

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COLEGIADO DE PÓS-GRADUAÇÃO
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

**DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO DO
RELEVO NAS VERTENTES LESTE E OESTE DA
SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL-MG**

Marina Ribeiro Leão

**Minas Gerais – Brasil
Março de 2011**

Marina Ribeiro Leão

DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO DO RELEVO NAS VERTENTES LESTE E OESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL-MG

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

Área de Concentração: Análise Ambiental.

Orientador: Doutor André Augusto Rodrigues Salgado.

Belo Horizonte
Departamento de Pós-Graduação em Geografia da UFMG
Março de 2011

Dissertação defendida e aprovada em 28 de março de 2011 pela banca examinadora constituída pelos professores:

Professor Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

Professora Dr. Paulo Roberto Antunes Aranha

Professora Dra. Vilma Vilma Lúcia Macagnan Carvalho

Ficha Catalográfica

LEÃO, Marina Ribeiro.

Desnudação Geoquímica e Evolução do Relevo nas Vertentes Leste e Oeste da Serra do Espinhaço Meridional – MG / Marina Ribeiro Leão – Belo Horizonte: UFMG, 2011.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, 2011.

Bibliografia: p.76-79

1. Desnudação Geoquímica
2. Serra do Espinhaço Meridional
3. Evolução do Relevo

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador, André Salgado, pelo apoio incondicional sem o qual nada disso seria possível. Muito obrigada pelos ensinamentos técnicos, profissionais e pelas experiências de vida.

Muito obrigada àqueles que colaboraram diretamente na elaboração deste trabalho: à Helen, pela ajuda em campo e pelas discussões que deram início a pesquisa; ao Éric, pela ajuda na análise e construção de dados; à Juliana e ao Breno, pela força inicial na parte cartográfica. Agradeço ainda ao apoio financeiro da Capes, ao Laboratório de Geoquímica Ambiental do DEGEO/EM/UFOP pelas análises e ao Laboratório de Geomorfologia do IGC/UFMG pelo espaço cedido para trabalhar.

Agradeço à secretária Paula e aos coordenadores e professores Sérgio Martins e Antônio Magalhães Jr. do Programa de Pós-Graduação. Ao professor Antônio, devo um agradecimento especial por colaborar na banca, assim como aos professores Roberto Valadão, Paulo Aranha e Vilma Lúcia Carvalho.

Agradeço muito aos que estiveram ao meu lado durante todo o processo: aos meus pais, pela base educacional e afetiva; ao meu irmão, grande companheiro; ao Henrique, por partilhar das minhas experiências; às amigas geógrafas, Tatiana, Letícia Hissa, Leilane, Letícia Teixeira e Fabiana por dividirem as alegrias e angústias do mestrado; a Luciana, pelos ótimos dias de trabalho compartilhados no Leite.

*“nem vos dou conta de mim nem
desafio as garras inefáveis: eis que assisto a
meu desmonte palmo a palmo e não me aflijo
de me tornar planície”*

Carlos Drummond de Andrade

Sumario

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	1
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	2
CAPÍTULO 2 - DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS EM MARGENS PASSIVAS	4
2.1 INTRODUÇÃO.....	4
2.2 INTEMPERISMO.....	4
2.3 PROCESSOS DESNUDACIONAIS.....	8
2.4 DESNUDAÇÃO E EROSÃO.....	10
2.5 CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA BRASILEIRA ACERCA DA DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA.....	12
2.6 OS MODELOS DE EVOLUÇÃO GLOBAL DO RELEVO	13
2.7 EVOLUÇÃO DO RELEVO EM MARGEM PASSIVA.....	16
CAPÍTULO 3 - A SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	19
3.1 INTRODUÇÃO.....	19
3.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	19
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	21
3.4 CLIMA	25
3.5 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL.....	25
3.6 SOLOS.....	30
3.7 COBERTURA VEGETAL.....	31

3.8 HIDROLOGIA E HIDROGRAFIA.....	31
CAPÍTULO 4 - PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	34
4.1 INTRODUÇÃO.....	34
4.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TRABALHOS CARTOGRÁFICOS.....	34
4.3 CANAIS FLUVIAIS AMOSTRADOS.....	35
4.4 COLETA E ANÁLISE LABORATORIAL DAS AMOSTRAS DE ÁGUA.....	37
4.5 ANÁLISE DOS DADOS.....	39
CAPÍTULO 5 - O PAPEL DA DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO DA MÉDIA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.....	40
5.1 INTRODUÇÃO.....	40
5.2 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DAS ÁGUAS FLUVIAIS.....	40
5.2.1 Alumínio.....	43
5.2.2 Cálcio.....	45
5.2.3 Ferro.....	46
5.2.4 Magnésio.....	47
5.2.5 Manganês.....	48
5.2.6 Potássio.....	48
5.2.7 Silício.....	49
5.2.8 Sódio.....	50
5.2.9 Elementos Menores e Elementos Traço.....	50
5.3 SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS.....	51

5.4 VAZÃO	56
5.5 VAZÃO ESPECÍFICA	59
5.6 ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....	60
5.7 DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA	61
5.8 AMPLITUDE DO RELEVO E PERFIL LONGITUDINAL DOS CURSOS HIDROGRAFICOS PRINCIPAIS	69
5.9 AGRUPAMENTOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE ACORDO COM INTENSIDADE DAS TAXAS DE REBAIXAMENTO GEOQUIMICO DO RELEVO... 70	
5.10 AS TAXAS DESNUDACIONAIS GEOQUÍMICAS E SUA RELAÇÃO COM A CONFIGURAÇÃO DO RELEVO DA MÉDIA SdEM.....	73
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79

Lista de Figuras

Figura 2.1- Esquema de mudança na elevação (relativa a um datum) associada a processos exógenos e endógenos.....	9
Figura 2.2 - Sumário dos maiores fatores tectônicos controladores da evolução morfológica de margens passivas.....	18
Figura 3.1: Localização da área de estudo e bacias investigadas.....	20
Figura 3.2 - Geologia simplificada da área de estudo	22
Figura 3.3 - Planalto com relevos residuais constituídos de quartzitos apresentando vergência pra oeste	27
Figura 3.4 - Hipsometria da Média SdEM	28
Figura 3.5 - Rede de drenagem está condicionada pelas estruturas presentes nas rochas quartzíticas.....	29
Figura 3.6 - Relevo marcado por colinas policonvexas em região onde afloram rochas do embasamento	29
Figura 3.7 - Hidrografia simplificada da área de estudo	33
Figura 5.1 - Perfis longitudinais dos cursos fluviais amostrados.....	70
Figura 5.2 - Perfil topográfico transversal da porção central da Média SdEM..	74

Lista de Tabelas

Tabela 3.1 - Estratigrafia da SdEM, segundo Almeida-Abreu & Pflug (1994), retirada de Almeida-Abreu (1995).....	24
Tabela 3.2 - Estratigrafia e faciologia da Formação Sopa-Brumadinho na faixa mediana central da SdEM, retirada de Almeida-Abreu (1995).....	24
Tabela 4.1 - Agrupamento das unidades litológicas segundo o litotipo predominante, realizado com base nas unidades de mapeamento definidas pelo Projeto Espinhaço (Grossi-Sad et al., 1997).....	36
Tabela 4.2 - Nome do curso fluvial, numeração e coordenadas geográficas dos pontos de amostragem de água fluvial	37
Tabela 5.1: Concentração dos elementos químicos presentes nas amostras de água coletadas no período úmido (verão).....	41
Tabela 5.2: Concentração dos elementos químicos presentes nas amostras de água coletadas no período seco (inverno)	42
Tabela 5.3 - Substrato Litológico e TDS das bacias hidrográficas pesquisadas.....	44
Tabela 5.4 - Comparação entre a média de concentração de Ca, Fe, K, Mg, Na encontrada nas águas fluviais das bacias investigadas com dados de outros cursos fluviais.....	47
Tabela 5.5 - Amplitude do relevo, área da bacia, substrato geológico, TDS e vazão dos pontos amostrados	53
Tabela 5.6 - Formações Litológicas e TDS das bacias analisadas.....	55
Tabela 5.7 - Área da bacia, vazão e vazão específica dos pontos amostrados.....	59
Tabela 5.8 - Taxas de desnudação geoquímica e rebaixamento geoquímico do relevo das bacias hidrográficas analisadas	63
Tabela 5.9 - Formações Litológicas e taxa de desnudação geoquímica das bacias analisadas	65

Lista de Gráficos

Gráfico 5.1 - Variação de TDS, no período úmido, segundo a área das bacias	54
Gráfico 5.2: Variação de TDS, no período seco, segundo a área das bacias.....	54
Gráfico 5.3: Variação da vazão, no período úmido, segundo a área das bacias	57
Gráfico 5.4: Variação da vazão, no período seco, segundo a área das bacias	57
Gráfico 5.5: Variação da vazão, no período úmido, segundo a amplitude do relevo ..	58
Gráfico 5.6: Variação da vazão, no período seco, segundo a amplitude do relevo	58
Gráfico 5.7: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período úmido, segundo a amplitude do relevo.....	67
Gráfico 5.8: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período seco, segundo a amplitude do relevo.....	67
Gráfico 5.9: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período úmido, segundo a área das bacias hidrográficas analisadas	68
Gráfico 5.10: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período seco, segundo a área das bacias hidrográficas analisadas	68

RESUMO

O presente trabalho investiga a influência da desnudação geoquímica na evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), região que delimita três das mais importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro: à oeste, a do rio São Francisco e, à leste, as dos rios Doce e Jequitinhonha. Os procedimentos desta pesquisa basearam-se em análises físico-químicas de águas superficiais coletadas em 16 sub-bacias hidrográficas – oito em cada vertente - que drenam a média SdEM. Os valores obtidos foram utilizados no cálculo da taxa de desnudação geoquímica de cada bacia. Os resultados demonstram que a litologia predominante – quartzito – é extremamente resistente aos processos intempéricos e desnudacionais e, que o arcabouço litoestrutural é o principal condicionante ambiental dos processos desnudacionais geoquímicos da área investigada. Demonstram ainda que, embora a vertente leste apresente relevo mais dissecado, é na vertente oeste que os atuais processos desnudacionais geoquímicos são mais agressivos, graças à maior ocorrência, em área, de substratos geológicos mais frágeis frente a este processo.

Palavras-chave: Desnudação Geoquímica; Serra do Espinhaço Meridional; Evolução do Relevo.

ABSTRACT

This paper investigates the influence of geochemical denudation rates in relief evolution of the central area of Serra do Espinhaço Meridional (SdEM). This ridge divides three of the most important river basins in southeastern Brazil: in the west, Sao Francisco river and in the east, Doce and Jequitinhonha rivers. Methodological procedures were based on physical-chemical analysis of surface water collected in 16 river basins – eight on each side – that drain SdEM. The values were used to calculate geochemical denudation rates of each basin. Results show that the predominant lithology – quartzite – is extremely resistant to weathering and denudational processes and that lithology and structure are the main factors that influence geochemical denudational processes of the area surveyed. It also shows that although the east side relief is more dissected, it is the western slope that current geochemical denudational processes are more aggressive. This is due to larger area of weaker geological substrates.

Key-words: Chemical Denudation; Serra do Espinhaço Meridional; Relief Evolution.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) constitui um conjunto de terras elevadas – serras e planaltos – que divide três das mais importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro: à oeste, a do rio São Francisco e, à leste, as dos rios Doce e Jequitinhonha. Além de constituir um importante divisor de águas, esta serra separa ainda domínios tectônico-morfo-bio-climáticos (Valadão, 1998). A bacia do rio São Francisco drena um cráton, possui relevo suave, vegetação savânica e clima tropical semi-úmido. Por sua vez, as bacias dos rios Doce/Jequitinhonha caracterizam-se por possuir maior atividade tectônica (Alkimim et. al. 1993; Mello, 1997 *apud* Riccomini & Assumpção, 1999), relevo movimentado, vegetação do tipo floresta semi-decidual (Mata Atlântica de interior) e clima tropical úmido.

Segundo Valadão (1998), a divisão morfo-tectônica é herança do rifteamento que surgiu no processo de separação entre as placas Sul-Americana e Africana. Logo, este autor filia-se ao modelo geomorfológico de evolução do relevo de margens passivas proposto por Summerfield (1991). A aplicação do modelo, para esta porção do Brasil, sugere que o compartimento atlântico, ocupado pelas bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, expande-se por apresentar taxas erosivas mais agressivas, ganhando área em detrimento do compartimento interiorano do vale do rio São Francisco. Entretanto, a inexistência de estudos geomorfológicos que mensurem processos, até o presente momento, não permitiu validar essa consideração para a área de estudo.

Neste contexto, justifica-se o presente trabalho que objetiva investigar a evolução do escarpamento da porção média da Serra do Espinhaço Meridional que divide as bacias de leste (Doce/Jequitinhonha) da bacia de oeste (São Francisco). Este estudo baseia-se na mensuração das taxas desnudacionais geoquímicas - carga total dissolvida - em cursos fluviais que drenam as duas vertentes do escarpamento, procurando verificar se a bacia do rio Doce está de fato, conforme prevê os modelos de Summerfield (1991) e Valadão (1998), ganhando área em detrimento da bacia do rio São Francisco. É importante lembrar que a metodologia aqui proposta – mensuração da desnudação geoquímica - já foi usada em

porções isoladas da área de estudo com bons resultados para a interpretação da evolução do relevo (Salgado & Valadão, 2003, Salgado & Valadão, 2005; Cruz & Valadão, 2006).

Os objetivos específicos desta pesquisa compreendem:

- Mensurar a atual taxa de desnudação geoquímica de sub-bacias hidrográficas dos rios São Francisco e Doce/Jequitinhonha;
- Estabelecer uma assinatura química das águas que drenam as porções leste e oeste da média Serra do Espinhaço Meridional, a partir da análise dos resultados da hidroquímicas das bacias de estudo;
- Interpretar os condicionantes tectono-lito-estruturais no desenvolvimento das escarpas de leste e oeste da porção média da SdEM;
- Entender a contribuição da desnudação geoquímica na evolução do escarpamento da área;
- Com base na quantificação dos processos geoquímicos, verificar a aplicabilidade do modelo de evolução do relevo de margens passivas proposto por Summerfield (1991) para a área em questão.

CAPÍTULO 2

DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS EM MARGENS PASSIVAS

2.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo consiste de revisão bibliográfica acerca da evolução de bacias de drenagem em margem passiva e do papel da desnudação geoquímica neste processo evolutivo. Tem como objetivo dar subsídio e sustentação à discussão dos resultados desta pesquisa.

2.2 INTEMPERISMO

O modelado terrestre apresenta-se como resposta à interação entre os processos endogenéticos e exogenéticos, uma vez que a superfície terrestre encontra-se na interface entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera. Logo, o relevo resulta do embate, no tempo e no espaço, entre as forças endógenas - estruturais e construtivas - com as forças exógenas – desnudacionais e destrutivas.

Os processos desnudacionais dependem da disponibilidade de material a ser removido, o que gera uma dependência em relação aos processos intempéricos, que produzem material alterado onde as paisagens são construídas (Bloom, 1978). Grande parte das rochas forma-se em grandes profundidades, sob elevadas condições de temperatura e pressão. Quando expostas à superfície terrestre, em contato com a atmosfera, biosfera e hidrosfera, tornam-se instáveis, pois a temperatura, pressão e umidade diferem daquelas do meio onde a rocha foi formada. Ficam, assim, sujeitas aos processos de intemperismo (desintegração física e decomposição química), que varia de acordo com a composição físico-química do material parental, promovendo uma alteração de suas características e gerando novos produtos, como os minerais secundários e a pedogênese. O intemperismo, por definição, consiste em uma alteração *in situ*, sem transporte (Bloom, 1978).

O intemperismo físico abarca os processos que causam desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais antes coesos e com sua fragmentação, transformando a rocha em material friável e descontínuo com ou sem alteração química da rocha. Sua intensidade varia de acordo com as condições climáticas, pois consiste, principalmente, na fragmentação da rocha pela variação de temperatura (termoclastia), na abrasão pelo gelo,

na erosão pelo vento, pelas ondas do mar e pelas raízes das plantas (Carrol, 1970; Moniz, 1972). Ao fragmentar as rochas, aumenta-se a superfície de contato com ar e água, facilitando o intemperismo químico. O contrário também ocorre, uma vez que o intemperismo químico produz micro-fraturas nas rochas, facilitando sua desagregação.

O intemperismo químico diz respeito à alteração química, com formação de resíduos, que permanecem *in situ* e de componentes solúveis, lixiviados pela água (Moniz, 1972). O processo é desencadeado pela água das chuvas, rica em oxigênio, que interage com o gás carbônico da atmosfera, tornando-se ácida. Ao infiltrar e percolar no solo, seu pH diminui ainda mais em virtude dos ácidos orgânicos provenientes das atividades dos organismos animais e, principalmente, vegetais (Brady, 1979).

As reações químicas mais importantes que promovem as transformações no arranjo dos minerais, provocando o desprendimento dos elementos químicos retidos na estrutura inicial dos cristais presente nas rochas, são (Oliveira, 1972; Toledo et al., 2000, Lepsch, 2002):

- a hidratação: transição entre o intemperismo químico e físico, ocorre quando os minerais absorvem moléculas de água em sua superfície, sem alterações na composição química do material original, levando ao aumento de volume;
- a hidrólise: ataque das estruturas dos cristais pela acidez da água, sendo o principal processo químico de intemperismo, podendo decompor completamente ou modificar drasticamente os minerais primários existente nas rochas. A água quebra em cátions de hidrogênio (H^+) e ânions de hidroxila (OH^-) e reage diretamente com os cátions metálicos dos minerais silicatos, comumente, o potássio, sódio, cálcio ou magnésio.
- a oxidação: perda de elétrons por átomos ou íons, diminuindo a carga negativa. Envolve, basicamente, combinações de oxigênio com outras substâncias. Afeta, sobretudo, minerais que contenham ferro, embora outros elementos como manganês, enxofre e titânio possam ser oxidados. Promove a desintegração de minerais que possuem ferro mais solúvel e móvel (Fe^{2+}), transformando-o em óxidos pouco solúveis;
- a redução: oposto da oxidação, é o ganho de elétrons por átomos ou íons, aumentando a carga negativa. Permite a dissolução do ferro no estado menos solúvel (Fe^{3+});
- a carbonatação: formação de carbonatos, sais compostos por ácido carbônico (H_2CO_3) através da dissolução de gás carbônico em água. Ocorre,

dominantemente, no intemperismo de rochas calcárias, onde predominam minerais como a calcita ou carbonato de cálcio;

- a dissolução: solubilização completa. Relaciona-se à quantidade máxima que uma substância pode dissolver-se em um líquido.

As reações do intemperismo químico estão sujeitas às leis do equilíbrio químico e às oscilações das condições ambientais, podendo ser aceleradas ou retardadas e gerar diferentes minerais secundários e diferentes soluções de lixiviação (Carrol, 1970). As características do meio influenciam diretamente na natureza, velocidade e intensidade das reações termodinâmicas e cinéticas de alteração. Os fatores, que operam em diferentes escalas, são o material parental, o clima, a topografia, a biosfera e o tempo no sentido cronológico.

A natureza dos minerais, a textura e a estrutura do material parental condicionam sua susceptibilidade à alteração. Quanto maiores as temperaturas de cristalização dos minerais na formação das rochas, mais susceptíveis à alteração. A diferença no comportamento dos minerais promove um enriquecimento natural de elementos mais resistentes, como a sílica, o ferro, o alumínio e o manganês, nos perfis de alteração e um empobrecimento ou desprovemento dos minerais mais alteráveis e facilmente dissolvidos, como o cálcio, magnésio, potássio e sódio. Uma lista dos minerais silicatados mais comuns ou mais representativos na crosta terrestre em ordem de relativa susceptibilidade ao intemperismo químico resultou em uma série de estabilidade mineral ou série de intemperismo (Série de Bowen). Os minerais silicatados que se cristalizam a temperaturas mais elevadas e que tem menos ligações silício-oxigênio, em geral, são intemperizados mais rapidamente. O quartzo (SiO_2) é, de longe, o silicato mineral mais resistente à dissolução química, além de ser resistente à abrasão física (Bloom, 1978).

Paralelamente, a textura e a estrutura das rochas influenciam na medida que interferem na infiltração da água. A permeabilidade das fraturas permite que a água subterrânea circule em profundidades de até 10 ou 20 Km ao longo de zonas de fraturas (Bloom, 1978). Assim, as rochas podem ser alteradas por intemperismo em profundidade durante milhões de anos antes de serem expostas por soerguimento ou processos erosivos e criar uma paisagem – embora espera-se que o intemperismo decresça com a profundidade (Bloom, 1978).

O clima, isoladamente, é um fator que influencia no intemperismo uma vez que controla a velocidade e o tipo de intemperismo predominantes em uma dada região (Oliveira, 1972). Os elementos do clima atmosférico que incidem mais diretamente sobre o intemperismo são a temperatura, precipitação pluviométrica, ventos, deficiência e excedente hídrico (Oliveira, 1972). Quanto maior a disponibilidade de água (pluviosidade total) e mais freqüente for sua renovação (distribuição pluviométrica), mais completas serão as reações químicas. A temperatura desempenha papel dicotômico ao condicionar a ação da água, dado que altas temperaturas aceleram as reações químicas, porém aumentam a evaporação e assim, em menor escala, diminuem a quantidade de água disponível para a lixiviação dos produtos solúveis. Porém, de modo geral, maiores temperaturas favorecem o intemperismo.

A ação da topografia reflete principalmente sobre a dinâmica da água no sentido vertical (infiltração) e lateral (escoamento) e, indiretamente, sobre a temperatura e radiações.

As reações químicas do intemperismo ocorrem mais intensamente nos compartimentos do relevo onde é possível boa infiltração da água, percolação por tempo suficiente para a consumação das reações e drenagem para lixiviação dos produtos solúveis. Com a representação desse processo, os componentes solúveis são eliminados e o perfil se aprofunda (Toledo et al., 2000, p. 155).

A ação da biosfera influencia na qualidade da água que promove o intemperismo químico ao promover a diminuição do pH das águas de infiltração. Mais diretamente participa através da formação de moléculas orgânicas capazes de complexar cátions dos minerais, colocando-os em solução. Além disso, a cobertura vegetal tende a reduzir a agressividade erosiva do clima e a amplitude das variações térmicas e hídricas, criando condições mais favoráveis às atividades biológicas.

O tempo é o mais passivo dos fatores de formação do manto de intemperismo, dependendo dos outros fatores que controlam as reações intempéricas (Oliveira, 1972). As condições de intemperismo têm uma relação de intensidade inversa ao tempo, assim, quanto mais agressivas forem as condições, menos tempo de exposição às intempéries é preciso para que haja um desenvolvimento do perfil de alteração. O material intemperizado tende a ser removido do perfil alterado através dos processos de desnudação.

2.3 PROCESSOS DESNUDACIONAIS

A desnudação é compreendida como a perda de material de porções superficiais e subterrâneas de uma bacia hidrográfica ou de uma paisagem regional (Valadão, 1998). Pode ser dividida em desnudação mecânica, que envolve a remoção de partículas sólidas e desnudação geoquímica, retirada de material dissolvido, tendo como agentes de transporte, a água, o gelo e o vento. Os processos desnudacionais mecânicos e químicos ocorrem de forma interdependente e simultânea, em proporções diferenciadas na escala temporal e espacial (Leeder, 1991) e, somados resultam na desnudação total.

A desnudação inclui um importante fluxo geoquímico interno que age em profundidade através dos diferentes horizontes do solo e do saprolito; esse fluxo corresponde à carga dissolvida que comumente alcança os canais fluviais, acompanhando também o movimento da água subterrânea (Valadão, 1998, p.61).

Embora a desnudação mecânica seja mais estudada e tenha seus efeitos sobre a paisagem mais visíveis, a desnudação geoquímica também pode levar a mudanças na elevação da superfície devido a compensações isostáticas (Leeder, 1991; Valadão, 1998) (Figura 2.1). Isto ocorre pois a retirada de material iônico através da desnudação geoquímica promove perda de massa e decréscimo de densidade do corpo desnudado, fato que gera compensações isostáticas.

Neste sentido, Summerfield (1991) apresenta, de forma resumida, cinco tipos de bacias de drenagem, em escala mundial, relacionadas ao tectonismo: (i) bacias de margem passiva; (ii) bacias de margem passiva que tenham cabeceiras em áreas orogênicas; (iii) intra-orógeno; (iv) bacias extra-orógeno; (v) bacias trans-orógeno. Na maior parte de regiões ativas tectonicamente, o elevado potencial energético aliado às vertentes bastante escarpadas promove as altas taxas desnudacionais e erosivas. Em contrapartida, bacias hidrográficas que drenam áreas tectonicamente mais estáveis, como crátons, apresentam menores taxas desnudacionais. Em alguns ambientes tectônicos, Leeder (1991) atesta que, a taxa de desnudação pode ser estreitamente comparada a taxa de soerguimento atual, pois a desnudação pode, sozinha, causar movimentos por isostasia. Desta forma, atesta-se que os processos desnudacionais apresentam íntima relação com a drenagem e o tectonismo em todas as escalas espaciais.

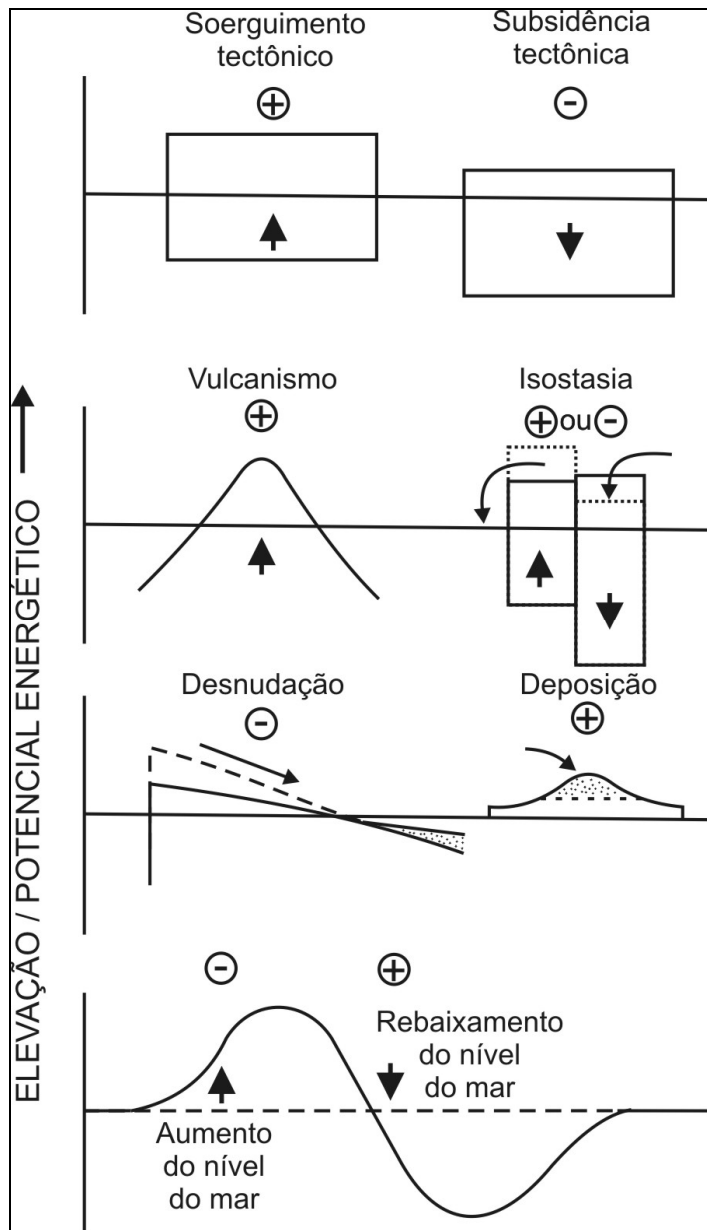


Figura 2.1- Esquema de mudança na elevação (relativa a um datum) associada a processos exógenos e endógenos. Os símbolos positivos e negativos indicam, respectivamente, aumento e diminuição na elevação e no potencial energético. Modificada de Summerfield, 1991.

