

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Área de Concentração: Geografia e Gestão do Território

A IMPORTÂNCIA LITOESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE NAS BACIAS DOS
RIBEIRÕES DOURADINHO E ESTIVA, NO TRIÂNGULO MINEIRO.

KÁTIA GISELE DE OLIVEIRA PEREIRA

UBERLÂNDIA-MG
2016

KÁTIA GISELE DE OLIVEIRA PEREIRA

A IMPORTÂNCIA LITOESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE NAS BACIAS DOS
RIBEIRÕES DOURADINHO E ESTIVA, NO TRIÂNGULO MINEIRO.

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Geografia. **Área de concentração:** Geografia e Gestão do Território

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luiz Silva Brito

UBERLÂNDIA – MG
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.

P436i 2016

Pereira, Kátia Gisele de Oliveira, 1968-

A Importância Litoestrutural na Morfogênese nas Bacias dos Ribeirões Douradinho e Estiva, no Triângulo Mineiro. / Kátia Gisele de Oliveira Pereira. - 2016.
173 f. : il.

Orientador: Jorge Luiz Silva Brito.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Uberlândia, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Inclui bibliografia.

1. Geografia - Teses. 2. Geomorfologia - Uberlândia (MG) - Teses.
3. Bacias hidrográficas - Uberlândia (MG) - Teses. 4. Tijuco, Rio, Bacia (MG) - Teses. I. Brito, Jorge Luis Silva. II. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDU: 910.1

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

TESE DE DOUTORADO:

KÁTIA GISELE DE OLIVEIRA PEREIRA

“A IMPORTÂNCIA LITOESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE NAS BACIAS DOS
RIBEIRÕES DOURADINHO E ESTIVA, NO TRIÂNGULO MINEIRO.”

COMISSÃO AVALIADORA

Prof. Dr. Jorge Luiz Silva Brito
Orientador

Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenez-Rueda

Prof. Dr. Luiz Carlos Borges Ribeiro

Prof. Dr. Rildo Aparecido Costa

Prof. Dr. Roberto Rosa

Data: 28 de Abril de 2016.

Resultado: Aprovada

DEDICATÓRIA

À minha mãe Marília de Oliveira Pereira (*in memoria*),
ao meu pai José Vicente Pereira e meus antepassados, de onde vim;
aos meus amores Pedro, Mariana, Aretuza e amigos, onde estou e
aos meus alunos, semente do futuro, para onde vou.

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a oportunidade de desenvolver esse trabalho, pois ele representa uma importante conquista na minha vida. É fruto de um esforço que, sem a ajuda de Deus, não seria possível.

Agradeço ao meu orientador, o Prof. Dr. Jorge Luiz Silva Brito, pela paciência, compreensão e orientação, sem sua presença este trabalho não seria possível. Agradeço pelo ambiente de trabalho vivenciado no LACAR - Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia foi fundamental para apropriações ímpares, que contribuíram muito. Todo o meu carinho, gratidão e respeito.

Agradeço ao Professor Dr. António de Sousa Pedrosa (*In Memoriam*) pela leitura inicial dos textos, pelas discussões em campo, pelas dicas sobre a elaboração dos mapeamentos e por reforçar a importância do trabalho de observação e coleta de dados em campo. Minha sincera gratidão pelo crédito dado as minhas observações científicas, pela estimada convivência e por suas pontuações e referências de uma Geomorfologia muito mais responsável.

À Universidade Federal de Uberlândia por todo o apoio e ao Pro-Reitor de Pesquisa da UFU, Prof. Dr. Marcelo Emílio Beletti, por disponibilizar os veículos para os trabalhos de campo e ao Diretor de Pesquisa, Alexandre Walmott Borges pelo apoio para que esta tese fosse defendida.

Ao Técnico do Museu de Minerais e Rocha e amigo de longa data Valdemiro Paulino de Lima pela sábia experiência empregada nos inúmeros trabalhos em campo, nos levantamentos de dados. Em especial quero agradecer a amiga, Laís Nayara Gonçalves dos Reis, pelo apoio técnico e companhia de longas horas na elaboração dos mapeamentos, com paciência e precisão.

Aos colegas Professores da Geologia Prof. Dr. Adriano de Rodrigues dos Santos, Prof. Dr. Heitor Sayeg, Prof. Dr. Marcos Henrique de Oliveira Sousa pelas valiosas discussões sobre a geologia local.

Aos meus caros colegas, de profissão, os professores do Curso de Geografia da Faculdade de Ciências Integradas do Pontal - FACIP, pelo apoio e estímulo nos momentos mais difíceis.

À Técnica do Laboratório Cartografia e Sensoriamento Remoto - LACAR - Eleusa de Fátima Lima. pela disponibilização do acervo documental. Aos colegas do LACAR Mariana Mendes, João Guilherme, Josimar dos Reis Souza, Diogo Costa, Renato Manoel da Silva e Juliana Crosara Petronzio pela ajuda em diferentes momentos na elaboração da tese.

Ao IEF - Instituto Estadual de Floresta pelas Imagens RapidEyes cedidas para elaboração desta tese e CEMIG - Companhia Energética de Minas Gerais por disponibilizar as raras fotografias aéreas de 1964.

Aos meus filhos, Pedro Henrique de Oliveira Pereira Fernandes e Mariana de Oliveira Pereira Fernandes, eu agradeço pela compreensão das longas horas ausentes da convivência familiar. Aos meus familiares irmãos, primos e tios; aos meus muitos amigos que jamais entenderão como foi na íntegra todo o processo de elaboração desta tese, à minha menina Aretuza, obrigada por acreditarem em mim e, sempre que possível, me apoiar. À Lilian Guedes gratidão pela amizade e apoio em tantos momentos.

À banca examinadora Prof. Jairo Roberto Jimenez-Rueda, Prof. Rildo Aparecido Costa, Prof. Luiz Carlos Borges Ribeiro, Prof. Roberto Rosa pela incumbência e expediente. Obrigada por suas preciosas contribuições.

Foram muitas contribuições, apoios e sinceras ajudas que não serei competente para expressar aqui, tamanha gratidão que sinto por todos, que de uma forma ou de outra, contribuíram com a conclusão deste trabalho.

“A verdadeira viagem de descobrimento não consiste em procurar novas paisagens, mas em ter novos olhos”. (Marcel Proust)

RESUMO

O objetivo principal desta tese foi analisar a estrutura geotectônica e relacionar com a morfologia das bacias do Ribeirão Douradinho e Estiva. Esta área está localizada no contato da Chapada com o relevo dissecado da bacia do Rio Tijuco, ao sul do Município de Uberlândia. A revisão bibliográfica da gênese e evolução da Bacia do Paraná teve objetivo importante para inserir a área de pesquisa no contexto maior. O processamento digital de dados morfométricos foi uma ferramenta empregada para analisar a geometria das formas e analisar o comportamento litoestrutural do contexto. Tais dados foram obtidos por meio de trabalho de campo, fotogrametria e sensoriamento remoto. Os esforços durante o Cretáceo-Terciário provocaram o Soerguimento do Alto Paranaíba, feição tectônica responsável pela movimentação de antigas zonas de falha paralelas à Sutura de Itumbiara e a Flexura Goiania. A movimentação tectônica agiu desarticulando os depósitos do Grupo Bauru presentes na área, gerando as depressões estruturais (Graben) de Uberaba ao Sul e a Leste o levantamento da Chapada (Horst). Considera-se que a herança paleogeográfica regional manteve os sistemas de falhamentos NE-SW e NW – SW que refletem campo de tensão distinto na reativação dos sistemas antigos. Assim, os efeitos dos sistemas de falhamentos presente na área, condicionaram: a) os padrões de drenagem; b) as anomalias observadas nas principais drenagens; c) a regularidade e espaçamento dos canais de drenagem; d) a regularidade no espaçamento das formas, seja por possível uniformidade das rochas do Grupo Bauru na área, seja pelo condicionamento de falhas rúpteis; e) o grande número de rios de 1º ordem; f) a assimetria dos canais de drenagem; g) o alinhamento das voçorocas, h) as capturas NE em seguimentos mais curtos em curso, ou eminentes e, i) desenível topográfico entre a chapada e o relevo dissecado da bacia do rio Tijuco.

Palavras-chave: morfogênese, geomorfologia, atividade tectônica e Ribeirões Douradinho e Estiva.

RESUMO NA LÍNGUA ESTRANGEIRA

The main objective of this thesis was to analyze the tectonic structure and relate to the morphology of the basin of Stream Douradinho and Stowage. This area is located in contact with Chapada relief dissected the Rio Tijuco basin, south of the city of Uberlândia. The literature review of the genesis and evolution of the Paraná Basin was important goal for inserted the search area in the larger context. Digital processing of morphometric data was one tool used to analyze the geometry of the shapes and analyze the behavior litoestrutural context. These data were obtained through field work, photogrammetry and remote sensing. Efforts during the Cretaceous-Tertiary caused the uplift of the Alto Paranaíba, tectonic feature responsible for moving old parallel fault zones to Suture Itumbiara and Flexura Goiania. The tectonic movement acted dismantling the deposits of the Bauru Group present in the area, generating structural depressions (Graben) Uberaba to south and east lifting the Chapada (Horst). It is considered that the regional paleogeographic heritage kept the faulting systems NE-SW and NW - SW reflecting distinct stress field in the reactivation of old systems. Thus, the effects of faulting systems in this area conditioned: a) the drainage patterns; b) the anomalies observed in major drainages; c) the regularity and spacing of the drainage channels; d) the regularity in the spacing of ways, either by possible uniformity of the rocks of the Bauru Group in the area, either by conditioning brittle failure; e) the large number of 1st order rivers; f) the asymmetry of the drainage channels; g) the alignment of gullies, h) NE catches in shorter segments in progress, or eminent and i) desnível topographic between the plateau and dissected relief of the Tijuco river basin.

