 (258,3, 233,3 e 143,3 ml/s respectivamente) localizados no contato entre a base do afloramento com as geocoberturas pouco espessas.

No inverno, todos os pontos de exfiltração estavam secos (tabela 5), até mesmo o canal principal, como pode ser visto na figura 43. A efemeridade da drenagem da área pode estar correlacionada a três fatores: 1) climáticos; 2) de profundidade das geocoberturas superficiais/regolito; e 3) contato lítico diretamente nos pontos de exfiltração. Sintetizando, são influenciados, em grande parte, pela hidrogeomorfologia da área, compreendida como todos os processos envolvidos nos efeitos da circulação da água entre rocha sã e a superfície, incluindo os fluviais.

Figura 43: Canal principal do córrego Pé de Moleque no verão (esquerda) e no inverno (direita) de 2015.



É importante assinalar que os anos de 2014 e de 2015, anos de levantamento dos dados de campo, foram hidrológicamente atípicos, considerando a série histórica de 10 anos (2005 a 2015) apresentada na caracterização climática da SdEM, uma vez que estavam sobre influências do El Niño. Nesse contexto, o ano de 2014 foi o que apresentou menores índices pluviométricos, com apenas 712,3 mm, gerando um déficit hídrico de pouco mais de 95 mm neste ano (INMET). Em Janeiro de 2015, as precipitações ficaram inferiores ao esperado em

comparação aos últimos 10 anos, quando foi registrado pouco mais de 86 mm de chuva, referentes a 51,7% da média total do mês de janeiro dos outros anos da série (INMET). Desse modo, o caráter efêmero dos pontos de exfiltração pode estar parcialmente associado ao baixo índice médio de precipitação para a área no período de coleta dos dados, levando em consideração que a dinâmica desses pontos é dependente dos fatores temporais.

Além das questões climáticas, deve-se contabilizar que o caráter efêmero da exfiltração da água pode estar intimamente ligado à pequena espessura das geocoberturas arenosas da área. Desse modo, baixas taxas de precipitação já geram um acúmulo excedente de fluxo subterrâneo, fato suficiente para proporcionar a surgência da água na superfície. A efemeridade dessa drenagem é, contudo, claramente limitada pela sua baixa capacidade de armazenamento. Menezes *et al.* (2009) relacionam o baixo potencial de recarga dos freáticos que sustentam as nascentes da bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha, na porção mineira da Serra da Mantiqueira, com a presença de Cambissolos, porque estes são pouco profundos, apresentando baixa capacidade de armazenamento de água e, até mesmo, tendência ao encrostamento.

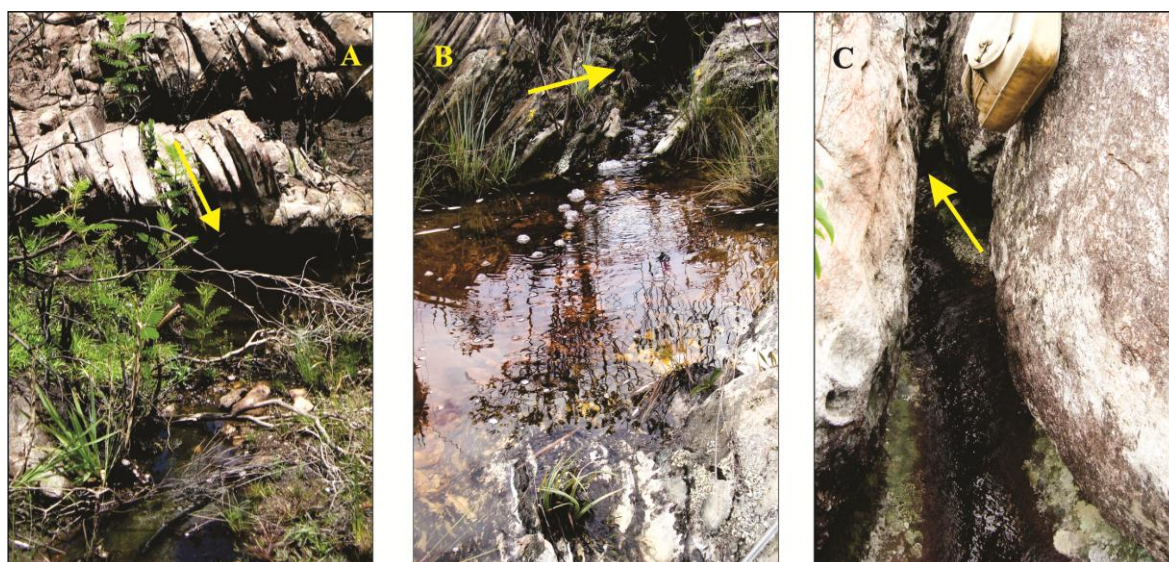
Felippe (2013) também relaciona a efemeridade das nascentes com a pequena espessura das geocoberturas na Serra do Cipó, seguimento sul do Espinhaço Meridional. Assim, a efemeridade desses pontos de exfiltração na área indica clara relação com a pequena profundidade do manto de intemperismo, sugerindo que esses pontos tendem a ser alimentados pelo escoamento superficial de saturação (*overland saturation flow*) e pelo modelo hortoniano de escoamento, associados a eventos chuvosos (HORTON, 1945; KNIGHTON, 1984).

Outro mecanismo envolvido, e decorrente da pouca espessura das geocoberturas, está vinculado ao fato de que a água tende a aproveitar as fraturas dos aforamentos dos quartzitos que circundam as porções mais baixas para movimentar-se em subsuperfície. Essas fraturas conduzem e aglutinam o fluxo subterrâneo, dando-o maior poder hidráulico, como também observado por Avelar e Coelho Netto (1992). Como a geocobertura da área é muito arenosa, há também um aumento no coeficiente de permeabilidade, que é bastante alto (EDWARD e JHONSON, 1969). Assim, durante o período chuvoso, as fraturas das rochas aflorantes assumem papéis de verdadeiros dutos, dando mais força às vazões das exfiltrações, levando a um rápido esvaziamento de água em subsuperfície e ampliando os efeitos da sazonalidade da exfiltração.

Dos pontos levantados em campo, 81,5% encontram-se no contato rocha/geocobertura (tabela 5) e não apresentaram fluxo na estação de inverno (figura 43). A observação em

campo indicou que em todos os pontos a água fluía através de alguma estrutura da rocha, geralmente pequenas dobras ou fraturas, como pode ser observada na figura 44. Essas estruturas efetivamente exercem grande controle na surgência de canais e desenvolvimento de cabeceiras de drenagem, uma vez que podem ser fruto do condicionamento dado pela organização e distribuição das falhas e fraturas no espaço (LEOPOLD *et al.*, 1964). Ao analisar o papel do substrato geológico no controle e desenvolvimento de cabeceiras de drenagem e do canal fluvial, alguns trabalhos acabam evidenciando o papel do sistema de fraturas e as variações químicas das rochas na gênese, evolução e dinâmica da drenagem (DUNNE, 1980; AVELAR e COELHO NETTO, 1992; COELHO NETTO, 2003; FELIPPE, 2013; VERVLOET, 2015).

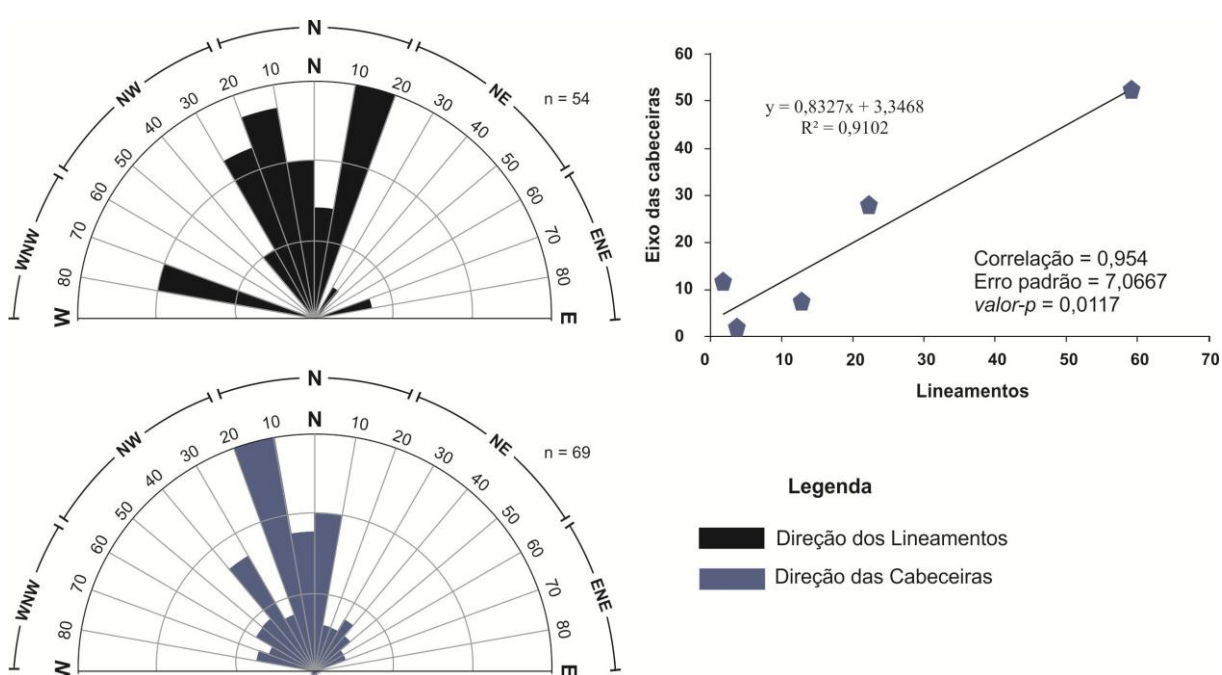
Figura 44: Pontos de exfiltração que acompanham as estruturas do quartzito na cabeceira do córrego Pé de Moleque, Espinhaço Meridional, MG.. A: PE-19; B: PE-20; C: PE-23.



Com o objetivo de verificar esse tipo de relação na cabeceira do córrego Pé de Moleque, foi realizada, no campo, a compilação das direções de fraturas da rocha dos canais ocorrendo na área, em busca de alguma similaridade direcional (figura 45). Para a elaboração do diagrama dos sistemas de fraturas foi possível coletar 54 medidas direcionais, distribuídas entre os vários afloramentos presentes na área; para o diagrama de canais foram 23, como assinaladas na tabela 5. Os canais que vertem para sul tiveram suas direções convertidas para as equivalentes no quadrante norte, como em PE-1, PE-2, PE-3, PE-4, PE-5, PE-6, PE-7, PE-8, PE-9 e PE-10, para a elaboração dos diagramas de roseta (figura 45).

Analisando esses diagramas, percebe-se que há correspondências entre as direções de fraturas e de canais (figura 45). São identificadas na figura 45 três direções preferenciais das fraturas: $N0^{\circ}-20^{\circ}E$, $N0^{\circ}-30^{\circ}W$ e $N70^{\circ}-80^{\circ}W$. Essas direções estão relacionadas, em sua maior parte, com as direções preferenciais dos canais dos pontos de exfiltração da área, que são: $N0^{\circ}-10^{\circ}E$, $N0^{\circ}-20^{\circ}W$ e $N30^{\circ}-60^{\circ}W$ (figura 45). Dessa maneira, nota-se que dois grandes sistemas podem ser associados: um de NNE e outro de NNW.