A escala de trabalho é um referencial que deve ser levado em conta ao calcular taxas de desnudação. A escala espacial delimitada quando se pretende compreender a evolução da paisagem através de processos modeladores é, na maioria das vezes, a bacia hidrográfica. Taxas locais e taxas regionais respondem de maneira diferente aos diversos fatores controladores. O primeiro ponto a ser considerado leva em conta a resposta isostática da

crosta à deposição ou retirada de sedimentos na escala regional, o que não ocorre necessariamente em escala local. As taxas locais são fortemente influenciadas por ações pontuais de processos geomorfológicos, como incisão fluvial, movimentos de massa, sendo mais sensíveis e variando mais rapidamente no espaço e tempo. Em menor escala, os efeitos do clima, da litologia e da bacia hidrográfica também não podem ser ignorados (Burbank & Anderson, 2001).

2.4 DESNUDAÇÃO E EROSÃO

Leeder (1991) alerta sobre a necessidade de aplicação de rígidos critérios na diferenciação entre erosão e desnudação nos estudos sobre a evolução da paisagem continental. Blanckenburg (2006) afirma que as taxas erosivas e desnudacionais podem ser definidas em termos volumétricos e de massa, podendo ser usadas para desenvolver uma compreensão quantitativa de processos tectônicos, geomorfológicos e geoquímicos das paisagens, pré-requisito para calibrar modelos de resposta a forças tectônicas, climáticas e antropogênicas. Entretanto, a erosão pode ser local e diretamente medida, enquanto que a desnudação nem sempre é acompanhada de erosão (Leeder, 1991).

Em termos areais, a taxa de erosão é definida segundo o rebaixamento da superfície em função da topografia local do relevo e, raramente excede 3mm/a, taxa muito inferior à taxa de soerguimento de áreas orogenéticas (Burbank & Anderson, 2001). Entretanto, se a realidade se limitasse apenas a estes processos, a topografia média estaria aumentando, o que não pode ser verificado. Devido à taxa de desnudação pode-se balancear a taxa de soerguimento, pois bacias com áreas glaciais de altitude, como acontece em zonas orogenéticas, podem alcançar, em média, taxas de desnudação de 50mm/a (Burbank & Anderson, 2001).

Os dados sobre desnudação continental apresentam certas discrepâncias em virtude dos métodos adotados em suas medidas (Valadão, 1998). Vários estudos que buscam calcular as taxas globais de desnudação utilizam dados de grandes bacias hidrográficas na tentativa de evitar problemas causados pelas variações litológicas locais (Pinet & Souriau, 1988; Leeder, 1991; Summerfield, 1991; Summerfield & Hulton, 1994; Burbank & Anderson, 2001). Summerfield (1991) quantifica a desnudação com base em um estudo das 35 maiores bacias hidrográficas mundiais. Segundo o autor, 32,5% da desnudação total é consequência da desnudação geoquímica, sendo os outros 67,5% de responsabilidade da desnudação física. Desta forma, pode-se perceber que a desnudação geoquímica tem um peso grande

na esculturação do relevo terrestre, em relação ao modelado do manto de alteração e ao equilíbrio isostático.

Alguns estudos tentaram estabelecer correlações entre as taxas de desnudação e movimentos crustais, relevo e outros fatores ambientais, como clima e padrões de drenagem. Summerfield & Hulton (1994) traçam relações entre as taxas de desnudação das maiores bacias hidrográficas mundiais e uma série de variáveis morfométricas, hidrológicas e climáticas, investigadas por análise de correlação e regressão. Entre os fatores condicionantes destas taxas, observa-se uma boa correlação com os aspectos topográficos, tais como, relevo médio da bacia, elevação média da bacia, gradiente do canal principal, o que também foi atestado por Pinet & Souriau (1988) para esta escala. Estes autores detectaram alta correlação entre vazão e área da bacia e entre comprimento do canal principal e área da bacia, demonstrando que há uma tendência ao aumento da carga sedimentar dissolvida quanto maiores forem os valores destes elementos.

As taxas de desnudação associam-se, ainda, a outros fatores ambientais, como o clima e o relevo. Este último, através da tectônica ativa, é o maior fator controlador desnudacional em áreas de grandes bacias hidrográficas (Leeder, 1991). Além de ser um fator extremamente atuante na disponibilização de material a ser desnudado, apresenta um elemento fundamental que age como meio de transporte para retirada dos íons e sedimentos do sistema geomorfológico: a água. Em estado líquido, sob a forma de precipitação e, posterior escoamento, eleva a quantidade de carga sedimentar dissolvida (Pinet & Souriau, 1988).

Observou-se que, assim como a taxa de desnudação mecânica, a taxa de desnudação geoquímica é mais influenciada pelos fatores geológicos e geomorfológicos do que pelo clima, na escala das grandes bacias. Em mega-escala, uma bacia pode transpassar vários climas, o que o torna menos importante. Em termos climáticos, a taxa média de escoamento superficial e a média de precipitação anual são fortemente associadas às taxas de desnudação, sendo que, a temperatura parece não controlar as taxas de desnudação geoquímica, ainda na mega escala.

Summerfield & Hulton (1994) afirmam que as taxas de desnudação atuais variam temporal e espacialmente, mas que são da mesma ordem de magnitude das taxas de desnudação de longo-termo. Desta forma, é cabível a utilização de dados atuais e de seus fatores controladores na modelagem entre tectônica e desnudação de longo-termo.

2.5 CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA BRASILEIRA ACERCA DA DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA

A pesquisa brasileira acerca da quantificação de processos desnudacionais em bacias hidrográficas ainda é incipiente. Estudos internacionais sobre grandes bacias hidrográficas mundiais (Pinet & Souriau, 1988; Leeder, 1991; Summerfield & Hulton, 1994) que englobaram as bacias dos rios Amazonas, Paraná, São Francisco e Tocantins ainda representam os principais registros de taxas desnudacionais em cursos fluviais que drenam áreas nacionais.

Entre as pesquisas brasileiras, Martinelli et al. (1989) colocam o rio Amazonas como o maior transportador de elementos dissolvidos do mundo, estimando um valor de cerca de 270×10^6 t/a. O estudo de Martinelli et al. (1989) analisa dois pontos no rio Amazonas, que distam entre si 1700km. O ponto a jusante apresenta volume de água três vezes maior e fluxo de material dissolvido 1,5 vezes maior que o ponto a montante. Nota-se uma diluição das águas que drenam áreas andinas quando misturadas àquelas que drenam terras baixas. Assim, os autores reafirmam que a taxa de exportação é controlada pelo relevo (regime de erosão) e pela porção de terras baixas contidas na área da bacia. Considerando cada elemento químico separado, observa-se grande importância do controle litológico e da dissolução de silicatos, uma vez que as maiores taxas de exportação foram do cálcio e da sílica.

Martinelli et al. (1989) atentam, ainda, para a importância relativa dos tributários e para o fato de considerar variações temporais na concentração de elementos dissolvidos e na vazão dos rios, sendo importante fazer medições em diferentes estações no ano.

Salgado & Valadão (2003; 2005) amostraram as águas superficiais da Depressão de Gouveia e seu entorno, no Espinhaço Meridional, nas estações semi-úmida, úmida e seca e em diferentes contextos geoambientais. Segundo os pesquisadores, a vazão do canal interfere de modo significativo na intensidade da taxa de desnudação geoquímica: quanto maior o volume de água menor tende a ser a concentração de material iônico.

Entretanto, a interferência da vazão é menor que a interferência da litoestrutura, sendo este o fator determinante na composição físico-química das águas superficiais da área (Salgado & Valadão, 2005). Há diferença significativa de comportamento geoquímico entre rochas menos resistentes – granitos-gnaisses – em áreas deprimidas e rochas resistentes –

quartzitos - em áreas topograficamente mais elevadas, o que confirma a atuação de desnudação diferencial.

Salgado et al. (2004) atestaram que a desnudação geoquímica é um fator responsável pela erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero, comprovando que nesta área, as águas fluviais carregam a assinatura geoquímica dos litotipos que drenam. Segundo este estudo, os litotipos, a altitude em relação ao nível de base regional e a área da bacia são os fatores que mais influenciam na intensidade das taxas desnudacionais.

As pesquisas brasileiras, realizadas até o momento, abordam diferentes contextos geoambientais, sendo a litoestrutura, a vazão e o gradiente topográfico do relevo variáveis consideradas como controladoras dos processos desnudacionais.

2.6 OS MODELOS DE EVOLUÇÃO GLOBAL DO RELEVO

A superfície terrestre está em constante transformação como resultado da interação entre processos crustais verticais e horizontais e processos superficiais, que levam a erosão e deposição. Sendo assim, pode-se calibrar as taxas relativas de contribuição da interação entre forças endógenas e exógenas, nas escalas temporal e espacial, de modo a entender a realidade através de teorias que explicam os eventos que incidem na paisagem.

Considerações acerca da idéia de evolução do modelado terrestre puderam se concretizar ao longo dos tempos por meio de observações da ação dos agentes erosivos sobre as paisagens. A partir do século XIX, as superfícies de aplainamento, “porções continentais de relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subárea e que trunca indistintamente estruturas geológicas de natureza e resistência diferenciada” (Valadão, 1998), configuraram no centro dos grandes modelos de longo-termo da evolução do relevo continental.

Os modelos de evolução da paisagem têm início em 1899, através do Ciclo Geográfico Ideal proposto por William Morris Davis. A seqüência sistemática de mudanças no desenvolvimento das formas de relevo é vista como produto da estrutura, dos processos morfogenéticos e do tempo. A ação contínua dos processos erosivos e desnudacionais ao longo do tempo geológico ocasiona a regularização dos desníveis topográficos em função do nível de base geral (os oceanos), instituindo uma vasta planície (peneplano) iniciada na região litorânea que se desenvolve pelos vales principais e atinge o interior do continente

(Valadão, 1998). O Ciclo Geográfico Ideal inicia-se a partir de rápido e uniforme soerguimento generalizado que eleva a massa continental em relação ao nível de base geral. Segue-se, então, longo período de relativa quietude tectônica que cria condições ideais para a atuação das forças exógenas responsáveis pelo lento e progressivo desmonte do relevo continental (Davis, 1899). As águas correntes adquirem papel determinante na suavização do relevo, pois o encaixamento contínuo dos canais fluviais em busca do perfil de equilíbrio é o responsável pelo rebaixamento vertical das vertentes (*downwearing*). Na lógica do modelo cíclico de Davis (1899), “a regularização da superfície terrestre segue inevitavelmente as fases da juventude (dissecação predominante), maturidade (erosão fluvial lateral e rebaixamento por desnudação) e senilidade” (Saadi, 1998).

O modelo de Walther Penk (1924) emerge no contexto científico de modo a sistematizar teorias e formas de relevo, além de criticar a hipótese do repouso tectônico durante a degradação das paisagens proposta por Davis (1899). Em sua teoria, o relevo depende das velocidades relativas das forças endógenas e exógenas, sendo o soerguimento dômico processado de modo contínuo progressivamente acelerado e, em seguida, simetricamente desacelerado (Valadão, 1998).

Do ponto de vista funcional, o ponto de partida é caracterizado por uma “peneplanície primária” (*Primärrumpf*), resultando de uma igualdade entre intensidades do soerguimento e da denudação, no começo do processo de soerguimento. Este é, em seguida, progressivamente acelerado, sendo acompanhado por uma erosão também progressivamente intensificada. É a “evolução geomorfológica ascendente” (*aufsteigende Entwicklung*), durante a qual as formas passam de côncavas para convexas, ou seja, de “maduras” a “jovens”. Uma vez iniciada a desaceleração do soerguimento, passa-se à “evolução geomorfológica descendente” (*absteigende Entwicklung*), onde a erosão é gradualmente desintensificada e as formas readquirem paulatinamente o perfil côncavo (Saadi, 1998, p. 57).

Penk (1924) utiliza a análise do relevo como ferramenta para a reconstituição dos ritmos da movimentação crustal, uma vez que concomitante a deformação crustal, a desnudação atua, proporcionalmente na mesma intensidade, como resposta morfogenética (Saadi, 1998). Assim, períodos com o predomínio de forças endógenas produzem elevações e enrugamentos no relevo e períodos com predomínio de forças exógenas promovem o desgaste do relevo de modo a aplainá-lo (Salgado, 2007).

Lester Charles King (1953) propõe um modelo cíclico de superfície de aplainamento através do conceito de pediplanação, cuja gênese inclui os processos de vertente em ambiente árido ou semi-árido. O nível de base, generalizado ao máximo – qualquer ponto de um rio ou vertente –, implica o desenvolvimento de ciclos erosivos em qualquer parte da massa

continental. Períodos rápidos e intermitentes de soerguimento da crosta, separados por longos períodos de estabilidade tectônica estabelecem novos níveis de base locais e regionais que condicionam os processos desnudacionais. O desenvolvimento do ciclo erosivo inicia-se com a incisão fluvial frente aos níveis de base, processa-se por regressão paralela das encostas acompanhadas por pedimentação – processo de deposição de rampas detríticas da base das escarpas até o leito fluvial – e, finaliza através do rastejamento do regolito junto aos relevos aplainados (Valadão, 1998). O estabelecimento do ciclo erosivo que culmina com a coalescência dos pedimentos e a formação do pediplano exige a predominância de clima com tendência a aridez, uma vez que possibilita a existência de fraca cobertura vegetal e chuvas esporádicas e fortes. Os estudos de King (1953) apontam para um modelo policíclico de pediplanação, o que não descarta por completo o ciclo de erosão de Davis (1899), adaptando-o aos possíveis movimentos tectônicos que podem ocorrer durante as várias fases do processo de aplainamento. Isto ocorre em função de King (1953) considerar que a paisagem possui um controle tectônico permanente, além de ponderar a compensação isostática graças a perda de massa desnudada.

Wayland (1933) concebeu uma nova teoria acerca das superfícies de aplainamento recobertas por um espesso manto de intemperismo, propondo que coexistem superfícies de aplainamento escalonadas, em que a topograficamente mais baixa corresponde à superfície gerada pela erosão parcial ou total de um manto de intemperismo que recobria a superfície somital. Desta forma, ele contraria a existência de ciclos de cronologia diferenciada como Davis (1899) estabelecera (Valadão, 1998). Büdel (1957), que elaborou a base teórica para o modelo de etchplanação, reconheceu o papel do intemperismo na evolução das paisagens das áreas tropicais semi-úmidas, apontando uma dupla superfície de aplainamento desenvolvida devido ao avanço da frente de intemperismo em profundidade concomitante à remoção erosiva de sua parte superior. Assim, o clima tropical semi-úmido torna-se fundamental para a gênese de superfícies de aplainamento nesta teoria, pois possibilita a existência de uma estação úmida e outra seca, condiciona altas temperaturas, favorece a atividade biológica intensa, permite a ocupação do solo por vegetação savânica, além de promover a existência de água no nível freático durante todo o ano (Salgado, 2007). Vitte (2005) coloca sobre a visão de Büdel (1957) que, condicionada pelo clima e pela relativa estabilidade tectônica, a etchplanação entende que os aplainamentos se formam e evoluem devido ao mecanismo de duplo front: (i) a superfície exumada de lavagem (washing surface), onde predominam os processos mecânicos de escoamento superficial e (ii) a superfície basal de intemperismo (leaching surface), onde predomina a desnudação geoquímica através da lixiviação da rocha em subsuperfície.

Conciliações entre os modelos foram propostas por alguns autores (Klein, 1985 *apud* Valadão, 1998; Saadi, 1998, Ollier, 1981, Morisawa, 1975 *apud* Saadi, 1998), estabelecendo correspondências e conexões entre os teóricos, de modo que seus modelos podem ser aplicados, parcialmente e complementarmente, ao longo do espaço e do tempo. Estes modelos foram concebidos antes que princípios básicos de evolução tectono-estratigráfica das margens continentais e evolução da litosfera continental em função da dinâmica de placas tectônicas fossem conhecidos, daí a defasagem destas teorias frente às forças endógenas (Valadão, 1998).

2.7 EVOLUÇÃO DO RELEVO EM MARGEM PASSIVA

Embora as relações entre os limites de placas tectônicas e a geomorfologia sejam evidentes, as feições topográficas relativas a estes limites carecem de estudos. Surgem, então, modelos que tentam descrever as respostas geomorfológicas aos eventos de placas divergentes, uma vez que os elementos tectônicos são vitais para o entendimento das paisagens globais, mas sozinhos não explicam a topografia terrestre (Ollier, 1981). As pesquisas geomorfológicas continentais recentes têm procurado correlacionar o rifteamento aos fenômenos de soerguimento e às alterações do nível de base, além de utilizar a interação dinâmica entre os processos de soerguimento, subsidência, desnudação e sedimentação junto à margem continental.

O modelo proposto por Thomas & Summerfield (1987) trata da evolução morfológica de longo termo de margens passivas, demonstrando que o relevo destas áreas tem sua dinâmica herdada dos processos de rifteamento. O rifteamento, originado a partir de um esforço tectônico divergente que provoca tensões distensivas na crosta, produz falhas subverticais que geram sistemas de horsts e grabens, blocos cujas taxas de soerguimento e subsidência se diferem, gerando escarpas de falha.

As margens continentais correspondentes são ditas passivas e sofrem divergências sobre a seqüência cronológica das etapas dos processos na fase de seu nascimento. Existem duas possibilidades: o rifte pode ser ativo, quando se desenvolve como resposta aos esforços tensionais induzidos na crosta pelo soerguimento resultante de ascensão da astenosfera; ou passivo, quando é iniciado por esforços extensionais na litosfera, permitindo a ascensão de manto com gradiente térmico elevado que induz ao soerguimento termal (Summerfield,

1991). Entretanto, os processos extensionais, de afinamento crustal, soerguimento e ruptura da crosta são comuns em ambos os modelos.

Distinções podem ser feitas quanto a morfologia da margem passiva, podendo ser de alta elevação ou baixa elevação. O leste do Brasil configurou-se como uma margem passiva de alta elevação, que é caracterizada por escudo continental geralmente estreito e zona de costa dissecada separada do interior da placa por escarpamento (grande escarpamento) ou série de escarpamentos (Gilchrist & Summerfield, 1994).

Grandes escarpamentos próximos à linha de costa são encontrados, na maioria das margens passivas, como consequência de soerguimento termal e isostático. Assim, as margens passivas apresentam, via de regra, uma faixa litorânea de largura variável soerguida em resposta aos fluxos térmicos do processo de rifteamento e aos desequilíbrios isostáticos gerados pelo abatimento das margens oceânicas limítrofes (Saadi, 1998).

Estes grandes escarpamentos tendem a ter maiores taxas desnudacionais em suas vertentes voltadas para a costa, que apresenta o nível de base geral. As bacias de drenagem costeiras tendem a serem numerosas, pequenas e agressivas. O oposto é esperado nas vertentes do escarpamento que são voltadas para o interior, que tendem a apresentar menores taxas de desnudação (Summerfield, 1991). Assim, o platô imediatamente interior ao escarpamento pode experimentar aumento em sua elevação, visto que as taxas desnudacionais são menores que as taxas das vertentes voltadas para o litoral e a isostasia é regional (Summerfield, 1991). O grande escarpamento, com altura média global de 300 a 900m pode, por retração erosiva, se estender continente adentro por cerca de 300 a 500 km (Valadão, 1998).

Na fase madura do rifteamento, ocorre uma subsidência termal e isostática. A primeira, devido ao resfriamento da margem que se move para longe da região do manto ascendente localizado na área do rift e, a segunda devido ao aumento da carga sedimentar, provinda dos continentes por processos desnudacionais, que ficam acumulados na plataforma continental (Summerfield, 1991) (Figura 2.2). Desta forma, o comportamento geodinâmico da margem continental passa, gradualmente, a ser governado por um movimento rotacional envolvendo subsidência da margem e soerguimento da porção continental adjacente (Summerfield, 1991). Neste sistema de retro-alimentação, a desnudação continental apresenta relação direta com o registro estratigráfico da margem através do balanço de massa continente-oceano (Valadão, 1998). A presença de persistentes soerguimentos

marginais por períodos acima de 100 Ma sugere que todo o sistema hidrográfico continental é controlado por esse soerguimento isostático (Gilchrist & Summerfield, 1994; Summerfield, 1991; Valadão, 1998).

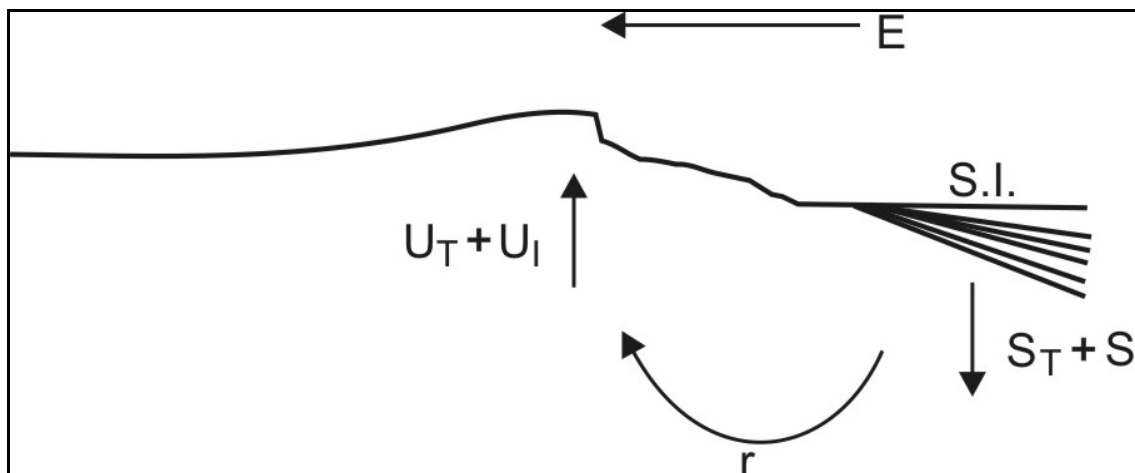


Figura 2.2 - Sumário dos maiores fatores tectônicos controladores da evolução morfológica de margens passivas: U_T: soergimento térmico; U_I: soergimento isostático associado à perda de material por processos desnudacionais; S_T: subsidência térmica; S_I: subsidência isostática

Os processos tectônicos mais importantes no controle da evolução morfológica de margens passivas são, então, os soergimentos térmico e isostático materializados no grande escarpamento e as subsidências térmica e isostática na plataforma continental, que levam a um movimento rotacional e uma retração do escarpamento para dentro do continente (Summerfield, 1991) (Figura 2.2). O ajuste isostático da crosta se deve a processos desnudacionais que se estendem por um período longo de tempo, ou seja, a desnudação leva a soergimento contínuo (Summerfield, 1991).

CAPÍTULO 3

A SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

3.1 INTRODUÇÃO

O principal objetivo deste capítulo é o de caracterizar a área de estudo com relação ao seu arcabouço geológico, geomorfológico, hidrográfico, bio-climático e pedológico, com base em revisão bibliográfica e em elaboração e interpretação de documentos cartográficos. Procura-se abordar com maior profundidade aqueles elementos naturais que contribuam mais significativamente na discussão dos resultados desta pesquisa.

3.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Serra do Espinhaço ocupa uma área expressiva da região centro-leste do Brasil, desde a porção central de Minas Gerais até o extremo norte da Bahia. Estende-se por 1200 km na direção norte-sul e apresenta larguras variáveis ao longo de sua extensão. A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) foi separada, próxima ao paralelo 17° S, da Serra do Espinhaço Setentrional (denominada Chapada Diamantina) por um sistema de falhas transcorrentes sinistrais de direção nordeste que compõem a Faixa Araçuaí (Almeida-Abreu, 1995).

A SdEM alonga-se por cerca de 300 km na direção norte-sul, centrando-se no meridiano 43° W, e pode ser dividida em três porções: (i) sul – que abrange toda a extensão da Serra do Cipó; (ii) média – do norte da Serra do Cipó até o sul do Planalto de Diamantina e; (iii) norte – do sul do Planalto de Diamantina até a região de Olhos d'Água. A porção média apresenta características ambientais – geologia, relevo, hidrografia, clima, solo e vegetação - que não diferem sensivelmente do restante da SdEM. Apesar disso, é, entre as três áreas, a que menos foi investigada cientificamente e, por isso, foi escolhida para ser a estudada no presente trabalho.

A porção média da SdEM (Figura 3.1) localiza-se entre as coordenadas 606824/7865806 e 679973/7971979. Entre os principais municípios abrangidos estão Santana do Riacho, Santana do Pirapama, Presidente Juscelino, Serro, Congonhas do Norte, Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar.