Key words: morphogenesis, geomorphology, tectonic activity and Stream Douradinho and Estiva.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da Área de Estudo.....	22
Figura 2 - Evolução Fanerozóica de Minas Gerais entre as bacias do Paraná e São Francisco.	27
Figura 3 - Supersequências Identificadas na Bacia Paraná.	29
Figura 4 - Distribuição temporal do preenchimento da Bacia Paraná.....	33
Figura 5 – Arcabouço Tectônico e a Distribuição das Unidades Litoestratigráficas na Bacia Bauru.	36
Figura 6 – Modelo de Evolução da Porção Norte da Bacia do Paraná.....	38
Figura 7 - Taxas de Subsidência em Função do Tempo.....	43
Figura 8 - Orientação de arcos, flexuras e pontos de Vulcanismo Alcalino.	45
Figura 9 – Unidades Litológicas e Litoestratigráficas do Oeste Mineiro.....	48
Figura 10 - Tipos de Drenagem Relacionados com Controles Estruturais.	50
Figura 11 - Mapa Estrutural do Triângulo de Minas Gerais.	54
Figura 12 - Reativação Sul-Atlântica no Cretáceo Superior.	55
Figura 13 – Direção dos Movimentos Tectônicos.....	56
Figura 14 - Evolução Tectônica Fanerozóica do Triângulo Mineiro.	58
Figura 15 - Reconstrução Paleogeográfica para os Depósitos da Bacia Bauru.....	59
Figura 16 - Compartimentação Estrutural do Triângulo Mineiro (MG).	60
Figura 17 - Esquema Paleogeográfico do Grupo Bauru.....	63
Figura 18 - Coluna Litoestratigráfica da Bacia Bauru.....	64
Figura 19 – Paleogeografia dos calcretes Ponte Alta.	71
Figura 12 - Modelo de Origem Pedogenética e freático dos Calcretes.	73
Figura 21 – Organograma da Sequência Metodológica das Etapas de Trabalho.	78
Figura 22 - Base Cartográfica.....	80
Figura 23 - Modelo de Fator de Assimetria de Drenagem.	89
Figura 24 – Esboço de Fator de Simetria Transversal (T) na área de pesquisa.....	90
Figura 25 - Mapa Geológico.....	96
Figura 26 – Soleira Rochosa do Ribeirão Panga	97
Figura 27 - Paleodeposição da Formação Marília.....	100
Figura 28 - Fundo da Voçoroca do Tatu.	101

Figura 29- Detalhe da Formação Uberaba na área de pesquisa.....	102
Figura 30- Limite do contato imediato da Formação Uberaba e da Formação Marília	103
Figura 31- Mapa Sismológico do Brasil.....	107
Figura 32 - Dados Sísmicos da Faixa do Cinturão Brasília.	108
Figura 33 – Mapa de Sismicidade.	109
Figura 34 – Sistema de Falhas e Fratura	111
Figura 35 a) e b) - Perfil dos compartimentos morfoestruturais do Triângulo Mineiro.	113
Figura 36 – Localização dos Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos.	115
Figura 37– Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos I.....	116
Figura 38 - Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos II.	117
Figura 39 – Mapa Hipsométrico.....	119
Figura 40 - Compartimentação Geomorfológica do Município de Uberlândia (MG).	123
Figura 41 - Mapa de Ordenamento da Drenagem.	130
Figura 42 – Mapa de Anomalias de Drenagem.	131
Figura 43– Mapa Geomorfológico.	135
Figura 44 – Mapa da distribuição das declividades de 0° a 2°, classificadas por altitude.	137
Figura 45 - Topo Plano da Chapada e o Contato com o Relevo Dissecado.....	139
Figura 46 – Mapa de Declividade.	140
Figura 47 - Topos planos na confluência dos ribeirões Panga e Douradinho.	142
Figura 48 - Arenitos com Forte Cimentação Carbonática.....	143
Figura 49 - Rebordo Erosivo no contato com a Chapada.....	145
Figura 50 - Rebordo Erosivo no Contato com a Chapada.....	145
Figura 51 - Detalhe do Mapa Geomorfológico.	146
Figura 52 – Croqui Geomorfológico do Rebordo Erosivo.....	147
Figura 53 - Voçoroca do Tatu no Contato com a Chapada.....	148
Figura 54 - Detalhe do Mapa Geomorfológico.	149
Figura 55 - Voçoroca 2 no Contando com a Chapada.	150
Figura 56 - Voçoroca no contato da Chapada.	151
Figura 57 – Voçoroca do Ribeirão Douradinho.	151
Figura 58 - Voçoroca presente na margem direito do Ribeirão Douradinho.	152
Figura 59 - Lagoa no Divisor de Água do Ribeirão Panga e Estiva.....	153
Figura 60 - Concreção de ferro e áreas úmidas na média vertente.....	155
Figura 61– Mapa de Susceptibilidade à Erosão Laminar.....	159

LISTA DE QUADROS

Quadro1- A Origem e Evolução da Bacia do Paraná.....	28
Quadro 2- Descrição das supersequências deposicionais da Bacia do Paraná.....	31
Quadro 3- Proposta Estratigráfica.	40
Quadro 4– Quadro Cronoestratigráfico do Grupo Bauru.	41
Quadro 5 - Subsidência e Acomodações Litológicas na Bacia Paraná.	43
Quadro 6 - Classificação dos Padrões de Drenagem Relacionando ao Controle Estrutural ...	49
Quadro 7 - Caracterização das Unidades Geológicas do Grupo Bauru, na área de pesquisa.	64
Quadro 8 - Características dos Sensores RapidEyes.....	77
Quadro 9 - Descrição dos Produtos Cartográficos	77
Quadro 10 - Referencias para o Mapa Geológico.....	81
Quadro 11 – Localização dos Postos Pluviométricos da Área de Estudos	84
Quadro 12 - Variáveis e hierarquia de atributos.	87
Tabela 13- Classificação dos Valores de Densidade de Drenagem.....	88
Tabela 14 – Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Douradinho.....	121
Quadro 15 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Panga.	122
Tabela 16 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Estiva.....	122
Quadro 17- Porcentagem Total do Número de Hierarquia de Drenagem.....	128
Quadro18 Dados das Classes de Declividade.....	139

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- A Origem e Evolução da Bacia do Paraná.	28
Tabela 2- Descrição das supersequências deposicionais da Bacia do Paraná.	31
Tabela 3 - Proposta Estratigráfica.	40
Tabela 4 – Quadro Cronoestratigráfico do Grupo Bauru.	41
Tabela 5 - Subsidência e Acomodações Litológicas na Bacia Paraná.....	43
Tabela 6 - Classificação dos Padrões de Drenagem Relacionando ao Controle Estrutural	49
Tabela 7 - Caracterização das Unidades Geológicas do Grupo Bauru, na área de pesquisa. ..	64
Tabela 8 - Características dos Sensores RapidEyes.	77
Tabela 9 - Descrição dos Produtos Cartográficos	77
Tabela 10 - Referencias para o Mapa Geológico.....	81
Tabela 11 – Localização dos Postos Pluviométricos da Área de Estudos.....	84
Tabela 12 - Variáveis e hierarquia de atributos.....	87
Tabela 13- Classificação dos Valores de Densidade de Drenagem.....	88
Tabela 15 – Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Douradinho.....	121
Tabela 16 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Panga.....	122
Tabela 17 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Estiva.....	122
Tabela 18- Porcentagem Total do Número de Hierarquia de Drenagem.	128
Tabela 19 - Dados das Classes de Declividade.	139

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ar	Argônio
BR-050	Rodovia Federal radial do Brasil
DAEE	Departamento de Água e Energia Elétrica de São Paulo
E	Este
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ESE	Este-Sudeste
GERCA	Grupo Executivo de Recuperação Econômica da Cafeicultura
GO	Estado de Goiás
GPS	<i>Global Position System</i>
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBC	Instituto Brasileiro do Café
IPT-USP	Instituto de Pesquisas Tecnológicas da USP
J	Jurássico
JKsg	Jurássico Cretáceo – Formação Serra Geral
K	Potássio
Ki	Cretácio inferior
km ²	Quilômetro quadrado
Ks	Cretácio superior
Ksad	Cretáceo superior – Formação Adamantina
Ksm	Cretáceo superior – Formação Marília
Ksub	Cretáceo superior – Formação Uberaba
LACAR	Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto
Ma	Milhões de anos
MEC	Massa Equatorial Continental
MG	Estado de Minas Gerais
mm	Milímetro
MNT	Modelagem Numérica de Terreno
MPA	Massa Polar Atlântica
MTA	Massa Tropical Atlântica
N	Norte
NE	Nordeste
NNW	Norte-Noroeste
Obsis	Observatório de Sismológico
pH	Potencial de Hidrogênio
Q	Quaternário
Qa	Quaternário
REIS	<i>RapidEye Earth Imaging Sensor</i>
S	Sul
PRÓ VÁRZEA	Programa de Aproveitamento Racional das Várzeas irrigáveis
SAP	Soerguimento do Alto Paranaíba
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SiO ₂	Dióxido de Silício
SP	Estado de São Paulo
SPRING	
SW	Sudoeste

T	Terciário
TIN	<i>Triangular Irregular Networks</i>
TiO ₂	Dióxido de titânio
TR	Triássico
UNESP	Universidade Estadual de São Paulo
USAF	<i>United States Air Force</i>
USP	Universidade de São Paulo
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
W	Oeste
WNW	Oeste-Noroeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1. Introdução	19
1.1 Apresentação do Tema e da Área de Estudo	19
1.2 Objetivos Geral	24
1.2.1 Objetivos Específicos	24
2. Fundamentação Téorica	25
2.1 A Evolução da Bacia do Paraná	25
2.1.1 Estratigrafia	30
2.1.2 Bacia Bauru	33
2.1.3 Evolução Regional Cretáceo-Terciária	38
2.1.4 Idades	41
2.1.5 Tectônica na Bacia do Paraná	41
2.1.6 Os Sistemas de Drenagem	44
2.1.7 Neotectônica	50
2.2 Avaliação Estrutural do Triângulo Mineiro	53
2.3 Descrição das Unidades Estratigráficas	62
2.3.1 Formação Serra Geral	65
2.3.2 Formação Uberaba	65
2.3.3 Formação Marília	67
2.3.4 Membro Ponte Alta	70
2.3.5 Membro Serra da Galga	72
3. Metodologia	76
3.1 Materiais e Documentação Empregada na Pesquisa	76
3.2 Procedimentos Técnicos	77
3.2.1 Procedimentos	79
4. Análise e discussão dos Resultados.	92
4.1 Aspectos Climáticos	92
4.1.1 O Mapeamento Geológico	95
4.1.2 Sucessões Paleogeográficas	103
4.1.3 Sismicidade na área de pesquisa	104
4.1.4 Os Perfis Topomorfológicos	110
4.1.5 Análise dos dados Morfométricos	120
4.2 Enquadramento Geomorfológico Regional	123
4.2.1 Enquadramento Geomorfológico na área de pesquisa	126

4.3	Análise Geomorfológica	133
5.	Considerações Finais	160
6.	Referências	164

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do Tema e da Área de Estudo

A evolução do relevo na superfície terrestre passa por muitas transformações ao longo das eras geológicas. Ora por fatores naturais, ora por causas antrópicas, o solo - base de sustentação da vida no planeta - sofre grandes processos de degradação, gerando prejuízos econômicos, inviabilizando e inutilizando áreas que poderiam ser ocupadas pelas várias atividades humanas. Os processos intempéricos agem nas superfícies por meio dos processos físicos, químicos e biológicos combinados entre si.

A água constitui um dos principais agentes intempéricos em clima tropical, por meio da erosão do solo. A sua ação superficial ou subsuperficial é condicionada por uma série de fatores que determinam as variações na intensidade erosiva, tais como: a) precipitação (intensidade, umidade antecedente); b) solos (textura, estrutura, permeabilidade e as características químicas e mineralógicas); c) cobertura vegetal (ausência ou presença da vegetação nativa); d) relevo (declividade e comprimento da encosta); e) o uso do solo (percentual de cobertura do solo, produção de matéria orgânica). (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1995; GUERRA; BOTELHO, 1998).