Figura 45: Diagramas de rosetas (frequência absoluta) das direções das fraturas das rochas e dos canais pertencentes à cabeceira do córrego Pé de Moleque.



Os eixos de desenvolvimento dos canais nesta cabeceira encontram-se estatisticamente relacionadas com as direções das fraturas levantadas em campo, com resultados significativos no nível de 0,05, com baixa probabilidade de obter um resultado extremo ao padrão observado ($p < 0,0117$). Há uma forte associação, dado que a correlação de 0,954 mostrou-se positiva e a equação de regressão prediz 91,02% dos resultados ($R^2 = 0,9102$).

As orientações tanto das fraturas, quanto dos canais nos pontos de exfiltração exibem estreita relação com os eixos direcionais dos lineamentos e das cabeceiras de drenagem levantados na Formação Galho do Miguel e na bacia do rio Pardo, uma vez que esta Formação apresenta conjuntos de lineamentos orientados para $N0^{\circ}-10^{\circ}W$, $N30^{\circ}-50^{\circ}W$ e $N0^{\circ}-20^{\circ}E$ e agrupamentos de cabeceiras de direções $N0^{\circ}-10^{\circ}W$, $N10^{\circ}-40^{\circ}W$, $N60^{\circ}-90^{\circ}W$ e $N0^{\circ}-50^{\circ}E$. As cabeceiras na bacia do rio Pardo apresentam dois conjuntos maiores, $N0^{\circ}-$

30°W e N0°–30°E, exibindo sistemas de direção NNW e NNE, condizentes com os dados levantados em escala de maior detalhe no interior da cabeceira do córrego Pé de Moleque.

Além da grande influência das fraturas da rocha, as microdepressões também influenciam diretamente na ocorrência de alguns pontos de exfiltração da área, embora em menores proporções (figura 46). Essas pequenas rupturas, originadas geralmente pelo escoamento diferencial da água da chuva na superfície (*overland flow*) e também por ação biológica (formigueiros, termiteiros e raízes), interceptam muitas vezes o nível freático, fazendo com que a água aflore no terreno. Esse foi o caso dos pontos PE-12, PE-14, PE-18, PE-23 e PE-27 (tabela 5).

Figura 46: Pontos de exfiltração influenciados pela ruptura de declive no terreno na cabeceira do córrego Pé de Moleque. A: PE-12; B: PE-14; PE: 27.

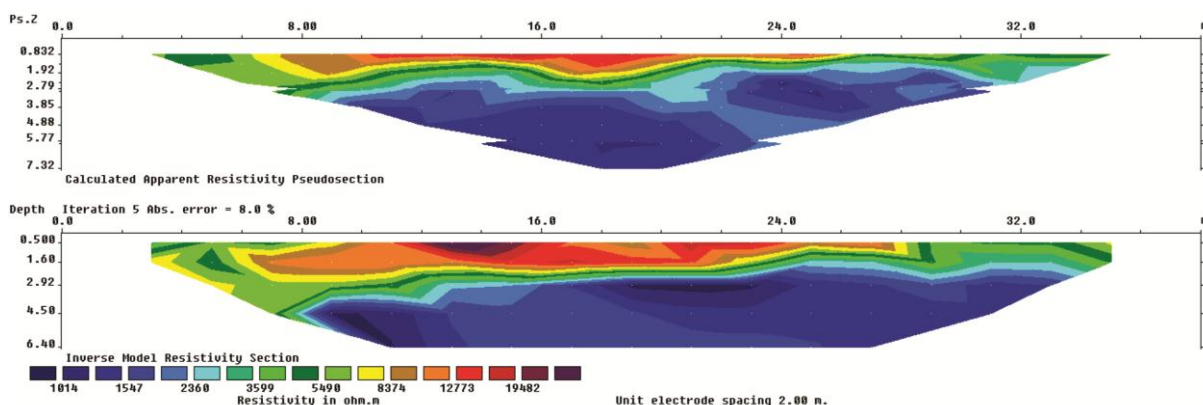


No inverno, foram realizados dois perfis de resistividade elétrica para conhecer a profundidade do nível freático neste período (figura 47). Nesses perfis foram observadas faixas com maiores resistividade na parte superior do manto de alteração, decorrentes da baixa umidade presente nestas camadas. Nas porções inferiores, foram visualizadas camadas menos resistiva ao caminamento elétrico, indicando a maior umidade nestes pontos (NOGUEIRA, 2008; NOGUEIRA *et al.*, 2011).

A maior umidade começa a concentrar-se no perfil superior (perfil 1, figura 47) após o primeiro metro de profundidade, enquanto no perfil inferior (perfil 2, figura 47) a umidade fica mais saturada em profundidade, ou seja, abaixo de 1,5 metros. Esse fato demonstra que, mesmo quando todos os pontos de exfiltração estão secos e até mesmo o canal não apresenta

fluxo, a água ainda se encontra estocada na subsuperfície. Isso reforça a ideia de que a dinâmica hidrogeomorfológica dessa área apresenta-se intimamente vinculada a eventos chuvosos, durante os quais os pontos de exfiltração tendem a ser alimentados pelo escoamento superficial de saturação (*overland saturation flow*) e pelo modelo hortoniano de escoamento.

Figura 47: Perfis de resistividade elétrica empreendidos na estação de inverno, período do ano mais seco na região de estudo, área de amostragem na cabeceira do córrego Pé de Moleque, Espinhaço Meridional-MG. Perfil 1, superior; Perfil 2, inferior.



5.2.2 Cabeceira do ribeirão das Pedras: área amostral 2:

O Ribeirão das Pedras é afluente da margem direita do rio Pinheiro, pertencente à bacia do rio Jequitinhonha. Sua área de cabeceira é de 7,2 km², localizada nas coordenadas 18°16'06" S / 43°40'36" W (figura 48), a 5,6 km de distância pela BR-367 da zona urbana de Diamantina. Sua altitude média é de aproximadamente 1.388,6 m, correspondente à Superfície que King (1956) denominou de Pós-Gondwana.

Aproximadamente 14% de toda área é formada por afloramentos quartzíticos (figura 48) pertencentes às Formações Galho do Miguel, Sopa Brumadinho e São João da Chapada, com porcentagem em área decaindo nesta ordem (figura 49). Devido às suas características geológicas (figura 49) e de cotas altimétricas, essa área foi escolhida para amostragem mais detalhada, enquadrando-se também nos quesitos pré-estabelecidos na Metodologia. Além disso, encontra-se localizada em uma área de proteção especial (APE Pau-de-Fruta) e suas águas são utilizadas para abastecimento de todo município de Diamantina.

Figura 48: Localização da cabeceira do Ribeirão das Pedras. B - B': Transecto A da figura 50; B'-B'': Transecto B da figura 50.

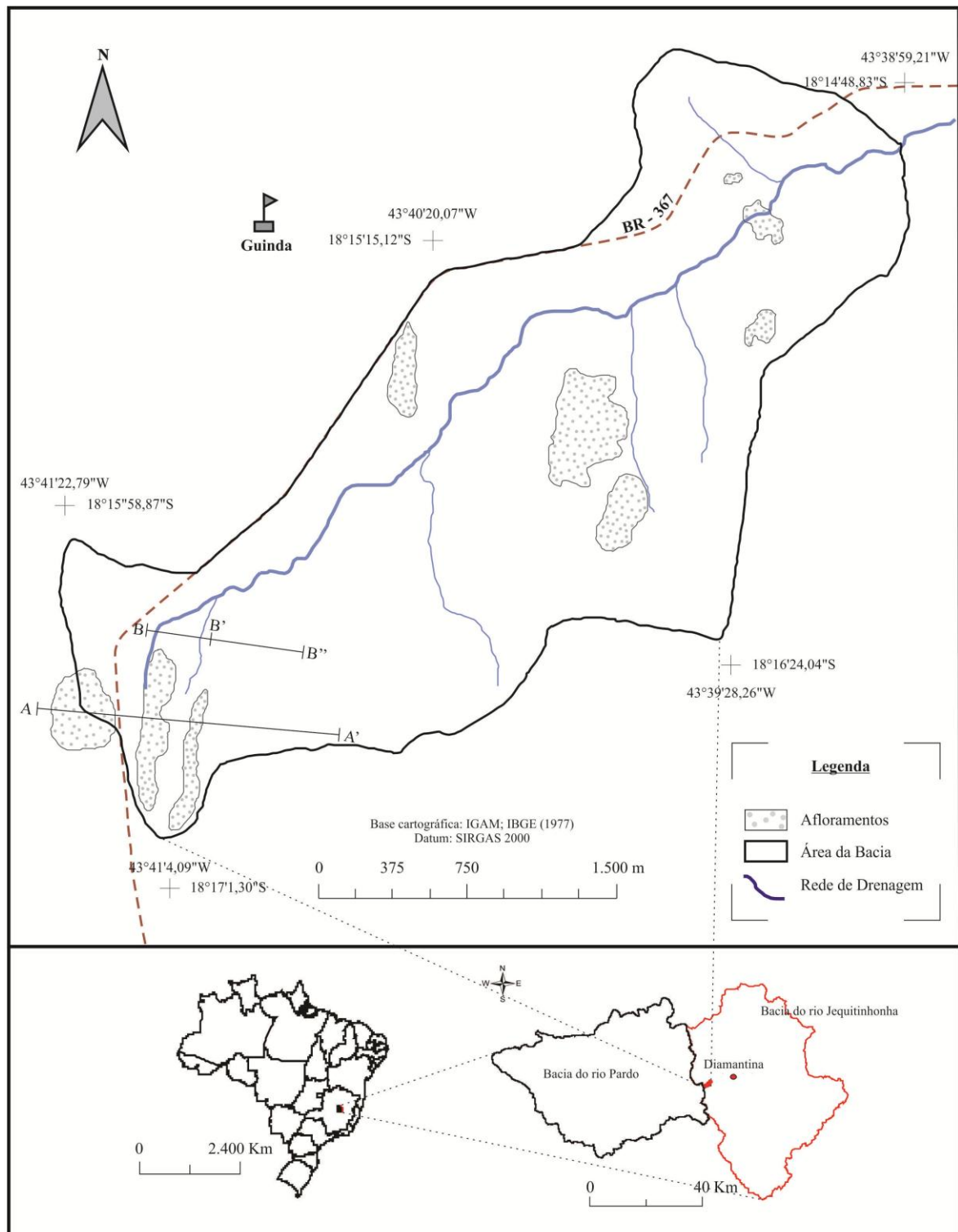
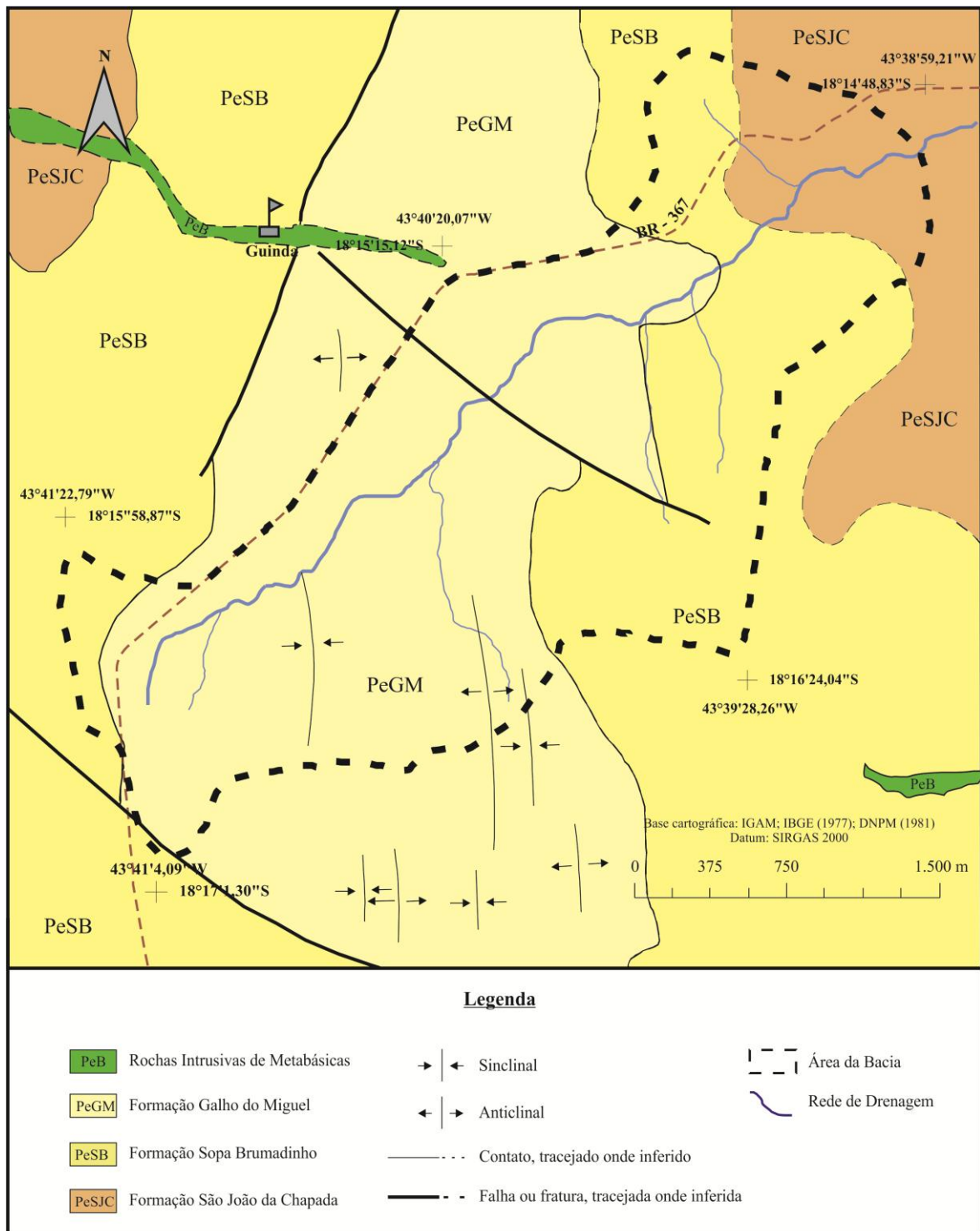


