

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

**DANIEL PEIFER BEZERRA**

**QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG: FATORES  
CONDICIONANTES DO RELEVO**

Belo Horizonte

2014

**DANIEL PEIFER BEZERRA**

**QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG: FATORES  
CONDICIONANTES DO RELEVO**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal de Minas Gerais, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geomorfologia

Orientadora: Prof. Dra. Cristina Augustin

Belo Horizonte

2014

Dissertação intitulada *Quadrilátero Ferrífero: fatores condicionantes do relevo*, de autoria do mestrando Daniel Peifer Bezerra, apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial a obtenção do título de Mestre em Geografia.

**Área de concentração:** Análise Ambiental

Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:

---

Prof. Dra. Cristina Augustin - IGC/UFMG

Orientadora

---

Prof. Dr. Tony Sampaio - UFPR

---

Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira– IGC/UFMG

Belo Horizonte, 13 de Março de 2014

## **DEDICATÓRIA**

Aos primeiros pensadores que se aventuraram  
nos mistérios do Quadrilátero Ferrífero...

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus companheiros de pesquisa Maurício, Ramón e Bráulio,

A minha orientadora Cristina Augustin,

A minha mãe Kátia Peifer,

Ao meu pai José Fernandes,

A minha irmã Mariana Peifer,

Ao meu primo Gabriel,

A minha namorada Amandinha Peifer,

Aos meus amigos que eu não cheguei a conhecer, em especial Popper, J. D. Sallinger, Benedetti e Ray Bradbury.

A CAPES, pelo auxílio financeiro para o desenvolvimento dessa pesquisa.

## RESUMO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma das províncias minerais mais importantes do mundo, com um significativo histórico de produção de ouro, ferro e alumínio. Apesar do acervo de conhecimento geológico sobre o QF ser muito expressivo, o QF é um "quebra-cabeças" geológico e geomorfológico cuja complexidade é tão grande que os estudos acerca de sua evolução morfológica não chegaram a uma posição consensual. A hipótese mais aceita para a explicação da geomorfologia do QF propõe que a distribuição espacial de rochas com diferentes resistências à denudação levou à formação de um relevo invertido em que anticlinais teriam sido erodidos e ocupariam as porções rebaixadas do relevo, enquanto os sinclinais teriam permanecido suspensos; os flancos dos sinclinais estariam protegidos por litotipos resistentes (quartzitos e itabiritos), que teriam contribuído para que constituam terras altas, justamente pela grande resistência desses litotipos. Entretanto, muitos trabalhos encontraram evidências de atividade tectônica recente em pequenos depósitos sedimentares. Nesse sentido, essa dissertação buscou testar os condicionantes geomorfológicos do relevo do QF, tentando diferenciar a importância das características do substrato rochoso e do diastrofismo na evolução geomorfológica do QF. Para isso, foi realizada a avaliação da relação estatística e gráfica das relações entre a distribuição litológica, a distribuição altimétrica e a distribuição do índice *Stream-Length* (SL) para o QF. O pressuposto básico assumido para a utilização desse método é que para que a erosão diferencial seja o principal controle do relevo, necessariamente se deve encontrar uma relação positiva entre a distribuição altimétrica, a distribuição litológica e a distribuição espacial de valores de índice SL.

Os resultados encontrados mostram que não ocorre controle litológico na distribuição altimétrica, bem como na distribuição de valores de índice SL. Além disso, a suposição de correlação entre as "Terras Altas" e as rochas resistentes (quartzitos e itabiritos) não é correta. A altimetria e o índice SL se distribuem de maneira desigual no QF: a bacia do Alto Rio Conceição (E do QF) exibe maior vigor energético e maior altimetria que a bacia do Alto Rio das Velhas. Sendo assim, o modelo de explicação do relevo do QF a partir de erosão diferencial foi refutado.

A partir da interpretação dos resultados, é proposto que a porção leste do QF foi possivelmente soerguida a partir de diferentes fronts que representam estruturas antigas Brasilianas (650-500 Ma) de vergência W, que foram reativadas com intensidades diferentes ao longo do Cenozoico, sendo responsáveis pelos basculamentos inferidos das bacias do QF e pelas

áreas de alto índice SL concentradas na bacia do Alto Rio Conceição / limite leste da bacia do Alto Rio das Velhas.

**Palavras-chave:** Quadrilátero Ferrífero; evolução do relevo; tectônica ativa; erosão diferencial.

## ABSTRACT

The Quadrilátero Ferrífero (QF) is one of the most important mineral provinces in the world, with a significant history of production of gold, iron and aluminum. Despite the geological knowledge about the QF be very expressive, the geology and geomorphology of QF are a 'puzzle' whose complexity is so great that the studies on its morphological evolution have not reached a consensus yet. The most commonly accepted hypothesis to explain the geomorphology of the QF, states that the spatial distribution of rocks with different resistance to denudation led to an inverted relief, where anticlines have been eroded and occupy the lower portions of the relief, while synclines remain suspended. Flanks of synclines would be protected by resistant lithology's (quartzites and itabirites) and these remain suspended constituting highlands because of the great strength of these rock types. However, many studies have found evidence of recent tectonic activity in small sedimentary deposits. In this sense, this dissertation sought to test the geomorphological constraints of the relief of the QF, trying to differentiate the importance of the characteristics of bedrock and diastrophism in the geomorphological evolution of the QF. For this, the assessment of the statistical and graphical relations between the lithological distribution, altimetric distribution and the distribution of Stream-Length (SL) index for the QF was performed. The assumption made for the use of this method is that if the differential erosion is the main relief control, it must be find a positive relationship between altimetric distribution, lithological distribution and spatial distribution of SL index values. The relief control by active tectonic demand, in turn, a misfit between relief and the passive controls of the same.

The results show that: does not occur lithological control in the altimetric distribution; does not occur lithological control on the distribution of values of SL index; the assumption of correlation between the "Highlands" of the QF and resistant rocks (quartzite and itabirites) is not correct. In addition, altimetry and SL index are distributed unevenly in QF: the basin of the Upper Rio Conceição exhibits greater stream power and greater altimetry than the basin of the Upper Rio das Velhas. Therefore, the explanation model of the QF relief by differential erosion was refuted.

From the interpretation of the results was proposed that the eastern portion of the QF was possibly uplifted from different fronts that represent ancient structures, with Brasiliana age (650-500 Ma) and vergence W, that were reactivated with different intensities during the Cenozoic. This reactivations were possibly responsible for the inferred tilting of the basins of QF and the

areas of high SL concentrated in the Upper Rio Conceição basin / east boundary of the Upper Rio das Velhas basin.

**Keywords:** Quadrilátero Ferrífero; relief evolution; active tectonics; differential erosion.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1. Localização espacial do QF – MG. ....	16
FIGURA 2. Principais bacias estudadas: bacia do Alto Rio das Velhas (drenagem N-S) e bacia do Alto Rio Conceição (drenagem NE-SW). ....	19
FIGURA 3. Municípios abrangidos pelas bacias estudadas. ....	20
FIGURA 4. Exemplos da utilização do índice SL segundo a perspectiva analítica (a). ....	34
FIGURA 5. Parâmetros e fórmula utilizados para o cálculo do índice SL. ....	38
FIGURA 6. Exemplo de Hack (1973) sobre como o índice SL deveria ser calculado. ....	39
FIGURA 7. Perfil longitudinal (a) e modelo DS (b) de um rio hipotético. X representa uma variação na resistência litológica, enquanto Y e Z representam desequilíbrios do perfil longitudinal. ....	47
FIGURA 8. Coluna estratigráfica do QF. ....	52
FIGURA 9. Articulação das cartas geológicas do QF. ....	54
FIGURA 10. Distribuição espacial dos Complexos Ígneo-Metamórficos do QF. ....	54
FIGURA 11. Mapa geológico estrutural simplificado do Quadrilátero Ferrífero. ....	67
FIGURA 12. Zonamento metamórfico e gradientes deformacionais do QF. ....	74
FIGURA 13. Resultado final da preparação da drenagem para os cálculos. ....	81
Figure 14. Disputa de comprimento entre os segmentos A e B. ....	83
FIGURA 15. Apresentação do segmento C, que foi disputado pelos segmentos A e B e vencido por A. ....	84
FIGURA 16. Batalha entre os segmentos D e E; o segmento A-C ainda não tem adversário definido. ....	84
FIGURA 17. Resultado final da primeira parte da ordenação da drenagem – ordenação do curso fluvial principal. ....	85
FIGURA 18. Resultado da primeira parte do ordenamento da drenagem hipotética. ....	86
FIGURA 19. Resultado final da ordenação. ....	87
FIGURA 20. Pontos amostrais utilizados no trabalho. ....	92
FIGURA 21. Distribuição espacial da Geologia Simplificada do Quadrilátero Ferrífero – MG. ....	94
Figure 22. Histograma da distribuição altimétrica das Terras Altas do QF. ....	96
FIGURA 23. Cálculo e significado do FABD. ....	97
FIGURA 24. Distribuição espacial da Altimetria no QF. ....	99
FIGURA 25. Estatística zonal das sub-bacias de quinta ordem, a partir da Altimetria (raster) do QF. ....	100
FIGURA 26. Gráfico de valores mínimos de altimetria por litotipos. ....	101
Figure 27. Gráfico de valores máximos de altimetria por litotipos. ....	102
FIGURA 28. Gráfico de valores médios de altimetria por litotipos. ....	103
FIGURA 29. Distribuição espacial do índice SL no QF. ....	105
FIGURA 30. Estatística zonal das sub-bacias de quinta ordem, a partir do índice de SL (raster) do QF. ....	106
FIGURA 31. Gráfico de valores mínimos de índice SL por litotipos. ....	107
FIGURA 32. Gráfico de valores máximos de índice SL por litotipos. ....	108
FIGURA 33. Gráfico de amplitude de valores de índice SL por litotipos. ....	109
FIGURA 34. Gráfico de valores médios de índice SL por litotipos. ....	110
FIGURA 35. Distribuição espacial das Terras Altas do QF. ....	111
FIGURA 36. Classes de Terras Altas, determinadas pelo método de quebras naturais (Jenks). ....	111
FIGURA 37. Intersecção entre a distribuição litológica e as “Terras Altas” do QF. ....	113
FIGURA 38. Modelo de inversão de relevo. ....	117
FIGURA 39. Contexto atual de traços axiais de dobramentos e seu posicionamento topográfico no QF. ....	119
FIGURA 40. Distribuição espacial dos falhamentos no QF. ....	122

FIGURA 41. Densidade de falhas do QF. ....	124
FIGURA 42. Distribuição espacial dos gradientes fluviais do QF.....	125
FIGURA 43. Declividade (%) do QF. ....	126
FIGURA 44. Plano axial dos dobramentos do QF e sua intersecção com a hidrografia. ....	127
FIGURA 45. Geologia Simplificada e falhamentos.....	128
FIGURA 46. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica. ....	130
FIGURA 47. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua sobreposição com falhamentos. ....	131
FIGURA 48. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica; contexto regional. .....	131
FIGURA 49. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica. ....	132

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Tabela modelo de uma drenagem hipotética para o cálculo do índice SL. ....	89
TABELA 2. Tabela completa para a drenagem hipotética apresentada na tabela 1, com os valores de índice SL.....	90
TABELA 3. Distribuição areal das diferentes litologias no QF. ....	103
TABELA 4. Interseção de cada classe de “Terras Altas” com a distribuição litológica do QF. ....	112
TABELA 5. Intersecção da distribuição litológica do QF com cada uma das classes de Terra Alta estabelecidas.....	114

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>15</b>
1.1 HIPÓTESE, OBJETIVO E PRESSUPOSTOS ASSUMIDOS NA DISSERTAÇÃO .....	18
1.2 BACIAS ESTUDADAS e MUNICÍPIOS ABRANGIDOS.....	19
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>21</b>
2.1 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: TEORIAS CÍCLICAS E EQUILÍBRIO DINÂMICO.....	21
<b>2.1.1 As ideias de William Morris Davis.....</b>	<b>21</b>
<b>2.1.2 O Ciclo Geográfico .....</b>	<b>22</b>
<b>2.1.3 Aplainamentos .....</b>	<b>23</b>
<b>2.1.4 Equilíbrio Dinâmico .....</b>	<b>24</b>
2.2 EQUILÍBRIO ENERGÉTICO EM SISTEMAS FLUVIAIS.....	26
<b>2.2.1 Perfil longitudinal dos rios .....</b>	<b>28</b>
2.3 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA EM CONTEXTO DE MARGEM CONTINENTAL PASSIVA .....	28
2.4 ÍNDICE SL (STREAM-LENGTH GRADIENT INDEX) .....	31
<b>2.4.1 Definição do índice SL e seu significado .....</b>	<b>32</b>
<b>2.4.2 Histórico do uso do índice SL.....</b>	<b>33</b>
<b>2.4.3 O cálculo tradicional do índice SL .....</b>	<b>38</b>
<b>2.4.4 Conflito entre o SL index tradicional e o “whole” SL index.....</b>	<b>41</b>
<b>2.4.5 Proposta de uma nova maneira de se calcular e analisar o índice .....</b>	<b>44</b>
<b>3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO .....</b>	<b>51</b>
3.1 ESTRATIGRAFIA .....	51
<b>3.1.1 Terrenos granito-gnáissicos arqueanos.....</b>	<b>53</b>
<b>3.1.2 Sequências vulcanossedimentares arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas).....</b>	<b>55</b>
<b>3.1.3 Sequências de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares proterozóicas.....</b>	<b>57</b>
<b>3.1.4 Coberturas sedimentares recentes .....</b>	<b>65</b>
3.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	66
3.3 METAMORFISMO .....	73
3.4 GEOMORFOLOGIA.....	74
3.5 CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS .....	78
<b>4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....</b>	<b>80</b>
4.1 PREPARAÇÃO DA INFORMAÇÃO CARTOGRÁFICA.....	80
4.2 CÁLCULO DO ÍNDICE SL .....	80

4.3	SOBRE A SIMPLIFICAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO LITOLÓGICA .....	93
4.4	ESTATÍSTICA ZONAL DA RELAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ÍNDICE SL E A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS LITOTIPOS .....	95
4.5	ANÁLISE HIPSOMÉTRICA DA DISTRIBUIÇÃO LITOLÓGICA DO QF.....	95
4.6	TESTE DAS TERRAS ALTAS .....	95
4.7	CÁLCULO DO FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM (FABD).....	96
<b>5.</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>98</b>
5.1	ALTIMETRIA .....	98
5.2	ÍNDICE SL .....	104
5.3	TESTE DAS “TERRAS ALTAS” .....	110
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES.....</b>	<b>117</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>134</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>135</b>
	<b>ANEXOS.....</b>	<b>144</b>

## 1. INTRODUÇÃO

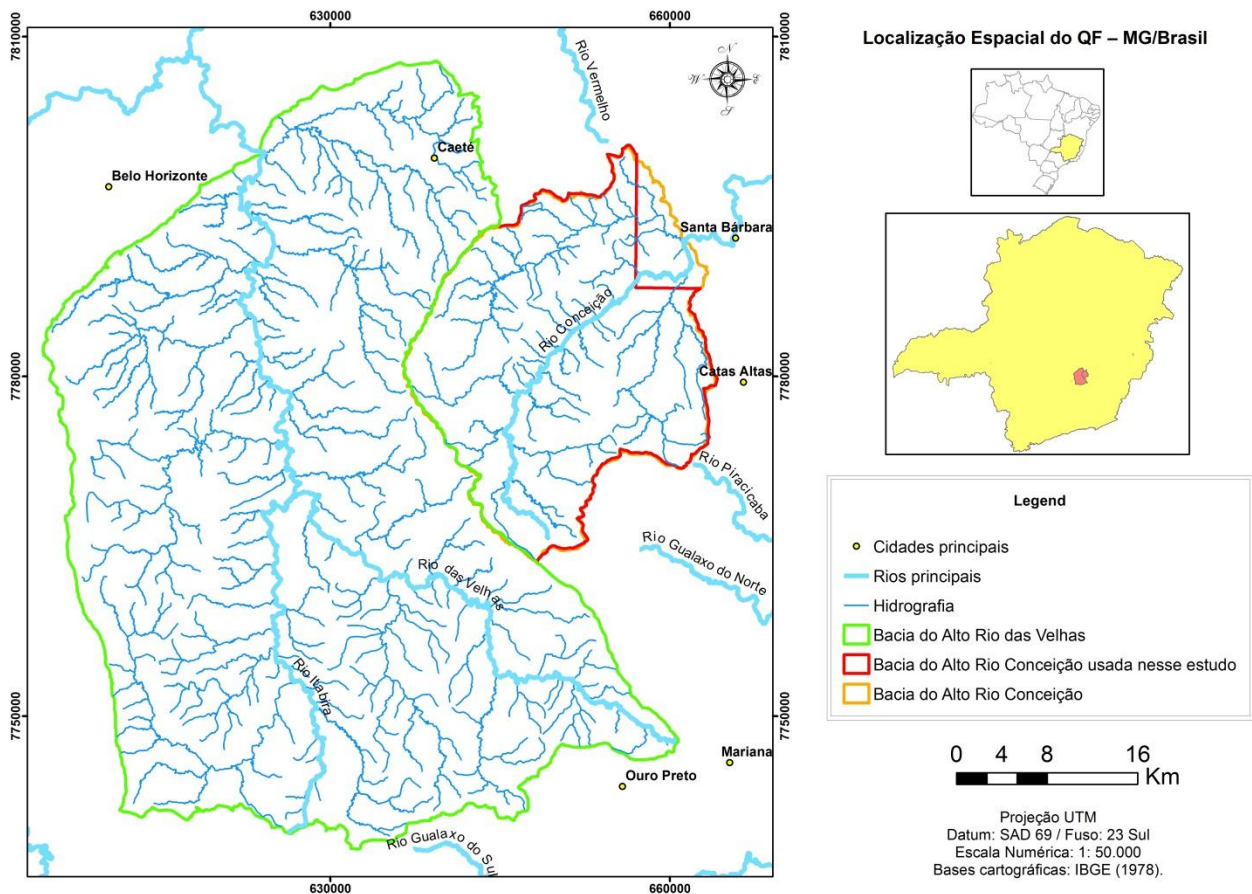
O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma unidade geotectônica localizada na região centro-sul de Minas Gerais (fig. 1), definida geomorfologicamente pelo alinhamento aproximadamente retangular de um conjunto de serras ricas em depósitos minerais (especialmente ouro e minério de ferro), cujas estruturas constituem megadobras sinformes e antiformes truncadas por cinturões de falhas de empurrão de direção norte-sul e vergência W em sua parte oriental.

O QF constitui também uma das províncias minerais mais importantes do mundo, com um significativo histórico de produção de ouro, ferro e alumínio. Foi a principal região produtora de ouro do Brasil do início do século XVIII até o final da década de 1970, com uma produção de mais mil toneladas – o que representou cerca de 40% da produção total de ouro do Brasil (LOBATO *et al.*, 2001; RIBEIRO-RODRIGUES *et al.*, 2000). Essa riqueza de depósitos minerais tornou o QF uma região estratégica para o Brasil, resultando em grande concentração de estudos da mesma. O acervo de conhecimento geológico sobre o QF é dos mais expressivos, sendo essa a região de melhor mapeamento geológico do Brasil (NOCE, 2005; RIBEIRO-RODRIGUES *et al.*, 2000).

A despeito do conhecimento acumulado, persistem ainda diversas questões relativas à evolução geológica do QF. Noce (2005) afirma que essas dificuldades decorrem dos problemas em se definir temporalmente os vários eventos magmáticos, sedimentares e tectono-metamórficos registrados na região. Para Saadi (1991), o QF é um "quebra-cabeças" geológico e geomorfológico cuja complexidade é tão grande, que os estudos acerca de sua evolução morfológica envolveram dezenas de geólogos e geógrafos de diversas partes do mundo sem que se tenha encontrado uma posição consensual.

Os grandes contrastes altimétricos, a complexidade de estruturas herdadas pela atuação de diferentes eventos tectono-magmáticos em suas massas rochosas, a variada distribuição litológica, os diversos processos de alteração e formação de coberturas, e a relativa falta de conhecimento sobre quadros paleoclimáticos, influências neotectônicas e balanços isostáticos da litosfera, tornam a geomorfologia do QF de difícil compreensão.

FIGURA 1. Localização espacial do QF – MG.



Os estudos geomorfológicos da área relacionaram a evolução do seu relevo a: (1) denudação diferencial de litotipos com diferentes resistências ao intemperismo e erosão (BARBOSA & RODRIGUES 1964, 1965, 1967; BARBOSA 1966, 1980; DE MARTONE, 1943 a, b; HARDER & CHAMBERLIN, 1915; JAMES, 1933; RUELLAN, 1950; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991); (2) história complexa de ciclos geográficos interrompidos por soerguimentos epirogenéticos que deixaram como herança diferentes superfícies aplainadas em níveis altimétricos específicos (BARBOSA & RODRIGUES, 1965, 1967; BARBOSA, 1980; BIGARELLA & AB'SABER, 1964 *apud* VARAJÃO, 1991; DORR, 1969; KING, 1956; LICHTER, 1979 *apud* VARAJÃO, 1991).

Varajão (1991) refutou a segunda hipótese com base na comparação dos níveis de superfícies erosivas descritos na literatura e a análise morfométrica do número das porções altas do relevo, suas respectivas áreas e posição altimétrica. Desse modo, Varajão (1991) coloca em

dúvida a existência das superfícies de aplainamento de diferentes idades no QF e aponta a primeira hipótese como a que explica de maneira mais consistente o relevo da região, assumindo que as variações altimétricas do QF, bem como alterações na declividade das vertentes, estão associadas a modificações litológicas. Salgado *et al.* (2007, 2008), através da mensuração de taxas de denudação, também sustentam essa hipótese e afirmam a terem provado quantitativamente porque encontraram, através do uso de  $^{10}\text{Be}$ , taxas baixas para quartzitos/itabiritos, taxas médias para xistos/filitos e granito-gnaisses, e taxas altas para mármore e dolomitos.

A aceitação da hipótese (1) implica, entre outros aspectos, na aceitação de diferentes pressupostos lógicos. Entre eles, ela assume que a distribuição espacial de litologias com diferentes resistências à denudação controlou a evolução morfológica do QF, ou seja, haveria um controle passivo através de características do substrato rochoso.

Entretanto, evidências de tectônica Cenozoica no QF têm sido observadas por vários autores, em pequenos depósitos sedimentares (*e.g.* LIPSKY *et al.*, 2001; MAIZATTO *et al.*, 1993; MAIZATTO, 1997; SAADI, 1991; SAADI *et al.* 1992). Por exemplo, Maizatto *et al.* (1993) descrevem três tipos de estruturas rúpteis no depósito terciário de Gongo Sôco (localizado na porção sudoeste do QF), representados por fraturas, falhas normais e falhas reversas sin e pós-deposicionais. Maizatto (1997) assinalou a presença de falhas normais sin-deposicionais afetando a sequência sedimentar Cenozoica da bacia do Gandarela (localizada na porção nordeste do QF). Magalhaes Jr. & Saadi (1998) encontraram deformações em terraços fluviais a jusante do Fecho de Sabará (limite norte da drenagem do QF). Da mesma maneira, Lipsky *et al.* (2001) descrevem intensa deformação com falhas normais, reversas e transcorrentes cortando os sedimentos Cenozoicos do Quadrilátero Ferrífero.

Nesse sentido, essa dissertação buscou investigar se a evolução geomorfológica do QF é controlada pelas características geológicas passivas e estabilizadas da área (no sentido de SAADI, 1991), ou se o principal condicionante do relevo é a tectônica ativa. Para isso, foi realizada a avaliação da relação estatística e gráfica entre a distribuição litológica, a distribuição altimétrica e a distribuição do índice *Stream-Lenght* (índice SL) (HACK, 1973) – que indica o vigor energético da drenagem do QF.

## 1.1 HIPÓTESE, OBJETIVO E PRESSUPOSTOS ASSUMIDOS NA DISSERTAÇÃO

A hipótese desse trabalho é que a tectônica ativa posterior à orogenia Brasileira – que ocorreu entre 0.7 a 0.45 Ga (ALKMIM & MARSHAK, 1998), foi o mais importante controle do relevo do QF, sobrepujando os controles passivos.

O objetivo da dissertação é entender as relações entre os condicionantes do relevo do QF, tentando avaliar se são as das características do substrato rochoso ou o diastrofismo o principal controle da evolução geomorfológica do QF.

A dissertação assume como pressuposto que, caso a conjectura de controle do relevo por erosão diferencial (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991) seja verdadeira, deve, necessariamente, existir uma relação positiva entre a distribuição altimétrica, a distribuição litológica e a distribuição espacial de valores de índice SL (HACK, 1973). Ou seja, seria necessário encontrar no QF as seguintes condições:

- Rochas mais resistentes à denudação e intemperismo correspondentes às cotas altimétricas mais elevadas do QF em termos absolutos; da mesma maneira, rochas menos resistentes não poderiam ser encontradas em cotas altimétricas mais elevadas do que as rochas resistentes, em termos absolutos;
- No contexto de bacias hidrográficas, rochas mais resistentes, tanto no intemperismo quanto em relação à denudação, deveriam ser encontradas em posições altimétricas mais elevadas do que rochas menos resistentes, adjacentes a essas;
- Perfis longitudinais dos rios teriam que refletir as variações litológicas (*i.e.* maiores gradientes para rochas mais resistentes e menores para as menos resistentes);
- Valores de índice SL (HACK, 1973) deveriam refletir a distribuição espacial de litotipos de diferentes resistências (*i.e.* maiores valores de índice para rochas mais resistentes e menores para menos resistentes).

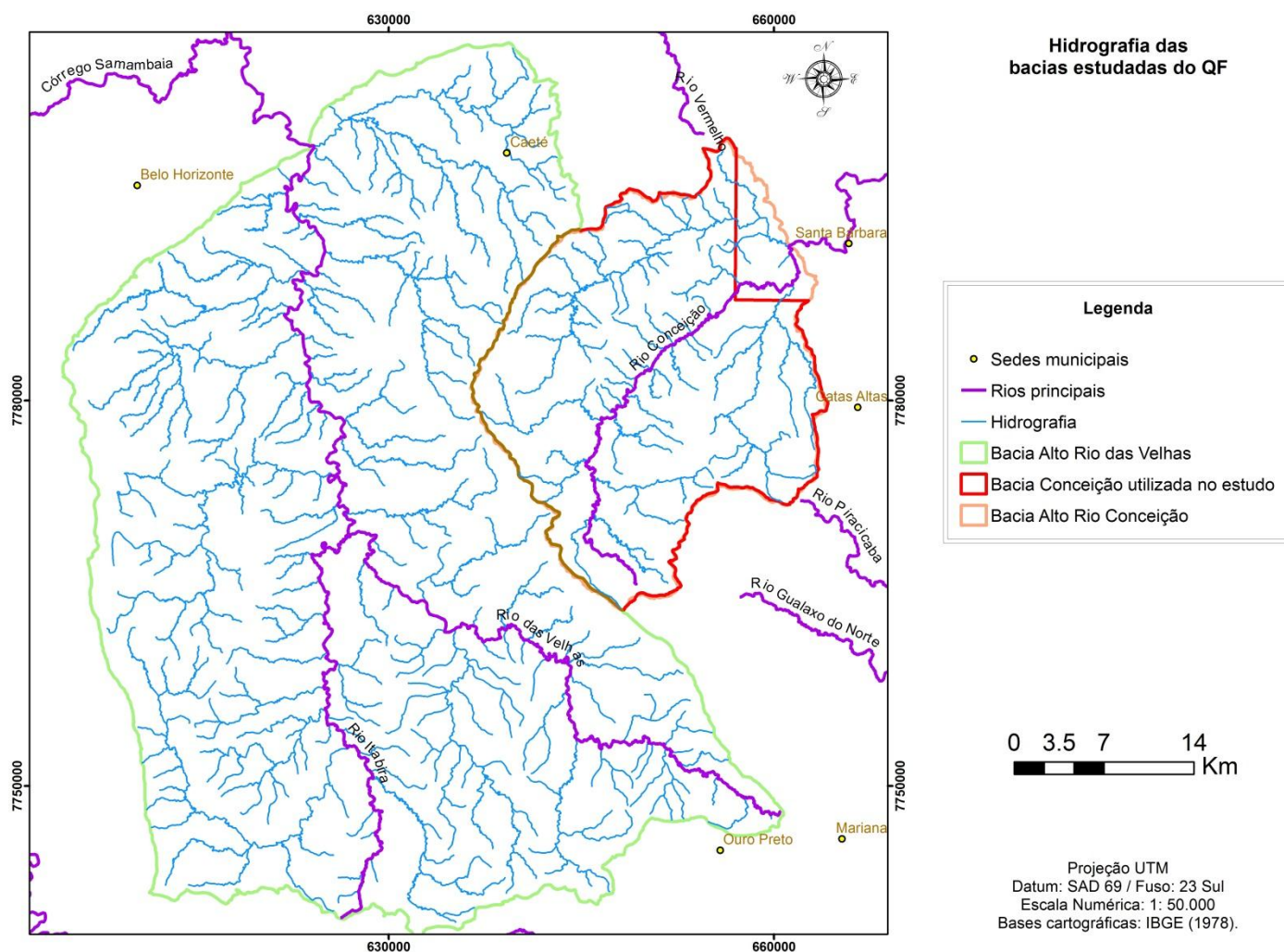
A hipótese de controle tectônico, por sua vez, apresenta como consequência lógica o desequilíbrio na geomorfologia do QF. Esse desequilíbrio significa que as áreas que sofrem ação da tectônica ativa devem ter o relevo em desacordo com os controles passivos, como por exemplo, a litologia. Nesse sentido, a hipótese de controle tectônico demanda que os requisitos supracitados não sejam, necessariamente, encontrados para o QF. Além disso, é necessário correspondência de estruturas herdadas de eventos tectônicos anteriores à possível deformação

crustal recente, uma vez que é mais fácil reativar uma linha de fraqueza preexistente do que nuclear uma nova (HASUI, 1990).

## 1.2 BACIAS ESTUDADAS E MUNICÍPIOS ABRANGIDOS

Foram estudadas as bacias do Alto Rio das Velhas e do Alto Rio Conceição (fig. 2). As mesmas foram escolhidas por serem as duas principais drenagens do QF (DORR, 1969), sendo afluentes de dois dos principais rios do Brasil: respectivamente, Rio São Francisco e Rio Doce. Além disso, a área drenada por essas bacias abrange toda a complexidade geológica do QF, razão dos inúmeros estudos realizados na área, o que permite o estabelecimento de correlações entre os resultados desta pesquisa com outros anteriormente obtidos (e.g. SALGADO *et al.*, 2004; VARAJÃO, 1991).

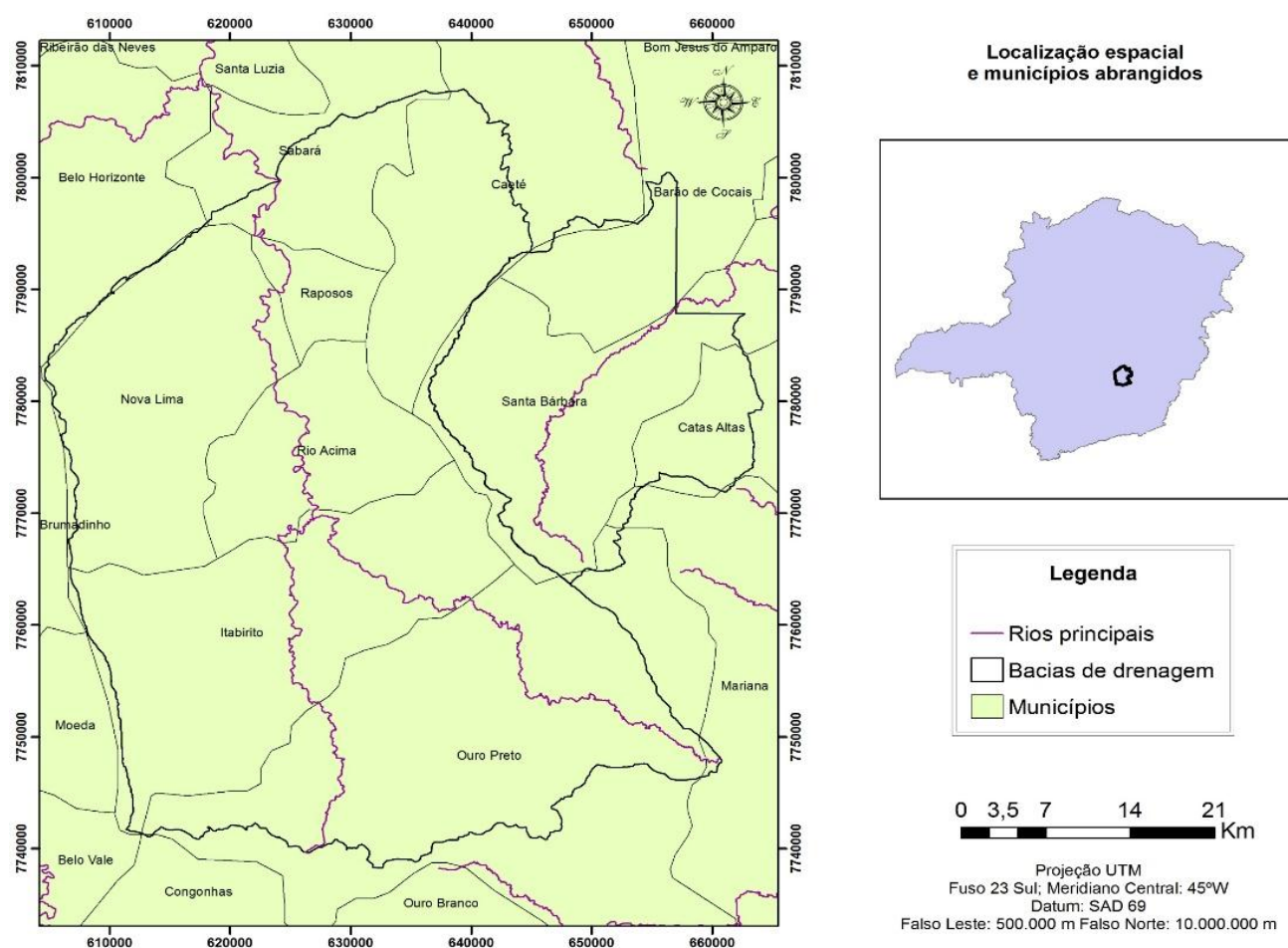
FIGURA 2. Principais bacias estudadas: bacia do Alto Rio das Velhas (drenagem N-S) e bacia do Alto Rio Conceição (drenagem NE-SW).



As bacias foram estudadas a partir de cartas topográficas na escala 1:50.000 (IBGE, 1978), especificamente as cartas Belo Horizonte, Caeté, Rio Acima, Acuruí, Itabirito, Ouro Preto, Mariana, Catas Altas. A figura 2 exibiu que a área estudada da bacia do Alto Rio Conceição é um recorte da área total da bacia; tal recorte ocorreu pois a porção da bacia recortada encontra-se representada na carta Itabira com escala de 1:100.000 (IBGE, 1978). A diferença de escalas foi a justificativa para o recorte. A área recortada representa 6% da área total da bacia.

Na sequência, a figura 3 exhibe os municípios abrangidos pelas bacias estudadas. As bacias ocupam área nos municípios de Sabará, Nova Lima, Raposos, Santa Bárbara, Catas Altas, Barão de Cocais, Ouro Preto, Itabirito e Mariana.

**FIGURA 3. Municípios abrangidos pelas bacias estudadas.**



## **2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

### **2.1 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: TEORIAS CÍCLICAS E EQUILÍBRIO DINÂMICO**

A parte da teoria geomorfológica que lida com a interpretação das formas de relevo e sua evolução foi dominada, por muitos anos, por conceitos de evolução cíclicos que asseguram que o relevo evolui em estágios estreitamente relacionados à taxa de mudança da posição do nível de base erosivo (HACK, 1960). A mais influente dessas teorias foi desenvolvida por William Morris Davis (DAVIS, 1899). Dentre os importantes conceitos que ele introduziu estão o ciclo geográfico, os peneplanos e a formação de montanhas por sucessão de ciclos erosivos.

Entretanto, ao longo do século XX, as ideias de Davis ficaram menos populares e o número de céticos com relação a tais ideias aumentou (HACK, 1960). Apesar de tal insatisfação, a teoria do ciclo geográfico e sua aplicação no estudo das formas de relevo não foram repostas completamente por qualquer outro conceito (HACK, 1960). Algumas teorias alternativas foram propostas, incluindo a teoria de Penck (1953), que relaciona a forma das vertentes às mudanças no ritmo de soerguimento relativo à taxa de erosão das mesmas, e a teoria dos pediplanos de King (1953), uma elaboração e expansão do conceito de retração lateral advindo de Penck (HACK, 1960). Ambas essas teorias, de todo modo, continuam sendo conceitos cíclicos que asseguram que o relevo evolui em estágios intimamente dependentes da velocidade de mudança da posição do nível de base erosivo (HACK, 1960).

#### **2.1.1 As ideias de William Morris Davis**

Segundo Davis (1899), todas as formas de relevo seriam funções de três variáveis: estrutura, processo e tempo. Em sua gênese, quando as forças de deformação e soerguimento determinam a estrutura e atitude de uma região, a forma da superfície estaria em conformidade com o seu arranjo interno e sua altura dependeria do total de soerguimento que ela sofreu. Caso suas rochas não fossem intemperizadas pelo ataque de agentes externos, a superfície se manteria inalterada até que as forças de deformação e soerguimento atuassem novamente; nesse caso, a estrutura controlaria sozinha a forma.

Entretanto, para Davis (1899), não existe rocha que não sofra intemperismo. Mesmo as mais resistentes rendem-se ao ataque da atmosfera e perdem material de maneira geral. Então,

todas as feições geomorfológicas, não obstante quão altas ou resistentes, deveriam se tornar baixas; sendo assim, para Davis (1899), os processos destrutivos são tão importantes quanto a estrutura na determinação das formas de relevo. Processos não podem, contudo, completar seu trabalho instantaneamente e o somatório de mudanças a partir do estado inicial seriam, pois, uma função do tempo.

Davis (1899) afirma que o total de mudanças causadas por processos destrutivos aumenta com a passagem do tempo, mas nem o total ou a taxa de mudança é função simples do tempo. O total de mudança seria limitado pela altitude de uma região com relação ao nível do mar; as forças destrutivas normais (*i.e.* ação dos processos intempéricos e das águas correntes) não podem rebaixar uma superfície abaixo do nível geral de base.

De acordo com Davis (1899), um período de tempo mais longo seria requerido para a denudação completa de uma área mais resistente frente aos processos destrutivos do que uma área menos resistente, mas nenhuma medida em termos de anos ou séculos pode ser dada para o período necessário para o desgaste efetivo de terras altas em terras baixas sem diferenciações fisiográficas (DAVIS, 1899). Ele declara que o nome mais conveniente para essa "porção da eternidade não medida" seria "O Ciclo Geográfico".

### **2.1.2 O Ciclo Geográfico**

A teoria do ciclo geográfico de Davis (1899) se estabelece sob a noção de que existe um nível de base a partir do qual a erosão ocorre e as correntes fluviais alcançam equilíbrio. A partir de um soerguimento inicial de uma parte da crosta terrestre, os processos de erosão se dão através de sucessivos estágios de juventude, maturidade e senilidade; de um tempo em que as correntes fluviais são irregulares e desequilibradas até o momento em que essas se tornam suaves, em um estágio de evolução em que o relevo é moderado e sua altimetria é próxima do nível de base geral. Um importante estágio de tal ciclo seria alcançado quando o gradiente dos principais rios se encontrasse tão reduzido que estes seriam capazes apenas de transportarem o montante de detritos advindo dos seus altos cursos e nada mais. Nesse ponto, o sistema fluvial seria dito equilibrado e o estágio de maturidade começaria. As correntes, incapazes de erodir seu leito, iniciariam a trabalhar lateralmente desenvolvendo planícies de inundação e meandros. A base dos vales (colúvio-aluvionares) expandiria lateralmente sincronicamente à redução altimétrica dos interflúvios (HACK, 1960). Como estágio final da fase senil, o relevo seria uma ampla superfície

aplainada coberta por colúvios e alúvios, cuja drenagem exibiria padrão meandrante. Os divisores de drenagem estariam equilibrados com os cursos fluviais e se encontrariam ligeiramente elevados em relação aos vales rasos. Davis (1899) salienta que poderiam haver interrupções do ciclo ideal de erosão e que, de fato, um ciclo ideal raramente se completaria. Períodos alternados de movimentos crustais e estabilidade do nível de base resultariam em sucessivos ciclos geográficos incompletos, durante os quais peneplanos soerguidos seriam dissecados e outros se formariam.

A teoria do Ciclo Geográfico parece sugerir que os vales seriam erodidos exclusivamente pelos rios, mas Davis (1899) deixa claro que boa parte do trabalho da erosão dos vales não são realizados pelos rios. Os rios aprofundariam os vales no estágio de juventude e alargariam o vale durante os estágios de maturidade e senilidade, mas o trabalho de transporte do material denudado dos continentes para os oceanos é que seria a principal função dos rios (DAVIS, 1899). Esse material transportado é suportado, sobretudo, pela erosão de material intemperizados nas encostas consequentes dos vales atuais.

### **2.1.3 Aplainamentos**

O conceito de aplainamento ou aplainamento lateral é apresentado por Gilbert (1877) em seu relatório acerca de Henry Mountain – EUA. Gilbert (1877) descreve o processo de aplainamento como relacionado com a formação de uma superfície suave, coberta por cascalhos, modelada sob rochas mesozóicas no sopé de Henry Mountain. Superfícies como essa eram conhecidas até então como pedimentos e foram estudadas novamente em Henry Mountain por Hunt *et al.* (1953, *apud* HACK, 1960). Foi reconhecido por Gilbert (1877) que o aplainamento dessa região ocorre em rochas pouco resistentes, tais como pelitos e arenitos, onde a declividade das vertentes é pequena se comparada com a região montanhosa adjacente. Gilbert (1877) conjectura que a migração lateral dos cursos fluviais era dependente da maior resistência da carga de leito transportada pelos rios em comparação à rocha através da qual os mesmos estavam fluindo, de modo que a corrente passaria a erodir lateralmente as rochas menos resistentes. O processo seria, pois, dependente da geologia da bacia de drenagem e do contraste entre a resistência das rochas e declividade das vertentes entre o alto e o médio/baixo cursos dos rios.

Davis (1899) também aplicou no Ciclo Geográfico a concepção de aplainamento lateral (DAVIS, 1899; HACK, 1960). De acordo com sua teoria, uma corrente sempre tem a tendência

de erodir lateralmente suas margens e bancos de depósitos ao atingir certo estágio evolutivo: como o relevo passa por diferentes estágios de evolução do ciclo geográfico, os maiores rios e, posteriormente os tributários, se ajustam ao nível de base de erosão. Nesse ajuste ao nível de base, a habilidade da drenagem em realizar incisão vertical sob seu leito diminuiria; os rios começariam, então, a migrar lateralmente erodindo as paredes do vale, processo que formaria posteriormente uma planície de inundação ou superfície de aplainamento (DAVIS, 1899).

Existe um nítido contraste entre a explanação de Gilbert (1877) e Davis (1899): a explicação de Gilbert (1877) para o aplainamento lateral envolve o equilíbrio dinâmico de forças presentes nas bacias de drenagem e a relação dessas forças com as diferentes características das rochas. Já a teoria de Davis (1899) assume que o aplainamento lateral irá ocorrer em qualquer bacia de drenagem com a passagem do tempo, não obstante a sua geologia. Hack (1960), afirma que ao adequar o conceito de aplainamento à macro perspectiva do ciclo de erosão, Davis (1899) ignorou relações espaciais que limitariam sua teoria. Para Hack (1960), superfícies de aplainamento seriam produzidas por sistemas fluviais através de certas circunstâncias específicas, mas não existem razões para se crer que a superfície expandiria através do tempo de acordo com o rebaixamento do relevo (não obstante quaisquer condições). Pelo contrário, Hack (1960) afirma que é razoável pensar que, a depender da disposição espacial de algumas características geológicas, o desenvolvimento poderia se dar num sentido oposto ao delineado pelas teorias cíclicas.

#### **2.1.4 Equilíbrio Dinâmico**

Uma abordagem alternativa para a interpretação do relevo é o princípio do equilíbrio dinâmico de Hack (1960). Hack (1960) assume que em um único sistema fluvial todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de modo que eles estão sendo rebaixados a uma mesma taxa. As formas e os processos estariam em um estado fixo e poderiam ser considerados independentes do tempo. Diferenças e características das formas seriam explicadas em termos de relações espaciais nas quais padrões geológicos são a causa primária ao invés das explicações evolucionárias (de estágios evolucionários), tais como a de Davis (1899), Penck (1953) e King (1953).

O conceito do equilíbrio dinâmico (HACK, 1960) requer um estado de equilíbrio entre forças opostas de modo que elas operem em taxas iguais e que seus efeitos cancelem uns aos

outros produzindo estados fixos, no qual a energia está constantemente entrando e saindo do sistema. As forças opostas podem ser de vários tipos; por exemplo, um delta aluvial pode estar em equilíbrio dinâmico se os detritos advindos das áreas elevadas forem depositados à mesma taxa na qual são removidos por erosão da superfície do delta. Similarmente, uma vertente estaria em equilíbrio se o material transportado para as porções distais da mesma fosse balanceado por uma erosão à mesma taxa, no sopé da vertente (HACK, 1960, 1975).

No ciclo de erosão elaborado por Davis (1899), o equilíbrio seria alcançado em algumas partes do sistema de drenagem quando existisse um balanço entre a carga de sedimentos transportada pela rede de drenagem a partir de seus altos cursos e a habilidade da drenagem em remover isso ou, em outras palavras, quando a declividade do canal for reduzida somente para que a corrente transporte o material para fora do sistema de acordo com a descarga disponível. Hack (1960) afirma que esse tipo de equilíbrio é provavelmente alcançado em uma corrente quase imediatamente e não é relacionado com qualquer estágio de evolução. O conceito de Davis (1899) implica que algumas partes do sistema de drenagem estejam em equilíbrio enquanto, ao mesmo tempo, outras partes não estão e que essa condição de equilíbrio é, com o tempo, gradualmente estendida a toda drenagem.

Hack (1960, 1975) afirma que é mais interessante para a análise das formas topográficas conceber que o equilíbrio de uma realidade fisiográfica particular envolve um balanço entre o processo de erosão, a resistência das rochas e o diastrofismo (HACK, 1960, 1973, 1975). Esse conceito é similar à idéia de Penck acerca das forças endógenas e exógenas (PENCK, 1953). Supondo que uma área esteja sofrendo soerguimento a uma taxa constante, caso a taxa de soerguimento fosse relativamente rápida, o relevo seria elevado como consequência da grande energia potencial requerida para prover erosão suficiente para contrabalançar tal soerguimento. A topografia estaria em um estado fixo e permaneceria inalterada sob essa forma desde que as taxas de soerguimento e erosão não mudem e de que não sejam exumadas rochas com competências diferentes das anteriormente expostas. Caso as taxas relativas de erosão e/ou soerguimento se alterem, entretanto, o estado de equilíbrio dinâmico mudaria. A topografia estaria, então, mudando de um estado de equilíbrio para outro.

Para Hack (1960), a crosta terrestre não é isotrópica e mesmo nos menores sistemas fluviais, não importando o quão pequeno sejam esses, existe considerável variação na composição e estrutura da crosta. Essas variações determinariam variações na topografia. Como

exemplo, segundo Hack (1960), poderia ser concebida uma área composta parcialmente por quartzito e parcialmente por pelitos. Utilizando o conceito de equilíbrio dinâmico, para que ocorra erosão do quartzito a uma mesma taxa que nos pelitos, maior energia seria requerida e, uma vez que as taxas de remoção dos dois precisam ser a mesma de modo a preservar o equilíbrio energético, um relevo mais elevado e vertentes mais declivosas seriam requeridas no domínio quartzítico.

## 2.2 EQUILÍBRIO ENERGÉTICO EM SISTEMAS FLUVIAIS

O conceito de equilíbrio fluvial é um dos conceitos-chave dentro da teoria geomorfológica. Tal ideia foi usada primariamente por Domenico Gugliemini para discutir o perfil longitudinal de rios (CHORLEY *et al.*, 1964, p. 87). Posteriormente, Gilbert (1877) utilizou a mesma na discussão de declividades estáveis de um canal fluvial. Davis (1889), entretanto, utilizou a concepção de equilíbrio fluvial num sentido diferente: ele designava ali certo estágio de evolução dos perfis longitudinais dos rios no qual a capacidade de transporte de sedimentos do curso d'água é balanceada com a carga sedimentar que ele carrega (HACK, 1960).

A noção de equilíbrio foi extensivamente discutida na literatura geomorfológica (HACK, 1960, 1975; KESSELI, 1941; MACKIN, 1948; LEOPOLD & MADDOCK, 1953; RUBEY, 1952). Kesseli (1941), afirma que o conceito delineado por Davis (1899) se apresenta bastante obscuro e impreciso, de modo que é muito difícil identificar um sistema fluvial na natureza que atenda sua definição. Mackin (1948) se esforça para elucidar algumas das ideias de Davis (1899): os exemplos de rios em equilíbrio citados por ele estariam migrando lateralmente – depositando na planície de inundação um montante de matéria igual à matéria perdida por erosão. Os rios equilibrados não estariam realizando incisão vertical sobre o leito dos mesmos e seu perfil longitudinal estaria se transformando de maneira muito lenta. Os rios em equilíbrio seriam margeados por uma planície de inundação que se desenvolveria como fina camada de depósitos fluviais e por terraços cuja composição seria inteiramente de materiais carregados a partir de outras áreas – diferentes dos materiais sob os quais o rio se assenta (MACKIN, 1948; HACK, 1960).

Os rios citados por Mackin (1948) em seu desenvolvimento do conceito de equilíbrio são exemplos de rios equilibrados que representam, segundo Hack (1960), casos restritos ao invés de

gerais: tais rios possuiriam suas cabeceiras acima de rochas bastante resistentes em uma área de grande declividade e altitude e seu baixo curso se encontraria sob rochas pouco resistentes em uma área de baixa declividade. Hack (1960) afirma que eles migram lateralmente e que apresentam diminuição de sua competência somente como consequência do arcabouço geológico da região que atravessam; sendo, pois, exemplos bastante escassos dentro dos sistemas geomorfológicos naturais.

Leopold & Maddock (1953) consideraram o sistema fluvial em equilíbrio de acordo com a geometria e a hidráulica dos canais. Seu estudo sobre os sistemas fluviais indicou padrão semelhante de auto-ajustamento entre as variáveis hidráulicas: largura, profundidade, velocidade e carga sedimentar, tanto nos sistemas ditos equilibrados quanto nos desequilibrados. Eles concluem que o conceito de equilíbrio desenvolvido por Mackin (1948) não pode ser demonstrado pelas evidências empíricas e passam a utilizar o termo "quase-equilíbrio" em referência a tais dados. Eles reconhecem que esse conceito de equilíbrio é distinto do equilíbrio de Davis (1899) e de Mackin (1948).