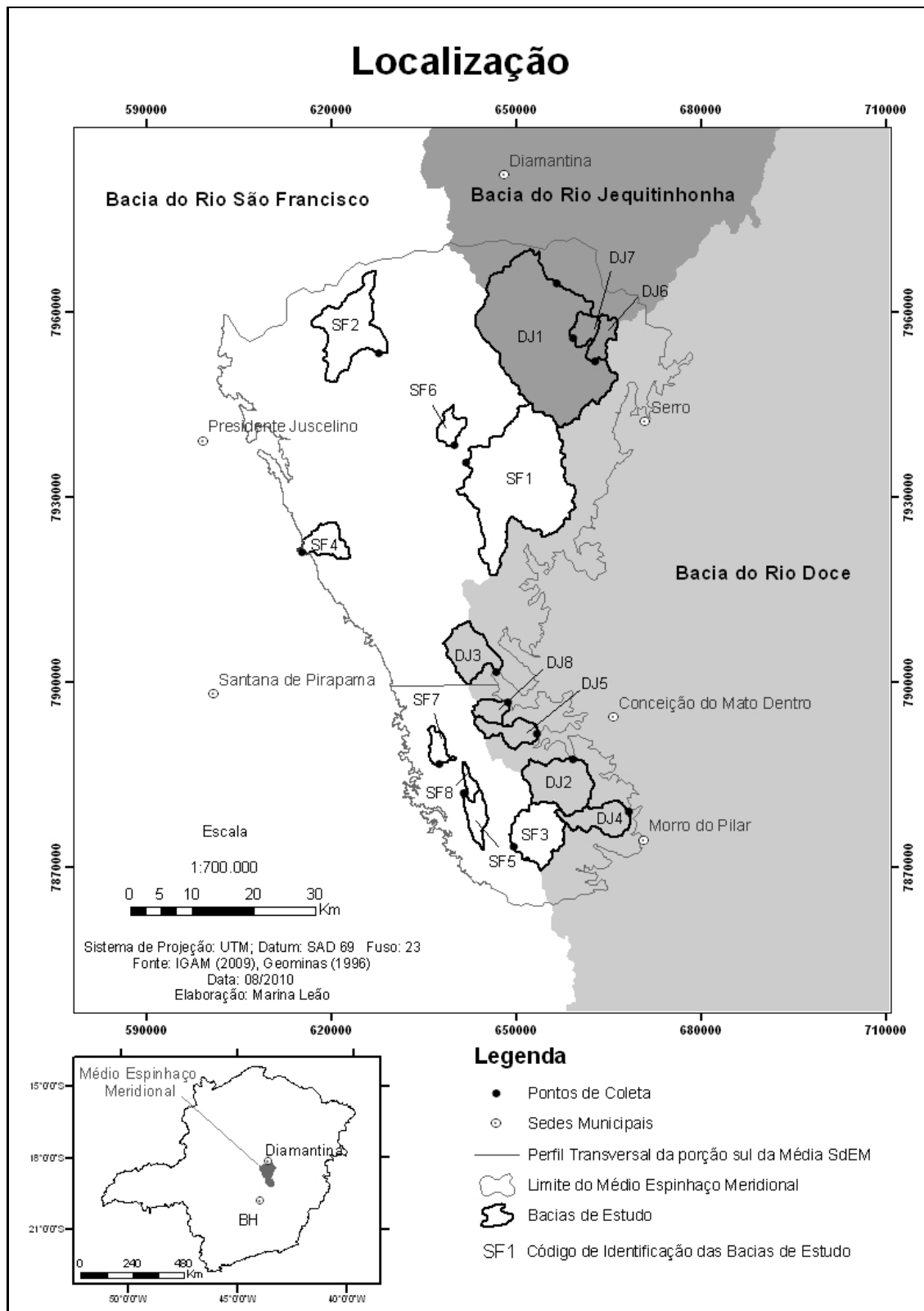


Figura 3.1: Localização da área de estudo e bacias investigadas

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A SdEM é edificada essencialmente por litologias do Supergrupo Espinhaço, composto, principalmente, por quartzitos e, subordinadamente, por metassiltitos, metaconglomerados, filitos e metavulcanitos de caráter básico e ácido (Figura 3.2). Simplificadamente, o Supergrupo Espinhaço é constituído por uma espessa sucessão de sedimentos terrígenos continentais intercalados com rochas vulcânicas na base que passam a marinhos no topo, interpretado, pela maioria dos autores, como registro de uma bacia ensiálica (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Apesar da grande quantidade de trabalhos realizados na SdEM (compilações em Uhlein, 1991; Renger & Knauer, 1995), a evolução geológica do Supergrupo Espinhaço é ainda controversa (Knauer, 2007). Na visão de Almeida-Abreu (1995), o início do rifteamento, que ocorreu entre 1752 e 1748 Ma, apresenta um registro sedimentar representado pelos metarenitos da Formação Bandeirinhas e vulcânico básico associado à extensão e propagação do rifte. O arqueamento extensivo de blocos crustais possibilitou que os blocos desta formação fossem basculados para leste e permitiu que as rochas que lhe servem de embasamento fossem exumadas, trazendo à superfície rochas da crosta intermediária – xistos do Grupo Costa Sena e o complexo basal, ressaltando o alto estrutural de Gouveia para as unidades do Grupo Guinda (Almeida-Abreu, 1995).

Uma breve relaxação termal da crosta permitiu uma larga e extensa bacia fluvial onde foi depositada a Formação São João da Chapada com predominância de metarenitos puros (Almeida-Abreu, 1995). Entre, aproximadamente a 1700 e 1650 Ma, uma nova extensão crustal associada à forte aquecimento termal seguido de soerguimento e extensivo vulcanismo kimberlítico é marcada pela deposição das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. O foco da deformação extensional progrediu sucessivamente para leste e a atividade crustal intensa determinou a formação de falhas de alto ângulo, criando novo meio-graben adjacente (Almeida-Abreu, 1995). A crosta continental atenuada e segmentada pelas falhas normais e de transferência sujeita-se a intrusões de rochas mantélicas fortemente hidratadas. Ao longo da borda leste da SdEM, faixas e corpos de rochas ultramáficas ocorrem com variações composicionais.

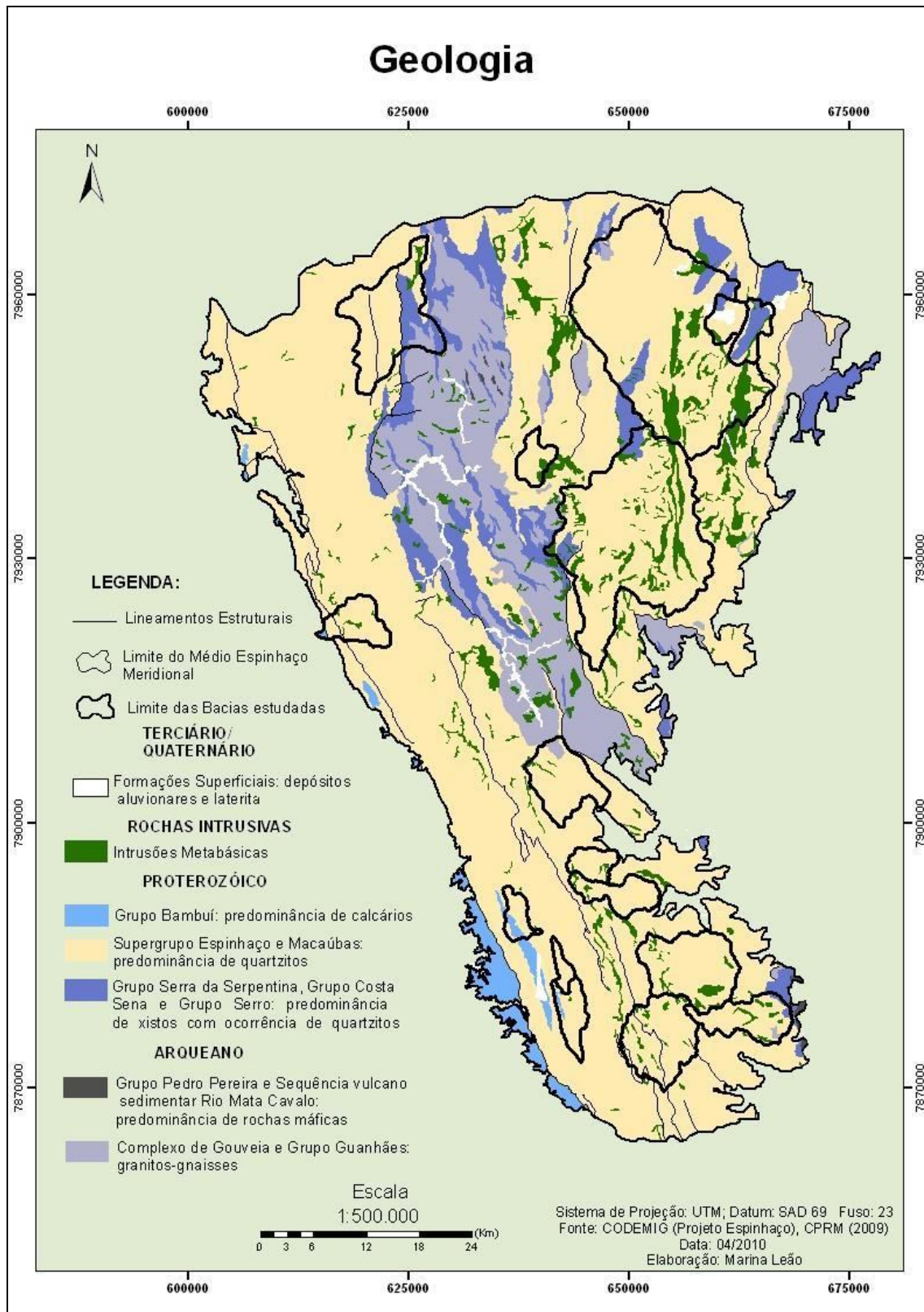


Figura 3.2 - Geologia simplificada da área de estudo

Uma bacia marinha instalou-se após o fencimento dos processos de rifteamento. A crosta continental em subsidência sofreu ainda uma transgressão marinha, permitindo o avanço da zona costeira da margem passiva do Espinhaço para os domínios ocidentais da atual SdEM (Almeida-Abreu, 1995). As formações do Grupo Conselheiro Mata representam as seqüências marinhas costeiras e plataformais, reunindo um espesso pacote de sedimentos clásticos e, localmente, lentes de dolomito.

Uma fase de inversão tectônica, provavelmente ocorrida entre 1500 e 1200 Ma, edificou a SdEM ainda no Mesoproterozóico .

A geometria e feições tectônicas do Orógeno Espinhaço, ou seja, trend N-S, transporte de massa para W e lineação de estiramento sobre os planos de foliação caindo para E, indicam que a subducção da crosta oceânica da bacia durante a inversão tectônica mergulhou para E (Almeida-Abreu, 1995, p. 12).

O orógeno de colisão apresenta metamorfismo e deformação crescente da zona externa (W) para a zona interna (E), sendo visíveis os compartimentos de diferentes intensidades de deformação ao longo do seu eixo longitudinal devido ao ajuste das placas litosféricas opostas durante o período de colisão (Almeida-Abreu, 1995). Os falhamentos são considerados tardios em relação aos dobramentos, evidenciando que estes foram gerados na fase inicial da inversão tectônica e que aqueles foram desenvolvidos como consequência da colisão continental.

O período da orogênese é corroborado pela idade do Grupo Macaúbas contactando as unidades do Supergrupo Espinhaço por uma profunda discordância angulas e erosiva, indicando que a SdEM foi deformada, soerguida e profundamente erodida antes da deposição do Grupo Macaúbas. Uma notável discordância erosiva é observada entre os grupos Macaúbas e Bambuí (Figura 3.2).

As colunas estratigráficas utilizadas para os estudos do Supergrupo Espinhaço baseiam-se nas propostas por Pflug (1968 *apud* Knauer, 2007) e Schöll & Fogaça (1979), sendo as formações então definidas consideradas válidas. Várias tentativas de reunião destas unidades em grupos maiores foram propostas e, aqui, adotar-se á, a coluna estratigráfica adotada por Almeida-Abreu & Pflug (1994 *apud* Almeida-Abreu, 1995) que privilegia as

deposições sedimentares e, portanto, apresenta as formações com litologias sedimentares e não com suas correspondentes metamórficas (Tabelas 3.1 e 3.2).

Tabela 3.1 - Estratigrafia da SdEM, segundo Almeida-Abreu & Pflug (1994), retirada de Almeida-Abreu (1995).

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESPESSURA (m)
	ESPINHAÇO	CONSELHEIRO MATA	9- Rio Pardo Grande	Pelitos, Arenitos, localmente Carbonatos
8- Córrego Pereira			Arenitos (Puros, Micáceo ou Feldspático), localmente Pelitos	~250
7- Córrego da Bandeira			Pelitos, Arenitos	100 - 200
6- Córrego dos Borges			Arenitos (Puros, Micáceo), localmente Brecha/ Conglomerados Quartzíticos	~ 100
5- Santa Rita			Pelitos, subordinadamente Arenitos	100 - 250
GUINDA		4- Galho do Miguel	Arenitos, localmente Pelíticos Delgados	500 - 3000 (?)
		3- Sopa-Brumadinho	Ver tabela 3.2	0 - 250
		2- São João da Chapada	Arenitos (médios a grossos, puros ou micáceos), Filitos Hematíticos, Conglomerado/Brecha Basal	0 - 300
		1- Bandeirinha	Arenitos puros ou micáceos (incluindo red beds), Conglomerados (subordinado), localmente Brechas e Pelitos	0 - 200
RIO PARAÚNA	GRUPO COSTA SENA	Sericita/Muscovita Xisto com Quartzo, Cianita ou Turmalina e subordinadamente Quartzo Xistos, Quartzitos e Vulcânicas Ácidas ou Básicas	0 - 600	
	GRUPO PEDRO PEREIRA	Talco Xistos com Clorita e Actinolita/Tremolita, Serpentinóis, Clorita Xistos, Formações Ferríferas Bandadas, localmente Mica Xistos e Vulcânicas Ácidas	0 - 250	
COMPLEXO BASAL	GRANITO DE GOUVEIA	Granitos, Granodioritos, Tonalitos		
	GRANITO CONGONHAS	Gnaisses, Migmatitos, localmente Diorito		

Tabela 3.2 - Estratigrafia e faciologia da Formação Sopa-Brumadinho na faixa mediana central da SdEM, retirada de 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 (?)

3.4 CLIMA

O clima da SdEM é determinado pelos parâmetros normais do zoneamento climático global (latitude, longitude e continentalidade), mas fortemente influenciado pelo fator orográfico, uma vez que a cordilheira apresenta-se normalmente com mais de mil metros de altitude em relação ao nível do mar (Neves et al., 2005).

O clima da região é mesotérmico, Cwb na classificação de Koppen, caracterizado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação e a temperatura médias anuais variam de 1250 a 1550mm e 18° a 19°C, respectivamente.

Contudo a orografia compartimenta diferentes domínios climáticos. Assim, é possível definir duas particularidades:

- (i) as porções topograficamente mais elevadas apresentam temperaturas sensivelmente mais baixas que as bordas da SdEM. O clima subquente compreende as terras situadas imediatamente abaixo das maiores cotas altimétricas (Neves et al., 2005);
- (ii) a porção oeste apresenta estação seca muito mais pronunciada do que a leste. A topografia da área favorece a precipitação na vertente atlântica ao atuar no sentido de aumentar a turbulência do ar e diminuir sua temperatura (1°C a cada 100m de elevação) através da ascendência orográfica, notadamente durante a passagem de correntes perturbadas (Neves et al., 2005). Desta forma, a umidade do ar é condensada provocando forte precipitações a barlavento, o que promove clima mais seco e quente a sotavento.

3.5 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

A SdEM foi definida por Saadi (1995) como um conjunto de terras altas com forma de bumerangue de direção geral norte-sul e convexidade orientada para oeste. A porção sul da SdEM, região da Serra do Cipó, apresenta largura de aproximadamente 30km, aumentando rapidamente em direção ao norte, atingindo 90km no Planalto de Diamantina (Figura 3.1).

O padrão estrutural da SdEM denota a intensa deformação das rochas em virtude das atividades termo-tectônicas ocorridas no Evento Brasileiro, apresentando empurrões e dobras com vergência para oeste como as principais estruturas regionais. A SdEM, cuja

altitude média é de 1250m acima do nível do mar, apresenta relevo rugoso, com vastos domínios de rochas expostas, e proeminente em relação às áreas adjacentes, sendo marcado por íngremes escarpas, que devido ao contexto geotectônico em que se inserem, apresentam diferenças morfológicas (Saadi, 1995; Silva et al., 2005) (Figuras 3.3 e 3.4).

A SdEM apresenta diferentes compartimentos geomorfológicos descritos, genericamente, por Pflug (1965 apud Silva et al., 2005) e por Uhlein (1991). Partindo de uma escala regional, cinco paisagens foram classificadas por Pflug (1965 apud Silva et al., 2005):

- (1) a paisagem de escarpas escalonadas edificada sobre as rochas do Grupo Bambuí na borda ocidental da SdEM, cujo relevo é caracterizado por extensas áreas de superfície plana com baixo gradiente de declividade variando a relevo de morros suaves, cujas cotas altimétricas oscilam entre 500 e 600m (Figura 3.4);
- (2) a paisagem de chapadas que ocupa o nordeste da SdEM, áreas drenadas pelas bacias dos rios Jequitinhonha e Araçuaí, dominadas por rochas do Supergrupo Espinhaço, da Faixa Araçuaí, do embasamento cristalino ou rochas dos grupos Macaúbas e Bambuí.

As chapadas, propriamente ditas, são coberturas eluviais e depósitos clásticos (pedimentos, em geral), assentados numa extensa superfície de aplainamento de idade Meso-Cenozóica. Onde são entalhadas pela rede de drenagem, conformam superfícies extensivamente planas em cotas altimétricas superiores a 800-900m. As variações de altitude com o fundo dos vales que as dissecam e as circunscrevem numa difusa distribuição e com recortes sinuosos, podem superar os 200m (Silva et al., 2005, p.52);

- (3) a paisagem dos planaltos ocorre sobre a SdEM, propriamente dita, sempre acima dos 1000m de altitude, sendo caracterizada por relevo bastante acidentado com predomínio de rochas quartzíticas responsáveis pelas elevações e espigões de rochas nuas (Figura 3.3). A prevalência de quartzitos constitui uma paisagem de planaltos com cobertura rígida, intensamente falhada e fraturada, cuja esculturação promovida pela rede de drenagem, organizada segundo as direções tectônicas e estruturais, configura a ocorrência generalizada de escarpamentos, linhas de cumeada e grandes desníveis topográficos (Saadi, 1995; Valadão, 1998) (Figura 3.5);

- (4) o relevo de hogbacks localiza-se ao longo da borda oriental da SdEM e é caracterizado por uma “paisagem de perfil assimétrico onde a linha de crista divide uma superfície fortemente inclinada para um dos lados e uma superfície suave e mais extensa do outro”(Silva et al., 2005, p. 52). As elevações são condicionadas pelas frentes de empurrão e estão dispostas de forma alinhada na direção norte-sul ou nordeste-sudoeste, cujas cristas, sustentadas por quartzito, superam os 1500m de altitude;
- (5) o relevo irregular de meia-laranja ocupa as áreas leste e sul da SdEM onde aflora o embasamento cristalino. Os mares de morro com vertentes côncavo-convexas apresentam cotas altimétricas que oscilam entre 500 e 800m, podendo atingir os 1000m de altitude (Figuras 3.4 e 3.6).



Figura 3.3 - Planalto com relevos residuais constituídos de quartzitos apresentando vergência pra oeste

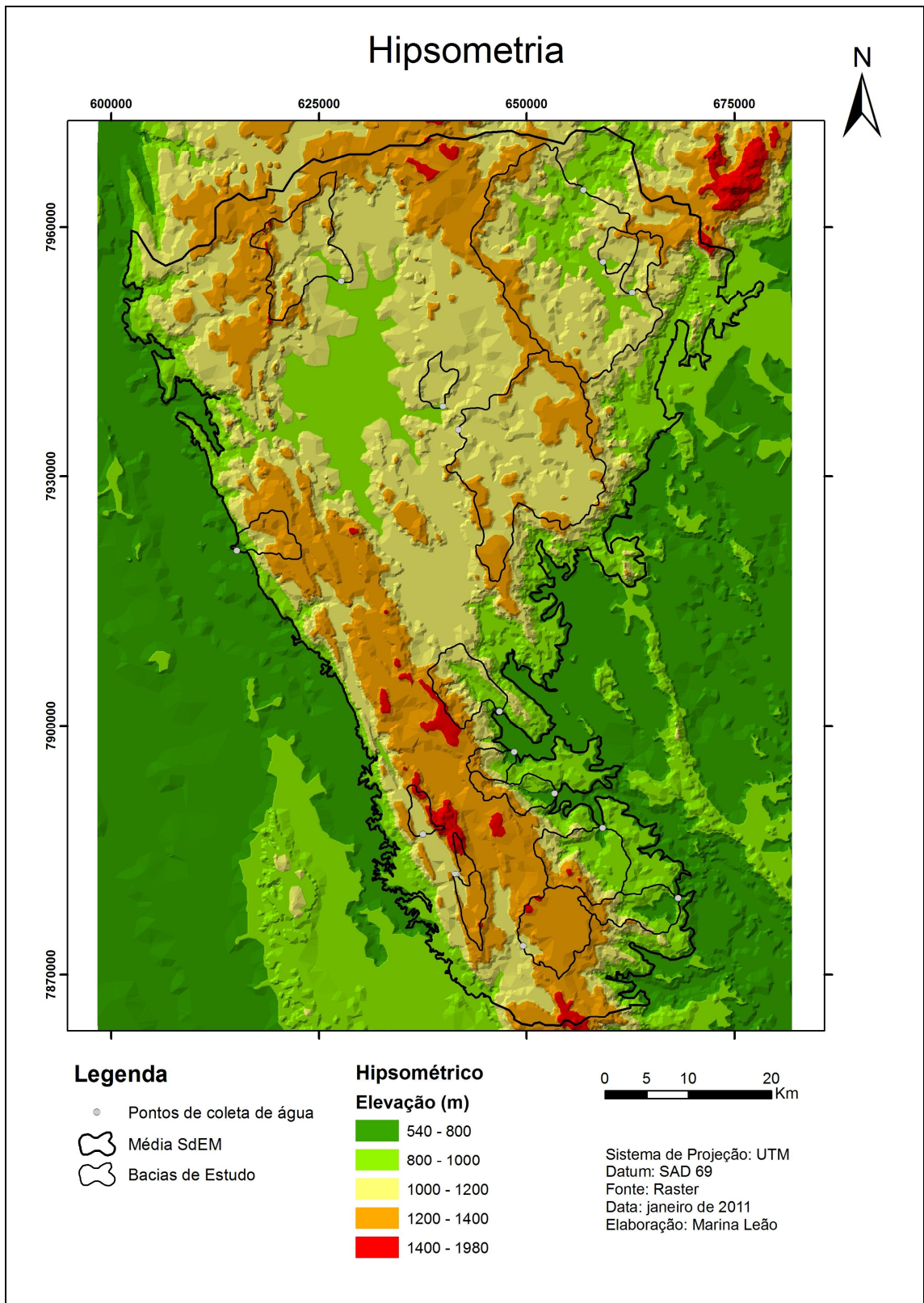


Figura 3.4 - Hipsometria da Média SdEM



Figura 3.5 - Rede de drenagem está condicionada pelas estruturas presentes nas rochas quartzíticas



Figura 3.6 - Relevo marcado por colinas policonvexas em região onde afloram rochas do embasamento

3.6 SOLOS

Os aspectos pedológicos da SdEM demonstram-se fortemente associados às formas de relevo e ao substrato geológico, desta forma, existe uma relação entre as superfícies geomórficas e as classes de solos presentes na região (Diniz et al., 2005). A diversidade de solos é reflexo da diversidade de materiais de origem, do modelado atual e da evolução das paisagens (Silva et al., 2005).

O solo predominante na SdEM, ocupado mais de 70% de sua cobertura pedológica, é o Neossolo Litólico que se desenvolve associado as rochas quartzíticas. A forte declividade, o relevo montanhoso e o clima frio de altitude auxiliam na formação deste solo.

Nas bordas da SdEM e em seus interior, principalmente em área moldada sobre o embasamento granítico-gnaíssico, xistos, filitos e rochas metabásicas, rochas mais susceptíveis ao intemperismo, desenvolvem solos mais espessos: os Latossolos e Cambissolos.

Os Latossolos Vermelhos encontram-se em áreas de rochas metabásicas, em relevo suave ondulado e ondulado com vertentes convexas retilíneas e convexo - convexas. Os Latossolos Vermelho - Amarelos estão em áreas de granito, em relevo suave ondulado e ondulado com vertentes convexas retilíneas extensas e mais homogêneas. Os Cambissolos estão localizados em relevo ondulado e forte ondulado, apresentando encostas convexo - convexas curtas, em áreas de granitos e xistos (Diniz et al., 2005, p.19).

Encontrados em menor escala, os Nitossolos e os Argissolos originam-se de rochas gnáissicas, filíticas e básicas e configuram-se como importantes áreas de recarga dos aquíferos; os Neossolos Flúvicos relacionam-se às regiões de terraços e caracterizam-se por camadas intercaladas de areia grossa e areia fina; os Gleissolos originam-se de sedimentos fluviais quaternários, principalmente na região central e leste da SdEM, sendo, em grande parte, área de preservação permanente por se localizarem ao longo dos cursos fluviais (Silva et al., 2005).

A dinâmica da biodiversidade é significativamente influenciada pelos atributos da cobertura pedológica, sendo os solos então estratificadores de ambientes e determinantes no desenvolvimento de diferentes fitofisionomias (Silva et al., 2005).

3.7 COBERTURA VEGETAL

A cobertura vegetal original da área de estudo pode ser considerada um mosaico de comunidades condicionadas pelas características climáticas, pedo-geológicas e topográficas, o que favorece o desenvolvimento de uma flora típica, com diversas espécies endêmicas. Padrões distintos de distribuição geográfica das espécies decorrem dos vários tipos de disjunções decorrentes do caráter “insular” das serras que compõem a Cadeia do Espinhaço (Lohmann & Pirani, 1996 apud Mendonça-Filho, 2005).

As porções topograficamente mais elevadas, geralmente moldadas sobre os quartzitos, apresentam vegetação de campo rupestre e subsidiariamente, campo limpo. As áreas menos elevadas apresentam duas regiões fitoecológicas que marcam as vertentes leste e oeste da SdEM, respectivamente a floresta estacional semi-decidual e a savana (cerrado).

A região da floresta estacional semi-decidual é condicionada pela dupla estacionalidade climática, com época de intensas chuvas no verão seguidas de estiagem acentuada no inverno. Esta fitofisionomia apresenta entre 20 e 50% de árvores que perdem as folhas e localiza-se no contorno das serras, nas margens dos cursos fluviais e em capões (Mendonça-Filho, 2005).

A região savânica apresenta distintas formações vegetais, desde a florestada, que ocupa, principalmente, as margens dos cursos d'água até a gramíneo-lenhosa. Esta vegetação reveste solos pouco desenvolvidos e, por vezes, lixiviados, adaptando-se a pobreza nutricional intensa.