Figura 49: Cabeceira do Ribeirão das Pedras, área amostral 2, e Litoestrutura, Espinhaço Meridional – MG.



5.2.2.1 As geocoberturas da cabeceira do ribeirão das Pedras:

Fitofisionomicamente, a área é dominada por formações campestres do Cerrado, como o Campo Limpo e a vegetação Rupestre (HÓRAK, 2009), marcadas pela dominância de espécies herbáceas e espécies arbustivas em menor proporção.

A distribuição da cobertura vegetal tem grande influência da drenagem da área. No topo, alta e meia vertentes, mais drenados, predominam espécies do Campo Limpo seco, enquanto na baixa vertente, onde o nível freático aflora, há predominância de espécies típicas de Campo Limpo úmido, adaptadas ao hidromorfismo (HÓRAK, 2009). Esporadicamente, também estão presentes pequenas árvores, arbustos espalhados e vegetação típica de Campo Rupestre. Essa última nas proximidades e sobre afloramentos de rocha e regolito pouco espesso (HÓRAK, 2009).

Dois transectos foram realizados para caracterização da cabeceira (tabela 6), ao longo dos quais foram abertos três perfis para descrição das geocoberturas em profundidade e sua coleta (figura 50).

Quadro 3: Síntese das observações e medições em campo para os transectos realizados no ribeirão das Pedras, área amostral 2, Espinhaço Meridional – MG.

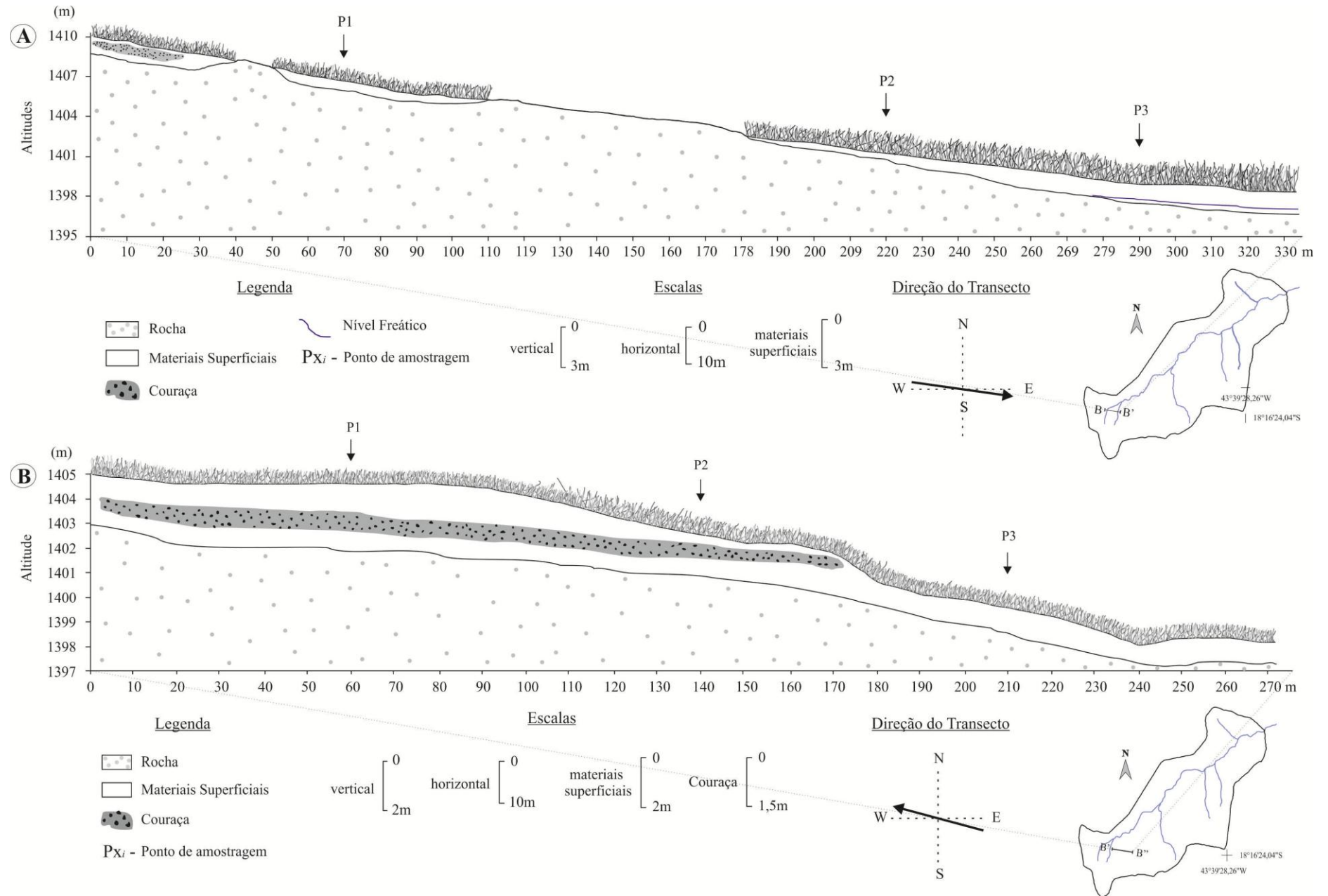
Transecto	Comprimento (m)	Altura (m)	Declividade (%)	Direção	Vegetação predominante			Presença de seixos na superfície		
					estrato	variação da densidade		tipo	diâmetro (cm)	angulosidade
						alta vertente	baixa vertente			
T1	330	10	3,6	272°NW a 92°SE	Herbáceo	20%	35%	-	-	-
T2	270	7	< 3	95°SE a 275°NW	Herbáceo	15%	35%	-	-	-

A declividade em geral dessa cabeceira é baixa, de 0 a 3°, aumentando à jusante onde chega a pouco mais de 5° nas imediações do centro de coleta e tratamento de água da Copasa.

O transecto um (T1) possui 330 metros de comprimento por 10 de altura, com direção de NW para SE (A da figura 50). A vegetação nesse seguimento é marcada pelo predomínio de herbáceas que recobrem cerca de 20% da superfície no topo da vertente, adensando-se em direção a porção mais baixa do relevo, no final do transecto, onde atinge cerca de 35% de cobertura.

Entre 38 – 50 e 111 – 177 metros, ocorrem afloramentos rochosos sem a cobertura de materiais intemperizados (figura 50, A). Couraças lateríticas também estão presentes no topo dessa vertente, bem próxima à superfície.

Figura 50: Representações gráficas dos transectos 1 e 2 da cabeceira do ribeirão das Pedras, Espinhaço Meridional – MG. A: transecto 1 (B – B' da figura 48); B: transecto 2 (B' - B'' da figura 48).



O transecto dois (T2), com extensão de 270 metros e desnível de 7m, tem direção SE-NW, ligando o topo da vertente oposta (do transecto 1) ao canal do ribeirão das Pedras (figura 50, B). A vegetação nesse ponto é semelhante à encontrada no primeiro transecto, com grande predomínio de herbáceas e com poucos arbustos espalhados. Essa vegetação adensa-se em direção à baixa vertente, onde atinge 35% de cobertura, enquanto no topo, a densidade medida foi em torno de 15%.

Como no transecto 1, no topo da vertente desse seguimento foram encontradas couraças lateríticas, responsáveis pela ruptura de declive medidas entre os pontos 2 e 3 (figura 50, B).

Os dois transectos realizados nas cabeceiras do ribeirão das Pedras destacam-se pela baixa declividade: T1 com 3,6% e T2, com 2,6% (quadro 3), constituindo-se, respectivamente, em relevos suavemente ondulados e planos, de acordo com a classificação da Embrapa (1979). Essa conjuntura de baixa declividade exerce grande influência na drenagem da área, uma vez que está relacionada com a ocorrência de pouca energia dos canais fluviais (HACK, 1973).

Outras similaridades entre os transectos são:

- A pouca espessuras das geocoberturas que não ultrapassam 1,10 m de profundidade (tabela 6). Essas baixas espessuras também foram encontradas na área do córrego Pé de Moleque, bem como em trabalhos realizados por outros pesquisadores no Espinhaço Meridional, no domínio das rochas quartzíticas do Supergrupo (SALGADO, 2002; SILVA *et al.* 2009 a, b; ROCHA, 2011). No entanto, como indica Horák (2009), podem ocorrer espessuras maiores nessa mesma área, mais a jusante dos pontos coletados neste trabalho, onde ela encontrou geocoberturas com mais de 5 metros de profundidade;
- Predomínio da granulometria areia nas geocoberturas (tabela 6), semelhante ao encontrado na cabeceira do córrego Pé de Moleque. Todas as camadas de todos os perfis apresentaram mais de 800 g/kg da fração areia, exceto na primeira camada do ponto 1 do transecto 1 (T1P1) e na terceira do ponto 1 do transecto 2 (T2P1), que ficaram abaixo deste volume: 719,5 e 746,9 g/kg respectivamente (tabela 6). Ressalta-se que, logo abaixo de T2P1, foi identificado espesso perfil de couraça laterítica, no qual foi medida maior proporção de frações menores, possivelmente correlacionado com uma possível degradação desta couraça.