No conceito de Davis (1899), altas velocidades de fluxo e grande capacidade de transporte são associadas com grandes declividades de canais. Como a declividade decresceria durante a evolução do relevo através do ciclo de erosão, a velocidade bem como a capacidade de transporte de detritos também diminuiriam (DAVIS, 1899). Essa ideia parecia razoável a Davis (1899) porque ele acreditava que os rios de regiões montanhosas com canais declivosos possuíam maiores velocidades de fluxo (e, conseqüentemente, maior capacidade) do que os grandes rios em áreas altimetricamente mais baixas (e com declividades mais suaves). Essa observação não é verdadeira (HACK, 1960): Leopold & Maddock (1953) demonstraram que para muitos cursos fluviais naturais a velocidade média do fluxo tende a aumentar à jusante. Hack (1958), em estudo acerca de alguns rios dos Apalaches, indica que o tamanho do material carregado por um rio não está relacionado diretamente com a declividade, mas antes disso se relacionaria com a descarga e outras variáveis, de maneira que em muitos rios a competência se eleva à jusante na medida em que a declividade diminui. Desse modo, para Hack (1960), seria errado acreditar que os sistemas fluviais pudessem alcançar qualquer condição balanceada ao longo de qualquer sequência evolutiva envolvendo gradual redução da declividade. Hack (1960) afirma que é provável que o único equilíbrio que exista na maioria das correntes seja o "quase-equilíbrio" de Leopold & Maddock (1953).

### 2.2.1 Perfil longitudinal dos rios

O perfil longitudinal dos rios foi reconhecido a mais de três séculos, sendo descrito primariamente por Domenico Gugliemini no final do século XVII (CHORLEY *et al.*, 1964). Essa é uma das representações mais frequentes dos cursos d'água e diz respeito a uma curva plotada em um gráfico de coordenadas cartesianas, onde a altitude é lançada no eixo das ordenadas e a extensão da drenagem ocupa o eixo das abscissas, formando a variável independente.

A maior parte dos estudos de perfis longitudinais tende a assumir que o perfil do rio em questão encontra-se sob uma condição de equilíbrio (SEIDL *et al.*, 1994). Desde o trabalho de Gilbert (1877), geomorfólogos têm reconhecido que os perfis longitudinais são geralmente côncavos para cima e, nas previsões da evolução dos perfis (levando em conta as teorias geomorfológicas de evolução do relevo), a condição de concavidade desses geralmente é interpretada como uma confirmação de que suas simulações são realistas (SEIDL *et al.*, 1994; SNOW & SLINGERLAND, 1987). Apesar disso, uma análise atenta revela que a concavidade geral dos perfis longitudinais é geralmente interrompida por porções mais declivosas ou extensões convexas do mesmo, comumente referidas como *knickpoints*, e que alguns desses perfis são convexos em sua totalidade. Perfis de grandes e pequenos rios na Europa, Estados Unidos e África são caracterizados por sua forma geral convexa ou extensões retilíneas e convexas (BRICE, 1964; McKEOWN *et al.*, 1988; PETERS, 1978; WOODFORD, 1951). Extensões locais de anomalias dentro de perfis longitudinais são geralmente interpretadas como uma correlação entre: (1) áreas com litologia mais competente do que sua vizinhança (BRUSH, 1961; HACK, 1957; LEWIS, 1945; WOLMAN, 1955); (2) locais onde uma carga sedimentar grossa é introduzida por tributários (HACK, 1973; WOODFORD, 1951); (3) locais de atividade tectônica (McKEOWN *et al.*, 1988; REED, 1981); (4) propagação à montante de variação do nível de base (PENCK, 1953; SEIDL *et al.*, 1994).

### 2.3 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA EM CONTEXTO DE MARGEM CONTINENTAL PASSIVA

O Brasil se situa atualmente na porção central da Placa Sul-Americana, bastante distante das margens ativas desta, onde a W se dá a subducção da Placa de Nazca e se eleva a Cadeia Andina, e a E ocorre a expansão do assoalho oceânico na Cadeia Meso-Atlântica. Tal cenário, aliado à extensão territorial nacional, faz do Brasil um dos países sismicamente mais estáveis do

mundo (ASSUMPÇÃO *et al.* 1979; SALVADOR, 1994). Por esta posição intraplaca, o Brasil era considerado até há pouco tempo atrás como praticamente assísmico, sendo a pequena atividade ocorrente considerada de importância secundária (SAADI *et al.*, 2005). Salvador (1994) afirma que a ocorrência de terremotos de grande magnitude em contextos geotectônico de margem passiva, vem tornando crescente a preocupação no tocante à estabilidade geológica regional e suas implicações para a atividade humana. A incidência de abalos sísmicos em zonas sismogênicas como a do sudeste do Brasil (região de intensa e extensa ocupação urbana), com numerosas instalações hidrelétricas e uma central nuclear, favoreceu o desenvolvimento de estudos visando o estabelecimento das relações entre a tectônica ativa e a sismicidade (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

O reconhecimento da importância dos processos geológicos atualmente ativos levou Obruchev (1948, apud SALVADOR, 1994) a propor um novo ramo das Geociências – denominado por ele "neotectônica" – a fim de designar os movimentos recentes ocorridos no fim do Terciário e início do Quaternário, fundamentais para o entendimento da topografia contemporânea. Desde então, muitos trabalhos foram desenvolvidos no mesmo sentido, modificando (normalmente no tempo e no espaço) a definição científica do termo (HANCOCK & WILLIAMS, 1986; MÖRNER, 1989; PAVICH *et al.*, 1989; PAVLIDES, 1989).

Pavrides (1989) discutiu e sintetizou as ideias de vários autores, concluindo que o início do período neotectônico não possuiria um valor global sendo dependente, pois, das características individuais de cada caso estudado. Esse autor definiu o termo neotectônica como “o estudo de eventos tectônicos jovens, os quais ocorreram após a última reorganização tectônica significativa”.

Para Mörner (1989), o conceito de neotectonismo denota todos os tipos de movimentos crustais verticais e horizontais (sismotectônicos, interação de placas, orogênese, subsidência de bacias, processos isostáticos, entre outros) durante um longo período de tempo. Foi então introduzido o termo "tectônica ativa", que tem sido aplicado estritamente a eventos neotectônicos ocorridos num passado próximo, sem margem inferior fixa, que difere de lugar para lugar. O enfoque seria dado às feições e eventos que poderiam sugerir algo a respeito das atividades tectônicas num futuro próximo (SALVADOR, 1994).

Os métodos de análise neotectônica são baseados em estudos de morfologia, análises de depósitos sedimentares (na definição da estratigrafia, litologia, formas e relações entre corpos),

correlação de eventos em diferentes regiões, no estudo de deformações deslocamentos e stresses, bem como na análise das possíveis causas da tectogênese (SALVADOR, 1994; TRIFONOV, 1989). Para estudos em níveis mais profundos da litosfera as bases são, geralmente, os métodos geofísicos, em especial os sismológicos. A geologia estrutural tradicional em conjunto com estudos de imagens de sensoriamento remoto e geomorfológicos são ferramentas indispensáveis, visto que, em áreas de atividade neotectônica as formas de relevo estão geralmente relacionadas às movimentações crustais recentes. Manifestações geológicas da tectônica ativa quaternária incluem distúrbios que podem ser vistos em perfis longitudinais, em terraços de rios, movimentos de massa, oscilações do nível de base erosivo, entre outros (SALVADOR, 1994).

Sykes (1978) realizou um estudo global de tectonismo e sismicidade intraplaca em áreas continentais (numa área de estudos abrangendo o leste e centro da América do Norte, África, Austrália, Brasil, Groenlândia, Antártica, Noruega, Índia e adjacências às margens do Mar Vermelho). Comparando as ocorrências nestes locais, Sykes (1978) afirma que a sismicidade não parece ser distribuída aleatoriamente, mas que tende a se concentrar próxima às zonas terminais de falhas transformantes oceânicas principais, ao longo de zonas preexistentes de deformação ou ao longo de antigos cinturões dobrados dentro da litosfera espessada dos continentes. Essas falhas preexistentes se colocariam, geralmente, paralela ou transversalmente às margens continentais atuais e teriam sido reativadas durante estágios precoces da fragmentação continental (SALVADOR, 1994).

As teorias mais simples sobre tectônica de placas assumem uma quase total, ou mesmo total, ausência de sismicidade natural no interior das placas. Sykes (1978) afirma, no entanto, que a mesma é relevante, mesmo apresentando uma pequena intensidade se comparada com a sismicidade existente nas bordas de placas onde se concentram as deformações, metamorfismo, magmatismo e deslocamentos associados a orogenias, entretanto a mesma se mostra relevante (SYKES, 1978).

A identificação de evidências de atividade neotectônica em terrenos do interior continental, onde o registro da sismicidade seja pobre ou as deformações crustais sejam assísmicas é complexa (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006): a procura de tais evidências demanda técnicas alternativas que fogem do padrão usual da observação, coleta, análise e interpretação de dados geológicos, geomorfológicos, sísmicos e paleossísmicos empregados nos estudos tectônicos tradicionais (GUEDES *et al.*, 2006). Nesse sentido, as técnicas flúvio-morfométricas

que exploram atributos geométricos relacionados aos perfis ou ao traçado dos cursos d'água apresentam potencial elevado para a detecção e a avaliação de deformações, uma vez que os cursos d'água são considerados os elementos mais sensíveis às modificações tectônicas crustais, respondendo rapidamente à processos deformativos, mesmo àqueles de pequenas escalas e magnitudes (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; OUCHI, 1985; BURNETT & SCHUMM, 1983; VOLKOV *et al.*, 1967).

Pensando no contexto brasileiro, Hasui (1990) afirma existir uma relação direta entre o neotectonismo e a reativação de falhas e outras linhas de fraquezas (zonas de cisalhamento dúctil, por exemplo), baseando suas afirmações no fato de que é mais fácil reativar uma linha de fraqueza preexistente do que nuclear uma nova. Hasui (1990) afirma que os processos geológicos ocorridos desde o Proterozóico até os dias de hoje são controlados por linhas de suturas pré-cambrianas, constituindo zonas de fraquezas que separam a crosta em vários blocos. Esses processos seriam desencadeados pela tectônica global que, agindo sobre as linhas de suturas que bordejam os blocos crustais, provocariam o que ele denominou de tectônica ressurgente.

Lima (2000) afirma que existe uma concordância quase geral sobre o comportamento do esforço intraplaca brasileiro, sendo o mesmo interpretado pela maioria dos pesquisadores como de origem compressiva. Apesar desse consenso, variações locais, como carga de sedimento, diferenças de densidade da litosfera, posicionamento original das falhas pré-cambrianas e influência de eventos termiais, poderiam alterar localmente o direcionamento dessas forças. A movimentação da placa sul americana para W/NW é o principal fator das ocorrências tectônicas recentes no Brasil: o embasamento do território brasileiro possui intrincado sistema de lineamentos que, sob o esforço da tectônica global, podem sofrer deslocamentos diferenciais. Dessa forma, é possível haver rebaixamento em algumas regiões e soerguimento em outras (LIMA, 2000).

#### 2.4 ÍNDICE SL (STREAM-LENGTH GRADIENT INDEX)

Hack (1973) apresentou originalmente o índice SL (*Stream Length-Gradient Index*). O contexto de desenvolvimento do índice esteve ligado ao estudo de perfis longitudinais e carga de leito de rios localizados no Vale Shenandoah, Virginia – EUA (HACK, 1957). Hack (1973) determinou uma relação empírica entre a declividade do canal ( $S$ ), o comprimento máximo do canal ( $L$ ) e o tamanho médio da carga de leito do rio ( $M$ ). Nesse sentido, ele teria descoberto um

índice passível de ser calculado com agilidade e que poderia servir de base comparativa entre rios de diferentes extensões e características geomorfológicas.

#### 2.4.1 Definição do índice SL e seu significado

Para o desenvolvimento do índice SL, Hack (1973) trabalhou com perfis longitudinais semi-logarítmicos de rios, onde a altimetria (eixo Y) é expressa em escala aritmética e a distância (eixo X) em escala logarítmica. Perfis plotados em tal escala tendem a se configurar em linhas retas ou segmentos de linhas retas conectados, podendo exibir tamanhos variados. A equação que representa a reta do perfil longitudinal em escala semi-logarítmica é:

$$H = C - k \log_e L \quad (1)$$

Onde  $H$  é a altitude em um ponto do perfil;  $L$  é a distância horizontal do rio em questão;  $C$  e  $k$  são constantes. A tangente do perfil (declividade –  $S$ ) é derivada da equação (1):

$$\frac{dH}{dL} = kL^{-1} ; \text{ ou } S = \frac{k}{L} \quad (2)$$

A equação (2) pode ser apresentada sob a forma  $SL = k$ , sendo esse produto o índice SL. O valor de  $k$  (coeficiente angular do perfil semi-logarítmico) pode variar dentro de um rio como um todo, mas é constante para cada segmento de reta dentro de um perfil longitudinal plotado em tal escala. Hack (1973) afirma que uma vez que o valor de  $k$  define a inclinação do perfil semi-logarítmico para cada segmento, ele pode ser considerado um índice da declividade relativa do perfil atual naquele ponto.

A partir de evidências empíricas (HACK, 1957; HACK & YOUNG, 1959), Hack (1973) observou que o valor do produto SL está diretamente relacionado à competência de um rio. Um aumento hipotético no tamanho médio das partículas depositadas no leito do rio está correlacionado a um aumento no valor do produto SL – ou seja, no índice SL (HACK, 1973). Assumindo que a competência e capacidade de um rio estejam diretamente relacionadas com a energia do mesmo, o índice SL é tomado como uma medida do vigor energético dos rios (KELLER & PINTER, 1996). A relação entre o produto SL e o tamanho médio da carga de leito de um rio ( $M$ ) é definida pela equação (3):

$$S = \frac{25 \times M^{0.6}}{L} \quad (3)$$

A equação (3) permite que seja realizada uma aproximação objetiva entre diferentes valores de índice SL e o tamanho médio da carga de leito de um rio. Caso seja encontrado um valor de índice SL igual a 100 para um rio, será esperado um tamanho médio da carga de leito ( $M$ ) de aproximadamente de 10 mm; da mesma maneira, para SL igual a 300, será esperado  $M \propto 63$  mm; para  $SL = 500$ ,  $M \propto 148$  mm;  $SL = 1000$ ,  $M \propto 468$  mm.

Hack (1973) se vale do conceito de *quase-equilíbrio* de Leopold *et al.* (1964), que prescreve que quando um rio está em equilíbrio o produto de sua declividade por sua descarga é igual em toda sua extensão, para desenvolver a perspectiva energética do índice SL: se o índice SL está diretamente relacionado com a energia de um rio e o mesmo se encontra em estado de equilíbrio, a descarga deve ser proporcional ao comprimento do rio até seu mais longo alcance (HACK, 1973).

Corroborando tal correspondência entre os parâmetros comprimento do rio ( $L$ ), vazão ( $Q$ ) e área de drenagem ( $A$ ), o trabalho empírico de Leopold *et al.* (1964) estabelece as seguintes relações:

$$L \propto A^{0,6} \quad (4)$$

$$Q \propto A^{0,75} \quad (5)$$

Dessa maneira, o índice SL exibe duas virtudes: é uma medida da declividade de um canal fluvial ao mesmo tempo em que representa um índice do vigor energético do mesmo.

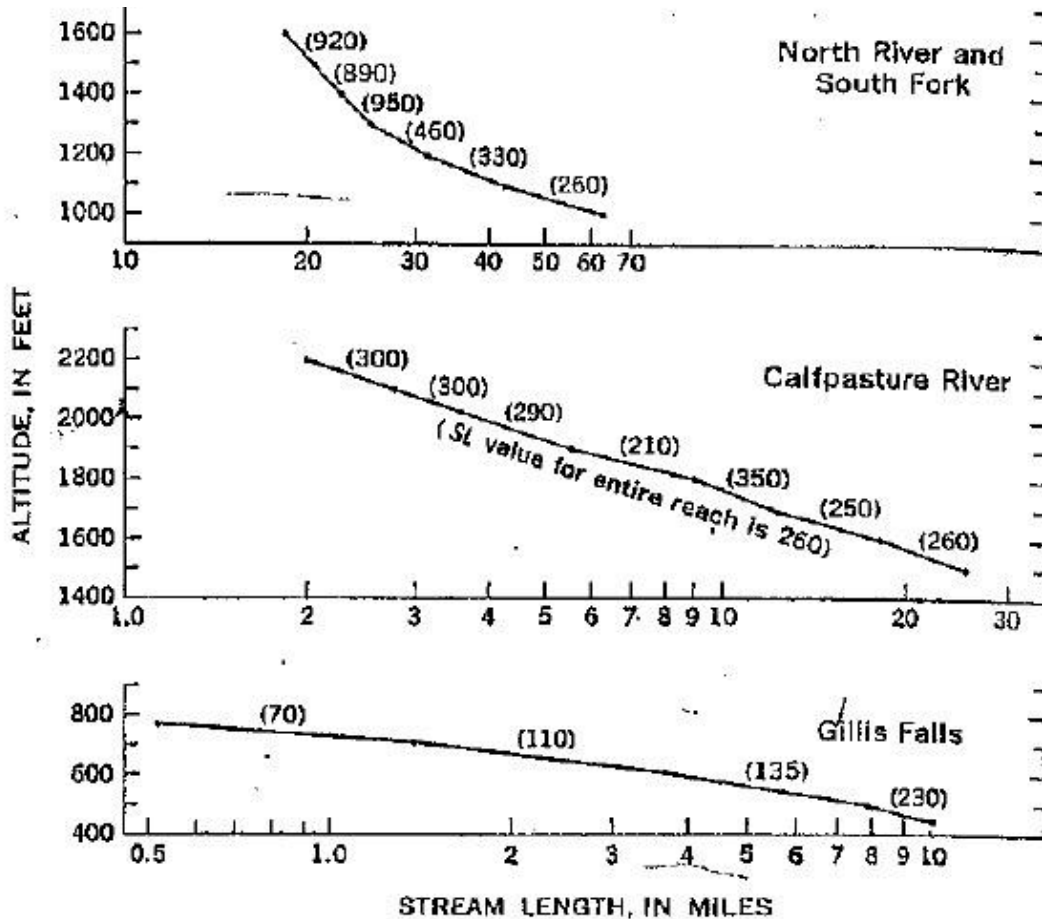
#### 2.4.2 Histórico do uso do índice SL

Em seu trabalho de exposição do índice SL, Hack (1973) apresenta diferentes exemplos de aplicação do índice em estudos geomorfológicos. Ele dividiu as possibilidades de utilização do índice em duas: (a) análise individual de cursos fluviais; (b) análise regional.

A possibilidade (a) lida com a variação de valores do índice ao longo de perfil longitudinal em escala semi-logarítmica de um curso fluvial qualquer. A força do índice nesse caso seria de identificar, de maneira ágil, a influência de litologias com competências diferentes ao longo do perfil longitudinal: litologias mais resistentes determinariam maiores valores de índice SL, enquanto litologias menos resistentes prescreveriam menores valores. Alguns exemplos dessa perspectiva de utilização do índice são apresentados na figura 4.

Os exemplos se referem aos seguintes cursos fluviais: North River, Calfpasture River e Gillis Falls. Hack (1973) afirma que o tamanho médio da carga de leito está diretamente relacionado com o valor do índice SL para cada trecho estudado e, além disso, que a geologia controlaria o perfil longitudinal desses rios.

FIGURA 4. Exemplos da utilização do índice SL segundo a perspectiva analítica (a).



Fonte: Hack (1973).

O Rio North apresenta em sua porção inicial um conjunto de altos valores de índice SL, em sua porção mediana valores médios e em sua porção distal baixos valores. Hack (1973) confirma que o tamanho da carga de leito decresce à medida em que se avança à jusante no rio, com maiores tamanhos da carga de leito na porção inicial do rio e menores na porção distal. Da mesma maneira, a porção inicial do rio é caracterizada por arenitos, a porção média do mesmo se localiza sobre argilitos, enquanto a porção distal se encontra sobre sedimentos aluviais

inconsolidados; sendo a resistência frente aos processos erosivos e intempéricos dos arenitos maior que dos argilitos que, por sua vez, seriam mais competentes que os sedimentos inconsolidados (HACK, 1973). Nesse sentido, a distribuição do índice SL e do tamanho médio da carga de leito seriam controlados pela distribuição espacial de litologias de diferentes resistências à mobilização do material sob as condições climáticas daquela área.

O Rio Calypso exibe uma distribuição longitudinal mais ou menos regular de valores do índice SL e, segundo Hack (1973), apresentaria a mesma regularidade para o tamanho médio de sua carga de leito. Tal fato sugere uma competência mais ou menos uniforme do rio ao longo de toda a sua extensão, o que é constatado por Hack (1973), que assevera a presença de uma única litologia na bacia.

O Rio Gillis revela um aumento gradativo de valores do índice SL à jusante. Hack (1973), encontrou o mesmo aumento gradativo de tamanho médio de carga de leito para o rio à medida em que se distanciava da nascente desse. Sua explicação para tal comportamento do Rio Gillis, é que a competência litológica é maior nas porções distais do mesmo.

A perspectiva (b) de utilização do índice SL para Hack (1973), seria a análise regional. Tal análise corresponderia ao cálculo do índice SL para todos os cursos fluviais de uma determinada área, a partir de intervalos espaciais regulares. Os intervalos espaciais regulares determinariam o comprimento dos trechos para os quais os índices seriam calculados.

Sobre os valores calculados seria executada alguma forma de interpolação (não explícita por HACK, 1973), que determinaria um mapa de distribuição contínua de valores de índice SL. Apesar de ser uma análise regional, no sentido de ser aplicada sobre uma região ao invés de um único curso fluvial, a perspectiva analítica de Hack (1973) para tal recorte espacial seguiria a mesma lógica da aplicação do índice para um curso fluvial singular: a perspectiva do princípio geral do equilíbrio dinâmico (HACK, 1960, 1973), que determina que o controle principal da distribuição dos valores do índice SL seja a distribuição espacial da geologia daquela área, de modo que valores altos de índices SL devem estar ligados à litologias resistentes.

A partir do trabalho inaugural de Hack (1973), o índice SL passou gradualmente a ser utilizado nos trabalhos geomorfológicos (e.g. BISHOP *et al.*, 1985; BROOKFIELD, 1998; CHEN *et al.*, 2003; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; GOLDRICK & BISHOP, 1995; HACK, 1982; KELLER, 1977; MCKEOWN *et al.*, 1988; MERRITTS & VINCENT, 1989; REED, 1981; SEEBER AND GORNITZ, 1983; SUNG *et al.*, 2000). Entretanto, sua utilização esteve atrelada a

uma perspectiva analítica diferente da originalmente imaginada por Hack (1973). Hack (1973), criou o índice SL para ser uma ferramenta analítica para identificar respostas de equilíbrio dinâmico frente à variações espaciais litológicas; descontinuidades nos perfis longitudinais semi-logarítmicos seriam respostas a variações geológicas. Seeber & Gornitz (1983), todavia, utilizaram o índice SL com outro propósito: o índice SL foi calculado ao longo dos 16 principais rios transversais do Himalaia, em uma área em contexto geotectônico de colisão de placas tectônicas, para que fossem testados dois modelos de evolução tectônica da região. Todos os rios analisados apresentaram uma zona de altos índices SL que não poderia ser relacionada à distribuição espacial de rochas com diferentes competências. O posicionamento dessas áreas de alto índice SL, definiu um pequeno círculo na porção central do arco Himalaio que foi interpretado como uma zona limítrofe entre dois setores estruturais com comportamento diferenciado (SEEBER & GORNITZ, 1983). Sobretudo a partir desse trabalho, o índice SL passou a ser majoritariamente empregado para a identificação de desequilíbrios nos perfis longitudinais semi-logarítmicos dos rios que poderiam ser resposta a outros contextos geomorfológicos que não os pretensos por Hack (1973).

McKeown *et al.* (1988) buscou investigar evidências de deformações tectônicas crustais recentes através de métodos geomórficos semi-quantitativos (em especial, o índice SL) em uma área central do estado do Arkansas – EUA, que havia experienciado um grande conjunto de terremotos (a partir de 1982 e com duração de cerca de 3 anos) que não haviam deixado nenhuma característica geológica, geofísica ou geomorfológica da sua atuação. Apesar dos resultados encontrados nesse trabalho serem alinhados com as ideias iniciais de Hack (1973) – correspondência entre valores de índice SL e competência litológica, o trabalho foi um dos grandes motivadores, conjuntamente com o trabalho de Seeber & Gornitz (1983), do novo nicho científico apreciado para aplicação do índice SL: a identificação de deformações crustais recentes.

Nesse sentido, é possível exemplificar essa aplicação por uma vasta gama de trabalhos publicados. O índice SL foi aplicado, por exemplo, por Seeber & Gornitz (1983) para a detecção de atividade neotectônica no Himalaia; por Keller (1986) para a identificação de "células tectônicas" de grande atividade em partes da Califórnia – EUA; por McKeown *et al.* (1988) para inferir a expressão fisiográfica de uma série de registros sísmicos na região montanhosa de Ozark, Estado do Arkansas – EUA; por Brookfield (1998), para avaliar os processos tectônicos

aos quais os grandes sistemas fluviais do sudeste asiático estão submetidos; por Chen et al. (2003) e Sung *et al.* (2004) para detecção de atividades tectônicas em Taiwan; por Etchebehere *et al.* (2004) e Etchebehere *et al.* (2006) para a identificação de deformações neotectônicas no Vale do Rio Peixe - Estado de São Paulo – entre muitos outros exemplos.

A tectônica ativa que prescreve movimentos crustais superficiais em um vale fluvial pode assumir diferentes formas. O deslocamento pode ser sísmico e associado com terremotos e falhamentos, ou pode ser assísmico com inclinação progressiva e deformação do fundo do vale. Todo o vale pode ser basculado a montante, a jusante ou o basculamento pode ser através do vale para qualquer dos lados da área de inundação. As possibilidades são grandes, mas, na realidade, o efeito primário das deformações tectônicas nos rios será um aumento ou redução de gradiente ou um basculamento do vale com efeito transversal no rio. Em adição a estas influências primárias, poderão haver efeitos secundários, que são as respostas dos rios à mudança de gradiente; essa resposta se dá através de agradações e degradações. Num momento posterior, tal agradação ou degradação causará modificações no rio à montante de onde essas se derem (SCHUMM *et al.*, 2000). Portanto, a tectônica ativa afeta não somente o canal fluvial no local da deformação (*e.g.* falha, dobra), como os efeitos podem se propagar a montante ou a jusante desse.

Para Keller & Pinter (1996), “*rivers are almost as sensitive to tectonic deformation as are geodetic survey instruments or satellite locating systems. (...) After geodetic instruments, (...) river systems are the next most sensitive tool*” (pg. 152). Nesse sentido, diversos trabalhos geomorfológicos usaram características dos sistemas fluviais para confirmar ou refutar medições geodésicas que sugeriam áreas de deformação ativa (*e.g.* ADAMS, 1980; KELLER & PINTER, 1996). Keller & Pinter (1996) afirmam que “*in landscape evolution, the adjustment of stream profiles to rock resistance is assumed to occur quickly*” (pg. 130). À vista disso, a identificação de valores anormalmente elevados índice SL em um tipo de rocha particular, bem como valores anormalmente baixos valores do índice SL, poderiam representar atividade tectônica (KELLER & PINTER, 1996, pg. 130).

Com relação à geomorfologia brasileira, os primeiros trabalhos à aplicarem o índice SL foram Rodriguez & Suguio (1992) e Rodriguez (1993), ambos na região amazônica. Eles traduziram o índice SL como *gradiente hidráulico* e foram corrigidos por Etchebehere *et al.* (2004). Apesar de não terem sido os primeiros a lidar com essa metodologia no Brasil, os trabalhos de Etchebehere *et al.* (2004) e Etchebehere *et al.* (2006), são certamente os mais

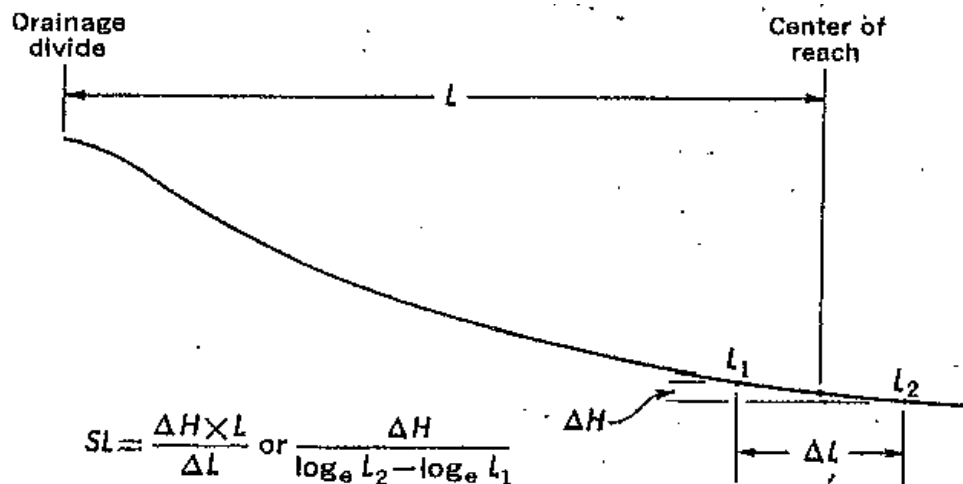
influentes dentro da literatura acadêmica nacional: o índice SL foi denominado por Etchebehere *et al.* (2004, 2006) "Relação Declividade-Extensão" e praticamente todos os trabalhos brasileiros que utilizaram o índice posteriormente a esses, traduziram-no da mesma maneira (*e.g.* BARBOSA & FURRIER, 2012; FUJITA *et al.*, 2011; NOBREGA *et al.*, 2013).

Ambos os trabalhos, Etchebehere *et al.* (2004, 2006), lidam com a aplicação do índice SL para a identificação de deformações neotectônicas no Vale do Rio Peixe – Estado de São Paulo. Essa era uma área bastante estudada do ponto de vista geológico, e os resultados encontrados no trabalho foram, pois, endossados com dados de campo, o que fortaleceu ainda mais suas conclusões. Os resultados do índice SL que indicavam a área mais anômala eram correlatos com ocorrências localizadas de basaltos fraturados e perturbados tectonicamente, com a presença de diversas gerações de depósito de terraço, com cascalheiras eluviais em topos de “morrotes”, com registro de sismicidade atual (Zona Sismogênica de Presidente Prudente) e com incidência de processos recentes de liquefação (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006).

### 2.4.3 O cálculo tradicional do índice SL

O índice SL é geralmente calculado a partir de um mapa topográfico. Os parâmetros utilizados para o cálculo do índice são apresentados na figura 5.

FIGURA 5. Parâmetros e fórmula utilizados para o cálculo do índice SL.



Fonte: Hack (1973).

Sua definição matemática é mostrada na equação (6):

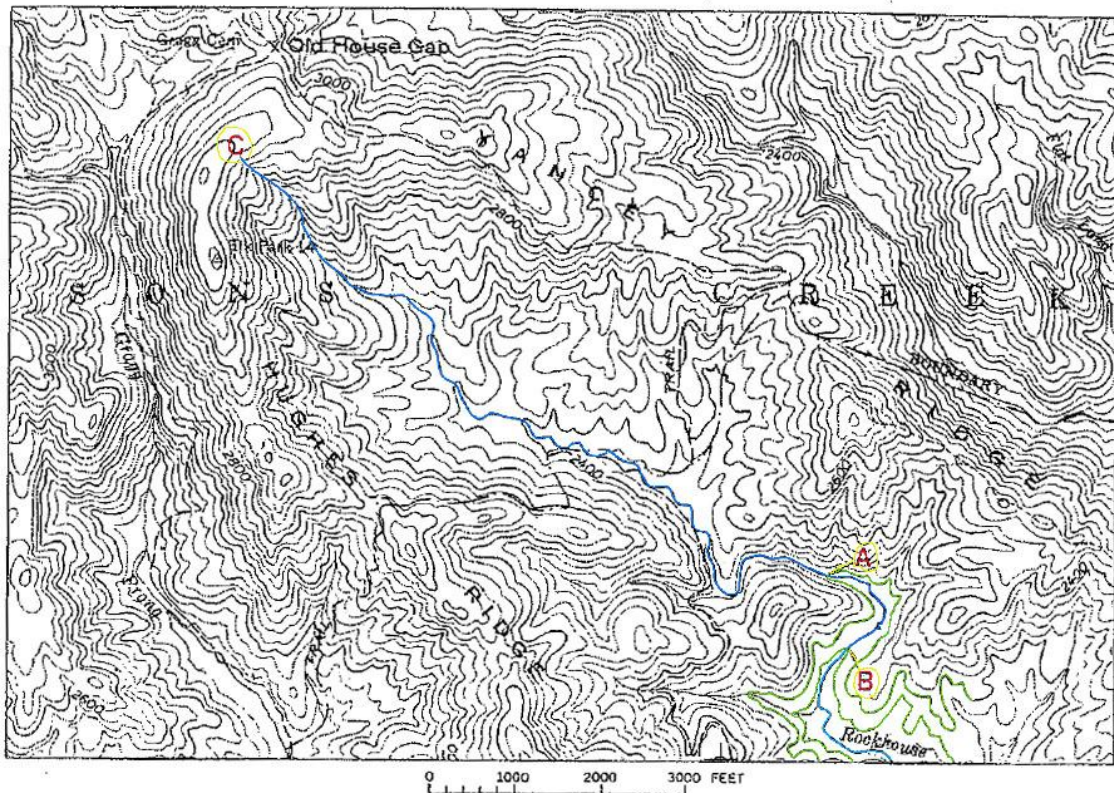
$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L \quad (6)$$

Onde  $L$  representa o comprimento do segmento considerado desde seu mais longo alcance,  $\Delta H$  representa a variação altimétrica do segmento considerado e  $\Delta L$  representa a distância horizontal do mesmo. O produto  $SL$  também pode ser obtido segundo a seguinte fórmula:

$$SL = \frac{\Delta H}{\log_e L_2 - \log_e L_1} \quad (7)$$

O exemplo de Hack (1973, pg. 423) sobre como deve ser calculado o índice é exibido na Figura 6.

FIGURA 6. Exemplo de Hack (1973) sobre como o índice  $SL$  deveria ser calculado.



Fonte: Modificado de Hack (1973).

A figura 6 representa uma parte de um mapa topográfico real (mapa da quadrícula Grandfather Mountain do U.S Geological Survey, North Carolina, 1960, com escala 1:24.000) utilizado para se realizar o cálculo do índice  $SL$ . Ele mostra as medidas necessárias para

encontrar o índice SL para o trecho fluvial que se estende do ponto A até o ponto B. Para tanto, é possível utilizar tanto a equação (6), quanto a equação (7). O trecho A-B foi o escolhido, pois esse trecho exhibe uma sobreposição entre as isolinhas de altimetria e a drenagem. Caso a equação (6) seja escolhida, o  $\Delta H$  representa a variação altimétrica entre A-B e  $\Delta L$  representa a projeção horizontal do comprimento entre A-B. Nesse caso,  $L$  seria a distância entre C-B, que representa a distância até o mais longo alcance do rio sobre o qual o índice está sendo calculado. As distâncias e a variação altimétrica podem ser medidas no mapa em quaisquer unidades desejadas, desde que todas as medições sejam realizadas sob as mesmas unidades. Caso o índice seja calculado através da equação (7), o  $\Delta H$  mantém-se o mesmo do exemplo anterior, enquanto a expressão  $\log_e L_2 - \log_e L_1$  representa o logaritmo natural do comprimento C-B (ponto inicial C até o ponto final B), menos o logaritmo natural do comprimento de C-A (ponto inicial C até o ponto A). Interessante observar que o cálculo do índice SL pela equação (7) não demanda que se obtenha a projeção horizontal da distância do rio (tal qual a equação 4), mas somente a distância.

A validade do índice depende da consistência da relação entre o comprimento do canal e a área de drenagem do mesmo, o que segundo Hack (1973), ocorre na maioria dos ambientes fluviais naturais. Sendo assim, é importante que seja considerado no cálculo o comprimento do maior curso d'água à montante do trecho para o qual está sendo calculado o índice, mesmo que haja diferentes junções com outros rios. Além disso, Hack (1973) afirma que os resultados obtidos próximos as cabeceiras de drenagem tendem a se apresentar anômalos por não responderem diretamente à energia cinética dos rios mas sim a outros processos de cabeceira e, portanto, seu resultado poderia ser desconsiderado.

O índice SL tal qual exposto acima, pode ser referido como a concepção clássica do mesmo. Entretanto, conforme formalizado por Seeber & Gornitz (1983) e, posteriormente, por McKeown *et al.* (1988), é possível calcular o índice para toda a extensão de um curso d'água (RDE total, segundo ETCHEBEHERE [2004]), “*whole*” *slope vs. length index*, considerando-se a amplitude altimétrica total entre a cota da cabeceira e a cota da foz e o logaritmo natural da extensão total do mesmo. Tal proposta de utilização do índice SL é discutida a seguir.

#### 2.4.4 Conflito entre o SL index tradicional e o “whole” SL index

Seeber & Gornitz (1983) utilizaram uma formulação diferente do índice SL em seu trabalho. Tal formulação seria a aplicação do índice SL para toda a extensão fluvial. Seeber & Gornitz (1983, pg. 344), ao lidar com o índice SL, afirmam que “*k* can be used to characterize a relatively short reach of the river as well as the entire profile”, sendo *k* igual ao produto SL. Dessa maneira, Seeber & Gornitz (1983) asseveram que um rio poderia ser considerado equilibrado como um todo e, por isso, poderia ser representado por um único perfil semi-logarítmico.

A aplicação do índice SL para um curso fluvial como um todo serviu de base para que Seeber & Gornitz (1983) desenvolvessem um método de identificação de trechos desequilibrados ao longo dos perfis longitudinais. Esse método é a interpretação da razão entre o valor do índice SL do trecho em questão e o valor do índice SL para toda a drenagem. Caso tal razão tenha como quociente um valor entre 0 e 2, os autores afirmam se tratar de uma região equilibrada; caso tal razão esteja entre 2 e 10, a região estaria submetida a uma de uma anomalia de segunda ordem; caso a razão apresente um valor acima de 10, tratar-se-ia de uma anomalia de primeira ordem. Os autores afirmam ainda, que apesar de tais limiares balizadores serem de certa maneira arbitrários, os mesmos pareciam estar intimamente relacionados com a realidade, uma vez que foram encontrados *knickpoints* nos locais classificados enquanto anomalias de primeira ordem através de trabalhos de campo.

McKeown *et al.* (1988) utilizaram o índice SL de maneira semelhante à Seeber & Gornitz (1983). Para tanto, McKeown *et al.* (1988) alegaram que, uma vez que os valores do índice SL apresentavam muita variação local, era necessário suavizar os valores do índice para que diferenças regionais fossem identificadas. Essa “suavização” significava produzir um único valor do índice SL para cada curso fluvial como um todo. Tal valor seria obtido através da equação (8). Essa equação pode ser entendida como a aplicação da equação (7) para um rio como um todo.

$$\mathbf{k} = \frac{\Delta H}{\log_e L} \quad (8)$$

Chen *et al.* (2003) também utilizaram o índice SL de maneira análoga a Seeber & Gornitz (1983) e McKeown *et al.* (1988). Em seu trabalho de identificação de atividades tectônicas em Taiwan a partir do uso do índice SL, Chen *et al.* (2003) ratificam tal interpretação ao declarar que

“we commonly draw a straight line between river source and river mouth and consider it as the graded situation of a natural stream in dynamic equilibrium” (pg. 115). Tal linha reta é denominada gradiente  $k$  e poderia ser considerado como um indicador do vigor energético de um rio como um todo (CHEN *et al.*, 2003). A partir do gradiente  $k$ , Chen *et al.* (2003) utilizam o método de Seeber & Gornitz (1983) para identificar desequilíbrios no perfil longitudinal dos rios de Taiwan; o quociente entre o índice SL e o gradiente  $k$  (SL/ $k$ ) definiria os limiares para identificação de desequilíbrios. Entretanto, Chen *et al.* (2003) utilizaram limiares diferentes dos estabelecidos por Seeber & Gornitz (1983): para Chen *et al.* (2003), SL/ $k$  seria o limite definidor de anomalias – SL/ $k$  > 6 determinaria as anomalias de segunda ordem e SL/ $k$  > 12 determinaria anomalias de primeira ordem.

Tal formulação e entendimento do índice SL foi especialmente influente na literatura geomorfológica brasileira. Etchebehere *et al.* (2004) utilizaram a mesma perspectiva teórica de McKeown *et al.* (1988) e calcularam o que foi denominado como RDE total (“*whole*” slope vs. length index), para o Vale do Rio Peixe – Estado de São Paulo. Já no trabalho de Etchebehere *et al.* (2006), foi aplicado o método de identificação de anomalias criado por Seeber & Gornitz (1983) para a mesma área do Vale do Rio Peixe. Os resultados de ambos os trabalhos foram promissores e influenciaram uma grande gama de trabalhos acadêmicos (e.g. BARBOSA & FURRIER, 2012; FUJITA *et al.*, 2011; NOBREGA *et al.*, 2013).

Apesar de ter sido bastante utilizada, essa concepção do índice SL apresenta problemas conceituais e matemáticos. O primeiro deles é que o índice SL foi elaborado e desenvolvido a partir do princípio geral do equilíbrio dinâmico de Hack (1960, 1973), ou seja, ele assume que a crosta terrestre não é isotrópica e que a distribuição espacial de rochas com diferentes resistências determinará uma topografia com maior declividade para rochas mais resistentes e menor declividade em rochas menos resistentes. Nesse sentido, a maior parte dos cursos fluviais não apresentará um perfil logarítmico único ao longo de toda sua extensão, uma vez que as características geológicas variam ao longo desse perfil, o que prescreve variações de gradiente. Portanto, o perfil longitudinal da maior parte dos rios “are made up of connected series of segments of various lengths, each logarithmic in form. The value of  $K$  (equivalent to the product SL) thus differs along the stream as a whole but is constant for any particular logarithmic segment” (HACK, 1973, pg. 421).

Tal concepção acerca dos cursos fluviais é corroborada por trabalhos como o de Jones (1924), que tentou relacionar equações de energia e força dos rios com os perfis longitudinais de modo a formular o perfil de equilíbrio ideal para os sistemas fluviais, sem muito sucesso. Hovious (2000) tentou realizar algo semelhante utilizando variadas equações matemáticas (incluindo equações logarítmicas e exponenciais) chegando a conclusão de que não existe uma curva completamente satisfatória para todo tipo de perfil. Nesse sentido, o perfil composto de Shepherd (1985), em que cada trecho fluvial é caracterizado por sua própria curva, é concordante com a formulação de Hack (1973).

Representar um rio como um todo em um único perfil semi-logarítmico significa ignorar as variações espaciais de características geológicas – que prescrevem variações de gradiente. Tal escolha analítica acarretará na baixa qualidade das interpretações geomorfológicas advindas desse perfil. A exceção a essa regra seriam rios que atravessam, ao longo de tudo a sua extensão, uma litologia de resistência homogênea; entretanto, tal caso é uma exceção.

O segundo problema diz respeito à formulação matemática do índice SL, que foi expressa na equação (6). Conforme observado por Hack (1973), a declividade ( $S$ ) utilizada no cálculo do índice SL é uma tangente em um ponto específico do perfil longitudinal em escala semi-logarítmica. Ao se estimar a declividade de um trecho fluvial, através da medição da diferença em altimetria e a projeção horizontal do comprimento entre os pontos iniciais e finais desse trecho, é medido, na verdade, uma secante do perfil longitudinal. Caso o trecho mensurado seja longo, a secante não será paralela à tangente e o erro na mensuração aumentará à medida em que o comprimento do trecho em questão aumente. De acordo com Hack (1973), esse erro é função da razão  $\frac{L}{\Delta L}$  e, quanto menor essa razão, maior é o erro. Hack (1973) faz uma estimativa desse erro e diz que, quando essa razão for igual a 1, o erro será de aproximadamente 10%. Hack (1973, pg. 423) afirma que “ $\Delta L$  must be kept smaller than  $L$ ”.

Outro problema conceitual aflige essa formulação do índice SL. A utilização de distâncias próximas à cabeceira, ou a foz, para a obtenção do gradiente  $k$  não é aconselhável, uma vez que ambas prescrevem perda de resolução do índice: nas porções iniciais a curvatura da curva logarítmica é muito alta e, nas porções distais, o índice SL perde sua resolução, pois o comprimento do rio nessa porção é reduzido pela escala logarítmica (CHEN *et al.*, 2003; HACK, 1973). Ou seja, caso seja utilizado um único perfil para representar o rio como um todo, os valores encontrados para as porções iniciais e finais não serão confiáveis.

Como conclusão, pode ser dito que a utilização do índice SL para um rio como um todo é temerária e não recomendável. A exceção talvez seja o contexto de rios que atravessam, ao longo de todo seu perfil longitudinal, áreas com litologia homogênea; mesmo nesse contexto, tal alternativa não é recomendável.

#### 2.4.5 Proposta de uma nova maneira de se calcular e analisar o índice

Os desequilíbrios potencialmente encontrados a partir da aplicação do índice SL podem ser resposta à diferentes contextos, por exemplo: locais onde uma carga sedimentar grosseira é introduzida por tributários (*e.g.* HACK, 1973; WOODFORD, 1951); deformações tectônicas crustais (BURNETT & SCHUMM, 1983; KELLER & ROCKWELL, 1984; MCKEOWN *et al.*, 1988; RAMÍREZ-HERRERA, 1998); propagação à montante de *knickpoint* como consequência de soerguimentos crustais (BISHOP *et al.*, 2005; GOLDRICK & BISHOP, 1995; NOTT *et al.*, 1996; REED, 1981; SEEBER & GORNITZ, 1983; SEIDL *et al.*, 1996; WEISSEL & SEIDL, 1998); distúrbios do sistema fluvial decorrentes de atividade vulcânica (VAN DER BEEK & BISHOP, 2003; WHIPPLE *et al.*, 2000); propagação à montante de variação do nível de base (PENCK, 1953; SEIDL *et al.*, 1994) entre outras. Além dessas possíveis explicações, a conjectura de áreas com litologia mais competente do que sua vizinhança (*e.g.* BRUSH, 1961; HACK, 1957; LEWIS, 1945) não pode ser deixada de lado.

A identificação da relação causa-efeito responsável por essa configuração espacial de distúrbios nos perfis longitudinais semi-logarítmicos dos sistemas fluviais é complexa. Goldrick & Bishop (2007) alegam que a interpretação dos resultados do índice SL não é “*straightforward*” (pg. 651).

Goldrick & Bishop (2007) apontam que a grande utilização do índice SL para análises de desequilíbrio nos sistemas fluviais não foi concomitante à discussão teórica do índice e da sua interpretação, o que diminuiu a qualidade, em sentido amplo, das análises da aplicação desse. Além disso, o aumento da disponibilidade e facilidade de manipulação de dados topográficos digitais agravaram a situação, uma vez que simplificam a aplicação do índice SL em diferentes áreas e aumentam cada vez mais a escala de trabalho com o índice (GOLDRICK & BISHOP, 2007; KELLER & ROCKWELL, 1984; MCKEOWN *et al.*, 1988) – que antes era “*laborious and only attempted on relatively limited scales*” (GOLDRICK & BISHOP, 2007, pg. 650).

Para exemplificar essa visão de complexidade da interpretação do índice SL, Goldrick & Bishop (2007) analisam criticamente algumas das aplicações clássicas do índice SL, especificamente, (1) a interpretação de Hack (1973, pg. 426) para o Rio Potomac e (2) a aplicação de McKeown *et al.* (1988) para o Salem Plateau.

Goldrick & Bishop (2007) afirmam que o uso do índice SL (1) nas porções distais do Rio Potomac por Hack (1973) para enfatizar o controle da resistência litológica no perfil longitudinal do rio não é clara. Hack (1973) teria interpretado desequilíbrios semelhantes no perfil longitudinal do rio, de maneira diferente, sem que existam características objetivas que diferenciem esses desequilíbrios. Alguns desequilíbrios seriam interpretados como mudança do nível de base, enquanto desequilíbrios de magnitude semelhante, na mesma área, teriam sido interpretados como uma resposta de equilíbrio dinâmico à exposição de rochas mais resistentes.

Já com relação ao trabalho (2) de McKeown *et al.* (1988), Goldrick & Bishop (2007) afirmam que a interpretação dos autores para o aumento à jusante dos valores de índice SL no Salem Plateau como sendo resultado de “*doming*” é inapropriado, uma vez que tal interpretação pressupõe uma tendência de orientação dos cursos fluviais no sentido do gradiente formado pelo processo de “*doming*” e que, ao invés disso, a área de estudo de McKeown *et al.* (1988) apresenta uma ampla gama de orientações dos canais fluviais, sem nenhuma tendência ou padrão estabelecidos.

Nesse sentido, dada à inconsistência potencial dos trabalhos que utilizaram o índice SL para a análise de diferentes sistemas fluviais, o trabalho de Goldrick & Bishop (2007) apresenta a formalização de uma nova maneira de analisar o perfil longitudinal de equilíbrio dos rios: o índice DS. A elaboração teórica do índice DS será delineada a seguir a partir de Goldrick & Bishop (2007).

O índice DS lida com as relações entre distância e declividade nos canais fluviais. Assim como no índice SL de Hack (1973), o modelo DS considera a distância ( $L$ ) como um substituto da vazão ( $Q$ ), e a relação entre esses parâmetros é apresentada pela equação (9):

$$Q = \tau \cdot L^\lambda \quad (9)$$

onde  $\tau$  e  $\lambda$  são constantes. A taxa de incisão ( $I$ ) é função da energia do rio, sendo proporcional ao produto entre a vazão ( $Q$ ) e o gradiente do canal ( $S$ ) (LEOPOLD *et al.*, 1964; SEIDL & DIETRICH, 1992).

$$I = i \cdot S \cdot Q \quad (10)$$

onde  $i$  descreve a proporção da energia do rio que é expedita na incisão, sendo determinada pela geometria hidráulica do curso fluvial. A taxa de incisão do rio em equilíbrio (*Igrade*) pode ser apresentada como na sequência:

$$I_{grade} = i \cdot S \cdot Q \quad (11)$$

Quando um curso fluvial atravessa litologias com diferentes resistências, a energia requerida para manter a taxa de incisão de equilíbrio aumenta ou decresce. A equação (11) pode ser expandida para representar tal situação:

$$I_{grade} = \frac{i \cdot S \cdot Q}{R} \quad (12)$$

onde  $R$  representa a resistência litológica. Tal equação pode ser escrita de outra maneira:

$$S = \frac{I_{grade} \cdot R}{i \cdot Q} \quad (13)$$

Substituindo  $Q$  pela expressão da equação (9) é possível chegar à seguinte equação:

$$S = \frac{I_{grade} \cdot R}{i \cdot \gamma \cdot L^\lambda} ; S = \frac{I_{grade} \cdot R}{i \cdot \gamma} \cdot L^{-\lambda} \quad (14)$$

Caso a expressão  $\frac{I_{grade} \cdot R}{i \cdot \gamma}$  seja substituída por  $k$ , a equação (14) poderá ser reescrita para:

$$S = k \cdot L^{-\lambda} \quad (15)$$

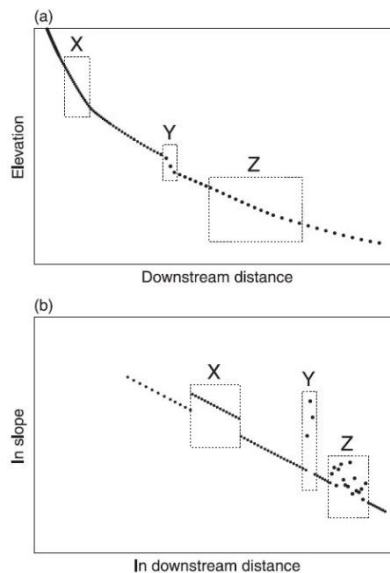
Que também poderá ser expressa sob a seguinte forma:

$$\ln S = \ln k - \lambda \ln L \quad (16)$$

Essa é, pois, a equação que descreve o modelo DS. Tal equação determina uma relação linear entre o logaritmo natural do gradiente de um rio e o logaritmo natural do comprimento desse; essa relação não é nova na literatura acadêmica geomorfológica (GOLDRICK & BISHOP, 2007), tendo sido estabelecida empiricamente (*e.g.* BRUSH, 1961; HACK, 1957; KNIGHTON, 1975; TALLING & SOWTER, 1998).