3.8 HIDROLOGIA E HIDROGRAFIA

A SdEM abriga as nascentes do rio Jequitinhonha e de importantes tributários dos rios Doce e São Francisco, o que a torna estratégica para as grandes bacias hidrográficas do centro-leste e nordeste de Minas Gerais. As nascentes localizadas na SdEM surgem em locais de

superfícies rochosas, normalmente associadas a estruturas geológicas de diferentes escalas (Fraga et al., 2005).

O Planalto de Diamantina, teto orográfico regional, assume a função de irradiador das drenagens dos rios São Francisco, Doce, Jequitinhonha e Araçuaí (Saadi, 1995) (Figura 3.7). O interflúvio das bacias de leste e oeste acompanha, aproximadamente, o sub-meridiano central da SdEM. No lado oriental, o divisor de águas das bacias do rio Doce e Jequitinhonha situa-se a noroeste da cidade do Serro e estende-se para norte e nordeste através da Serra do Itambé e Serra Negra (Fraga et al., 2005). Na borda ocidental, a frente de dissecação sanfranciscana atinge a superfície dos planaltos (Saadi, 1995).

O controle estrutural e/ou tectônico da drenagem é expresso por feições variadas, em função da escala de abordagem (Saadi, 1995). A borda oeste, apresenta, na extremidade sul da SdEM, paralelismo entre a escarpa e os cursos fluviais principais. Apenas alguns cursos de menor importância a recortam perpendicularmente. Na porção média da SdEM, a rede de drenagem apresenta canyons entalhados perpendiculares às escarpas cujas drenagens pertencem à bacia do rio São Francisco. A borda leste não apresenta mesma regularidade da borda oeste, o que ocasiona um avanço diferenciado da frente de dissecação movida pelos afluentes do rio Doce, que adentram intensamente esta parte da serra ao longo de janelas estruturais NNW-SSE, localizadas entre as frentes de empurrão vergentes para W (Saadi, 1995). Fonseca (2010) apresenta resultados obtidos pelo índice de Hack, juntamente com a análise dos perfis longitudinais da bacia do alto Jequitinhonha e bacia do rio Pardo que indicam que a rede de drenagem da bacia de leste possui maior vigor energético em relação à bacia de oeste, que segundo ele, evidenciam a presença de processos geomorfológicos mais intensos naquela bacia.

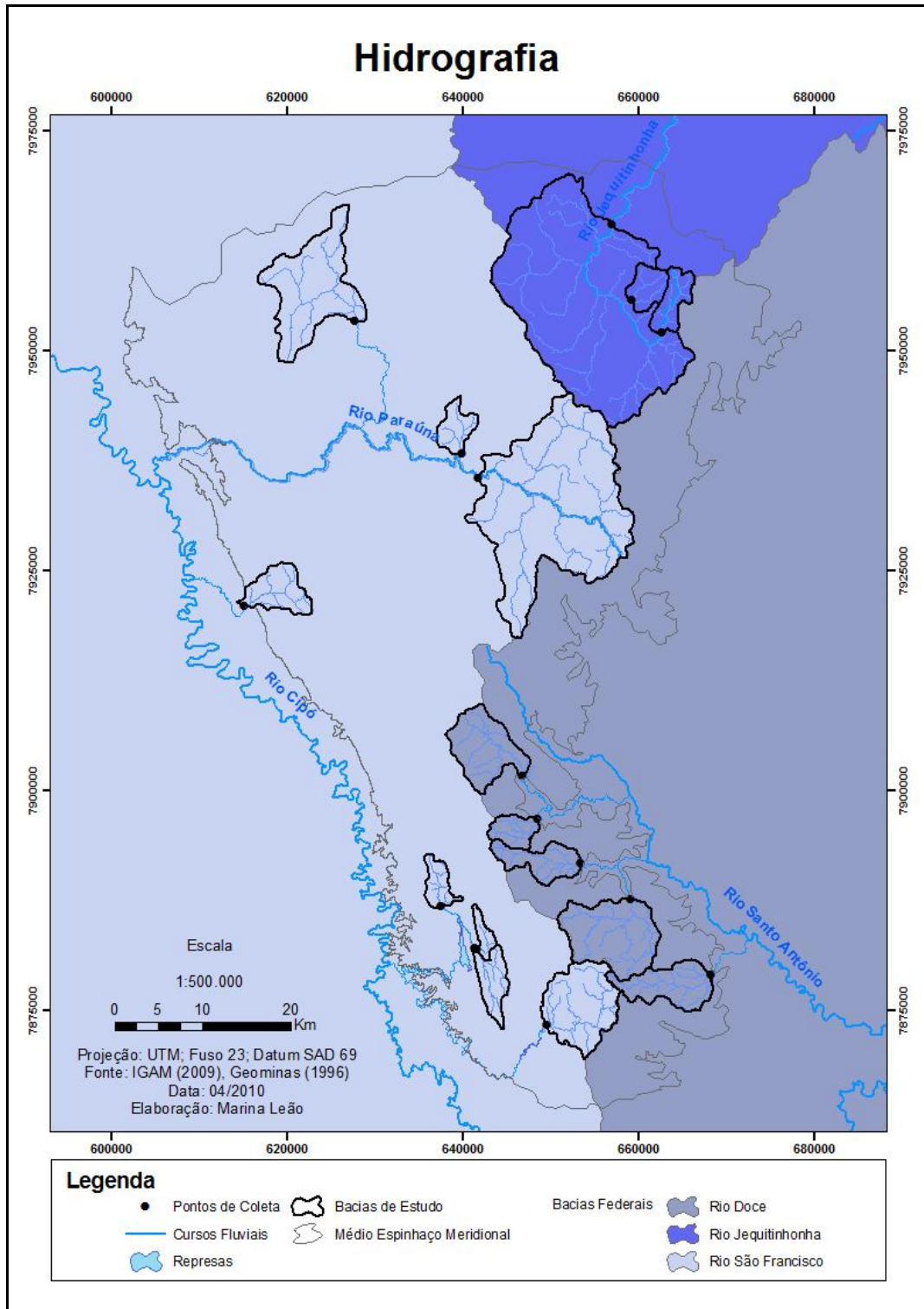


Figura 3.7 - Hidrografia simplificada da área de estudo

CAPÍTULO 4

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta os procedimentos metodológicos utilizados na confecção desta pesquisa, que incluem trabalhos de gabinete, de campo, de laboratório e posterior análise dos dados gerados. Estes procedimentos visaram quantificar, por meio da investigação química das águas superficiais, a intensidade da desnudação geoquímica na porção média da SdEM em suas das vertentes: São Francisco e Doce/Jequitinhonha.

4.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TRABALHOS CARTOGRÁFICOS

A consulta à bibliografia forneceu o embasamento teórico essencial para o desenvolvimento das etapas posteriores e se baseou em levantamento de estudos acerca da área, do tema e do método utilizado na mensuração da intensidade de desnudação geoquímica. Acerca da área, buscou-se a sua caracterização ambiental, sendo relevantes aspectos como geologia, geomorfologia, solos, clima, vegetação e rede hidrográfica. Quanto ao tema, a investigação baseou-se nos processos desnudacionais, sobretudo geoquímicos, e nas teorias de evolução global do relevo. A respeito do método, o levantamento de artigos possibilitou o conhecimento dos passos para a coleta, tratamento e análise dos dados.

Os trabalhos cartográficos tiveram início com uma análise preliminar de cartas topográficas e geológicas da área investigada com o intuito de selecionar as bacias de estudo e os pontos de coleta de água fluvial. Optou-se por trabalhar com 16 sub-bacias hidrográficas representativas do contexto geológico/geomorfológico regional e com mínima interferência antrópica: oito na vertente são-franciscana e oito na vertente atlântica.

A partir das bases cartográficas digitalizadas, criaram-se mapas temáticos acerca da geologia e hidrografia das bacias de drenagem selecionadas. Com o cálculo da área das bacias hidrográficas, elas foram agrupadas em pares – uma de cada vertente – de modo a obter tamanhos compatíveis de comparação entre bacias de área semelhante, mas em vertentes distintas: leste e oeste. Tal divisão foi realizada em razão de que, segundo Salgado & Valadão (2003, 2005), a área da bacia hidrográfica é fator ambiental importante na determinação da intensidade das taxas desnudação geoquímica no Espinhaço Meridional. O software ArcGis 9.2 possibilitou o cumprimento desta etapa.

A confecção de perfis topográficos longitudinais do principal curso d'água das 16 bacias analisadas foram elaborados no intuito de auxiliar na interpretação dos dados hidroquímicos e indicaram a altimetria e a extensão dos cursos fluviais amostrados nas duas vertentes da média SdEM. Os perfis dos cursos fluviais iniciam-se em suas respectivas nascentes e terminam cerca de 1/3 a jusante da distância percorrida até o ponto de coleta, exceto quando o canal atinge sua foz, desaguando em outro curso fluvial. Neste caso, o perfil fluvial restringe-se ao curso analisado. A base para elaboração destes perfis foram mapas topográficos na escala de 1:100.000 com equidistância de 50 m entre as curvas de nível trabalhados no ArcGis 9.2.

4.3 CANAIS FLUVIAIS AMOSTRADOS

A escolha dos cursos d'água amostrados ocorreu em função da localização em cada uma das vertentes da SdEM, do tamanho da bacia, da litologia, do grau de influência antrópica e da acessibilidade, uma vez que a área investigada é de grande extensão e possui algumas estradas precárias.

A escolha de bacias hidrográficas de diferentes tamanhos permite mensurar a desnudação geoquímica em função da área, visto que os processos desnudacionais em bacias hidrográficas tendem a ser mais agressivos próximos às cabeceiras que nas partes baixas dos cursos fluviais (Milliman & Syvitski, 1992; Salgado et al., 2004).

As bacias hidrográficas analisadas apresentam a menor influência antrópica possível e pouca variação litológica, uma vez que a litologia afeta profundamente a geoquímica das águas superficiais (Milliman & Syvitski, 1992; Salgado & Valadão, 2003; Salgado et al., 2004). Desta forma, transforma-se um condicionante em constante, visto que o objetivo é entender, quantificar e comparar o processo de desnudação geoquímica entre as duas vertentes da SdEM. As litologias predominantes nas bacias estudadas são o quartzito e o xisto-filito quartzítico, entrecortados por intrusões de rochas metabásicas. Entretanto, de um modo geral, na vertente do São Francisco afloram, com maior recorrência, outras litologias – principalmente granitos-gnaisses e rochas carbonáticas. Sendo assim, como o trabalho objetiva amostrar a realidade do escarpamento da média SdEM, as bacias selecionadas que vertem para o oeste possuem maior quantidade de rochas não quartzíticas.

Calculou-se a participação (Km² e %) de cada unidade litoestratigráfica em relação à área total das bacias, utilizando como base cartográfica digital o mapeamento geológico do Projeto Espinhaço (Grossi-Sad et al., 1997). Para facilitar as análises, as unidades foram

agrupadas segundo o litotipo predominante de cada uma delas da seguinte maneira: (i) Predomínio de quartzitos; (ii) Predomínio de metapelitos; (iii) Granitos e Gnaisses; (iv) Rochas Metabásicas; (v) Rochas Carbonáticas; (vi) Coberturas terciárias/quadernárias (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 - Agrupamento das unidades litológicas segundo o litotipo predominante, realizado com base nas unidades de mapeamento definidas pelo Projeto Espinhaço (Grossi-Sad et al., 1997).

Litotipo predominante	Unidades litológicas
Predomínio de quartzitos	Grupo Macaúbas; Formações Galho do Miguel, Sopa-Brumadinho, São João da Chapada e Córrego dos Borges; Unidades Itambé do Mato Dentro, Rio Preto, Rio Preto (nível fosfatado) e Serra do Lobo; Membro Campo Sampaio.
Predomínio de metapelitos	Grupos Costa Sena e Serra da Serpentina (unidade xistosa); Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Serra de Santa Helena.
Granitos e Gnaisses	Complexo Gouveia
Rochas Metabásicas	Soleiras e diques máficos e Suíte Pedro Lessa
Rochas Carbonáticas	Formação Sete Lagoas
Coberturas terciárias/quadernárias	Coberturas elúvio-coluvionares

As 16 sub-bacias hidrográficas selecionadas para o estudo estão separadas em pares segundo a vertente da SdEM que ocupam. Na borda oriental, os cursos fluviais amostrados dos rios Doce e Jequitinhonha são: rio Jequitinhonha em dois pontos, córrego Fundo, rio Parauninha, rio Preto, córrego Teodoro, ribeirão Mata Cavalos, rio Cuba. Na borda ocidental, as sub-bacias do rio São Francisco são: rio Paraúna, córrego Taquara, córrego Fechados, ribeirão das Areias, córrego Lapinha, córrego Lajeado, córrego Mata Capim e rio Capivara. A tabela 4.2 apresenta a numeração estabelecida para os cursos fluviais amostrados segundo os pares selecionados, assim como as coordenadas geográficas do ponto de coleta de água.

Tabela 4.2 - Nome do curso fluvial, numeração, área da bacia e coordenadas geográficas dos pontos de amostragem de água fluvial

Ponto	Nome do curso fluvial	Coordenadas Geográficas (UTM)	Área da Bacia (km ²)
DJ1	Jequitinhonha	656962; 7964359	390,6
DJ2	Cuba (Três Barras)	659241; 7955798	75,42
DJ3	Parauninha	662716; 7952093	51,46
DJ4	Mata Cavalos	646757; 7901682	41,18
DJ5	Preto	653409; 7891844	28,8
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	648574; 7896730	20,67
DJ7	Fundo (Moinho)	668280; 7879119	17,6
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	659247; 7887565	16,7
SF1	Paraúna	641830; 7935564	281,6
SF2	Areias	627777; 7953451	98,4
SF3	Capivara	649624; 7873418	66,43
SF4	Fechados	615200; 7921020	29,67
SF5	Mata-Capim	641412; 7882063	29,28
SF6	Taquara	639940; 7938398	17,6
SF7	Lapinha	637543; 7886865	14,19
SF8	Lajeado	641590; 7882005	7,92

4.4 COLETA E ANÁLISE LABORATORIAL DAS AMOSTRAS DE ÁGUA

Durante esta etapa, foram realizadas campanhas de campo para coleta de água dos cursos fluviais. Em cada uma das bacias selecionadas foram coletadas amostras de água em diferentes estações climáticas do ano, visto que o clima tropical semi-úmido apresenta sazonalidade de umidade: (i) uma amostra em fevereiro de 2009, final do período úmido; (ii) outra amostra em julho/agosto de 2009, final do período seco.

A coleta de água dos cursos superficiais seguiu o mesmo procedimento nas duas campanhas. As amostras foram coletadas em profundidade média no centro do curso fluvial, em áreas com água corrente, à montante de estradas, pontes e de áreas com maior interferência antrópica. Por meio de seringa ambientada, as amostras foram filtradas em 0,45 µm e condicionadas em frascos plásticos de uso laboratorial de 50 ml, sendo adicionadas duas gotas de ácido nítrico para impedir alterações na composição química das águas. As amostras foram encaminhadas para os laboratórios do LGqA - Laboratório de Geoquímica Ambiental do DEGEO/EM/UFOP em Ouro Preto, onde os elementos Al, As, Ba,

Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sc, Si, Sr, Ti, V, Y e Zn foram mensurados via Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma (ICP-OES Spectro Cirrus CCD). Para validação dos resultados, foi utilizado o padrão internacional de água NIST (Standard Reference Material NIST 1643d Trace Elements in Water).

Os elementos acima citados foram somados para calcular o total da carga dissolvida (TDS). Os valores de TDS nas amostras de água foram utilizados para o cálculo da taxa anual de rebaixamento do relevo das bacias hidrográficas investigadas através do método consagrado na literatura geomorfológica internacional (Summerfield, 1991; Thomas, 1994; Burbank e Anderson, 2001) que baseia-se na razão da (desnudação total/área da bacia)/densidade da rocha. Como a média SdEM possui diversos tipos de quartzitos, optou-se em trabalhar no cálculo de rebaixamento do relevo com uma densidade média para este tipo de rocha: 2,60.

Paralelamente à coleta das amostras de água, foi mensurada a vazão dos cursos fluviais para permitir o cálculo da taxa de desnudação geoquímica. A estimativa da vazão baseia-se no volume de água mensurado através da (i) largura do canal no ponto amostrado, (ii) da profundidade média do canal e (iii) na velocidade média do fluxo de água:

- (i) a largura do canal foi medida com o auxílio de uma trena na secção do canal selecionada para coleta de água;
- (ii) a profundidade do canal foi medida ao longo do eixo onde se aferiu a largura. O canal foi dividido em diversos trechos que variavam em quantidade segundo a largura do mesmo e sua morfologia, sendo a distância entre cada medida de profundidade medida de metro em metro. Em cada um dos trechos mediu-se a profundidade do canal, possibilitando a construção de um perfil latitudinal do mesmo. Através destas medidas, calculou-se a profundidade média do canal;
- (iii) a velocidade média do curso foi realizada através do método do flutuador. A operação consistiu na medição de uma distância longitudinal em segmento retilíneo que variou de dois ou cinco metros segundo a morfologia do canal no ponto amostrado. O tempo necessário para o flutuador percorrer a distância foi contabilizado em média três vezes e, através dos tempos obtidos foi calculada a média para o canal. Após obter o tempo médio, dividiu-se pela distância percorrida de modo a calcular a velocidade em metros por segundo.

O cálculo final da vazão foi realizado multiplicando as três variáveis, sendo a vazão expressa através do volume em metros cúbicos por segundo.

4.5 ANÁLISE DOS DADOS

Através do cumprimento das etapas anteriores que permitiram a elaboração de mapas temáticos, a construção de conhecimento acerca do tema e a obtenção de dados de campo e de laboratório, iniciou-se a sumarização dos dados e construção de tabelas e gráficos que permitiram a melhor interpretação dos resultados. Assim, em uma análise conjunta, procurou-se relacionar todos os dados gerados e interpretar o papel da desnudação geoquímica na esculturação do escarpamento da porção média da SdEM.

CAPÍTULO 5

O PAPEL DA DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RELEVO DA MÉDIA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

5.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo objetiva apresentar e discutir a intensidade dos processos desnudacionais geoquímicos em sub-bacias hidrográficas dos rios São Francisco (vertente oeste - interiorana); Doce e Jequitinhonha (vertente leste - atlântica) na média SdEM. Para tanto, apoia-se em análises químicas das águas fluviais conjugadas a dados de vazão dos cursos d'água, além de dados gerados a partir de mapas de base.

5.2 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DAS ÁGUAS FLUVIAIS

As análises de absorção atômica realizadas nas amostras visaram quantificar os elementos químicos presentes nas águas fluviais. Os elementos maiores e alguns elementos menores e traços foram detectados pelo método. Os elementos maiores (Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na e Si) destacam-se, uma vez que são componentes abundantes na superfície terrestre, estando presentes nas rochas, solos e águas e, portanto, serão analisados neste trabalho. A presença destes elementos, na forma catiônica, nas águas continentais é amplamente influenciada pela (i) composição lito-estrutural da bacia hidrográfica, (ii) atmosfera/clima, (iii) estabilidade tectônica e (iv) interferência antrópica (Salgado, 2002).

No total, 13 elementos químicos aparecem nas amostras de água fluvial coletadas na estação úmida (verão) (Tabela 5.1). A água, em abundância no sistema durante este período, permite grande solubilização e mobilização dos elementos químicos disponibilizados pelo intemperismo das rochas. Em contraste, na estação seca (inverno), 11 elementos químicos encontram-se presentes nas amostras (Tabela 5.2). Entretanto, a concentração dos elementos químicos nas águas fluviais é maior no inverno tendo em vista a menor disponibilidade hídrica do período.

Tabela 5.1: Concentração dos elementos químicos presentes nas amostras de água coletadas no período úmido (verão)

Ponto	Nome do curso fluvial	Al	As	Ba	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	S	Si	Sr	Zn	TDS
		µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L
DJ1	Jequitinhonha	12,9	0,0	5,8	780,0	169,5	287,0	546,0	29,7	528,0	0,0	2911,0	5,7	0,0	5,28
DJ2	Cuba (Três Barras)	23,3	0,0	3,5	710,0	233,5	330,5	479,6	7,8	376,7	0,0	2538,0	4,0	0,0	4,71
DJ3	Paraúinha	48,5	0,0	3,9	499,9	214,1	439,2	343,6	7,1	422,7	0,0	2849,0	3,2	0,0	4,83
DJ4	Mata Cavalos	26,5	0,0	4,6	776,0	146,9	375,2	504,0	9,9	335,9	0,0	2384,0	4,0	0,0	4,57
DJ5	Preto	39,0	0,0	3,1	497,2	243,7	343,9	363,7	16,2	349,6	0,0	2547,0	2,9	0,0	4,41
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	53,9	0,0	4,2	473,9	223,4	195,0	326,7	13,4	486,9	0,0	2199,0	3,9	0,0	3,98
DJ7	Fundo (Moinho)	55,0	0,0	9,5	187,5	176,7	370,6	144,7	25,3	398,5	0,0	2485,0	2,4	0,0	3,86
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	66,9	0,0	1,2	108,4	72,2	143,5	103,2	6,2	150,2	0,0	650,0	1,0	0,0	1,30
SF1	Paraúna	29,2	0,0	4,8	551,0	312,3	277,6	367,0	28,8	455,5	0,0	2461,0	3,6	0,0	4,49
SF2	Areias	125,5	0,0	6,8	323,3	1092,0	318,1	276,2	66,7	1128,0	197,0	2486,0	2,3	4,7	6,03
SF3	Capivara	92,8	0,0	2,9	253,8	302,8	176,5	137,7	9,1	270,8	0,0	1776,0	2,2	0,0	3,02
SF4	Fechados	38,0	0,0	2,6	1701,0	191,8	162,5	610,0	8,4	451,3	0,0	3363,0	4,6	0,0	6,53
SF5	Mata-Capim	54,9	0,0	2,6	1334,0	125,9	397,5	572,0	6,8	270,8	0,0	2460,0	3,2	0,0	5,23
SF6	Taquara	20,8	35,2	5,9	712,0	395,0	213,9	540,0	28,9	468,5	0,0	3481,0	4,2	0,0	5,91
SF7	Lapinha	43,0	0,0	6,9	7050,0	599,0	516,0	2026,0	129,5	528,0	0,0	2566,0	9,2	4,3	13,48
SF8	Lajeado	80,9	0,0	1,8	99,5	74,9	137,5	89,3	3,4	232,5	0,0	2227,0	1,0	0,0	2,95

Tabela 5.2: Concentração dos elementos químicos presentes nas amostras de água coletadas no período seco (inverno)

Ponto	Nome do curso fluvial	Ba	Ca	Cd	Fe	K	Mg	Mn	Na	S	Si	Sr	TDS
		µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	mg/L
DJ1	Jequitinhonha	5,9	1113,0	0,0	105,6	343,1	819,0	16,9	694,0	0,0	3676,0	7,9	6,78
DJ2	Cuba (Três Barras)	4,8	1212,0	0,0	95,1	498,3	793,0	4,5	484,9	0,0	3321,0	5,9	6,42
DJ3	Parauninha	4,7	659,0	0,0	75,3	534,0	510,0	1,8	495,6	0,0	3639,0	4,0	5,92
DJ4	Mata Cavalos	7,2	1545,0	0,0	71,6	476,3	1015,0	5,3	332,2	0,0	3467,0	6,6	6,93
DJ5	Preto	3,9	869,0	0,0	94,1	416,3	650,0	6,3	435,1	0,0	3565,0	4,4	6,04
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	3,2	890,0	0,0	147,8	198,3	657,0	3,5	639,0	0,0	3807,0	6,7	6,35
DJ7	Fundo (Moinho)	17,5	250,3	0,0	50,1	791,0	204,7	12,2	495,5	0,0	4043,0	2,9	5,87
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	1,5	548,0	0,0	47,3	269,9	531,0	3,4	420,9	0,0	3134,0	3,0	4,96
SF1	Paraúna	6,3	871,0	0,0	151,6	336,6	591,0	22,7	665,0	0,0	3244,0	5,3	5,89
SF2	Areias	9,6	547,0	8,6	387,3	235,9	533,0	84,7	548,0	0,0	4148,0	3,6	6,51
SF3	Capivara	2,1	347,6	0,0	93,1	261,4	255,5	1,9	357,1	0,0	3061,0	2,7	4,38
SF4	Fechados	4,2	7450,0	0,0	64,5	252,3	2001,0	8,1	758,0	119,6	5110,0	17,5	15,79
SF5	Mata-Capim	2,6	6290,0	0,0	32,2	234,7	2606,0	4,4	283,3	163,6	3648,0	9,6	13,27
SF6	Taquara	5,4	696,0	0,0	105,5	195,5	560,0	19,1	424,5	0,0	3997,0	3,8	6,01
SF7	Lapinha	5,0	15560,0	0,0	279,5	170,4	4621,0	42,2	450,8	208,9	3633,0	18,9	24,99
SF8	Lajeado	1,1	46,7	0,0	0,0	103,9	78,1	0,0	217,0	0,0	3516,0	0,7	3,96

5.2.1 Alumínio

O alumínio (Al) é o sexto elemento químico mais abundante na Terra. Em rochas metamórficas, caso da área de estudo desta pesquisa, reside largamente em micas e feldspatos de xistos e gnaisses (Albarède, 2003). Ele pode substituir o silício no centro de tetraedros de oxigênio, além de formar soluções sólidas com elementos como Ca, Mg e Fe (Albarède, 2003).

O alumínio é um elemento químico muito estável e, portanto, sua mobilidade é restrita, acontecendo em condições ambientais específicas, com altas temperaturas e alto pH. As taxas médias anuais de pH das águas que drenam a SdEM apontam uma tendência a acidez, com valores entre 5,6 e 6,3, o que não favorece altas concentrações deste elemento (Salgado, 2002; Salgado e Valadão, 2003). Na época úmida (verão), a abundância de água no sistema permite a mobilização deste elemento e sua retirada do sistema (Tabela 5.1). No período seco, as condições do ambiente dificultam sua solubilização, portanto, a quantidade de alumínio presente nas águas superficiais da média SdEM não foram passíveis de serem detectadas pelo método de análise utilizado (Tabela 5.2).