Tabela 6: Características físico-químicas dos materiais da cabeceira do ribeirão das Pedras, Espinhaço Meridional – MG.

Perfil	Profundidade	Areia			Silte	Argila	S/A ¹	Dp ¹	pH		ΔpH
		Grossa	Fina	Total					H ₂ O	KCl	
	cm	g kg ⁻¹						g cm ⁻³			
T1P1	0-20	89,2	630,3	719,5	195,0	85,6	2,3	2,4	4,6	4,2	-0,4
	20-68	211,6	663,1	874,8	110,4	14,8	7,5	2,8	4,8	4,4	-0,5
T1P2	0-13	232,5	638,4	870,9	101,4	27,7	3,7	2,8	4,3	3,8	-0,4
	13-27	257,2	617,0	874,2	100,8	25,1	4,0	2,5	4,5	4,3	-0,2
	27-47	308,0	560,2	868,1	98,2	33,7	2,9	2,7	4,7	4,4	-0,3
T1P3	0-23	205,5	712,0	917,5	61,8	20,7	3,0	2,8	4,4	3,8	-0,6
	17-33	226,7	661,2	887,9	106,5	5,6	18,9	2,6	4,6	4,3	-0,3
	28-48	215,8	667,4	883,1	114,0	2,9	39,3	2,8	5,1	4,5	-0,6
	37-57	258,8	616,7	875,6	123,8	0,6	206,4	2,6	5,3	4,6	-0,7
	52-64	179,9	699,4	879,3	106,8	13,9	7,7	2,5	5,2	4,6	-0,6
	63-80	285,9	612,6	898,5	93,2	8,3	11,3	2,5	5,3	4,5	-0,8
	80-100	239,5	644,7	884,1	95,8	20,1	4,8	2,9	5,1	4,2	-0,9
T2P1	0-16	231,3	589,2	820,5	123,6	56,0	2,2	2,5	4,3	4,2	0,0
	16-48	207,1	610,2	817,3	121,4	61,3	2,0	2,6	4,6	4,4	-0,2
	48-110	181,6	565,3	746,9	140,6	112,5	1,3	2,5	4,8	4,6	-0,2
T2P2	0-12	220,7	644,0	864,7	104,6	30,7	3,4	2,5	4,5	4,3	-0,2
	12-34	185,9	638,0	823,8	148,2	28,0	5,3	2,5	4,9	4,5	-0,4
T2P3	0-13	343,4	475,6	818,9	106,9	74,2	1,4	2,3	5,0	4,1	-0,9
	13-36	288,5	583,9	872,3	105,5	22,2	4,8	2,6	5,0	4,4	-0,6
	36-76	277,6	584,6	862,2	121,1	16,6	7,3	2,7	5,3	4,4	-1,0
	76+	165,3	695,4	860,7	133,3	6,0	22,1	2,5	5,6	4,6	-1,0

¹ S/A: relação Silte/argila; Dp: densidade de partículas.

Analisando as geocoberturas dos perfis abertos ao longo dos transectos, percebe-se um aumento de argila nas camadas superiores dos perfis situados na baixa vertente de T2 (tabela 6), provavelmente transportadas das porções mais elevadas pelo escoamento superficial (AUGUSTIN *et al.* (2014). O mesmo não foi identificado em T1, possivelmente por este apresentar, em partes do seu seguimento, afloramentos de rochas, dado que estas interferem no escoamento superficial, servindo de barreira para a água da chuva.

Os altos teores de areia nas geocoberturas indicam sua estreita relação com a rocha matriz, como também ficou evidenciado na cabeceira do córrego Pé de Moleque. Essa relação torna-se mais clara ainda ao se verificar a densidade destas partículas (tabela 6), que se encontram integralmente enquadradas nas densidades de materiais que contêm maiores teores de quartzos e coloides silicatados (BRADY e WEIL, 2013), como é o caso das rochas correspondentes ao Supergrupo Espinhaço (FOGAÇA, 1997).

Pode-se observar na tabela 6 que o pH, tanto em H₂O, quanto em KCl, são ácidos em todas as camadas. De acordo com Resende *et al.* (1997) e Rocha (2011) a acidez das geocoberturas desenvolvidas sobre rochas quartzíticas pode ser explicada pela ação de três principais fatores: 1) altos teores de matéria orgânica, principalmente nas camadas superiores; 2) elevadas taxas de enxofre; e 3) presença de ácido silícico decorrente da dissolução da sílica, elemento abundante nas rochas do Supergrupo Espinhaço. Ligado ao primeiro fator nota-se que o pH na área de estudo é levemente mais ácido em direção às camadas mais superficiais, por influência direta do maior acúmulo de materiais orgânicos, fato igualmente identificada por Horák (2009) na mesma área de estudo.

Assim como na cabeceira do córrego Pé de Moleque, as características texturais das geocoberturas da cabeceira do ribeirão das Pedras deveriam mostrar uma área bem drenada, com materiais superficiais bem arejados, normalmente associados aos altos teores de areia (KER *et al.*, 2012; BRADY e WEIL, 2013). Contudo, tanto a presença de turfeiras (HÓRAK, 2009), quanto a presença de vegetação adaptada a ambientes hidromórficos, assinala um ambiente pouco drenado, com saturação de água.

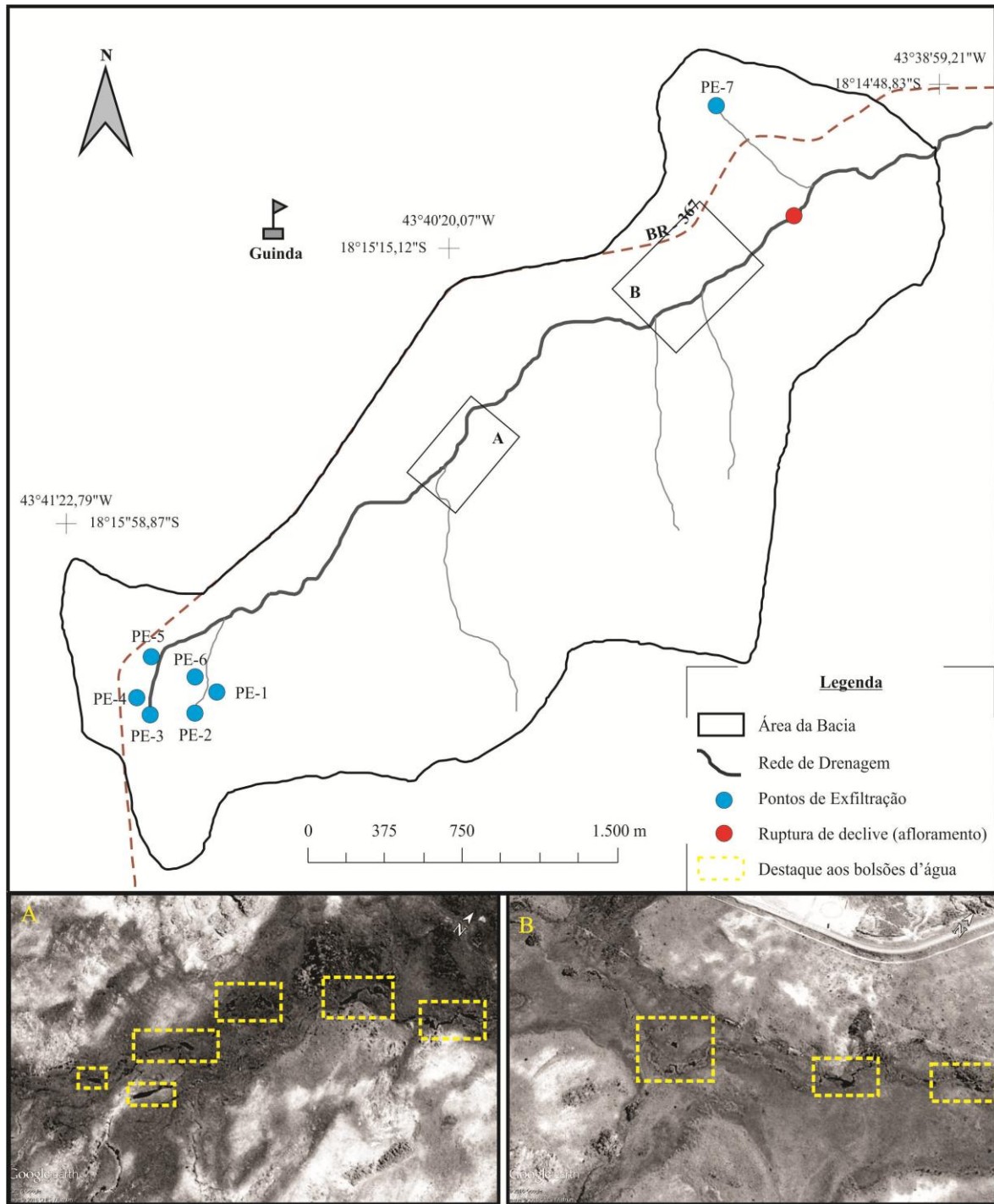
5.2.2.2 *Características dos pontos de exfiltração da cabeceira do ribeirão das Pedras:*

A rede de drenagem da área apresenta dois ambientes distintos, separados por um desnível topográfico provocado por um afloramento (figura 51) no contato entre as Formações Sopa Brumadinho e São João da Chapada: 1) ambientes de drenagem difusa, a montante do contato geológico; e, 2) ambiente onde o canal já se apresenta morfologicamente estruturado, a jusante do afloramento no contato geológico.

A primeira coincide com a presença das turfeiras e a rede de drenagem é formada por bolsões d'água (*water-filled pools*) que preenchem as pequenas depressões do terreno (figura 51), como também evidenciado por Campos (2009) e Hórak (2009). Comas *et.al.* (2005) sugerem que a formação desses bolsões tem estreita relação com as características estratigráficas e litológicas nas quais se encontram. No trabalho desses autores, o uso da técnica GPR (*Ground Penetration Radar*) permitiu visualizar que a distribuição espacial destas feições está relacionada à ocorrência de depressões associadas à estratigrafia de depósitos glaciais. Desse modo, visto a grande variedade estrutural e estratigráfica que marcam a natureza das rochas do Supergrupo Espinhaço, o desenvolvimento desses bolsões na área de estudo possivelmente está correlacionado a fatores estratigráficos ou estruturais do

substrato rochoso. Contudo, estudos mais detalhados devem ser realizados a fim de elucidar esta questão.

Figura 51: Localização dos pontos de exfiltração, ruptura de declive e destaque dos bolsões d'água na cabeceira do ribeirão das Pedras, área amostral 2, Espinhaço Meridional – MG.



Essa condição de drenagem difusa também se reflete nos pontos de exfiltração encontrados na área. Não foi possível mensurar a profundidade e largura desses canais e nem as vazões, uma vez que a água que brota nestes pontos espalha-se pelo terreno, impedindo a formação de um canal propriamente dito. Todavia, ressalta-se que os fluxos d'água, mesmo sem as medidas da vazão, só foram visualizados no período do verão (tabela 7). Essa conjuntura de efemeridade desses fluxos, associados somente à disponibilidade de chuva, se assemelha à encontrada na cabeceira do córrego Pé de Moleque.