Os estudos da natureza desenvolvidos sobre os aspectos geomorfológicos devem fornecer subsídios indispensáveis ao relacionamento mais harmonioso entre o homem e a natureza. Para compreendermos a importância deste processo, é fundamental a análise dos fatores geológicos, pois a litologia apresenta as características mineralógicas e texturais das rochas, bem como a estrutura, considerando a existência de áreas com falhas, fraturas e contatos litológicos, bem como os agentes condicionantes do processo erosivo, uma vez que estes aspectos se encontram na origem e formação das formas erosivas (BESERRA NETA; TAVARES JÚNIOR, 2012).

Com o intuito de compreender a ocorrência e as causas dos processos erosivos Baccaro (1990; 1991; 1994) e Baccaro e Silva (1997), desenvolveram importantes estudos sobre as erosões aceleradas no município de Uberlândia (MG), localizado na área do Triângulo Mineiro, inserida na Bacia do Paraná. O Triângulo Mineiro é parte da mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Esses estudos indicam que a ocorrência de voçorocas possuem uma orientação, e seu desenvolvimento se encontra integrado às características morfológicas agrupadas nas unidades geomorfológicas, por Baccaro (1990; 1991; 1994) definida (GUERRA; BOTELHO, 1998).

Dentre as unidades geomorfológicas descritas por Baccaro (1994) em compartimentos geomorfológicos para o município de Uberlândia, a unidade que possui um maior número de voçorocas se encontra no compartimento do relevo considerado medianamente dissecado. Essa região fica localizada na porção sul de Uberlândia e nelas foram encontradas 186 voçorocas, representando cerca de 82% do total das voçorocas do município. A origem dessas voçorocas foi atribuída aos elevados índices de erodibilidade dos solos; a intensidade das primeiras chuvas de verão - por seu caráter torrencial seguidas de um período de estiagem, típicos do Planalto Central brasileiro e ao desmatamento, Guerra e Botelho (1998).

No Sul do município de Uberlândia, onde ocorre um maior número de voçorocas, há um contato bem marcado das áreas da chapada pouco dissecada, com o relevo dissecado da bacia do Rio Tijuco (BACCARO, 1990). Os trabalhos de Baccaro (1994), Schneider (1996) e Feltran Filho (1997) avaliaram os sistemas de drenagem no Triângulo Mineiro e constataram que as drenagens regionais encontram-se encaixadas nas falhas desencadeantes de desenvolvimento estrutural. Porém, existem inúmeras lacunas teórico-metodológicas nos estudos geomorfológicos locais, quando se referem à caracterização da evolução tectônica para o desenvolvimento das formas do relevo, **Figura 1**.¹

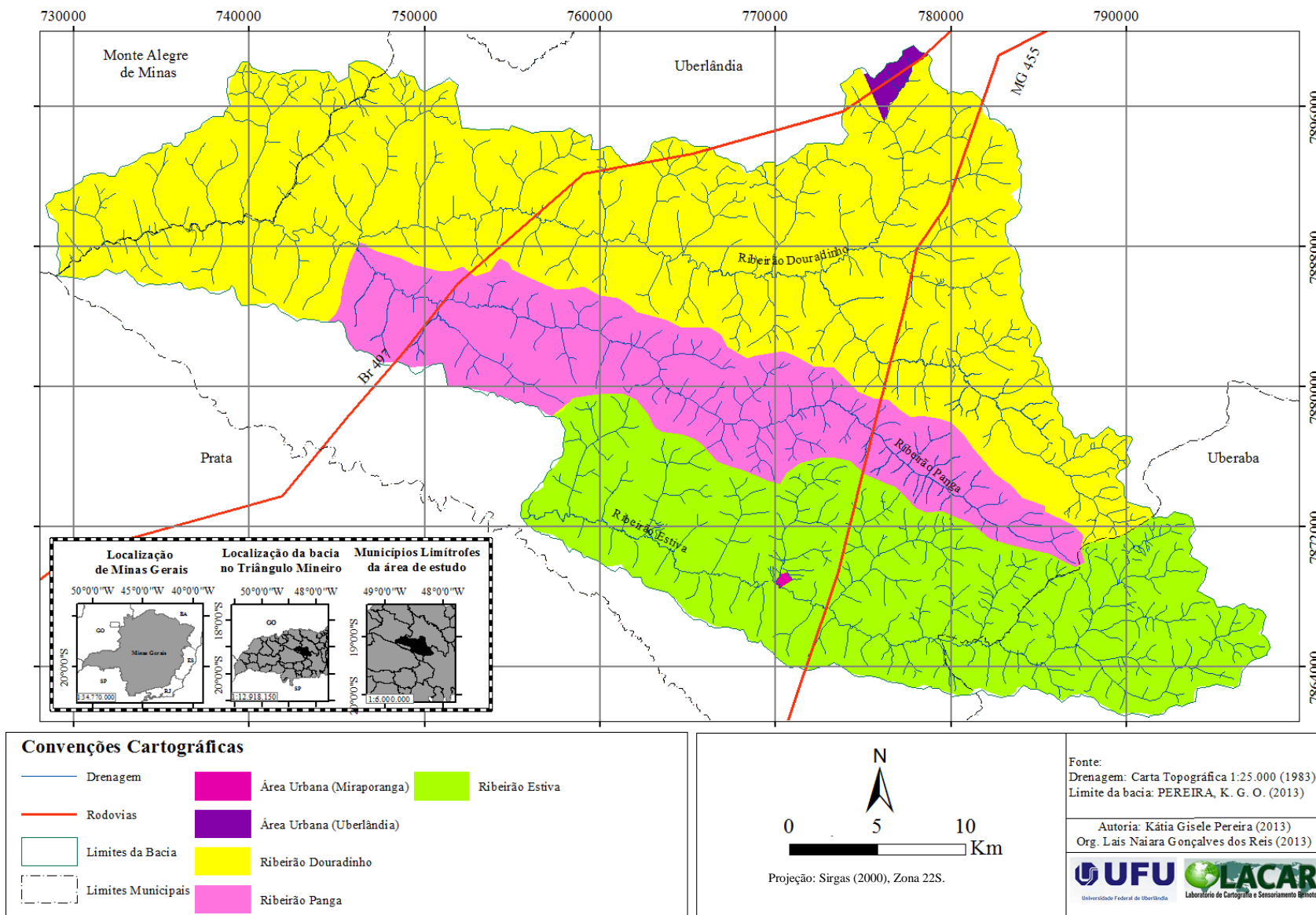
No entanto, na literatura geomorfológica são raros os trabalhos que consideram a ocorrência da tectônica recente no Brasil Central e suas possíveis consequências para a atual evolução das paisagens. A partir dos anos 90, a comprovação da atividade neotectônica, no Brasil, exigiu um diagnóstico da gênese e da evolução de algumas formas do relevo, associados a tais eventos, (MIOTO, 1990).

Os trabalhos referentes a temática no Triângulo Mineiro foram os de Batezelli (2003) e Corsi (2003), que trataram da morfoestrutura do Triângulo Mineiro. Esses investigaram a gênese das diferenças altimétricas encontradas na área. Considera-se, nesse caso, a contribuição estrutural do quadro tectônico do passado e atual inserida na configuração geomorfológica regional.

Avelar e Coelho Netto (1992), ao estudarem fraturas e as unidades no médio vale do rio Paraíba do Sul (divisa da Serra do Mar com a Serra da Mantiqueira) constataram que as discontinuidades *litoestruturais*, provocaram o fraturamento de zonas de alívios de pressão piezométrica, que favoreciam a saída da água e a formação de dutos que desestruturam o interior dos solos, favorecendo o surgimento das voçorocas.

¹ A área selecionada para esta pesquisa encontra-se na região localmente denominada Triângulo Mineiro, ao Sul do município de Uberlândia, ao Leste do município de Monte Alegre de Minas e a Noroeste do município de Uberaba. E está inserida nas bacias dos Ribeirões Douradinho, Panga e Estiva, afluentes do Rio Tijuco conforme apresentado na Figura 1.

Figura 1 - Localização da Área de Estudo.



Fonte: Cartas topográficas do Exército, (DSG, 1983), escala 1:25.000

Também, o papel estrutural de falhas e juntas, presentes na tectônica, foi observado no desenvolvimento das voçorocas de São Pedro (SP), por Hasui et al (1995).

Esse trabalho pretende relacionar a gênese e a evolução morfoestrutura, com a evolução das formas. Parte dos estudos de evolução das voçorocas, para a área desta pesquisa, considerou a dinâmica externa e a composição geológica como responsáveis pela evolução geomorfológica. Pretendeu-se, nessa tese relacionar estes aspectos estruturais, da distribuição da geometria e da inferência de movimentação com a gênese das formas. Nesse sentido, torna-se necessário a compreensão da morfogênese, ao longo do tempo, relacionada com a estrutura e os processos atuais do modelado, a fim de reconstruir a evolução da área de pesquisa, inserida no quadro evolutivo regional, (PEDROSA, 1989).

Para o desenvolvimento desta pesquisa consideraram-se: a) um quadro litoestrutural delineado pelos basaltos do Grupo São Bento, da Formação Serra Geral, recobertos por arenitos do Grupo Bauru e cujo quadro evolutivo encontra-se associado aos controles estruturais gerados pela evolução da Bacia do Paraná e, b) a morfoestrutura capaz de desencadear os processos morfogenéticos. Portanto, nesse estudo foram levantados os processos resultantes de um conjunto de diferentes agentes geomorfológicos, ao qual a ação, de ordem natural, também admite a ação do homem com suas práticas na intervenção dos processos morfogenéticos (PEDROSA, 1989).

Um aspecto relevante considerado para testar a hipótese, foi observar se as formas do relevo tiveram seu ajuste relacionado com os aspectos tectônicos presentes na herança paleogeográfica da área. Pretende-se responder as seguintes perguntas: a) de que forma a tectônica interferiu na morfogênese? b) as voçorocas e ravinas possuem um condicionante estrutural? e c) a drenagem responde aos controles estruturais?

A tese está estruturada da seguinte forma fundamentação teórica com o enquadramento dos estudos sobre a tectônica da Bacia do Paraná; procedimentos metodológicos e análise dos

resultados contendo uma avaliação da dinâmica externa e interna na bacia dos ribeirões Douradinho e Estiva.

1.2 Objetivos Geral

O objetivo principal desta tese foi analisar a estrutura geotectônica e relacionar com a morfologia das bacias do Ribeirão Douradinho e Estiva, para compreender a gênese e o comportamento dinâmico das formas do relevo.

1.2.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos foram delineados na intenção de atender as premissas anteriormente levantadas. Assim foi necessário,

- Levantamento do contexto litoestrutural no contexto paleogeográfica e atual da Bacia do Paraná e da região.
- Elaborar o Mapa base e os mapas temáticos contendo: Limites, sistemas de drenagens, estradas, localidades, curva de nível; declividade, hipsometria, mapa dos topos, mapa de anomalias de drenagens, litologia, sismicidade da área de estudo;
- Elaborar o Mapa síntese: Mapa geomorfológico
- Analisar os aspectos de enquadramento, buscando identificar a origem morfogenética interna a superfície, capaz de demonstrar sua importância para a espacialização do modelado local.