Uma mudança na resistência litológica altera o valor de  $k$  ( $k = \frac{I_{grade} \cdot R}{i \cdot \tau}$ ), determinando assim um deslocamento paralelo do índice DS do rio naquele trecho. Já um desequilíbrio no perfil longitudinal teria como expressão um conjunto de valores desordenados que seriam discrepantes no modelo DS (GOLDRICK & BISHOP, 2007). A figura 7 representa tal contexto. Essa seria a principal vantagem do índice DS com relação ao índice SL, segundo Goldrick & Bishop (2007), a de apresentar um recurso claro de identificação entre respostas de equilíbrio dinâmico à presença adjacente de rochas com diferentes resistências e desequilíbrios do perfil longitudinal dos rios.

**FIGURA 7. Perfil longitudinal (a) e modelo DS (b) de um rio hipotético. X representa uma variação na resistência litológica, enquanto Y e Z representam desequilíbrios do perfil longitudinal.**



**Fonte: Goldrick & Bishop (2007).**

Além disso, observando a equação (15), é possível notar que se o valor do expoente  $\lambda$  for igual a 1, o modelo DS será igual ao modelo SL de Hack (1973). A equação (15) poderia, então, ser reescrita como:

$$S = \frac{dH}{dL} = k \cdot L^{-1} \quad (17)$$

Entretanto, o valor de  $\lambda$  – expoente da relação entre vazão e comprimento do rio – apresenta na maior parte dos casos um valor diferente de 1. Tal conjectura faz com que a correspondência entre os modelos DS e SL seja minoritária, o que determina que a equação que descreve o perfil longitudinal do rio segundo o índice DS seja diferente da equação (1) (relativa

ao modelo SL). A equação que descreve o perfil longitudinal segundo o índice DS, para  $\lambda$  diferente de 1 é:

$$H = H_0 - k \frac{L^{1-\lambda}}{1-\lambda} \quad (18)$$

Essa equação evidencia a principal fraqueza do modelo DS com relação ao índice SL: o índice SL é facilmente determinado, pois é uma função dos valores conhecidos  $L$  e  $H$ ; já o índice DS não é tão facilmente determinado, pois depende, além dos valores conhecidos  $L$  e  $H$ , do valor desconhecido  $\lambda$  (GOLDRICK & BISHOP, 2007).

O desenvolvimento do índice DS foi uma tentativa ativa de Goldrick & Bishop (2007) de minimizar os problemas interpretativos do índice SL; ele oferecia um meio objetivo de se diferenciar respostas de equilíbrio dinâmico, de desequilíbrios dos perfis longitudinais. Entretanto, o grande apelo de utilização do índice SL é sua simplicidade de entendimento, facilidade para ser calculado e seu potencial de avaliação de gradientes fluviais e atividade tectônica regional (e.g. KELLER & ROCKWELL, 1984; McKEOWN *et al.*, 1988). A aplicação do índice DS para estudos geomorfológicos é, ao contrário disso, muito trabalhosa, uma vez que “the value of  $\lambda$  will vary between streams so that it must be determined empirically for each stream” (GOLDRICK & BISHOP, 2007, pg. 663). O valor de  $\lambda$  tem de ser determinado individualmente através de análises de regressão em áreas onde o índice DS apresentasse pouca variabilidade e nenhuma descontinuidade marcada.

Tal dificuldade de aplicação do índice DS reforça a utilização do índice SL. Isto posto, os trabalhos de Bezerra (2010) e Bezerra & Campos (2011) atestaram que o índice SL é efetivo enquanto medida do vigor energético dos rios. Bezerra (2010) e Bezerra & Campos (2011), trabalharam com a modelagem do nicho ecológico da espécie invasora *Limnoperna fortunei* – popularmente conhecido como Mexilhão Dourado – utilizando os algoritmos Genetic Algorithm for Rule-Set Production (GARP) e Maximum Entropy Method (MAXENT) para o trecho distal do Rio Paranaíba. Trabalhos anteriores (e.g. OLIVEIRA, 2009) haviam utilizado apenas variáveis físico-químicas das águas em uma escala regional para a modelagem de nicho do mexilhão dourado. Entretanto, as variáveis físico-químicas não conseguiam explicar a distribuição do Mexilhão Dourado para o trecho final do Rio Paranaíba. O índice SL foi utilizado como dado de entrada dos modelos de distribuição potencial nos algoritmos GARP e MAXENT, e os modelos

gerados responderam com grandes valores estatísticos de acurácia, o que comprovou a eficiência do índice SL em modelar o vigor energético dos cursos fluviais.

Uma vez que o índice SL é efetivo quanto a sua proposta teórica, a dificuldade maior em sua utilização está na interpretação dos resultados. Ele não apresenta nenhum recurso prático para a diferenciação entre as muitas causas possíveis de desequilíbrios que o perfil longitudinal dos rios pode sofrer. Então, como interpretar os resultados de maneira correta?

O índice SL aplicado regionalmente propiciará um contingente de valores que serão proporcionais ao gradiente dos rios naquele ponto e refletirão a competência dos mesmos. Caso o sistema fluvial não tenha sofrido influências de deformações crustais, deve ser esperado um relevo em acordo com os determinantes passivos do mesmo; ou seja, um relevo no sentido de Hack (1960), em que terrenos sob rochas mais resistentes se apresentam com maiores declividades e conteúdo energético do que os terrenos sob rochas menos resistentes. Os valores de índice SL obtidos para tal área deveriam seguir a mesma lógica, com maiores índices SL para áreas sob rochas mais resistentes.

Caso o sistema fluvial tenha sofrido influência de movimentos crustais superficiais, deve ser esperado uma distribuição de índice SL que seja contrastante com os determinantes passivos do relevo. Todo o vale fluvial pode ser basculado a montante, a jusante ou o basculamento pode ser através do vale para qualquer dos lados de sua área de inundação. Tal conjectura prescreverá necessariamente aumento ou redução de gradiente dos rios e assimetrias nas bacias dos mesmos. É importante, portanto, analisar a distribuição espacial do índice SL de maneira concomitante com as características e história estrutural da área.

Desse modo, valores de índice SL que não respeitem as restrições impostas pelas diferentes competências litológicas de uma área, podem ser um indicativo de influência de tectônica ativa. O estudo de Etchebehere *et al.* (2005) é um bom exemplo do tipo de estudo concomitante e complementar que deve ser feito para a interpretação do índice SL; nesse trabalho, a área de estudos foi segmentada em setores com comportamento estrutural semelhante, através da análise dos lineamentos estruturais, assimetrias de drenagem, registros estratigráficos e informações de campo.

Em adição a estas influências primárias de mudanças de gradiente, poderão ocorrer efeitos secundários, que são as respostas dos rios através de agradações e degradações. Tais respostas determinam que estudos estratigráficos e sedimentológicos sejam relacionados diretamente com

os estudos da distribuição dos índices SL e que, além disso, os mesmos podem servir de teste para as diferentes interpretações advindas da utilização do índice.

Além desses cuidados, é importante tentar observar a influência das confluências dos rios na distribuição do índice SL, pois é a partir delas que ocorre súbito aumento na descarga e nos sedimentos carregados causando ajuste das características hidráulicas e físico-químicas dos rios (BAND, 1993; LEOPOLD *et al*, 1964).

### 3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

#### 3.1 ESTRATIGRAFIA

As rochas metassedimentares pré-cambrianas do QF foram formalmente nomeadas pela primeira vez por Derby (1906), como a Série Minas. Desde o trabalho de Derby (1906), esforços contínuos foram realizados para aperfeiçoar a ordem de sucessão e esclarecer as complexidades estruturais e estratigráficas das rochas da região. Dorr (1969) destaca as contribuições de Gair (1962), Harder & Chamberlin (1915), Maxwell (1958), Pomerene (1958a, b, c), Rynearson *et al.* (1954), entre outros.

A geologia do QF foi estabelecida pelos mapeamentos desenvolvidos pelo United States Geological Survey (USGS) e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), entre 1946 a 1962 (DORR, 1969). Dorr (1969) apresentou uma síntese dos trabalhos anteriores acerca da geologia do QF e realizou a primeira interpretação geológica/tectônica da área como um todo. Posteriormente, diferentes trabalhos contribuíram para o aperfeiçoamento dessa interpretação, como por exemplo Alkmim & Marshak (1998), Chemale Jr. *et al.* (1994), Endo (1997), Marshak & Alkmim (1993), Noce (2000), entre outros.

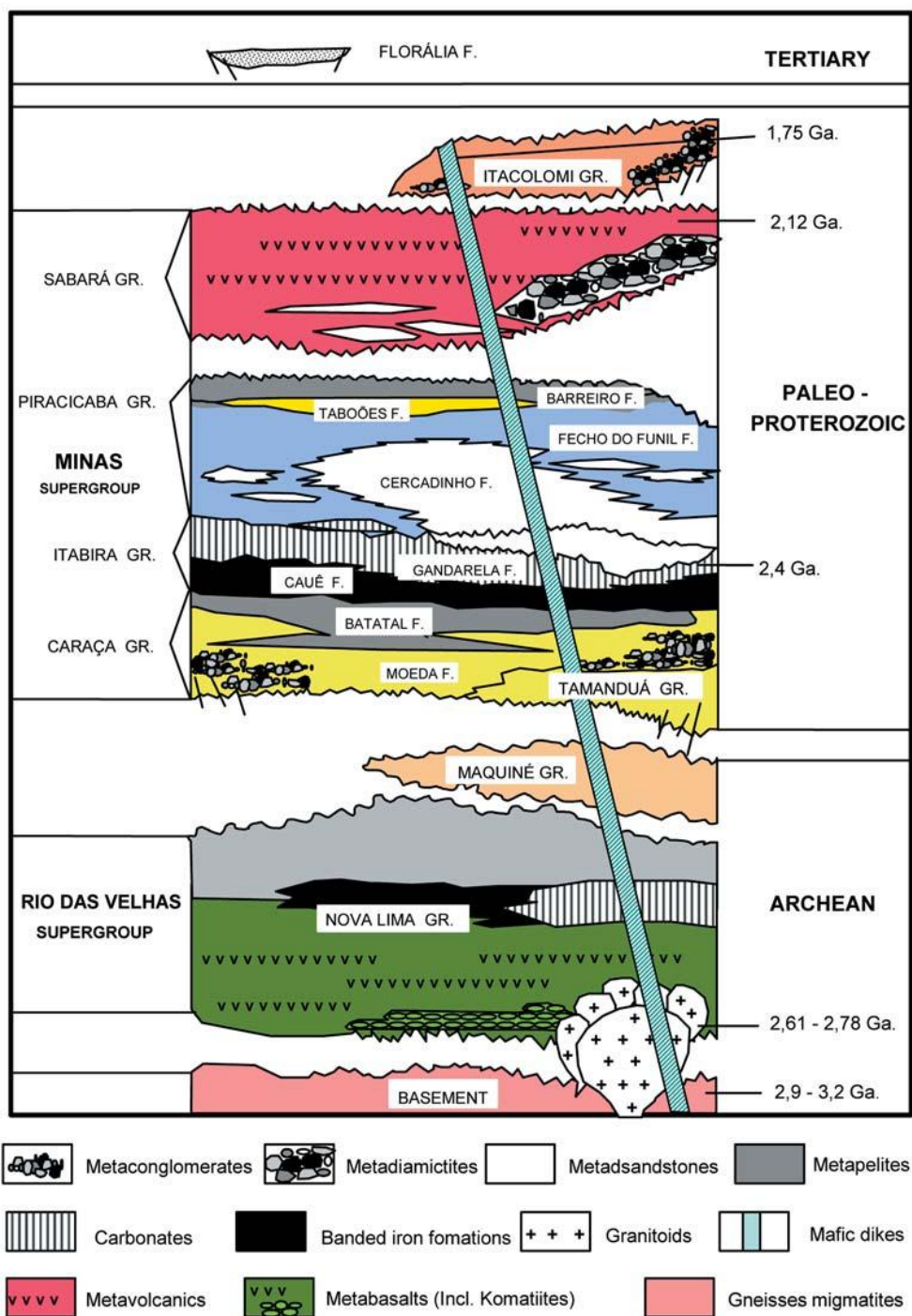
A divisão estratigráfica do QF seguida no presente trabalho é a apresentada por Baltazar *et al.* (2005). Com relação a essa divisão estratigráfica, Baltazar *et al.* (2005) afirmam que a base da subdivisão litoestratigráfica formal proposta por Dorr *et al.* (1957) e Dorr (1969) para as séries Rio das Velhas, Minas e Itacolomi foi mantida, com algumas modificações propostas por outros autores e por Baltazar *et al.* (2005), em decorrência de revisões posteriores realizadas em áreas de estratigrafia controversa, já à época dos mapeamentos originais (projetos DNPM/USGS & DNPM/CPRM).

Nesse sentido, a estratigrafia do QF consiste, em escala regional, dos seguintes conjuntos maiores, da base para o topo:

- (1) – terrenos granito-gnáissicos arqueanos;
- (2) – seqüências vulcanossedimentares arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas);
- (3) – seqüências de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares proterozóicas (Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi, Supergrupo Espinhaço);
- (4) – coberturas sedimentares recentes.

A coluna estratigráfica do QF é apresentada na figura 8.

FIGURA 8. Coluna estratigráfica do QF.



Fonte: Alkmim & Noce (2006).

### 3.1.1 Terrenos granito-gnáissicos arqueanos

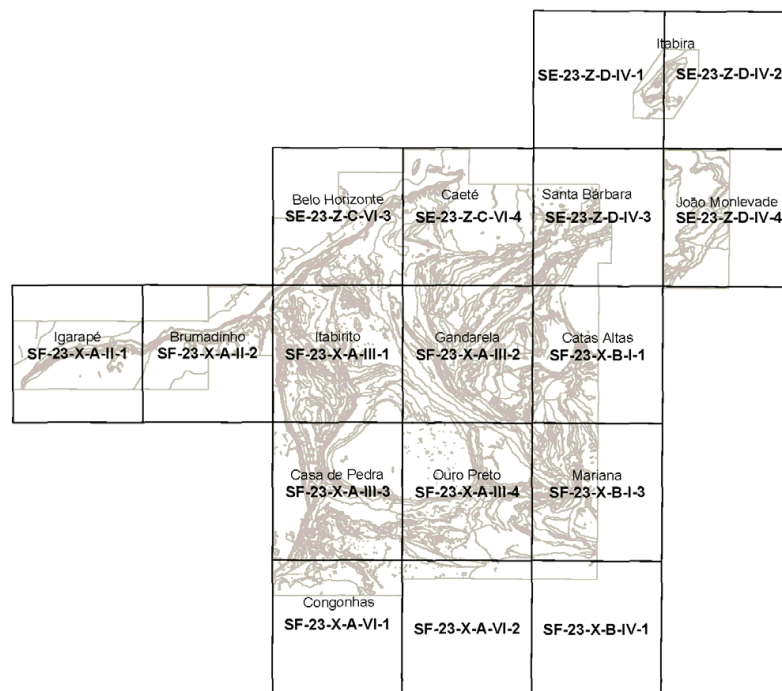
As rochas granito-gnáissicas, de idade Arqueana, são principalmente constituídas por gnaisses bandados de composição tonalítica a granodiorítica que exibem feições de migmatização. Além dos gnaisses bandados ocorrem também corpos intrusivos de composição granítica, faixas de rochas vulcano-sedimentares com dimensões de poucos metros a vários quilômetros e enxames de diques. Esses diques correspondem a rochas básicas, geralmente diabásios e gabros metamorfizados, que são particularmente expressivos na região de Contagem e Ribeirão das Neves.

Os terrenos granito-gnáissicos/migmatíticos são referidos informalmente como complexos ígneo-metamórficos, recebendo denominações locais, conforme proposta de autores diversos:

- *Complexo Belo Horizonte*, ao norte do QF, nos mapas geológicos Igarapé, Brumadinho, Belo Horizonte, Caeté, e os gnaisses Cocais do mapa geológico Santa Bárbara;
- *Complexo Bonfim*, a oeste do QF, nos mapas geológicos Brumadinho, Itabirito, Casa de Pedra e Congonhas;
- *Complexo Santa Bárbara*, limite leste do QF, na porção leste dos mapas geológicos Caeté e Santa Bárbara, extremo nordeste do mapa geológico Mariana;
- *Complexo Caeté*, no mapa geológico Caeté, limite nordeste do QF;
- *Complexo Guanhões*, na região de Itabira incluindo os gnaisses Rio das Velhas e a porção norte-noroeste do mapa geológico João Monlevade;
- *Complexo Mantiqueira*, na porção sul-sudeste do mapa geológico João Monlevade, incluindo parte dos gnaisses Monlevade;
- *Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga*, ao sul-sudeste do QF, que inclui ortognaisses e rochas máfico-ultramáficas do extremo sudeste do mapa geológico Ouro Preto, porções nordeste e sul do mapa geológico Mariana, e pequenas faixas no sul do mapa geológico Catas Altas;
- *Complexo Córrego dos Boiadeiros*, que ocorre apenas na porção central do mapa geológico Itabirito;
- *Complexo Bação*, que ocorre na porção centro-sul do QF, nos mapas geológicos Itabirito, Ouro Preto, Casa de Pedra e Gandarela.

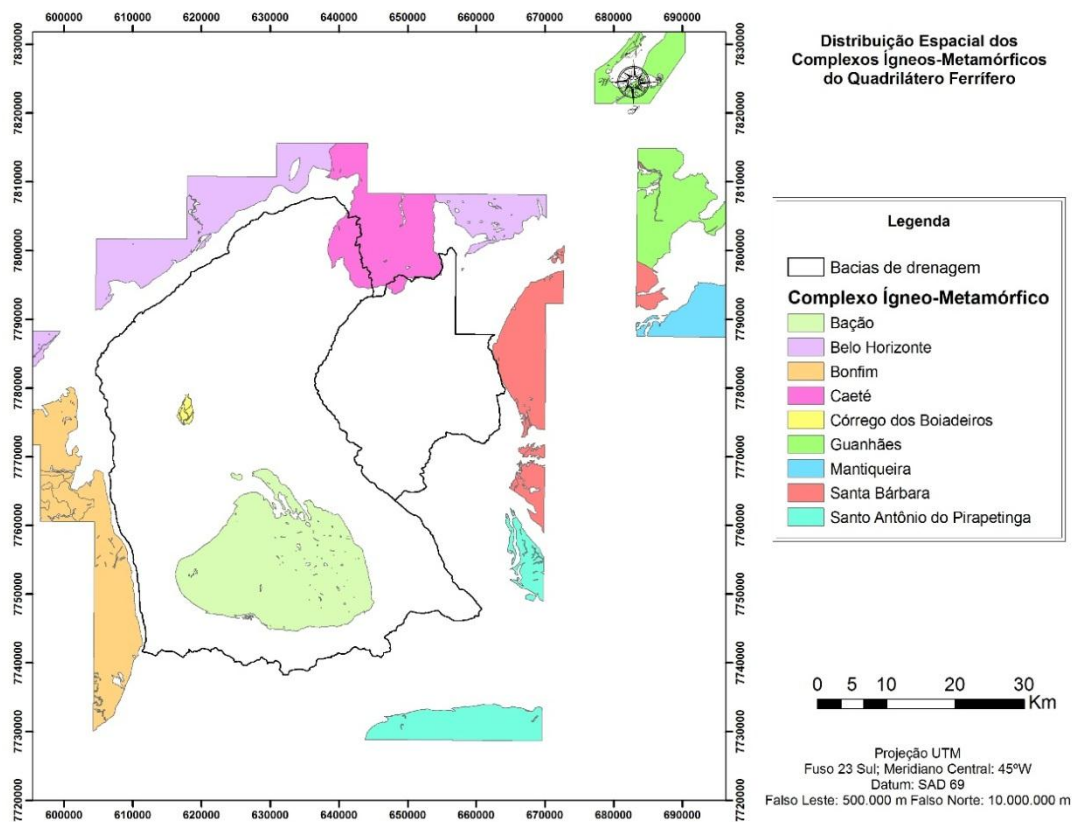
A articulação das cartas geológicas citadas acima é apresentada na figura 9 e a distribuição espacial dos complexos ígneo-metamórficos do QF é apresentada na figura 10:

FIGURA 9. Articulação das cartas geológicas do QF.



Fonte: Baltazar et al. (2005).

FIGURA 10. Distribuição espacial dos Complexos Ígneo-Metamórficos do QF.



Noce (2000) mostra que a idade mínima para a geração dos gnaisses e migmatitos dos complexos Bonfim, Belo Horizonte e Bação se encontra no intervalo 2920-2970 Ma (idades U/Pb e Pb/Pb em zircões).

Os terrenos granito-gnáissicos/migmatíticos são intrudidos por granitóides neoarqueanos a paleoproterozóicos, que são agrupados em três episódios: 2780 a 2760 Ma, 2760 a 2700 Ma e ~2600 Ma (Noce, 2000).

### 3.1.2 Sequências vulcanossedimentares arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas)

#### Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas Series, de idade Arqueana, foi originalmente definido como Série Rio das Velhas por Dorr *et al.* (1957) e Gair (1962), como compreendendo as rochas metassedimentares e metavulcânicas xistosas do QF mais velhas do que as rochas do Supergrupo Minas. Essas rochas foram divididas por esses autores em dois grupos: o Grupo Nova Lima, mais velho, e o Grupo Maquiné, mais jovem.

O Supergrupo Rio das Velhas compreende um *Greenstone Belt* Arqueano típico (ALKMIM & NOCE, 2006). Machado *et al.* (1992) datou zircões extraídos de rochas metavulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima e obteve idades U-Pb de 2772 e 2776 Ma.

#### Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima é a mais antiga das subdivisões do Supergrupo Rio das Velhas. Gair (1962) mostrou que ele é recoberto em discordância pelo Grupo Maquiné nas localidades tipo dessas formações no vale do Alto Rio das Velhas. Para o leste, no vale do Alto Rio Conceição, o contato entre esses grupos é indeterminado quanto às relações de idade, pois o contato é pouco exposto (DORR, 1969).

Dorr (1969) afirma que as rochas são tão fortemente deformadas e intemperizadas que não é possível utilizar os critérios normais para se definir topo ou base da unidade. Quando as rochas do Grupo Nova Lima estão em contato com rochas graníticas, o contato entre elas é intrusivo (DORR, 1969).

Na localidade tipo, Gair (1962) distingue as seguintes variedades de xistos e filitos: quartzo-sericita xistos e filitos, quartzo-clorita xistos e quartzo-clorita-sericita xistos e filitos,

xistos ricos em carbonato, quartzo-biotita xistos e filitos, xistos quartzíticos e feldspáticos, filitos grafitosos, xistos ferruginosos, e xistos metavulcânicos. Ele também descreve outros litotipos dentro desse grupo, a saber: “fácies carbonáticas de formação ferrífera”, quartzito, grauvasca, quartzo dolomito, quartzo ankerita, quartzito sericítico e conglomerado xistoso.

O quadro de extrema diversidade litológica dado acima desaparece quando litologias dominantes são consideradas, pois muitos dos tipos de rochas são subordinados e conhecido apenas em poucos lugares (DORR, 1969).

As litologias dominantes são clorita xisto e filito, quartzo-clorita filito e xisto e quartzito sericítico. Filitos ferruginosos intergradacionais e formações ferríferas são característicos, embora em menor volume. Todos são de granulação fina, exceto em auréolas metamórficas. Essas rochas gradam entre si e representam uma grande massa de sedimentos argilosos finos mal selecionados, acumulações locais de sedimentos químicos, e materiais de origem vulcânica muito misturados (DORR, 1969).

A composição muito variada das rochas do Grupo Nova Lima indica que a contribuição vulcânica original é misturada com material sedimentar antes e durante a deposição (DORR, 1969). Além disso, a presença de lentes descontínuas finas de formações ferríferas caracterizaram o Grupo Nova Lima no QF.

Assim, pode-se dizer que o Grupo Nova Lima exhibe muitas características dos sedimentos de ambiente “*eugeosynclinal*”, porque incluem sedimentos clásticos heterogêneos de vários tipos e uma importante contribuição vulcânica (DORR, 1969).

### Grupo Maquiné

As rochas do Grupo Maquiné sobrepõem as do Grupo Nova Lima na localidade tipo com uma ligeira discordância angular, segundo Gair (1962). Já para Dorr (1969), é provável que localmente uma discordância erosiva exista, mas que a mesma não é angular e que o contato é em parte gradacional.

O Grupo Maquiné está dividido em duas unidades: a Formação Palmital e a sobrejacente Formação Casa Forte. O Grupo Maquiné foi separado do Grupo Nova Lima por ser caracteristicamente quartzoso e conglomerático (DORR, 1969).

Dorr (1969) afirma que o ambiente de deposição e a fonte dos sedimentos do Grupo Maquiné é abruptamente diferente da sedimentação que produziu as rochas com maior conteúdo

de argila do Grupo Nova Lima subjacente. Essa mudança é atestada pela composição mais quartzosa das rochas, pelas zonas e camadas conglomeráticas, pela aparente falta de contribuições vulcânicas ou de sedimentos químicos, tais como formações ferríferas ou rochas carbonáticas. Para Dorr (1969), o Grupo Maquiné representa um ambiente de sedimentação litorâneo.

#### *Formação Palmital*

A Formação Palmital foi descrita por Dorr (1969) como a unidade litológica inferior do Grupo Maquiné. É composta predominantemente de quartzito sericítico e filito quartzoso e contém, em menor quantidade, filitos e ardósias. Lentes de quartzito em filitos quartzíticos caracterizaram a Formação Palmital. As camadas quartzíticas variam desde alguns metros até mais de 75 metros de espessura. Além disso, Dorr (1969) mapeou na Formação Palmital uma série de lentes e camadas conglomeráticas.

A formação recobre as rochas do Grupo Nova Lima com discordância angular local, mas em alguns lugares, com conformidade angular aparente. É recoberta de maneira concordante pela Formação Casa Forte (DORR, 1969).

#### *Formação Casa Forte*

A Formação Casa Forte, definida por Gair (1962), está separada da Formação Palmital por ter incluídas camadas de conglomerado. Além disso, a Formação Casa Forte é mais quartzosa e menos sericítica e filítica do que as rochas da unidade subjacente.

A Formação Casa Forte é composta por quartzito xistoso, quartzito maciço sericítico, quartzito clorítico, conglomerado, e menores quantidades de xistos e filitos sericíticos e cloríticos.

O contato entre a Formação Casa Forte e a Formação Palmital é concordante.

### **3.1.3 Sequências de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares proterozóicas**

#### **Supergrupo Minas**

O Supergrupo Minas, de idade Paleoproterozóica, foi originalmente nomeado por Derby (1906). Ele foi dividido em cinco formações por Harder & Chamberlin (1915), em três grupos

por Dorr *et al.* (1957), e foi subdividido em nove formações por Maxwell (1958), Dorr (1958a, b), Pomerene (1958a, b, c), Simmons (1958), e Gair (1958).

Como um todo, o Supergrupo Minas é diferente do subjacente Supergrupo Rio das Velhas, uma vez que ele se constitui, em grande parte, de depósitos com geometria em lençol e formações tabulares relativamente consistente em litologia para grandes extensões laterais (segundo o conceito de PETTIJOHN, 1957 *apud* DORR, 1969), tipo esse de formação que não é encontrado no Supergrupo Rio das Velhas (DORR, 1969).

O contato do Supergrupo Minas com o subjacente Supergrupo Rio das Velhas se dá em discordância angular. Profunda erosão do Supergrupo Rio das Velhas antes do início da deposição do Supergrupo Minas é certa (DORR, 1969). Para Dorr (1969), é muito provável que boa parte das rochas do Grupo Maquiné tenham sido removidas em extensas partes do QF anteriormente à sedimentação do Supergrupo Minas.

A estratigrafia aqui considerada (instaurada por BALTAZAR *et al.*, 2005), estabelece como Grupo Sabará a antiga Formação Sabará, originalmente unidade superior do Grupo Piracicaba (RENGER *et al.*, 1994). O Grupo Tamanduá (SIMMONS & MAXWELL, 1961), que foi posicionado na base da “Série Minas” por Dorr (1969), teve seus quartzitos incluídos em parte no Grupo Caraça do Supergrupo Minas e em parte incluídos no Supergrupo Espinhaço (BALTAZAR *et al.*, 2005). Os quartzitos da serra do Ouro Branco tentativamente correlacionadas com o Grupo Tamanduá por Dorr (1969), foram incluídos no Grupo Itacolomi (ALKMIM, 1985 *apud* BALTAZAR *et al.*, 2005).

O quartzito Cambotas, das serras do Tamanduá e Cambotas, na base do Grupo Tamanduá, é aqui correlacionado ao Supergrupo Espinhaço (CROCCO-RODRIGUES *et al.* 1992; FREITAS *et al.* 1992), enquanto seu equivalente na serra do Caraça é correlacionado aos quartzitos da Formação Moeda (RIBEIRO-RODRIGUES & CHEMALE JR., 1992). Estas correlações são aceitas na divisão estratigráfica estabelecida por Baltazar *et al.* (2005).

De acordo com Alkmim & Noce (2006), em uma sumarização dos dados de trabalhos geocronológicos anteriores (e.g. BABINSKI *et al.*, 1995; BRUECKNER *et al.*, 2000; MACHADO *et al.*, 1992; MACHADO *et al.*, 1996), a porção basal do Supergrupo Minas foi depositada entre 2.6 e 2.4 Ga, enquanto o Grupo Sabará acumulou até 2.12 Ga, pelo menos 300 milhões de anos depois, e foi metamorfozizado logo após sua deposição.

### Grupo Caraça

O Grupo Caraça foi estabelecido por Dorr *et al.* (1957) e inclui rochas clásticas que se encontram, estratigraficamente, acima da principal discordância regional (exposta na porção ocidental do QF – DORR, 1969) e abaixo dos sedimentos químicos do Grupo Itabira sobrejacente.

O Grupo Caraça consiste na Formação Moeda, uma formação quartzosa extensa, e a Formação Batatal, uma formação argilosa. A Formação Moeda ocorre em duas fácies: uma espessa formada por quartzitos grosseiras, e uma menos espessa, formada por rochas de granulação fina. A transição entre as duas fácies é, na maioria dos lugares, bastante abrupta (DORR, 1969).

A fácies mais espessa, com média de 300 m de espessura, é caracterizada pela presença de quartzitos de granulação grosseira, lentes de conglomerado abundantes e lentes de filitos bem diferenciadas (DORR, 1969). Essa fácies é normalmente exposta nos lados leste e oeste da Serra da Moeda, onde tem uma extensão norte-sul de cerca de 40 km.

A fácies menos espessa, que tem uma média inferior a 100 m de espessura, é caracterizada por granulação mais fina e mais uniforme dos quartzitos, por mistura da fração argilosa com a fração quartzosa nas rochas das fácies, e pela ausência de lentes de conglomerado. Essa fácies foi mapeada por Dorr (1969) na maior parte da região periférica à área constituída pela fácies de granulação grosseira.

Ambas as fácies são caracterizadas em muitas localidades por um conglomerado basal composto de fragmentos de filitos derivados dos filitos do Grupo Nova Lima subjacentes e seixos e calhaus de quartzito e veios de quartzo bem arredondados. O conglomerado basal de geometria lenticular provavelmente representa o preenchimento de antigos vales, de pequeno desnível altimétrico, esculpidos nas rochas mais antigas (DORR, 1969). A distribuição da fácies grosseira e, particularmente, a distribuição do tamanho dos seixos e calhaus em lentes de conglomerado dessa fácies, indica que a origem do material era para o oeste e que a fácies grosseira era um depósito deltaico. A fácies mais fina representa sedimentos finos mal selecionados depositados em porções distais do delta (DORR, 1969).

A Formação Batatal (MAXWELL, 1958) é a unidade sedimentar nomeada de Xisto Batatal por Harder & Chamberlin (1915). A formação consiste basicamente de filitos sericíticos e

inclui menores quantidades de metachert, formações ferríferas e filitos grafíticos. Na maioria dos lugares, a Formação Batatal recobre a Formação Moeda em um contato abrupto (DORR, 1969).

A Formação Batatal apresenta praticamente a mesma extensão que a Formação Moeda. Ela varia de uma rocha argilosa sem quartzo onde se sobrepõem a fácies mais grossa da Formação Moeda, para uma rocha argilosa com pequenas quantidades de quartzo sobre a fácies de granulação fina da Formação Moeda (DORR, 1969).

### Grupo Itabira

O Grupo Itabira foi nomeado por Dorr *et al.* (1957). Ele é separado do Grupo Caraça porque é composto predominantemente por sedimentos químicos, enquanto o grupo Caraça é composto por sedimentos clásticos (DORR, 1969).

### *Formação Cauê*

O contato entre o Itabirito Caue e a formação Batatal é gradacional. Tal graduação é comumente marcada pelo aparecimento de hematita na Formação Batatal, aumentando gradualmente em quantidade em direção à Formação Cauê. A rocha se torna bandada com o aparecimento de camadas de quartzo e os filitos desaparecem, geralmente de maneira abrupta. O contato da Formação Cauê com as rochas subjacentes da Formação Gandarela é concordante. (DORR, 1969).

A Formação Cauê é composta por itabirito, itabirito dolomítico e itabirito anfíbolítico, com pequenas quantidades de lentes de filitos e mármores. O itabirito normal da Formação Cauê é uma rocha composta quase inteiramente de quartzo e hematita e, localmente, magnetita. Itabirito dolomítico está amplamente presente na Formação Cauê, particularmente no terço superior da formação.

### *Formação Gandarela*

A Formação Gandarela está depositada com contato gradativo sobre a Formação Cauê e é recoberta com contato discordante local pelo Grupo Piracicaba do Supergrupo Minas. A desconformidade é uma discordância erosiva e nenhuma discordância angular é conhecida (DORR, 1969).

A Formação Gandarela consiste, em grande parte, de estratos dolomíticos e calcíticos. A rocha mais visível na localidade tipo é o mármore, em sua maior parte dolomítico. Em outras partes da região, filitos dolomíticos, formação ferrífera dolomítica e filitos são os litotipos dominantes (DORR, 1969).

### Grupo Piracicaba

O Grupo Piracicaba foi nomeado por Dorr *et al.* (1957). Ele recobre o Grupo Itabira com concordância estrutural, mas discordância erosiva (DORR, 1969).

As formações do Grupo Piracicaba consistem basicamente de rochas sedimentares clásticas, que vão desde conglomerados até quartzitos, filitos e filitos grafitosos, e precipitados químicos sob a forma de lentes de dolomito e pequenas lentes de formação ferrífera. A maioria das formações contém uma assembleia simples de sedimentos maduros e bem selecionados. Todos sofreram metamorfismo, estando a maior parte sob um grau metamórfico de fácies xisto verde e, na porção leste do QF, fácies anfibolito (DORR, 1969).

As rochas aqui incluídas no Grupo Piracicaba são depósitos em lençol de ambiente deposicional de plataforma continental. O intervalo de erosão no final da época do Grupo Itabira marcou uma regressão marinha ou um soerguimento epirogênico da superfície na região (DORR, 1969).

### *Formação Cercadinho*

A Formação Cercadinho é a unidade de base do Grupo Piracicaba, tendo sido descrita por Pomerene (1958a).

A Formação Cercadinho é marcada por um conglomerado basal arenoso contendo fragmentos da Formação Gandarela, pequenos fragmentos de hematita e concreções ferruginosas (POMERENE, 1958a). Ele grada em discordância erosiva para as formações subjacentes Gandarela e Cauê.

Quartzito ferruginoso e não ferruginoso, conglomerados, filitos ferruginosos, filitos "prateados", filitos dolomíticos, dolomito, e filitos roxos compõem a Formação Cercadinho. Essas litologias são intercalados e fortemente lenticulares; rochas quartzosas, em alguns lugares, apresentam estratificação cruzada. A diversidade de sequência e a presença de quartzito ferruginoso e filitos "prateados" são as características distintivas da formação (DORR, 1969).

### *Formação Fecho do Funil*

A Formação Fecho do Funil foi nomeada e descrita por Simmons (1958). Ela exhibe contato gradacional com a Formação Cercadinho subjacente e o Quartzito Taboões sobrejacente.

A Formação Fecho do Funil é composta de filito dolomítico, filitos, siltitos e dolomito impuro. Simmons (1958), afirma que na localidade tipo a formação é constituída de rochas que contêm diferentes quantidades de três minerais constituintes – dolomita, quartzo e sericita. Dolomita pode ser substituído por calcita e quartzo e é quase inteiramente ausentes alguns filitos. Alguns filitos são ligeiramente ferruginosos, mas em nenhum lugar contém tanto ferro quanto os filitos da Formação Cercadinho. Além disso, lentes de impuro mármore são comuns na formação.

### *Formação Taboões*

O quartzito Taboões foi nomeado por Pomerene (1958b). Ele é composto por quartzito de granulação fina. A Formação Taboões apresenta contato gradacional de poucos centímetros até um metro com a Formação Fecho do Funil subjacente, que é normalmente filítica no topo. Ele também apresenta contato gradacional com a Formação Barreiro, também filítica, sobrejacente. Na parte ocidental da Serra do Curral, é recoberta pelo Grupo Sabará em um contato abrupto.

Segundo Pomerene (1964, *apud* DORR, 1969), análises químicas mostram que as rochas da Formação Taboões contém 98,5% de sílica. As rochas são completamente maciças e planos de estratificação não são vistos em seu afloramento (DORR, 1969).

### *Formação Barreiro*

A Formação Barreiro foi nomeada por Pomerene (1958c). Segundo Dorr (1969), a formação não é bem exposta na superfície, por conta da intensidade do intemperismo a que foi submetida. A Formação Barreiro recobre o Quartzito Taboões em contato concordante e gradacional. O contato é gradativo ao longo de alguns centímetros e é marcado por uma mudança abrupta de quartzito puro para filito. A Formação Barreiro é estruturalmente concordante com o Grupo Sabará e, em algumas áreas, o contato é gradativo (POMERENE, 1964 *apud* DORR, 1969), enquanto em outros, é marcado por uma discordância erosiva (SIMMONS, 1968a, *apud* DORR, 1969).

A Formação Barreiro é predominantemente composta por filitos e filitos grafitosos. Geralmente, as camadas mais inferiores da Formação Barreiro são filitos não grafitosos (DORR, 1969).

#### Grupo Sabará

O Grupo Sabará era originalmente conhecido como Formação Sabará, topo do Grupo Piracicaba (DORR, 1969), tendo sido redefinido como Grupo Sabará por Renger *et al.* (1994). É uma seqüência metavulcanossedimentar, constituída de mica xisto e clorita xisto com intercalações de metagrauvaca, quartzito, quartzito feldspático, quartzito ferruginoso, formação ferrífera e metaconglomerado (BALTAZAR *et al.*, 2005).

A suíte grauvaca-subgrauvaca-metatuffo-conglomerado-quartzite-metachert-filito da Formação Sabará marca claramente uma mudança súbita e completa, tanto em ambiente de deposição quanto da fonte dos sedimentos, uma vez que esses são bem diferenciadas do resto do Supergrupo Minas (DORR, 1969). Foram essas características que separaram o Grupo Sabará do Grupo Piracicaba por Renger *et al.* (1994).

O contato do Grupo Sabará com as rochas subjacentes varia em natureza de acordo com a região: a Formação Sabará recobre diretamente da Formação Barreiro, o Quartzito Taboões, a Formação Fecho do Funil e a Formação Cercadinho em um lugar ou outro (DORR, 1969).

De acordo com Dorr (1969), estruturalmente, a Formação Sabará apresenta, em toda parte, concordância com as formações subjacentes. O contato parece ser transicional, sem erosão significativa pré-Sabará em algumas partes da região, mas abrupta e com erosão pré-Sabará significativo em outras partes. Para Dorr (1969) a concordância estrutural com todas as formações diretamente subjacentes em todas as partes da região mostram que nenhum orogenia ocorreu no intervalo de tempo representado.

#### Grupo Itacolomi

As rochas pertencentes ao Grupo Itacolomi foram originalmente discriminadas por Harder e Chamberlin (1915) como o Quartzito Itacolomi, considerado por eles como parte do Supergrupo Minas. Guimarães (1931, *apud* DORR, 1969), elevou a unidade para a classificação de Grupo por ter encontrado discordância angular entre os quartzitos do Grupo Itacolomi e as rochas subjacentes do Supergrupo Minas. Dorr (1969) considerou o Grupo Itacolomi composto

por duas fácies, uma contendo predominantemente quartzito e outra contendo predominantemente filito. Baltazar *et al.* (2005), considera a fácies quartzítica como Grupo Itacolomi indiviso e a fácies filítica como Formação Santo Antônio.

O Grupo Itacolomi, na localidade tipo, sobrepõe o Grupo Sabará e as Formações Barreiro e Fecho do Funil com discordância angular (DORR, 1969). Segundo Dorr (1969), os conglomerados polimíticos encontrados no Grupo Itacolomi (FREYBERG, 1932 *apud* DORR, 1969) provam grande erosão do Supergrupo Minas antes e durante a sedimentação Itacolomi.

A principal diferença entre a Formação Santo Antônio e o Grupo Itacolomi é o maior teor de argila dos sedimentos originais da Formação Santo Antônio, resultando em rochas, em geral, mais facilmente intemperizáveis do que os quartzitos grosseiros e relativamente puros do Grupo Itacolomi Indiviso.

As relações sedimentares entre as duas fácies são desconhecidas. Entretanto, Dorr (1969) acredita serem, pelo menos em parte, contemporâneos, baseado no tipos de sedimentação e na gradação lateral de quartzitos para filitos a partir da localidade-tipo.

Os sedimentos do Grupo Itacolomi como agora expostos, caracterizados por marcas onduladas, estratificação cruzada, e rápidas mudanças de fácies sedimentares, parecem ser sedimentos parálicos (DORR, 1969).

Zircões detríticos advindos do Grupo Itacolomi apresentaram idades U-Pb de 2,1 Ga (Machado *et al.* 1993, 1996), indicando mesma idade ou uma idade ligeiramente mais nova do que o Grupo Sabará, ainda que significativamente mais nova do que a idade das rochas do Supergrupo Minas.

#### *Grupo Itacolomi Indiviso*

O Grupo Itacolomi Indiviso tipo de Itacolomi é formado predominantemente de quartzito e contém quantidades variáveis de sericita. O quartzito é conglomerático e também contém muitas lentes de conglomerado. Intercalações finas e muito lenticular de filitos estão presentes em algumas áreas (BALTAZAR *et al.*, 2005; DORR, 1969).

#### *Formação Santo Antônio*

As rochas da Formação Santo Antônio são quartzitos filíticos, conglomerados, filitos e quartzitos ferruginosos e não ferruginosos.

### **Supergrupo Espinhaço**

De acordo com Baltazar *et al.* (2005), as rochas do Supergrupo Espinhaço presentes no QF são pertencentes à *Formação Cambotas*, que inclui os quartzitos das serras das Cambotas e Tamanduá, originalmente descritos como rochas pertencentes ao Grupo Tamanduá (SIMMONS & MAXWELL, 1961). Os quartzitos foram atribuídos ao Supergrupo Espinhaço segundo proposta de Crocco-Rodrigues *et al.* (1992) e Freitas *et al.* (1992).

#### **3.1.4 Coberturas sedimentares recentes**

Sedimentos Cenozoicos são comuns na região do QF preenchendo pequenas bacias tectonicamente controladas (LIPSKI, 2001). É possível diferenciar, ao menos, cinco coberturas sedimentares recentes que serão apresentadas a seguir (BALTAZAR *et al.*, 2005):

- *Mudstone*: são pequenos depósitos de argila cartografados no flanco sul da serra do Curral a leste de Belo Horizonte (quadrícula Nova Lima) e no extremo sul do QF na parte central da quadrícula Dom Bosco-Ouro Branco. São argilas lateritizadas, não plásticas e sem estratificação, com alto teor em titânio e localmente com um conglomerado basal;
- *Chapadas de canga*: são depósitos elúvio-colúviais cenozóicos, ocorrendo principalmente no setor ocidental do QF. São chapadas de canga constituindo capeamento limonítico contendo seixos, calhaus e matacões de formação ferrífera e, localmente, de hematita. Ocorrem ao longo das serras do Curral, Moeda e Itabirito, no setor leste do QF; nas serras do Piacó e da Água Limpa (extremidade oeste do Sinclinal Gandarela); na serra Lagoa Seca (Sinclinal Ouro Fino) e na região montanhosa nos arredores de Ouro Preto e Mariana;
- *Sedimentos lacustres*: são arenitos e argilitos, contendo folhas fósseis que estão cartografados na Lagoa do Miguelão (quadrícula Macacos no mapa Itabirito), na parte central da quadrícula Gandarela (mapa Gandarela) e no extremo leste do QF, nas quadrículas Catas Altas e Santa Rita Durão (mapa Catas Altas), onde recebem o nome de Formação Fonseca;
- *Sedimentos flúvio-lacustres* – são pequenos depósitos aluviais de argila, cascalho fluviais em terraços e sedimentos lacustres. Pequenos depósitos de argila são comuns em todo o lado ocidental do QF, mas também estão assinalados na porção leste do QF, na quadrícula

Santa Bárbara. Depósitos de cascalhos fluviais são também de ocorrência restrita e estão cartografados apenas no lado ocidental. A maior área mapeada de sedimentos aluviais lacustres e de enchimento de vales está na quadrícula Macacos;

- *Sedimentos pleistoceno-holocênicos* – são depósitos aluvionares de areia, argila e cascalho ao longo dos rios principais e distribuídos por toda a área do QF. Depósitos coluviais estão cartografados principalmente nas porções leste e nordeste; coberturas lateríticas mais expressivas estão mapeadas no extremo sul-sudoeste do QF.

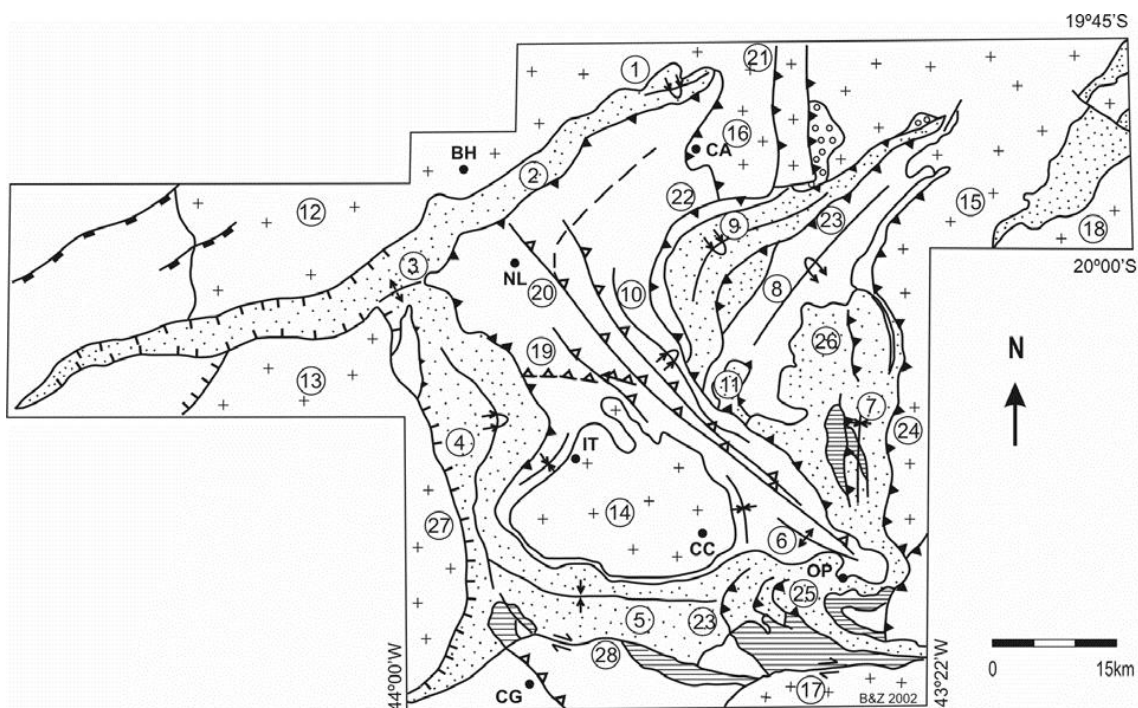
### 3.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Diversas investigações de cunho estrutural e tectônico realizadas no QF (e.g. ALKMIM & MARSHAK, 1998; ALKMIM & NOCE, 2006; CHEMALE Jr. *et al.*, 1994; DORR, 1969; DRAKE & MORGAN, 1980) demonstraram que o QF apresenta uma história tectônica polifásica, o que determinou um cenário estrutural muito complexo. Segundo Alkmim & Noce (2006), a grande complexidade das feições estruturais do QF, bem como sua arquitetura geológica e a falta de datações absolutas em estruturas tectônicas, foram responsáveis pela elaboração de diferentes conjecturas explicativas, muitas vezes conflitantes, para a história deformacional do QF.

A seguir serão apresentados três dos mais importantes modelos explicativos da história deformacional do QF da literatura acadêmica: (1) o modelo de DORR (1969); (2) o modelo de Marshak & Alkmim (1989), Alkmim & Marshak (1998) e Alkmim & Noce (2006); (3) o modelo de CHEMALE Jr *et al.* (1994).

O mapa das principais feições estruturais do QF é apresentado na figura 11; através desse mapa, é possível observar as estruturas discutidas nos modelos a seguir.

FIGURA 11. Mapa geológico estrutural simplificado do Quadrilátero Ferrífero.



LEGENDA

	Supergrupo Espinhaço
	Grupo Itacolomi
	Supergrupo Minas
	Supergrupo Rio das Velhas
	Complexos Granito-gnáissicos

	Falhas de empurrão arqueanas
	Falhas de empurrão e extensional transamazônicas
	Falhas de empurrão brasileiras
	Falha transcorrente
	Anticlinal, anticlinal invertido
	Sinclinal, sinclinal invertido

Mapa das principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Baltazar e Zucchetti 2004). Dobras: 1 - Sinclinal Piedade, 2 - Homoclinal Serra do Curral, 3 - Anticlinal da Serra do Curral, 4 - Sinclinal Moeda, 5 - Sinclinal Dom Bosco, 6 - Anticlinal de Mariana, 7 - Sinclinal Santa Rita, 8 - Anticlinal Conceição, 9 - Sinclinal Gandarela, 10 - Sinclinal Vargem do Lima, 11 - Sinclinal Ouro Fino. Complexos granito-gnáissicos: 12 - Belo Horizonte, 13 - Bonfim, 14 - Bação, 15 - Santa Bárbara, 16 - Caeté, 17 - Santo Antônio do Pirapetinga, 18 - Mantiqueira. Falhas: 19 - Bem-Te-Vi, 20 - São Vicente, 21 - Sistema de Empurrões Córrego do Garimpo, 22 - Falha das Cambotas, 23 - Fundão, 24 - Água Quente, 25 - Sistema de empurrões do sinclinal Dom Bosco, 26 - Sistema de empurrões da serra do Caraça, 27 - Zona de cisalhamento extensional Moeda-Bonfim, 28 - Falha transcorrente do Engenho. Cidades: BH - Belo Horizonte, CC - Cachoeira do Campo, IT - Itabirito, NL - Nova Lima, CA - Caeté, CG - Congonhas, OP - Ouro Preto.

Fonte: BALTAZAR et al. (2005) (modificado de Baltazar & Zucchetti, 2004).