Tabela 7: Caracterização dos pontos de exfiltração na cabeceira do ribeirão das Pedras, área amostral 2, Espinhaço Meridional – MG: largura, profundidade e direção dos canais.

Ponto	Exfiltração (tipo/contato)		Largura	Profundidade	Vazões (ml/s)		Direção do fluxo
	lítico	ruptura			verão	inverno	
PE-1	■	■	-	-	0	0	N13°E
PE-2			-	-	0	0	N25°E
PE-3			-	-	0	0	N0°
PE-4			-	-	0	0	N4°E
PE-5			-	-	0	0	N36°E
PE-6			-	-	0	0	N63°E
PE-7		■	-	-	0	0	S135°E
Totais	6	1					
(%)	85,7	14,3					

Legenda: - sem informação
 ■ marcação do tipo de exfiltração

Os pontos de exfiltração no ribeirão das Pedras, em sua totalidade, são classificados como difusos de acordo com a proposta de Pinto *et al.* (2004), utilizada na presente pesquisa. Esses pontos apresentaram caráter efêmero, uma vez que não têm fluxo d'água na estação de inverno, o que também ficou evidenciado na Cabeceira do córrego Pé de Moleque. No entanto, no ribeirão das Pedras a efemeridade desses pontos não resultou em escassez total do fluxo de água, embora implique em uma acentuada redução da vazão do córrego no inverno.

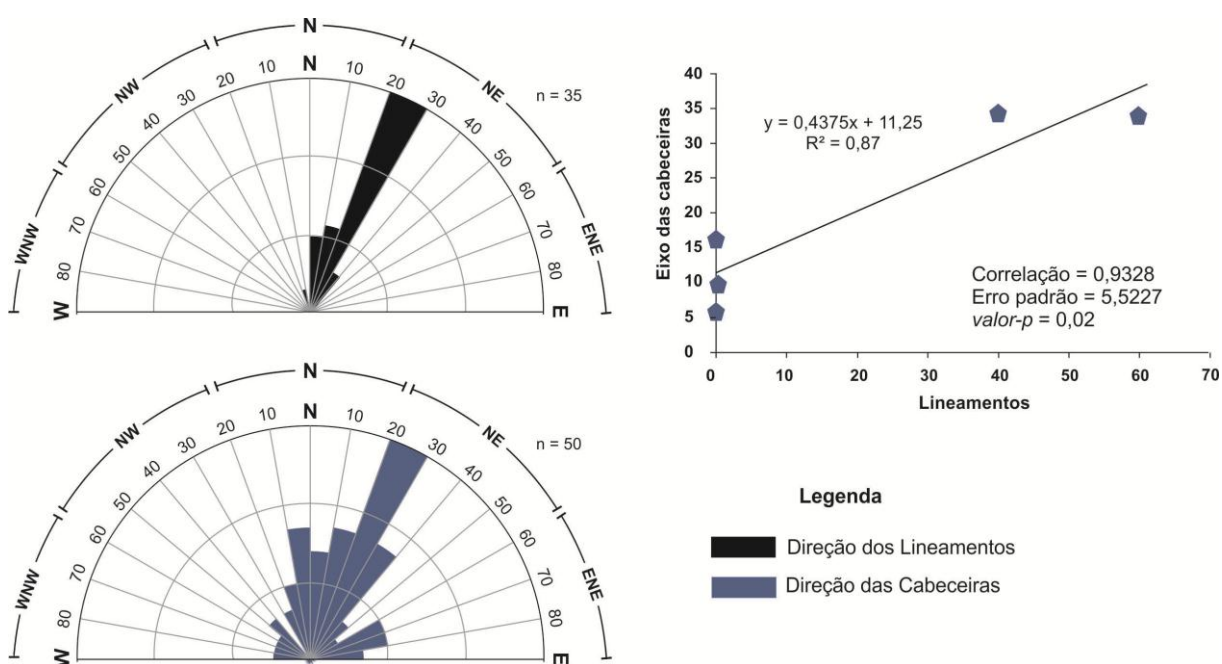
De acordo com a COPASA (2009), o ribeirão das Pedras apresenta vazões médias de 424,0 L s⁻¹ no verão e de 35,0 L s⁻¹ no inverno, com uma redução neste último de cerca de 90% do fluxo do período de maiores precipitação. Essa informação demonstra que há um armazenamento do excedente das chuvas do período mais úmido do ano, que regula o fluxo do ribeirão das Pedras, privando o córrego da seca total. Campos (2009) calcula que 98,2% do excedente hídrico anual dessa área são armazenados pela turfeira que se encontra na área de

estudo, o que implica, de acordo com o próprio autor, na ausência de nascentes na área, corroborando os poucos pontos de exfiltração observados neste trabalho.

A perenidade da área estaria, assim, assegurada pela grande porcentagem de água armazenada no sistema, a qual mantém o fluxo do córrego pelos processos de escoamentos subsuperficiais, predominando os *throughflow* e o *baseflow* (HORTON, 1945; KIRKBY e CHORLEY, 1967; KNIGHTON 1984).

Mesmo com um número amostral baixo, os pontos de exfiltração levantados em campo demonstram consideráveis relações destes com a litoestrutura da área. Em primeiro lugar, 85,7% desses pontos apresentaram contato lítico direcionando o fluxo d'água, enquanto que apenas um ponto (PE-07) origina-se de uma ruptura de declive, o que corresponde apenas a 14,3% dos pontos (tabela 7).

Figura 52: Diagramas de rosetas semicirculares das frequências absolutas das direções das fraturas e as direções dos eixos de desenvolvimento dos canais na Cabeceira do Ribeirão das Pedras, Espinhaço Meridional.



A correlação entre as direções dos canais e a direção das fraturas medidas em campo, mostraram positivas (figura 52). Para essa análise, foram levantadas 35 direções de fraturas (tabela 7), nos pontos de exfiltração da água. Observa-se que 88,5% das fraturas apresentam direções entre N0-10°E, N10-20°E e N20-30°E, com 51,4% das fraturas concentradas nesta última (figura 52). Os canais, por sua vez, têm 85,8% das direções N0-10°E, N10-20°E, N20-

30°E e N30-40°E (figura 52). Embora em um grau menor do que apresentado na Cabeceira Pé de Moleque, as direções dos canais no Ribeirão das Pedras apresentam-se estatisticamente relacionadas às direções das fraturas levantadas em campo, a uma significância de 0,05. Há correlação positiva de 0,9328 e a probabilidade de encontrar um resultado excepcional ao padrão observado é de 2 para 100 casos (*valor-p* = 0,02). O R^2 , 0,87, indica que a equação da regressão prevê 87% dos resultados. Há, ainda, maior concentração desses pontos na aba ocidental de um sinclinal, a partir de incisão deste, como pode ser visualizado na figura 53.

O canal principal do ribeirão das Pedras só ganha forma estruturada após ruptura de declive formada por um afloramento rochoso que a separa do ambiente no qual predominam os bolsões de água (figura 51). Nesse afloramento, a água acumulada na subsuperfície e que percola lateralmente em direção a jusante, encontra rochas extremamente fraturadas, que propiciam a sua exfiltração. Nessa localização, há a presença de grande volume de água que corre encachoeirado devido ao aumento da energia hidráulica causado por fraturas e pelo desnível topográfico (figura 54). As fraturas formam verdadeiros túneis subterrâneos, por onde a água se move até a sua saída na superfície. A partir desse ponto, o canal ganha forma, tendo registrado fluxo durante as duas estações analisadas neste trabalho, verão e inverno.

Figura 53: Transecto do sinclinal onde se encontram os pontos de exfiltração. PE-02, PE-03 e PE-05 retratam o contato lítico influenciando no surgimento da água nos pontos de exfiltração, ribeirão das Pedras, área amostral 2, Espinhaço Meridional – MG.

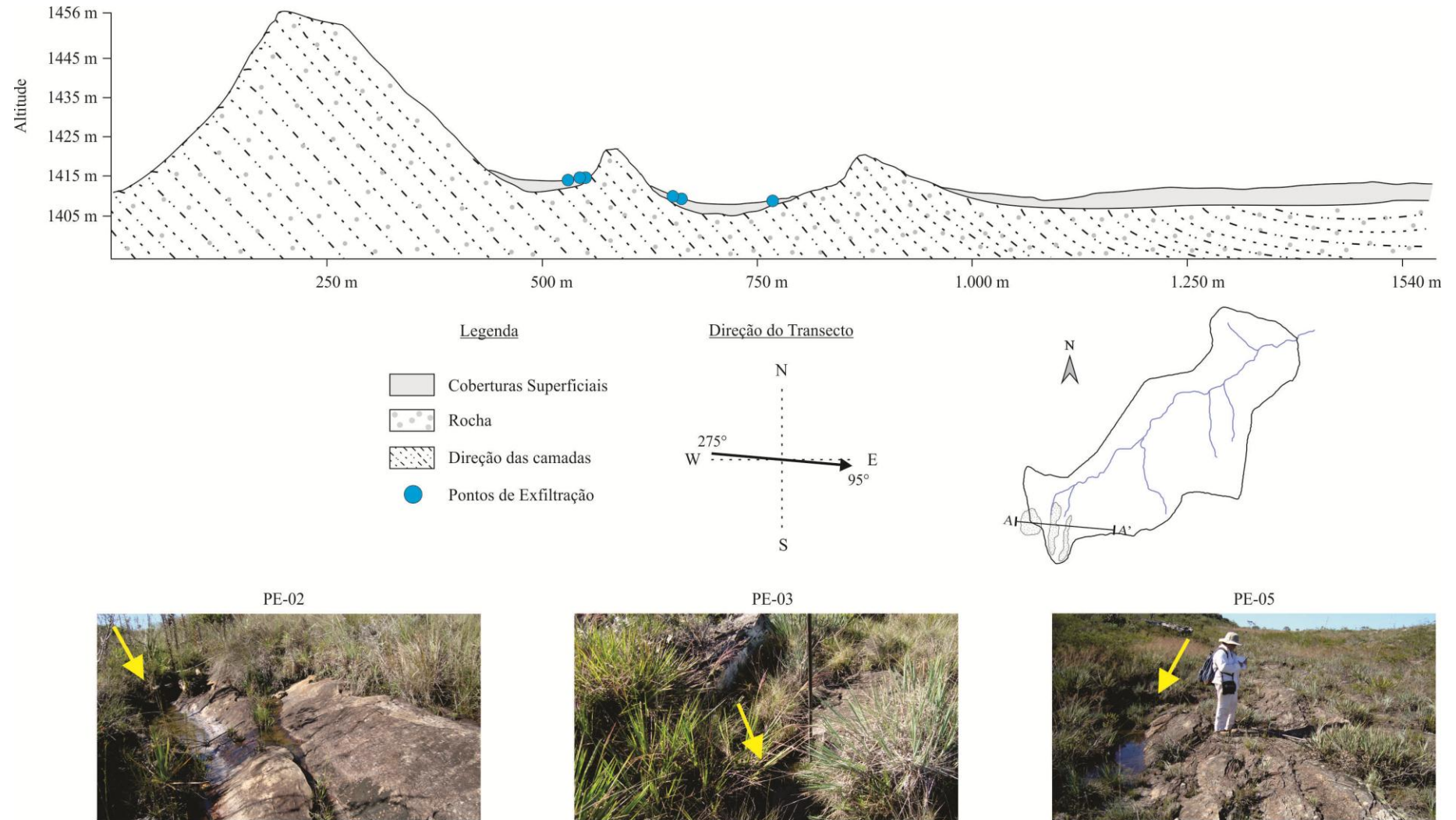


Figura 54: Afloramento localizado na ruptura de declive por onde a água aproveita as fraturas para exfiltrar e formar um canal morfologicamente estruturado.