As referências foram abordadas a partir de uma esfera regional para a análise do quadro local. Espera-se que o material apresentado forneça melhor compreensão a gênese e evolução das formas do relevo.

2. FUNDAMENTAÇÃO TÉORICA

2.1 A Evolução da Bacia do Paraná

Na elaboração do relevo, os processos morfogenéticos atuam por meio das forças externas na superfície terrestre e são responsáveis pelo retrabalhamento e modelagem da superfície terrestre enquanto as forças endógenas exercem forte influência no controle e composição da estrutural.

Em função desse embate de forças o relevo apresenta uma variedade de tipos e formas que não são estáticas e nem caóticas, mas dinâmicas. As relações de forças ocorrem por meio da troca de energia e matéria entre os materiais influenciados pela gravidade. Os padrões de forma ou tipo de vertente revelam quais as influências de cada componente do meio que são as responsáveis pela gênese e dinâmica, pretérita e atual das formas, (ROSS, 1996).

Na análise do enquadramento geomorfológico, o emprego da cartografia geomorfológica exige o tratamento das formas. Na elaboração dos mapas foi considerado o conceito de morfoestrutura, trazidos pelos soviéticos nos anos 70, que apresentaram a necessidade de analisar a morfoestrutura considerando a necessidade de dados de observação

de campo, uso de cartas topográficas, fotos aéreas e imagens de satélite ou radar, para nortear e comparar as formas e processos.

Os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura trazidos por Gerasimov e Mescheikov (1968) estabeleceram categorias genéticas para a análise geomorfológica. As feições morfoestruturais possuem origem e idade distintas, ativas na elaboração das formas e a morfoesculturais corresponde ao modelado gerado pelas forças exógenas (ação do clima pretérita e atual e a ação antrópica). De forma que para entender o relevo, além das formas e medidas, é preciso compreender os processos morfogenéticos atuantes, (ROSS, 1996).

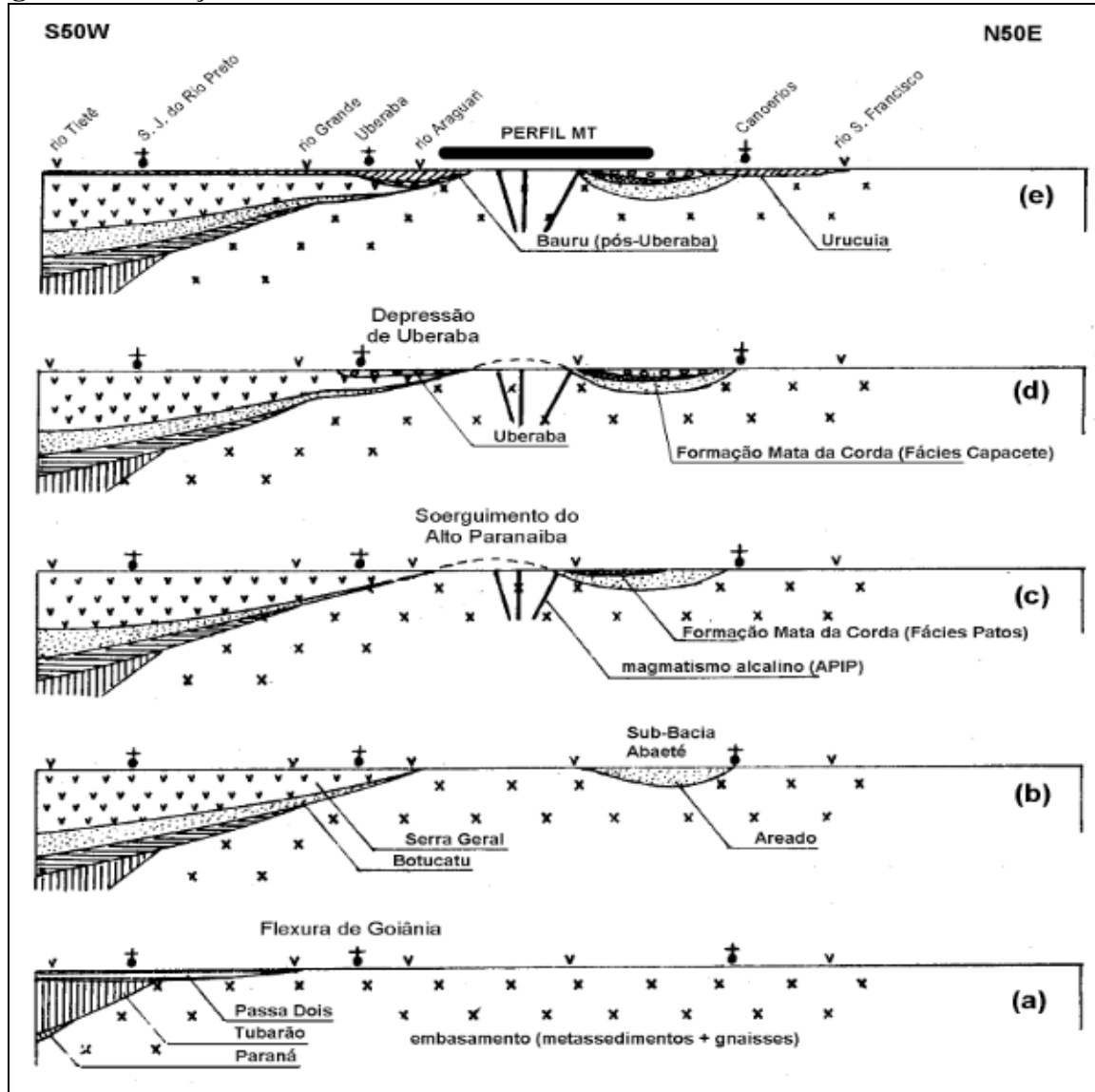
Os processos morfogenéticos são os responsáveis pela natureza da vertente, no que se refere a declividade, litologia, escoamento e uso. Os fatores endógenos são identificados quando se analisa a origem dos controles estruturais, dos regimes tectônicos, da natureza das rochas, ao longo do tempo. Esse controle pode ser identificado por sua origem tectônica e pode ser dividido em estruturas ativas - denominadas neotectônicas - que influenciam as formas, por meio dos movimentos quaternários e em estruturas passivas, de origem antiga, que interferem na erosão diferencial. Os fatores morfoesculturais ocorrem em função da atuação climática favorecendo o desenvolvimento de incontáveis variedades de perfis e declives diferenciados entre si pela orientação das encostas, comprimento de rampas e curvaturas verticais, responsáveis pela pedogênese e pela morfogênese. (BIGARELLA, 2003).

Para Hasui (1990), os principais indicadores da atividade neotectônica são as falhas de caráter distensivos a transcorrentes (em rochas sedimentares e magmáticas), evolução da rede de drenagem, área de erosão e sedimentação em zonas de subsidência ou ascensão, sismicidades associadas às zonas de maior fraqueza. Para analisar estes aspectos serão tratados neste referencial, os aspectos de evolução tectônica da Bacia do Paraná. Esse balanço de forças que condiciona a evolução das formas do relevo é observado no limite Nordeste (NE)

da Bacia do Paraná, onde está situada a área desta tese. Em suas fases tardias, a evolução estrutural da região foi afetada pela evolução do Soerguimento do Alto Paranaíba, **Figura 2**.

A Bacia do Paraná é uma bacia que data do fanerozóico e se encontra na porção sudeste do continente Sul-Americano. Trata-se de uma bacia intracratônica, com sucessão vulcano-sedimentar que evolui desde o período neo ordoviciano e o neocretáceo até os dias atuais. (MILANI et al. 2007) e (PEREIRA et al., 2012).

Figura 2 - Evolução Fanerozóica de Minas Gerais entre as bacias do Paraná e São Francisco.



Fonte: Modificado de Hasui e Haralyi (1991).

Nota: a) Paleozóico; b) Jurássico inferior – Cretáceo superior; c) Cretáceo superior (80-100 Ma); d) Cretáceo superior (70-80Ma); e) final do Cretáceo superior (65-70Ma).

A Bacia do Paraná instalou-se e evoluiu no contexto do interior cratônico do paleocontinente Gondwana. Nesse paleocontinente, em sua margem Sudoeste (SW), os cinturões ativos colisionais se desenvolveram contemporaneamente à bacia, provocando uma série de episódios orogênicos. A dinâmica ativa da borda sudoeste do paleocontinente Gondwana foi fundamental para a história paleozóica-mesozóica da Bacia do Paraná.

Essa unidade geotectônica constitui-se como sinéclise, alongada na direção Nordeste – Sudoeste (NE-SW), obedecendo a trama do substrato pré-cambriano. Pereira et al (2012) aponta que sinéclises são também denominadas bacias intracratônicas ou intracontinentais. Onde ocorre a área subsidentes discordante das estruturas do embasamento surgem às zonas de fraquezas que foram reativadas sob influência do campo de estresses de caráter compressional, originado na borda do continente pela orogenia andina. A compreensão deste processo sofreu alteração com o tempo (**Quadro 1**), culminando com a ideia de evolução dessa bacia.

Quadro1- A Origem e Evolução da Bacia do Paraná.

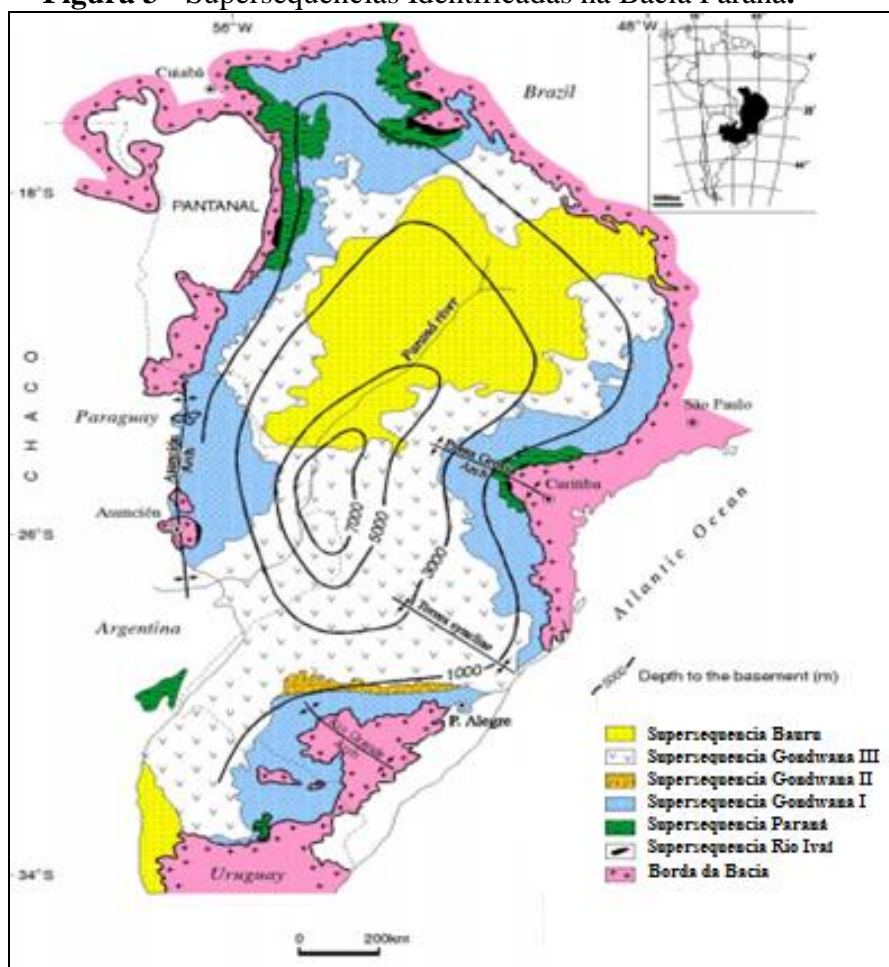
Autores	Formas de Pensar a Evolução da Bacia Paraná
Fúlfaro et al (1982)	Um conjunto de calhas aulacogênicas orientadas segundo a direção NW-SE teriam sido "as precursoras da Sedimentação Cratônica.
Zálan et al (1990)	A contração térmica que teria sucedido aos fenômenos tectomagmáticos do Ciclo Brasileiro seria um importante mecanismo ligado à implantação da sinéclise.
Milani et al (2007)	A Flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana foi interpretada como tendo sido um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da bacia Paraná.