Segundo Esteves (1998), as concentrações de alumínio das águas superficiais continentais raramente excedem 0,1 mg/l. Os valores obtidos nas amostras desta pesquisa (12,9 a 125,5 µg/l) encontram-se dentro do padrão. As bacias de drenagem que apresentam as menores quantidades de alumínio presentes nas amostras (DJ1 e SF6) contam com uma característica litológica comum: ambas drenam, predominantemente, rochas da formação Sopa-Brumadinho (Tabela 5.3). Esta formação é composta por quartzitos pouco a muito ferruginosos, com freqüentes intercalações de quartzo-filitos (ferruginosos ou não), filitos hematíticos e metaconglomerados polimíticos. Já as bacias com as maiores quantidades de alumínio (DJ8, SF2, SF3 e SF8) drenam porcentagem significativa de rochas da formação Galho do Miguel (Tabelas 5.1 e 5.3). Nela predominam amplamente quartzitos finos e puros, com intercalações locais de metargilitos, quartzitos médios a grossos e quartzitos micáceos com ou sem turmalina. Em três destas bacias, há ocorrência de xistos e filitos das formações Santa Rita e do Grupo Conselheiro Mata (Tabela 5.3).

Tabela 3.3 - Substrato Litológico e TDS das bacias hidrográficas pesquisadas

Ponto	Nome do curso fluvial	Substrato Geológico (%)																	TDS Verão g/m ³	TDS Inverno g/m ³
		FGM	FSB	FSJ	FCB	UIM	URP	URPF	USL	GMA	FSR	FCBA	GCS	GSSUX	FSH	CG	MB	FSL		
DJ1	Jequitinhonha	5,80	68,80	2,30								7,60			0,60	13,00		1,50	5,28	6,78
DJ2	Cuba (Três Barras)	12,95				41,43		30,22	5,29							10,10			4,71	6,42
DJ3	Parauninha	52,40				21,50		17,00							6,30	2,80			4,83	5,92
DJ4	Mata Cavalos					57,90	26,00						4,20		2,60	9,10			4,57	6,93
DJ5	Preto	55,10				18,20		21,00								5,70			4,41	6,04
DJ6	Jequitinhonha (nascente)		41,10									47,30				8,30		3,30	3,98	6,35
DJ7	Fundo (Moinho)		61,20									11,50				7,00		20,30	3,86	5,87
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavallo)	83,90				8,50										7,60			1,30	4,96
SF1	Paraúna																		4,49	5,89
SF2	Areias	72,60										18,10			6,09		3,21		6,03	6,51
SF3	Capivara	34,43				0,39	2,83	9,89	43,44		2,44					6,58			3,02	4,38
SF4	Fechados				58,41					12,03		21,57			3,44	4,55			6,53	15,79
SF5	Mata-Capim	48,30			12,30					8,10	26,30					0,40	4,30		5,23	13,27
SF6	Taquara		89,10													10,90			5,91	6,01
SF7	Lapinha	44,00			4,70					30,30						0,40	20,60		13,48	24,99
SF8	Lajeado	56,80								2,40	40,80								2,95	3,96

FGM: Formação Galho do Miguel; FSB: Formação Sopa Brumadinho; FSJ: Formação São João da Chapada; FCB: Formação Córrego Bandeira; UIM: Unidade Itambé do Mato Dentro; URP: Unidade Rio Preto; URPF: Unidade Rio Preto Nivel Fostatado; USL: Unidade Serra do Lobo; GMA: Grupo M acaúbas; FSR: Formação Santa Rita; FCBA: Formação Córrego da Bandeira; GCS: Grupos Costa Serra; GSSUX: Grupo Serra da Serpentina (unidade xistosa); FSH: Formação Serra de Santa Helena; cg: Complexo Gouveia; MB: Rochas Metabásicas; FSL: Formação Sete Lagoas; CDLF: Coberturas Detriticas Laterizadas e Ferruginizadas.

5.2.2 Cálcio

O cálcio (Ca) é um elemento químico móvel na interação água-rocha em qualquer temperatura (Albarède, 2003). É muito comum em águas que drenam rochas carbonáticas e, por isso, encontra-se em abundância em duas amostras na vertente sanfranciscana (SF 5 e SF7)(Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3). Ambas as bacias contam com participação de rochas calcárias em parte de sua superfície e, portanto, os valores de cálcio presente nas amostras são, naturalmente, mais elevados que nas demais bacias em análise. Neste trabalho, as bacias dos córregos Mata Capim e Lapinha, apesar de possuírem, respectivamente, apenas 4,3% e 20,6% de suas áreas drenando rochas carbonáticas, apresentaram taxas de concentração de cálcio até 333 vezes maiores que as demais bacias em análise.

Uma terceira amostra (SF4) também apresentou cálcio em abundância. A bacia do córrego dos Fechados é, entretanto, ausente de rochas carbonáticas em superfície (Grossi-Sad et al., 1997). Como existem duas formações que, neste estudo, são encontradas somente nesta bacia, credita-se a uma delas ou a ambas, a maior presença deste elemento (Tabela 5.3). Em ambas as bacias, o predomínio é de metapelitos: a formação Córrego da Bandeira pertence ao Grupo Conselheiro Mata e, existem intercalações de quartzitos que, localmente, podem ser feldspáticos; já a formação Serra de Santa Helena, pertencente ao Grupo Bambuí, onde as rochas carbonáticas são abundantes, apresentando maior probabilidade de ser a responsável pela alta concentração de cálcio.

A atenção também deve ser voltada para o menor valor de cálcio, encontrado na amostra SF8 (Lajeado). Em ambas as estações, a concentração deste elemento é extremamente inferior às das demais amostras, atingindo 46,7 µg/l no inverno e 99,5 µg/l no verão (Tabelas 5.1 e 5.2). As particularidade desta bacia em relação a litologia são a alta porcentagem de rochas da formação Santa Rita, constituídas de metapelitos (filitos e metassiltitos) com intercalações quartzíticas finas a médias, micáceos, localmente esverdeados, eventualmente com algum feldspato (Grossi-Sad et al., 1997) e a presença, ainda que pequena, do Grupo Macaúbas (Tabela 5.3). Este grupo encontra-se presente também e exclusivamente nas três bacias com os maiores valores de cálcio (SF 4, SF5 e SF7). Desta forma, não é possível traçar uma relação clara entre a ocorrência do Grupo Macaúbas e a concentração deste elemento químico nas águas fluviais da média SdEM.

A diferença entre os maiores e menores valores de cálcio faz com que ele seja o elemento químico mais oscilante observado nesta pesquisa. Durante a estação úmida (verão), os valores vão de 99,5 a 7050 µg/l e, no período seco (inverno), de 46,7 a 15560 µg/l. Os altos valores provocam uma média elevada quando comparada a outras de bacias da SdEM

(Tabela 5.4). Entretanto, as médias de cálcio aqui encontradas são menores se comparadas às médias dos rios sul-americanos (Tabela 5.4). Este fato comprova que a SdEM apresenta substrato rochoso resistente ao intemperismo químico, fator extremamente importante na evolução e configuração de seu relevo e de sua paisagem.

5.2.3 Ferro

O ferro (Fe) é um elemento extremamente abundante na Terra, sendo considerado um elemento maior nas rochas. O ferro férrico facilmente substitui o feldspato alcalino em tetraedros, daí a coloração vermelha em muitos mantos de alteração de granitos (Albarède, 2003). Quando exposto as condições de superfície, o ferro normalmente oxida, podendo ser encontrado em diferentes formas de hidróxidos de ferro (como a goetita, hematita e limonita), dominante em solos, sedimentos e nódulos ferro-magnesianos (Albarède, 2003). O comportamento do ferro durante a interação água-rocha deve ser compreendido em relação às diferentes propriedades do Fe^{2+} e Fe^{3+} em solução.

Nas águas superficiais, a baixa concentração de ferro, geralmente inferior a 1,0 mg/l, faz dele um elemento traço (Esteves, 1998). Na média SdEM, a média da concentração de ferro nas águas fluviais é de 0,27 mg/l nas bacias de leste e, nas bacias de oeste, chega a 0,51 mg/l, valores iguais aos encontrados em bacias hidrográficas da Depressão de Gouveia e seu entorno (Tabela 5.4). Desta forma, as bacias atlânticas contam com menores valores de ferro quando comparadas as bacias sanfranciscanas (Tabelas 5.1 e 5.2).

A bacia do ribeirão Areias (SF2) apresenta a maior concentração de ferro e, suas águas drenam, parcialmente, uma área composta por rochas graníticas do Complexo Gouveia (Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3). Observa-se, em um ponto amostrado (SF8), que a concentração do elemento no período seco (inverno), foi inferior ao limite de detecção do método. Nesta estação, a concentração dos elementos químicos tende a ser maior do que no período úmido (verão) (Tabelas 5.1 e 5.2). No caso específico do ferro, nota-se uma alteração neste padrão: na média, a maior concentração deste elemento nas águas superficiais amostradas ocorre na época de maior pluviosidade. Credita-se essa anomalia em relação aos demais elementos à baixa solubilidade do ferro, que necessita então, de grande disponibilidade hídrica para o mobilizar e às variações do nível freático no manto de alteração. A porção superior do manto de alteração mantém-se seca durante parte do ano. No verão, o nível freático eleva-se, ocupando-a. Forma-se então, um ambiente de oxi-redução que facilita a mobilização do ferro na parte superior do manto de alteração.

Tabela 5.4 - Comparação entre a média de concentração de Ca, Fe, K, Mg, Na encontrada nas águas fluviais das bacias investigadas com dados de outros cursos fluviais

Cursos Fluviais	Ca (mg/l)	Fe (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)
Média das sub-bacias dos rios Doce/Jequitinhonha	1,4	0,3	0,8	1,0	0,9
Média das sub-bacias do rio São Francisco	5,5	0,5	0,5	2,0	0,9
Córrego Rio Grande (SdEM)*	0,2	0,5	0,4	0,3	1,0
Ribeirão Areia (SdEM)*	0,2	0,3	0,5	0,3	0,8
Corrego da Cachoeira **	0,8	----	0,9	0,8	5,4
Rio Utinga ***	20,3	----	3,6	14,3	12,0
Rio Santo Antonio***	5,0	----	0,8	2,1	2,2
Rio Paraguaçu***	1,3	----	0,3	0,6	1,3
Rio Solimões (Furcii, 1994)****	7,2	0,1	0,9	1,1	2,3
Rio Negro(Furcii, 1994)****	0,2	0,2	0,3	0,1	0,4
Rio Madeira (Pessenda et al., 1986)****	7,7	0,1	2,0	2,6	2,3
Média dos rios europeus (Livngstone, 1963)****	31,1	----	1,7	5,6	5,4
Média dos rios norte-americanos (Livngstone, 1963)****	21,0	----	1,4	5,0	9,4
Média dos rios sul-americanos (Livngstone, 1963)****	7,0	----	2,0	1,5	4,0
Média dos rios africanos (Livngstone, 1963)****	12,5	----	----	3,8	11,0
Média mundial (Livngstone, 1963)****	15,0	----	2,3	4,1	6,3
Média mundial (Meubeck, 1983)*****	13,5	----	1,4	3,6	7,4

*Salgado(2002); ** Silveira (1997); ***Novaes (1978); **** Esteves (1998); *****Summerfield (1991).

Modificado de Salgado (2002)

5.2.4 Magnésio

O magnésio (Mg) é um elemento químico abundante na superfície terrestre, não sendo encontrado livre na natureza. Ele entra na composição de minerais como a dolomita, magnesita, serpentina, olivina e piroxênio (Albarède, 2003). A dolomita é um mineral de carbonato de cálcio e magnésio abundante nas rochas dolomíticas e calcárias. Quando a proporção de carbonato de magnésio ultrapassa 40%, tem-se dolomitos e, entre calcários e dolomitos, há uma gama de rocha de acordo com a proporção de cálcio e magnésio (Silva, 2008). As bacias hidrográficas analisadas nesta pesquisa que drenam rochas carbonáticas (SF5 e SF7) apresentam altos valores de magnésio, assim como de cálcio. Por esta afinidade entre os elementos químicos, a bacia do córrego de Fechados (SF4), com elevada concentração de cálcio, também apresenta elevado valores de magnésio (Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3).

As bacias analisadas apresentam maior concentração de magnésio no período seco (inverno) quando comparadas ao período úmido (verão), mostrando-se de acordo com o

padrão geral. Os valores médios de magnésio encontrados para as bacias de ambas as vertentes são similares aos valores médios dos rios sul-americanos, sendo a concentração deste elemento, maior nas bacias oeste, se comparadas às bacias leste (Tabelas 5.4).

5.2.5 Manganês

Os valores de manganês (Mn) encontrados nesta pesquisa são baixos quando comparados aos outros elementos maiores discutidos neste item (Tabelas 5.1 e 5.2). Entretanto, ele é um metal extremamente abundante na crosta terrestre, encontrando-se amplamente distribuído em centenas de minerais, comumente oxianions, como a pirolusita, sendo raros seus sulfetos, como a alabandita e hauerita. Como carbonato ou associado a silicatos, o manganês tem sido lavrado em alguns depósitos sedimentares ou metamorfizados (Teixeira et al., 2000). Como a química biológica do manganês está intimamente associada à química do oxigênio, em seus vários estados de oxidação, os minerais são, freqüentemente, óxidos e sua presença nas águas fluviais é restrita.

Em média, a concentração de manganês nas águas das bacias atlânticas da média SdEM é a mesma nas duas estações climáticas: 0,1mg/l. Já na vertente interiorana, há maior quantidade de manganês nas águas fluviais durante a estação úmida (verão). Anualmente, a perda deste elemento é três vezes maior na vertente sanfranciscana, se comparada com a vertente atlântica (Tabelas 5.1 e 5.2).

5.2.6 Potássio

O íon de potássio (K^+) é muito grande e, geralmente, encaixa-se em feldspatos e micas. Durante o intemperismo, feldspatos reagem com água e produzem minerais de argila. A illita, argila rica em potássio, é deixada como resíduo, sendo extremamente baixa a concentração de potássio em fluidos hídricos de baixa-temperatura, como cursos fluviais e água marinha (Albarède, 2003). Em fluidos hidrotermais de alta temperatura, o potássio reage com as rochas continentais para formar cristais de k-feldspato, comumente observados em auréolas metamórficas de intrusões graníticas (Albarède, 2003).

Neste trabalho, a média de concentração de potássio na vertente sanfranciscana é igual à encontrada por Salgado (2002) na bacia do ribeirão Areia, localizada na Depressão de Gouveia: 0,5 mg/l (Tabela 5.4). Já a vertente atlântica, apresenta média superior, atingindo 0,8 mg/l, valor próximo da média do córrego da Cachoeira e do rio Solimões (Tabela 5.4).

Durante a estação seca (inverno), o compartimento leste perde duas vezes mais potássio do que o oeste. Este comportamento repete-se no verão, porém com menor intensidade (Tabelas 5.1 e 5.2). Isso configura o potássio como o único elemento químico mais desnudado na vertente leste quando comparado a vertente oeste.

Os valores mais elevados deste elemento na vertente interiorana, durante a época úmida (verão) situam-se nas bacias que drenam rochas carbonáticas (SF5 e SF7)(Tabela 5.1). Já no inverno, as concentrações de potássio das bacias interioranas apresentam uma correlação diretamente proporcional com a área da bacia, sendo elevadas nas bacias maiores e baixas nas bacias menores.

5.2.7 Silício

O silício (Si) é o terceiro elemento químico mais abundante na Terra e compõe uma fração substancial de minerais metamórficos, sendo o maior constituinte de sedimentos clásticos (quartzo e minerais de argila). Associado ao oxigênio, eles formam a sílica ou dióxido de silício (SiO_2), um composto químico que, em estado natural, pode se cristalizar em forma de quartzo, mineral principal na constituição dos quartzitos, rochas predominantes na região estudada.

Assim, dentre os elementos maiores presentes nas amostras coletadas na média SdEM, o silício é encontrado em maior concentração. A presença abundante de quartzitos pode condicionar a fatura de silício nas amostras de água.

Em quatro amostras coletadas na época úmida, a quantidade de silício distinguiu-se das demais: em duas delas (DJ8 e SF3), ela apresentou-se mais baixa do que a média e em outras duas, mais alta (SF4 e SF6) (Tabela 5.1). Esta diminuição na taxa de silício torna-se importante na contabilização dos sólidos totais dissolvidos (TDS), pois sendo ele o elemento, de longe, mais abundante, estas taxas apresentam-se mais baixas. No período seco, esta característica persiste, entretanto, como os valores são, no geral, mais elevados, a diferenciação entre estes pontos e os demais torna-se menor.

Em ambas as estações climáticas, as concentrações de silício nas duas vertentes são semelhantes. Entretanto, nas sub-bacias de oeste, a quantidade deste elemento é ligeiramente superior (Tabelas 5.1 e 5.2). As médias encontradas nas vertentes leste e oeste são, respectivamente, 2,32 e 2,60mg/l, na estação úmida, e 3,58 e 3,79mg/l, durante o período seco. Nota-se que, a maior área de quartzitos na vertente leste não faz elevar a

quantidade de silício em relação a vertente oeste. Isto porque este elemento é abundante também em outras rochas aflorantes na área e estas, tendem a ser mais frágeis frente aos processos desnudacionais. Salgado (2002) obteve resultados semelhantes visto que as bacias analisadas por ele que se encontravam sobre rochas do Complexo Gouveia apresentavam concentrações mais altas de sílica do que bacias que drenavam quartzitos puros. A literatura internacional corrobora esta ideia, uma vez que classifica os quartzitos puros como uma das litologias mais resistentes ao intemperismo químico (Galan, 1991; Wray, 1997).

Considerando a taxa média anual de perda de silício (5,90 mg/l na vertente leste e 6,12 mg/l, na oeste), verifica-se que este valor é elevado se comparado aos valores encontrados por Novaes (1978) para bacias da Serra do Espinhaço Setentrional: 0,3 mg/l para o rio Paraguaçu; 5,5 mg/l para o rio Utinga e, 1,2 mg/l para o rio Santo Antonio.

5.2.8 Sódio

A média da quantidade de sódio encontrada nas águas das sub-bacias do rio São Francisco é praticamente a mesma nas duas estações climáticas: 0,45mg/l no verão e 0,46 mg/l no inverno (Tabelas 5.1 e 5.2). Nas sub-bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, a diferença da média de concentração de sódio entre as estações é mais pronunciada, sendo o valor maior na estação seca (inverno) - 0,5 mg/l – comparado a 0,38 mg/l da estação úmida (verão). A concentração de sódio presente nas águas fluviais segue o padrão: maior na estação seca e menor na estação úmida. Ambas as vertentes apresentam médias anuais similares às médias de outras bacias da SdEM (Tabela 5.4). Este elemento não apresentou outras correlações passíveis de interpretação e, por isto, sua análise é mais restrita.

5.2.9 Elementos Menores e Elementos Traço

Entre os 13 elementos químicos encontrados nas amostras no período úmido, três deles (As, S, Zn) estão presentes somente em alguns dos pontos de coleta de água fluvial: o arsênio ocorre no córrego da Taquara (SF6), o enxofre é encontrado no ribeirão Areias (SF2) e o zinco está presente no Areias e no córrego Lapinha (SF7) (Tabela 5.1). Entre as litologias aflorantes que podem disponibilizar estes elementos químicos estão as rochas metabásicas presentes na bacia do córrego da Taquara e, nas outras bacias, a Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí (Tabela 5.3).

Na estação seca (inverno), o enxofre aparece somente em 3 amostras: nos córregos Lapinha (SF7), Mata Capim (SF5) e Fechados (SF 4) (Tabela 5.2). Nos dois primeiros pontos, há ocorrência de rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas e, em Fechados, as formações Serra de Santa Helena e Córrego das Bandeiras afloram, o que não ocorre em nenhuma outra bacia estudada, o que pode configurá-las como responsáveis pela disponibilização de enxofre nas águas dos cursos fluviais (Tabela 5.3). O cádmio é um elemento que se encontra em apenas uma amostra (SF2 – Areias) e somente na estação seca (inverno) (Tabela 5.2).

Nota-se que, todas as amostras de água que contêm elementos químicos adicionais pertencem a bacias da vertente oeste da SdEM. Esta vertente possui maior variação de rochas aflorantes e, desta forma, há maior quantidade de minerais compostos por tais elementos químicos. Estas rochas são, ainda, mais frágeis frente aos processos desnudacionais geoquímicos do que o quartzito, rocha que aflora em maior superfície na vertente leste.

5.3 SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS

A taxa de sólidos totais dissolvidos (TDS) é encontrada através da soma dos elementos químicos presentes nas amostras de água fluvial (Tabelas 5.5). Apesar de existir maior variedade de elementos químicos nas águas fluviais no período úmido (verão), a maior concentração dos elementos nas amostras coletadas no período seco (inverno) promove TDS maior no inverno. A variação na concentração de TDS entre as estações é de 101 a 380%.

As concentrações de TDS observadas nesta pesquisa são muito baixas, se confrontadas às de outras bacias da SdEM (Salgado, 2002; Salgado & Valadão, 2003). As média de TDS das bacias do córrego Rio Grande e do ribeirão Areias são 30,1 e 22,1 mg/l, respectivamente (Salgado, 2002). Estas taxas são comparáveis somente com o TDS anual de três bacias aqui analisadas (SF4, SF5 e SF7) (Tabela 5.5). Ao estabelecermos uma comparação com os dados de Novaes (1978), em bacias localizadas na Serra do Espinhaço Setentrional, os valores apresentam-se mais compatíveis, uma vez que a média de TDS encontrada por ele foi de 8,1 mg/l.

Alguns fatores ambientais, que independem da estação climática, relacionam-se aos valores de TDS, como a litologia drenada pelas águas fluviais e a área da bacia analisada. A rocha, ao sofrer intemperismo disponibiliza o material que compõem os sólidos dissolvidos nas

águas fluviais. Rochas mais frágeis frente aos processos intempéricos e desnudacionais tendem a produzir muito material e elevar os valores de TDS das águas fluviais. O oposto ocorre com rochas mais resistentes a estes processos.

De acordo com o tamanho da bacia hidrográfica, a quantidade de material pode ser maior ou menor: os processos desnudacionais em bacias hidrográficas tendem a ser mais agressivos próximos às cabeceiras que nas partes baixas dos cursos fluviais (Milliman & Syvitski, 1992; Salgado et al., 2004). Desta forma, pequenas bacias que abarcam partes altas dos cursos d'água podem apresentar altos valores de TDS devido a agressividade do processo desnudacional.

Entretanto, nas bacias da vertente leste da média SdEM, existe uma correlação diretamente proporcional facilmente visualizada entre a área da bacia e os valores de TDS, uma vez que a maior homogeneidade litológica permite observar melhor a influência que o tamanho da bacia tem sobre os valores de TDS (Tabela 5.5). Nota-se que quanto maior a bacia, maiores os valores de TDS. Já nas bacias de oeste, que apresentam maior variação litológica, esta correlação não é direta (Gráficos 5.1 e 5.2). Desta forma, percebe-se que há um predomínio do condicionamento da litologia sobre o tamanho na bacia quanto a disponibilização de material contabilizado no TDS.

Em relação a litologia, os menores valores de TDS encontrados nesta pesquisa relacionam-se a bacias constituídas quase totalmente de quartzitos, litologia muito resistente aos processos desnudacionais (DJ7, DJ8 e SF3), ou a bacias que apresentam sua superfície dividida entre rochas quartzíticas e xistos/filitos (DJ6 e SF8) (Tabela 5.5). Observa-se, ainda nesta tabela, que os maiores valores de TDS relacionam-se às bacias onde afloram rochas carbonáticas da formação Sete Lagoas (SF 5 e 7), corroborando a maior solubilidade destas rochas. Alto valor de TDS também ocorre na bacia do córrego dos Fechados (SF 4), única bacia onde as formações Serra de Santa Helena e Córrego das Bandeiras estão presentes, podendo ser responsáveis pela elevada concentração de TDS (Tabela 5.6).