### Modelo de DORR (1969)

Para Dorr (1969), três grandes períodos de deformação ocorreram na região. Os dois primeiros – um entre a deposição do Supergrupo Rio das Velhas e a deposição do Supergrupo Minas e outro entre a deposição do Supergrupo Minas e a deposição do Grupo Itacolomi – são obscuros, não sendo possível afirmar o seu grau ou a sua extensão. O último e mais forte período deformacional, Pós-Itacolomi na idade, teria envolvido todas as rochas sedimentares pré-cambrianas.

#### *Deformação anterior à deposição do Supergrupo Minas*

Para Dorr (1969), as rochas do Supergrupo Rio das Velhas teriam sido dobradas antes que os sedimentos que formaram as rochas do Supergrupo Minas tivessem sido depositados, uma vez que as rochas mais jovens estão superpostas localmente com profunda discordância angular sobre as rochas mais velhas. De acordo com Dorr (1969), a evidência estrutural sugere que o foco da deformação Pré-Minas foi para o oeste ou sudoeste do QF. Além disso, ele afirma que a deformação pós-Minas foi tão complexa que o grau e a natureza da deformação pré-Minas não pôde ser decifrada na região sudeste do QF.

#### *Deformação Pós-Minas Pré-Itacolomi*

Dorr (1969) assevera que o Supergrupo Minas foi deformado e soerguido no intervalo entre a sua sedimentação e a sedimentação Itacolomi. Ele afirma que o Grupo Itacolomi sobrepõe-se diretamente (em discordância angular) a quase todas as formações do Grupo Piracicaba, o que indicaria pelo menos 1000 metros de erosão Pré-Itacolomi. A discordância angular é pequena, chegando a um máximo de 12°. Dorr (1969) conclui que o intervalo Pós-Minas Pré-Itacolomi representou, portanto, diastrofismo leve e soerguimento ao invés de orogenia e que talvez pudesse ser interpretado como os primeiros sinais da deformação Pós-Itacolomi.

#### *Orogenia Pós-Itacolomi*

Segundo Dorr (1969), a principal orogenia da região ocorreu após a deposição do Grupo Itacolomi. Ele afirma que, no entanto, a sequência relativamente sistemática de anticlinais e

sinclinais alinhados encontrados em muitos orógenos jovens não pode ser encontrada no QF. Ao contrário disso, as feições estruturais principais apresentariam direções variadas.

Dorr (1969) estabelece um cenário estrutural do QF resultante da atuação da orogenia Pós-Itacolomi em que a maioria das dobras sinclinais estão dobradas para além da vertical em direção ao oeste e noroeste, e que elas estão separadas por amplas áreas de domo que atuaram como limites físicos disruptivos no curso da orogênese.

Os padrões complexos de falhas, em particular nas regiões leste e sudeste do QF, onde empurrões crustais (falhas de cavalgamento) ocorreram em grande escala, tornariam esse quadro estrutural ainda mais complexo. Ele refletiriam a transferência de rocha em direção ao oeste e noroeste (DORR, 1969) Em síntese, para Dorr (1969), forças orogênicas posteriores à deposição do Grupo Itacolomi atuaram de leste e sudeste para oeste e noroeste, e determinaram um importante encurtamento crustal de dezenas de quilômetros na direção leste-oeste.

#### Modelo de Marshak & Alkmim (1989), Alkmim & Marshak (1998) e Alkmim & Noce (2006)

Marshak & Alkmim (1989), Alkmim & Marshak (1998) e Alkmim & Noce (2006), consideram o QF uma província geológica estruturada em “domos e quilhas” localizada na porção sudeste do Cráton São Francisco. Os domos são as rochas granito-gnáissicas e migmatitos do embasamento Arqueano (e.g. Complexo Bação, Complexo Bonfim, Complexo Caeté) circundados pelas quilhas, que são constituídas tanto pelas rochas do Supergrupo Rio das Velhas quanto pelas rochas do Supergrupo Minas, e incluem as megadobras sinclinais do QF (e.g. Sinclinal Moeda, Sinclinal Dom Bosco, Sinclinal Santa Rita) e o homoclinal Serra do Curral.

Além desse padrão estrutural principal, Alkmim & Marshak (1998) identificam outros conjuntos estruturais na arquitetura geológica do QF, a saber: (1) estruturas de direção NE-SW, tais como o Sinclinal Gandarela, o anticlinal Conceição, o homoclinal Serra do Curral e os sinclinais Itabira e Monlevade; (2) sistema de cavalgamentos de direção N-S e vergência oeste.

Para explicar tal cenário estrutural, Alkmim & Marshak (1998) desenvolveram a seguinte conjectura de desenvolvimento tectônico do QF:

#### 1- Criação de um “Granite-Greenstone belt” Arqueano clássico

Segundo Alkmim & Marshak (1998), as rochas cristalinas da região do QF podem ser tão antigas quanto 3,2 Ga, mas pouco se sabe sobre estas rochas. Quaisquer que tenham sido essas rochas, elas serviram de embasamento por sobre o qual as rochas do Supergrupo Rio das Velhas

foi estabelecido, talvez em um contexto geotectônico de colisão de placas (TEIXEIRA *et al.*, 1996 *apud* ALKMIM & MARSHAK, 1998). Plutonismo contemporâneo às rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas teria criado um “granite-greenstone belt” Arqueano clássico, no qual domos de granito foram circundados por quilhas de greenstone a cerca de 2.6 Ga.

## 2- Formação da bacia sedimentar Minas

De acordo com Alkmim & Marshak (1998), depois de 2,6 Ga e antes de 2,4 Ga, a região ao leste e sudeste do QF teria evoluído para uma bacia de margem passiva. A região do QF tornou-se a porção da plataforma continental dessa bacia. O início dessa bacia sedimentar representaria um evento extensional.

## 3- Empurrões e dobramentos com vergência noroeste de idade Transamazônica

Alkmim & Marshak (1998) estabelece que a partir de 2,1 Ga, a região do QF teria evoluído para uma bacia foreland associada a um cinturão de dobras e cavalgamentos de vergência noroeste, resultando no desenvolvimento de cavalgamentos, zonas de cisalhamento e dobras de escala regional, bem como dobramentos secundários. Esse evento magmático-tectônico não gerou uma foliação forte. O desenvolvimento dessa orogenia Transamazônica ocorreu logo após a deposição da Formação Sabará, a cerca de 2,125 Ga.

## 4- Colapso Orogênico Transamazônico

Conforme Alkmim & Marshak (1998), a partir 2.095 Ga uma deformação de caráter extensional de escala regional produziu uma nova estruturação do QF em “domo e quilha”, ao mesmo tempo reativando e truncando a estruturação em “domo e quilha” Arqueana (descrita no item 1 dessa síntese tectônica). Rochas supracrustais afundaram formando novas quilhas entre os domos de rochas do embasamento cristalino. Esse evento foi atribuído à fase de colapso extensional do orógeno Transamazônico.

## 5- Rifteamento Espinhaço

Alkmim & Marshak (1998) afirmam que o evento de rifteamento Espinhaço em uma área a nordeste do QF, é representado por uma intrusão de diques de diabásio no QF, que teria acontecido a cerca de 1.75 Ga.

## 6- Cavalgamentos Brasileiros com vergência oeste

Para Alkmim & Marshak (1998), o evento deformacional Brasileiro (0,7-0,45 Ga) criou um cinturão de cavalgamentos de vergência oeste que reativou e truncou as estruturas mais antigas do QF e teria representado uma das várias orogenias que levaram à montagem final da Gondwana. Além disso, o evento Brasileiro também teria representado a reativação de zonas de cisalhamento pré-existentes e dos principais contatos litológicos em falhamentos direcionais, com vergência oeste.

### Modelo de CHEMALE Jr *et al.*, 1994

Chemale Jr. *et al.*, 1994 considera o QF uma unidade geotectônica resultante da superposição de estruturas desenvolvidas durante dois eventos tectônicos principais: o primeiro um evento extensional regional (de idade Transamazônica – 2100-1700 Ma), e o segundo por um evento compressional com vergência oeste (de idade Brasileira – 650-500 Ma).

Chemale Jr. *et al.* (1994) afirma que seria possível definir duas regiões estruturais no QF: a região ocidental, que exibiria registros sobretudo da deformação de caráter extensional, e a região oriental, que teria sido afetada com diferentes magnitudes de deformação pelo evento Brasileiro.

O soerguimento dos domos Arqueanos de rochas granito-gnáissicas e a formação de sinclinais interconectados de escala regional teriam ocorrido durante a tectônica extensional Paleoproterozóica, que gerou a arquitetura geológica em “domo e quilha” do QF. Os sinclinais regionais do QF seriam geneticamente extensionais e não possuiriam uma origem compressiva como proposto em outros modelos (CHEMALE JR. *et al.*, 1994).

Durante o evento extensional, as condições metamórficas teriam atingido a fácies metamórfica xisto verde nas zonas de cisalhamento extensionais no contato entre as rochas infracrustais e as rochas supracrustais sobrepostas. Auréolas metamórficas sin a pós-tectônica (JORDT-EVANGELISTA *et al.*, 1992, *apud* CHEMALE JR. *et al.*, 1994) poderiam ser interpretadas como o resultado de intrusão granítica ou a justaposição das rochas granito-gnáissicas mais velhas e quentes com as rochas supracrustais mais jovens e frias. Chemale Jr. *et al.* (1994) aponta que o campo cinemático da tectônica extensional é fortemente variável, mas o campo vetorial regional está orientado na direção WNW-ESE.

Para Chemale Jr. *et al.* (1994), a tectônica de natureza compressional resultou do desenvolvimento de um cinturão de cavalgamentos de idade Brasileira (650-500 Ma), como é parcialmente descrito por Belo de Oliveira e Vieira (1987) e Marshak e Alkmim (1989), onde o QF representaria sua porção intermediária à distal, sem atividade magmática.

As estruturas deformacionais resultantes do evento compressional teriam sido desenvolvidas em três fases de deformação, e seriam contínuas com as estruturas de idade Brasileira das Bacias do São Francisco e do Espinhaço Meridional (CHEMALE JR. *et al.*, 1994). Durante a fase dúctil D1, as condições metamórficas variaram de xisto verde a anfíbolito baixo, enquanto durante as fases dúctil-rúptil D2 e D3, condições de retrometamorfismo teriam prevalecido como o resultado do soerguimento progressivo de rochas que sofreram cavalgamento durante o transporte tectônico para oeste. Os blocos de granito-gnaiss erguidos teriam agido como obstáculos durante a tectônica de colisão, resultando em amplificação, translação, rotação e inversão dos sinclinais regionais. A intensidade da deformação e metamorfismo diminuiriam do leste do oeste (CHEMALE JR. *et al.*, 1994).

#### *Estruturas resultantes do evento extensional regional*

Segundo Chemale Jr. *et al.* (1994), as estruturas geradas pelo evento extensional regional compreende os megasinclinais Moeda (de direção N-S), Dom Bosco (E-W), Santa Rita (N-S) e o homoclinal da Serra do Curral (NW-SE), todos circundados por domos estruturais formado pelas rochas do embasamento cristalino. Os sinclinais Gandarela, João Monlevade e Itabira – todos de direção NE-SW – seriam atualmente isolados das outras megaestruturas, mas teriam sido provavelmente gerados durante o mesmo evento (ROSIÈRE *et al.*, 1990 *apud* CHEMALE JR. *et al.*, 2004). Além disso, zonas de cisalhamento descontínuas afetaram tanto as rochas supracrustais quanto as rochas infracrustais (CHEMALE JR. *et al.*, 1994).

O soerguimento das rochas do embasamento cristalino associado à subsidência dos estratos supracrustais teria resultado na formação das megaestruturas do QF. Os efeitos desse evento tectônico de caráter extensional estariam bem preservados na porção ocidental do QF (CHEMALE JR. *et al.*, 1994).

### *Estruturas resultantes do evento compressional de vergência oeste*

De acordo com Chemale Jr. *et al.* (1994), as estruturas relacionadas ao evento compressional seriam falhas de empurrão com vergência oeste de idade Brasileira. Poderiam ser reconhecidas três fases de deformação ao longo desse evento (D1-D3):

Chemale Jr. *et al.* (1994) descreve a fase D1 como sendo marcada por deformação de caráter dúctil, sob Fácies metamórfica xisto verde a anfibolito, e desenvolvimento de zonas de cisalhamento relacionadas a falhas de empurrões e zonas transcorrentes conjugadas. A fase D2 teria ocorrido em Fácies metamórfica xisto verde baixo, estando associada a dobramentos mesoscópicos de eixo E-W, além de falhas direcionais. Já a fase D3 teria ocorrido nas mesmas condições metamórficas de D2, com desenvolvimento de dobramentos mesoscópicos de direção N-S, crenulação e falhas reversas de alto ângulo de direção N-S.

### 3.3 METAMORFISMO

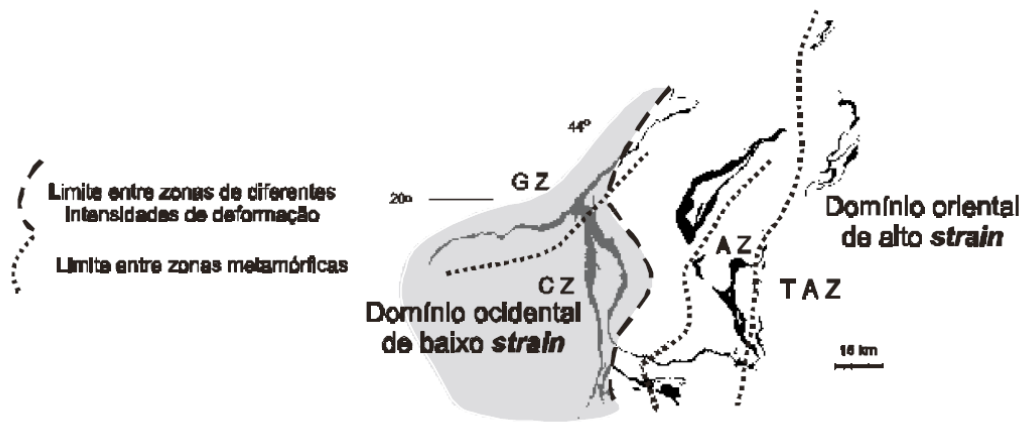
Segundo Rosière & Chemale Jr. (2000), a evolução tectônica do QF (de acordo com o modelo de CHEMALE *et al.*, 1994) está diretamente relacionada a um zonamento metamórfico superposto em auréolas térmicas em torno dos domos (HERZ, 1978; MARSHAK *et al.*, 1992) com o crescimento de porfiroblastos de clorita, biotita, granada, cianita, estaurolita, cordierita e silimanita em uma transição de temperaturas baixas a altas. Rosière & Chemale Jr. (2000) afirmam que mesmo com essa interferência de auréolas de metamorfismo de contato com os domos, é possível estabelecer isógradas regionais para o QF. Nesse sentido, o zonamento metamórfico é acompanhado por um gradiente deformacional de modo que é possível separar o QF em dois domínios estruturais principais (ROSIÈRE *et al.*, 2001) (Fig. 12):

- domínio de baixa deformação (DBD), que cobre principalmente as zonas metamórficas da grunerita (GZ) e cummingtonita (CZ) (PIRES, 1995 *apud* ROSIÈRE & CHEMALE JR., 2000) com megassinclinais bem preservados como principais estruturas regionais. Zonas de cisalhamento descontínuas e falhas de cavalgamento vergente para Oeste de idade Pan-Africana/Brasileira (0.8 – 0.6 Ga) intersectam as estruturas megascópicas (ROSIÈRE & CHEMALE JR., 2000).

- domínio oriental de alta deformação (DAD), que cobre principalmente as zonas metamórficas da actinolita (AZ) e da tremolita – antofilita (TAZ) (PIRES, 1995 *apud* ROSIÈRE

& CHEMALE JR., 2000) e é dominada por cavalgamentos e zonas transcorrentes (ROSIÈRE *et al.*, 1997), gerando dobras apertadas a isoclinais e espessas zonas de milonitização (CHEMALE JR. *et al.*, 1994). Evidências de retrometamorfismo de ocorrência descontínua estão aparentemente associadas às fases finais da tectônica compressiva (ROSIÈRE & CHEMALE JR., 2000).

FIGURA 12. Zonamento metamórfico e gradientes deformacionais do QF.



Fonte: Rosière & Chemale Jr. (2000).

Seguindo uma perspectiva semelhante, Ribeiro-Rodrigues & Lobato (1999) reconhecem que o sistema de falhas Fundão-Cambotas divide dois domínios metamórficos principais, sendo o Domínio Leste mais dobrado, metamorfozido em fácies xisto verde alto a anfibolito, e o Domínio Oeste, menos deformado, metamorfozido em condições de fácies xisto verde baixo.

### 3.4 GEOMORFOLOGIA

O QF é uma unidade geotectônica rica em depósitos minerais, definida geomorfologicamente pelo alinhamento aproximadamente retangular de um conjunto de serras. A região apresenta grandes contrastes altimétricos, tendo como altimetria média cerca de 1100 metros. As maiores cotas altimétricas encontram-se na serra do Caraça, chegando a cerca de 2070 metros, e as menores estão próximas de 680 metros no Fecho de Sabará.

A área central do QF compreende a bacia do Alto Rio das Velhas, afluente do Rio São Francisco. Contornando a bacia do Alto Rio das Velhas, enquanto divisor de drenagem, existe um conjunto de cristas elevadas que em seu limite norte são denominadas Serra do Curral e Serra da Mutuca, em seu limite oeste recebem o nome de Serra da Moeda, em seu limite sul é denominadas Serra do Ouro Branco e em seu limite leste abrangem porções da Serra do Caraça e da Serra do Gandarela. Seu limite leste é também interflúvio da bacia do rio Conceição, afluente do Rio Doce.

Para Dorr (1969), a paisagem do QF é marcada por cristas altas e irregulares, longas cadeias de *hogback's*, platôs elevados, *canyons* profundos e vales amplos. Barbosa (1966) afirma que, de modo geral, os vales do Rio das Velhas e seus afluentes estão encaixados e são estreitos. As exceções ocorreriam na região de Itabirito (região do Complexo do Bação) e nos trechos mais amplos situados em certos pontos dos vales correspondentes aos alvéolos de deposição.

A evolução do modelado do relevo do QF foi estudada pela primeira vez por Hader & Chamberlin (1915). Esse trabalho afirmou que o modelado regional é controlado pela estrutura geológica e por processos erosivos diferenciais. Quartzitos e itabiritos constituiriam o substrato das terras altas, xistos e filitos compreenderiam o substrato das terras de altitude mediana e as terras baixas estariam moldadas sobre granito-gnaisses. Esse trabalho consolidou o primeiro dos dois principais paradigmas das investigações geomorfológicas posteriores: de que a resistência diferenciada entre litologias frente ao intemperismo e erosão controlaria a geomorfogênese do QF (BARBOSA & RODRIGUES 1964, 1965, 1967; BARBOSA 1966, 1980; DE MARTONE, 1943 a, b; FREITAS, 1951; HARDER & CHAMBERLIN, 1915 a, b; JAMES, 1933; RUELLAN, 1950; TRICART, 1961 *apud* VARAJÃO, 1991).

O segundo paradigma que norteou os trabalhos geomorfológicos da área está diretamente relacionado com o trabalho de Davis (1899) e os conceitos introduzidos nesse – especificamente, o ciclo geográfico, os peneplanos e a formação de montanhas por sucessão de ininterruptos ciclos erosivos. Desde o trabalho de Hader & Chamberlin (1915), é possível observar uma tendência nas pesquisas geomorfológicas do QF em se procurar superfícies aplainadas relacionadas a cotas altimétricas específicas, bem como de relacionar essas supostas superfícies aplainadas com outras do Brasil Oriental (SALGADO *et al.*, 2007). Essa tendência vai atingir o seu ápice após a publicação do trabalho de King (1956).

King (1956) teve como objeto de estudo a geomorfologia do Brasil Oriental. Nesse trabalho, no tocante ao QF, King (1956) relacionou superfícies de erosão encontradas por ele na região a outras superfícies conhecidas da porção oriental do Brasil, dando nome a quatro dessas superfícies e atribuindo-lhes idades com base em fósseis encontrados em superfícies de erosão fora do QF.

Dorr (1969) informou que o trabalho de King (1956) consistiu em um reconhecimento de grande parte do leste do Brasil, partindo da Bahia para a zona sul de São Paulo explorando também o oeste dos referidos limites. O trabalho foi realizado em dois meses e meio, período em que ele viajou cerca de 21.000 km de jipe com média de 280 km por dia. Mapas topográficos adequados das áreas visitadas eram inexistentes; para o QF, o mapa disponível era bastante impreciso, chegando a erros de até 100 metros.

Os trabalhos subseqüentes a King (1956) (*i.e* BIGARELLA & AB'SABER, 1964 *apud* VARAJÃO, 1991; BARBOSA & RODRIGUES, 1965, 1967; BARBOSA, 1980; DORR, 1969; LICHTER, 1979 *apud* VARAJÃO, 1991) buscaram encontrar na paisagem do QF níveis de superfícies de aplainamento desconhecidos até então ou tentaram relacionar algum nível de superfície erosiva com o trabalho geral de King (1956) (SALGADO, 2007; VARAJÃO, 1991).

Varajão (1991) investigou a consistência das muitas superfícies de erosão relatadas por estudos anteriores com a realidade. Para tanto, realizou a análise quantitativa da quantidade, área, cota altimétrica e distribuição dos topos de morro no QF. Sua conclusão é que os muitos níveis de superfícies aplainadas descritas na literatura eram impróprios, bem como as comparações dessas com outras superfícies definidas na plataforma brasileira não eram coerentes. A partir disso, a questão da existência de ciclos de erosão que culminariam na geração de superfícies de aplainamento de diferentes idades é colocada em cheque. Ainda nesse trabalho, Varajão (1991) afirma que variações na declividade das vertentes e, sobretudo, variações altimétricas, relacionam-se a variações litológicas, voltando assim ao paradigma estabelecido por Hader & Chamberlin (1915).

Salgado *et al.* (2004) investigaram a erosão diferencial com base na quantificação dos processos erosivos. Os autores abordaram o tema por meio da análise química de amostras de água coletadas em nascentes e em canais fluviais de variadas ordens em diferentes litotipos. Os dados referentes aos sólidos totais dissolvidos nas amostras de água foram também utilizados para o cálculo da taxa anual de rebaixamento do relevo. Salgado *et al.* (2004) afirmam que a

análise dos resultados demonstrou a existência de denudação geoquímica diferencial no QF, em que: quartzitos/itabiritos (1,3-4 m Ma<sup>-1</sup>) constituem as rochas mais resistentes; xistos/filitos (4-8 m Ma<sup>-1</sup>) e granito-gnaisses (5,5 m Ma<sup>-1</sup>), as de resistência mediana; e mármore e dolomitos (25 m Ma<sup>-1</sup>), as de menor resistência. Entretanto, algumas incongruências nos resultados levaram Salgado *et al.* (2004) a afirmar que o litotipo não é o único fator responsável pela denudação geoquímica. O tectonismo, a erosão mecânica, a topografia, o relevo, o tipo de solo e a própria estrutura, também seriam variáveis importantes no perfil denudacional de uma região. Sendo assim, um mesmo litotipo, em uma mesma região, poderia apresentar comportamento denudacional de intensidade variável. Outro problema enfrentado no trabalho, segundo Salgado *et al.* (2004), foi que rochas relativamente susceptíveis à denudação geoquímica, a exemplo de rochas carbonáticas, xistos e filitos, encontravam-se em posição topográfica superior a rochas tidas como resistentes frente à denudação geoquímica (como quartzitos e itabiritos). Para solucionar esse problema foram mostradas duas possibilidades: (1) essas áreas são sustentadas em superfícies elevadas graças à existência de cinturões de quartzitos e itabiritos em seu entorno; (2) existiria a possibilidade de um tectonismo recente ter soerguido algumas porções do Quadrilátero Ferrífero.

Posteriormente, Salgado *et al.* (2007) chegaram a conclusões semelhantes utilizando como ferramenta o nucleotídeo cosmogênico <sup>10</sup>Be, isótopo radioativo com meia-vida de 1,5 Ma, para mensurar a longo termo taxas médias de erosão de superfícies e de bacias hidrográficas. Esses autores concluíram que o relevo do QF é controlado pela litoestrutura e por processos de erosão diferencial e que as áreas que têm por substrato os quartzitos e itabiritos são muito mais resistentes à erosão do que aquelas moldadas sobre xistos-filitos e granito-gnaisses. Os resultados são os mesmos porque a estratégia de amostragem e tratamento dos dados geológicos de entrada são os mesmos do estudo anterior. Salgado *et al.* (2007), no entanto, reconhecem a possibilidade do QF ter sofrido atividade tectônica durante o Quaternário, mas que, no entanto, pouco se sabe sobre essa atividade, sendo impossível mapear com precisão este processo. Logo, de acordo com Salgado *et al.* (2007), qualquer modelo que tentasse reconstruir o relevo da alta Bacia do Rio das Velhas durante o Quaternário poderia apenas considerar que a região sofreu certo grau de soerguimento início do Quaternário.

Magalhães Jr. & Saadi (1998) estudaram uma área à jusante do Fecho de Sabará, na Depressão Belo Horizonte, e assinalaram a ocorrência de atividade tectônica cenozoica na área; a

mesma foi evidenciada por terem sido encontradas anomalias nos perfis longitudinais dos níveis de terraço, deformações diretas nos terraços e pela ocorrência de capturas fluviais.

Varajão *et al.* (2009) realizaram uma análise integrada dos dados quantitativos das taxas de erosão ( $^{10}\text{Be}$ ) e dos tipos de perfis de solos desenvolvidos a partir dos principais litotipos da região. Apresentaram como resultado a presença concomitante de perfis autóctones pouco desenvolvidos e perfis alóctones bem desenvolvidos, relacionados ao mesmo substrato rochoso. Esse resultado foi interpretado como evidência de que o relevo da região é produto de um processo erosivo intenso e constante que poderia ser consequência de tectônica ativa sobre a história geomorfológica recente da área.

Bezerra (2011) estudou o Ribeirão São João, principal afluente do Alto Rio Conceição, comparando estatisticamente o vigor energético, assimetrias de drenagem e distribuição litológica da área. A conclusão desse trabalho é que a bacia do Ribeirão São João provavelmente sofreu (ou sofre ainda), como um todo, um soerguimento tectônico de caráter regional em seu passado geológico recente. Além disso, a distribuição litológica não exercia nenhum controle sobre os valores do Índice de Hack calculados para a bacia.

A complexidade geológica/geomorfológica do QF é tão grande que a polêmica sobre a sua evolução morfológica envolveu dezenas de geólogos e geógrafos de diversas partes do mundo sem que se tenha encontrado uma posição consensual (SAADI, 1991). O QF, permanece, pois, um grande "quebra-cabeças" geológico e geomorfológico (NOCE, 2005; SAADI, 1991).

### 3.5 CLIMA, VEGETAÇÃO E SOLOS

Atuando como obstáculo à penetração das massas de ar, as elevações do QF alteram assim o comportamento térmico e pluviométrico da região central de Minas Gerais. Esta alteração é manifestada pela ocorrência de chuvas orográficas que geram núcleos isolados de elevados índices pluviométricos, como é o caso da área de Ouro Preto, com regime super úmido em torno dos 1800-2800 mm anuais (BARBOSA & RODRIGUES, 1967). Em toda a extensão do QF registram-se índices térmicos entre 18 e 20, entre os mais baixos do Estado.

Estas características, aliadas às condições fitogeográficas e hidrológicas da área levaram Barbosa & Rodrigues (1967) a enquadrar esta região em dois grandes tipos climáticos: Cwa e Cwb. O primeiro tipo abrange todo o alto vale do Rio das Velhas e Depressão de Belo Horizonte,

enquanto o segundo abrange as terras altas do Quadrilátero que funcionam como divisores de drenagem. Ambos os tipos climáticos apresentam um período quente entre janeiro, fevereiro e março, enquanto a faixa de índices mais baixos abrange o trimestre junho, julho e agosto. As distribuições pluviométricas sofrem acréscimo, passando gradativamente de 1500 mm na Depressão para 1600 mm na área do anticlinal onde se instala o alto Rio das Velhas, para subir a mais de 2000 mm no maciço quartzítico do Itacolomi, já no domínio do tipo Cwb (BARBOSA & RODRIGUES, 1967).

Apesar do regime pluviométrico semelhante à área do anticlinal rio das Velhas e Depressão de Belo Horizonte, a zona submetida ao tipo Cwb diferencia-se do segundo tipo pelo fator temperatura, pois suas máximas de verão não chegam a ultrapassar a média de 22, o que não ocorre com a área de clima Cwa (BARBOSA & RODRIGUES, 1967).

O levantamento pedológico do Estado de Minas Gerais (CETEC, 1983) definiu três unidades pedológicas para o Quadrilátero Ferrífero: AR2, composta por Afloramentos de Rocha, Cambissolos com A moderado e Solos Litólicos com A fraco; Cd3, formada por Cambissolos distróficos com A fraco; LVAd3, constituída por Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos com A moderado. Os solos AR2 podem ser relacionados aos itabiritos do Grupo Itabira e aos quartzitos dos grupos Caraça e Itacolomi, os solos Cd3 podem ser relacionados aos filitos do Grupo Piracicaba e os solos LVAd3 podem ser relacionados aos gnaisses do Complexo Bação e aos xistos do Grupo Nova Lima (VARAJÃO *et al.*, 2009).

Barbosa & Rodrigues (1967) diferenciaram para o QF os seguintes tipos de paisagens botânicas: (1) Campos Limpos do tipo alpino, correspondentes aos trechos elevados de Ouro Branco, Caraça, Itacolomi e Moeda, com ocorrência de gramíneas; (2) Matas de encosta e fundos de vale com espécies latifoliadas em ocorrências esparsas. Ocupam os vales úmidos da depressão de Belo Horizonte e as partes medianas das encostas e vales encaixados no anticlinal do Rio das Velhas e Sinclinal Moeda; (3) Cerrado ocupando as encostas cobertas de canga. Aparecem ainda nos intervalos entre as matas de encosta, mas se representam por espécies isoladas, sem o adensamento típico do cerrado do Norte e Noroeste de Minas; (4) Áreas de reflorestamento representadas pelas matas de eucaliptos que envolvem os núcleos siderúrgicos. Desenvolvem-se na região de Monlevade, José Brandão, Saramenha, Itabirito e vale do Paraopeba.

#### 4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para o desenvolvimento da pesquisa foram necessários os seguintes materiais:

- Cartas Topográficas na escala 1:50.000 (IBGE, 1977), digitalizadas pelo Projeto Geominas (especificamente cartas Belo Horizonte, Caeté, Rio Acima, Acuruí, Itabirito, Ouro Preto, Mariana, Catas Altas);
- Cartas Geológicas (estruturais e litológicas) na escala de 1:25.000 do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa (2005) (especificamente cartas Belo Horizonte, Caeté, Itabirito, Gandarela, Catas Altas, Ouro Preto, Mariana, Casa de Pedra). Todas as informações geológicas do QF utilizadas nessa dissertação (*i.e.* falhamentos, distribuição geológica, traços axiais de dobras) foram extraídas das cartas supracitadas;
- Software ArcGIS 9.3.

##### 4.1 PREPARAÇÃO DA INFORMAÇÃO CARTOGRÁFICA

A primeira etapa do trabalho correspondeu à correção de todos os erros topológicos presentes nas oito cartas topográficas utilizadas. Entre os erros encontrados, e que poderiam comprometer a análise dos dados gerados, é possível destacar erros topológicos grosseiros no traçado da rede de drenagem e curvas de nível digitalizadas pelo Projeto Geominas.

A correção topológica foi executada em procedimento semi-automático através da ferramenta de edição vetorial presente no programa ArcGIS 9.3, contando também com sua extensão *Network Analyst*.

##### 4.2 CÁLCULO DO ÍNDICE SL

O índice SL poderia ser calculado tanto pela equação (6) quanto pela equação (7), mas a equação (7) ( $SL = \frac{\Delta H}{\log_e Ly - \log_e Lx}$ ) foi a escolhida aqui, pois ela não demanda que se obtenha a projeção horizontal da distância do rio, mas somente a distância, o que aumenta a agilidade do cálculo.

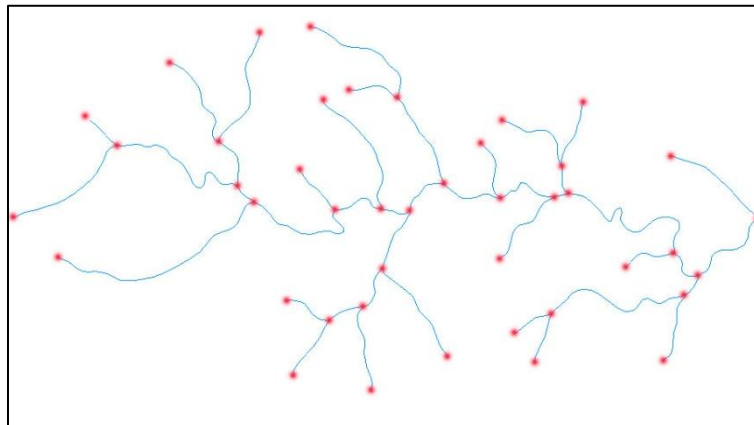
A sequência de procedimentos realizados para o cálculo do índice SL é apresentada a seguir:

(1) Preparação da drenagem para os cálculos;

De maneira simplificada, pode-se dizer que a preparação da drenagem para os cálculos é o estabelecimento de um cenário em que cada *segmento fluvial* seja representado por um único dado vetorial de geometria de linha.

A definição de segmento fluvial utilizada para tanto, foi a de um comprimento de um curso fluvial que esteja entre dois pontos estabelecidos; os pontos delimitadores de segmentos foram as confluências entre diferentes rios. Nascentes foram pontos iniciais para os segmentos de rio classificados como de primeira ordem, segundo a hierarquia fluvial de Strahler (1952), e as confluências entre rios foram os pontos iniciais e finais de todos os outros segmentos. A figura 13 demonstra o resultado de tal preparação para um sistema fluvial hipotético: em vermelho estão marcados os vértices definidores de cada trecho; cada segmento fluvial em azul é delimitado por pontos vermelhos e deverá ser representado por um único vetor. Tal preparação foi realizada através da ferramenta de edição vetorial do ArcGis 9.3.

**FIGURA 13. Resultado final da preparação da drenagem para os cálculos.**



O trabalho inaugural de Hack (1973) utilizava uma carta topográfica convencional e ficava limitado, por isso, a realizar a extração dos parâmetros necessários ao cálculo somente onde encontrava sobreposição de isolinhas de altimetria com a drenagem. Por se constituir em uma superfície de malha regular, o Modelo Digital de Elevação oblitera essa limitação. Nesse sentido, o *segmento de drenagem* foi arbitrado como unidade para a extração dos parâmetros para o cálculo do índice por permitir considerar criticamente a influência das confluências dos rios nos

resultados obtidos. Além disso, a escolha dos segmentos de drenagem foi importante também por manter o  $\Delta L$  baixo se comparado ao  $L$ , e diminuir a variação espacial de características geológicas que poderiam mascarar os resultados.

(2) Ordenação da drenagem segundo o comprimento dos rios:

A ordenação da drenagem segundo o comprimento dos rios guiou todos os cálculos posteriores, uma vez que a validade do índice SL depende da utilização do mais longo alcance de cada drenagem (HACK, 1973). A mesma pode ser realizada com o auxílio da ferramenta *Measure* do software ArcGIS 9.3.

A seguir será realizada uma demonstração sobre como foi ordenada a drenagem para o cálculo do índice SL no mesmo sistema fluvial hipotético apresentado na figura 13. Tal lógica de ordenação foi a mesma utilizada nessa dissertação.

Para ordenar a drenagem segundo o máximo comprimento da drenagem, deve-se sempre realizar uma disputa de comprimento entre dois segmentos fluviais confluentes. O segmento que apresentar o maior comprimento será escolhido e dominará o segmento imediatamente à jusante da confluência – o que significa que na disputa seguinte, tal segmento contará com o comprimento acumulado do segmento vencedor da decisão anterior mais o segmento adquirido. Tal disputa e ordenamento é apresentada nas figuras 14 a 19. É importante notar que é possível começar o ordenamento de qualquer ponto do sistema fluvial, uma vez que as disputas de comprimento entre segmentos determinarão um mesmo ordenamento independentemente de onde se começar. Entretanto, muito tempo será poupado caso o ordenamento se inicie pelo curso fluvial mais longo; uma análise visual geralmente é suficiente para se identificar o curso fluvial mais longo.

A figura 14 apresenta a disputa de comprimento entre os segmentos A e B. O segmento A possui maior comprimento que o segmento B e, por isso, ganha a disputa. A figura 15 apresenta o segmento C, que foi disputado pelos segmentos A e B.

Figure 14. Disputa de comprimento entre os segmentos A e B.

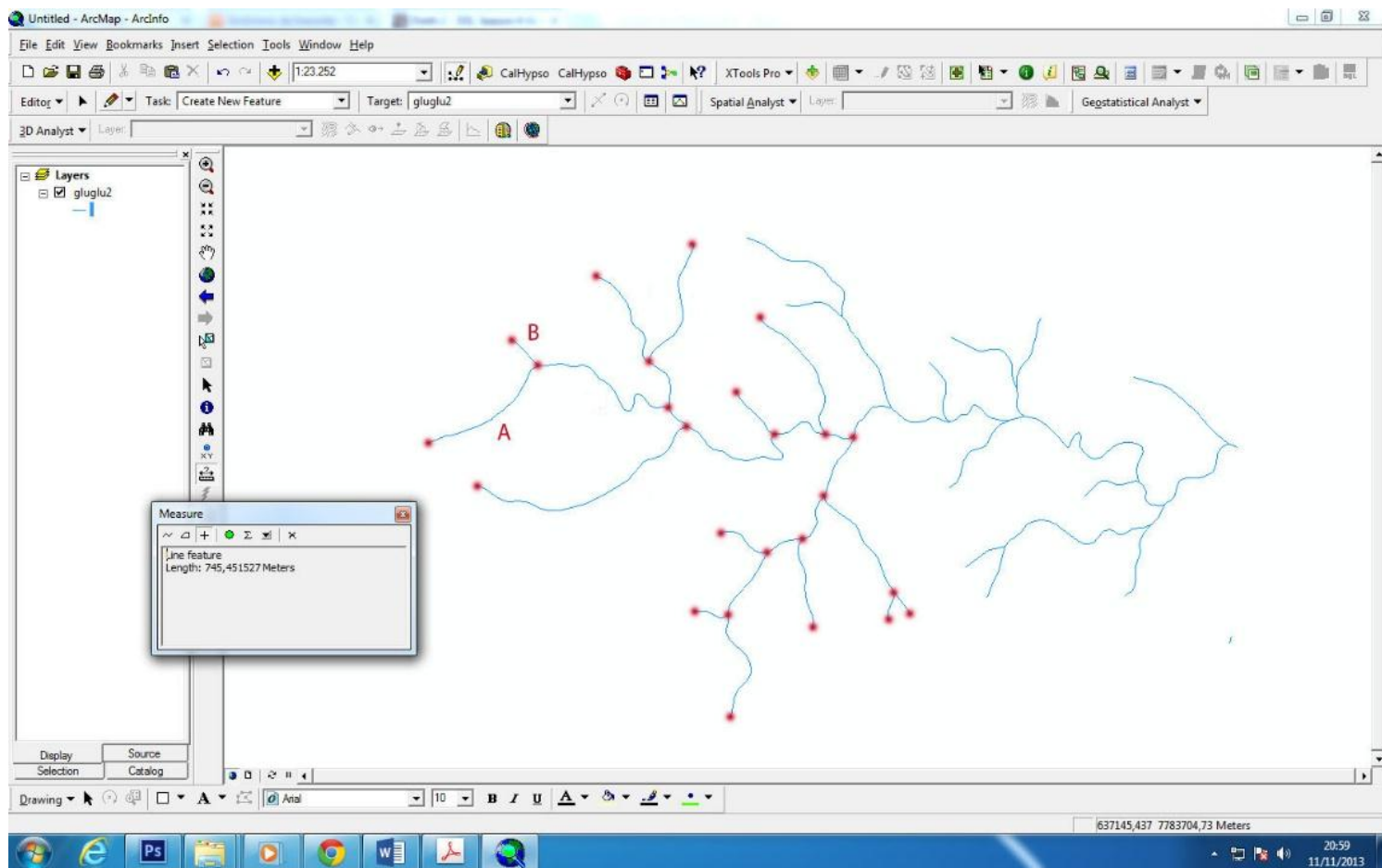
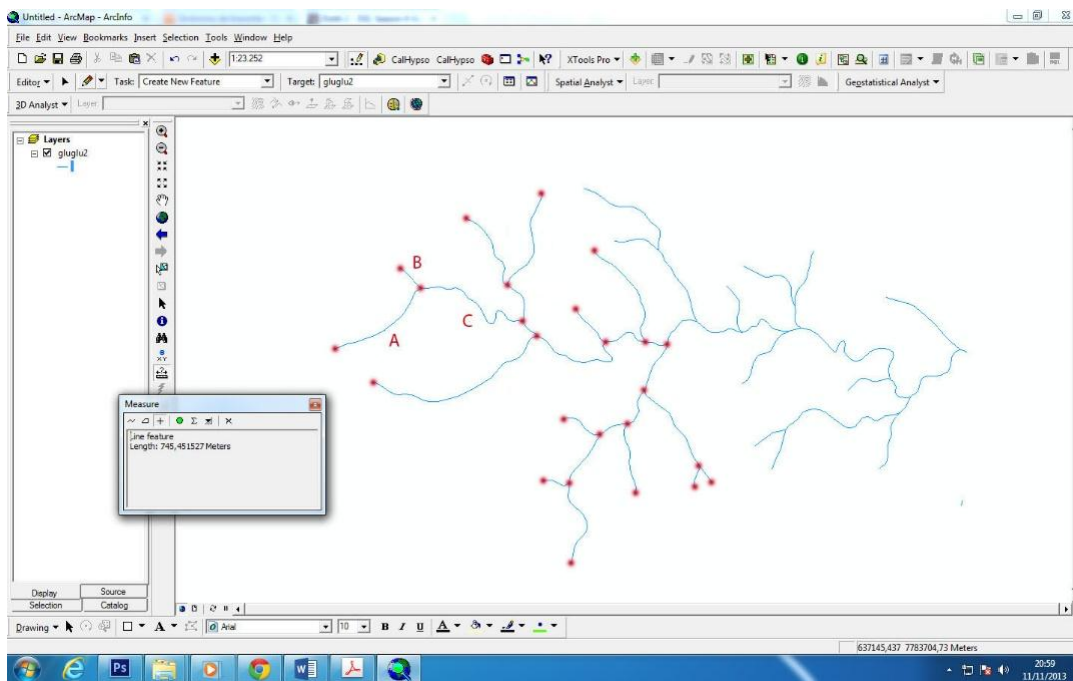
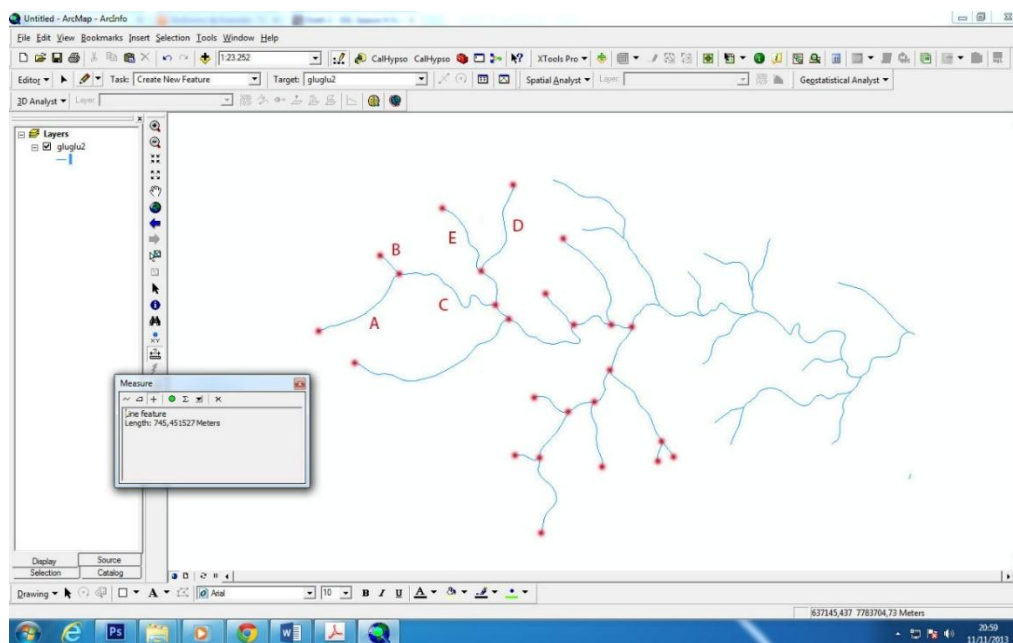


FIGURA 15. Apresentação do segmento C, que foi disputado pelos segmentos A e B e vencido por A.



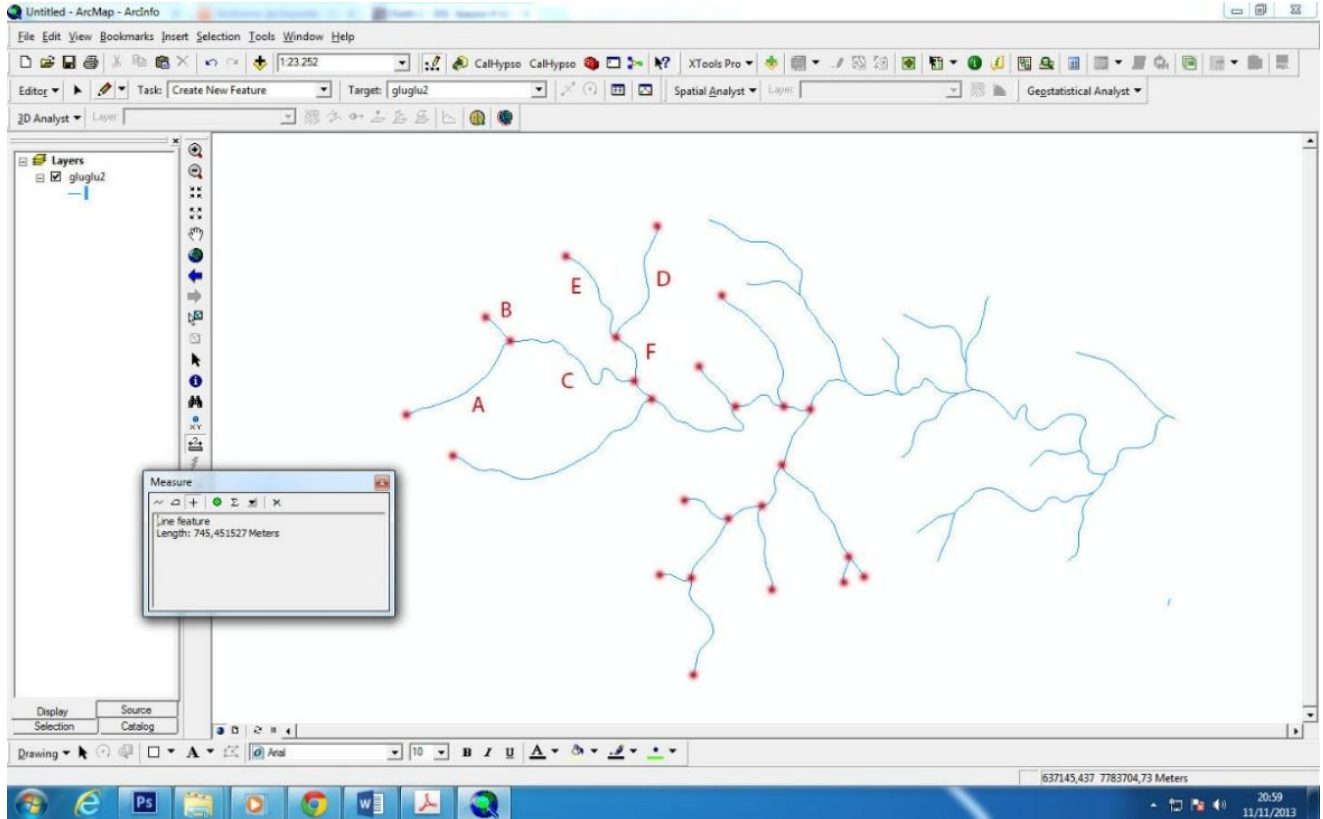
O segmento A-C, que foi determinado após a disputa entre A e B, terá que concorrer com um segmento ainda não definido. Para que seja definido o concorrente do segmento A-C, os segmentos D e E devem se enfrentar. Tal confronto é apresentado na figura 16.

FIGURA 16. Batalha entre os segmentos D e E; o segmento A-C ainda não tem adversário definido.

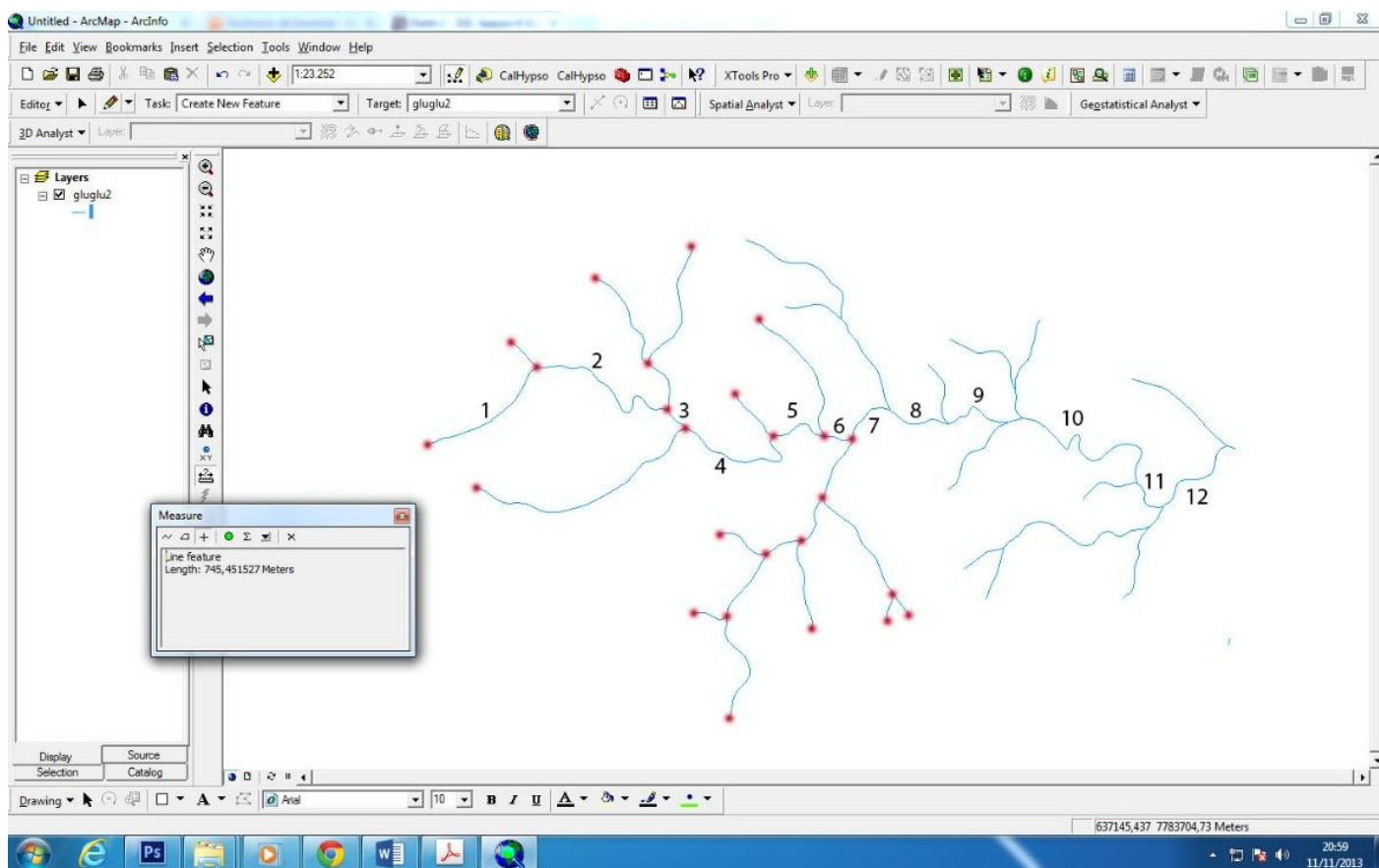


O segmento D foi o vencedor de tal disputa e, como consequência disso, domina o segmento F. Na sequência, o segmento A-C concorre com o recém-formado segmento D-F. Essa disputa é apresentada na figura 17.