6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esse estudo teve como questão principal entender a formação e estruturação de drenagens encontradas na Serra do Espinhaço, em sua porção Meridional, em especial as difusas. Procura-se, com isso, contribuir para a melhor compreensão dos sistemas fluviais em rochas predominantemente quartizíticas, para subsidiar a adoção de possíveis políticas públicas voltadas para a preservação e manutenção dos seus recursos hídricos. Isso ganha ainda mais significado, tendo em vista a localização do estudo, na Serra do Espinhaço Meridional, maciço que funciona como grande divisor de água e no qual se encontram localizados importantes sistemas fluviais da região sudeste e de Minas Gerais.

Em escala regional, os resultados deste trabalho demonstram que os eixos de evolução das cabeceiras de drenagem, das bacias dos rios Jequitinhonha e Pardo, apresentam correlações com a direção dos lineamentos principais da área de estudo. Essa correlação é mais significativa nos domínios da bacia do rio Pardo do que na bacia do Alto Jequitinhonha, mostrando que, mesmo localizadas no mesmo domínio, estas bacias possuem dinâmicas hidrogeomorfológicas diferenciadas. Os dados apontam que as bacias o Alto Jequitinhonha são, hoje, menos dependentes dos fatores litoestruturais no que se refere aos processos de dissecação pelas redes de drenagem atuais do que a bacia do rio Pardo, uma vez que os eixos de suas cabeceiras exibiram heterogeneidade de direções.

Nas diferentes Formações que compõem o Supergrupo Espinhaço, o grupo que melhor apresentou correlações entre as direções dos lineamentos e os eixos de evolução das cabeceiras é composto pelos rios localizados nas áreas cujo substrato é formado por rochas das Formações Galho do Miguel, Sopa Brumadinho e córrego do Pereira. Com menor correlação, aparecem as cabeceiras de drenagem do relevo elaborado nas rochas das Formações Pardo Grande e córrego da Bandeira. As drenagens localizadas nas Formações Santa Rita e São João da Chapada não apresentaram relações bem definidas com os alinhamentos estruturais, embora deva ser ressaltado que, enquanto a segunda situa-se no divisor hidrográfico entre as bacias do Pardo (oeste) e Alto Jequitinhonha (leste), as cabeceiras da Formação Santa Rita aparentemente sofrem efeito de borda, uma vez que se encontram topograficamente mais rebaixada que suas vizinhas adjacentes.

Quanto às cabeceiras do tipo difusas, quando localizadas e espacializadas no contexto do Espinhaço Meridional, apresentam alguns tipos de padrões: 1) situam-se em cotas altimétricas entre 1.100 e 1.400 m de altitude; 2) a declividade da região em que se encontram

localizadas não ultrapassam 5° de inclinação; 3) estão associadas aos aspectos estruturais como sequências de sinclinais e anticlinais, e à presença de falhas normais.

Estas cabeceiras, denominadas de difusas, correspondem a 33,2% do número total das cabeceiras da bacia do rio Pardo, e 5,6% das do Alto Jequitinhonha. A menor porcentagem encontrada nas bacias do Alto Jequitinhonha parece estar relacionada à elevada energia modeladora presente nesta bacia, uma vez que esta apresenta maiores declividade e densidade de canais. Analisando sua distribuição nas diferentes Formações litológicas, nota-se que as maiores porcentagens ocorrem nas áreas de domínio das rochas das Formações Galho do Miguel, Santa Rita e Córrego dos Borges.

Em função da grande extensão das duas bacias, a do Alto Jequitinhonha e a do rio Pardo, foram selecionadas duas áreas amostrais para detalhamento do estudo: córrego Pé de Moleque e ribeirão das Pedras. Os principais resultados obtidos da análise dos dados coletados nessas duas áreas amostrais indicam que as geocoberturas preservam ainda as características do material de origem, tanto nas suas texturas quanto na densidade. As baixas declividades e pouca espessura desses materiais, nas duas áreas, retratam a influência estrutural e química das rochas presentes nos substratos geológicos na área, exercendo grande influência na dinâmica hidrogeomorfológica da área.

Os pontos de exfiltração situados no córrego Pé de Moleque apresentaram vazões muito baixas, enquanto no ribeirão das Pedras a água de exfiltração, nos pontos levantados em campo, tendem a se espalhar, voltando a infiltrar nas geocoberturas, inclusive impedindo que fossem efetuadas medidas de vazão. Os pontos de exfiltração de ambas as áreas guardam similaridades entre si, principalmente no que tange a influência litológica, uma vez que a grande maioria apresentou contato lítico direto na exfiltração e os canais formados encontram-se direcionados pelo sentido das fraturas das rochas. Além disso, todos os pontos amostrados nas duas áreas apresentaram drenagem com características difusas e caráter efêmero. A sazonalidade desses fluxos aparentemente está correlacionado a três fatores: climáticos, espessura das geocoberturas e, também, ao contato lítico direto nos pontos de exfiltração.

A dinâmica hidrogeomorfológica das duas áreas é distinta. Enquanto no córrego Pé de Moleque o escoamento superficial é controlado pelo processo de escoamento por saturação (*overland saturation flow*) e pelo modelo hortoniano de escoamento, na cabeceira do ribeirão das Pedras os fluxos d'água são mais controlados pelos processos de *throughflow* e de *baseflow* em proporção aos encontrados na cabeceira do córrego Pé de Moleque.

Os objetivos propostos neste trabalho foram cumpridos. A hipótese de que a litoeestrutura exerce grande influência no surgimento e evolução das cabeceiras de drenagem no Espinhaço Meridional, foi apenas parcialmente aceita. Isso porque, o que se verificou, é que a dinâmica hídrica da área ainda está bastante atrelada a mecanismos específicos, mais relacionados às características das geocoberturas e formas diferenciadas de escoamento superficial.

Ressalta-se a necessidade de maior aprofundamento e de um número maior de áreas amostrais, tendo em vista a grande extensão e diversidade geológico-geomorfológica e hídrica de todo o Espinhaço Meridional, para validação dos resultados alcançados.

AGRADECIMENTOS: Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG), pelo auxílio financeiro para a realização desta pesquisa (CRA - APQ-01652-09); ao Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), pelo apoio de infraestrutura de campo, de laboratório (Geomorfologia) e análises posteriores; Ao Dr. Mathias Leopold, da Ewatern university, Perth, Austrália, pela realização dos perfis de eletroresistividade em campo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHAMS, A.D.; Channel Networks: a geomorphological perspective. *Water Resources Research*, v. 20, n. 2, p. 161-168, 1984.
- ABREU, A.A.; *Análise geomorfológica: reflexão e aplicação: uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo (USP), p. 296, São Paulo: 1982.
- ADAMS, F.D.; The Birth and Development of Geological Sciences. *The Willians e Wilkins Company*, v. 32, n. 1, p. 218-220, Baltimore: 1938.
- ALKMIM, F.F.; Serra do Espinhaço e Chapada Diamantina. In: HASSUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A.; *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012.
- ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; CRUZ, S.C.P.; Sobre a evolução tectônica do orógeno araçuai-congo ocidental. *Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 25 – 43, 2007.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A.; A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C.P. e MARTINS-NETO, M.A.; *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. SBG/MG. p. 9-30, Belo Horizonte: 2001.
- ALMEIDA, F.F.M.; O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil . Tese Doutorado, Universidade Freiburg, p. 150, 1993.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno; *Geonomos*, v. 3, n. 1, p. 1-18, 1995.
- ALMEIDA ABREU, P.A. e PFLUG, R.; The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl.Geol. Paläont.*, v. 1, n. 2, p. 21-44, 1994.
- ALMEIDA ABREU P.A. e RENGER F.E.; Serra do Espinhaço Meridional, um orógeno do Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 1-14, 2002.
- 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, p. 3151-3158, 2009.
- AUGUSTIN, C.H.R.R.; A preliminary integrated survey of the natural resources near Alcantarilla, Southeast Spain. Dissertação de Mestrado, University of Sheffield, p. 328, 1979.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: Anais do VIII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, v. 1, p. 3-4. 1995a.

- AUGUSTIN, C.H.R.R.; Geoökologische Studien im Südlichen Espinhaço Gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien Unter Besonderer Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung. Tese de Doutorado: 249p. Departamento de Geografia. Universidade de Frankfurt, Frankfurt, Alemanha, 1995b.
- AUGUSTIN, C.H.R.R.; Tropical landscape evolution: weathering and erosion processes in Gouveia, Minas Gerais, Brazil. 1999. In: Regional Conference on Geomorphology - The Brazilian Geomorphological Union (UGB). Abstracts. Rio de Janeiro - RJ. p. 67, 1999.
- AUGUSTIN, C.H.R.R, ARANHA, P.R.A.; A Ocorrência de Voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. *Geonomos*, v. 14, n. 1, p. 75-86, 2006.
- AUGUSTIN, C.H.R.R; FONSECA, B.M.; ROCHA, L.C.; Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. *Geonomos*, vol. 19, n. 2, p. 50-69, 2011.
- AUGUSTIN, C.H.R.R; LOPES, MR.S; SILVA, S.M.; Lateritas: um conceito ainda em construção. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, vol. 14, n. 3, p. 241-257, 2013.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; COE, H. H. G.; CHUENG, K. F.; GOMES, J. G.; Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, vol. 4, p. 355-376, 2014.
- AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L.; Fraturas e desenvolvimento de unidades Geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 22, n. 2, p. 222-227, 1992.
- BERNDTSSON, R. e LARSON, M.; Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *Journal of Hydrology*, v. 90, p. 117-133, 1987.
- BERTONI, J.C; TUCCI, C.E.M.; Precipitação. In: TUCCI, C.E.M.; *Hidrologia: ciência e aplicação*, 4 ed. Porto Alegre: Editora da UFRG/ABRH. cap.5, p. 177 - 231, 2012.
- BERTRAND, G.; Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. *R. RA'E GA*, Curitiba, n. 8, Editora UFPR: 2004.
- BEVEN, K. AND GERMANN, P.; Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research*, vol. 49, p. 3071-3092, 2013.
- BISHOP, P.; Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, vol. 19, 1995.
- BRACKEN, L.J.; TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J; BOGAART, P. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales, *Earth Surf. Proc. Land.*, v. 40, p. 177-188, 2015.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Elementos da Natureza e Propriedades do Solo. 3 ed. Porto Alegre, Bookman: 2013.

BRASIL. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Topodata: banco de dados geomorfométricos do Brasil. *Variáveis geomorfométricas locais*. São José dos Campos, 2008.

BULL, L.J.; KIRKBY, M.J.; Gully processes and modeling. *Progress in Physical Geographic*, v. 21, p. 354-374, 1997.

CAMPOS, J.R.R.; Caracterização, mapeamento, volume de água e estoque de carbono na turfeira da área de proteção ambiental Pau-de-Fruta, Diamantina-MG. Dissertação de Mestrado em Produção Vegetal, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 2009.

CAMPOS, J.R.R.; Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das turfeiras no Espinhaço Meridional (MG). Tese de Doutorado, ESALQ: 2014.

CARVALHO, V.L.M.; Variação da cobertura vegetal e seus reflexos na erosão superficial. Dissertação de Mestrado em Geografia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Rio Claro, SP, 1991.

CHARLTON, R.; *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge: 2008

CHEMALE JR., F.; DUSSIN, I. A; ALKMIM, F. F.; MARTINS, M. S.; QUEIROGA, G. ARMSTRONG, R.; SANTOS, M. N.; Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research* v. 22, p. 200-206, 2012.