Fonte: Fúlvero et al (1982); Zálan et al (1990); Milani et al (2007).

O mecanismo de subsidência explica-se, segundo Milani et al (2007), pela flexura litosférica provocada por sobrecarga tectônica, propagada ao longo da calha de instalação da estrutura. O formato oval e a orientação do eixo maior são reflexo do formato assumido pelo continente sul americano, **Figura 3**. O depocentro da Bacia do Paraná corresponde à calha do rio Paraná, e está preenchido por sequências de rochas vulcânicas e sedimentares, (MILANI et al., 2007) e (PEREIRA et al., 2012).

Os sistemas deposicionais da área intracratônica e a orogenia adjacente foram explicados por Milani et al. (2007), agrupados em 6 superseqüências, como sendo uma resposta à subsidência da bacia, confrontada com os fenômenos da orogênese em curso na borda continental.

Figura 3 - Superseqüências Identificadas na Bacia Paraná.



Fonte: Hasui (2010).

A flexura que ocorreu como resposta à ruptura pós-Paleozóica do Gondwana Ocidental atuou como reflexo da propagação de esforços horizontais das placas tectônicas com suave subsidência em decorrência do mecanismo de flexura intracontinental. Essa ruptura iniciou com a formação do rift sul atlântico, pela reativação de antigas estruturas de diferentes orientações, gerando novos conjuntos de falhas e fraturas. Barcelos (1984) e Fernandes e Coimbra (1996).

O rift central da base da Bacia do Paraná, identificado por meio de dados gravimétricos, magnetométricos e sísmicos, constitui uma estrutura de idade ordovico-siluriana limitada por falhamentos normais de orientação NE-SW. Na sequência do processo de rifteamento ocorre o fendilhamento da crosta, simultâneo ao magmatismo basáltico provocado pela abertura do Oceano Atlântico. Esse episódio marca o fim da deposição em ambiente tectônico extensional. Após a abertura do Oceano Atlântico, a área da Bacia do Paraná manteve caráter epirogenético ascensional generalizado, até que um novo ajuste isostático definiu as depressões deposicionais mais recentes. (MILANI et al (2007)).

2.1.1 Estratigrafia

Milani et al (2007) registram 6 supersequências² compondo o preenchimento da Bacia do Paraná, produtos dos rearranjos tectônicos ao longo da história geológica da região, agrupadas em dois grandes ciclos. Na Bacia do Paraná, os três primeiros pacotes (supersequências), mais antigos, são representados por sucessão sedimentar que define ciclos marinhos transgressivos-regressivos, ligados à oscilação do nível do mar ao longo da Era Paleozóica, em ambiente tectonicamente estável. As demais supersequências, mais recentes, correspondem a sucessões sedimentares e magmáticas que indicam variação do contexto geotectônico desta bacia, **Quadro 2**.

A primeira supersequência (Rio Ivaí) é composta por depósitos de idade ordovico-siluriana, relacionado ao paleooceano Pacífico; a segunda supersequência desenvolveu-se em um mar interior de idade devoniana. A terceira supersequência possui o maior volume sedimentar, de espesso pacote, na qual há uma grande variedade de condições deposicionais sucedendo-se no tempo e evoluindo entre o contexto carbonífero e eotriássico de

² Supersequências são compostas por pacotes de rochas que definem intervalos temporais de caráter regional.

sedimentação marinha com influência glacial até o amplo e árido interior continental com domínios de campos de dunas eólicos.

Quadro 2- Descrição das supersequências deposicionais da Bacia do Paraná.

SEQUÊNCIA	IDADE	EVENTOS GEOLÓGICOS	CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS
Rio Ivaí - rift	ordovico – siluriana	Ciclo transgressivo	Constituída por arenitos depositados em ambiente fluvial, transicional e costeiro; diamictitos de origem glacial e folhelhos. Superfície de inundação máxima.
Paraná	devoniana	Ciclo transgressivo-regressivo	Formação Furnas, deposição em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e Formação Ponta Grossa, constituída por folhelhos e dividida em três membros, dos quais o inferior é marinho e corresponde à máxima superfície de inundação do Devoniano.
Gondwana I	carbonífera –eotriássica	Primeira fase do ciclo foi transgressiva e a segunda fase foi regressiva.	Compreende uma parte basal com depósitos sedimentares de origem glacio-marinha e ambiente deltaico, marinho e litorâneo com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior é marinha e transicional registrando ao seu final o início da instalação de clima desértico na bacia, com ocorrências de dunas.
Gondwana II	Triássico médio a superior	Sedimentação restrita à porção gaúcha e uruguaia.	Caracteriza-se por arenitos e pelitos avermelhados, oriundos de depósitos fluviais e lacustres e possui abundante fauna de répteis e mamíferos.
Gondwana III	Jurássico inferior-Eocretáceo	Rompimento do paleo continente Gondwana com abertura do oceano Atlântico. Comportamento ascensional da Placa Sul Americana, com ajustes isostáticos.	Extravasamento do magmatismo basáltico. Magmatismo Serra Geral.

Fonte: Milani et al (2007).

Em função das extensas glaciações no Gondwana Meridional houve um hiato na acumulação sedimentar, o que explica a lacuna deposicional entre os estratos neodevonianos e os neocarboníferos. Novo registro sedimentar só foi observado com a retomada da sedimentação no Moscoviano (306 a 311 Ma), como resposta ao deslocamento do continente para o Norte.

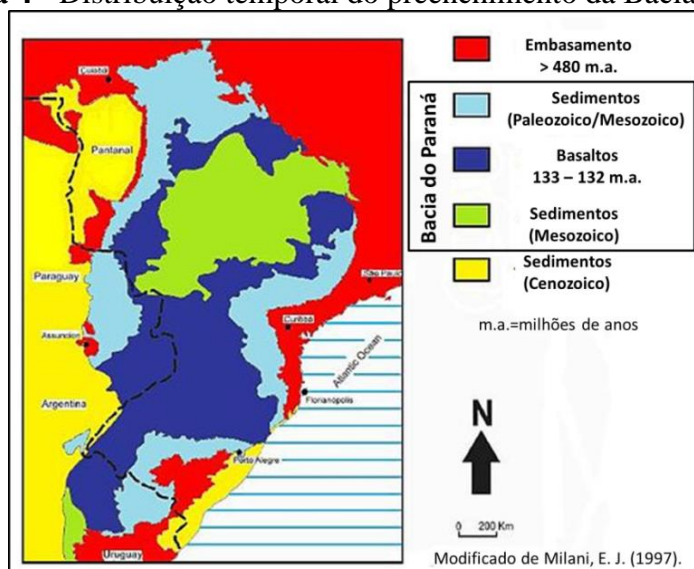
O segundo grande ciclo, identificado pelas 3 supersequências superiores Gondwana II, III e a atual Bacia Bauru, é marcado pela instalação de um extenso deserto, marcando período

de relativa quietude tectônica seguida de abundante extravasamento de lava basáltica. Concomitantemente, houve soerguimento térmico da crosta, promovendo erosão generalizada, e posterior subsidência. Na Supersequência Gondwana II são encontradas alterações nos pacotes deposicionais, com intercalações de pelitos e arenitos fluviais em meio aos arenitos desérticos. Esses depósitos teriam sido gerados em resposta à variação regional do nível de base em função da combinação entre tectônica e clima, durante o Triássico médio a superior (247 a 201 Ma).

Na Supersequência Gondwana III, sedimentos jurássicos e eocretáceos guardam registros dos sedimentos eólicos da Formação Botucatu e os magmatitos da Formação Serra Geral, do Grupo São Bento. Milani et al (2007). Atualmente, se compreende que após ocorrerem os extensos derrames basálticos, estabelecerem-se a separação continental e a abertura da bacia oceânica. A última supersequência da Bacia do Paraná foi gerada por mecanismo de subsidência isostática, com preenchimento da depressão formada, denominada Bacia Bauru, por materiais siliciclásticos.

Para Silva et al (2003) a sequência evolutiva corresponde a três áreas de sedimentação independentes, separadas por profundas e generalizadas discordâncias: a) Bacia do Paraná propriamente dita, uma área de sedimentação que primitivamente se abria para o oceano Panthalassa, a oeste, no final do Paleozoico; b) bacia Serra Geral, compreendendo os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames basálticos da Formação Serra Geral, no Triássico, e; c) Bacia Bauru, uma bacia intracratônica, neocretácea. Para Milani et al (2007), esse arranjo espaço-temporal das rochas que preenchem a Bacia do Paraná constitui uma caracterização importante da relação causal entre os eventos no interior da placa Sul-Americana e os processos deposicionais resultantes, presentes nos registros estratigráficos, conforme, **Figura 4**.

Figura 4 - Distribuição temporal do preenchimento da Bacia Paraná.



Fonte: Milani et al. (1997).

2.1.2 Bacia Bauru

O Grupo Bauru, segundo Barcelos (1984) apud Batezelli (2003), foi descrito pela primeira vez por Campos (1905), no Triângulo Mineiro. Em 1930, a Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, assumia a existência da Formação Bauru. Moraes Rego, em 1953 apresenta as características geológicas e paleontológicas da Formação Bauru. Almeida e Barbosa (1953) mencionaram em seus trabalhos as Formações Itaqueri e Marília. Freitas (1955) desenvolveu estudos sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos para a reconstrução do paleoambiente de sedimentação da série Bauru. Hasui et al (1968) apresentaram o primeiro mapa geológico de sedimentos Cretáceos do Triângulo Mineiro e parte do Alto Paranaíba (MG) apontando pela primeira vez discordância paralela entre os arenitos da Formação Bauru e Formação Uberaba. Hasui (1969) descreveram a ocorrência da sequência na Formação Uberaba e na Formação Bauru. Já em 1970, Barbosa et al tinham clareza das formações Uberaba, Ponte Alta e Bauru. Bjornberg et al (1970) mostraram que os processos tectônicos da Bacia do Paraná continuaram ativas durante a sedimentação Bauru.