**FIGURA 17. Resultado final da primeira parte da ordenação da drenagem – ordenação do curso fluvial principal.**

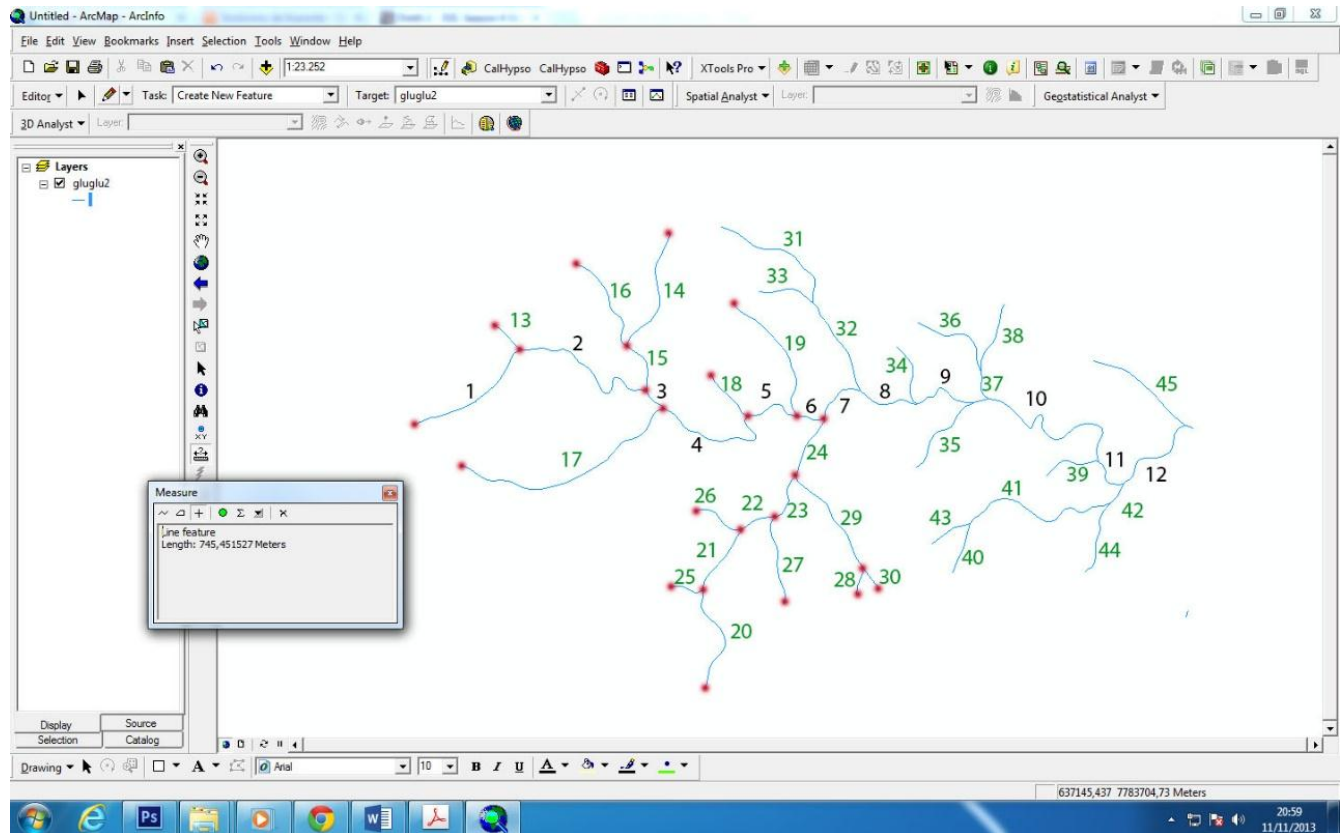


As disputas irão prosseguir, dessa maneira, ao longo de toda a drenagem. No final das mesmas, cada segmento fluvial receberá um número que seguirá em ordem crescente do primeiro segmento (o antigo segmento A) até o último do curso fluvial principal. A figura 18 apresenta o resultado da primeira parte da ordenação da drenagem, ou seja, a ordenação do curso fluvial principal.

**FIGURA 18. Resultado da primeira parte do ordenamento da drenagem hipotética.**

Completada a primeira parte, a ordenação prosseguirá tomando como base o curso fluvial principal. Seguindo a mesma lógica, serão ordenados todos os cursos afluentes do rio principal. As disputas continuam acontecendo, a diferença é que a confluência com o curso principal passa a ser o limite final delas. A numeração prossegue em ordem crescente a partir do valor final marcado para o último trecho do canal fluvial principal. O cenário final do ordenamento da drenagem hipotética é exibido na figura 19.

FIGURA 19. Resultado final da ordenação.



É importante notar que a ordenação aqui demonstrada nem sempre segue a hierarquia fluvial de Strahler (1952). Isso significa que podem ser encontrados canais de primeira ordem com maior comprimento que canais de segunda ordem que confluem com esses. Em tal situação, o canal fluvial de maior comprimento vai vencer a disputa independentemente da hierarquia fluvial de Strahler (1952).

### (3) Cálculo do $\Delta H$ ;

O cálculo do  $\Delta H$  foi realizado para cada segmento de drenagem considerado, computando-se a altimetria do vértice inicial e subtraindo da mesma a altimetria do vértice final. Para tanto, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação criado e a ferramenta *Identify* do ArcGIS 9.3. Ao final desse procedimento, cada segmento de drenagem apresentará, então, um número de ordenamento e um valor de  $\Delta H$ .

Nem sempre será encontrada variação altimétrica entre o vértice inicial e o vértice final de um segmento de drenagem; sobretudo nos canais de ordem mais elevada, a variação de declividade pode ser tão pequena dentro de um segmento que a base cartográfica não a registra. Nesse caso, todas as vezes que foram encontrados trechos de canais que entre o seu nó inicial e seu nó final não apresentaram diminuição altimétrica, foi necessário seguir até o final do próximo trecho em que fosse possível encontrar uma diferença altimétrica e utilizar a ferramenta *Merge* do ArcGis 9.3 para transformá-los em um único trecho, calculando o índice para o mesmo. Caso essa situação ocorra em um trecho cuja sequência faça parte de outro curso fluvial, ou seja, o segmento sem diferença altimétrica é apenas afluente do trecho posterior, a ferramenta *Merge* foi utilizada para ligá-lo ao segmento adjacente à montante que apresentava diferença altimétrica.

Além disso, Hack (1973) afirma que os resultados obtidos próximos às cabeceiras de drenagem tendem a se apresentar anômalos por não responderem diretamente à energia cinética dos rios mas sim a outros processos de cabeceira e, portanto, seu resultado poderia ser desconsiderado. Por essa razão, foram calculados o  $\Delta H$  (e, conseqüentemente, o índice SL) apenas dos segmentos de drenagem de ordem 2 ou superior, segundo a hierarquia de Strahler (1952). Quanto aos canais de primeira ordem, somente aqueles com mais de 1 km de comprimento tiveram parâmetros extraídos, desde que apresentassem variação altimétrica.

#### (4) Cálculo do comprimento dos segmentos de drenagem;

O cálculo do comprimento de cada segmento de drenagem foi realizado de maneira automática no ArcGis 9.3. Para tanto, foi utilizada a funcionalidade *Calculate Geometry* dentro da tabela de atributos da drenagem.

#### (5) Transferência dos resultados para o Excel;

A tabela de atributos, que nesse momento continha para cada segmento de drenagem um número de ordenamento, um valor de  $\Delta H$  e o comprimento do segmento, foi transferida para o software Microsoft Excel para que o índice SL fosse calculado.

A partir dos dados exportados para o Excel foi possível construir uma tabela análoga à tabela hipotética apresentada na tabela 1.

TABELA 1. Tabela modelo de uma drenagem hipotética para o cálculo do índice SL.

Sequência	Delta h	Comprimento (m)	Log N do comp	Índice SL	Comprimento acumulado
1	0	593,642204	6,386276788	0	593,642204
2	48,752564	757,6959538			1351,338158
3	52,42749	507,9800295			1859,318187
4	26,406494	493,1123892			2352,430576
5	13,593506	100,9690281			2453,399605
6	20	216,9675254			2670,36713
7	20	1051,271298			3721,638428
8	14,657837	1462,153774			5183,792203
9	59,618286	601,8384488			5785,630651
10	20,545898	247,3183366			6032,948988
11	9,381	325,785424			6358,734412
12	20	652,5849741			7011,319386
13	20	1301,018284			8312,33767
14	60	929,6788591			9242,016529
15	0	914,0052263	6,81783629	0	914,0052263
16	136,285889	1094,416736			
17	10,496216	170,3635465			
18	60	873,1355445			
19	20	391,0873988			
20	20	186,5858078			
21	20	353,6513382			

A tabela foi organizada segundo a ordem crescente dos números estabelecidos na etapa (2). Nela foram determinados os valores de  $\Delta H$  e o comprimento de cada segmento. Destacado em bege na tabela (1) estão representados os segmentos fluviais que apresentam valor de  $\Delta H$  igual a 0. Eles representam segmentos de primeira ordem, segundo a hierarquia de Strahler (1952), que não tiveram valor de  $\Delta H$  calculado. Tais segmentos foram identificados e destacados, pois representam o início de um novo curso fluvial, a partir dos quais os valores de índice SL foram calculados. Todos os cursos fluviais sobre os quais foram calculados o índice SL apresentaram um trecho para o qual o índice SL não foi calculado (representados na tabela 1 em bege), o que garantiu que o  $\Delta L$  fosse menor do que o  $L$ , em conformidade com as recomendações de Hack (1973).

(6) Calculando o índice SL:

Como especificado anteriormente, o índice SL foi calculado a partir da equação (7) ( $SL = \frac{\Delta H}{\log_e L_2 - \log_e L_1}$ ), o que prescreveu que fossem utilizados os seguintes parâmetros para o cálculo do índice SL: (a) comprimento acumulado; (b) logaritmo natural do comprimento acumulado.

O parâmetro (a), comprimento acumulado, representado na tabela 1, foi obtido pela somatória do comprimento do segmento fluvial considerado com o montante acumulado de todos os segmentos anteriores a ele que fazem parte do mesmo curso fluvial.

O parâmetro (b), logaritmo natural do comprimento acumulado, foi calculado para cada segmento considerado a partir dos valores calculados para o parâmetro (a). O software Microsoft Excel permitiu que fosse obtido o logaritmo natural através da expressão  $LN=$ (“valor” ou “célula sobre a qual se deseja realizar tal cálculo”).

O índice SL foi então calculado para cada segmento. Como resultado, foi alcançada uma tabela análoga à tabela 2.

**TABELA 2.** Tabela completa para a drenagem hipotética apresentada na tabela 1, com os valores de índice SL.

Sequência	Delta h	Comprimento (m)	Log N do comp	Índice SL	Comprimento acumulado
1	0	593,642204	6,386276788	0	593,642204
2	48,752564	757,6959538	7,208850608	59,26831461	1351,338158
3	52,42749	507,9800295	7,527965134	164,290516	1859,318187
4	26,406494	493,1123892	7,76320436	112,2537867	2352,430576
5	13,593506	100,9690281	7,805229935	323,4579425	2453,399605
6	20	216,9675254	7,889971244	236,012405	2670,36713
7	20	1051,271298	8,221919288	60,25039264	3721,638428
8	14,657837	1462,153774	8,553292153	44,23366713	5183,792203
9	59,618286	601,8384488	8,663132649	542,7714577	5785,630651
10	20,545898	247,3183366	8,704991223	490,8408456	6032,948988
11	9,381	325,785424	8,757584645	178,3683145	6358,734412
12	20	652,5849741	8,855281177	204,7155564	7011,319386
13	20	1301,018284	9,025496156	117,4984722	8312,33767
14	60	929,6788591	9,13151538	565,9351011	9242,016529
15	0	914,0052263	6,81783629	0	914,0052263
16	136,285889	1094,416736	7,605104599	173,1123777	2008,421962
17	10,496216	170,3635465	7,686522894	128,9171675	2178,785509
18	60	873,1355445	8,023526525	178,0396251	3051,921053

19	20	391,0873988	8,144100918	165,8726986	3443,008452
20	20	186,5858078	8,196876147	378,9656719	3629,59426
21	20	353,6513382	8,289852243	215,1090534	3983,245598

Com os valores tabelados de índice SL, o procedimento final foi transferir tais valores para a tabela de atributos da drenagem no software ArcGis 9.3.

### (7) Espacialização do Índice

Os valores calculados do índice SL foram ser plotados, de forma pontual, na metade do traçado de cada drenagem (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004), de maneira a possibilitar a aplicação de métodos de estatística espacial, interpolando zonas de isovalores do índice em questão.

Para o tratamento estatístico foram utilizadas as extensões *Spatial Analyst* e *Geostatistical Analyst*, e o interpolador é apresentado na sequência:

*Inverse Distance Weighting (IDW)*. O interpolador IDW admite que as informações pontuais sejam ponderadas durante o processo de interpolação, de modo que um determinado dado pontual possuirá menos influência sobre outro à medida que a distância entre eles aumenta (DAVIS, 1986; FONSECA *et al.*, 2010). Segundo Landim (1997), esse método representa um interpolador exato e torna-se muito ágil quando o espaço amostral possui menos de 500 pontos.

O IDW, descrito na equação abaixo, foi usado para gerar uma superfície contínua com os dados pontuais do índice SL:

$$z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i} z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}} \quad (19)$$

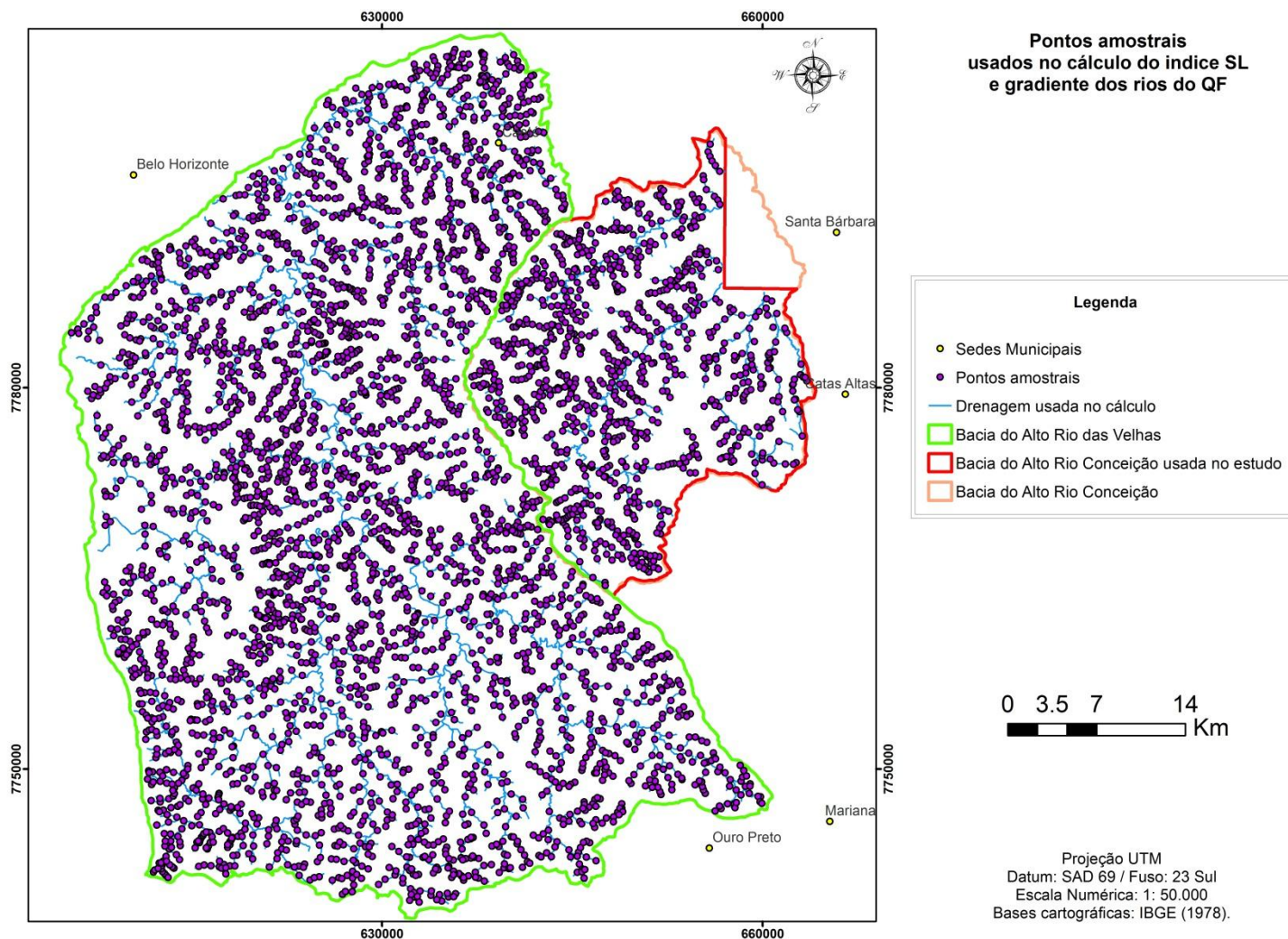
onde  $z$  corresponde aos valores estimados,  $n$  representa o número de amostras,  $z_i$  os valores conhecidos e  $d_i$  representa as distâncias entre os valores conhecidos e estimados ( $z_i$  e  $z$ ).

Outros interpoladores poderiam ser utilizados, entretanto, Fonseca *et al.* (2010) afirmam que o interpolador IDW é o mais eficiente.

(8) Estatística dos cálculos para a obtenção do índice SL realizados no trabalho

O índice SL foi calculado para todos os segmentos de rio das bacias do Alto Rio das Velhas e do Alto Rio Conceição, totalizando 6628 pontos amostrais e cerca de 19.884 procedimentos manuais para obtenção das variáveis necessárias. A figura 20 apresenta os pontos amostrais utilizados.

FIGURA 20. Pontos amostrais utilizados no trabalho.



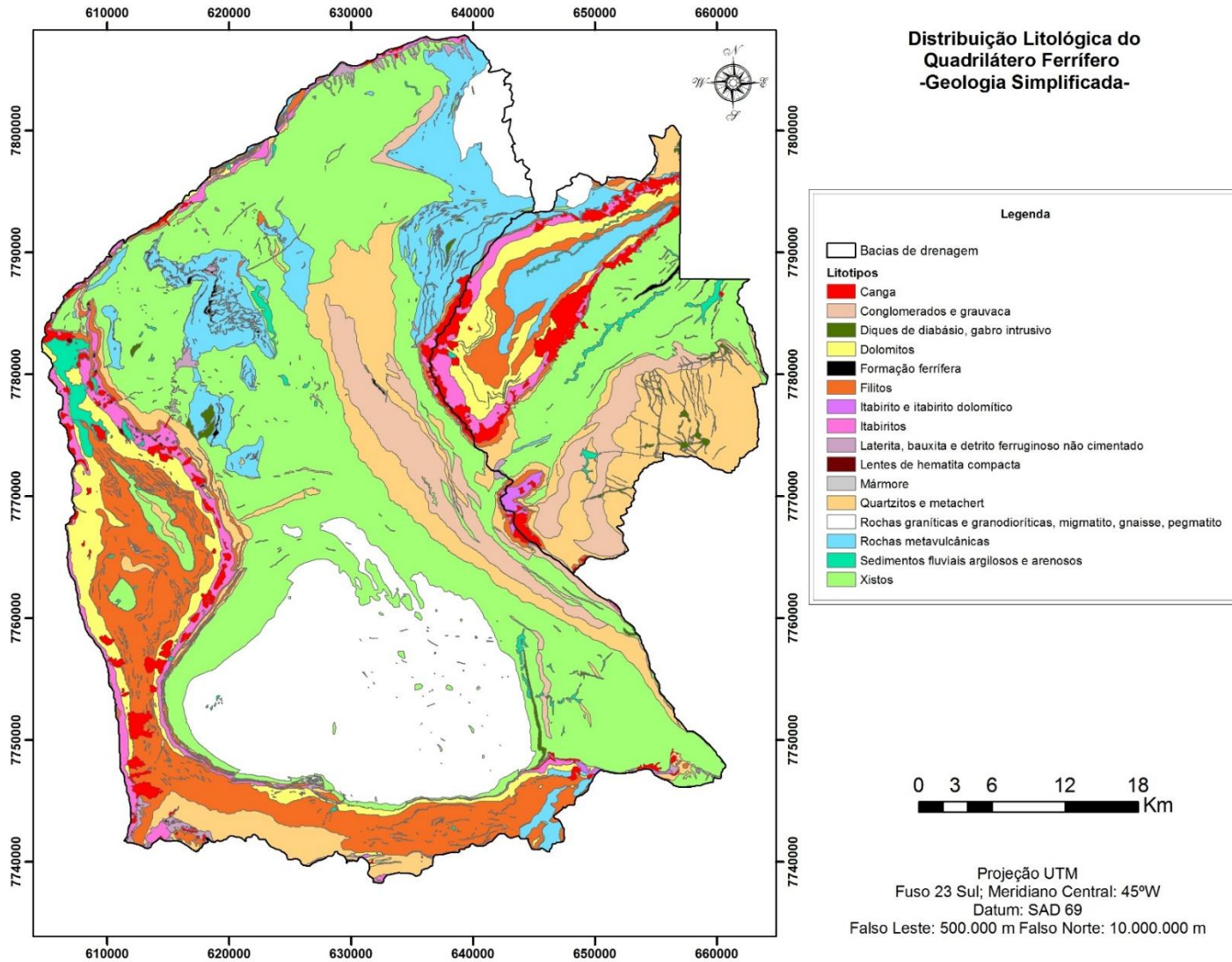
### 4.3 SOBRE A SIMPLIFICAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO LITOLÓGICA

O arquivo de informação geológica original do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa (CODEMIG, 2005), apresentava 2334 litologias diferentes para a área das bacias do Alto Rio das Velhas e do Alto Rio Conceição. Nesse sentido, a simplificação dessa distribuição original foi realizada e, assim, foram estabelecidas duas divisões espaciais litológicas diferentes para a área das bacias do Alto Rio das Velhas e do Alto Rio Conceição.

A Divisão Litológica 1 foi estabelecida respeitando-se as unidades litoestratigráficas do QF, onde, por exemplo, quartzitos do Grupo Maquiné seriam considerados como um tipo litológico diferente dos quartzitos do Grupo Caraça. A descrição das rochas de cada unidade litoestratigráfica sustenta tal diferenciação uma vez que essas apresentam características únicas (por exemplo textura). Tal diferenciação chegou até o nível hierárquico das Formações. Entretanto, ao fim dessa divisão litológica ainda existiam objetos demais (45 objetos) que dificultavam a visualização gráfica e os trabalhos estatísticos com a mesma. Portanto, outra divisão litológica precisou ser realizada e a mesma resultou na Divisão Litológica 2. A Divisão Litológica 2 representa uma divisão em que apenas o tipo litológico é importante; isso significa, por exemplo, que quartzitos do Grupo Maquiné e quartzitos do Grupo Caraça são apresentadas sob uma mesma classe litológica. Essa Divisão Litológica 2 foi referida ao longo do trabalho como Geologia Simplificada. A mesma é apresentada na figura 21.

Ambas as divisões litológicas foram utilizadas como dados de entrada das análises estatísticas e gráficas dessa dissertação. Entretanto, a Divisão Litológica 1 não será apresentada graficamente por apresentar objetos demais (45 objetos) que dificultam a visualização da mesma. Uma vez que os resultados encontrados para ambas as divisões foi semelhante, os resultados relativos à Divisão Litológica 1 serão apresentados apenas sob a forma de tabelas, nos anexos.

FIGURA 21. Distribuição espacial da Geologia Simplificada do Quadrilátero Ferrífero – MG.



#### 4.4 ESTATÍSTICA ZONAL DA RELAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ÍNDICE SL E A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS LITOTIPOS

Foram calculadas as médias, desvio padrão, valores máximos e valores mínimos de índice de Hack para cada um dos litotipos presentes nas bacias do Alto Rio das Velhas e do Alto Rio Conceição através da ferramenta *Zonal Statistics* presente na extensão *Spatial Analyst* do software ArcGIS 9.3.

#### 4.5 ANÁLISE HIPSOMÉTRICA DA DISTRIBUIÇÃO LITOLÓGICA DO QF

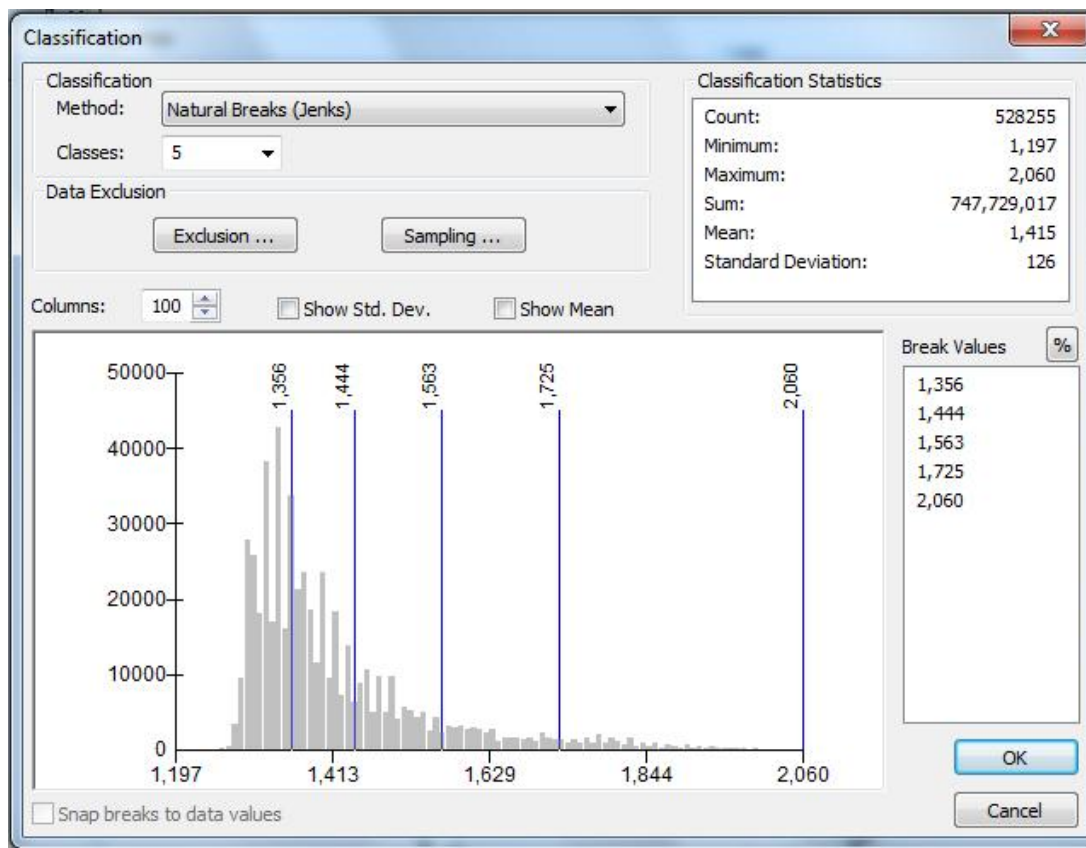
Para a análise hipsométrica da distribuição litológica do QF utilizou-se a extensão *Spatial Analyst* do software ArcGIS 9.3. A função estatística zonal da ferramenta determinou as médias, desvio padrão, valores máximos e valores mínimos de altimetria para cada um dos litotipos presentes no QF.

#### 4.6 TESTE DAS TERRAS ALTAS

A maior parte dos trabalhos de cunho geomorfológico do QF (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009) caracterizam as “Terras Altas” do QF como cristas e serras e as relacionam com as exposições de rochas resistentes (quartzitos e itabiritos). Entretanto, as “Terras Altas” são descritas apenas subjetivamente e nenhum critério objetivo é utilizado para defini-las. Buscou-se nesse trabalho estabelecer objetivamente as chamadas “Terras Altas” do QF, de maneira a possibilitar a associação entre as mesmas e a distribuição litológica da área. Os resultados dessa associação permitem testar a hipótese de que o relevo do QF é determinado pelas diferenças litológicas, ou de “erosão diferencial”, como já anteriormente discutido.

A partir da análise do histograma da distribuição altimétrica do QF, foram consideradas como “Terras Altas” todas as áreas com altimetria superior à altimetria média do QF (1100m). Posteriormente, as “Terras Altas” foram classificadas em cinco classes diferentes de acordo com o método das quebras naturais (Jenks), através da função de classificação de rasters do software ArcGIS v. 9.3. Esse método determinou classes que são baseadas em agrupamentos naturais, inerentes aos dados (SMITH *et al.*, 2009). O histograma da distribuição altimétrica das “Terras Altas” do QF é exibido na figura 22.

Figure 22. Histograma da distribuição altimétrica das Terras Altas do QF.



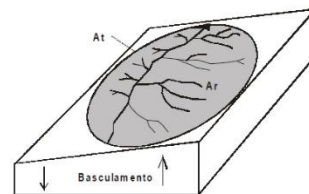
As classes estabelecidas pelas quebras naturais dos dados de altimetria das “Terras Altas” determinou zonas. Essas zonas foram então utilizadas para definir a intersecção das mesmas com a distribuição litológica do QF, através da ferramenta *Clip* do ArcGIS v. 9.3. A área de intersecção de cada litotipo (com geometria poligonal), com a área de cada classe altimétrica de “Terras Altas” foi calculada através da função *Calculate Geometry* do ArcGIS v. 9.3.

#### 4.7 CÁLCULO DO FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM (FABD)

O parâmetro Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) foi calculado pela seguinte fórmula:  $FA=100.(Ar/At)$ , onde  $Ar$  é a área da bacia à direita do rio e  $At$  é a área total da bacia de drenagem. Valores de FABD iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica; valores os maiores que 50 indicam provável basculamento da margem direita do rio e os valores menores que 50, provável basculamento da margem esquerda. Na sequência é apresentada a figura 23, modificada

de Salamuni *et. al.* (2004), que exemplifica o cálculo e significado do FABD – por sua vez desenvolvido por Hare & Gardner (1985).

**FIGURA 23. Cálculo e significado do FABD.**



$$Af = 100 (Ar/At)$$

**Exemplo numérico:**

$$Af = 100 (3,2 \text{ km}^2 / 4,9 \text{ km}^2) = 65$$

**Af > 50 => bacia basculada para a esquerda (olhando a jusante)**

**Fonte: Salamuni et al. (2004).**

## 5. RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir foram divididos em três classes, a saber: (1) altimetria; (2) índice SL; (3) teste das “Terras Altas”.

### 5.1 ALTIMETRIA

A distribuição altimétrica do QF é apresentada na figura 24. Ela revela um grande contraste altimétrico, onde as maiores altimetrias estão localizadas na porção oriental da Serra do Caraça (altimetria máxima de 2076 m), e as menores altimetrias no exultório da bacia do Alto Rio das Velhas (altimetria mínima de 680 m), totalizando uma amplitude altimétrica de 1371 metros. A altimetria encontra-se distribuída de maneira desigual: as maiores altimetrias ocorrem na bacia do Alto Rio Conceição, concentradas sobretudo na Serra do Caraça, e em parte sob a Serra da Gandarela. Já a bacia do Alto Rio das Velhas encontra-se sob as menores altimetrias; seus pontos de maior altimetria encontram-se na porção sul da Serra da Moeda e próximos de Ouro Preto. O valor médio de altimetria para as bacias estudadas é de 1101 metros.

A fim de entender melhor a distribuição dos valores de altimetria do QF, foram calculadas estatísticas zonais a partir do raster de altimetria do QF, onde cada zona representa sub-bacias de quinta ordem fluvial do QF, segundo a classificação hierárquica de Strahler (STRAHLER, 1953). A mesma é apresentada na figura 25. Os resultados são semelhantes aos interpretado a partir da figura 24: as sub-bacias de quinta ordem ou superior que formam a bacia do Alto Rio Conceição (especificamente bacias 21, 22, 23, 31) têm valores médios, máximos e de amplitude superiores aos encontradas para as sub-bacias de quinta ordem que formam a bacia do Alto Rio das Velhas.

FIGURA 24. Distribuição espacial da Altimetria no QF.

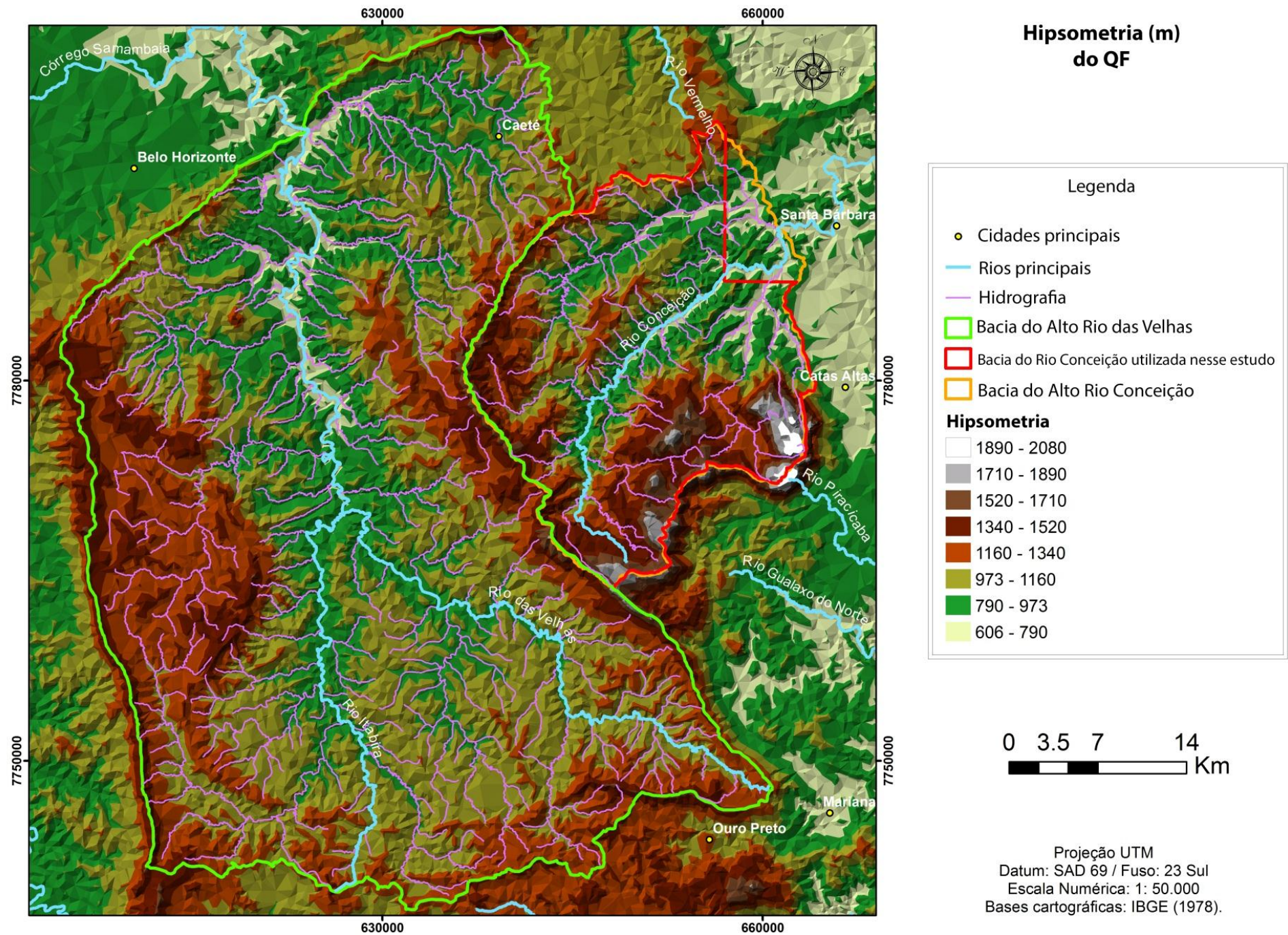
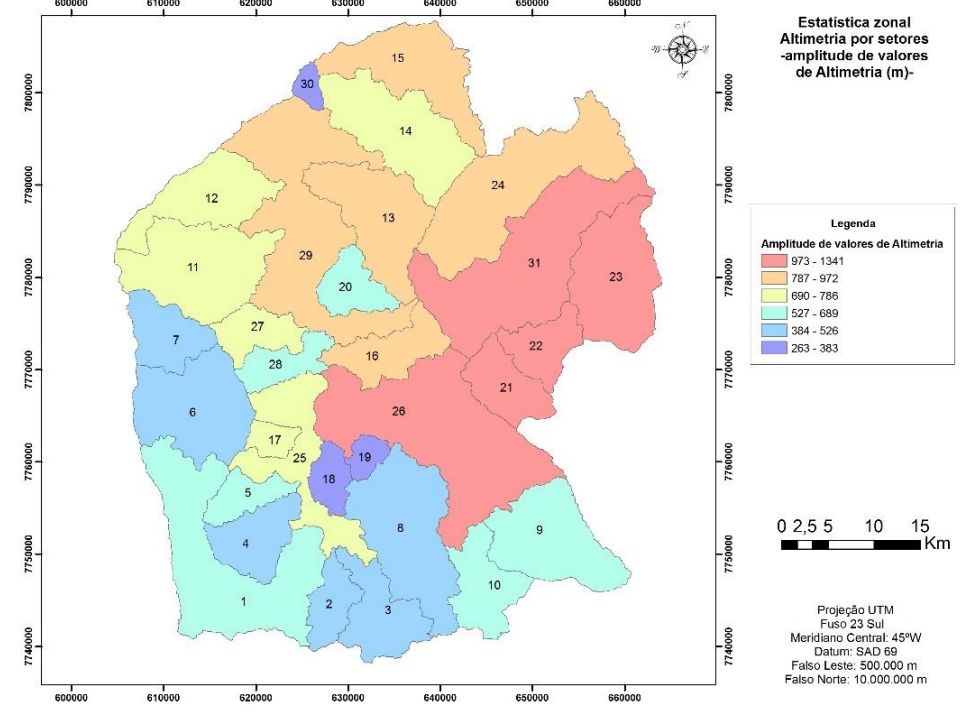
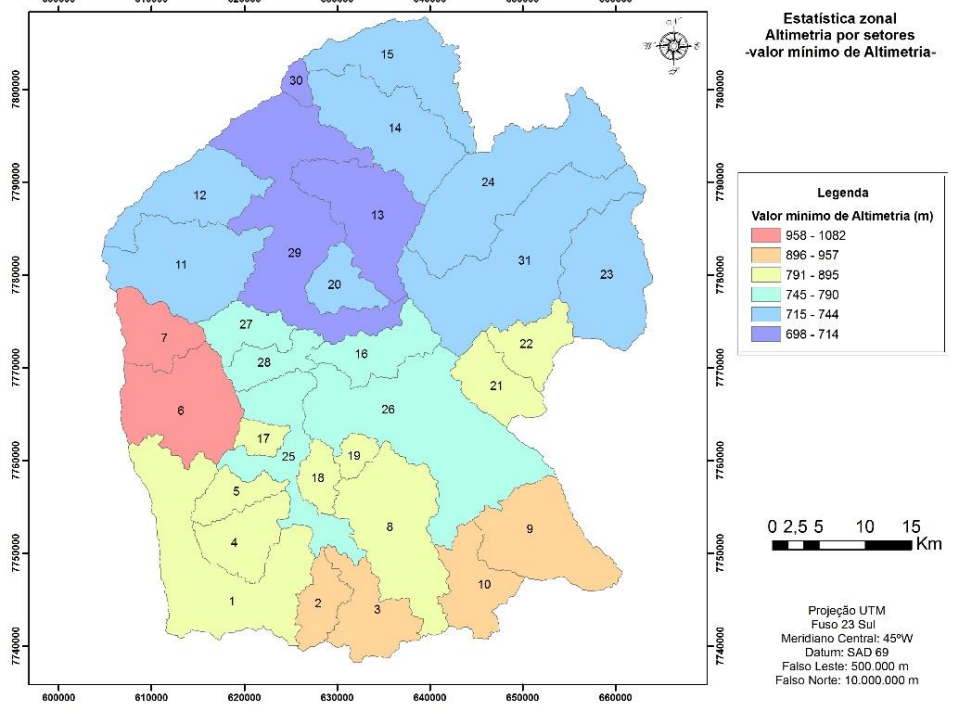
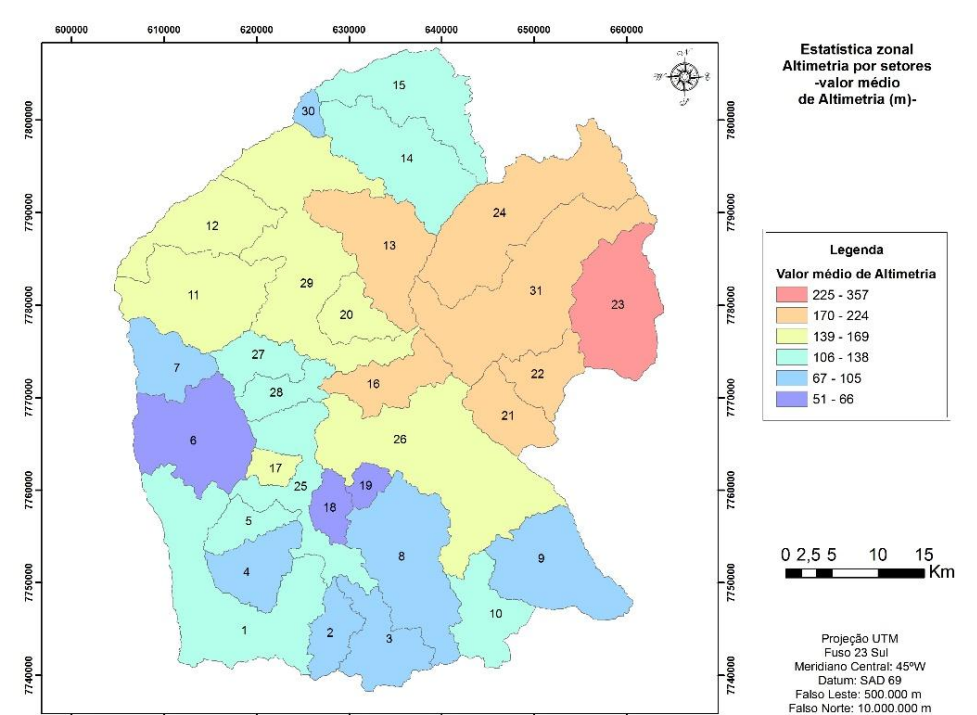
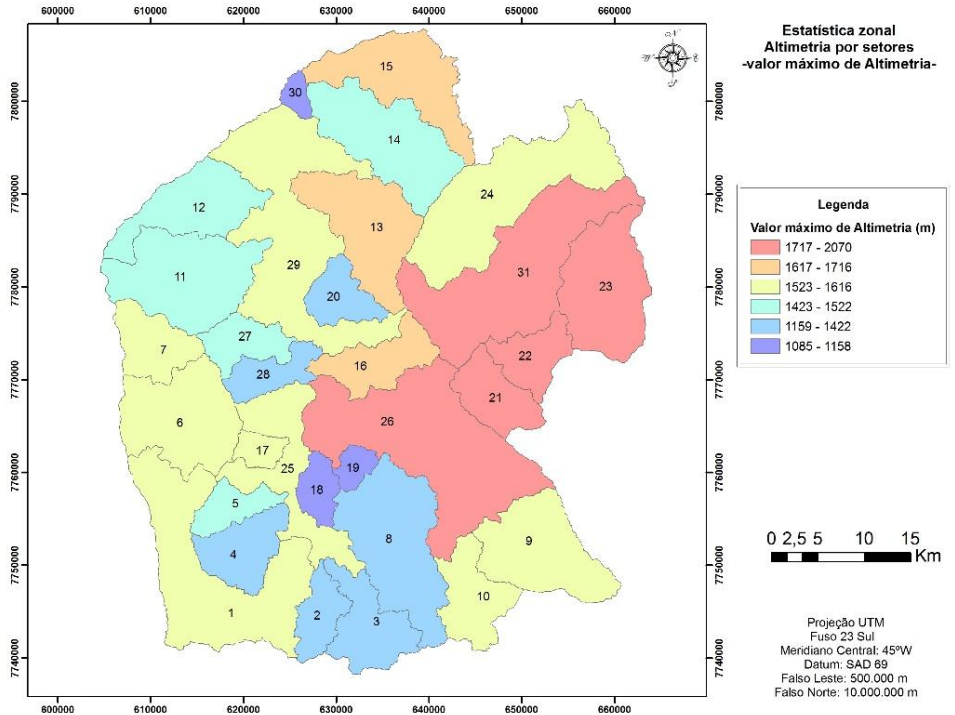


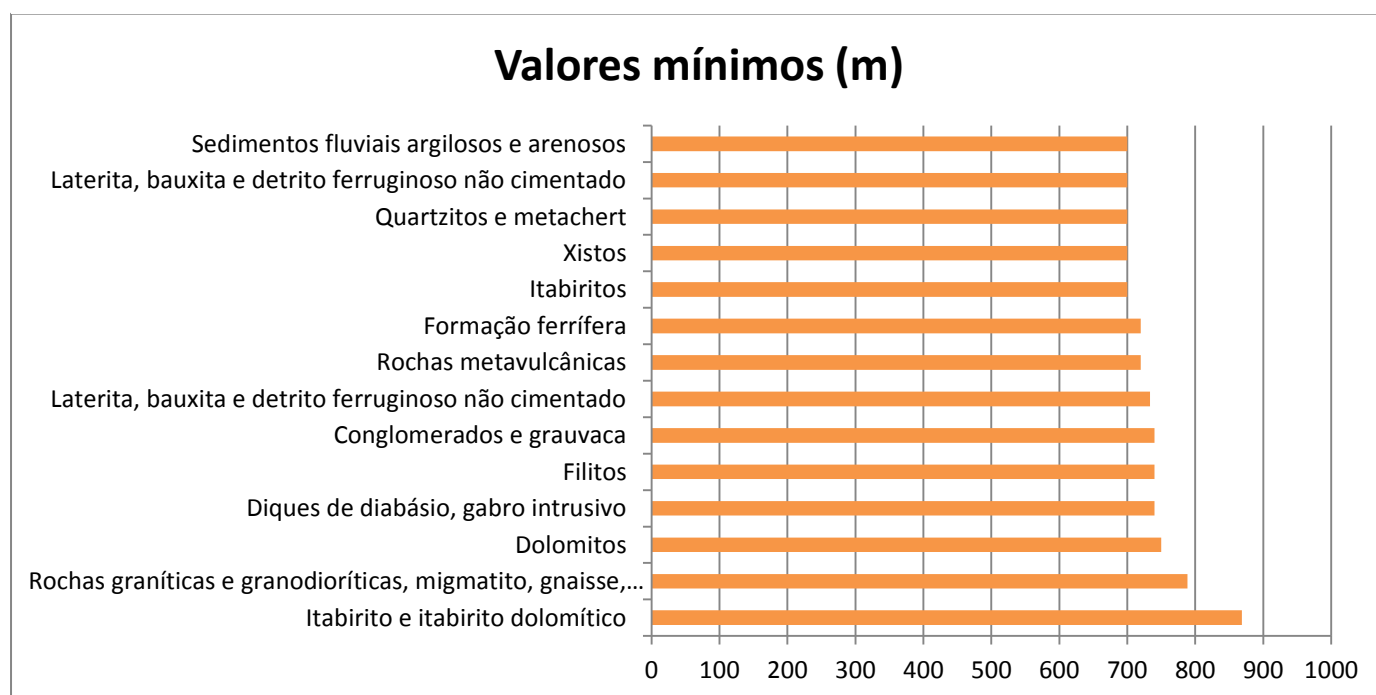
FIGURA 25. Estatística zonal das sub-bacias de quinta ordem, a partir da Altimetria (raster) do QF.



Os atributos zonais calculados entre a altimetria (raster) e a distribuição litológica do QF (zonas), é apresentado sob a forma de gráficos, mostrados nas figuras 26, 27, 28 e 29.

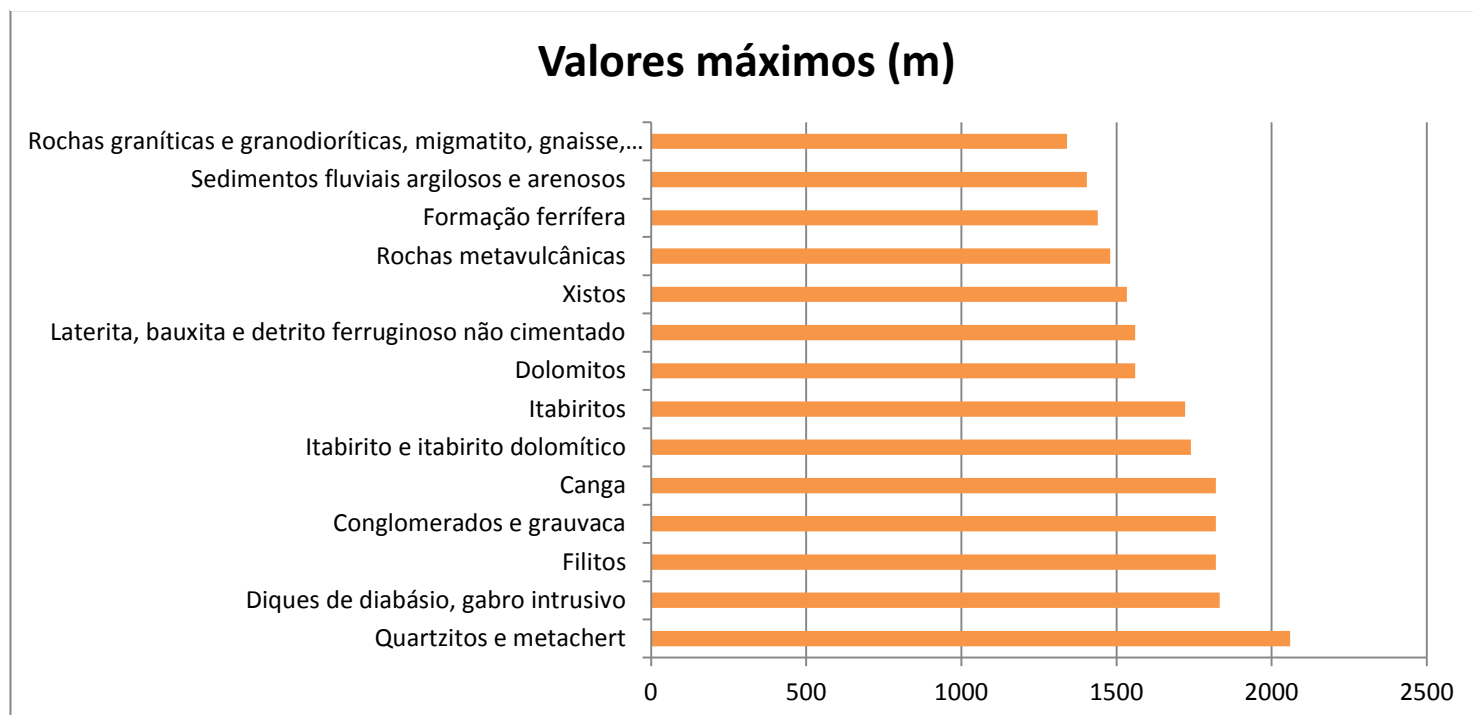
O gráfico de valores mínimos de altimetria por litotipos (fig. 26) indica que todos litotipos são encontrados em altimetrias baixas. Mesmo os itabiritos e os quartzitos, normalmente apontados como formadores de áreas elevadas do QF por serem resistentes frente aos processos denudacionais (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009), são encontrados em baixas altimetrias – respectivamente 726 e 701 metros, abaixo do valor médio de altimetria das bacias estudadas (de 1101 m).