CHURCH, M. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 34, p. 325-354, 2006.

COELHO NETTO, A.L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 4, n. 2, pág. 69-100, 2003.

COELHO NETTO, A.L; Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T; BAPTISTA DA CUNHA, S. ; *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, cap. 3, p. 93 – 144, 2009.

COMAS, X., SLATER, L., REEVE, A.; Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetration radar (GPR). *Journal of Hydrology*, v. 315, p.40-51, 2005.

COMPANHIA DE SANEAMENTO DE MINAS GERAIS – COPASA. Programa de Ação Social em Saneamento PASS/BID VOLUME I – Projeto Básico do Sistema de Abastecimento de Água de Diamantina: memorial descritivo, especificações técnicas e orçamento. Diamantina/MG, COPASA. 120p., 2009.

DANCEY, C., REIDY.; *Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows*. Porto Alegre, Artmed: 2006.

DAVIE, T.; *Fundamentals of Hydrology*. Taylor e Francis Group, 3 ed., p. 221, 2002.

- DAVIS, S. N.; THOMPSON, G. M; BENTLEY, H. W. e STILES, G.; Groundwater tracers – a short review. *Groundwater*, v. 18, p. 14-22, 1980.
- DAVIS, W.M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, v. 14, p. 481-504, 1899.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológico do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v.5, n.4, p.523-550, 1943.
- DIETRICH, W.E; WILSON, C.J; RENEAU, S.L.; *Hollows, Colluvium, and Landslides in soil-mantled landscapes*. University of California, Berkeley: 1986.
- DIETRICH, W. E., S. L. RENEAU AND C. J. WILSON,; Overview: "Zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology, Proc. Int. Symp. on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, 3-7 August 1987, Corvallis, Ore., Int. Assoc. Hydrological Sciences Bull., n. 165, p. 27-37. 1987
- DIETRICH, W.E. AND J. GALLINATTI, Fluvial geomorphology, in: Field Experiments and Measurement Programs in Geomorphology, O. Slaymaker (ed.), A. A. Balkema, Rotterdam, p.169-229. 1991
- DIETRICH, W.E.; DUNNE, T. The Channel Head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M.J. *Channel Network Hydrology*, John Wiley e Sons, 1993.
- DUNNE, T. Field studies of hillslope flow process. In: KIRKBY, M.J. *Hillslope Hydrology*. John Wiley e Sons, U.K.: 1978.
- DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography*, v. 4, p. 211-239, 1980.
- DUNNE, T.; AUBRY, B.F. Evaluation of Horton's theory os sheetwash and hill erosion on the basis of field experiment. IN: ABRAHAMMS, A.D.; *Hillslope Processes*, p. 31-53, 1986.
- DUNNE, T. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosions by subsurface flow. *Geological Society of America*, special paper 352: 1990.
- DUNNE, T. Hydrogeomorpholy: an introduction. *Japanese Geomorphological Union*, v.15A, p. 1-4, 1994.
- DUSSIN,I.A.; GARCIA,A.J.V.; UHLEIN,A.; DUSSIN,T.M.. FÁCIE eólico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço-MG. *Simp. Sist. Dep. Pré-Cambriano*, Anais, p. 85-96, Ouro Preto, 1987
- DUSSIN, I.A., DUSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 20, n. 4, p. 178-186, 1990.
- DUSSIN e DUSSIN. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*. v. 3, n. 1, p. 19-26, 1995.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Reunião técnica de levantamentos de solos, 10. Súmula. Rio de Janeiro, SNLCS: 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento,. 212p, 1997

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Nota técnica. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 2013.

FABRI, F.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; Fatores e processos envolvidos no desenvolvimento de formas cársticas em rochas siliciclásticas em Minas Gerais, Brasil. *Geografias*, v. 9, n. 1, p. 82-96, 2013.

FABRI, F.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; AULER, A.S.; Relevo cárstico em rochas siliciclásticas: uma revisão com base na literatura. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v. 15, n. 3, 2014.

FELIPPE, M. F.; Caracterização e tipologia de nascentes em unidades de conservação de Belo Horizonte com base em variáveis geomorfológicas, hidrológicas e ambientais. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2009.

FELIPPE, M.F.; Gênese e dinâmica de nascentes: contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical. Tese de doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2013.

FERNANDES, N.F; NETTO, A.L.; LACERDA, W.A.; Subsurface Hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys – south-eastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 19, p. 609-626, 1994.

FOGAÇA, A.C.C; ALMEIDA ABREU, P.A.; Depósitos de planícies de mares na Formação Sopa Brumadinho, Proterozoico Inferior da Cordilheira do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. V *Congresso Latinoamericano Geologia*, Buenos Aires, p. 373-388, 1982.

FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D. Estratifigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, anais, v. 2, p. 2652-2667, 1984.

FOGAÇA, A. C. C. Geologia da Folha Diamantina. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. e SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1575-1665: 1997.

FONSECA, B.M. O uso do sistema de informação geográfica na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional – MG. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – IGC/UFMG. Programa de pós-graduação do Departamento de Geografia: 2010.

FONSECA, B.M; AUGUSTIN, C.H.R.R. Use of GIS to calculate Hack Index as a basis for comparative geomorphologic analysis between two drainage basins: a case study from SE-Brazil. In: International Geographic Union Regional Geographic Conference - UGI 2011,

2011, Santiago. Abstracts International Geographic Union Regional Geographic Conference – UGI 2011. Santiago: Military Geographic Institute of Chile (IGM), vol. 1, p. 1-12, 2011.

FONSECA, B.M.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; BEZERRA, D.P. Análise de perfis longitudinais na bacia hidrográfica do alto Jequitinhonha – serra do Espinhaço Meridional/MG. *Revista Eletrônica Territorium-Terram*, v. 1, n. 2, p. 2-8, 2014.

FONSECA, B.M.; AUGUSTIN, C.H.R.R. Análise morfométrica de Bacias de Drenagem e sua relação com a estrutura geológica, Serra do Espinhaço Meridional-MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 2, 2014.

GERRARD, A.J.; *Rocks and Landforms*. London: 1987. 319p.

GILBERT, G.K.; *Geology of Henry Mountains*. Department of the Interior, U.S. Geographical and Geological Survey of the Rock Mountain Region, Washington, D.C.: 1877.

GILBERT, G.K.; The Convexity of Hilltops. *The Journal of Geology*, v. 17, n. 4, p. 344-350, 1909.

GILBERT, G.K.; *Transportation of Débris by Running Water*. Department of the Interior. United States Geological Survey. Washington, D.C.: 1914.

GLOCK, W.S.; The Development of Drainage Systems: a synoptic view. *American Geographical Society*, v. 21, n. 3, p. 475-482: 1931

HACK, J.T.; Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 259-A, p. 80-97; 1960.

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.

HARKINS, N.; KIRBY, E. ; HEIMSATH, A.; ROBINSON, R.; REISER, U. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, p. 21, 2007.

HASUI, Y. A grande colisão pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, v. 14, p. 129-155, 2002.

HOLLOCHER, K. *A pictorial guide to metamorphic rocks in the field*. Taylor e Francis Group, London, UK: 2014.

HORÁK, I. Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Espinhaço Meridional – MG. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP, 2009.

HORTON, R.E. The hole of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 14, p. 446-460, 1933.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A.D. Drainage analysis in Geologic interpretation: a summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

HOWARD, A.D. A simulation model of stream capture. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 82, p. 1355-1376, 1971.

HOWARD, A.D.; DIETRICH, W.E.; SEIDL M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B7, p. 13.971-13.986, 1994.

HUGGETT, R.J. *Fundamentals of Geomorphology*. London: 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Carbonita, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Corinto, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Curvelo, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Presidente Kubitschek, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Rio Vermelho, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Folha Diamantina, Minas Gerais, Brasil. Carta Topográfica. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Mapa de Climas do Brasil. Rio de Janeiro, 1978, Escala 1:5.000.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Atlas nacional do Brasil. Rio de Janeiro, 2010.

INMET. BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em 01/01/20016.

JANSSON, M.B.; Land erosion by water in different climates. Uppsala Universitet, Naturgeografiska Institutionen, *UNGI Rapport*, n. 57, p. 151, 1982.

JONES, J.A.A.; Soil Piping and Stream Channel Initiation. *Water Resources Research*, v. 7, n. 3, p. 602-610, 1981.

KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P.; Pedologia: fundamentos. Viçosa, MG: SBCS, 2012.

KING, L.C.; Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n. 2, p. 1-147, 1956.

KIRKBY, M.J. CHORLEY, R.J.; Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, v. 12, p. 5-21, 1967.

KIRKBY, M. J.; *Hillslope Hydrology*. Great Britain: Wiley-Interscience, 1978.

KIRKBY, M.J.; A two dimensional simulation model for slope and stream evolution. IN: ABRAHAM, A.D.; *Hillslope Processes*, p. 203-222, 1986.

KIRKBY, M. J.; *Process models and theoretical geomorphology*. Chichester; New York: John Wiley e Sons, p. 417, 1994.

KNAPP, B.; *Elements of geographical hydrology*. London: Unwin Hyman, 2002.

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

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

KNIGHTON, D.; *Fluvial Forms and Processes*. London: 1984.

LANGBEIN, W.B.; SCHUMM, S.A.; Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *American Geophysical Union*, v. 39, n. 6, 1958.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T.; The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *Geological Survey Professional Paper*. v. 252, p. 1-57, 1953.

LEOPOLD, L.B.; LANGBEIN, W.B.; The concept of entropy in landscape evolution. *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 500-A, p. 20, 1962.

LEOPOLD, L.B., M.G. WOLMAN, AND J.P. MILLER.; *Fluvial processes in geomorphology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, Calif. 1964.

LEOPOLD, L.B.; BULL, W.B.; Base level, aggradation, and grade. Reprinted from *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 123, n. 2, p. 168-202, 1979.

LEOPOLD, M.; VÖLKEL, J.; HUBER, J.; DETHIER, D.; Subsurface architecture of the Boulder Creek Critical Zone Observatory from electrical resistivity tomography. *Earth Surface Process Landforms*, v. 38, p. 1417–1431, 2013.

MACHADO, H.A.; Comportamento do carbono orgânico em área úmida do cerrado (Vereda do Córrego Beija-flor, Uberlândia/MG). 2014. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental), Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, 91p., 2014.

MAIGNIEN, R.; Différents processus de cuirassement en A.O.F. In : Comptes rendus de la 2e conférence interafricaine des sols. sl : sn, p. 1469-1486, 1954.

MARCONI, M. de A.; LAKATOS, E. M. Fundamentos de metodologia científica. 5. ed. São Paulo: Atlas, 2003.

MARTINS, J.A; Escoamento superficial. In: PINTO, N.L.S.; *Hidrologia básica*. São Paulo: Editora Blucher, 1976a.

MARTINS, J.A; Evaporação e transpiração. In: PINTO, N.L.S; *Hidrologia básica*. São Paulo: Editora Blucher, 1976b.

MARTINS, J.A; Infiltração. In: PINTO, N.L.S; *Hidrologia básica*. São Paulo: Editora Blucher, 1976c.

MARTINS, R.M.; AMORIM, M.A.F.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; AZEVEDO, P.A.A.; Relação entre forma da vertente, cobertura superficial e sítios geomorfológicos na bacia do ribeirão do Chiqueiro, Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. *Geonomos*, v. 21, n. 2, p. 38-45, 2013.