Em 1974, a partir de estudos desenvolvidos por meio de Convênio do Departamento de Água e Energia Elétrica do Estado de São Paulo - DAEE com a UNESP, a USP e o IPT foi elaborado um mapeamento de detalhe da geologia regional que apresenta as unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru no Estado de São Paulo.

Conforme pontuado no tópico anterior sobre estratigrafia do Grupo Bauru, durante o processo de extensivo extravasamento das lavas basálticas ocorrido no juro-cretáceo houve soerguimento térmico generalizado da crosta, com a instalação de erosão regional e, na sequência, subsidência crustal que originou a Bacia Bauru.

A Bacia Bauru é compreendida como uma bacia continental interior, pós-ruptura do continente gondwânico, com acúmulo de material sedimentar essencialmente quartzo-arenoso, espessura que pode atingir 300 m e área de 370.000 km², conforme citam Fernandes e Coimbra (2000), Fernandes (2004).

Essa bacia tem por substrato nas regiões Norte e Leste da Bacia do Paraná os basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), dos quais se encontra separada por não conformidade. Os limites superiores erosivos dos basaltos são demarcados pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (FERNANDES, 2004).

No Brasil, os basaltos ocorrem na porção ocidental do Estado de São Paulo, no Noroeste (NW) do Paraná, no leste de Mato Grosso do Sul, no Triângulo Mineiro e no sul de Goiás. A parte oriental da bacia, área do estudo, compreende cerca de 180.000 km², situados entre as latitudes 18° e 25° S, e longitudes 47° e 55° W.

O Triângulo Mineiro integra esta bacia neocretácia, preenchida por sequência arenosa siliciclástica em clima semiárido, nas porções Norte (N) e Nordeste (NE) da bacia do Paraná, passando para clima desértico na região central. Mais ao Sul, ocupando os Estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, conforme Fernandes (2010).

Os estudos estratigráficos e paleogeográficos deposicionais da Bacia Bauru segundo Barcelos (1984); Petri e Fúlfaro (1983); Ferreira Júnior (1996); Fernandes (1992) consideraram que a Formação Marília, presente nas bordas leste (L) e Norte (N) da bacia, foi gerada em sistemas de leques aluviais marginais; a Formação Adamantina está relacionada a sistemas fluviais de rios entrelaçados e planícies com lagoas efêmeras nas porções centro e Nordeste da bacia e a Formação Uberaba, restrita ao extremo Nordeste da bacia, com contribuição de material vulcânico piroclástico.

Cessadas as atividades vulcânicas, com os ajustes isostáticos subsequentes, ocorreu abatimento crustal regional, de forma que no período neocretáceo instalou-se a última supersequência deposicional. Nesta supersequência, os sedimentos siliciclásticos provenientes de alteração e erosão de rochas paleozóicas e pré-cambrianas presentes nas bordas da bacia alcançaram as regiões interiores. Desta forma, identifica-se o ciclo deposicional responsável pela instalação da Bacia Bauru (MILANI et al, 2007).

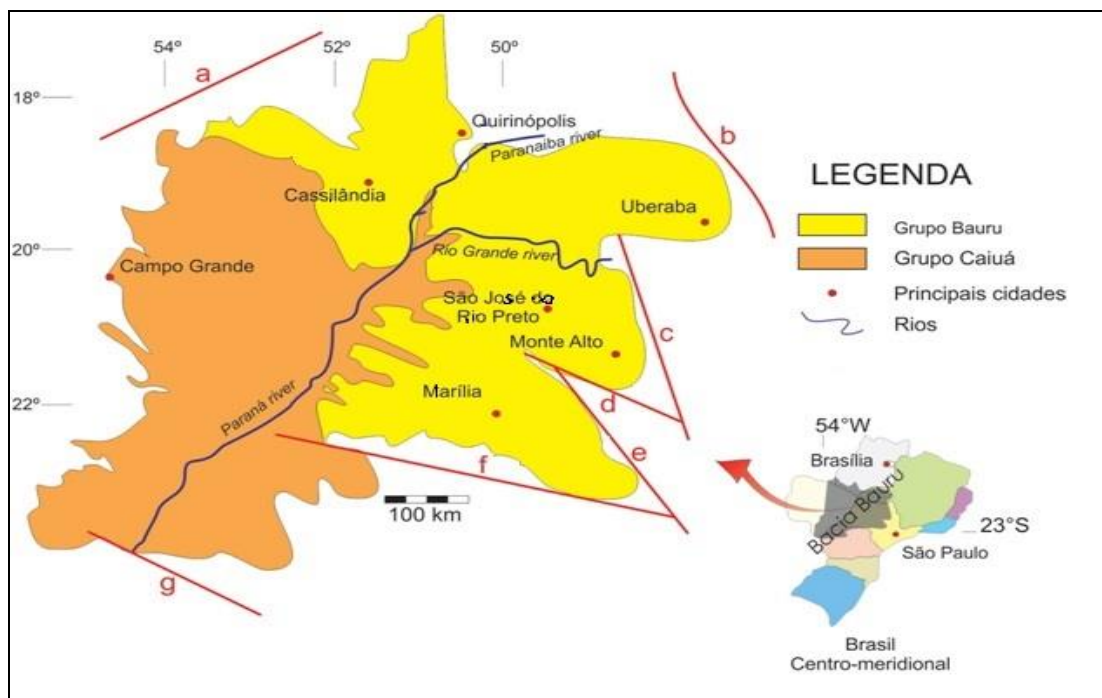
O desenvolvimento da Bacia Bauru, no Cretáceo superior, ocorreu em condições de clima semiárido e árido no seu interior e úmido na sua periferia, as idades foram definidas com base em fósseis de dinossauros, datações por (K-Ar) de intercalações de rochas vulcânicas no pacote sedimentar e na correlação com a deposição da Formação Santos na bacia de Santos, conforme Batezelli (2003) e Fernandes (2004).

Em sua evolução tectono-sedimentar o preenchimento siliciclástico-psamítico depositado em bacia endorréica de drenagem assimétrica, com desertificação gradual para a porção central da bacia foi composto pelos grupos cronocorrelatos Bauru e Caiuá. No Triângulo Mineiro é observada apenas a ocorrência do Grupo Bauru, conforme Milani et al (2007).

Os limites atuais da bacia coincidem com as estruturas tectônicas regionais, onde ocorrem manifestações de magmatismo alcalino neocretáceo. Como ressalta Riccomini (1997), a Bacia Bauru possui limites em grande parte de natureza tectônica que correspondem

à Antéclise de Rondonópolis a noroeste, ao Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) a Nordeste, aos alinhamentos do Rio Moji-Guaçu, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a Leste, Paranapanema a sudeste, e do Rio Piquiri, ao Sul, **Figura 5**.

Figura 5 – Arcabouço Tectônico e a Distribuição das Unidades Litoestratigráficas na Bacia Bauru.



Fonte: Adaptação de Riccomini (1997) e Pereira et al (2012).

Nota: baseado em Fernandes e Coimbra (1996): Grupo Caiuá; Grupo Bauru; Principais feições tectônicas das bordas da Bacia Bauru: a) Antéclise de Rondonópolis; b) Soerguimento do Alto Paranaíba; c) Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; d) Alinhamento de São Carlos - Leme; e) Alinhamento de Ibitinga - Botucatu; f) Alinhamento do Paranapanema; g) Alinhamento do Rio Piquiri.

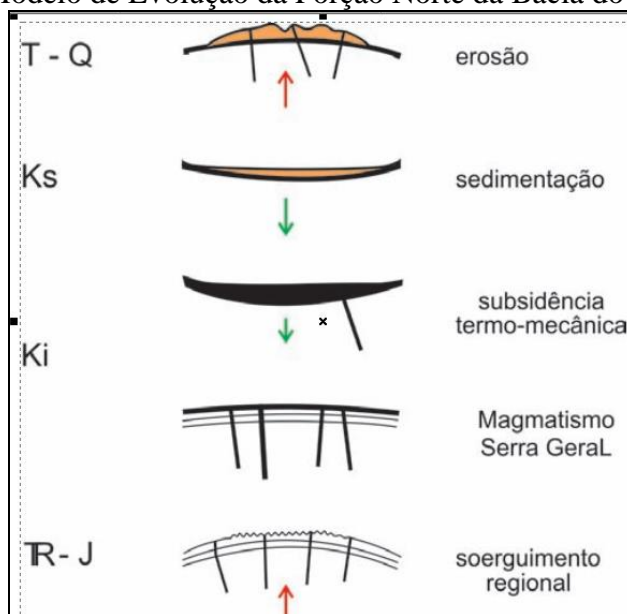
A Região entre a Serra da Canastra e a Bacia do Paraná no Alto Paranaíba, que corresponde à área do Cinturão Brasília foi palco das intrusões alcalinas que deram origem aos domos vulcânicos de Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra (MG) e Catalão (GO) pela reativação Sul atlântica no Cretáceo inferior. Ao mesmo tempo, deu origem a uma nova depressão, alongada segundo a direção aproximada de NE-SW, que se estendia do sul (S) de Goiás até o sudoeste (SW) do Estado de São Paulo, denominada de depressão de Bacia Bauru, conforme Batezelli (2003), Hasui et al (1999) e Hasui (2010).

Essas intrusões alcalinas do centro sul do Brasil ocorreram no período Mesozóico, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (K1), contemporâneas ao vulcanismo Serra Geral. Uma segunda fase de intrusões ocorreu no intervalo Aptiano (KS) - Eoceno, com picos de intensidade de eventos intrusivos entre 87 - 80 Ma e 70 - 60 Ma, concomitantes à deposição neocretácica, (CORSI, 2003).

As movimentações antigas da crosta terrestre são responsáveis pelo condicionamento do quadro geológico de sedimentação e geomorfológico atual, por meio de reativação episódica nas zonas de fraqueza. Os estudos neotectônicos são ainda escassos e não fornecem uma base capaz de retratar em detalhes eventos desde o Mioceno, segundo Hasui (1990). No Brasil, as pesquisas realizadas indicam que a morfotectônica do relevo relaciona-se com os movimentos tectônicos ligados a fragmentação da América do Sul e África, a abertura do Atlântico e a outros movimentos mais modernos. Fernandes (1998), **Figura 6**.

Grande parte dos estudos desse contexto refere-se às regiões do vale do rio Paraíba do Sul, do Sul de Minas, em Campos do Jordão, nos maciços alcalinos como os de Passa Quatro e Itatiaia, com contribuições sedimentares, tectônicas e geomorfológicas. Segundo Marujo et al (2001), esses processos são ainda observados nos dias atuais.