FIGURA 26. Gráfico de valores mínimos de altimetria por litotipos.



Pelo gráfico de valores máximos de altimetria por litotipos (fig. 27) é possível observar a presença de todos os litotipos em altimetrias bastante elevadas quando comparadas à altimetria média da área (1101 m). Filitos, por exemplo, normalmente tidos como litotipos pouco resistentes (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009), são encontrados até uma altimetria de 1845 metros, superior à altimetria máxima em que são encontrados itabiritos (1731 m) e itabiritos dolomíticos (1732 m).

Figure 27. Gráfico de valores máximos de altimetria por litotipos.



O gráfico de valores médios de altimetria por litotipos (fig. 28) mostra valores relativamente próximos entre os diferentes litotipos. A diferença entre os valores encontrados para os quartzitos (1253 m) para os valores dos filitos (1204 m), por exemplo, é mínima. Além disso, a distribuição areal de cada litologia (tabela 3) tornam os valores médios de altimetria por litologia irrelevantes: quartzitos e xistos apresentam uma distribuição areal muito maior do que, por exemplo, itabiritos dolomíticos. Sendo assim, apesar de os quartzitos serem encontrados sob as áreas de maior altimetria do QF (parte oriental da Serra do Caraça), os valores médios são relativamente baixos por eles também serem encontrados em lugares de altimetria não tão destacada. Da mesma maneira, os xistos aparecem como as menores altimetrias médias por terem uma distribuição muito ampla e se encontrarem tanto em lugares altos quanto em lugares baixos (amplitude de 938 m).

FIGURA 28. Gráfico de valores médios de altimetria por litotipos.

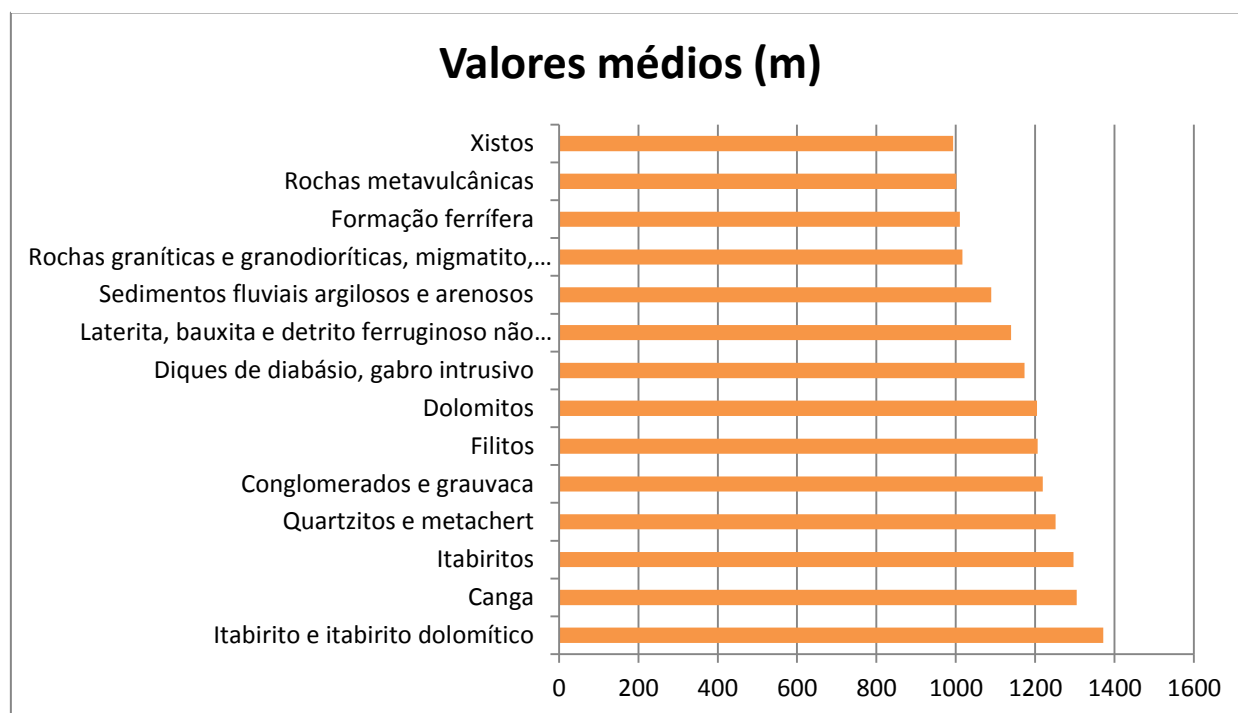


TABELA 3. Distribuição areal das diferentes litologias no QF.

Litologia	área (km <sup>2</sup> )
Itabirito e itabirito dolomítico	8,18
Formação ferrífera	12,93
Diques de diabásio, gabro intrusivo	14,37
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	16,62
Sedimentos fluviais argilosos e arenosos	31,72
Canga	73,12
Itabiritos	88,27
Dolomitos	130,74
Conglomerados e grauvacas	149,24
Rochas metavulcânicas	242,35
Filitos	290,51
Quartzitos e metachert	358,13
Rochas graníticas e granodioríticas, migmatito, gnaiss, pegmatito	448,86
Xistos	951,35

## 5.2 ÍNDICE SL

A distribuição espacial do índice SL é delineada na figura 29. Ela expressa um grande contraste energético entre os rios do QF, uma vez que a amplitude de valores é muito alta (cerca de 3214), com áreas apresentando valores extremamente baixos (11) e outras com valores extremamente altos (até 3225). Existem rios, por exemplo, que apresentam variação vertical de 410 metros em apenas 1950 metros de distância horizontal, e outros com variação vertical de 10 metros para 3500 metros de deslocamento horizontal. Alguns dos valores mais altos de índice SL são semelhantes aqueles obtidos em áreas que se encontram em contextos geológicos e tectônicos mais agressivos, como, por exemplo, Sierra Nevada – SE da Espanha por Hamdouni *et al.* (2008), Taiwan por Chen *et al.* (2003) e região sul da Espanha por García-Tortosa *et al.* (2008). O valor médio de índice SL para o QF é 130.

É importante notar a diferenciação regional da distribuição dos valores SL: a bacia do Alto Rio Conceição é a que concentra a maior parte dos rios com maior vigor energético do QF. Apesar disso, a bacia do Alto Rio das Velhas também apresenta áreas de alto índice SL, sendo que a maior parte encontra-se concentrada ao longo de seu limite geográfico com a bacia do Alto Rio Conceição, bem como na porção centro-oeste da bacia, ao longo do interflúvio que separa as bacias que estão localizadas ao longo do sinclinal Moeda do restante da drenagem. Já as áreas que exibem os menores valores de índice SL estão concentradas nas porções central e oeste da bacia do Alto Rio das Velhas.

A fim de entender melhor a distribuição dos valores de índice SL para o QF, foram calculadas estatísticas zonais a partir do raster de índice SL do QF, onde cada zona representa sub-bacias de quinta ordem fluvial do QF, segundo a classificação hierárquica de Strahler (STRAHLER, 1953). A mesma é apresentada na figura 30. Os resultados são semelhantes aos interpretado a partir da figura 29: as sub-bacias de quinta ordem ou superior que formam a bacia do Alto Rio Conceição (especificamente bacias 21, 22, 23, 31) têm valores médios, máximos e de amplitude superiores aos encontradas para as sub-bacias de quinta ordem que formam a bacia do Alto Rio das Velhas. Apesar disso, algumas excessões ocorrem: particularmente as sub-bacias 12, 27 e 29 apresentam características similares à aquelas descritas para as sub-bacias que foram a bacia do Alto Rio Conceição.

FIGURA 29. Distribuição espacial do índice SL no QF.

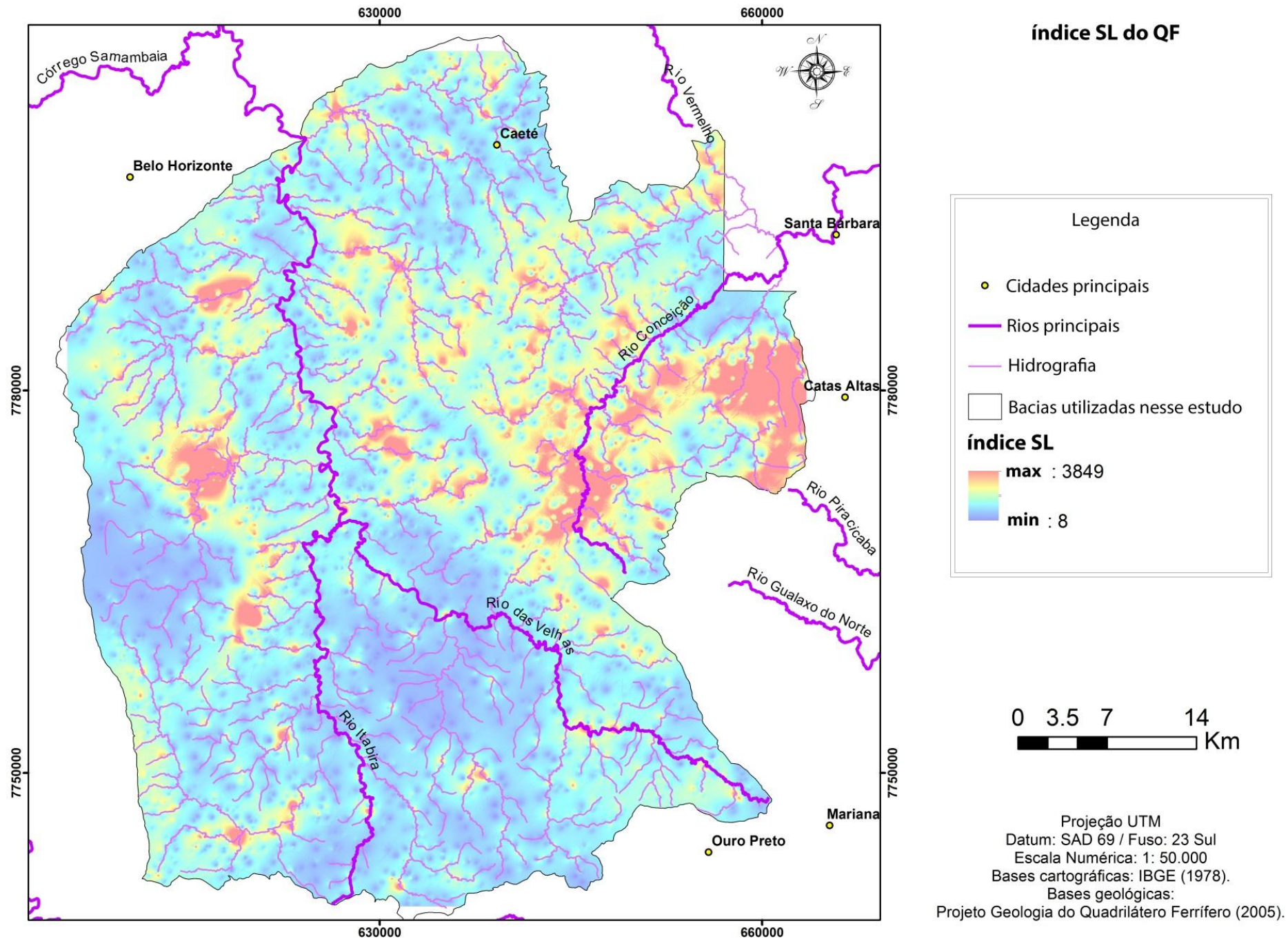
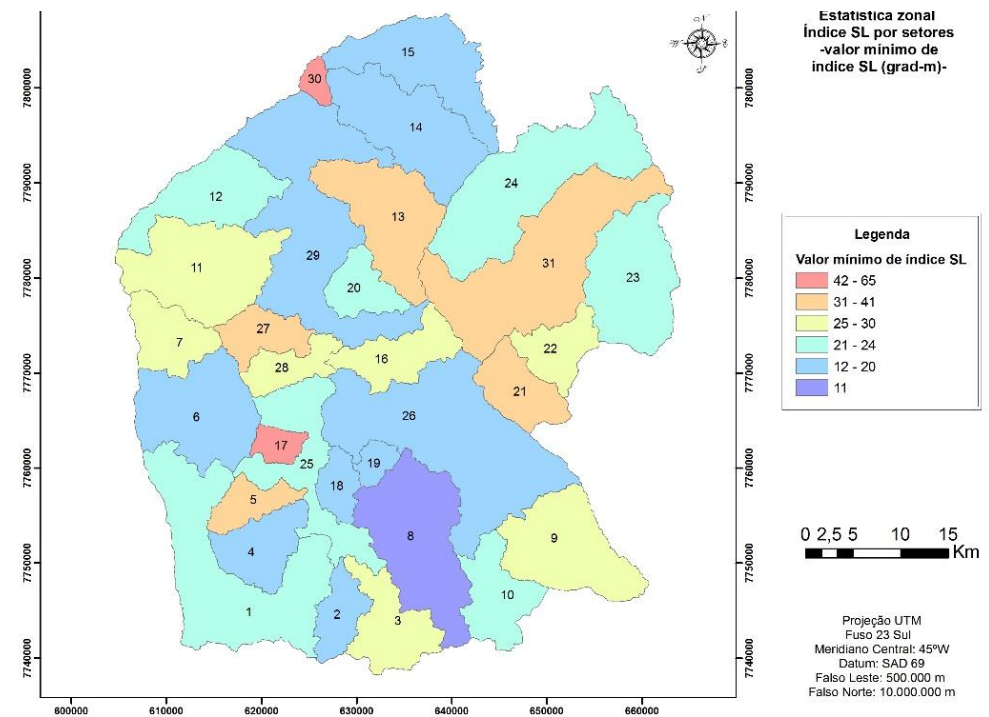
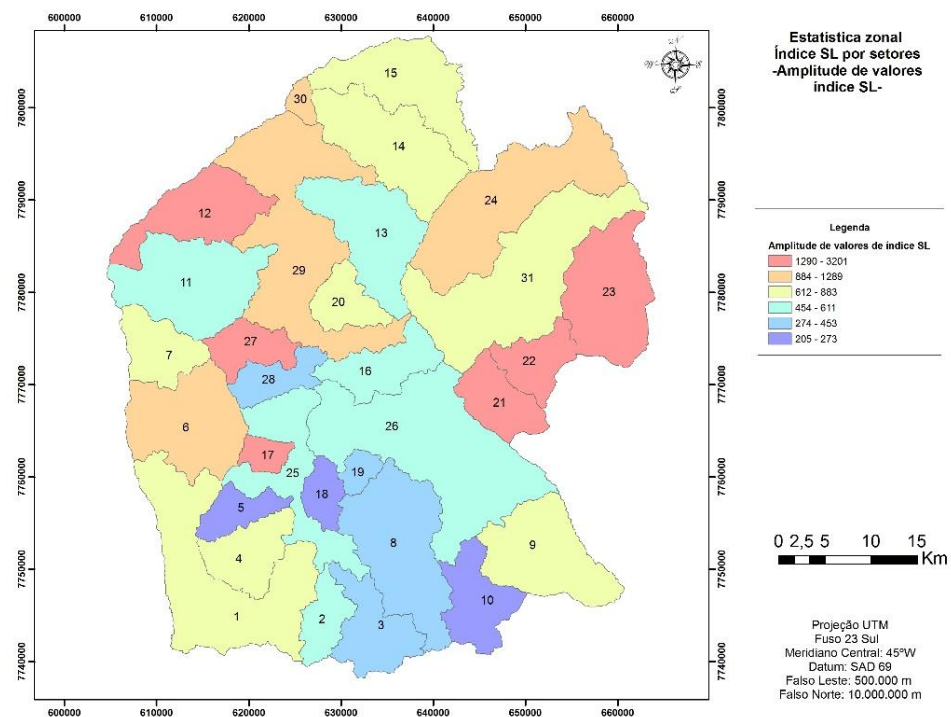
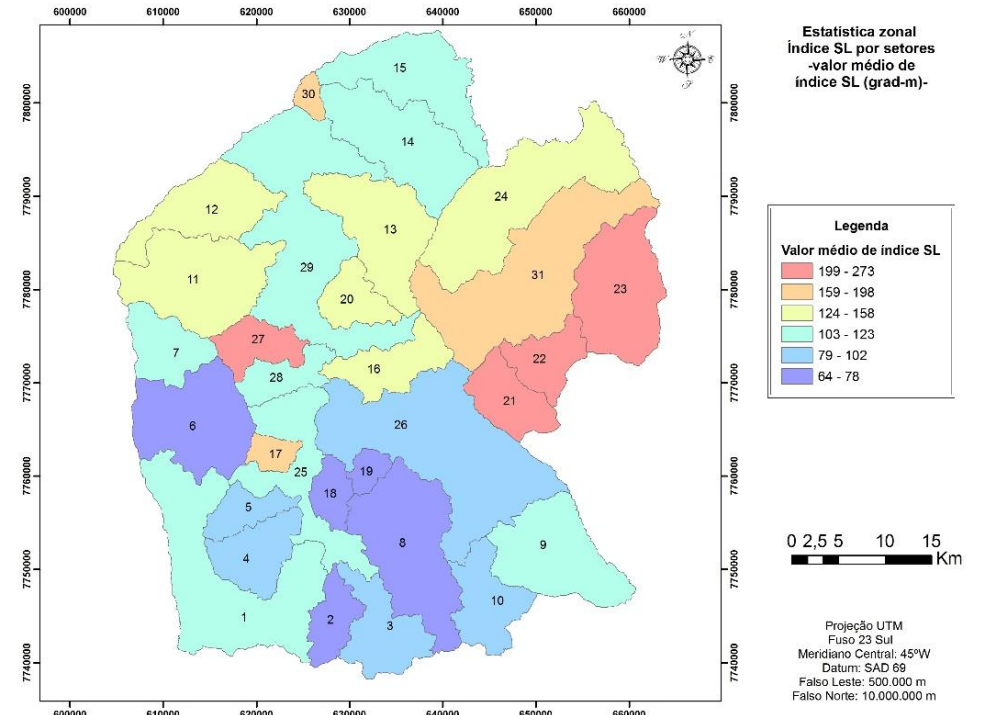
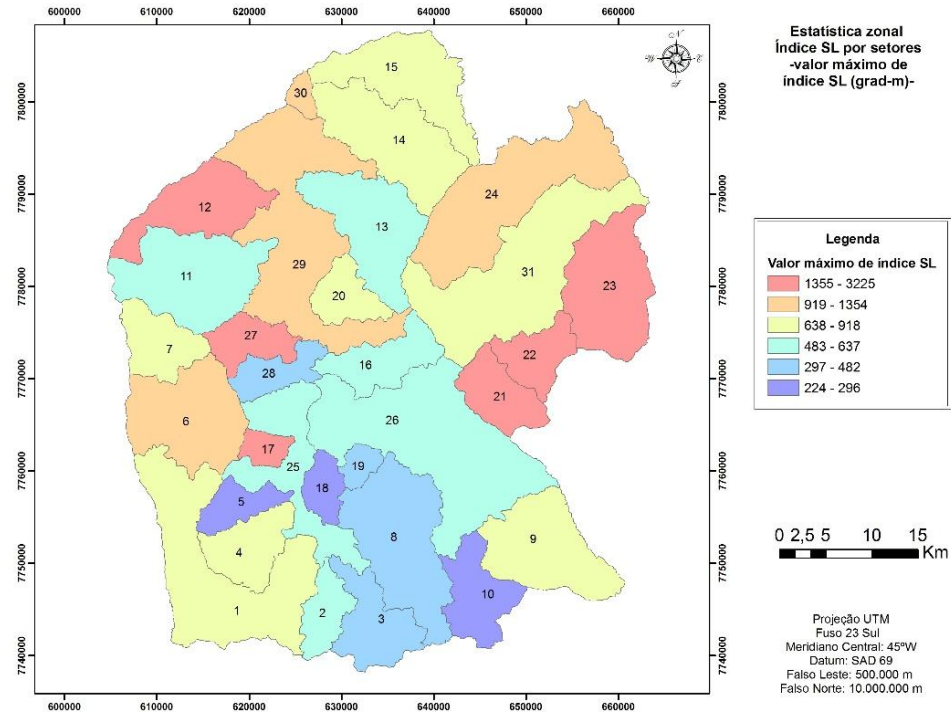


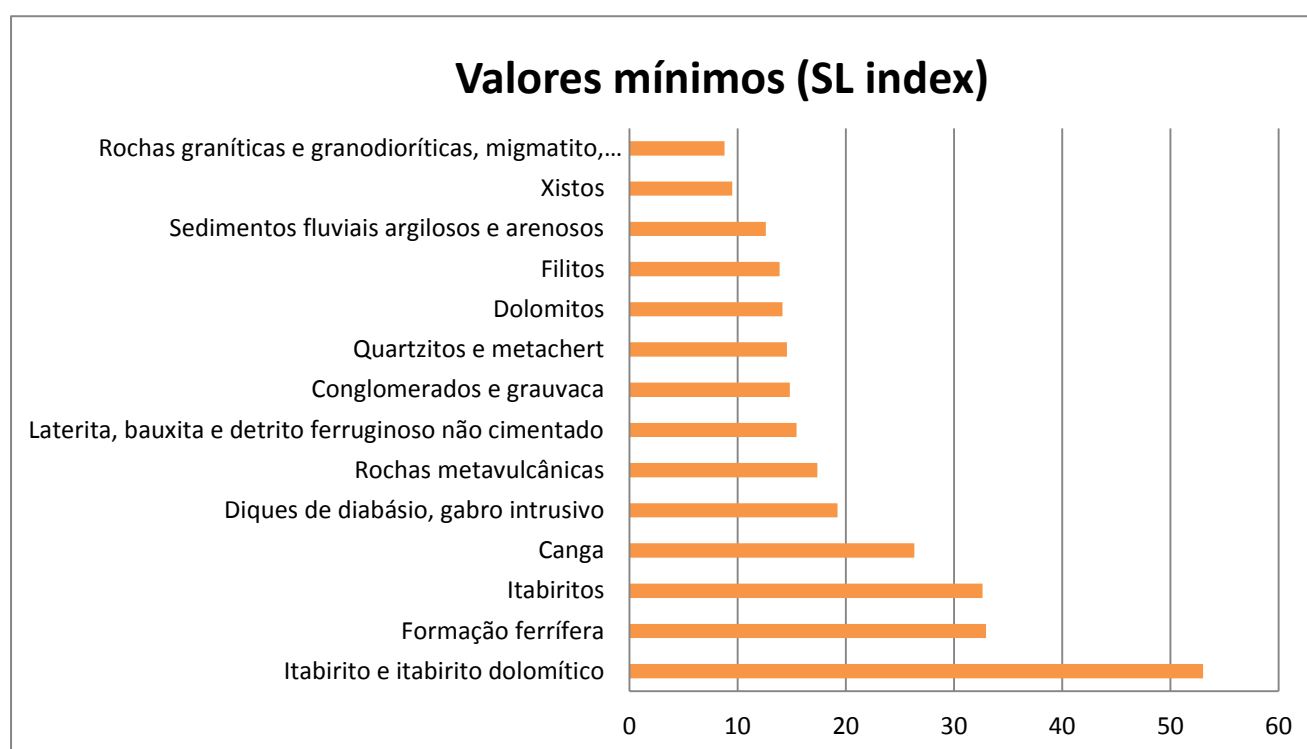
FIGURA 30. Estatística zonal das sub-bacias de quinta ordem, a partir do índice de SL (raster) do QF.



Os atributos zonais calculados entre o índice de SL (raster) e a distribuição litológica do QF (zonas), são apresentados sob a forma de gráficos, exibidos nas Figuras 31-34.

É possível observar a partir do gráfico de valores mínimos de índice SL por litotipos (fig. 31) que todas as litologias apresentam indiscriminadamente valores baixos de índice SL, independentemente de sua resistência indicada pela literatura frente aos processos denudacionais (e.g. SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009). O maior valor apresentado no gráfico é 53; tal valor é extremamente baixo quando comparado com a literatura de trabalhos com o índice SL (e.g. BISHOP *et al.*, 1985; BROOKFIELD, 1998; CHEN *et al.*, 2003; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; GOLDRICK & BISHOP, 1995; HACK, 1982; KELLER, 1977; MCKEOWN *et al.*, 1988; MERRITTS & VINCENT, 1989; REED, 1981; SEEBER AND GORNITZ, 1983; SUNG *et al.*, 2000).

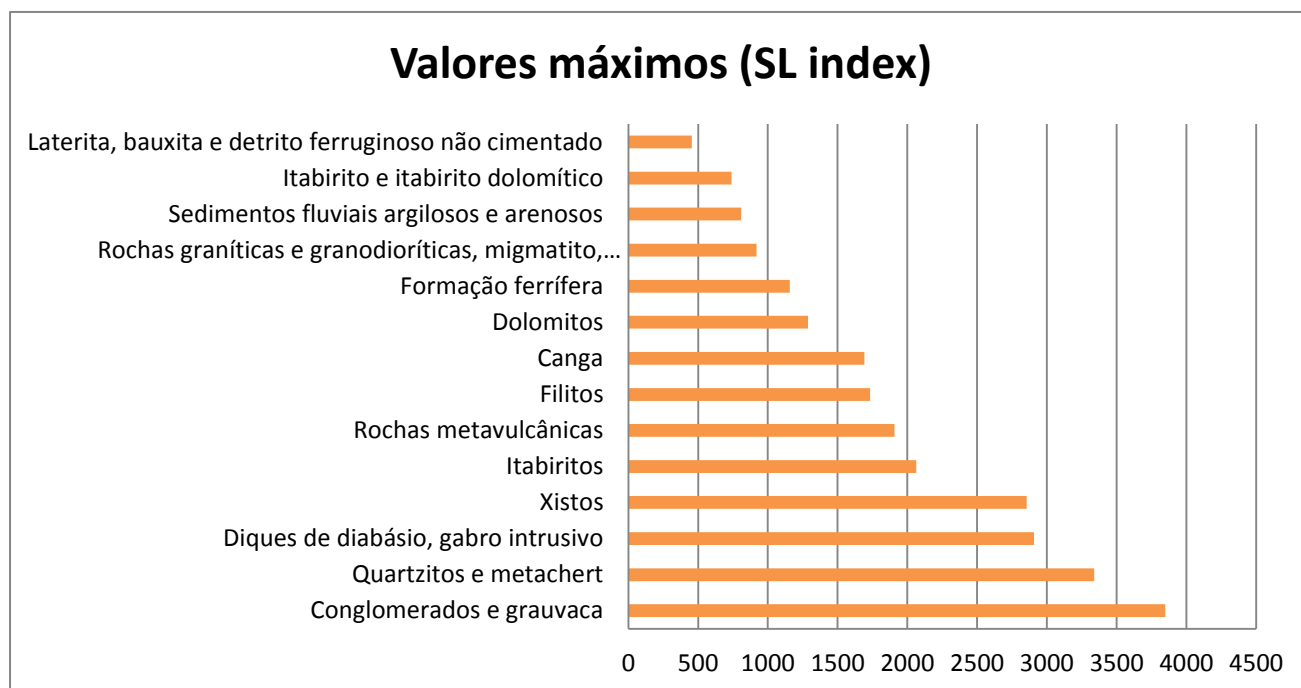
FIGURA 31. Gráfico de valores mínimos de índice SL por litotipos.



O gráfico de valores máximos de índice SL por litotipo (fig. 32) indica que todas as litologias podem ser encontradas em áreas com alto índice SL. É possível verificar que mesmo rochas tidas como pouco resistentes, tais como xistos, filitos e dolomitos (e.g. SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991), são encontradas em áreas que exibem valores de índice SL bastante elevados (respectivamente 2855, 1732 e

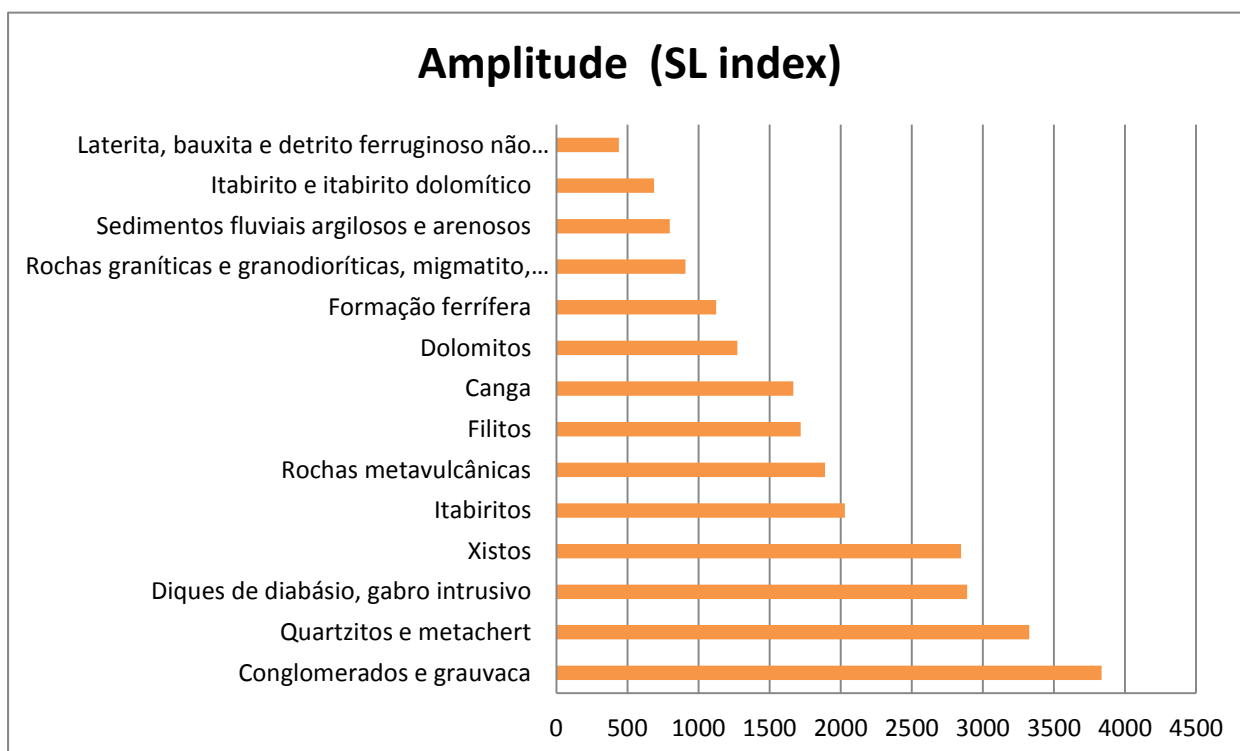
1287). Valores acima de 600 podem ser considerados como altos se comparado com outros trabalhos que utilizam o índice SL (e.g. BISHOP *et al.*, 1985; BROOKFIELD, 1998; CHEN *et al.*, 2003; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; GOLDRICK & BISHOP, 1995; HACK, 1982; KELLER, 1977; MCKEOWN *et al.*, 1988; MERRITTS & VINCENT, 1989; REED, 1981; SEEBER AND GORNITZ, 1983; SUNG *et al.*, 2000).

FIGURA 32. Gráfico de valores máximos de índice SL por litotipos.



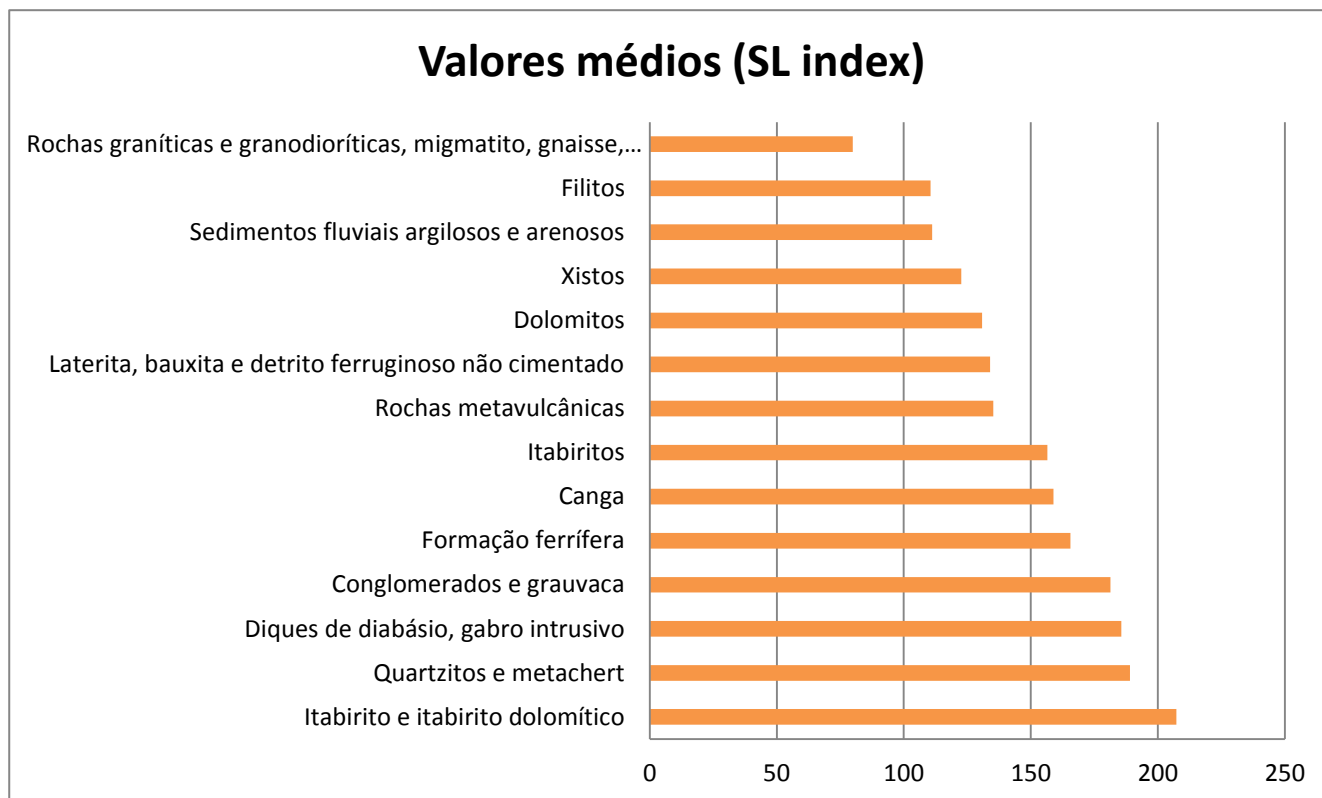
Da mesma maneira, a figura 33 aponta para o fato de que a amplitude de valores de índice SL é muito alta para todos os litotipos, com exceção de mármore e lateritas (menor do que 500), o que reforça a sugestão de que todos os litotipos são encontrados tanto em áreas de alto índice SL, quanto em áreas de baixo índice SL.

FIGURA 33. Gráfico de amplitude de valores de índice SL por litotipos.



Também é possível observar, a partir do gráfico de valores médios de índice SL por litotipos (fig. 34), que os valores médios de índice SL são próximos entre os diferentes litotipos. Por exemplo, a diferença entre os valores médios de índice SL dos itabiritos (160), para os valores médios de SL para os dolomitos (132) é pequena caso seja levado em consideração que esses litotipos são geralmente caracterizados por terem resistência contrastante frente aos processos denudacionais (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991). A exceção seriam os granito-gneisses, que apresentam menor valor médio de índice SL (menos que 100). Além disso, é importante ver que, embora seja possível encontrar todas as litologias em áreas de altos valores de índice SL, os valores médios de índice de SL para cada litotipo são muito baixos quando comparados com esses, o que mostra que os valores de índice de SL muito elevados são encontrados com distribuição espacial restrita ao invés de serem amplamente difundidos.

FIGURA 34. Gráfico de valores médios de índice SL por litotipos.



### 5.3 TESTE DAS “TERRAS ALTAS”

A distribuição espacial das Terras Altas do QF é mostrada na figura 35. As classes de Terras Altas, determinadas pelo método de quebras naturais (Jenks), são exibidas na figura 36.

FIGURA 35. Distribuição espacial das Terras Altas do QF.

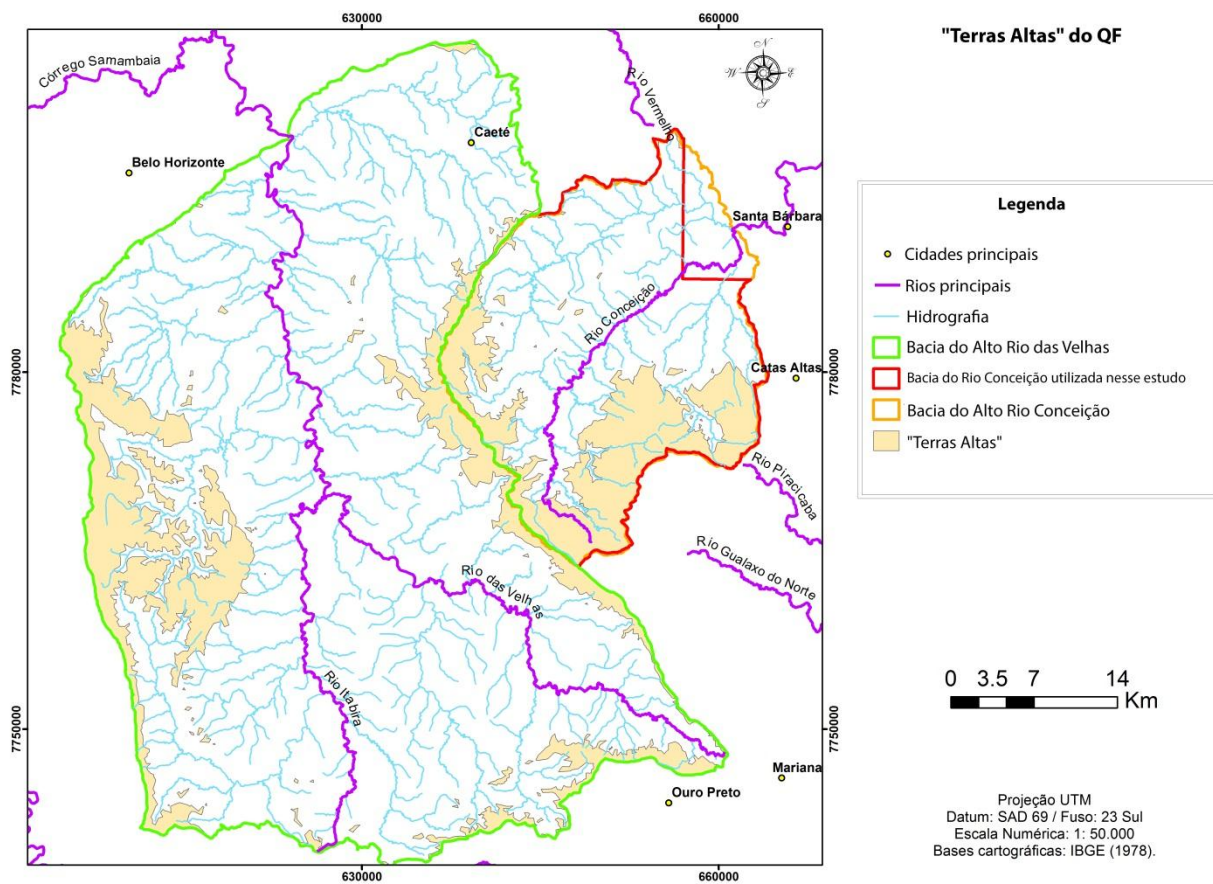
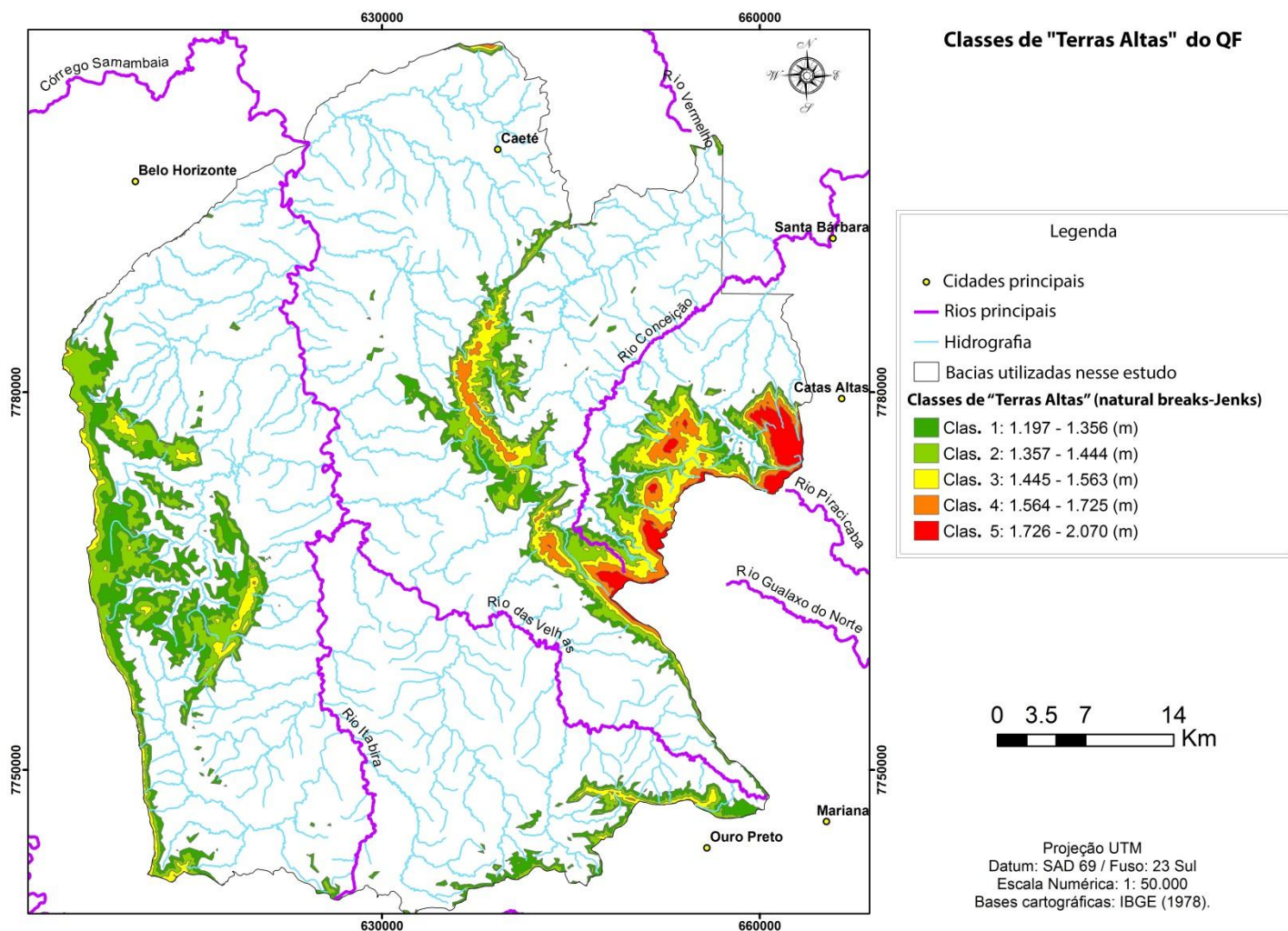


FIGURA 36. Classes de Terras Altas, determinadas pelo método de quebras naturais (Jenks).



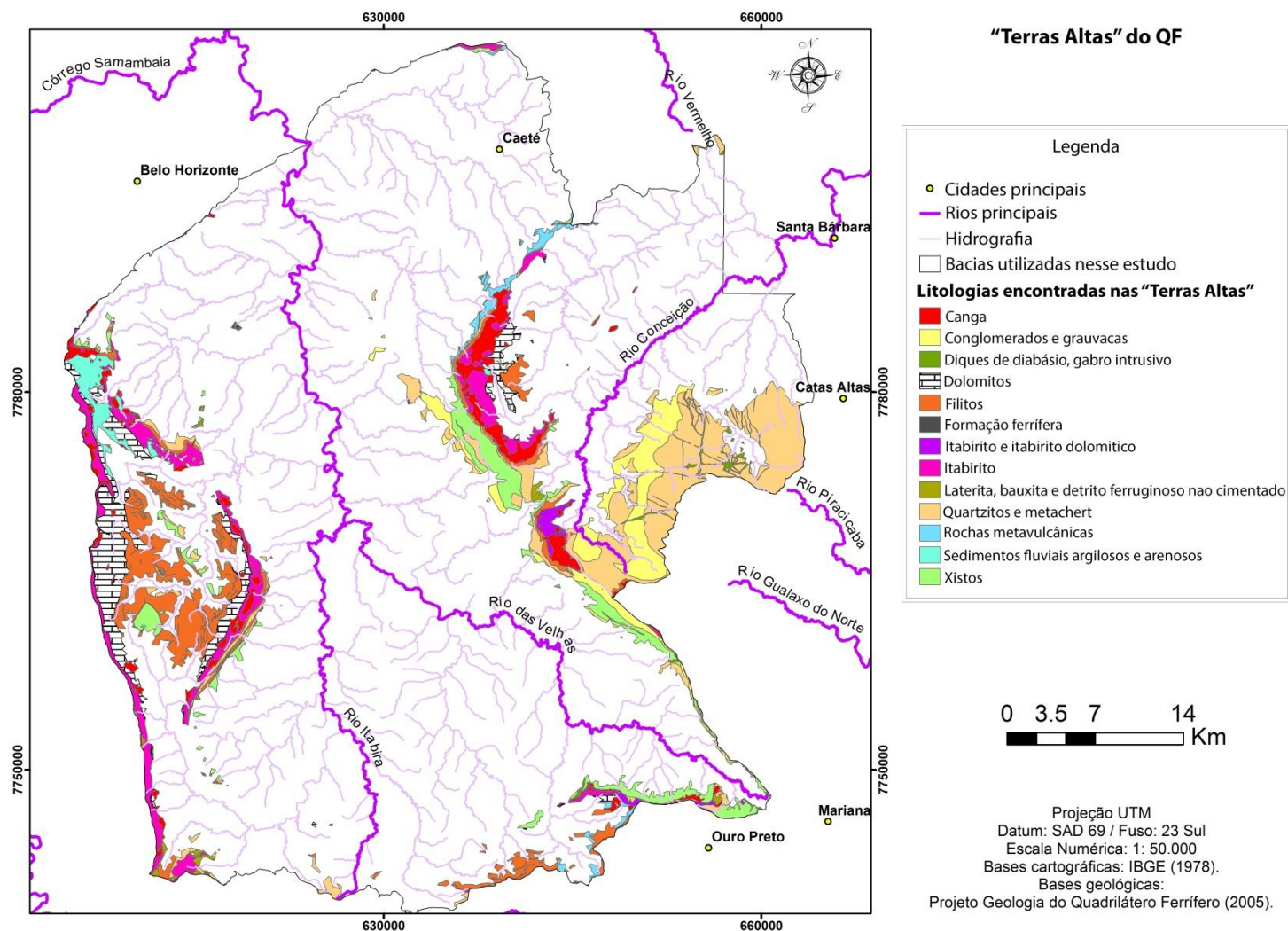
A figura 36 mostra um contraste entre a distribuição de altimetria das Terras Altas do QF: as Terras Altas da porção oeste da QF (bacia do Alto Rio das Velhas) são predominantemente pertencentes às classes 1 e 2, com menor representatividade da classe 3 (atingindo 1.570 m); as terras altas da porção leste do QF, por sua vez, apresentam todas as cinco classes, atingindo a altimetria máxima de 2.070 m. Os maiores valores de elevação são encontrados nas Terras Altas localizadas na bacia do Alto Rio Conceição, concentradas principalmente na Serra do Caraça, e em parte na Serra da Gandarela. As Terras Altas da bacia do Alto Rio das Velhas, por sua vez, estão sob os menores valores de elevação; seus pontos de maior altimetria se encontram nos divisores de drenagem com a bacia do Alto Rio Conceição, na porção sul da Serra da Piedade e próximo de Ouro Preto.

A intersecção de cada classe de terras altas com a distribuição litológica do QF é mostrada na tabela 4. O mapa de intersecção entre a distribuição litológica e as Terras Altas do QF é apresentado na figura 37.

**TABELA 4. Intersecção de cada classe de “Terras Altas” com a distribuição litológica do QF.**

<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>
Diques de diabásio, gabro intrusivo	4,550	31,64%
Filitos	79,623	27,41%
Itabiritos	51,664	58,53%
Dolomitos	49,550	37,90%
Itabirito e itabirito dolomítico	5,676	69,31%
Xistos	46,046	4,84%
Conglomerados e grauvaca	49,267	33,01%
Rochas metavulcânicas	9,407	3,88%
Formação ferrífera	0,711	5,50%
Quartzitos e metachert	126,057	35,20%
Rochas graníticas e granodioríticas, migmatito, gnaiss, pegmatito	0,074	0,02%
Canga	35,754	48,89%
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	3,629	21,83%
Sedimentos fluviais argilosos e arenosos	12,481	39,35%

FIGURA 37. Intersecção entre a distribuição litológica e as “Terras Altas” do QF.



Tanto a tabela 4 quanto a figura 37, mostram que um grande número de litologias podem ser encontradas nas Terras Altas da QF; ao todo, 13 litologias diferentes foram encontradas. Em termos absolutos, é possível ver que litologias normalmente tidas como pouco resistentes frente aos processos denudacionais, tais como filitos e xistos (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009), tem uma intersecção areal de, respectivamente, 79 km<sup>2</sup> e 46 km<sup>2</sup>, enquanto os itabiritos, por exemplo, normalmente tidos como um dos litotipos mais resistentes da região, possuem apenas 51 km<sup>2</sup> de intersecção. Em termos relativos, é possível observar que das rochas cuja exposição são geralmente relacionadas com a existência das Terras Altas, segundo a literatura geomorfológica da área – *i.e.* quartzitos e itabiritos (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009) – 35,20% dos quartzitos, 58,53% dos itabiritos e 48,89% das lateritas apresentam intersecção com as Terras Altas do QF. Tal resultado prescreve que essas rochas são

encontradas com alta frequência em áreas com altimetria menor que a altimetria média do QF (1100 m) – 64.8% dos quartzitos, 41.5 % dos itabiritos e 51.11% das lateritas são encontradas em altimetrias inferiores à altimetria média da área.