Tabela 5.5 - Amplitude do relevo, área da bacia, substrato geológico, TDS e vazão dos pontos amostrados

Ponto	Nome do curso fluvial	Coordenadas Geográficas (UTM)	Amplitude do Relevo (m)	Área da Bacia (km²)	Substrato Geológico (%)					Verão - Úmido		Inverno - Seco	
					Q	X/F	Mb	G/G	C	TDS (g/m³)	Vazão (m³/s)	TDS (g/m³)	Vazão (m³/s)
DJ1	Jequitinhonha	656962; 7964359	603	390,6	78,8	7,6	13,0	0,6	0	5,28	7,982	6,78	0,834
DJ2	Cuba (Três Barras)	659247; 7887565	700	75,42	89,9	0	10,1	0	0	4,71	5,475	6,42	0,665
DJ3	Parauninha	646757; 7901682	809	51,46	90,9	0	2,8	6,3	0	4,83	0,768	5,92	0,703
DJ4	Mata Cavalos	668280; 7879119	773	41,18	84,1	4,2	9,1	2,6	0	4,57	1,925	6,93	0,760
DJ5	Preto	653409; 7891844	803	28,8	94,3	0	5,7	0	0	4,41	0,433	6,04	0,123
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	662716; 7952093	403	20,67	44,5	47,3	8,3	0	0	3,98	0,183	6,35	0,312
DJ7	Fundo (Moinho)	659241; 7955798	352	17,6	81,5	11,5	7,0	0	0	3,86	0,333	5,87	0,037
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	648574; 7896730	739	16,7	92,4	0	7,6	0	0	1,30	3,516	4,96	0,131
SF1	Paraúna	641830; 7935564	347	281,6	81,7	3,5	14,4	0,3	0	4,49	7,073	5,89	1,917
SF2	Areias	627777; 7953451	463	98,4	72,6	18,1	3,2	6,1	0	6,03	2,271	6,51	0,417
SF3	Capivara	649624; 7873418	339	66,43	91,0	2,4	6,6	0	0	3,02	3,901	4,38	0,328
SF4	Fechados	615200; 7921020	805	29,67	70,4	24,9	4,6	0	0	6,53	0,697	15,79	0,130
SF5	Mata-Capim	641412; 7882063	549	29,28	68,6	26,6	0,4	0	4,3	5,23	8,591	13,27	0,202
SF6	Taquara	639940; 7938398	212	17,6	89,1	0	10,9	0	0	5,91	0,575	6,01	0,110
SF7	Lapinha	637543; 7886865	481	14,19	79,0	0	0,4	0	20,6	13,48	1,204	24,99	0,026
SF8	Lajeado	641590; 7882005	544	7,92	59,5	40,5	0	0	0	2,95	0,029	3,96	0,032

Substrato Rochoso: Q= Quartzito; X/F= Xisto/Filito; Mb= Metabásica; G/G= Granito/Gnaiss; C= Carbonáticas

Gráfico 5.1 - Variação de TDS, no período úmido, segundo a área das bacias

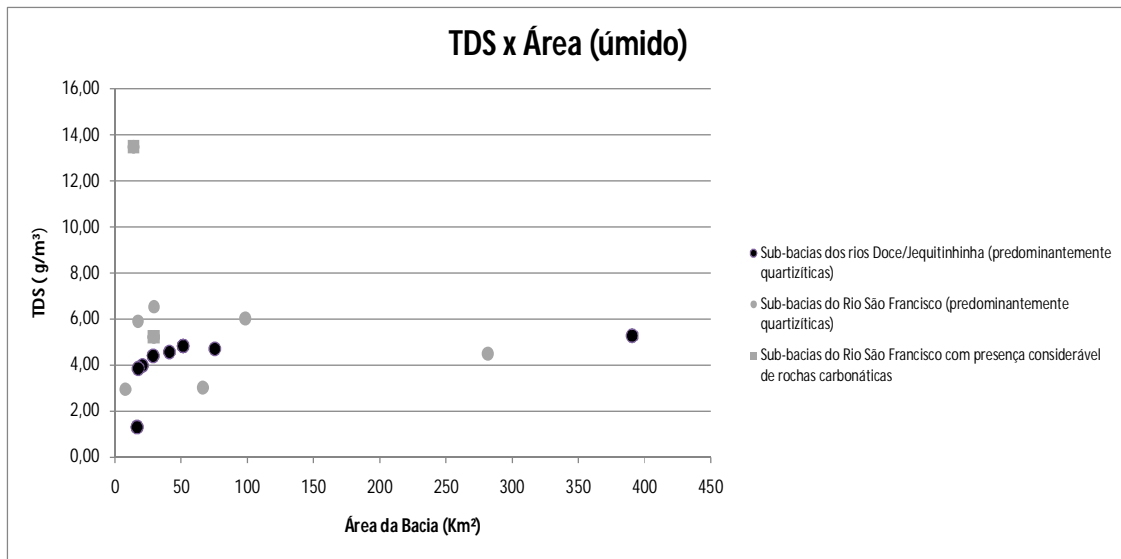


Gráfico 5.2: Variação de TDS, no período seco, segundo a área das bacias

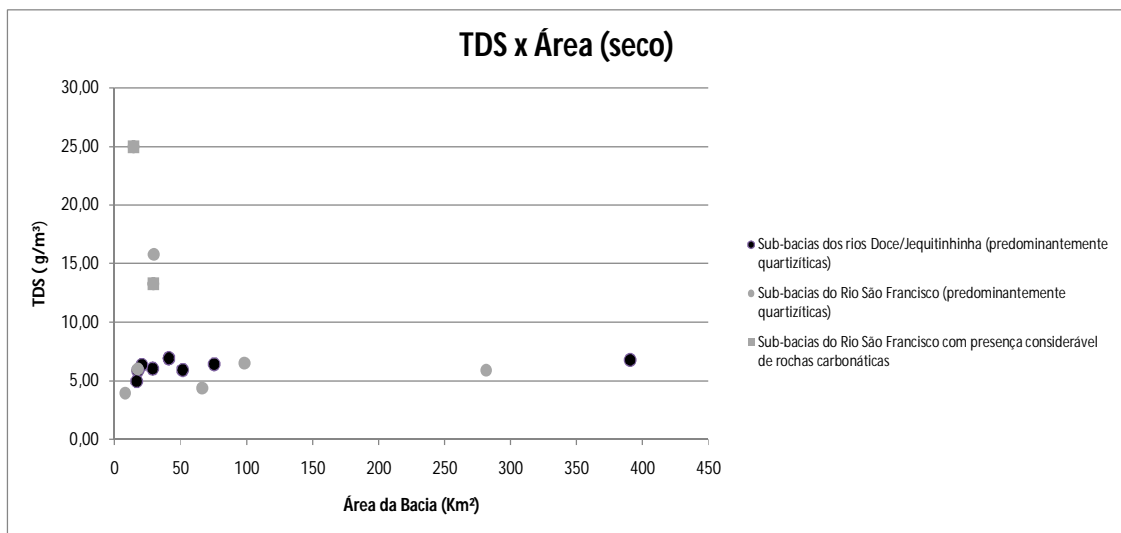


Tabela 5.6 - Formações Litológicas e TDS das bacias analisadas

Ponto	Nome do curso fluvial	Substrato Geológico (%)																	TDS Verão	TDS Inverno	
		FGM	FSB	FSJ	FCB	UIM	URP	URPF	USL	GMA	FSR	FCBA	GCS	GSSUX	FSH	CG	MB	FSL	CDLF	g/m³	g/m³
DJ1	Jequitinhonha	5,80	68,80	2,30									7,60			0,60	13,00	1,50		5,28	6,78
DJ2	Cuba (Três Barras)	12,95				41,43		30,22	5,29								10,10			4,71	6,42
DJ3	Parauninha	52,40				21,50		17,00								6,30	2,80			4,83	5,92
DJ4	Mata Cavalos					57,90	26,00								4,20	2,60	9,10			4,57	6,93
DJ5	Preto	55,10				18,20		21,00									5,70			4,41	6,04
DJ6	Jequitinhonha (nascente)		41,10										47,30				8,30	3,30		3,98	6,35
DJ7	Fundo (Moinho)		61,20										11,50				7,00	20,30		3,86	5,87
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	83,90				8,50											7,60			1,30	4,96
SF1	Paraúna																			4,49	5,89
SF2	Areias	72,60											18,10			6,09		3,21		6,03	6,51
SF3	Capivara	34,43				0,39	2,83	9,89	43,44		2,44						6,58			3,02	4,38
SF4	Fechados				58,41					12,03		21,57				3,44	4,55			6,53	15,79
SF5	Mata-Capim	48,30			12,30					8,10	26,30						0,40	4,30		5,23	13,27
SF6	Taquara		89,10														10,90			5,91	6,01
SF7	Lapinha	44,00			4,70					30,30							0,40	20,60		13,48	24,99
SF8	Lajeado	56,80								2,40	40,80									2,95	3,96

FGM: Formação Galho do Miguel; FSB: Formação Sopa Brumadinho; FSJ: Formação São João da Chapada; FCB: Formação Córrego Bandeira; UIM: Unidade Itambé do Mato Dentro; URP: Unidade Rio Preto; URPF: Unidade Rio Preto Nivel Fosfatado; USL: Unidade Serra do Lobo; GMA: Grupo Macaúbas; FSR: Formação Santa Rita; FCBA: Formação Córrego da Bandeira; GCS: Grupos Costa Sena; GSSUX: Grupo Serra da Serpentina (unidade xistosa); FSH: Formação Serra de Santa Helena; CG: Complexo Gouvela; MB: Rochas Metabásicas; FSL: Formação Sete Lagoas; CDLF: Coberturas Detriticas Laterizadas e Ferruginizadas.

5.4 VAZÃO

A vazão é outra variável intrinsecamente relacionada à dupla estacionalidade climática: na estação úmida (verão), os valores da vazão são superiores quando comparados à estação seca (inverno). Considerando-se a média, no verão a vazão gira em torno de $2,81 \text{ m}^3/\text{s}$, e no inverno, atinge $0,42 \text{ m}^3/\text{s}$, valor mais de seis vezes inferior (Tabela 5.4). Existem pontos amostrados que constituem exceções a regra: DJ6 e SF8 contabilizaram vazões maiores no período seco do que no período úmido (Tabela 5.4).

Há maior variação entre os valores de vazão na estação úmida (verão). Os valores máximo e mínimo atingidos no verão foram $8,59 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0,029 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente (Tabela 5.4). Estes valores foram encontrados na vertente interiorana, que apresenta média superior a vertente atlântica no período úmido: $3,04$ e $2,57 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente. Entretanto, este comportamento é invertido na estação seca. Desta forma, a vertente leste conta com média de $0,44 \text{ m}^3/\text{s}$ e, a vertente oeste, com média de $0,39 \text{ m}^3/\text{s}$. Nota-se que a vertente leste é menos atingida pelas oscilações climáticas, sendo as vazões de seus cursos fluviais mais constantes quando comparadas as vazões dos cursos d'água da vertente oeste, que é mais susceptível a mudanças de descarga fluvial devido às condições pluviométricas.

Bacias maiores em área tendem a apresentar maiores vazões, uma vez que tendem a convergir maior quantidade fluxos superficiais. De modo geral, percebe-se este padrão nas bacias analisadas nesta pesquisa (Gráficos 5.3 e 5.4). Entretanto, algumas bacias fogem a regra, como são os casos DJ4 e DJ8, que na estação úmida apresentam valores muito elevados comparados aos demais e, SF5 e SF7, cujas litologias aflorantes incluem calcários, que apresentam comportamento hidráulico diferenciado (Tabela 5.4). Em rochas carbonáticas, especialmente aquelas que estão sofrendo processos de carstificação, há grande variabilidade espacial da permeabilidade e da capacidade de infiltração, que é muito maior nestas rochas do que em outros meios permeáveis (Silva, 2008). A paisagem formada é bastante condicionada pela rede de fraturas e deformações tectônicas pretéritas (Silva, 2008).

Em relação à amplitude do relevo, nenhuma relação pode ser percebida (Gráficos 5.5 e 5.6).

Gráfico 5.3: Variação da vazão, no período úmido, segundo a área das bacias

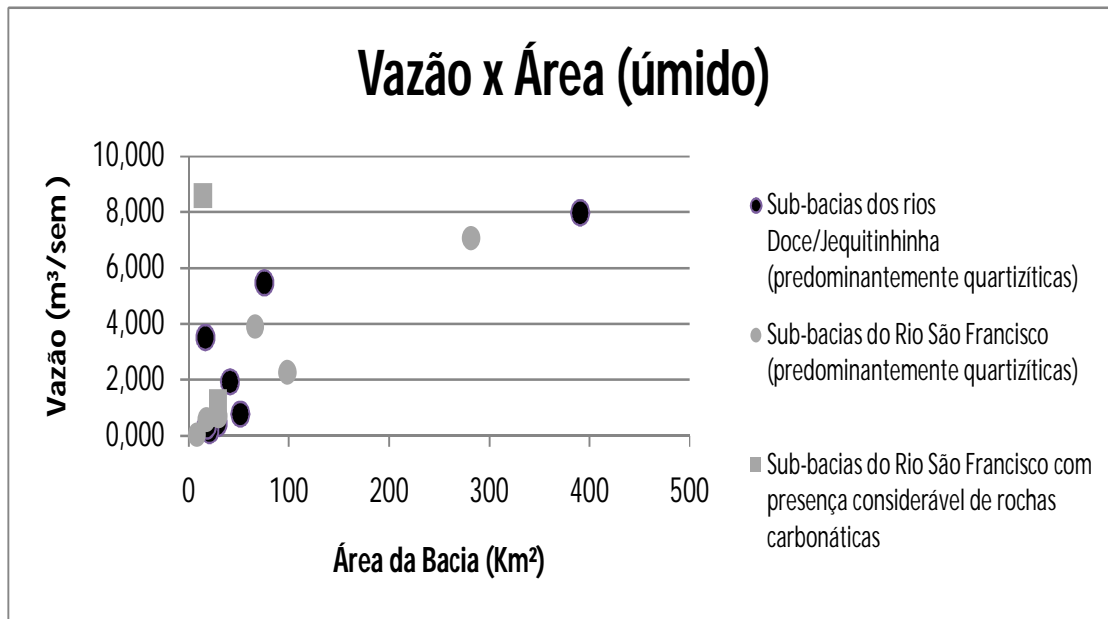


Gráfico 5.4: Variação da vazão, no período seco, segundo a área das bacias

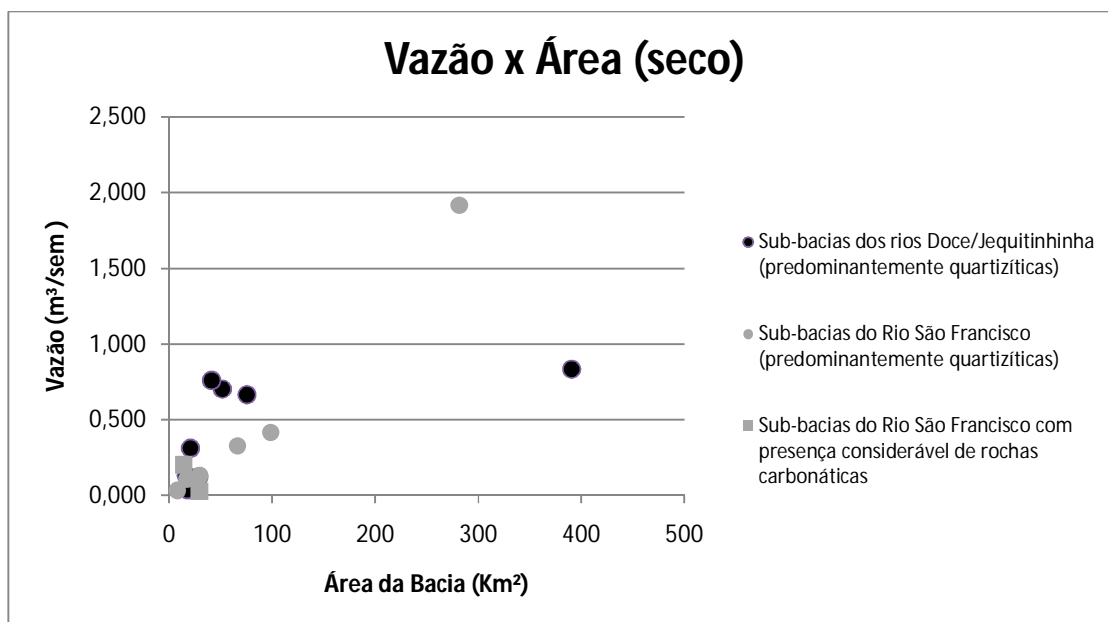


Gráfico 5.5: Variação da vazão, no período úmido, segundo a amplitude do relevo

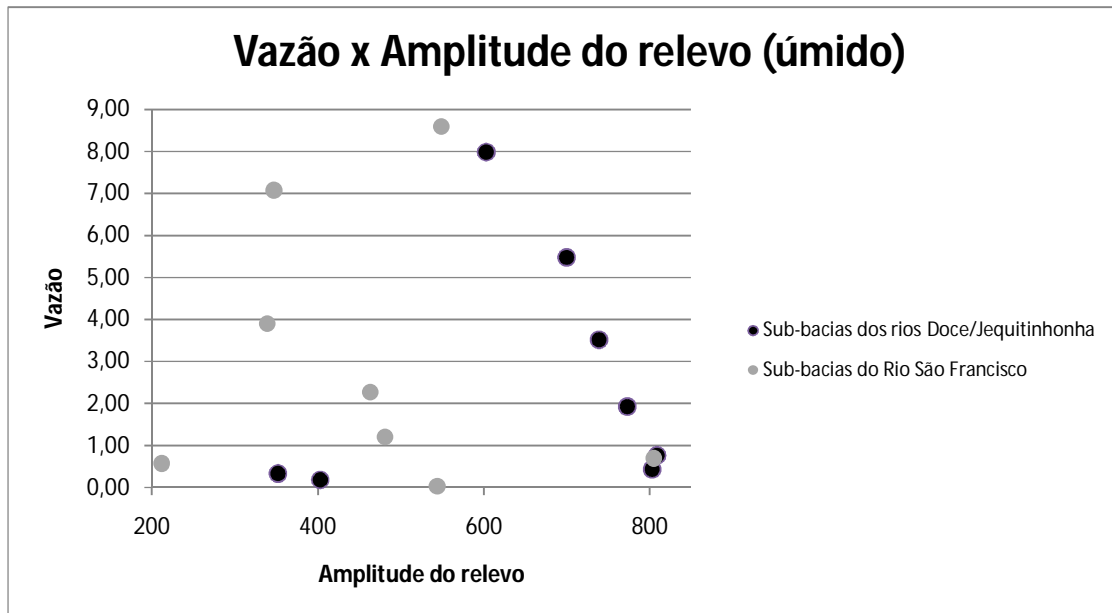
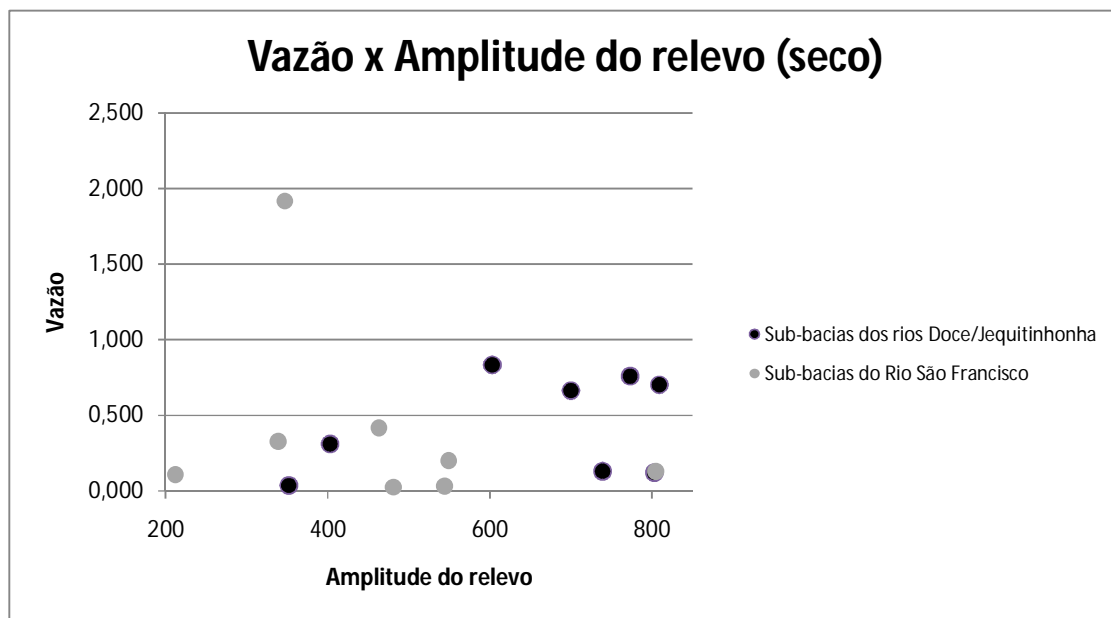


Gráfico 5.6: Variação da vazão, no período seco, segundo a amplitude do relevo



5.5 VAZÃO ESPECÍFICA

Segundo observado anteriormente, a vazão dos canais fluviais é uma variável que apresenta certa correlação com a área da respectiva bacia de drenagem. Portanto, utiliza-se a vazão específica (vazão/área) como ferramenta para compreender melhor o comportamento das taxas desnudacionais, uma vez que o débito dos canais é uma variável utilizada no cálculo da quantidade de material dissolvido perdido pelas bacias.

Os córregos Teodoro, Mata-Capim, Lajeado e o rio Jequitinhonha, em sua proximidade com a nascente (DJ8, SF5, SF8 e DJ6) possuem, na estação úmida, vazão específica bastante discrepante da média geral, que é de 0,06 m³/s/Km² (Tabela 5.7). Na estação seca (inverno), as discrepâncias tornam-se menores e, se destacam os rios Parauninha e Mata Cavalos (DJ3 e DJ4), que apresentam vazão específica mais de duas vezes maior do que a média dos demais, que é de 0,07 m³/s/Km² (Tabela 5.7).

Nota-se que, como é perceptível também na vazão, a vazão específica das bacias do compartimento oeste é mais atingida pelas condições pluviométricas, apresentam-se mais susceptível às oscilações climáticas do que as bacias do compartimento leste, que tem média mais equilibrada entre as estações.

Tabela 5.7 - Área da bacia, vazão e vazão específica dos pontos amostrados

Ponto	Nome do curso fluvial	Área da Bacia (km ²)	Vazão (m ³ /s)		Vazão Específica(m ³ /s/km ²)	
			Verão	Inverno	Verão	Inverno
DJ1	Jequitinhonha	390,6	7,982	0,834	0,0204	0,002
DJ2	Cuba (Três Barras)	75,42	5,475	0,665	0,0726	0,009
DJ3	Parauninha	51,46	0,768	0,703	0,0149	0,014
DJ4	Mata Cavalos	41,18	1,925	0,760	0,0467	0,018
DJ5	Preto	28,8	0,433	0,123	0,0150	0,004
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	20,67	0,183	0,312	0,0089	0,015
DJ7	Fundo (Moinho)	17,6	0,333	0,037	0,0189	0,002
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	16,7	3,516	0,131	0,2108	0,008
SF1	Paraúna	281,6	7,073	1,917	0,0251	0,007
SF2	Areias	98,4	2,271	0,417	0,0231	0,004
SF3	Capivara	66,43	3,901	0,328	0,0587	0,005
SF4	Fechados	29,67	0,697	0,130	0,0235	0,004
SF5	Mata-Capim	29,28	8,591	0,202	0,2934	0,007
SF6	Taquara	17,6	0,575	0,110	0,0328	0,006
SF7	Lapinha	14,19	1,204	0,026	0,0849	0,002
SF8	Lajeado	7,92	0,029	0,032	0,0037	0,004

5.6 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Em termos de substrato litológico, o predomínio nas bacias analisadas é de quartzitos. Nas bacias da vertente leste, a ocorrência de quartzitos é superior à encontrada na vertente oeste – média de 82% da superfície das bacias atlânticas e 76,5% das bacias sanfranciscanas (Tabela 5.4). Este fato faz com que, as bacias que vertem para o São Francisco possuam em sua superfície cerca de 5,5% a mais de área com substratos teoricamente mais frágeis frente à desnudação geoquímica: xistos, filitos, granitos/gnaisses, rochas metabásicas e rochas carbonáticas (Figura 3.2).

Xistos e filitos estão presentes em 10 das 16 bacias (62,5%) em quantidades variáveis, podendo atingir até 47% da área da bacia (Tabela 5.4). Nas sub-bacias do rio São Francisco, estas rochas configuram 60% a mais da área que nas sub-bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, estando presente em maior número de bacias e cobrindo maior área delas.

Granitos e gnaisses são encontrados em pequeno percentual em apenas cinco bacias, sendo três na vertente leste (DJ1, DJ3 e DJ4) e duas na oeste (SF1 e SF2) (Tabela 5.4). Na vertente sanfranciscana, ambas as bacias abrangem parte da Depressão de Gouveia, onde afloram rochas predominantemente graníticas de idade arqueana que circunscrevem manchas de rochas gnáissicas-migmatíticas mais antigas (Almeida-Abreu, 1995). No leste e sul da SdEM, o Complexo Basal é composto, predominantemente, por diversos tipos de gnaisses e, subordinadamente, por granitos, charnoquitos e granulitos de idades arqueanas, paleoproterozóicas e, localmente, idades mesoproterozóicas e neoproterozóicas (Almeida-Abreu, 1995).

A porcentagem de rochas metabásicas, assim como a de quartzito, também é maior na vertente leste, onde afloram em área 63% maior se comparada a vertente oeste (Tabela 5.4). Somente uma entre as 16 bacias não apresenta rochas metabásicas em sua superfície, mas a ocorrência desta litologia, embora generalizada em termos das sub-bacias, restringe-se em área, atingindo, no máximo, 14,4% de suas extensões. Esta característica provavelmente se deve à configuração dos corpos de rochas metabásicas, uma vez que eles são, na maior parte, diques estreitos e alongados na direção aproximada N-S. Há uma tendência de bacias com grande porcentagem de afloramento de rochas metabásicas apresentarem as maiores vazões, o que pode ser observado, principalmente, no período úmido (verão) (Tabela 5.4). A bacia com ausência de rochas metabásicas apresenta a baixo TDS e diminuta vazão da bacia, que quase não varia sazonalmente (Tabela 5.4).

Rochas carbonáticas afloram somente em duas sub-bacias do rio São Francisco, configurando-se como a litologia que mais claramente condiciona elevados TDS. A formação Sete Lagoas, composta predominantemente por calcários e mármore (Grossi-Sad et al., 1997) aflora nas duas bacias estudadas: em 4,3% da área do córrego Mata-Capim (SF5) e 20,6% da área do córrego Lapinha (SF7).

5.7 DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA

A desnudação geoquímica é o produto da concentração de TDS e da vazão do canal fluvial em análise. Em todos os pontos amostrados, a concentração de sólidos totais dissolvidos (TDS) apresentou-se superior no período seco (inverno) quanto comparada ao período úmido (verão) (Tabelas 5.5 e 5.6). No entanto, as vazões mensuradas na estação úmida mostraram-se muito superiores aquelas medidas no inverno (Tabela 5.4). O produto destas variáveis promoveu maiores taxas de desnudação geoquímica no verão se comparadas ao inverno. Das 16 bacias analisadas, em apenas três a desnudação de inverno é maior que a de verão (Tabela 5.8). Nos três casos (DJ3, DJ6 e SF8), a anomalia relaciona-se a vazão, uma vez que a vazão mensurada no inverno foi semelhante ou superior à medida no verão (Tabela 5.4).

No período seco (inverno), a média da taxa de desnudação é similar nas duas vertentes, sendo ligeiramente superior no compartimento leste (0,89 ton/km²/ano) se comparado ao oeste (0,69 ton/km²/ano). Entretanto, nota-se um volume muito maior de retirada do material no período úmido e, uma grande discrepância entre as médias de ambos os compartimentos nesta estação: 2,34 ton/km²/ano na vertente leste e 6,86 ton/km²/ano na vertente oeste (Tabela 5.8).

A média da taxa de desnudação geoquímica é elevada no compartimento são franciscano, pois observa-se, uma ocorrência superior em área de rochas não quartzíticas, como granito-gnaiss, xistos, filitos e rochas carbonáticas (Figura 3.2). Estas litologias, conforme atestado em estudos anteriores, configuram-se mais frágeis frente aos processos desnudacionais geoquímicos (Salgado & Valadão, 2003; Salgado et al., 2004).

Salgado et al. (2004) verificaram, no Quadrilátero Ferrífero, que o rebaixamento do relevo ocorre de forma diferencial segundo o litotipo predominante em cada trecho da bacia. Quartzitos e itabiritos foram atestados como os litotipos mais resistentes, apresentando taxas de rebaixamento do relevo que variavam de 2,37 m/Ma a 5,9 m/Ma. Em quartzitos entrecortados por diques de rochas metabásicas esta taxa girava em torno de 1,30 a 1,57

m/Ma. Onde afloram granitos e gnaisses, as taxas eram de 5,14 a 5,48m/Ma. Xistos e filitos mostraram mais oscilantes: sozinhos apresentavam taxas de 8,01 a 9,84 m/Ma e, associados a rochas mais resistentes, as taxas caíam para 3,69 a 3,91m/Ma.