Para Hasui (1990), as falhas da Bacia do Paraná têm sido observadas em faixas ao longo das quais os blocos separados por diaclasamento mostram estrias de atrito de movimento normal e transcorrente, atribuídas à discreta movimentação geral transcorrente afetando os basaltos. Os sedimentos das bacias terciárias continentais do sudeste apresentam falhas que afetam as camadas superiores, o que indica que houve movimentação posterior à sedimentação, podendo ser compreendida como um último pulso da tectônica de desenvolvimento da bacia.

Figura 6– Modelo de Evolução da Porção Norte da Bacia do Paraná.

Fonte: Fernandes, (1998).

Hasui (1990) considera a existência de zonas de fraqueza crônica responsáveis pelos alinhamentos dos sismos que se manifestaram do passado geológico até o presente. Estas zonas foram demarcadas por eventos e pela configuração estrutural fundamental. Para o caso brasileiro, aponta-se que a placa litosférica possui movimento WNW, com componentes epigenéticos positivos e, secundariamente, negativos. As tensões são induzidas pelos esforços nas bordas da placa Sul Americana, envolvendo compressão horizontal WNW-ESE. As falhas são uma forma de expressão estrutural da movimentação crustal, cujo caráter é recorrente e condicionado pelas zonas de cisalhamento e suturas herdadas da estruturação antiga. As movimentações epirogenéticas podem se manifestar por meio de falhas normais. Esses movimentos condicionam extensas áreas aos processos de erosão e sedimentação.

2.1.3 Evolução Regional Cretáceo-Terciária

Entre o fim do Cretáceo e o início do Terciário observa-se inversão do sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru, segundo Fernandes (2004). Com a elevação e

exposição da cobertura neocretácia iniciou-se o ciclo erosivo com entalhamento das superfícies. As elevações regionais que ocorreram no Cenozóico foram intensificadas nas bordas da bacia, marcando seus limites erosivos atuais. Segundo o autor, as poucas superfícies com seixos preservadas são encontradas no Triângulo Mineiro e na borda leste, na região de Botucatu. “As unidades de origem eólica apresentam sentido de transporte W/SW, refletindo a grande estabilidade do padrão de circulação atmosférica regional durante a sedimentação da sequência neocretácia.” O registro da sedimentação Bauru denota para um contexto de sedimentação subaquosa em ambiente flúvio-aluvial e subaéreo (eólicos), reforçando as condições climáticas de clima semiárido e árido, Fernandes (2004).

Foi neste período que ocorreu a instalação dos sistemas fluviais sobre depósitos arenosos inconsolidados, sem que houvesse uma fase erosiva regional. Em geral, como propõe Fernandes (2000), os depósitos fluviais encontram-se separados dos eólicos sotopostos por diastemas locais. A erosão posterior removeu boa parte do topo da sequência neocretácia pelo entalhe dos canais atuais. A porção superior do registro sedimentar encontra-se preservada nos espigões regionais.

Ainda sobre a drenagem, os fluxos fluviais provindos de leques aluviais da margem NE da Bacia do Paraná alcançaram o interior da bacia em sistemas de rios entrelaçados e carregam carga mais arenosa. Em função da baixa declividade, os sistemas fluviais distais tornam-se meandantes no interior. Para o autor, o aumento da aridez para o interior é determinada pelo progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento do sistema fluvial nas planícies arenosas vizinhas ao deserto Caiuá.

No Cretáceo e no início do Terciário, o sentido da drenagem foi invertido, obedecendo inversões do substrato da Bacia Bauru. Devido à elevação regional das bordas no Cenozoico, os atuais limites da exposição das sequências da bacia são erosivos e ainda preservam superfícies rudáceas, na borda Nordeste da bacia que corresponde à área do Soerguimento do

Alto Paranaíba. Desta forma, os processos seguiram a ordem de um levantamento regional, em que ocorreram fraturamento, com posterior instalação e entalhamento da drenagem, (FERNANDES, 2004)

Suguio (1980) apud Batezelli (2003) propôs a organização litoestratigráfica para o Grupo Bauru com Formação Uberaba e Formação Marília. **Quadro 3** A sequência neocretácia foi dividida em dois Grupos cronocorrelatos: Caiuá e Bauru. Além dessas, foram identificadas as Formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe (Adamantina), Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, Marília e Analcimitos Taiúva, interpretadas como parcialmente cronocorrelatas, segundo Fernandes (1998).

Quadro 3- Proposta Estratigráfica.

Grupo	Formação	Membro	Correspondência
Bauru	Marília	Echaporã	Membro Echaporã ¹ , Formação Marília ²
		Serra da Galga	Membro Serra da Galga ¹
		Ponte Alta	Membro Ponte Alta ¹
	Presidente Prudente		Parte da litofácies Taciba, Parte da unidade Kav (Formação Adamantina) ⁴
	São José do Rio Preto		Parte da litofácies ou Formação ⁶ São José do Rio Preto
	Uberaba		Parte da Formação Uberaba ⁷
	Araçatuba		Parte da litofácies ⁵ ou da Formação ⁶ Araçatuba; Formação Araçatuba ⁸ , parte da unidade Kai,Kaii, Kaiiii, Kaiiv e parte da Kav (Formação Adamantina) ⁴ .
	Vale do Rio do Peixe		Litofácies Ubirajara ³ , parte da litofácies ⁵ ou Formação ⁶ Araçatuba, parte da litofácies Taciba ³ , unidade Kai,Kaii, Kaiiii, Kaiiv e parte da Kav (Formação Adamantina) ⁴ .
Caiuá	Santo Anastácio		Formação Santo Anastácio ^{9,3,4,10}
	Rio Paraná		Formação Rio Paraná ¹⁰
	Goio Erê		Formação Goio Erê ¹⁰

Fonte: Maoski (2012).

¹ Nota: Proposta estratigráfica de Fernandes e Coimbra (2000) e sua correspondência com as classificações anteriores. ¹Barcelos et al (1987), ²Almeida e Barbosa (1953), ³Soares et al (1980), ⁴Almeida et al. (1980), ⁵Suguio et al (1977), ⁶Suguio(1981), ⁷Hasui (1968), ⁸Zaine et al (1980)⁹. Stein et al. (1979) , ¹⁰Fernandes & Coimbra (1994).

Tal identificação foi discutida pelo autor em seus estudos sobre estratigrafia e a evolução geológica da porção oriental da Bacia Bauru, na qual foram analisados sistema deposicional, distribuição e associação das fácies nessa bacia, Fernandes e Coimbra (2000) apresentaram proposta estratigráfica para Bacia Bauru.

O conjunto litológico dessa bacia representa um intervalo deposicional continental no interior da placa sul-Americana iniciando, segundo Batezelli (2003), com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente, evoluindo para um sistema aluvial resultante do soerguimento acentuado de suas bordas Norte, Nordeste e Leste.

A Bacia Bauru abriga rochas sedimentares argilo-arenosas na base, gradando para arenosas, (BATEZELLI, 2003). A divisão do Grupo Bauru adotada neste trabalho seguirá adaptações para as proposições de Batezelli (2003) e Barcelos (1984).

2.1.4 Idades

A sequência neocretácea suprabasáltica se acumulou no intervalo Coniaciano (88.6 a 85.8 Ma) – Maastrichtiano (70.6 a 65.5 Ma). Segundo Dias Brito et al (2001), os depósitos temporais de sedimentação Turoniano e Santoniano para a Formação Uberaba e o Maastrichtiano são atribuídos à Formação Marília no Triângulo Mineiro, **Quadro 4**.

Quadro 4– Quadro Cronoestratigráfico do Grupo Bauru.

Sistema	Estágio (datação em Milhões de Anos/ma)	Estados de Minas Gerais e São Paulo	
Cretáceo Superior	65.01 \pm 0.1	Grupo Bauru	Formação Marília
	Maastrichtiano 71.3 \pm 0.5		
	Campaniano 85.3 \pm 0.3		
	Santoniano 85.8 \pm 0.5		Formação Uberaba
	Coniaciano 89.0 \pm 0.5		
	Turoniano 93.5 \pm 0.2		
	Cenomaniano 98.9 \pm 0.6		

Fonte: DIAS-BRITO et al (2001).

2.1.5 Tectônica na Bacia do Paraná

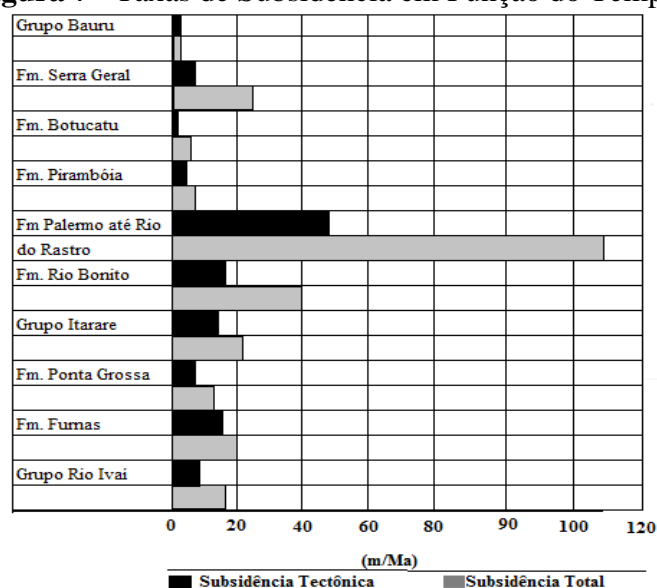
Segundo Riccomini (1997), o evento de extravasamento da lava basáltica no interior da Placa Sul-Americana, no início do Cretáceo, foi o episódio que correspondeu à ruptura do

paleocontinente Gondwana separando Brasil e África. Ao mesmo tempo deu origem ao assoalho oceânico. Nesse novo quadro tectônico, a região centro-sul da Plataforma Sul-Americana passa a sofrer o efeito da carga representada pela rocha basáltica somada à subsidência termal e ao deslocamento da placa Sul-Americana, em contato com a placa de Nazca. Desta forma, ocorrem no interior da bacia intracratônica modificações, com novos padrões de erosão e acumulação de sedimentos.

Milani et al (2004) apresentaram diferentes argumentos que sustentam o modelo de sinéclise termomecânica para a bacia intracratônica, assumida como unidade geotectônica individualizada. Desta forma, a evolução da bacia envolveu estiramento litosférico e subsidência; mudança na distribuição de temperaturas na litosfera, com o desenvolvimento de plumas astenosféricas descendentes que resultaram em subsidência da superfície; mecanismos de flexura intracontinental, como respostas a carga tectônica nas margens das placas; subsidência relacionada à propagação de esforços horizontais na litosfera, além de soerguimento térmico da crosta, seguido por erosão subaérea e subsidência posterior, **Quadro 5.**

Tais eventos ocorreram entre, 450 Ma e 65 Ma, aproximadamente e foram identificados por supersequências estratigráficas, relacionadas a períodos de subsidência seguidos de acomodação das unidades sedimentares. Quintas et al (1999) apresentam a subsidência da Bacia do Paraná. As diferentes interpretações para as subsidências e acomodações das unidades desta Bacia do Paraná estão descritas na **Figura 7.**

Segundo Marques et al (1993), essa diversidade de modelos se deve às condições precárias de estudo que não permitem a visualização direta dos processos na calha central da bacia. No entanto, os mesmos apresentaram as constatações que reforça a ideia de rift central por meio de dados gravimétricos, magnetométricos e sísmicos de reflexão feitos em poços profundos.