A intersecção da distribuição litológica do QF com cada uma das classes de Terra Alta estabelecidas é apresentada na tabela 5. É possível observar que as classes com maiores intervalos de valores de elevação tem intersecção com menor número de diferente litologias que as classes com menor intervalo de valores de altimetria. Ao mesmo tempo, nas classes com os maiores alcances altimétricos, a saber, classe 5 (1728-2070 m), classe 4 (1564-1725 m) e classe 3 (1445-1583 m), nenhuma litologia apresenta uma distribuição relativa (área de intersecção / área total \* 100) suficiente para justificar a relação positiva entre as Terras Altas do QF com a sua exposição. Por exemplo, as litologias geralmente considerado como mais resistentes – quartzitos, itabiritos e lateritas (e.g. SALGADO *et al.*, 2004; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009) têm respectivamente, 17,44%, 18,54% e 27,95% de exposição entre 1445-2070 m (classe 3 – classe 5). Isto significa que 82,56% de quartzito, 81,46% e de 72,05% itabiritos das ferro-duricrusts estão em elevações inferior a 1.445 m, o limite inferior para a classe 3. Além disso, a observação dos resultados da classe 5 é observada, indicam que há mais filitos em números absolutos em altitudes iguais ou superiores a 1.728 m (0.349 km<sup>2</sup>), do que itabiritos (0.009 km<sup>2</sup>) ou lateritas (0,245 km<sup>2</sup>).

**TABELA 5. Intersecção da distribuição litológica do QF com cada uma das classes de Terra Alta estabelecidas.**

<b>Classe 5 (1.728 - 2.070 m)</b>		
<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>
Diques de diabásio, gabro intrusivo	0,019	0,13%
Filitos	0,349	0,12%
Itabiritos	0,009	0,01%
Itabirito e itabirito dolomítico	0,028	0,34%
Conglomerados e grauvacas	0,452	0,30%
Quartzitos e metachert	20,357	5,68%
Canga	0,245	0,34%
<b>Classe 4 (1.564 - 1.725 m)</b>		
<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>

Diques de diabásio, gabro intrusivo	0,352	2,44%
Filitos	0,791	0,27%
Itabiritos	1,715	1,94%
Dolomitos	0,022	0,02%
Itabirito e itabirito dolomítico	0,751	9,18%
Conglomerados e grauvasca	6,023	4,04%
Quartzitos e metachert	20,708	5,78%
Canga	7,538	10,31%
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	0,007	0,04%
<b>Classe 3 (1.445 - 1.583 m)</b>		
<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km2)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>
Diques de diabásio, gabro intrusivo	1,329	9,24%
Filitos	4,449	1,53%
Itabiritos	14,644	16,59%
Dolomitos	1,848	1,41%
Itabirito e itabirito dolomítico	2,268	27,69%
Xistos	1,955	0,21%
Conglomerados e grauvasca	14,015	9,39%
Rochas metavulcânicas	0,071	0,03%
Formação ferrífera	0,003	0,02%
Quartzitos e metachert	25,536	7,13%
Canga	12,904	17,65%
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	0,388	2,33%
<b>Classe 2 (1.357 - 1.444 m)</b>		
<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km2)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>
Diques de diabásio, gabro intrusivo	1,171	8,14%
Filitos	25,511	8,78%
Itabiritos	23,476	26,59%
Dolomitos	20,200	15,45%
Itabirito e itabirito dolomítico	1,617	19,74%
Xistos	17,158	1,80%
Conglomerados e grauvasca	16,020	10,73%
Rochas metavulcânicas	2,322	0,96%

Formação ferrífera	0,130	1,01%
Quartzitos e metachert	26,725	7,46%
Canga	9,387	12,84%
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	0,779	4,68%
Sedimentos fluviais argilosos e arenosos	4,602	14,51%
<b>Classe 1 (1.197 - 1.356 m)</b>		
<b>Litologia</b>	<b>Área de intersecção (km2)</b>	<b>Área de intersecção / área total * 100</b>
Diques de diabásio, gabro intrusivo	1,677	11,66%
Filitos	48,504	16,70%
Itabiritos	11,724	13,28%
Dolomitos	27,477	21,02%
Itabirito e itabirito dolomítico	1,005	12,27%
Xistos	26,990	2,84%
Conglomerados e grauvacas	12,714	8,52%
Rochas metavulcânicas	6,974	2,88%
Formação ferrífera	0,572	4,43%
Quartzitos e metachert	32,648	9,12%
Rochas graníticas e granodioríticas, migmatito, gnaiss, pegmatito	0,074	0,02%
Canga	5,591	7,65%
Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	2,455	14,76%
Sedimentos fluviais argilosos e arenosos	7,880	24,84%

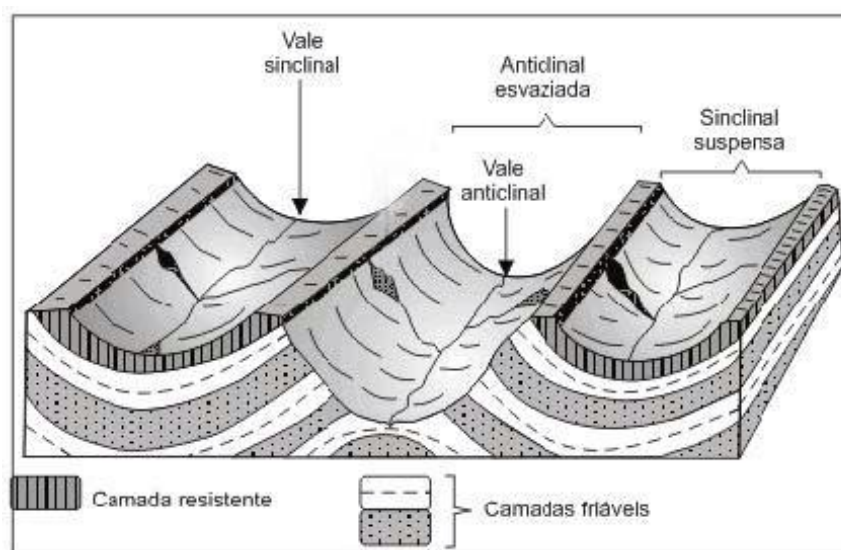
## 6 DISCUSSÕES

O modelo explicativo atual do relevo do QF afirma que esse foi determinado pela erosão diferencial e pela estrutura (*e.g.* SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009).

O primeiro elemento explicativo do modelo, a erosão diferencial, seria o resultado da exposição em superfície de rochas com resistências diferenciadas à denudação, que prescreveriam a segmentação do relevo do QF em terras altas, intermediárias e baixas. As terras altas estariam sob o domínio de quartzitos e itabiritos, as porções intermediárias do relevo seriam formadas sobre xistos e filitos, e as terras baixas corresponderiam à rochas granito-gnáissicas.

O segundo elemento explicativo do modelo, a estrutura, seria representado por um relevo invertido em que anticlinais (representando altos estruturais) teriam sido denudados e ocupariam as porções rebaixadas do relevo, enquanto os sinclinais (representando baixos estruturais) permaneceriam suspensos. A junção entre os dois elementos explicativos seria a de que os flancos dos sinclinais estariam protegidos por litotipos resistentes (quartzitos e itabiritos) e que esses permaneceriam suspensos, constituindo terras altas, justamente pela grande resistência desses litotipos. A figura 38 representa graficamente esse modelo.

**FIGURA 38. Modelo de inversão de relevo.**



Fonte: Modificado de Casseti (2005).

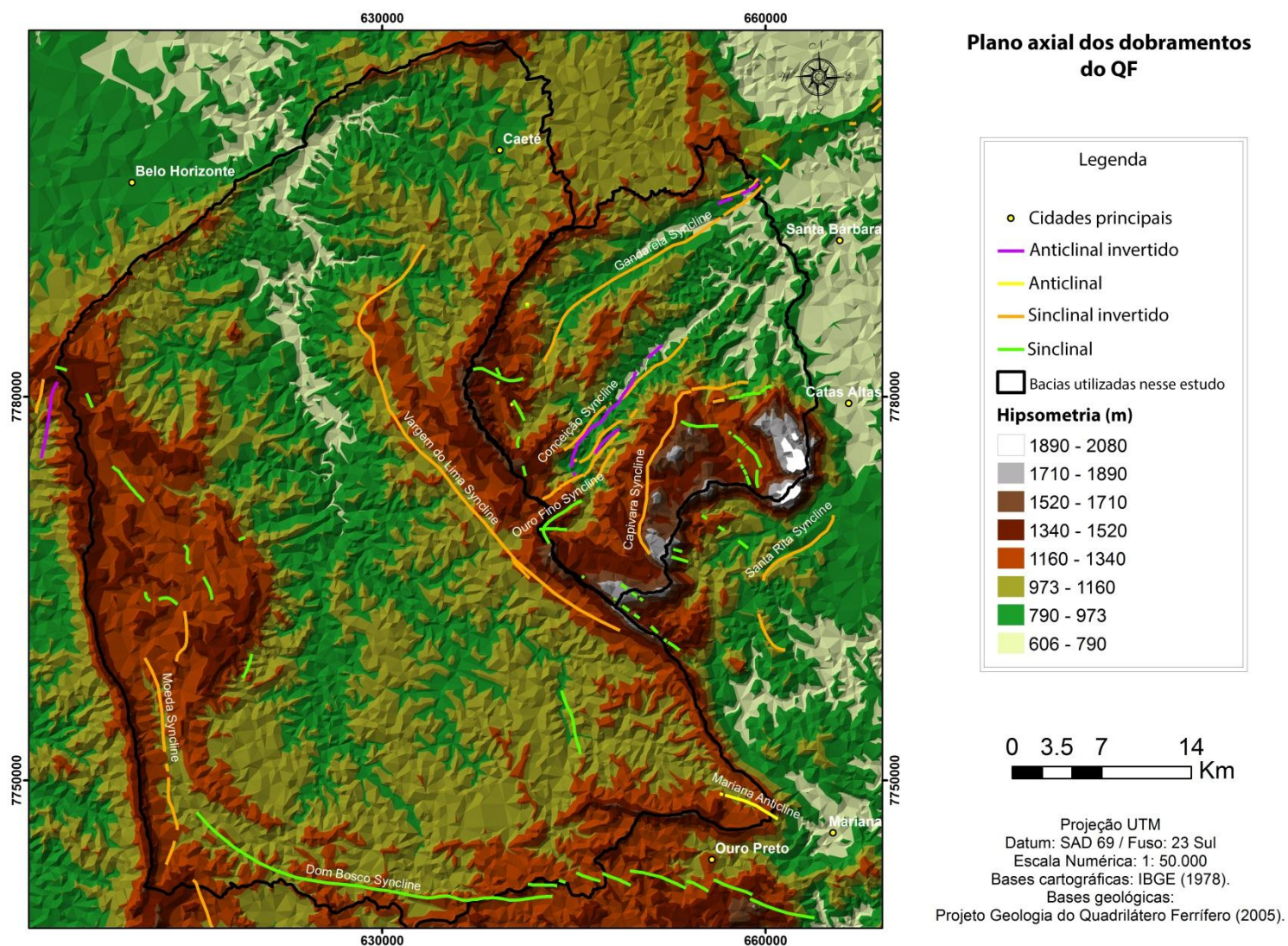
O primeiro elemento explicativo do modelo atual do QF, a “erosão diferencial”, é contraditório com alguns dos resultados dessa dissertação. A distribuição litológica parece não ser responsável pela diferenciação altimétrica do QF, tampouco pela distribuição espacial de índice SL. Em adição a essa constatação, foi mostrado que a correlação entre as “Terras Altas” e as rochas resistentes (quartzitos e itabiritos), usual em trabalhos como Salgado *et al.*, (2004), Salgado *et al.*, (2007) e Varajão, (1991), é duvidosa. Dessa maneira, a afirmação de Varajão (1991) de que variações na declividade das vertentes e, sobretudo, variações altimétricas, relacionam-se a variações litológicas no QF, se mostra temerária.

O segundo elemento explicativo do modelo atual, a “inversão de relevo”, também apresenta inconsistências. A conformação estrutural dominante do QF, determinada por trabalhos como Alkmim & Marshak (1998) e Chemale *et al.* (1994), seria a de “domos e quilhas”, formada ao longo de um evento tectônico extensional regional (de idade Transamazônica – 2100-1700 Ma). Os domos, constituídos por rochas granito-gnáissicas e migmatitos do embasamento Arqueano (*e.g.* Complexo Bação, Complexo Bonfim, Complexo Caeté), representavam altos estruturais que ocorriam circundados pelas quilhas, baixos estruturais que incluíam as megadobras sinclinais do QF (*e.g.* Sinclinal Moeda, Sinclinal Dom Bosco, Sinclinal Santa Rita) e o homoclinal Serra do Curral. De acordo com Chemale *et al.* (1994), a tectônica compressional Brasileira (650-500 Ma) resultou no desenvolvimento de um cinturão de cavalgamentos onde as quilhas (megassinclinais) cavalgaram sobre os domos (alto estruturais), que atuaram como obstáculos durante a tectônica de colisão, resultando em amplificação, translação, rotação e inversão dos sinclinais regionais. Nesse sentido, a inversão do relevo parece ter sido resultante de tectônica ativa compressional Brasileira (650-500 Ma), e não a partir de erosão diferencial.

Dorr (1969) aponta que a sequência relativamente sistemática de anticlinais e sinclinais alinhados encontrados em muitos orógenos jovens, não pode ser encontrada no QF. Dessa forma, a observação do contexto atual de traços axiais de sinclinais e anticlinais e seu posicionamento topográfico no QF (fig. 39) revela uma disparidade entre a frequência e o comprimento absoluto dos traços axiais de sinclinais e anticlinais do QF: os sinclinais são muito mais frequentes e compridos que os anticlinais, e ocorrem geralmente sem um par sistematicamente ordenado com anticlinais. Os pares

ordenados (sinclinal-anticlinal) ocorrem apenas no vale do Alto Rio Conceição (Sinclinal-Anticlinal conceição) e em uma pequena porção da Serra da Gandarela. Tais observações são incongruentes com o modelo de inversão do relevo a partir da erosão diferencial.

FIGURA 39. Contexto atual de traços axiais de dobramentos e seu posicionamento topográfico no QF.



Além disso, foi identificada uma diferenciação regional da distribuição espacial da altimetria e dos valores de índice SL para o QF que não pode ser concebida a partir do modelo explicativo atual (e.g. SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009): quanto mais para leste do QF, sobretudo para a porção sul da Serra do Caraça, maior serão as altimetrias e os valores de índice SL encontrados. Isso significa que o sistema fluvial da porção leste do QF é mais dinâmico e energético que o sistema fluvial do restante do QF. Essa observação é

compatível com o trabalho de Barros (2012) que identificou que nos vales da bacia do Rio Conceição (porção leste do QF) são encontrados um maior número de níveis deposicionais que nos vales da bacia do Alto Rio das Velhas.

Visando explicar essa diferenciação de dinâmica fluvial entre a bacias do Alto Rio das Velhas e a bacia do Alto Rio Conceição, Barros (2012) elabora duas hipóteses distintas. A primeira delas aponta que a Serra do Curral teria atuado como uma grande soleira geomorfológica, diminuindo o ritmo da dinâmica fluvial da bacia do Alto Rio das Velhas quando comparado à da bacia do Alto Rio Conceição, o que teria determinado um “menor número de respostas à tectônica regional em termos da drenagem” (p. 93). A segunda hipótese é que a diferenciação regional de dinâmica fluvial do QF seria resultado de atividade tectônica recente a partir de oscilações climáticas regionais; a porção leste do QF teria um maior número de descontinuidades estruturais que teriam sido responsáveis pela diferenciação regional observada. Seu principal argumento para sustentar a importância das oscilações climáticas na segunda hipótese é que teriam sido encontrados níveis deposicionais com seixos cimentados por hidróxidos de ferro alternados com níveis não cimentados em vários vales do QF.

A primeira hipótese é contraditória com a distribuição espacial do índice SL; tanto o índice SL, quanto a altimetria se distribuem de maneira desigual não apenas entre as bacias do Alto Rio das Velhas / Alto Rio Conceição, como também dentro apenas da bacia do Alto Rio das Velhas. Tal diferenciação interna não pode ser explicada pela conjectura de que a Serra do Curral como soleira geomorfológica seria o principal condicionante da diferenciação regional do relevo do QF.

A segunda hipótese é mais complexa e contém duas propostas diferentes. A primeira proposta da hipótese é uma adaptação da teoria de Saadi *et al.* (2005) de que as possibilidades de reativação Cenozoica de estruturas herdadas são, de alguma maneira, proporcionais ao grau de anisotropias estruturais. Como a porção leste do QF apresentaria um maior número dessas, as reativações neotectônicas teriam acontecido principalmente sobre essa porção do QF. Tal teoria é certamente útil para análises de grande escala, mas é incongruente em sentido estrito. Como foi identificado para o QF, as áreas de alto índice SL encontram-se espacialmente relacionadas com a presença de falhamentos, mas nem todas as áreas com presença de falhamentos encontram-se em zonas de alto índice SL (ou adjacentes a essas). Isso sugere que áreas com um grande número de anisotropias podem não sofrer reativação, enquanto áreas com apenas uma anisotropia importante podem ser reativadas. Já a segunda proposta, afirma que os

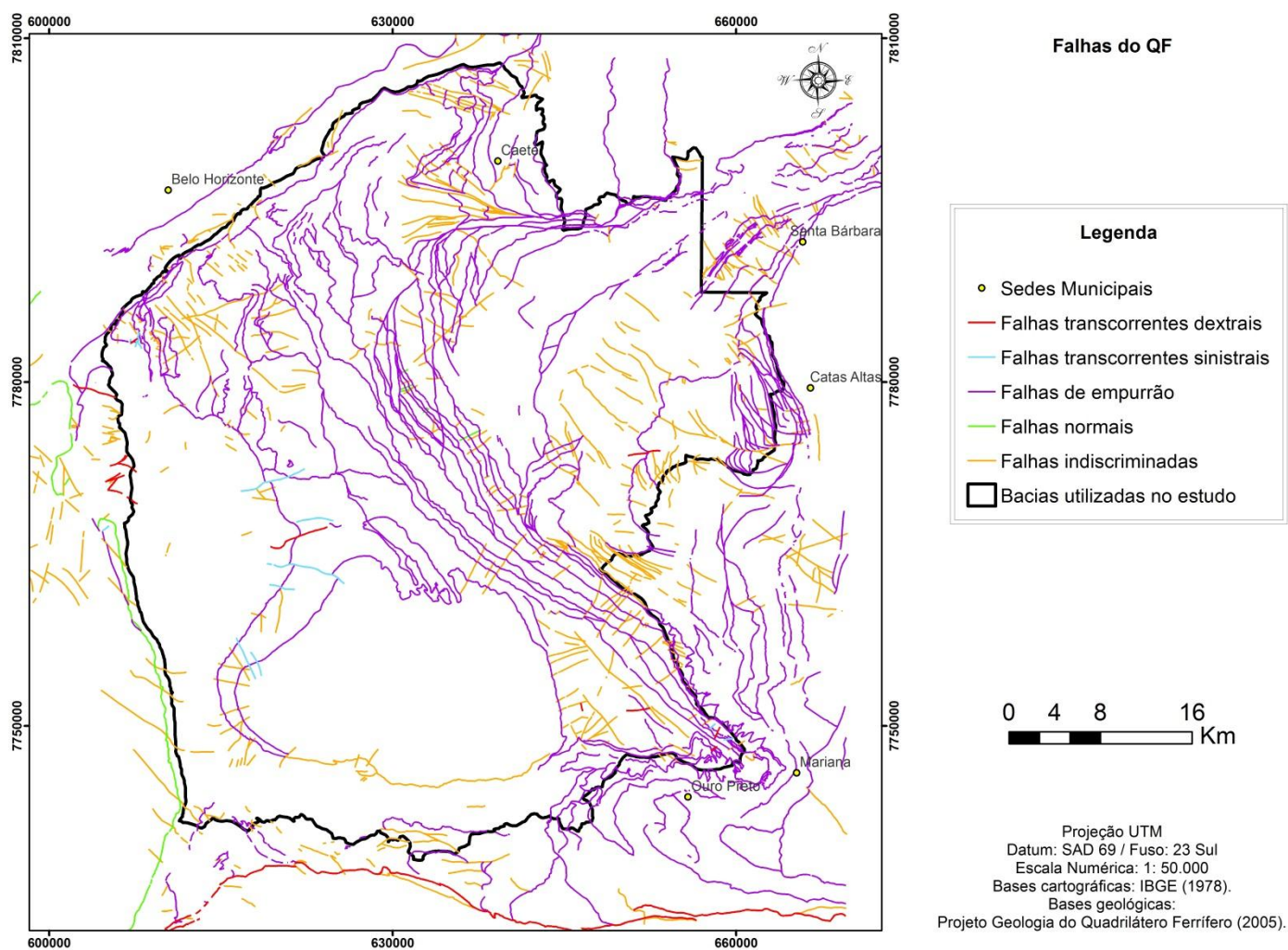
soerguimentos regionais recentes possivelmente experimentados pelo QF teriam sido determinados por ciclos climáticos. Como apontado por Bishop (2007), não se chegou a uma posição consensual sobre a possibilidade de oscilações climáticas causarem atividade tectônica. Como consequência, não existem aqui meios de se analisar criticamente tal proposta.

Varajão (1991), apesar de enfatizar o controle litoestrutural no QF, declara que a região teria certamente sido afetada por soerguimentos epirogenéticos e falhamentos relacionados à tectônica distensional pós-cretácica. A rigor, a maior parte dos trabalhos geomorfológicos do QF (*e.g.* DORR, 1969; BARBOSA & RODRIGUES, 1967; SALGADO *et al.*, 2004; SALGADO *et al.*, 2007; VARAJÃO, 1991; VARAJÃO *et al.*, 2009), apesar de aceitarem o modelo de erosão diferencial e inversão do relevo, não renegam e, na maior parte das vezes, afirmam e reforçam a perspectiva de reativações cenozoicas de estruturas herdadas de eventos tectônicos anteriores. O que é estranho, uma vez que ambos são contraditórios: o modelo de erosão diferencial e inversão do relevo prescreve que a evolução geomorfológica do QF foi controlada a partir de características geológicas passivas e estabilizadas (incluindo falhas) da área (no sentido de SAADI, 1991). Já a ideia da tectônica ativa implica necessariamente no desequilíbrio dos caracteres passivos determinantes da geomorfologia de um terreno.

Talvez a explicação para a aceitação conjunta de algo que é, *a priori*, contraditório, esteja na afirmação de Salgado *et al.* (2007) de que pouco se sabe sobre a intensidade ou sobre a atividade neotectônica do QF e que, por isso, seria razoável considerar que a região sofreu certo grau de soerguimento de maneira geral ao longo do Quaternário. Portanto, o modelo de erosão diferencial e inversão do relevo permaneceria válido, tendo em vista que a atividade tectônica não teria entrado em desacordo com os controles passivos do relevo.

A complexidade geológica do QF, traduzida pela distribuição espacial desigual de estruturas herdadas pela ação de diferentes eventos tectono-magmáticas nas suas massas rochosas (fig. 40), bem como por sua variada distribuição litológica (fig. 21), fazem com que a hipótese de que QF teria sofrido como um todo (em um mesmo ritmo), soerguimento generalizado durante o Quaternário, seja improvável; é mais razoável conjecturar que o possível soerguimento tenha se dado ao longo de eixos preferenciais relacionados com atividade recente (posterior à orogenia Brasileira) de estruturas pretéritas.

FIGURA 40. Distribuição espacial dos falhamentos no QF.



Em conformidade com esse raciocínio, Lipski *et al.* (2001) e Baltazar *et al.* (2005) afirmam que sedimentos Cenozóicos são comuns na região do QF preenchendo pequenas bacias tectonicamente controladas. Os sedimentos Cenozoicos não são distribuídos regionalmente, mas sim localmente, em pequenas áreas específicas; sinais de tectônica Cenozóica (*i.e.* falhamentos em terraços fluviais) também foram encontrados apenas localmente, sem expressão regional (*e.g.* BARROS, 2012; LIPSKY *et al.*, 2001; MAIZATTO *et al.*, 1993; MAIZATTO, 1997; MAGALHÃES-JR & SAADI, 1998; SAADI, 1991; SAADI *et al.* 1992; SAADI *et al.*, 2005).

A conjectura de que tectônica ativos posterior à orogenia Brasiliana é responsável pela configuração do relevo do QF não é nova. Diversos trabalhos apresentaram argumentos favoráveis a essa conjectura. Por exemplo, para Dorr (1969) a epirogenia afetou a região do QF no tempo pós-Cambriano e o principal soergimento Terciário teria resultado na presente topografia montanhosa. Já para Saadi *et al.* (2005,

pg. 224), a altimetria atual do QF resulta de deslocamentos verticais crustais, por reativações de falhamentos antigos. No entanto, pouco progresso foi realizado no sentido de se entender essa possível ação tectônica Cenozóica, sua relação com o modelo explicativo atual do relevo do QF e suas implicações geomorfológicas. A seguir, será apresentada uma hipótese preliminar que objetiva contribuir nesse sentido.

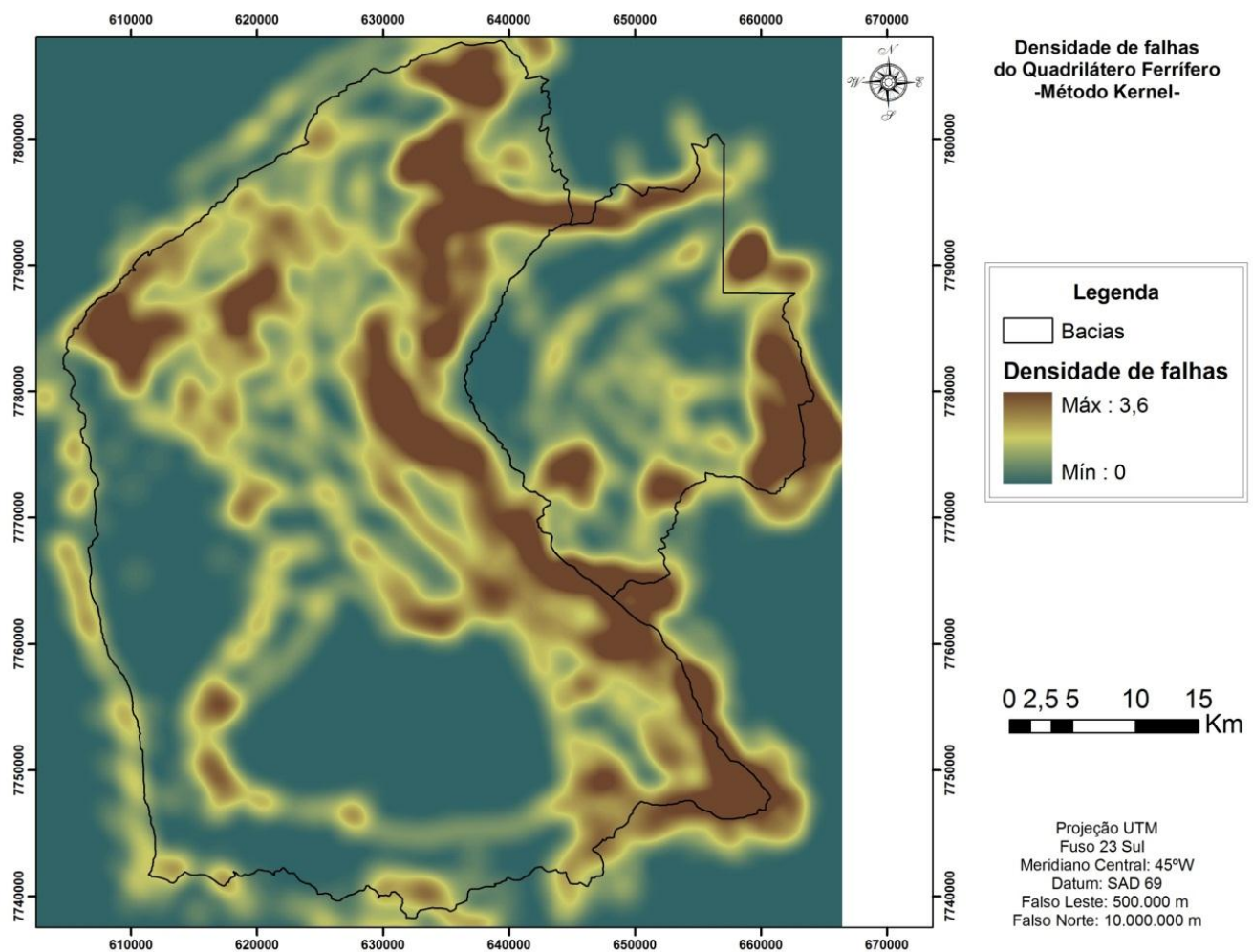
### **HIPÓTESE PRELIMINAR**

A conjectura a ser apresentada a seguir visa explicar os resultados desse trabalho, que se mostraram contraditórios com o modelo explicativo atual do relevo do QF. Tais resultados a serem explicados podem ser assim sintetizados: existe uma diferenciação regional geomorfológica no QF onde a porção leste do QF – sobretudo ao longo da Serra do Caraça, apresenta maiores valores de altimetria e índice SL, o que prescreve um sistema fluvial mais dinâmico e energético no leste que o sistema fluvial da porção oeste do QF.

Nesse sentido, a hipótese preliminar pode ser assim formulada: o relevo do QF foi controlado sobretudo por deformação crustal recente, posterior à orogenia Brasileira – através da reativação tectônica diferencial de estruturas antigas com vergência oeste, de idade Brasileira. Essas reativações ocorreram sobretudo na porção leste do QF, a partir de diferentes "*fronts*" de soerguimento que foram reativados com intensidades diferentes sendo, pois, responsáveis pela diferenciação geomorfológica regional do QF.

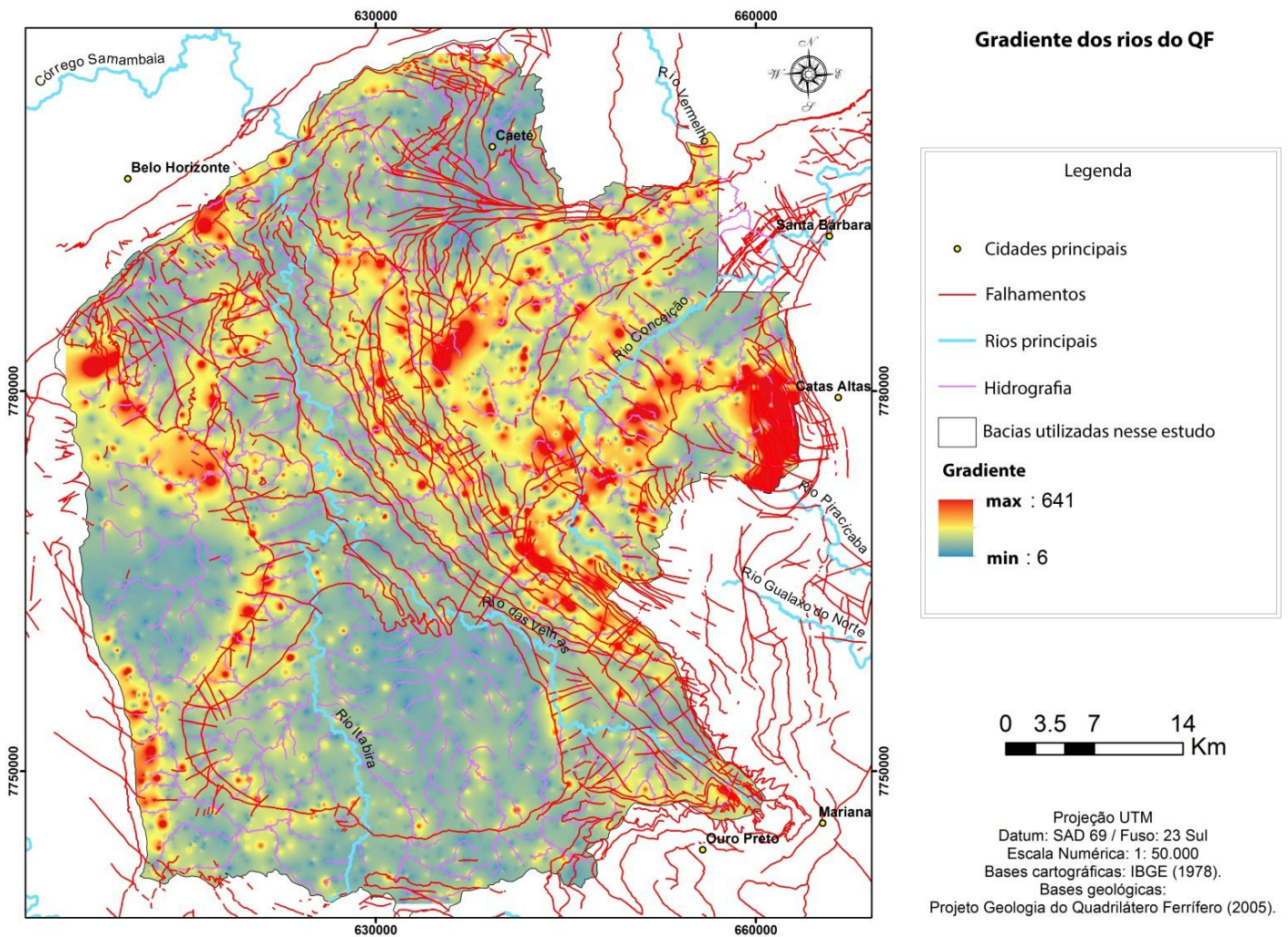
O desenvolvimento dessa hipótese preliminar teve como alicerce a consideração crítica da aplicação da teoria de Saadi *et al.* (2005) para o QF. A teoria de Saadi *et al.* (2005) prescreve que as possibilidades de reativação Cenozoica de estruturas herdadas em uma determinada área são proporcionais ao grau de anisotropias estruturais das mesmas (SAADI *et al.*, 2005). A transposição dessa teoria para o QF parece coerente em nível regional, uma vez que a parte oriental do QF apresenta um maior número de descontinuidades estruturais que poderiam ter sido reativados em um período recente (fig. 41). Na sequência, a figura 42 exhibe a distribuição espacial dos gradientes fluviais do QF.

FIGURA 41. Densidade de falhas do QF.



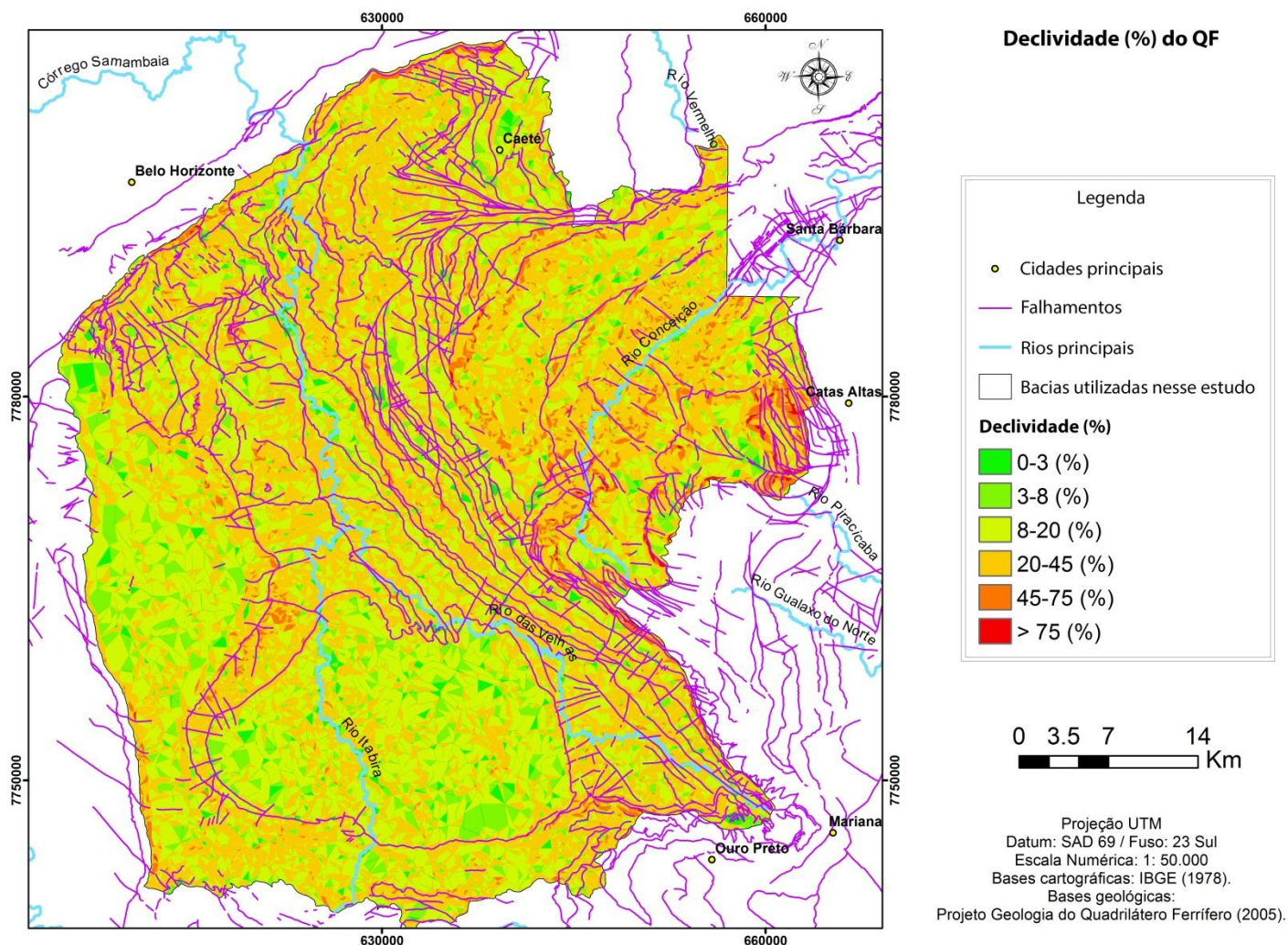
A comparação visual das Figuras 41 e 42 parece indicar que as áreas sob gradientes elevados do QF estão espacialmente relacionadas com a presença de falhamentos, uma vez que as áreas sob elevados gradientes fluviais se encontram adjacentes a falhamentos. No entanto, nem todas as áreas com a presença de falhas ocorrem em áreas de valor elevado de gradiente (ou adjacentes a estes) – como, por exemplo, ao longo da porção central da bacia do Alto Rio das Velhas. Ao mesmo tempo, é possível observar que as áreas indicadas como tendo baixos gradientes estão visualmente sobrepostas a áreas com pouca ou nenhuma intersecção com falhas. A teoria de Saadi *et al.* (2005) parece ser coerente em sentido amplo, sob escala regional, mas não em sentido estrito. É razoável conjecturar que áreas com um grande número de anisotropias podem não sofrer reativação, enquanto áreas com apenas uma anisotropia importante possam ser reativadas.

FIGURA 42. Distribuição espacial dos gradientes fluviais do QF.



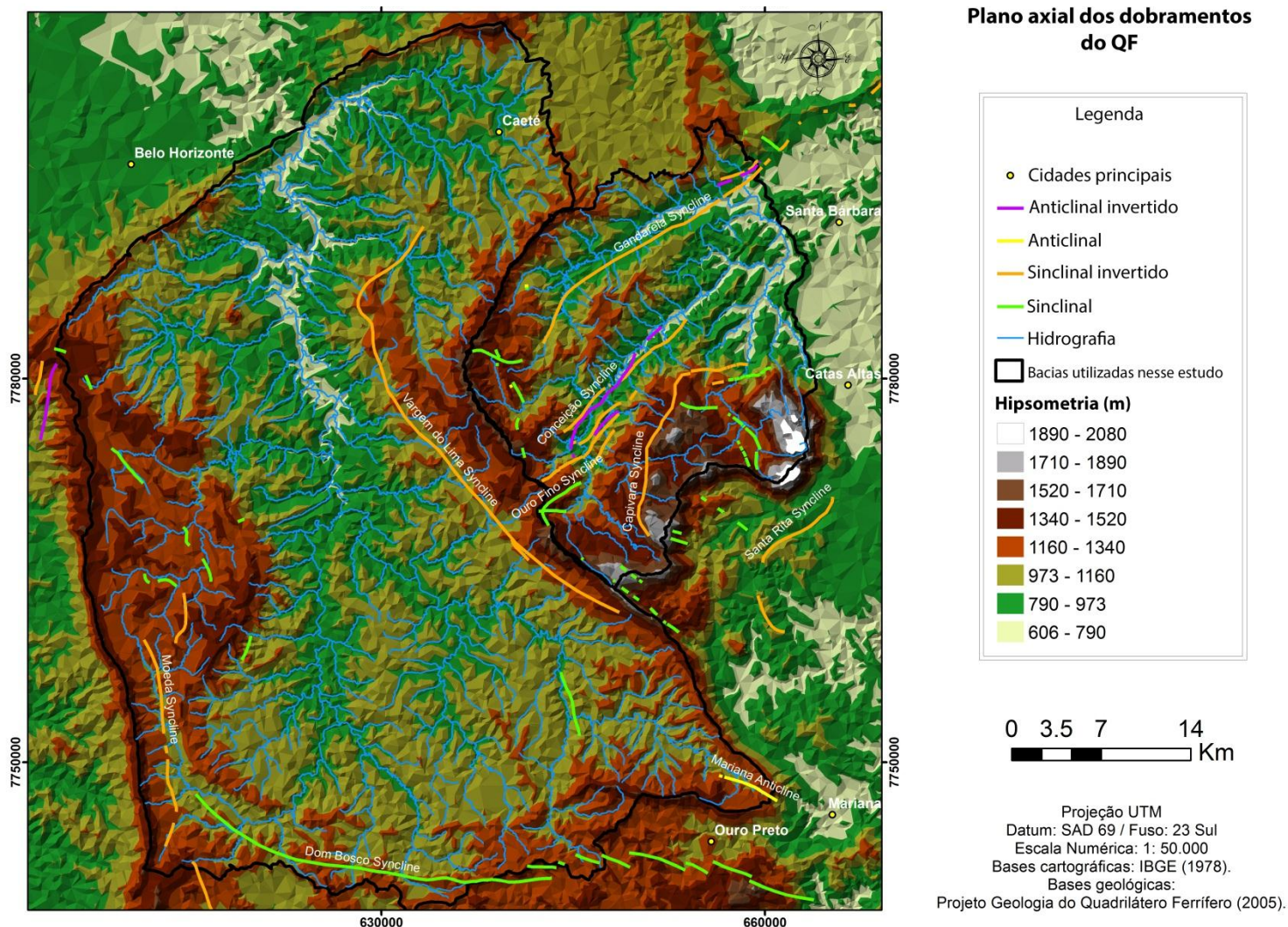
O mapa de declividade do QF é apresentado na figura 43. A diferenciação geomorfológica regional do QF pode ser observada, com a bacia do Alto Rio Conceição apresentando áreas mais declivosas que a bacia do Alto Rio das Velhas, de maneira geral. Além disso, as áreas de maior declividade, mesmo na bacia do Alto Rio das Velhas, parecem estar sobrepostas e/ou adjacentes à falhamentos; ao mesmo tempo, as áreas menos inclinadas se encontram em áreas que têm pouca sobreposição com falhas.

FIGURA 43. Declividade (%) do QF.



Outra observação importante é que em diferentes áreas do QF que podem ser interpretadas como passíveis de terem sofrido deformação crustal recente, algumas das anisotropias estruturais mais importantes (como o plano axial das megadobras) aparecem sendo truncadas por várias drenagens em escala regional. Na figura 44, por exemplo, é possível observar que o Sinclinal Vargem do Lima (localizado perto do divisor de drenagem entre as bacias do Alto Rio das Velhas e Alto Rio Conceição) sendo truncado em toda sua extensão por um grande número de cursos d'água que são, especialmente, paralelos entre si e perpendiculares em relação ao Sinclinal Vargem de Lima. Outro exemplo semelhante pode ser visto ao longo do Sinclinal Capivara (localizado ao longo da Serra do Caraça), também truncado por diversas drenagens ao longo de todo o seu comprimento. A observação conjunta com a figura 42 também sugere que os rios que estão truncando essas anisotropias estruturais apresentam altos valores de gradiente.

FIGURA 44. Plano axial dos dobramentos do QF e sua intersecção com a hidrografia.



Nesse contexto, vários trabalhos apresentaram argumentos concordantes com essa hipótese preliminar. Entre esses, os mais importantes são aqueles que apresentam evidências diretas da tectônica Cenozoica em QF, observada em pequenos depósitos sedimentares (e.g. BARROS, 2012; LIPSKY *et al.*, 2001; MAIZATTO *et al.*, 1993; MAIZATTO, 1997; MAGALHÃES-JR & SAADI, 1998; SAADI, 1991; SAADI *et al.* 1992).

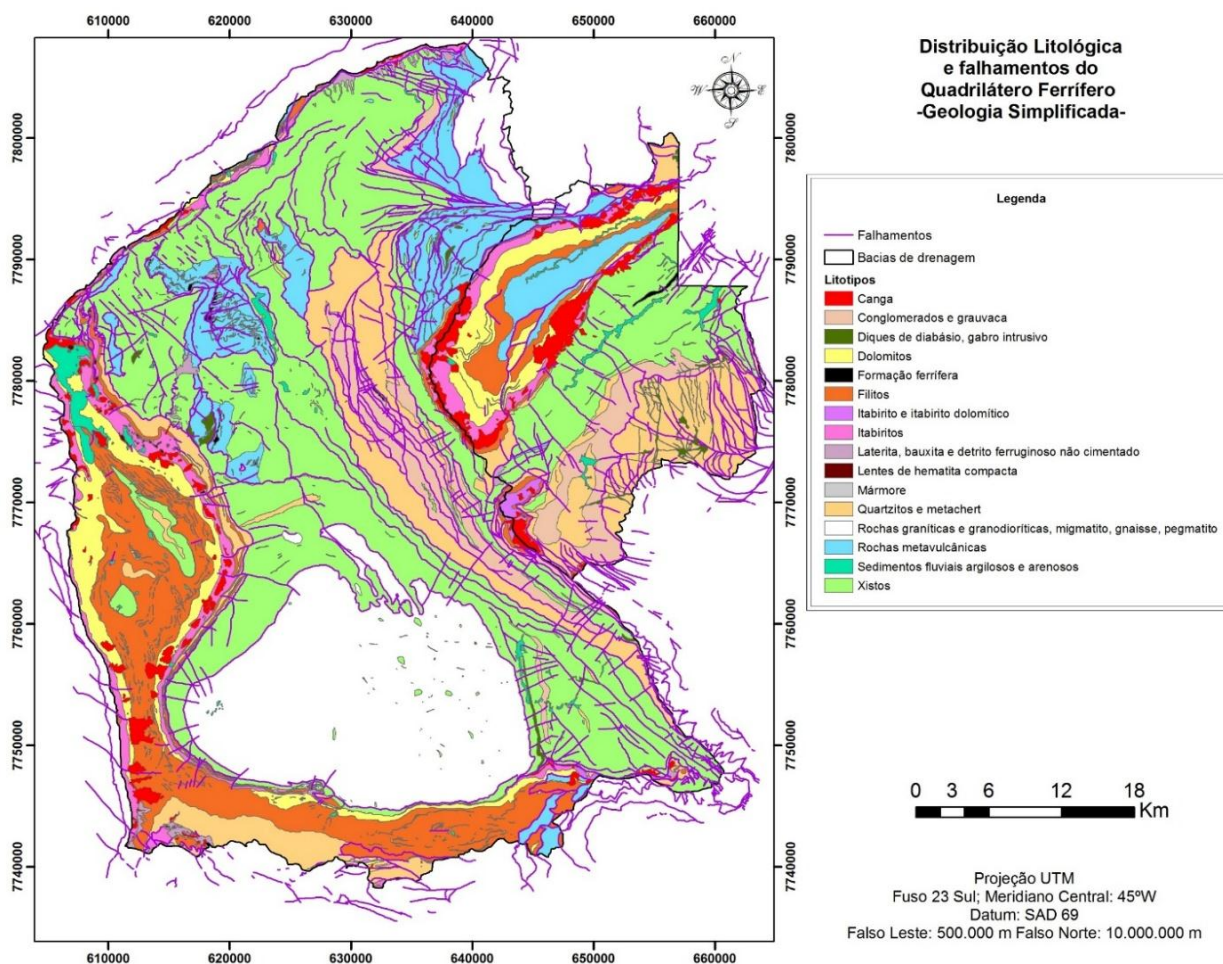
Varajão *et al.* (2009), por exemplo, descreveram perfis de solo do QF que independentemente do tipo litológico se apresentaram pouco desenvolvidos, com horizonte B ausente ou incipiente, sendo classificados como Neossolos e Cambissolos. Ao mesmo tempo, relataram a ocorrência de solos bem desenvolvidos, com horizonte B latossólico sobre materiais coluvionares advindos de perfis lateríticos formados *in situ*, mais a montante, a partir desses mesmos substratos rochosos. Segundo Varajão *et al.*

(2009), a presença concomitante de perfis autóctones pouco desenvolvidos e perfis alóctones bem desenvolvidos, relacionados ao mesmo substrato rochoso, são indícios fortes de neotectônica, que teria levado ao desencadeamento de um intenso processo erosivo no Quadrilátero Ferrífero.

Os trabalhos de Bezerra (2011) e Lopes *et al.* (2012) encontraram sinais de desequilíbrios na geomorfologia de bacias de drenagem localizadas na porção leste do QF, uma vez que as mesmas não estavam consoantes com a distribuição litológica da área. Entretanto, nenhum dos dois conseguiu encontrar explicações para tais desequilíbrios. A hipótese preliminar aqui apresentada é uma explicação razoável para os desequilíbrios encontrados em ambos os trabalhos, ao contrário do modelo atual.

Alkmim & Marshark (1998) afirmam que durante o evento Brasiliano (0,7-4,5 Ga) os contatos litológicos foram reativados em falhas direcionais. É razoável presumir que os mesmos tenham sido reativados ao longo do Cenozoico e que, em muitos lugares, a tectônica ativa seja responsável por diferenciações litológicas. Nesse sentido, a figura 45 exibe uma relação próxima entre os contatos litológicos e os falhamentos do QF: grande parte dos contatos litológicos é marcado por falhamentos.

**FIGURA 45. Geologia Simplificada e falhamentos.**



Os diferentes "*fronts*" de soerguimento do QF assumidos pela hipótese preliminar, foram aqui arbitrados e são exibidos nas figuras 46, 47 e 48. Eles seriam melhor entendidos caso sejam classificados como principais, ao invés de únicos. São principais, pois estão espacialmente localizados nas áreas de maior altimetria do QF, que foi o critério primário de diferenciação entre os "*fronts*" arbitrados e outras áreas que poderiam possivelmente ter sofrido atividade tectônica recente. Além disso, eles são classificados aqui como principais, pois não cobrem todas as áreas passíveis terem sofrido deformações recentes. Lana & Castro (2011), por exemplo, apresentam evidências de tectônica Cenozóica em uma área – porção centro-sul da bacia do Alto Rio das Velhas – que apresenta, se comparada ao restante do QF, baixa densidade de falhas, baixa declividade das encostas e baixo gradiente fluvial; o que prescreve que a área de influência da possível tectônica recente no QF seja maior do que a aqui conjecturada.

É importante notar que os "*fronts*" arbitrados estão relacionados com falhamentos extensivamente estudados na literatura acadêmica (*e.g.* ALKMIM & MARSHARK, 1998; CHEMALE Jr. *et al.*, 1994; DORR, 1969; DRAKE & MORGAN, 1980), com nomenclatura e atividade reconhecida. Eles reúnem um grupo grande de falhamentos paralelos, com características semelhantes; os "*fronts*" foram nomeados, pois, de acordo com o falhamento mais extensivamente estudado (*i.e.* mais conhecido).

FIGURA 46. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica.