MENDONÇA-FILHO, C.V.; Vegetação. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L.C.S.F.; ALMEDIA-ABREU, P.A.; *Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes*. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

MENEZES, M. D.; JUNQUEIRA-JÚNIOR, J. A.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; CURI, N.; MARQUES, J. J.; Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha – Serra da Mantiqueira (MG). *Scientia Forestalis*, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, 2009.

MEYER, J. L. AND J. B. WALLACE. Lost linkages and lotic ecology: rediscovering small streams. Pages 295-317 in M. C. Press, N. J. Huntly, and S. Levin (editors). *Ecology: achievement and challenge*. Blackwell Science, Oxford, United Kingdom: 2001.

MILAGRES, A.R.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; FONSECA, B.M.; RAMOS, M.A.; Comparações entre padrões de cálculo do Índice de Hack na bacia do rio Pardo, Serra do Espinhaço Meridional, MG. *Revista Equador*, v. 4, n. 3, p. 656 – 663, 2015.

MILLER, J.P. High Mountain Streams: Effects of Geology on Channel Characteristics and Bed Material. Interpretation of quantitative measurements made in the Sangre de Cristo Range, north-central New Mexico. State Bureau of Mines and Mineral Resources New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro, New Mexico. 1958.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Where do channels begin? *Nature*, v. 336, n. 6196, p. 232-234, 1988.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Source Area, Drainage Density, and Channel Initiation. *Water Resource Research*, v. 25, n. 8, p. 1907-1918, 1989.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E.; Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. *Science*, v. 255, p. 826-830, 1992

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E.; Landscape dissection and drainage area slope threshold. In: KIRKBY, M.J. *Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley, Chichester: 1994.

MOORE, David S. *The Basic Practice of Statistics*. New York, Freeman, 2007.

MOORES, E.M. Neoproterozoic oceanic crustal thinning, emergence of continents, and origin of the Phanerozoic ecosystem: a model. *Geology*, v. 21, p. 5-8, 1993.

MORGAN, R.P.C. Soil erosion and conservation in Britain. *Progress in Physical Geographical*, v. 4, 1980.

MORGAN, R.P.C.; FINNEY, H.J.; LAVÉE, H; MERRIT, E.; NOBLE, C.A. Plant cover effects on hillslope runoff and erosion: evidence from from two laboratory experiment. IN: ABRAHAM, A.D.; *Hillslope Processes*, p. 77-96, 1986.

MORISAWA, M.E. Development of drainage systems on an upraised lake floor. *American Journal of Science*, v. 262, p. 340-354, 1964.

MUNSELL, *Soil color charts*. Baltimore. 1954.

NEVES, S. C.; ALMEIDA-ABREU, P.A., FRAGA, L.M.S.; Fisiografia. In: SILVA, A. C.; PREDEIRA, L.C.V.S.F; *Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes*. Belo Horizonte: O Lutador, 47-58, 2005.

NOGUEIRA, M.L.; Dinâmica da água em subsuperfície na bacia do córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental), Instituto de Geociências (IGC), Universidade Federal de Minas Gerais, p.173, 2008.

NOGUEIRA, M.L.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; ARANHA, P.R.A.; Estudo da dinâmica de percolação da água no solo – Gouveia, Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 3, p. 75-82, 2011.

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.

OLIVEIRA, S.A.; SOUSA, D.M.G.; MIRANDA, L.N.; Acidez do Solo e sua Correção. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V.H.; BARROS, N.F.; FONTES, CANTARUTTI, R.B.; NEVES, J.C.L.; *Fertilidade do Solo*, Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007.

- PARKER, R.S. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, *Hydrology Papers*, v. 90, p. 55, 1977.
- PEARSON, K.; FISHER, R.; INMAN, H.F. Karl Pearson and R. A. Fisher on Statistical Tests: A 1935 Exchange from Nature. *The American Statistician*, v. 48, n. 1, p. 2-11, 1935.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., SILVA, L.C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, v. 15, 2007.
- PFLUG, R. A geologia da parte Meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, Rio de Janeiro, v. 226, p. 1-51. 1965.
- PINTO, L. V. A. BOTELHO, S. A.; DAVIDE, A. C.; FERREIRA, E.; Estudo das nascentes da bacia hidrográfica do Ribeirão Santa Cruz, Lavras, MG. *Scientia Forestalis*, nº 65, p. 197-206, 2004.
- PORTILHO, S. AUGUSTIN, C.H.R.R; VALADÃO, R.C.; Comportamento da água subsuperficial no solo em vertente da microbacia do córrego do Quebra – MG (Brasil). In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 21º, 2001, MONTEVIDÉO. Anais do 21º Simpósio Latinoamericano de Geologia. Montevideo: 2001.
- PORTILHO, S. AUGUSTIN, C.H.R.R; DINIZ, A.M.; Relações entre o comportamento hidrológico e características estruturais de uma vertente na região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: ENCONTRO NACIONAL DE GEÓGRAFOS, 23º, 2002, JOÃO PESSOA. Anais do 23º Encontro Nacional de Geógrafos. João Pessoa: 2002.
- PORTILHO, S. Perda de Solo por Escoamento Superficial e os Padrões de Infiltração e Percolação da Água no Solo, Microbacia do Córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: IGC/UFMG, 2003.
- RAGAN, D.M. *Strutural Geology*. Cambridge University Press, 4ªed. U.K: 2009.
- RENGER, F.E. 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*, v. 3, n. 1, p. 31-39, 1995
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; COREA, G.F. Pedologia: base para distinção de ambientes. 304p. Viçosa: NEPUT, 1997.
- RHOADS, B.L. AND THORN, C.E. *Observation in Geomorphology*. In: The Scientific Nature of Geomorphology, Rhoads, B.L. and Thorn, C.E. (eds), Wiley, Chichester, pp. 21-56: 1996.
- RITTER, E. Drainage Basin. In: *Process geomorphology* 3rd edition: Dubuque, IA, W.C. Brown Publishers, p. 539, 1995.

RIZZINI, C. T. *Tratado de fitogeografia do Brasil*. 2ª. Ed., Âmbito Cultural Edições, Rio de Janeiro, p. 747, 1997.

ROCHA, L.C. (2011). *Desnudação geoquímica na evolução da serra do Espinhaço Meridional – MG – BRASIL*. Tese de Doutorado.. 178p. Instituto de Geociências. UFMG. Belo Horizonte, 2011.

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

SAADI, A. e 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, 1987. p. 393-407. 1987.

SALGADO, André Augusto Rodrigues; Desnudação geoquímica e evolução do relevo no Espinhaço Meridional - MG. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2002.

SALGADO, A. A. R. Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais. Tese. (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 2006.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 6ªed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013.

SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. I Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Anais, 55-73, Diamantina, 1979.

SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, v. 67, n. 5, p. 597-646, 1956.

SCHUMM, S.A. Fluvial geomorphology: channel adjustment and river metamorphosis. In: SHEN, H.W. *River mechanics*. Fort Collins, Colo., p. 5-22, 1971.

SCHUMM, S.A. *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, N.Y. 1977.

SEILER, K.P.; GAT, J.R. *Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation*. Springer, 258pp. 2007.

SHREVE, R.L. Statistical law of stream numbers. *Journal of Geology*, v. 74, p. 17-37, 1966.

SHREVE, R.L. Infinite topologically random channel networks. *Journal of Geology*, v. 75, p. 178-186, 1967.

SILVA, A.C.; HORÁK, I.; CORTIZAS, A.M.; VIDAL-TORRADO, P.; RACEDO, J.R.; GRAZZIOTTI, P.H.; SILVA, E.B.; FERREIRA, C.A. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. I – caracterização e classificação. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, p. 1385-1398, 2009a.

SILVA, A.C.; HORÁK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; CORTIZAS, A.M.; RACEDO, J.R.; CAMPOS, J.R.R. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. II - influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, p. 1399-1408, 2009b.

SILVA, M.L.; Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional: mapeamento e estoque de matéria orgânica. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal), Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 2012.

SILVEIRA, A.L.L; Ciclo hidrológico e a bacia hidrográfica. In: TUCCI, C.E.M *et al.*. *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRG/ABRH, cap.2, p. 35-40, 2012.

SILVEIRA, A.L; LOUZADA, J.A; BELTRAME, L; Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C.E.M *et al.*. *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRG/ABRH., cap.9, p. 335 - 365. 2012.

SOARES, A.M. A Dinâmica Hidrológica na Bacia do Alto Uberabinha. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, UFU, 2008.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of Geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, n. 9, p. 923-938, 1952.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 38, p. 913-920, 1957.

STRAHLER, A.N; STRAHLER, A.H. *Elements of physical geography*. 4ª edição. John Wiley e Sons: 1989.

SZCERBAN, E.; URBANI, F. Formas Carsicas em areniscas precambrianas Del território federal Amazonas y estado Bolivar. *Boletin de La Sociedad Venezolana de Espeleologia*, v. 5, p. 27-54, 1974

TACKETT, J. L. e PEARSON, R. W; Some characteristics of soil crust formed by simulated rainfall. *Soil Science*, Baltimore, v. 99, n. 6, p. 407 – 413, 1964

TARDY, Y. Diversity and terminology of Laterites Profiles. In. MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. *Weathering, Soils and Paleosols*. Elsevier. p. 379 – 401. 1992.

THORNES, J. B. *Vegetation and erosion: processes and environments*. England: John Wiley e Sons, 519 p.: 1990.

TUCCI, C. E.M; *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4ª ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH. 2012.

TUCCI, C.E.M; BELTRAME, L.F.S; Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C.E.M *et al.*. *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRG/ABRH., cap.7, p. 253 – 277, 2012.

TUCKER, G.E.; ARNOLD, L.; BRAS, R.L.; FLORES, H.; ISTANBULLUOGLU, E.; SÓLYOM, P. Headwater channel dynamics in semiarid rangelands, Colorado high plains, USA. *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 959-974, 2006.

TWIDALE, C.R. *Structural Landforms*. Canberra: Australian national University Press. 1971. 247p.

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

UHLEIN, A., TROMPETTE, R. e EGYDIO-SILVA, M. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 191-203, 1998.

VALADÃO, R. Evolução de Longo termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos Crustais). Salvador: UFBA, Departamento de Geologia, (Tese de Doutorado). 1998.

VALENTE, E. L. (2009) Relações solo-vegetação no Parque Nacional da Serra do Cipó, Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Tese de doutoramento, UFV, Viçosa, 157 p.

VASCONCELOS, A.M.C. O Criptocarte como interface entre o solo e o substrato rochoso: comparação entre ambientes siliciclásticos e carbonáticos na região entre Rodeador e Diamantina/MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da UFMG, 2014.

VERVLOET, R.J.H.M. Elementos de geomorfologia estrutural: estudo aplicado a região serrana do Espírito Santo. 1ªed, Vitória, ES: 2015.

WRIGHT, R.L. An examination of the value of site analysis in field studies in tropical Australia. *Stuttgart, Zeitschrift der Geomorphologie*, v. 17, n. 1, p. 157-183, 1973.

YANITES, B.J.; TUCKER, G.E.; MUELLER, K.J.; CHEN, YUE-GAU; WILCOX, T.; HUANG, SHAO-YI; SHI, KUO-WEI. River, central Taiwan: Implications for the importance of channel width incision and channel morphology across active structures along the Peikang. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, p. 1192-1208, 2010-doi: 10.1130/B30035.1

YARIV, S.; CROSS, H. *Geochemistry of Colloid Systems for Earth Scientists*. Berlin: Springer-Verlag, p. 450, 1979.