Na Depressão de Gouveia e seu entorno, na parte setentrional da SdEM, Salgado e Valadão (2003) registraram taxas de rebaixamento do relevo de 5,03 m/Ma para a bacia do córrego Rio Grande e de 2,43 m/Ma para a bacia do ribeirão Areia. A bacia do córrego Rio Grande insere-se, predominantemente, na unidade por eles denominada piso da depressão, litologicamente constituída de granitos e gnaisses. A bacia do ribeirão Areia possui considerável extensão na unidade superfície cimeira, cujo substrato constitui-se de quartzitos. Os valores de rebaixamento geoquímico do relevo comprovam, assim, a influência do substrato geológico na perda iônica. As taxas desnudacionais destas bacias são de 13,33 e 6,34 ton/km²/ano, respectivamente.

As taxas desnudacionais geoquímicas mensuradas nesta pesquisa são baixas quando comparadas a taxas encontradas em outros trabalhos em áreas quartzíticas em Minas Gerais (Salgado & Valadão, 2003; Salgado et al., 2004). A análise dos dados hidroquímicos desta pesquisa permite constatar a grande resistência dos quartzitos frente aos processos desnudacionais, uma vez que esta configura-se a litologia predominante na área de estudo (Tabela 5.8).

As taxas desnudacionais e de rebaixamento do relevo encontradas nas pesquisas de Salgado & Valadão (2003) e Salgado et al. (2004) equiparam-se as taxas encontradas nas duas bacias da vertente sanfranciscana em que afloram rochas carbonáticas, configurando-se como a litologia que mais claramente condiciona elevadas taxas desnudacionais. Estas bacias (SF5 e SF7) contam com elevado TDS e vazão, que contabilizam altas taxas desnudacionais e, taxas de rebaixamento geoquímico do relevo muito mais elevadas que as demais – 9,86 m/Ma na bacia do córrego Mata Capim (SF5) e 7,28 m/Ma na bacia do córrego Lapinha (F7) – contra, no máximo 2,42m/Ma nas outras bacias investigadas (Tabelas 5.8). Verifica-se que a influência de rochas carbonáticas em uma pequena área da bacia elevou, em mais de 10 vezes, as taxas de rebaixamento geoquímico do relevo quando comparada ao seu respectivo par da vertente leste, o que evidencia a elevada solubilidade destas rochas e sua fragilidade frente aos processos geoquímicos de desmanche do relevo (Tabela 5.8).

Tabela 5.8 - Taxas de desnudação geoquímica e rebaixamento geoquímico do relevo das bacias hidrográficas analisadas

Ponto	Nome do curso fluvial	Área da Bacia (km²)	Substrato Litológico (%)					Desnudação Geoquímica			Rebaixamento geoquímico do relevo (m/Ma)
			Q	X/F	Mb	G/G	C	Úmido (ton/km²/ano)	Seco (ton/km²/ano)	Total (ton/km²/ano)	
DJ1	Jequitinhonha	390,6	78,8	7,6	13,0	0,6	0	1,70	0,23	1,93	0,74
DJ2	Cuba (Três Barras)	75,42	89,9	0	10,1	0	0	5,39	0,89	6,28	2,42
DJ3	Paraúna	51,46	90,9	0	2,8	6,3	0	1,14	1,28	2,42	0,93
DJ4	Mata Cavalos	41,18	84,1	4,2	9,1	2,6	0	3,37	2,02	5,38	1,30
DJ5	Preto	28,8	94,3	0	5,7	0	0	1,04	0,41	1,45	0,56
DJ6	Jequitinhonha (nascente)	20,67	44,5	47,3	8,3	0	0	0,56	1,51	2,07	0,80
DJ7	Fundo (Moinho)	17,6	81,5	11,5	7,0	0	0	1,15	0,19	1,35	0,52
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	16,7	92,4	0	7,6	0	0	4,33	0,61	4,95	1,90
SF1	Paraúna	281,6	81,7	3,5	14,4	0,3	0	1,78	0,63	2,41	0,93
SF2	Areias	98,4	72,6	18,1	3,2	6,1	0	2,20	0,44	2,63	1,01
SF3	Capivara	66,43	91,0	2,4	6,6	0	0	2,80	0,34	3,14	1,08
SF4	Fechados	29,67	70,4	24,9	4,6	0	0	2,42	1,09	3,51	1,35
SF5	Mata-Capim	29,28	68,6	26,6	0,4	0	4,3	24,20	1,44	25,65	9,86
SF6	Taquara	17,6	89,1	0	10,9	0	0	3,05	0,59	3,65	1,40
SF7	Lapinha	14,19	79,0	0	0,4	0	20,6	18,21	0,73	18,94	7,28
SF8	Lajeado	7,92	59,5	40,5	0	0	0	0,17	0,26	0,43	0,16

Substrato Litológico: Q- Quartzito; X/F- Xisto/Filito; Mb - Metabásicas; G/G -Granito/Gnaiss; C - Carbonáticas.

A elevada porcentagem de participação de quartzitos na constituição litológica das bacias hidrográficas na média SdEM mantém baixas as taxas desnudacionais e de rebaixamento do relevo, sendo uma importante razão desta serra manter-se destacada na paisagem, apesar da orogênese que a originou ser de idade proterozóica. Entretanto, as unidades litológicas com predomínio de quartzito apresentam comportamentos diferenciados. As formações Galho do Miguel e Sopa-Brumadinho são as de maior representatividade espacial na SdEM, sendo as maiores responsáveis pelo predomínio de taxas desnudacionais baixas nas bacias hidrográficas estudadas. As bacias do rio Jequitinhonha (DJ1) e do ribeirão da Areia (SF2) são bons exemplos da elevada resistência imposta por essas duas formações quartzíticas, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, já que apresentam taxas de 1,93 e 2,63 ton/km²/ano, respectivamente (Tabela 5.9).

As bacias onde afloram com abundância as unidades Itambé do Mato Dentro, Rio Preto e Rio Preto (nível fosfatado) têm tendência a apresentarem taxas desnudacionais mais altas quanto comparadas às outras unidades quartzíticas, como é o caso das bacias do ribeirão Mata Cavalos (DJ4) e do rio Cuba (DJ2) (Tabela 5.9). A unidade Rio Preto possui, em meio aos quartzitos finos, níveis carbonáticos e fosfatados (Grossi-Sad et al., 1997), sendo esses mais facilmente lixiviados. A unidade Itambé do Mato Dentro conta com a existência de níveis pelíticos que, localmente, podem ser abundantes (Grossi-Sad et al., 1997).

A análise da influência das demais unidades litológicas é imprecisa devido a sua pequena ocorrência, em área, nas bacias estudadas. A baixa representatividade espacial das unidades faz com que sua participação no controle das taxas de desnudação geoquímica seja reduzida frente ao predomínio dos quartzitos e a fatores ambientais, como vazão dos canais e controle estrutural. No entanto, tendo em vista os resultados obtidos por Salgado & Valadão (2003) e Salgado et al. (2004), infere-se que as unidades com predomínio de metapelitos são, em geral, menos resistentes que as unidades predominantemente quartzíticas. Este é o caso da formação Córrego da Bandeira, que possui predomínio de metassiltitos e filitos (Grossi-Sad et al., 1997) e está presente na bacia do córrego dos Fechados (SF4). Já o comportamento dos xistos do Grupo Costa Sena aproxima-se ao das unidades quartzíticas, como pode ser verificado na bacia do rio Jequitinhonha (nascente) (DJ6).

Tabela 5.9 - Formações Litológicas e taxa de desnudação geoquímica das bacias analisadas

Ponto	Nome do curso fluvial	Substrato Geológico (%)																Desnudação Geoquímica (ton/km ² /ano)	
		FGM	FSB	FSJ	FCB	UIM	URP	URPF	USL	GMA	FSR	FCBA	GCS	GSSUX	FSH	CG	MB		FSL
DJ1	Jequitinhonha	5,80	68,80	2,30								7,60			0,60	13,00		1,50	1,93
DJ2	Cuba (Três Barras)	12,95				41,43		30,22	5,29							10,10			6,28
DJ3	Paraúna	52,40				21,50		17,00							6,30	2,80			2,42
DJ4	Mata Cavalos					57,90	26,00						4,20		2,60	9,10			5,38
DJ5	Preto	55,10				18,20		21,00								5,70			1,45
DJ6	Jequitinhonha (nascente)		41,10									47,30				8,30		3,30	2,07
DJ7	Fundo (Moinho)		61,20									11,50				7,00		20,30	1,35
DJ8	Teodoro (Rabo de Cavalo)	83,90				8,50										7,60			4,95
SF1	Paraúna		63,20							18,50		3,50			0,30	14,40			2,41
SF2	Areias	72,60										18,10			6,09		3,21		2,63
SF3	Capivara	34,43				0,39	2,83	9,89	43,44		2,44					6,58			3,14
SF4	Fechados				58,41					12,03	21,57			3,44		4,55			3,51
SF5	Mata-Capim	48,30			12,30					8,10	26,30					0,40	4,30		25,65
SF6	Taquara		89,10													10,90			3,65
SF7	Lapinha	44,00			4,70					30,30						0,40	20,60		18,94
SF8	Lajeado	56,80								2,40	40,80								0,43

FGM: Formação Galho do Miguel; FSB: Formação Sopa Brumadinho; FSJ: Formação São João da Chapada; FCB: Formação Córrego Bandeira; UIM: Unidade Itambém do Mato Dentro; URP: Unidade Rio Preto; URPF: Unidade Rio Preto Nivel Fosfatado; USL: Unidade Sera do Lobo; GMA: Grupo Macaúbas; FSR: Formação Santa Rita; FCBA: Formação Córrego da Bandeira; GCS: Grupos Costa Sena; GSSUX: Grupo Serra da Serpentina (unidade xistosa); FSH: Formação Serra de Santa Helena; cg: Complexo Gouveia; MB: Rochas Metabásicas; FSL: Formação Sete Lagoas; CDLF: Coberturas Detriticas Laterizadas e Ferruginizadas.

As mesmas observações referentes aos metapelitos são válidas para os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia e para as intrusões de rochas metabásicas. Estas últimas aparecem em quase todas as bacias, porém, ocupam sempre pequenas áreas. Por outro lado, as raras coberturas terciárias/quadernárias, mapeadas nas proximidades das nascentes do rio Jequitinhonha, são arenosas e parcialmente lateritizadas (Grossi-Sad et al., 1997), o que indica que já foram intensamente lixiviadas e, hoje, possuem poucos elementos a serem transportados em solução, como pode ser observado na bacia do córrego Fundo (DJ7).

Desta forma, percebe-se que o condicionante que comanda os processos desnudacionais na média SdEM é a lito-estrutura de forma geral e, de maneira mais contundente, a litologia. Assim, outros fatores ambientais, como o clima, a cobertura vegetal e a morfologia possuem pouca influência nestas taxas quando comparadas à lito-estrutura. Além disso, ao contrário do verificado em outras regiões (Milliman e Syvitski, 1992; Salgado et al., 2004), não se encontram relações entre a amplitude do relevo e a área das bacias com as taxas de desnudação e rebaixamento geoquímico do relevo (Tabela 5.8 e Gráficos 5.7 a 5.10). Desta maneira, o presente trabalho confirma as observações de Salgado & Valadão (2005), que atestaram que a amplitude do relevo e a área da bacia não eram condicionantes que controlavam as taxas de desnudação geoquímica da SdEM na região do Planalto de Diamantina.

Gráfico 5.7: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período úmido, segundo a amplitude do relevo

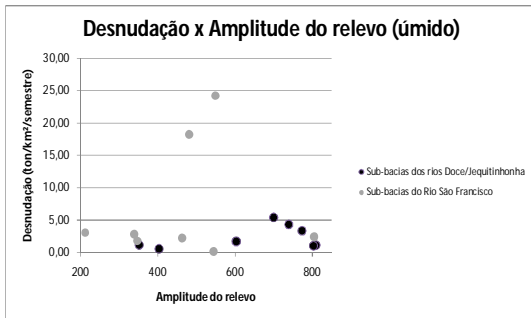


Gráfico 5.8: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período seco, segundo a amplitude do relevo

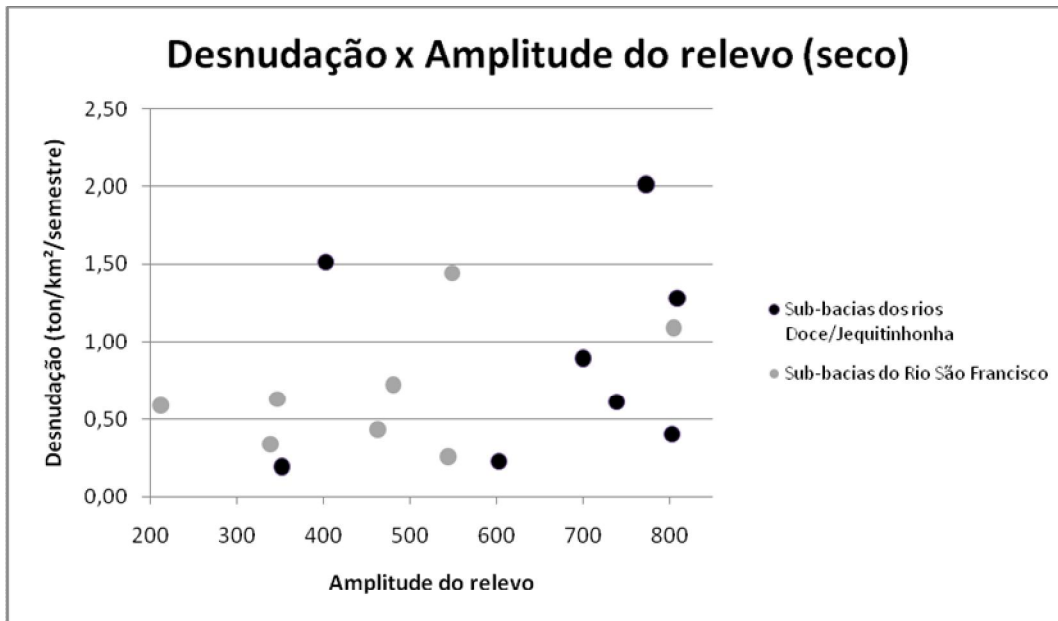


Gráfico 5.9: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período úmido, segundo a área das bacias hidrográficas analisadas

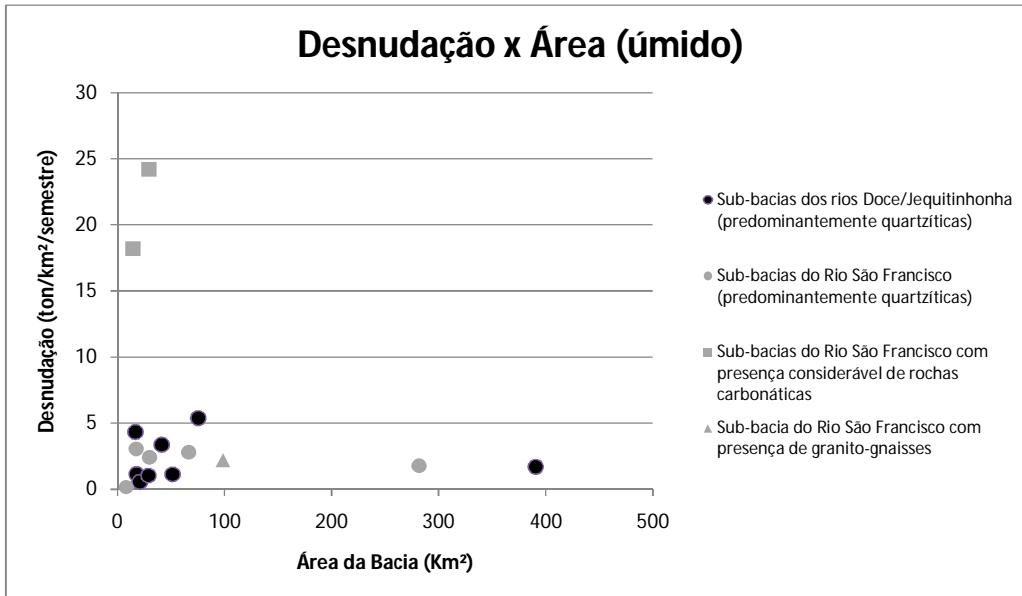
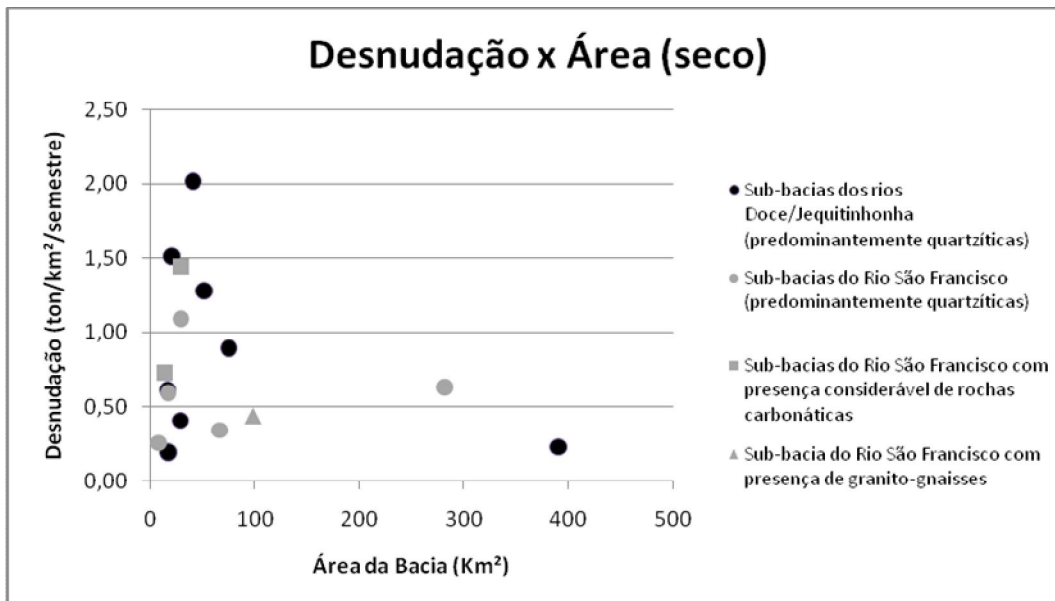


Gráfico 5.10: Variação da taxa desnudacional geoquímica, no período seco, segundo a área das bacias hidrográficas analisadas



5.8 AMPLITUDE DO RELEVO E PERFIL LONGITUDINAL DOS CURSOS HIDROGRAFICOS PRINCIPAIS

As tabelas anteriores permitem verificar diferenças entre amplitude do relevo nas duas vertentes da média SdEM (Tabelas 5.4 e 5.8). Entende-se por amplitude do relevo a diferença entre o ponto altimetricamente mais elevado da bacia hidrográfica e o ponto de coleta de água. A maioria dos principais cursos d'água das bacias de leste apresenta amplitudes superiores às dos respectivos pares de oeste. Em apenas dois canais fluviais isso não é confirmado (SF4 e SF7). Em média, a amplitude do relevo nas bacias de leste é de 648m e, de 468m nas bacias de oeste (Tabela 5.4). Desta forma, a média da diferença entre as vertentes é de 180m.

A análise dos perfis fluviais demonstra que os cursos tributários do rio São Francisco apresentam desnível topográfico menor dos que os tributários dos rios Doce e Jequitinhonha (Figura 5.1). À exceção do Córrego dos Fechados (SF4), todos os perfis de leste mostram-se mais agressivos que seus respectivos pares de oeste. Os perfis dos cursos fluviais de oeste mostram grande diminuição de altitude próxima às cabeceiras, com convexidade acentuada do perfil na parte alta, que segundo afirma Martinez (2005), podem ser considerados anômalos e revelam a presença de elementos modificadores de relevo, como ocorrência de litologia mais resistente, introdução de carga sedimentar maior ou mais grossa, confluência com tributários, atividade tectônica ou alteração no nível de base. Os cursos fluviais de leste apresentam perfis mais côncavos.

Todas as sub-bacias investigadas têm suas nascentes localizadas sobre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. As nascentes de oeste apresentam-se em cotas mais elevadas, atingindo mais de 1550m de altitude, já as nascentes de leste não passam dos 1450m de altitude (Figura 5.1). Esta diferença de cotas entre as nascentes de ambas as vertentes permite aos tributários do São Francisco permanecerem topograficamente mais elevados do que os afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha após um percurso de distância semelhante.

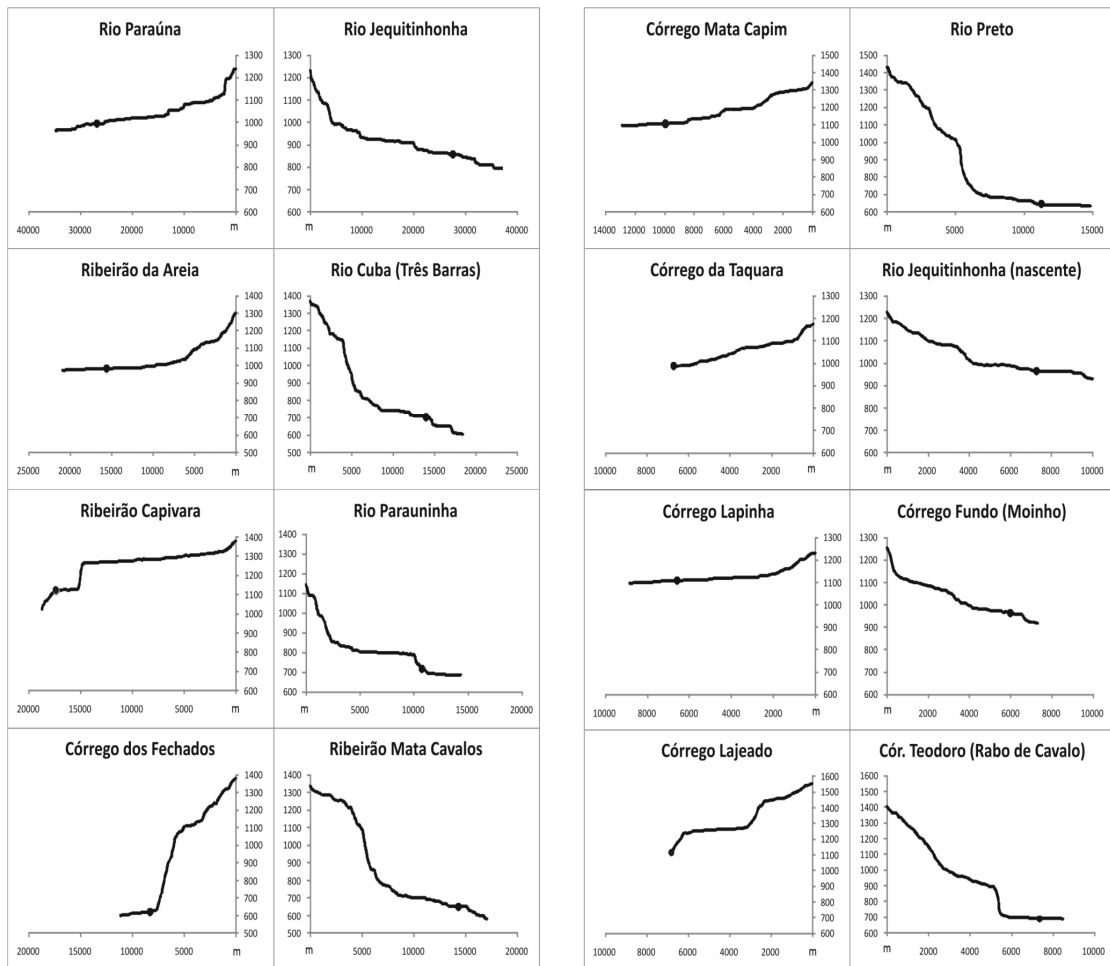


Figura 5.1 - Perfis longitudinais dos cursos fluviais amostrados

5.9 AGRUPAMENTOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DE ACORDO COM INTENSIDADE DAS TAXAS DE REBAIXAMENTO GEOQUÍMICO DO RELEVO

Com o objetivo de compreender o papel das taxas de desnudação geoquímica e de rebaixamento geoquímico do relevo na evolução da paisagem da média SdEM, agrupou-se as bacias hidrográficas analisadas segundo a intensidade destas taxas. Para tanto, foram feitas comparações entre dados aqui produzidos e os obtidos em outras pesquisas. Quatro distintos grupos foram constituídos: (i) grupo com taxas muito baixas de rebaixamento geoquímico do relevo – inferior a 0,79m/Ma; (ii) grupo

com baixas taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – entre 0,80m/Ma e 1,08m/Ma; (iii) grupo com médias taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – entre 1,09m/Ma e 2,42 m/Ma; (iv) grupo com maiores taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – superior a 2,42 m/Ma.

Grupo I – Bacias Hidrográficas com taxas muito baixas de rebaixamento geoquímico do relevo – inferior a 0,79m/Ma

Neste grupo estão incluídas as bacias dos cursos fluviais do Jequitinhonha (DJ1), Preto (DJ5), Fundo (DJ7) e Lajeado (SF8). Nota-se que três bacias que compõem este grupo pertencem à vertente atlântica da SdEM. Assim, confirma-se o exposto ao longo deste trabalho: as bacias de leste apresentam taxas desnudacionais geoquímicas menos agressivas que as bacias de oeste.

No grupo em que se encontram as bacias hidrográficas com menores taxas de rebaixamento geoquímico do relevo, que variam de 0,16 a 0,74m/Ma, estão inseridas as bacias com a menor e a maior área, corroborando a ideia de que o tamanho da bacia hidrográfica não influencia as taxas desnudacionais geoquímicas (Salgado & Valadão, 2005). Entretanto, no grupo em análise, o predomínio é de pequenas bacias (DJ5, DJ7 e SF8) (Tabela 5.8).

Em relação a litologia, observa-se a predominância de quartzitos pouco entrecortados por rochas metabásicas (DJ1, DJ5 e DJ7) ou uma porcentagem equilibrada em área de quartzitos e xistos/filitos, como ocorre na bacia do córrego do Lajeado (SF8).

Grupo II – Bacias Hidrográficas com baixas taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – entre 0,80m/Ma e 1,08m/Ma;

Assim como o grupo I, as taxas desnudacionais geoquímicas e de rebaixamento geoquímico do relevo são baixas. Entretanto, em alguns casos, elas ultrapassam 1m/Ma. Cinco bacias compõem este grupo, sendo as três maiores taxas pertencentes a sub-bacias do rio São Francisco (SF1, SF2 e SF3) e as duas menores taxas a sub-bacias dos rios Doce e Jequitinhonha (DJ3 e DJ6). Novamente observam-se taxas inferiores nas bacias atlânticas quanto comparadas às bacias interioranas.

As bacias do compartimento são franciscano pertencentes a este grupo são as de maior área. Assim, nota-se que a área da bacia hidrográfica não apresenta relação diretamente proporcional com as taxas geoquímicas de desmonte do relevo. Esta ausência de relação também é verificada entre estas taxas e a amplitude do relevo.