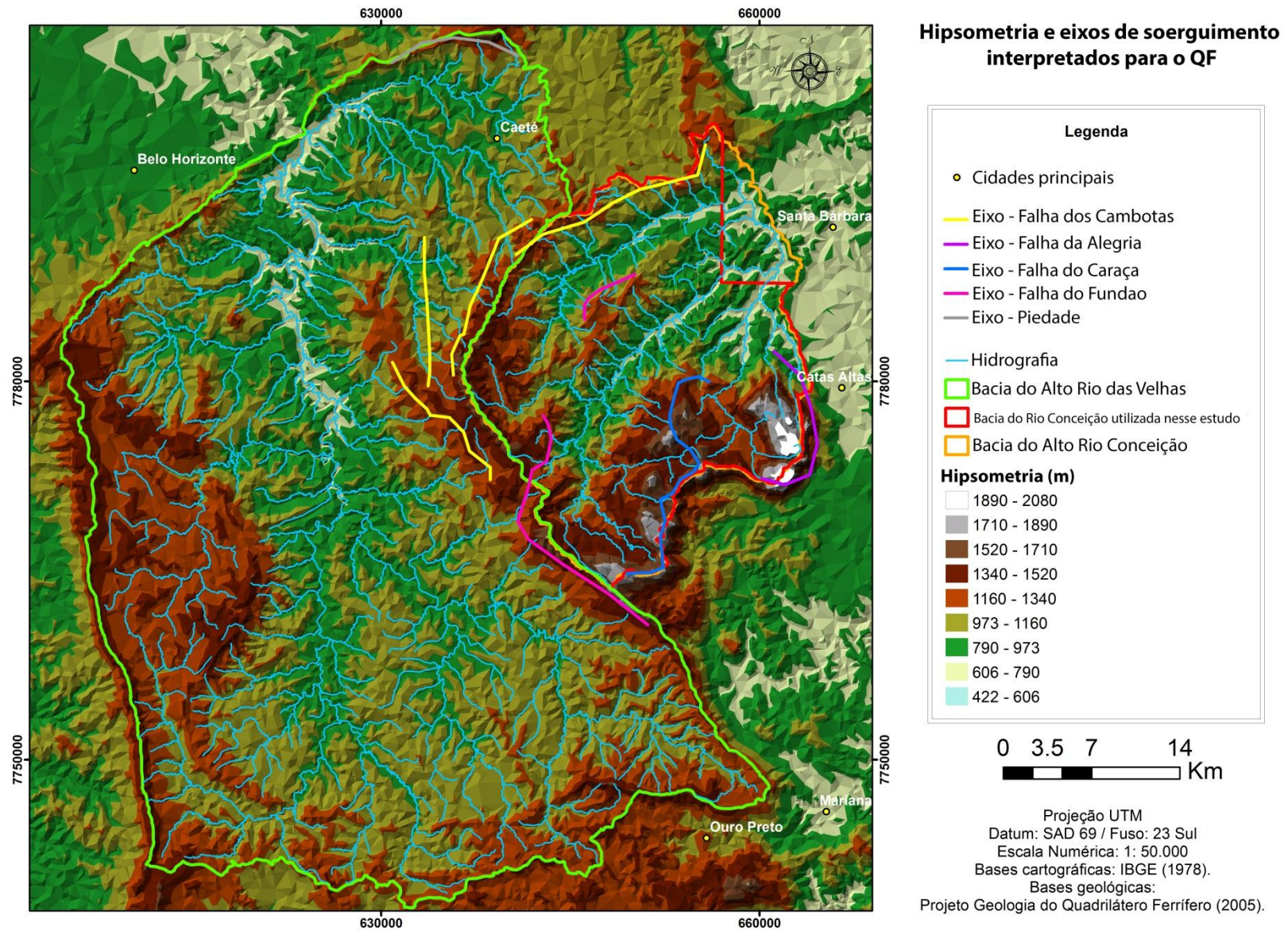


FIGURA 48. "Fronts" de soergimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica; contexto regional.

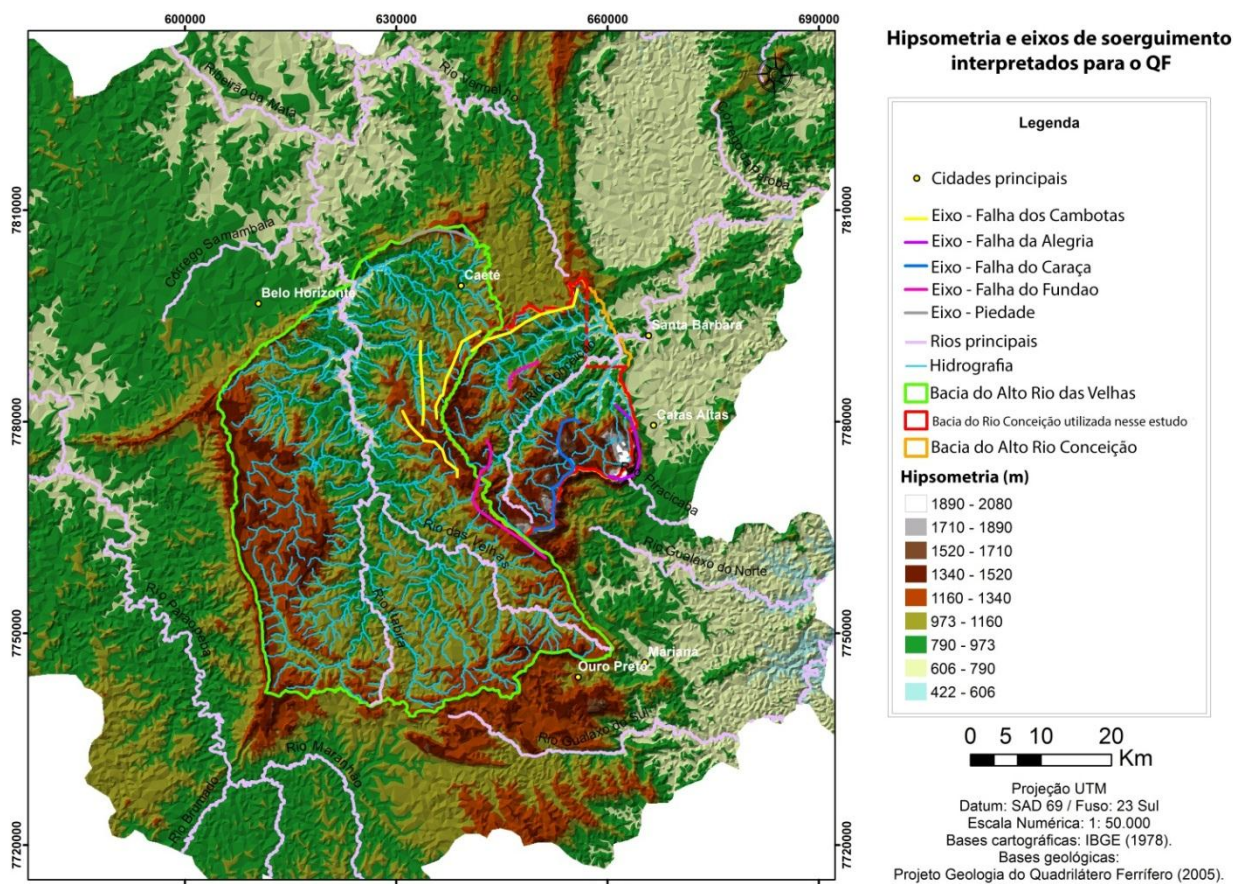
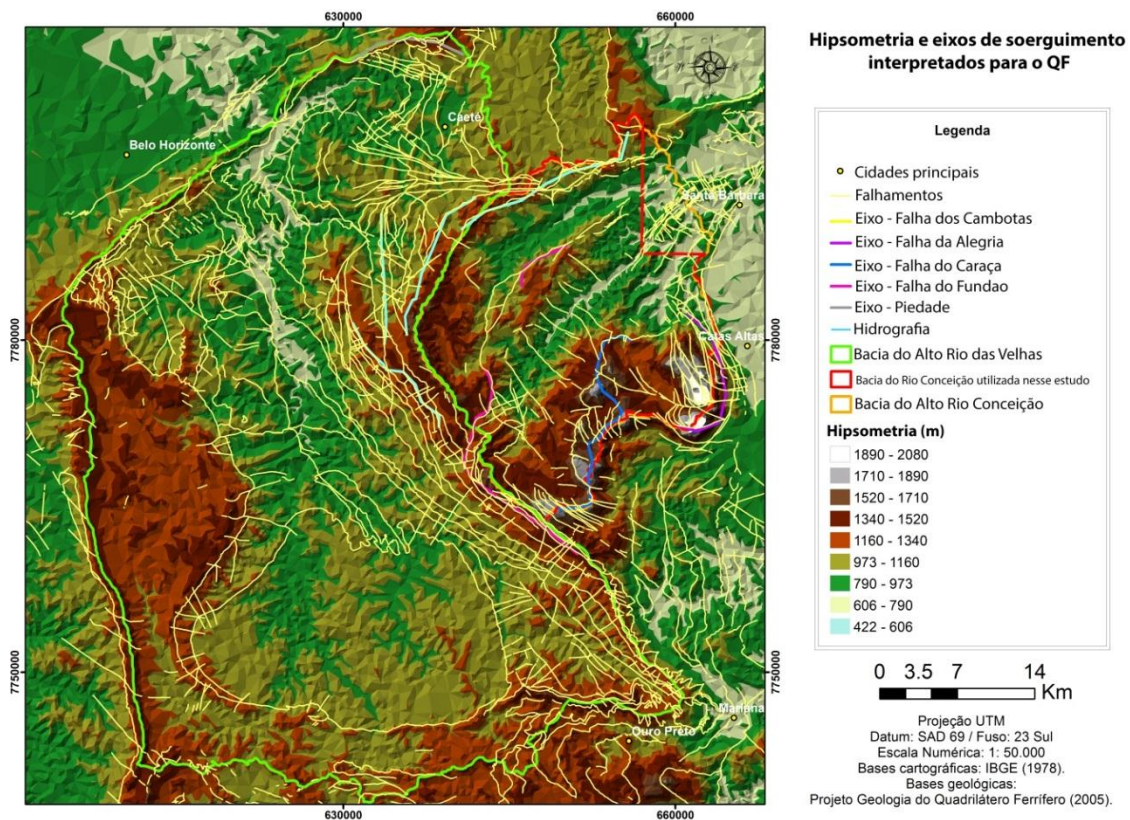
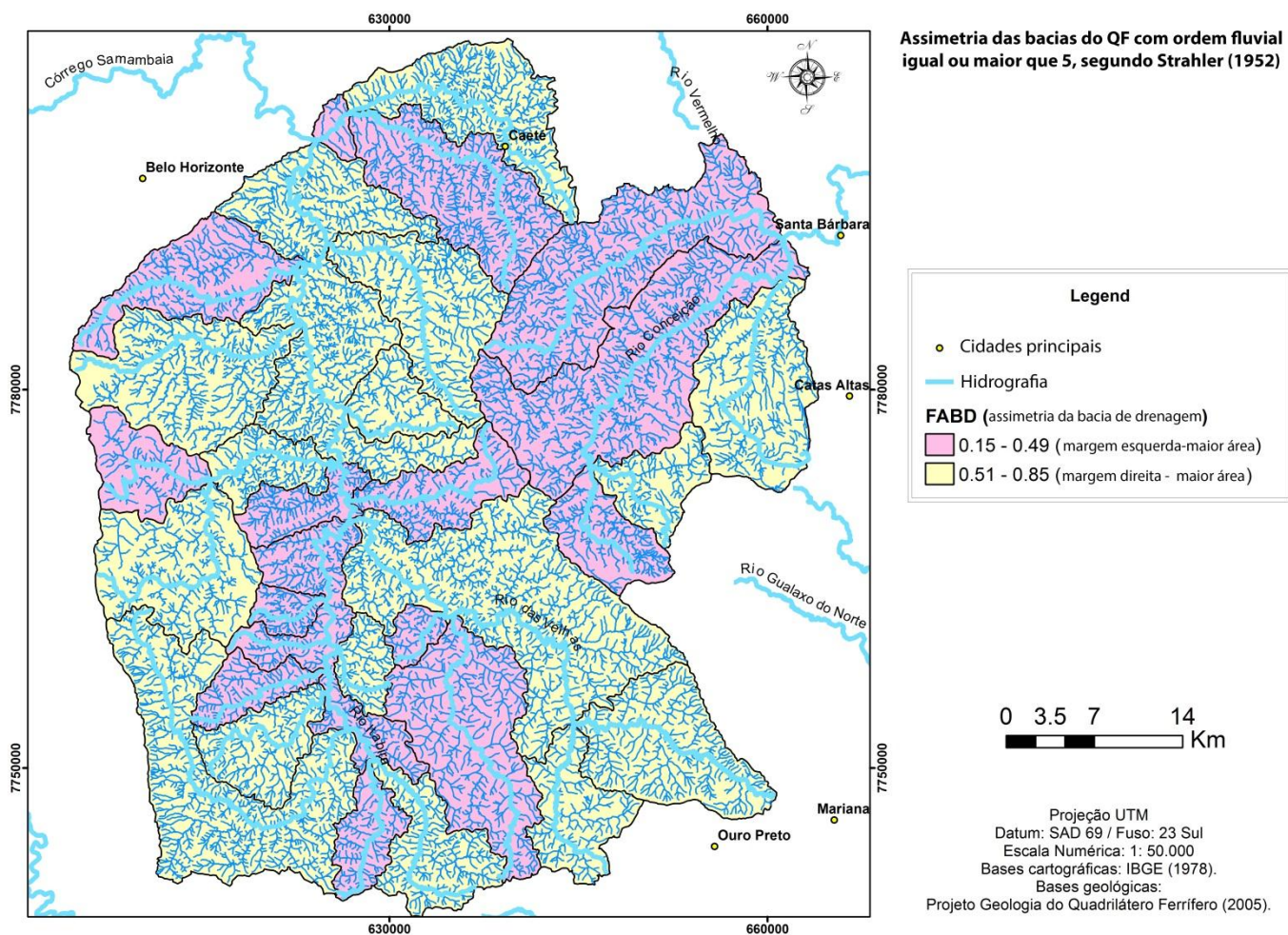


FIGURA 47. "Fronts" de soergimento arbitrados para o QF e sua sobreposição com falhamentos.



A assimetria das bacias hidrográficas, calculadas segundo Hare & Gardner (1985), é apresentada na figura 49. A observação conjunta com os figuras 29, 42 e 49, pode sugerir um comportamento fluvial para o QF semelhante ao comportamento dos sistemas fluviais que experimentaram deformação crustal recente, onde um sistema de drenagem consequente desenvolve-se numa direção perpendicular à direcção das falhas ativas e uma zona de áreas de alta energia fluvial é organizado longitudinalmente ao longo da direção das falhas, que pode ser percebida em diferentes rios que correm paralelos uns aos outros. O desenvolvimento desse sistema de drenagem consequente seria responsável pela assimetria das bacias (*e.g.* SCHUMM, 2000).

FIGURA 49. "Fronts" de soerguimento arbitrados para o QF e sua posição topográfica.



Essa hipótese preliminar assume que o modelo explicativo corrente é incorreto e prescreve um conjunto de desenvolvimentos lógicos testáveis. Por exemplo, requer discordância regional entre a dinâmica fluvial entre as áreas diretamente influenciadas pela possíveis frentes de soerguimento com as que não teriam sofrido; esta lógica deve ser a mesma para áreas que sofreram tais influências, porém com intensidades diferentes.

Outro desenvolvimento testável dessa conjectura seria o desequilíbrio na geomorfologia das áreas influenciadas por possíveis deformações da crosta terrestre recentes do QF. Esse desequilíbrio significa desacordo com os controles geológicos passivos previamente discutidos. Ela exige, por exemplo, que áreas localizadas sob rochas menos resistentes (*e.g.* calcários, dolomitos e filitos) sejam encontradas em altitudes superiores do que as encontrados para áreas sob rochas tidas como resistentes (*e.g.* quartzitos e itabiritos); e/ou processos erosivos com intensidades diferentes da esperada dada a sua configuração geomorfológica específica; e/ou principais anisotropias estruturais (*e.g.* planos axiais das megadobras do QF) sendo truncadas pela drenagem em uma escala regional, entre outros. Todas essas consequências lógicas são testáveis.

De toda maneira, a consequência lógica mais clara dessa hipótese preliminar, também testável, seria a presença de evidências diretas de deformação crustal recente nas áreas onde a mesmas foram interpretadas (*e.g.* falhas em depósitos fluviais Cenozóicos).

Não existem ainda trabalhos geomorfológicos que apresentem elementos capazes de testar efetivamente essa hipótese preliminar. Nesse sentido, os “*fronts*” de soerguimento arbitrados aqui são apenas possíveis, e ainda terão de ser estudados no futuro. A interpretação defendida aqui terá, provavelmente, muitos problemas de ordem estrutural quando transposta para a escala local. Apesar disso, a mesma parece coerente em nível regional e será, sem dúvidas, aperfeiçoada ou refutada no futuro.

## 7 CONCLUSÃO

A partir dos resultados e discussões apresentados neste trabalho, conclui-se que:

- (1) A altimetria e o índice SL se distribuem de maneira desigual no QF: a bacia do Alto Rio Conceição exibe maior vigor energético e maior altimetria que a bacia do Alto Rio das Velhas;
- (2) Não ocorre controle litológico na distribuição altimétrica;
- (3) Não ocorre controle litológico na distribuição de valores de índice SL;
- (4) A correlação entre as “Terras Altas” e as rochas resistentes (quartzitos e itabiritos) não é adequada;
- (5) A inversão do relevo do QF é possivelmente de ordem tectônica e não erosiva, tendo ocorrido ao longo do evento compressional Brasileiro (650-500 Ma);
- (6) O modelo de explicação do relevo do QF a partir de erosão diferencial foi refutado;
- (7) A porção leste do QF foi possivelmente soerguida a partir de diferentes fronts que representam estruturas antigas Brasileiras de vergência W que foram reativadas ao longo do cenozoico, com intensidades diferentes, sendo responsáveis pelos basculamentos inferidos das bacias do QF e pelas áreas de alto índice SL concentradas na bacia do Alto Rio Conceição e no limite leste da bacia do Alto Rio das Velhas;
- (8) Os prováveis diferentes seguimentos ou “fronts” de reativação de falhamentos aqui arbitrados foram: (1) falha da Alegria / falha da Água Quente e falhas associadas; (2) falha do Caraça / falha Bocaina e falhas associadas; (3) falha do Fundão / falha do Ouro Fino / falha das Flechas e associadas; (4) falhas Cambotas e falhas associadas; (5) falhas associadas próximas à Serra da Piedade;

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin Part II* **91**: 1– 114. 1980.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* **90**: 29-58. 1998.
- ALKMIN F.F.; NOCE C.M. Outline of the Geology of the Quadrilátero Ferrífero. *In: The Paleoproterozoic record of the São Francisco craton, Ouro Preto*,1;92-92. 2006.
- ASSUMPCÃO, M.; DIAS NETO, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. O terremoto de São Paulo de 1922. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2*, Rio Claro. *Atas*. Rio Claro, SBG, v.1, p. 321-329. 1979.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**: 235-245. 1995.
- BALTAZAR, O.F.; BAARS F.J.; LOBATO, L.M.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA, V.D. **Mapa Geológico .....** na Escala 1: 50.000 com Nota Explicativa. *In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa*. Lobato *et al.* (2005) CODEMIG. Belo Horizonte. 2005.
- BAND, L. E. Extraction of channel networks and topographic parameters from digital elevation data. *In: BEVEN, K. and KIRKBY, M. J. Channel network hydrology*. England: Jhon Wiley & Sons Ltd, 1993. 447 p.
- BARBOSA, G.V. O significado da estrutura geológica para o mapeamento de Minas Gerais. *Boi Min. Geogr.*, **12**:37-58. 1966.
- BARBOSA, G.V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bros. Geoc.*, **10**(1):89-101. 1980.
- BARBOSA, G.V.; RODRIGUES, D.M.S. *Apresentação e guia de excursão ao Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte, FFCI/UFMG. 64 p. 1964.
- BARBOSA, G.V.; RODRIGUES, D.M.S. O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. *Boi. Min. Geogr.*, **10**/11:3-35. 1965.
- BARBOSA, G.V.; RODRIGUES, D.M.S. *Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte, IGC/UFMG. 130 p. 1967.
- BARBOSA, T. S; FURRIER, M. Avaliação morfológica e morfométrica da bacia hidrográfica do rio Marés – PB, para verificação de influência neotectônica. *Cadernos de Geociências*, v. 9, n. 2, p. 215-228, 2012.
- BARROS L.F.P. *Eventos sedimentares do quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 111 pp. 2012.
- BEZERRA, D. P. *Modelagem da distribuição potencial da espécie invasora Limnoperna fortunei, mexilhão dourado*. CETEC, Belo Horizonte, 2010.
- BEZERRA, D. P. *Análise da distribuição especial da energia fluvial da bacia do Ribeirão São João*. Monografia (Universidade Federal de Minas Gerais). 2011.
- BEZERRA, D. P.; CAMPOS, M.D.S. O papel do vigor energético da drenagem na distribuição potencial do mexilhão dourado (*Limnoperna fortunei*): modelagem de nicho ecológico. *In: 9o. SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2012*, Rio de Janeiro. Anais do 9o. Simpósio Nacional de Geomorfologia, v. 1. 2012.

- BISHOP, P.; YOUNG, R. W.; MCDUGALL, I. Stream profile change and long-term landscape evolution – Early Miocene and modern rivers of the east Australian highland crest, central New South Wales, Australia. *Journal of Geology* **93**: 455–474. 1985.
- BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**: 767–778. 2005.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 329-365, 2007.
- BRICE, J. C. Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 422-D, 41 p. 1964.
- BROOKFIELD, M. E. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: Rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22, p. 285-312. 1998.
- BRUECKNER, H. K.; CUNNINGHAM, D.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99, 255-269. 2000.
- BRUSH, L. M. Drainage basins, channels, and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282-F, 181 p. 1961.
- BURNETT, A.W.; SCHUMM, S. A. Active tectonics and river response in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222: 455-474. 1983.
- CAPÍTOLI, R.R., COLLING, L.A. & BEMVENUTI, C.E. Cenários de distribuição do mexilhão dourado *Limnoperna fortunei* (Mollusca - Bivalvia) sob distintas condições de salinidade no complexo Lagunar Patos-Mirim, RS - Brasil. *Atlântica*. 30(1):35-44. 2008.
- CETEC – FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. *Diagnóstico ambiental do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, 158p. 1983.
- CHEMALE, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65, 25–54. 1994.
- CHEN, Y. C.; SUNG, Q. C.; CHENG, K. Y. Along-strike variations of morphotectonic features in the western Foothills of Taiwan: Tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 109-137. 2003.
- CHORLEY, R. J.; DUNN, A. J.; BECKINSALE, R. P. *The History of the Study of Landforms: Volume 1 - Geomorphology Before Davis*. Methuen: London, 1964.
- CROCCO-RODRIGUES, F. A.; RIBEIRO-RODRIGUES, L. C.; ROSIÈRE, C. A. Análise crítica sobre a controvérsia do Grupo Tamanduá, Quadrilátero Ferrífero. *In: Anais 6º Simp. Geol. MG, Rev. Esc. Minas*, v. 45, n. 1/2: 47-48. 1992.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*. Vol. 14, pp. 481-504. 1899.
- DAVIS, J. C. *Statistics and data analysis in geology*. Second Edition, John Wiley & Sons, 646 p. 1986.
- DE MARTONE, E. Problemas geomorfológicos do Brasil atlântico. Primeiro Artigo. *Rev. Bras. Geogr.*, 5(4):3-30. 1943a.
- DE MARTONE, E. Problemas morfológicos do Brasil atlântico. Segundo Artigo. *Rev. Bras. Geogr.*, 6(2):3-26. 1943b.
- DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço. *Jour. Geology*, v. 14, n. 3, p. 374-401. 1906.

DORR, J.V.N. II. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S./DNPM, *Geol. Survey Prof. Paper*, 641A, 110 p. 1969.

DORRR, J. V. N. II. The Cauê Itabirite. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 61-52. 1958<sup>a</sup>.

DORRR, J. V. N. II. The Gandarela Formation: *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 63-64. 1958b.

DORR, J. V. N. II.; GAIR, J. E.; POMERENE, J. B.; RYNEARSON, G. A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Brazil. Dept. Nacional Produção Mineiral, Div. Fomento Produção Mineral, *Avulso* 81. 31 p.

DRAKE, A. A.; MORGAN, B. A. Precambrian plate tectonics in the Brazilian shield; evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *U.S. Geol.Surv. Prof. Paper*, 1119, B1-B19. 1980.

ENDO, I. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa San Franciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 243p. 1997.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas: *Revista do Instituto de Geociências – USP* v. 4 n. 2, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; CASADO, F. C., Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do planalto ocidental paulista. *Geociências*, X (6), p. 45-62. 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. *Revista Geociências*, UNESP, v.25, n.3, p.271-289. 2006.

FONSECA, B. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; BEZERRA, D. P.; ROCHA, L.C. O cálculo do Índice de Hack em Sistema de Informação Geográfica: uma análise comparativa das bacias hidrográficas do Rio Pardo e Alto Jequitinhonha, na Serra do Espinhaço Meridional (SDEM) MG. *In: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, III Encontro Latino Americano de Geomorfologia, I Encontro Ibero-Americano de Geomorfologia, I Encontro Ibero-Americano do Quaternário*, 2010, Recife. Sensitividade de Paisagens: a geomorfologia no contexto das mudanças ambientais globais, 2010.

FREITAS, M. E.; CROCCO-RODRIGUES, F. A.; ROSIÈRE, C. A. A correlação do quartzito Cambotas com a seqüência Espinhaço apoiada por mapeamento geológico em escala 1:10.000. *In: Anais 6º SIMP. GEOL. MG, REV. ESC. MINAS*, v. 45, n. 1/2: 51-53. 1992.

FUJITA, R. H.; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L.; ETCHEBEHERE, M. L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. *Revista Brasileira de Geociências*. vol. 41(4): p. 597-603. 2011.

GAIR, J. E. The Sabará Formation. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, vol. 7, n. 2, p. 68-69. 1958.

GAIR, J. E. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey Prof. Paper*, vol. 341-A, 67 p. 1962.

GARCÍA-TORTOSA, F. J.; GALDEANO, C.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; ALFARO, P. Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology* 97, p. 374–391. 2008.

GILBERT, G. K. Geology of the Henry Mountains (Utah): Washington D. C., *U. S. Geog. and Geol. Survey of the Rocky Mts. Region*, U. S. Govt. Printing Office, 160 p. 1877.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *Journal of Geology*, 103: 227–221. 1995.

- GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surf. Process Landforms*, 32, p. 649-671. 2007.
- GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. *Revista UnG - Geociências*, v. 5, n. 1, p. 75-102. 2006.
- HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *United States Geological Survey Professional Paper* 294-B, p. 45-97. 1957.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 258 A, p. 80-97. 1960.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient indices, *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 1, p. 421-429. 1973.
- HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: *Theories of Landform Development*, Melhorn WL, Flemal RC (eds). State University of New York Press: Binghamton, NY, p. 87-102. 1975.
- HACK, J. T. Physiographic divisions and differential uplift in the Piedmont and Blue Ridge. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1265. 1982.
- HACK, J. T.; YOUNG, R. S. Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River, Virginia: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 354-A, 10 p. 1959.
- HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.
- HANCOCK, P.L.; WILLIAMS, G.D. Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, 143, p. 325- 326. 1986.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. The geology of Central Minas Gerais. *J. Geol.*, 23:341-424, 1915.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: *WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO*, 1, Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-31. 1990.
- HERZ, N. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 641C: 78 pp. 1978.
- HOVIUS, N. Macroscale process systems of mountain belt erosion. In: *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield MA (ed.). Wiley: Chichester, p. 77-105. 2000.
- JAMES, P. The surfaces configuration of the southeastern Brazil. *Anu. Ass. Am. Geogr.*, 23(3):165-193. 1933.
- JONES, O. T. Longitudinal profiles of the Upper Towy drainage system. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 80, p.568-609. 1924.
- KELLER, E. A. Investigation of active tectonics: Use of superficial Earth processes. In: *Active Tectonics*, Natl. Academy Press, Washington, D. C. p. 136 - 147. 1986.
- KELLER, E. A.; PINTER, N. *Active tectonics: earthquake, uplift, and landscape*: Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 338 p. 1996.
- KELLER, E. A.; ROCKWELL, T. K. Tectonic geomorphology, Quaternary chronology and paleoseismicity. In: *Development and Applications of Geomorphology*, Costa JE, Fleisher PJ (eds). Springer: Berlin; 203-239. 1984.
- KESSELI, J. E. The concept of the graded river: *Jour. Geology*, v.49, n. 6, p.561-588. 1941.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution: *Geol. Soc. America, Bull.*, v.64, n. 7, p.721-752. 1953.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, 18(2): 147-265. 1956.

- KNIGHTON AD. Channel gradient in relation to discharge and bed material characteristics. *Catena*, 2: 263–274. 1975.
- LANDIM, P.M. B. *Análise estatística de dados geológicos*. Editora UNESP, p. 226. 1997.
- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. Hydraulic geometry of streams and some physiographic implications, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 252, 57 p. 1952.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. *Fluvial processes in geomorphology*: San Francisco, W. H. Freeman and Co., 522 p. 1964.
- LEWIS, W. V. *Stream trough experiments and terrace formation*: *Geol. Mag.* v. 81, p. 241-253. 1944.
- LIMA, C.C.U. O Neotectonismo na costa Sudeste e do Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência & Tecnologia*. V.15, p.91 – 101, 2000.
- LIPSKY, M.; *Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero*, Minas Gerais. Ouro Preto-MG. Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, Dissertação de Mestrado. 2001.
- LIPSKY, M.; ENDO, I.; CASTRO, P.T.A.; TRZASKOS-LIPSKY, B. *Estudo do campo de tensões Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero*. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG. p.331-333. 2001.
- LOBATO, L. M.; RIBEIRO-RODRIGUES, L. C; VIEIRA, F. W. R. Brazil's premier gold Province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36, 249-277. 2001.
- LOPES, M. R. S.; BINNIE, S. A.; WELTEN, K. C.; CAFFEE, M. W.; SALGADO, A. A. R.; FERNANDES, N. F.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K. Equilíbrio e desequilíbrio entre taxas de processos geomórficos em litologias de diferente resistência: Quadrilátero Ferrífero, MG, derivadas de mensurações de radionuclídeos cosmogênicos (10Be e 26Al) produzidos in situ. *In: 9o. SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2012, Rio de Janeiro. Anais do 9o. Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2012. v. 1.*
- MACHADO N., NOCE C.M., LADEIRA E.A., BELO DE OLIVEIRA O.A. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1221-1227. 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil: evidence from zircon ages by laser ablation ICP-MS. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 259-276. 1996.
- MACKIN, J. H. Concept of the graded river: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 59, no. 5, p. 463-511. 1948,
- MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2(1): 42-54. 1994.
- MAIZATTO, J.R. *Análise Paleoecológica e Bioestratigráfica dos Sedimentos da Bacia do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos Aspectos Palinológicos e Sedimentares*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP. *Dissertação de Mestrado*, 184 p. 1997.
- MAIZATTO, J.R.; CASTRO, P.T.A. CHIAVEGATTO, J.R.S. *Contribuição ao estudo dos depósitos sedimentares fanerozóicos do Gongo Sôco, Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG*. IV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, SBG-NÚCLEO MG, Boletim 12: 312-316. 1993.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F.; JORDT-EVANGELISTA, H. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357: 491-493. 1992.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. Proterozoic contraction/ extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8:555-571. 1989.

- MAXWELL, C. H. The Batatal Formation. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 60-61. 1958.
- McKEOWN, F. A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B. L.; McGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. Denver. *United State Geological Survey Bulletin*. n. 1807, 39 p. 1988,
- MERRITTS, D.; VINCENT, K. R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society America Bulletin.*, v. 101, p. 1.373-1.388. 1989.
- MÖRNER, N.A. Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, 12, 104p., 1989.
- NÓBREGA, W. R.; FURRIER, M.; BARBOSA, M. E. F.; SOUZA, A. S. Avaliação de possíveis atividades neotectônicas na região do Gráben do rio Mamanguape e adjacências através de parâmetros morfométricos e morfotectônicos, estado da Paraíba, Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 6, n. 2, p. 118-135. 2013.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S.; BOLZACHINI E. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 225-239. 2000.
- NOCE, C. M.; ZUCCHETTI, M.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E. L.; BALTAZAR, O. F; RENGER, F. E.; LOBATO, L. M. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, 141, 67-82. 2005.
- NOTT, J.; YOUNG, R.; MCDUGALL, I. Wearing down, wearing back, and gorge extension in the long-term denudation of a highland mass: quantitative evidence from the Shoalhaven catchment, southeast Australia. *Journal of Geology*, 104: 224–232. 1996.
- OLIVEIRA M. D. *Fatores reguladores e distribuição potencial do Mexilhão dourado (Limnoperna fortunei Dunker 1857) na bacia do alto rio Paraguai e outros rios brasileiros*. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Ecologia, Conservação e Manejo e Vida Silvestre, 93pp. 2009.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society America Bulletin*, v. 96, p. 504-515. 1985
- PAVICH, M. J.; JACOBSON, R. B.; NEWELL, W. L. Geomorphology, neotectonics, and process studies in the Rappahannock River Basin, Virginia, *In: IGC Field Trip T218 Guide: American Geophysical Union*, 22 p. 1989.
- PAVLIDES, S. B. Looking for a definition of neotectonics. *Terra nova*, 1, p. 233-235. 1985.
- PENCK, W. *Morphological analysis of landforms*: New York, St. Martin's Press, 429 p. 1953.
- PETERS, J. J. Discharge and sand transport in the braided zone of the Zaire Estuary. *Netherlands Jour. Sea Res.*, v. 12, p. 273-292. 1978.
- POMERENE, J. B. The Cercadinho Formation. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 64-65. 1958a.
- POMERENE, J. B. The Taboões Quartzite. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 66-67. 1958b.
- POMERENE, J. B. The Barreiro Formation. *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 7, n. 2, p. 67-68. 1958c.
- RAMÍREZ-HERRERA, M. T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 317–332. 1998.
- REED, J. C. Disequilibrium profile of the Potomac River near Washington, DC – a result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall Line. *Geology*, 9, 445–450. 1981.

RENGER, F. E.; NOCE, C. M.; ROMANO, A. W.; MACHADO, N., Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2: 1-11. 1994.

RIBEIRO-RODRIGUES, L. C.; CHEMALE Jr. F., Relações de contato das rochas atribuídas ao Grupo Tamanduá na serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero-MG. *In: Anais 6º Simp. Geol. MG, Rev. Esc. Minas*, v. 45, n. 1/2: 49-50. 1992.

RIBEIRO-RODRIGUES, L. C.; LOBATO, L. M. Classificação dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista de Ciências (Fundação Educacional de Caratinga)*, 1(2): 35-50. 1999.

RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; FRIEDRICH, G.; LOBATO, L.M.; DUQUINI Jr., J.; VIEIRA, F. W. R. Gold mineralization in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *In: Miller, H., Hervé, F. (Eds.), Zeitschrift für Angewandte Geologie - Sonderheft (Special Publication 1 - SH1). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover*, pp. 143–151. 2000.

ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE Jr., F.; VANUCCI, L. C.; GUIMARÃES, M. L. V.; SANTANA, F. C.; CARMO Jr., J. A. A estrutura do Sinclínório de Itabira e a tectônica transcorrente do NE do Quadrilátero Ferrífero. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 6, Pirenópolis, 225 – 226. 1997.

ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE Jr., F. Brazilian Iron Formations and their Geological Setting. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(2):274-278. 2000.

ROSIÈRE, C. A., SIEMES, H. QUADE, H., BROKMEIER, H.-G. & JANSEN, E. M. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology*, 23 (8). 2001.

RUBEY, W. W. Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois): *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 218, 179 p. 1952.

RUELLAN, F. Contribuição ao estudo da Serra do Caraça. *An. Ass. Geogr. Bras.*, 4(2):77-106. 1950.

RYNEARSON, G. A.; POMERENE, J. B.; DORR, J. V. N. II. Contacto basal da Série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Brazil Dept. Nac. Produção Mineral, Div. Geologia e Mineralogia. Avulso* 34, 18 p. 1954.

SAADI, A. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Instituto de Geociências, UFMG Belo Horizonte, Tese de Livre Docência, 285 p. 1991.

SAADI, A.; SGARBI, G.N.C.; ROSIÈRE, C.A.. A Bacia do Gongo Sôco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: Controle cárstico e/ou tectônico. *In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo. 1992.

SAADI, A.; BEZERRA, F.H.R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H.L.S. & FRANZINELLI, E. *Neotectônica da Plataforma Brasileira*. *In: SOUZA C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA A.M.S. & OLIVEIRA, P.E., eds. Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto, Holos, p.211-234. 2005.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI JR., H.A.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C. & VARAJÃO, C.A.C. O papel da denudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero. *R. Bras. Geomorfol.*, 5:55-69, 2004.

SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C. & NALINI JR., H.A. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic <sup>10</sup>Be method. *Earth Surface Proc. Landforms*, 32:905-911. 2007.

SALGADO, A.A.R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A.F.D. & NALINI JUNIOR, H.A. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (<sup>10</sup>Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift Geomorphol.*, 52:317-323, 2008.

- SALVADOR, E.D. *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 129 p. 1994.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, New York, 2000.
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92, p. 335–367. 1983.
- SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E. The problem of channel erosion into bedrock. In *Functional Geomorphology*, Schmidt K-H, de Ploey J (eds). *Catena Supplement 23*: 101–124. 1992.
- SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels, *J. Geol.*, 102, p. 457–474. 1994.
- SEIDL, M. A.; WEISSEL, J. K.; PRATSON, L. F. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Research* 12: 301–316. 1996.
- SHEPHERD, R. G. Regression analysis of river profiles. *Journal of Geology*, v. 93, p. 377-384, 1985.
- SIMMONS, G. C. The Fecho do Funil Formation. *Soc. Brasileira Geologia Bol.* v. 7, n. 2, 65-66. 1958.
- SIMMONS, G. C.; MAXWELL, C. H. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. *Brazil Dept. Nac. Produção Mineral, Div. Geologia e Mineralogia. Bol.* 211, 30 p. 1962.
- SNOW, R. S.; SLINGERLAND, R. L. Stream profile adjustment to crustal warping: Nonlinear results from a simple model. *J. Geol.*, 98, p. 699-708. 1990.
- STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of American Bulletin*, v. 63, p. 923-938, 1952.
- SUNG, Q. C.; CHEN, Y. C.; TSAI, H.; CHEN, Y. G.; CHEN, W. S. Comparison study on the coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake and long-term stream gradient changes along the Chelungpu fault in Central Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 11, 735-750. 2000.
- SYKES, L.R. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism post dating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16, p. 621-688. 1978.
- TALLING, P. J.; SOWTER, M. J. Erosion, deposition and basin-wide variations in stream power and bed shear stress. *Basin Research* 10: 87–108. 1998.
- TRIFONOV, V.G. An overview of neotectonics studies. *International Geology Review*, 31, p. 111-161. 1989.
- VAN DER BEEK, P.; BISHOP, P. Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2309. 2003.
- VARAJÃO, C. A. C. A Questão da Correlação das Superfícies de Erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2):138-145, 1991.
- VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10Be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.33, p.1409-1425, 2009.
- VOLKOV, N. G.; SOKOLOVSKY, I. L.; SUBBOTIN, A. I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER MECHANICS, 1967. Bern. *Proceedings...* Bern: International Union of Geodesy and Geophysics, p. 105-116. 1967

WEISSEL, J. K.; SEIDL, M. A. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin. In *Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophysical Monograph 107, Tinkler KJ, Wohl, EE (eds). AGU: Washington, DC; 189–206. 1998.

WHIPPLE, K. X.; SNYDER, N. P.; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, 28: 835–838. 2000.

WOLMAN, M. G.; EILER, J. P. Reconnaissance study of erosion and deposition produced by the flood of August 1953 in Connecticut. *Amer. Geophys. Union, Trans.*, v. 39, p. 1-14. 1958.

WOODFORD, A. O. Stream gradients and Monterey Sea Valley. *Geol. Soc. America Bull.*, v.62, p. 799-852. 1951.

## ANEXOS

Os anexos dizem respeito aos resultados da comparação estatística entre os valores de altimetria, índice SL e a Distribuição Litológica 1, que respeita a estratigrafia, onde, por exemplo, quartzitos do Grupo Moeda são diferentes de quartzitos da Formação Taboões.

**TABELA 1. Valores mínimos de índice SL e Divisão Litológica 1**

Estratigrafia	Litologia	Mínimo de índice SL
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Metagabro	113
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito, itabirito filítico e dolomítico	88
Coberturas Recentes	Sedimento lacustre: argilito, arenito e linhito	78
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Esteatito, talco xisto, serpentinito	70
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito, itabirito dolomítico e filito	68
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Dolomito	63
SGRV - Grupo Nova Lima	Quartzitos	61
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Lentes de hematita compacta	56
SGRV - Grupo Nova Lima	Filitos, xisto	53
SGE - Formação Cambotas	Quartzito, quartzito sericítico	50
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito e itabirito dolomítico	49
SGRV - Grupo Nova Lima	Formação ferrífera	46
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Filito multicolorido arenoso e quartzo-moscovita xisto intercalado	39
SGM - Grupo Caraça - Formação Batatal	Filitos	38
SGM - Grupo Caraça - Indiviso	Quartzito intercalado com filito xistoso	38
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito hematítico, magnetítico indiferenciados	36
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzito e filito, com lentes de formação ferrífera e dolomito	36
Coberturas Recentes	Canga	36
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito	35
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza-médio, granulação média, com estratificação cruzada	33
SGRV - Grupo Nova Lima	Granada-estaurolita xisto em auréolas de metamorfismo de contato	32
Coberturas Recentes	Diques de metadiabásio	32
SGRV - Grupo Nova Lima	Serpentinito, talco xisto	31
Complexo Caeté	Gnaiss granítico e granodiorítico, granito foliado, biotita gnaiss, hornblenda gnaiss	30
SGRV - Grupo Quebra Ossos	Xistos	29
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Palmital	Quartzito sericítico fino	29
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Taboões	Quartzito, granulação fina, puro, bem selecionado, localmente manganêsífero	25
Coberturas Recentes	Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	25
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Quartzito, granulação média a muito grossa, com intercalações de filito e conglomerado	25

Coberturas Recentes	Aluvião: areia, argila, cascalhos	25
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Dolomito	24
Grupo Sabará	Rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado	24
Grupo Itacolomi	Quartzito com lentes de conglomerado	23
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Xisto	23
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Metaconglomerado e quartzito de granulação média	23
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzitos	23
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Barreiro	Grafita xisto, mica xisto, filito e algum quartzito	21
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Filito e quartzito ferruginosos; filito e xisto	20
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Dolomito, itabirito dolomítico, calcário e filito	20
SGRV - Grupo Nova Lima	Metaconglomerados	20
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados	20
SGRV - Grupo Nova Lima	Xistos	17
SGRV - Grupo Nova Lima	Metabasalto toleítico e komatiítico	17
Complexo do Bação	Rochas granítica e granodiorítica, migmatito, gnaiss, granito gnáissico	11

**TABELA 2. Valores máximos de índice SL e Divisão Litológica 1**

Estratigrafia	Litologia	Máximo
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Metaconglomerado e quartzito de granulação média	3225
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Quartzito, granulação média a muito grossa, com intercalações de filito e conglomerado	2613
Coberturas Recentes	Diques de metadiabásio	2611
SGRV - Grupo Nova Lima	Xistos	2598
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito hematítico, magnetítico indiferenciados	1876
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Palmital	Quartzito sericítico fino	1262
SGM - Grupo Caraça - Indiviso	Quartzito intercalado com filito xistoso	1157
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Filito e quartzito ferruginosos; filito e xisto	1155
Coberturas Recentes	Canga	1134
SGRV - Grupo Nova Lima	Metabasalto toleítico e komatiítico	1087
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Filito multicolorido arenoso e quartzito-moscovita xisto intercalado	1065
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Dolomito, itabirito dolomítico, calcário e filito	1039
SGM - Grupo Caraça - Formação Batatal	Filitos	1018
SGRV - Grupo Quebra Ossos	Xistos	997
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados	891
Complexo do Bação	Rochas granítica e granodiorítica, migmatito, gnaiss, granito gnáissico	857
SGRV - Grupo Nova Lima	Formação ferrífera	735
Coberturas Recentes	Aluvião: areia, argila, cascalhos	733
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito, itabirito dolomítico e filito	714
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza-médio, granulação média, com estratificação cruzada	680
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito, itabirito filítico e dolomítico	658
SGRV - Grupo Nova Lima	Serpentinito, talco xisto	637
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito e itabirito dolomítico	609

SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Lentes de hematita compacta	606
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Xisto	602
SGRV - Grupo Nova Lima	Quartzitos	550
SGRV - Grupo Nova Lima	Filitos, xisto	480
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Metagabro	472
Coberturas Recentes	Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	450
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Esteatito, talco xisto, serpentinito	448
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito	407
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzitos	375
SGRV - Grupo Nova Lima	Metaconglomerados	370
SGE - Formação Cambotas	Quartzito, quartzito sericítico	370
Grupo Sabará	Rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado	355
Complexo Caeté	Gnaiss granítico e granodiorítico, granito foliado, biotita gnaiss, hornblenda gnaiss	330
SGRV - Grupo Nova Lima	Granada-estaurolita xisto em auréolas de metamorfismo de contato	307
Coberturas Recentes	Sedimento lacustre: argilito, arenito e linhito	183
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Taboões	Quartzito, granulação fina, puro, bem selecionado, localmente manganêsífero	169
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Barreiro	Grafita xisto, mica xisto, filito e algum quartzito	165
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzito e filito, com lentes de formação ferrífera e dolomito	132
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Dolomito	124
Grupo Itacolomi	Quartzito com lentes de conglomerado	123
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Dolomito	103

**TABELA 3. Amplitude de valores de índice SL e Divisão Litológica 1**

Estratigrafia	Litologia	Amplitude
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Metaconglomerado e quartzito de granulação média	3203
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Quartzito, granulação média a muito grossa, com intercalações de filito e conglomerado	2588
SGRV - Grupo Nova Lima	Xistos	2582
Coberturas Recentes	Diques de metadiabásio	2579
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito hematítico, magnetítico indiferenciados	1840
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Palmital	Quartzito sericítico fino	1234
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Filito e quartzito ferruginosos; filito e xisto	1135
SGM - Grupo Caraça - Indiviso	Quartzito intercalado com filito xistoso	1119
Coberturas Recentes	Canga	1099
SGRV - Grupo Nova Lima	Metabasalto toleítico e komatiítico	1070
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Filito multicolorido arenoso e quartzo-moscovita xisto intercalado	1027
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Dolomito, itabirito dolomítico, calcário e filito	1019
SGM - Grupo Caraça - Formação Batatal	Filitos	980
SGRV - Grupo Quebra Ossos	Xistos	968
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados	871
Complexo do Bação	Rochas granítica e granodiorítica, migmatito, gnaiss, granito gnáissico	845
Coberturas Recentes	Aluvião: areia, argila, cascalhos	709
SGRV - Grupo Nova Lima	Formação ferrífera	689

SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza-médio, granulação média, com estratificação cruzada	647
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito, itabirito dolomítico e filito	646
SGRV - Grupo Nova Lima	Serpentinito, talco xisto	606
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Xisto	579
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito, itabirito filítico e dolomítico	569
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito e itabirito dolomítico	559
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Lentes de hematita compacta	550
SGRV - Grupo Nova Lima	Quartzitos	489
SGRV - Grupo Nova Lima	Filitos, xisto	427
Coberturas Recentes	Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	425
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Esteatito, talco xisto, serpentinito	378
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito	372
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Metagabro	359
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzitos	352
SGRV - Grupo Nova Lima	Metaconglomerados	350
Grupo Sabará	Rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado	331
SGE - Formação Cambotas	Quartzito, quartzito sericítico	319
Complexo Caeté	Gnaiss granítico e granodiorítico, granito foliado, biotita gnaiss, hornblenda gnaiss	301
SGRV - Grupo Nova Lima	Granada-estaurólita xisto em auréolas de metamorfismo de contato	275
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Barreiro	Grafita xisto, mica xisto, filito e algum quartzito	145
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Taboões	Quartzito, granulação fina, puro, bem selecionado, localmente manganífero	143
Coberturas Recentes	Sedimento lacustre: argilite, arenite e linhito	104
Grupo Itacolomi	Quartzito com lentes de conglomerado	100
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Dolomito	100
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzito e filito, com lentes de formação ferrífera e dolomito	96
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Dolomito	40

**TABELA 4. Valores médios de índice SL e Divisão Litológica 1**

Estratigrafia	Litologia	Média
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Quartzito, granulação média a muito grossa, com intercalações de filito e conglomerado	251
SGRV - Grupo Quebra Ossos	Xistos	248
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito, itabirito filítico e dolomítico	228
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Esteatito, talco xisto, serpentinito	214
SGM - Grupo Caraça - Indiviso	Quartzito intercalado com filito xistoso	204
Complexo Córrego dos Boiadeiros	Metagabro	201
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Metaconglomerado e quartzito de granulação média	193
SGM - Grupo Caraça - Formação Moeda	Filito multicolorido arenoso e quartzito-moscovita xisto intercalado	188
SGE - Formação Cambotas	Quartzito, quartzito sericítico	185
SGM - Grupo Caraça - Formação Batatal	Filitos	185
Coberturas Recentes	Diques de metadiabásio	183
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito hematítico, magnetítico indiferenciados	181

SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito, itabirito dolomítico e filito	169
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Palmital	Quartzito sericítico fino	166
Coberturas Recentes	Canga	161
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Lentes de hematita compacta	158
SGRV - Grupo Nova Lima	Formação ferrífera	157
SGRV - Grupo Nova Lima	Serpentinito, talco xisto	155
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Itabirito e itabirito dolomítico	145
SGRV - Grupo Maquiné - Formação Casa Forte	Xisto	144
SGRV - Grupo Nova Lima	Metabasalto toleítico e komatiítico	136
Coberturas Recentes	Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não cimentado	135
SGM - Grupo Itabira - Formação Gandarela	Dolomito, itabirito dolomítico, calcário e filito	132
SGRV - Grupo Nova Lima	Quartzitos	130
SGRV - Grupo Nova Lima	Xistos	125
Grupo Sabará	Rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado	122
SGM - Grupo Itabira - Formação Cauê	Itabirito	121
SGRV - Grupo Nova Lima	Filitos, xisto	113
Coberturas Recentes	Sedimento lacustre: argilito, arenito e linhito	110
Coberturas Recentes	Aluvião: areia, argila, cascalhos	108
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Filito e quartzito ferruginosos; filito e xisto	104
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho	Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza-médio, granulação média, com estratificação cruzada	103
SGRV - Grupo Nova Lima	Metaconglomerados	99
Complexo Caeté	Gnaise granítico e granodiorítico, granito foliado, biotita gnaise, hornblenda gnaise	96
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados	92
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzitos	91
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Fecho do Funil	Dolomito	88
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Quartzito e filito, com lentes de formação ferrífera e dolomito	80
SGM - Grupo Piracicaba - Indiviso	Dolomito	80
SGRV - Grupo Nova Lima	Granada-estaurolita xisto em auréolas de metamorfismo de contato	80
Complexo do Bação	Rochas granítica e granodiorítica, migmatito, gnaise, granito gnáissico	78
Grupo Itacolomi	Quartzito com lentes de conglomerado	70
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Barreiro	Grafita xisto, mica xisto, filito e algum quartzito	55
SGM - Grupo Piracicaba - Formação Taboões	Quartzito, granulação fina, puro, bem selecionado, localmente manganésífero	50