As mesmas observações feitas sobre a litologia para o grupo I podem ser empregadas neste segundo grupo. Entretanto, percebe-se a presença de granitos-gnaisses em três das bacias que compõem o grupo II. Estas rochas tendem a apresentar taxas desnudacionais mais elevadas (Salgado & Valadão, 2003; Salgado et al., 2004), entretanto, nas bacias hidrográficas analisadas, elas estão presentes em pequena área, influenciando pouco a intensidade das taxas desnudacionais geoquímicas.

Grupo III – Bacias Hidrográficas com médias taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – entre 1,09m/Ma e 2,42 m/Ma;

O grupo III também é composto por cinco bacias, sendo três da vertente leste e duas da vertente oeste: DJ2, DJ4, DJ8, SF4, SF6. Este grupo apresenta, em média, as maiores porcentagens de rochas quartzíticas e de rochas metabásicas. Xistos e filitos estão presentes em apenas duas bacias (SF4 e DJ4), enquanto granitos e gnaisses são encontrados em uma das bacias (DJ4) (Tabela 5.8). A menor variabilidade litológica é uma característica deste grupo.

À exceção da bacia do córrego da Taquara (SF6), as demais bacias hidrográficas que compõem este terceiro grupo apresentam elevada amplitude do relevo (Tabela 5.8). Neste caso, observa-se uma correlação proporcionalmente direta entre a amplitude do relevo e as taxas desnudacionais geoquímicas e de rebaixamento do relevo. Já em relação a área, não se constata nenhuma relação, visto que bacias hidrográficas de diversos tamanhos compõem o grupo III.

Grupo IV - Bacias Hidrográficas com as maiores taxas de rebaixamento geoquímico do relevo – superior a 2,42 m/Ma.

Duas bacias compõem este grupo em que as taxas geoquímicas de desnudação e de rebaixamento do relevo são altas. Ambas encontram-se na vertente sanfranciscana e apresentam rochas carbonáticas aflorando em superfície: SF5 e SF7. Estas rochas, frágeis frente os processos desnudacionais geoquímicos, são encontradas aflorando

em porcentagens distintas das superfícies de cada uma das bacias: apenas 4,3 % da área da bacia do córrego Mata-Capim e 20,6% da área da bacia do córrego da Lapinha. Nota-se que, embora a ocorrência desta litologia seja restrita em termos areais, é evidente a influência que esta apresenta na intensidade das taxas desnudacionais geoquímicas. Trata-se de pequenas bacias, portanto agressivas, com média amplitude do relevo.

Ao constituir estes grupos, nota-se que eles agregam bacias com características ambientais diversas, tais como área drenada, litologia e amplitude do relevo, o que dificulta o estabelecimento de características comuns de acordo com o comportamento das taxas desnudacionais geoquímica e de rebaixamento geoquímico do relevo. Desta forma, não se observa um padrão bem definido para relação entre as taxas de desnudação geoquímica e a área da bacia ou a amplitude do relevo para os componentes de cada grupo. Percebe-se que o comportamento das taxas desnudacionais é complexo e que o condicionante lito-estrutural é o maior responsável pela intensidade das taxas de desnudação geoquímicas.

5.10 AS TAXAS DESNUDACIONAIS GEOQUÍMICAS E SUA RELAÇÃO COM A CONFIGURAÇÃO DO RELEVO DA MÉDIA SdEM

Saadi (1995) e Valadão (1998) ressaltam, através de indícios morfométricos, que os processos desnudacionais são mais agressivos na vertente leste da SdEM – Doce/Jequitinhonha. Entretanto, as taxas de desnudação geoquímica obtidas neste trabalho não confirmam tais considerações (Tabela 5.9). A presença maior em área de litologias mais suscetíveis aos processos de desmonte geoquímico do relevo na vertente sanfranciscana promove taxas de desnudação geoquímica mais intensas neste compartimento.

A incompatibilidade entre as taxas desnudacionais geoquímicas mensuradas neste trabalho – taxas mais elevadas na vertente oeste – e as análises morfométricas da SdEM – morfologia típica de taxas desnudacionais mais agressivas na vertente leste – pode estar relacionada com a atuação da desnudação mecânica que, somada à geoquímica, resulta na desnudação total. A desnudação mecânica, teoricamente, apresenta relação mais estreita com a morfologia (Pinet & Soriau, 1988). Desta forma, em virtude do maior desnível topográfico da vertente leste, uma vez intemperizados,

os sedimentos produzidos apresentam maior facilidade de serem transportados mecanicamente. O mesmo não ocorre na vertente oeste que, graças ao mergulho das camadas – mergulho para leste – é constituída de uma série de degraus que estabelecem níveis de base locais, dificultando a desnudação mecânica (Figura 5.2).

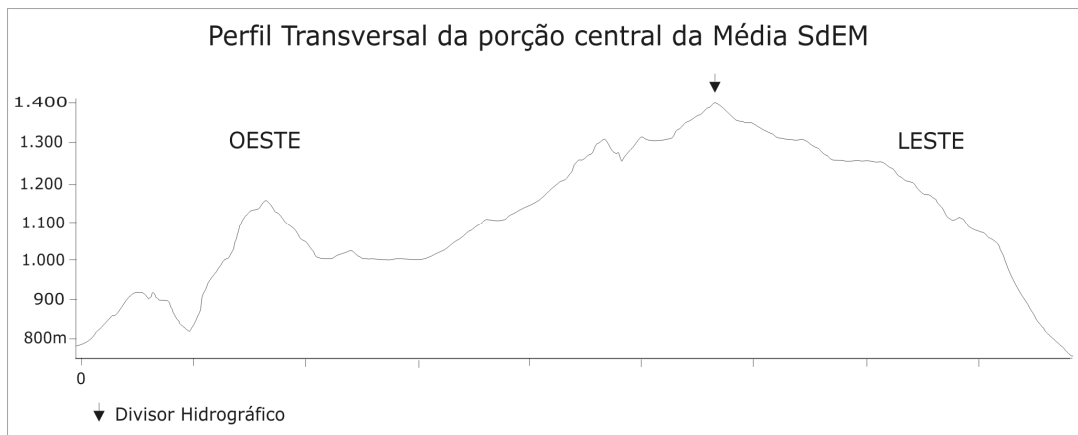


Figura 5.2 - Perfil topográfico transversal da porção central da Média SdEM. Localização do perfil na figura 3.1.

Em decorrência das deformações e soerguimentos tectônicos oriundos da orogênese da SdEM, litologias frágeis frente aos processos desnudacionais, como os granitos e gnaisses e as rochas carbonáticas, encontram-se em posições topograficamente elevadas (Figuras 3.2 e 3.4). Cita-se, como exemplo, a região da Lapinha, onde os calcários do Grupo Bambuí foram soerguidos e recobriram, localmente, litologias do Grupo Macaúbas e Supergrupo Espinhaço. Inseridas neste contexto, as bacias hidrográficas dos córregos Mata-Capim e Lapinha (SF5 e SF7) apresentam taxas desnudacionais elevadas, promovendo maior perda de massa pelo sistema que pode resultar em maior rebaixamento geoquímico do relevo (Tabela 5.8). Estas litologias mais frágeis, responsáveis pelas maiores taxas de desnudação geoquímica na vertente sanfranciscana da média SdEM, permanecem em patamares elevados topograficamente porque elas encontram-se protegidas da desnudação mecânica por cinturões de quartzitos, que as cercam e as sustentam (Figuras 3.2 e 3.4). Os cursos fluviais que cortam as litologias menos resistentes ficam aprisionados devido a soleiras geomórficas, correndo numa direção longitudinal a serra, apresentando vales largos. Saadi (1995) apresenta como característica da borda oeste, a configuração paralela entre a escarpa da serra e os principais cursos d'água. Este autor, afirma que somente alguns cursos fluviais de menor importância recortam perpendicularmente a escarpa em trechos encachoeirados na extremidade sul da SdEM.

A existência de rochas mais suscetíveis aos processos desnudacionais geoquímicos em patamares mais elevados da SdEM também pode se dar pelos processos de desmonte do relevo, que agiram predominantemente ao longo dos eixos dos anticlinais da SdEM, removendo os quartzitos e provocando a exumação das litologias mais frágeis, estratigraficamente sobpostas a estes (Augustin & Aranha, 2006). Desta forma, janelas estruturais, como a Depressão de Gouveia, foram constituídas, pois uma vez expostas às condições superficiais, as litologias mais frágeis possibilitam a abertura das áreas deprimidas. Nesta área, um relevo levemente escalonado é constituído por quartzitos nas áreas mais elevadas (acima de 1200m), xistos nas cotas intermediárias (1100 a 1220m), granitos e gnaisses no piso da depressão (900 a 1100m) (Augustin & Aranha, 2006).

O desenvolvimento dessas depressões pode se dar pelo mesmo processo de retração das escarpas quartzíticas descrito por Salgado et al.(2004) & Salgado et al. (2007) para as terras altas do Quadrilátero Ferrífero. Os quartzitos desta serra apresentam-se resistentes ao rebaixamento vertical do relevo (downwearing) com taxas desnudacionais baixas (1,71 a 2,58m/Ma). Entretanto, graças à fragilidade litológica da base das escarpas, apresentam-se mais susceptíveis ao processo de retração lateral das escarpas (backwearing), com taxas desnudacionais que podem ser de 5 a 9 vezes maiores que aquelas associadas ao downwearing (Salgado et al., 2004 & Salgado et al.,2007). Desta forma, os quartzitos sobrepostos a litologias mais frágeis frente aos processos desnudacionais, perdem a sua sustentação através da agressividade dos processos em sua base, colapsando. Numa via de mão dupla, a intensidade da desnudação geoquímica influencia e é influenciada pela desnudação mecânica. Desta forma, a existência de granitos e gnaisses no piso da Depressão de Gouveia, que apresentam taxas desnudacionais geoquímicas mais elevadas que o entorno (Salgado & Valadão, 2003, Salgado & Valadão, 2005), condicionariam maior agressividade dos processos mecânicos na escarpa, acelerando sua retração.

A abertura desta área deprimida permite observar que os processos geomorfológicos que agem em superfície na esculturação do relevo é balizado pelos processos geoquímicos sub-superficiais (Salgado & Valadão, 2003). Assim, o comportamento das taxas de desnudação geoquímica ratifica a ação da erosão diferencial: as taxas desnudacionais elevadas em bacias que drenam litologias mais frágeis frente aos processos desnudacionais contribuem para a atuação da desnudação mecânica e,

conseqüentemente permitem a abertura de vales mais largos e a constituição de solos mais espessos e vulneráveis a processos erosivos, como é o caso dos voçorocamentos na Depressão de Gouveia.

A desnudação geoquímica possui, desta forma, participação decisiva na evolução do modelado do relevo na média SdEM. A ideia que a SdEM funciona como um escarpamento típico de margem passiva, como indica o modelo de Summerfield (1991), sugere que o compartimento atlântico avança por apresentar taxas erosivas mais agressivas, ganhando área detrimento do compartimento interiorano do vale do rio São Francisco. O que se observa nesta pesquisa é justamente o oposto: as taxas desnudacionais geoquímicas da vertente oeste apresentam-se mais elevadas do que as da vertente leste.

Nota-se, em toda a borda oeste da SdEM, que a frente de dissecação sanfranciscana avança para o interior da serra, atingindo a superfície dos planaltos (Saadi, 1995). Os cursos fluviais da margem direita do rio Francisco ocupam maior área da serra do que os afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha, que drenam uma estreita faixa da SdEM. Desta forma, o divisor de águas das bacias interioranas e atlânticas é deslocado para o oriente.

Existe um assimetria tanto no interior da SdEM quanto nas escarpas que as margeiam: a escarpa da borda oeste configura-se como uma feição morfotectônica típica de *front* de cavalgamento, expressão de uma importante descontinuidade crustal separando uma zona cratônica de uma faixa de dobramento, apresentando traçado regular (Saadi, 1995). Já a escarpa que forma a borda leste não apresenta a mesma regularidade, nem continuidade observadas na borda oeste. A borda leste “é marcada pelas sucessivas intervenções de falhas com caráter e importância variáveis, que compõem o cinturão de cavalgamentos situado na zona proximal da colisão continental que edificou o Orógeno Espinhaço” (Saadi, 1995). A configuração dos cursos fluviais principais de cada compartimento confirma esta diferenciação uma vez que os canais de drenagem da borda oeste correm paralelos a escarpa, devido principalmente a soleiras geomórficas e, os cursos fluviais da vertente atlântica cortam-na transversalmente, entalhando cânions (Figura 3.7).

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As características tectono-morfo-bio-climáticas do compartimento leste da SdEM, teoricamente, criam condições ambientais que promoveriam um aumento das taxas desnudacionais em relação ao compartimento oeste. Entretanto, percebe-se que, em termos da atual desnudação geoquímica, a vertente oeste apresenta taxas mais agressivas. Isto ocorre em razão da litologia, que possui maior influência na determinação das taxas de desnudação geoquímicas do que todos os outros fatores conjugados.

A SdEM tem como principal substrato o quartzito – rocha extremamente resistente – o que condiciona baixas taxas de desnudação geoquímica e contribui para a manutenção deste conjunto de terras elevadas na paisagem. Por esta razão, mesmo que ocorrendo em áreas restritas, a maior quantidade de litologias mais frágeis, como os granitos-gnaisses, xistos, filitos e rochas carbonáticas, da vertente oeste possibilita maiores taxas de desnudação geoquímica nesta porção.

A relativa homogeneidade litológica da porção média da SdEM não oculta a existência de uma desnudação geoquímica diferencial, onde os quartzitos, notadamente as formações Galho do Miguel e Sopa-Brumadinho, apresentam maior resistência do que as demais litologias. Entre as unidades predominantemente quartzíticas é possível identificar padrões de comportamento diferenciados frente aos processos desnudacionais químicos, como a maior fragilidade das unidades Itambé do Mato Dento e Rio Preto. Destacam-se as elevadas taxas de perda geoquímica condicionadas pela presença de rochas carbonáticas em pequenas áreas de sub-bacias sanfranciscanas.

Os dados aqui apresentados possibilitaram compreender mais claramente a influência do substrato geológico na quantidade de material dissolvido removido das bacias. Os elementos químicos presentes nas águas fluviais da média SdEM são semelhantes em ambas as vertentes durante as duas estações climáticas. Entretanto, a concentração de sólidos totais dissolvidos (TDS) é maior na estação seca (inverno)

quando comparada à estação úmida (verão). O oposto ocorre em relação à vazão, que é muito menor no período seco. Desta forma, observa-se maior influência da desnudação geoquímica de verão frente à desnudação geoquímica de inverno na desnudação geoquímica total.

No entanto, ficou evidente que analisando apenas a litologia não é possível entender por completo as diferenças das taxas desnudacionais entre as bacias. Outros aspectos foram considerados na tentativa de construir uma análise mais abrangente, entre eles pode-se citar: o débito dos canais, representado mais adequadamente por meio da vazão específica das bacias ($m^3/s/Km^2$); a amplitude de relevo; a área das bacias; a agressividade dos perfis longitudinais; o controle estrutural dos canais fluviais, por meio de falhas e fraturas e até mesmo possíveis intervenções antrópicas.. Os indícios morfométricos de processos desnudacionais mais agressivos na vertente atlântica da SdEM são incompatíveis com as taxas geoquímicas mensuradas, indicando a contribuição da desnudação mecânica na elaboração do modelado terrestre.

Por fim, considerando as taxas desnudacionais geoquímicas mensuradas neste trabalho e as análises morfológicas já realizadas na SdEM, é possível supor que, ao longo do tempo geológico, os processos desnudacionais tiveram dois momentos diferenciados, que são demarcados pela exumação das litologias mais frágeis na vertente oeste. Em momento anterior a esta exumação, as taxas desnudacionais provocariam um aprofundamento dos vales em ambas as vertentes, embora pudessem ser mais agressivas na vertente leste. Após a exumação, as taxas desnudacionais tornam-se maiores na vertente oeste. Entretanto, graças aos cinturões de quartzitos que marcam níveis de base elevados, a desnudação, mais do que entalhar a rede de drenagem, provoca o alargamento dos vales e das janelas estruturais no escarpamento ocidental. Neste contexto, considerando-se a desnudação geoquímica, a SdEM parece não apresentar comportamento típico de escarpamento de margem passiva conforme o modelo apresentado por Summerfield (1989, 1991) e defendido para a área por Valadão (1998). Esta afirmação baseia-se no fato de que, em termos da atual desnudação geoquímica, a vertente leste – atlântica – não apresenta taxas desnudacionais mais agressivas que na vertente oeste – sanfranciscana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBARÈDE, F. (2003). *Geochemistry: An Introduction*. Cambridge; New York: Cambridge University Press. 248p.

ALKMIM, F.F., BRITO NEVES, B.B., CASTRO ALVES, J.A. (1993). Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco—Uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L., MISI, A. (Ed.) (1993). *O Cráton do São Francisco*. SBG, SGM, CNPq. Bahia, 45–62.

ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. (2001). A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos. In: PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, M.A. (2001). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG/MG. Belo Horizonte. p.9-30.

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

AUGUSTIN, C.H. R. R. & ARANHA, P.R.A. (2006). A Ocorrência de Voçorocas Gouveia, MG: Características e Processos Associados. *Geonomos* 14 (1,2): 75-86.

BLANCKENBURG, F. V. (2006). The Control Mechanisms of Erosion and Weathering at Basin Scale from Cosmogenic Nuclides in River Sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 462-479.

BLOOM, A.L. (1978). *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. Englewood Cliffs. 510p.

BRADY, N.C. (1979). *Natureza e Propriedades dos Solos*. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 5 ed. 878p.

BÜDEL, J. (1957). Die doppeleten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für geomorphologie, Stuttgart* (1): 201-228.

BURBANK, D.W. ANDERSON, R.S.(2001). Rates of Erosion and Uplift. In: BURBANK, D.W. ANDERSON, R.S.(2001). *Tectonic Geomorphology*. Malden, Mass: Blackwell Science. 274p.

CARROL, D. (1970). *Rock Weathering*. Plenum Press. New York-London. 203p.

CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C. (2006). Assinatura Geoquímica de Unidades Colúvias da Bacia do Córrego do Rio Grande - Depressão Gouveia/MG. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação (mestrado). 138p.

DAVIS, W.M. (1898). *O Ciclo Geográfico*. São Paulo: Seleção de Textos: Davis & Martone. AGB 19, 9-27.

DINIZ, A.D.; OLIVEIRA, C.V.; AUGUSTIN, C.H.R.R. (2005). Relações Solos – Superfícies Geomórficas na Porção Norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro – Gouveia, MG. *Geonomos* 13(1,2): 19-27.

ESTEVES, F.A.(1998). *Fundamentos de Limnologia*. Rio de Janeiro - Interciência: FINED, 2ed, p. 99-107; 141-290.

- FONSECA, B. M.(2010). O uso do sistema de informações geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional – MG. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação (mestrado). 93p.
- FRAGA, L. M. S.; ALMEIDA-ABREU, P.A.; NEVES, S.C. (2005). Hidrologia e Hidrografia. In: SILVA, A. C.; PREDEIRA, L.C.V.S.F. (ed.) (2005). Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador. 81-93.
- GALAN, C. (1991). Disolución Genesis del Karst en Rocas Carbonáticas y Rocas Silíceas: Um Estudio Comparado. Munique: Natur Zientziak, 43, 43-72.
- GILCHRIST, A.R. & SUMMERFIELD, M.A.(1994). Tectonic Models of Passive Margin Evolution and their Implications for Theories of Long-Term Landscape Development. In: KIRKBY, M.J. (ed.) (1994). Process Models and Theoretical Geomorphology. John Wiley & Sons. New York. 55 – 84.
- GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & SOARES-FILHO, B. S. (coord. e ed.) (1997). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo e Conservação dos Solos. São Paulo: Oficina de Textos. 178p. Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- KING, L.C. (1953). Canons of landscape evolution. Bull. Geol.Soc. America, 64: 721-732.
- KNAUER, L.G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações sobre sua Estratigrafia e seu Arranjo Estrutural. Geonomos 15 (1): 81-90.
- LEEDER, M.R. (1991). Denudation, Vertical Crustal Movements and Sedimentary Basin Infill. Geologische Rundschau 80 (2): 441-458.
- LEPSCH, I. F. (2002). Formação e Conservação dos Solos. São Paulo: Oficina de Textos, 178p.
- MARTINELLI, L.A., DEVOL, A.H., FORSBERG, B.R., VICTORIA, R.L., RICHEY, J.E., RIBEIRO, M.N.G. (1989). Descarga de Sólidos Dissolvidos Totais do Rio Amazonas e seus Principais Tributários. Geochim. Brasil, 3(2): 141-148.
- MARTINEZ, M. (2005). Aplicação de Parâmetros Morfométricos de Drenagem na Bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal. Dissertação (Mestrado em Geografia) – departamento de Geografia do Centro de Ciências humanas, Letras e Artes da Universidade Federal de Maringá. Maringá, 96p.
- MENDONÇA-FILHO, C. V. (2005). Vegetação. In: SILVA, A. C. & PEDREIRA, L.C.V.S.F. (ed.) (2005). Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador. 121-138.
- MILLIMAN, J.D.& SYVITSKI, J.P.M. (1992). Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountains Rivers. The Journal of Geology, 100, 525-544.
- MONIZ, A.C. (1972). Decomposição de Rochas e Formação de Minerais de Argila. In: MONIZ, A. (org.). Elementos de Pedologia. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 305-323.
- NEVES, S. C.; ALMEIDA-ABREU, P.A., FRAGA, L.M.S. (2005). Fisiografia. In: SILVA, A. C.; PREDEIRA, L.C.V.S.F. (ed.) (2005). Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, 47-58.

NOVAES, A.B.(1978). Contribuição ao Estudo da Taxa de Intemperização dos Minerais e Rochas da Bacia de Drenagem do Rio Paraguaçu – Bahia. Dissertação de Mestrado. IGC/UFBA. Salvador, 86 p.

OLLIER, C (1981). Tectonics and Landforms: Geomorphology Texts; 6. Longman. 324p.

OLIVEIRA, J. B. (1972). Fatores de Formação. In: MONIZ, Antonio (org.) (1972). Elementos de Pedologia. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 275 – 288.

PENCK, W. (1924). Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 283 p. (Tradução da obra em língua inglesa por Czech, H. & Boswell, K.C. 1953. Morphological analysis of landforms. MacMillan and Co., London, 430p.

PINET, P. SOURIAU, M. (1988). Continental Erosion and Large-Scale Relief. Tectonics, 7 (3): 563-582.

RENGER, F. E. & KNAUER, L. G. (1995). 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, 3 (1): 31-39.

RICCOMINI, C. & ASSUMPÇÃO, M. (1999). Quaternary Tectonics in Brazil. Episodes, 22(3): 221–225.

SAADI, A. (1995). A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de Suas Margens. Geonomos, 3 (1): 41-63.

SAADI, A. (1998). Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. Geonomos, 6 (2): 55-63.

SALGADO, A.A.R. (2002). Desnudação Geoquímica e Evolução do Relevo no Espinhaço Meridional – MG. Dissertação de Mestrado. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 189 p.

SALGADO, A.A.R. (2007). Superfícies de Aplainamento: Antigos Paradigmas Revistos Pela Ótica dos Novos Conhecimentos Geomorfológicos. Geografias 4: 64-78.

SALGADO A. A. R.; COLIN, F.; NALINI JR., H. A.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. (2004). O Papel da Denudação Geoquímica no Processo de Erosão Diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. Revista Brasileira de Geomorfologia. 5 (1): 55-69.

SALGADO A. A. R.; COLIN, F.; NALINI JR., H. A.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; NALINI JÚNIOR, H.A.; CHEREM, L.F.S.; MARENT, B.R.; BRINDUSA, C.B.(2007). Estimativas das Taxas de Erosão das Terras Altas da Alta Bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: Implicações para a Evolução do Relevo. Revista Brasileira de Geomorfologia. 8 (2): 3 -10.

SALGADO A. A. R. & VALADÃO, R. C. (2003). Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional MG. Revista Brasileira de Geomorfologia, 4 (2): 31-40.

SALGADO, A.A.R & VALADÃO. R.C. (2005). Fatores Controladores dos Processos Desnudacionais Geoquímicos no Espinhaço Meridional (Depressão de Gouveia, MG). Geonomos (2005) 13 (1,2): 51-57.

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

SILVA, A. C.; PREDEIRA, L.C.V.S.F. (ed.) (2005). Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador. 272p.

SILVA, A. B. (2008). Hidrogeologia de Meios Cársticos. In: FEITOSA, F.A.C., MANOEL FILHO, J. (coord.) (2008). Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. 3 ed. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID: 153-176.

SUMMERFIELD, M.A. (1989). Tectonic Geomorphology - Convergent Plate Boundaries, Passive Continental Margins and Supercontinent Cycles, *Progress in Physical Geography* 13(3): 431-441.

SUMMERFIELD, M.A. (1991). *Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms*. Essex, Longman Scientific & Technical. 537p.

SUMMERFIELD, M.A., HULTON, N.J. (1994). Natural Controls of Fluvial Denudation Rates in Major World Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B7): 13871-13883.

TEIXEIRA, W. TOLEDO, M.C.M., FAIRCHILD, T.R., TAIOLI, F. (2000). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 557 p.

THOMAS, M. F. (1994). *Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. Wiley. 460p.

THOMAS, M.F., SUMMERFIELD, M.A. (1987). Long-term landform development: key themes and research problems. In: Gardiner, V., et al. (Eds.), *International Geomorphology 1986. Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, Part II*. Wiley, Chichester and New York, 935-956.

TOLEDO, M. C. M & OLIVEIRA, S. M. B. & MELFI, A. J. (2000). Intemperismo e Formação do Solo. In: TEIXEIRA, W. TOLEDO, M. C. M. FAIRCHILD, T. R., TAIOLI, F.(org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 139-166.

UHLEIN, A. (1991). *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. São Paulo. USP, Instituto de Geociências, 295p.

VALADÃO, R.C.(1998). *Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimento Crustais)*. Tese de Doutorado. Salvador, Universidade Federal da Bahia. 243f.

VITTE A.C. (2005). *Etchplanação Dinâmica e Episódica nos Trópicos Quentes e Úmidos*. *Revista do Departamento de Geografia*, 16: 105-118.

WAYLAND E.J.(1933). *Peneplains and some other platforms*. In: ADAMS, G. *Planation surfaces*. Doven, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1976 p. 355-358. (Benchmark Papers in Geology, n. 22). First edition.

WRAY, R.A.L (1997). *A Global Review of Solutional Weathering Forms on Quartz Sandstones*. Amsterdam: *Earth-Science Reviews*, 42: 137-160.