Figura 7 - Taxas de Subsidiência em Função do Tempo.

Fonte: Quintas et al. (1999).

Nota: Inclui subsidiência tectônica e subsidiência isostática associada ao acúmulo de sedimentos/derrames ígneos.

Milani et al (2004) apontam que “...o rift central da Bacia do Paraná constitui um domínio ordovício-siluriano limitado por falhas normais e internamente compartimentado numa série de altos e baixos estruturais que não se refletem no pacote devoniano a ele sobreposto.” De forma que os processos compressivos ao qual a placa Sul-Americana foi submetida reativaram descontinuidades do substrato antigo acomodando as subsidiências que deram início à sedimentação cratônica. As taxas de subsidiência tectônica registradas na bacia foram analisadas por Quintas et al (1999) que observaram a ocorrência de evento distintivo permo-carbonífero, sugerindo um campo de esforço de longa duração considerado de maior expressão, ao passo que a subsidiência juro-cretácea teve maior contribuição de carregamento, produzido pelo volume de lava, **Quadro 5**.

Quadro 5 - Subsidiência e Acomodações Litológicas na Bacia Paraná.

Autores	Interpretação sobre a subsidiência e acomodações litológicas na Bacia Paraná
Fulfaro et al (1982)	“Conceberam um conjunto de “calhas aulacogênicas” no embasamento da futura Bacia do Paraná”, orientadas a NW-SE, que teriam sido as “precursoras da sedimentação cratônica”.
Zalán et al (1990)	Atribuíram a origem da bacia a fenômenos de resfriamento litosférico a partir de uma região anormalmente aquecida durante o Ciclo Brasileiro, embora não descartassem a possibilidade de um episódio de estiramento crustal como promotor da subsidiência inicial da sinéclise. Foi mapeada por eles a área de ocorrência de um sugestivo “rife

	inicial”, na forma de uma calha estreita orientada a N-S, acomodando a Formação Rio Ivaí.
Soares (1991).	...“não há indicações de um grande rifte precursor que explicasse a origem da bacia por evento de estiramento litosférico”. Admite um mecanismo de flexura litosférica com um precoce abatimento de blocos, na forma de grábens, para acomodar o “primeiro ciclo cratônico” da bacia, iniciado no Neo-Ordoviciano.
Almeida et al (1980.)	Afirmaram que a Bacia do Paraná desenvolveu-se “sem dependência direta dos fenômenos evolutivos de que resultou a faixa de dobramentos da cadeia andina”; portanto, como unidade geotectônica autônoma.
Zalán (1991)	...” em cada momento em que o Gondwana foi submetido à colisão de um terreno exótico ou micro placa contra sua margem pacífica, o interior do continente era gradualmente soerguido. Isto se refletia nas bacias interiores na forma de regressão dos mares, seguida por um forte afluxo de arenitos e o desenvolvimento de discordâncias inter regionais.
Assine(1996)	Existiu uma relação temporal da subsidência que acolheu as seqüências Ordoviciano-Siluriana e Devoniana da Bacia do Paraná com “épocas de compressão e orogênese na região pré-andina”.

Fonte: Milani et al (2004)

A natureza predominantemente termal da subsidência foi um forte componente na reativação de falhas preexistentes, **Figura 8**.

2.1.6 Os Sistemas de Drenagem

Em trabalho sobre as grandes cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná, Bartorelli (2004) observa que os alinhamentos tectônicos na bacia ocorrem no sentido NW e NE, indicativo de reativação do sistema NW durante a abertura do Atlântico Sul ao contrário do sistema NE, que teria sido pouco afetado.

Assim, as cachoeiras na Bacia do Paraná encontram-se associadas a alinhamentos, como o caso do salto das Sete Quedas (Foz do rio Iguaçu). Bartorelli (2004), ainda admite que a compartimentação geomorfológica da bacia resultou de atividade neotectônica, que provocou a reativação de descontinuidades e falhas, preexistentes. Tais aspectos refletem sobre a organização da drenagem, que se definiu essencialmente no Quaternário. Os rios situados ao Leste da bacia, como o caso da área de estudo, segundo a autora, são rios consequentes epigênicos que transpuseram as escarpas estruturais nas bordas da bacia. Bartorelli (2004), Fernandes (2004).

A depressão da porção setentrional da bacia envolve o domínio dos basaltos Serra Geral conformando o substrato do Grupo Bauru. Dessa forma, Bartorelli (2004) descreve que a paleodrenagem no Cretáceo não teve dificuldade de se instalar, pois a superfície de erosão Pratinha trunca a borda dos derrames basálticos.

Figura 8- Orientação de arcos, flexuras e pontos de Vulcanismo Alcalino.



Fonte: Almeida *et al* (2012).

Nota: contém as localizações, orientação de arcos, flexuras e pontos de vulcanismo alcalino.

A drenagem da época Bauru se caracterizava por cursos fluviais migratórios em clima tropical semiárido, o que impedia o estabelecimento de bacias hidrográficas fixas e bem definidas. O escoamento geral era dirigido para WSW.

Para analisar o sistema de drenagem, como propôs Bartorelli (2012), torna-se necessário avaliar os aspectos fisiográficos e as características hidrológicas das bacias, como também o contexto tectônico no qual elas se encontram.

Os principais divisores das bacias brasileiras, como os da Bacia do Paraná, são definidos pelo soerguimento de terrenos à posição atual por levantamentos episódicos durante o Cenozóico como é o caso do no Planalto Central Brasileiro, (BARTORELLI, 2012).

Segundo Bartorelli (2010), com base no comportamento do substrato geológico e tectônico, toda a área à montante da cachoeira de Sete Quedas, no Planalto das Araucárias foi denominada de bacia do Alto Paraná. Corresponde à Bacia Bauru. Essa área sofreu uma reorganização em sua drenagem no início do Quaternário, tornando-se centrípeta, em função do soerguimento tectônico regional. A atividade neotectônica por sua vez, provocou a junção dos rios antecedentes que escoavam para oeste. Esses rios foram obrigados a procurar uma saída para o sul. Segundo Bartorelli (2012), esse redirecionamento, com o alinhamento da drenagem regional para S-SW sob ação de barreira gerada pelo alinhamento do rio Piquiri deu origem às cachoeiras de Sete Quedas. Em análise da drenagem da região do alto rio Paraná observou-se que a drenagem consequente entalhou o pacote sedimentar até a calha central, em função do soerguimento da região Sudeste do Brasil. O sistema de drenagem então instalado na Bacia Bauru apresenta grande semelhança com o traçado da drenagem atual, presente nos rios Paranaíba e Paraná, como resposta à elevação das bordas leste e nordeste. As modificações tectônicas regionais pós-cretáceas promoveram a reorganização parcial da rede de drenagem, realçando as direções WNW (FERNANDES, 1998).

Esse aspecto se deve à ocorrência da subsidência termomecânica (Riccomini, 1997), apresentada como a principal responsável pela criação de acumulação na Bacia Bauru. Os esforços do sistema binário de falhamento dextral E-W na estrutura regional, com os regimes transcorrentes geraram deformações na cobertura neocretácia, produzindo juntas e falhas. Tais deformações crustais de caráter rúptil condicionaram a instalação dessas em diferentes direções e foram as responsáveis pelo condicionamento do relevo e da drenagem.

No Triângulo Mineiro 66,5% da área é drenada para a bacia do rio Paranaíba e o restante para a bacia do Rio Grande, sendo que a separação das duas bacias se dá por um conjunto de relevos residuais alinhados na direção E-W, como denota o arranjo estrutural sofrido pela região durante o Terciário, segundo Corsi (2003). Os alinhamentos NW-SE presentes na região a N e NE são notáveis no controle da distribuição do Grupo Bauru e da rede de drenagem regional, por reativação de antigas falhas.

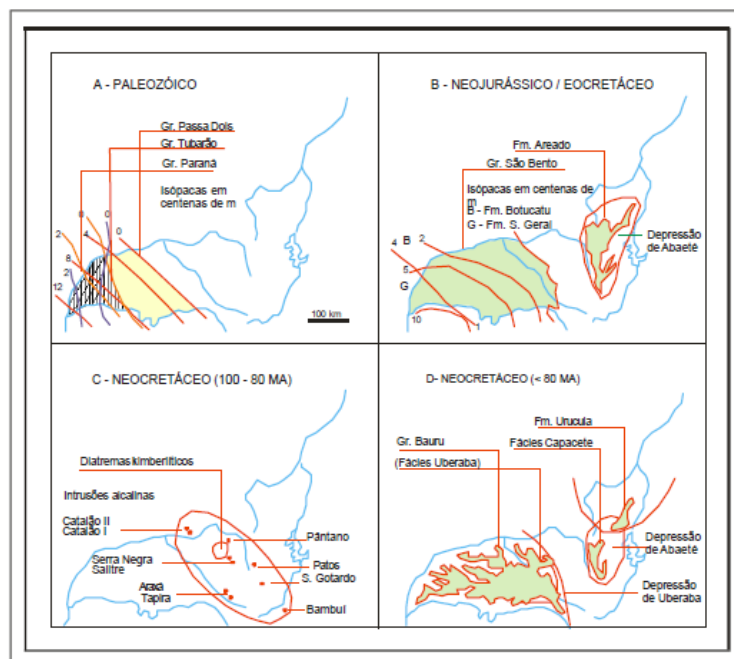
Tais reativações, relacionadas a tectonismo extensional com direção NE-SW e formação de falhas principais mergulhando para SW, refletiram no desenvolvimento da Bacia Bauru (Hasui; Haralyi, 1991), **Figura 9**. Os autores remetem a instabilidade crustal à sutura Itumbiara. Da mesma forma, Riccomini (1997) credita tais vínculos a fenômeno de reativação ao longo da descontinuidade mais antiga.

No estudo dos padrões de drenagem considera-se a importância dos eventos tectônicos, como forma de identificar o motivo dos sistemas de falhas condicionarem tais padrões, pois a hidrografia recebe o condicionamento dos movimentos crustais, de forma a dar respostas imediatas aos processos deformacionais, mesmo os de menor escala e magnitude. Tais características conferem à hidrografia elementos fisiográficos de cunho neotectônico. A rede de drenagem responde de forma sensível às entradas de energia no sistema e torna-se vulnerável aos diferentes tipos de deformações sofridas na sua área de abrangência.

As anomalias tornam-se importantes elementos de análise para o estudo hidrográfico nas condições de assimetria, retilinidade, curso (presença de cotovelos, inflexões, alinhamento de confluências), até mesmo em relação a captura de drenagem e outras características deformacionais encontradas na área. Barbosa; Furrier (2011).

As falhas e o mapa de anomalias da drenagem são um importante indicador para análise estrutural, fornecendo subsídios à indicação de fatores de caráter tectônico. (ASSUMPÇÃO; MARÇAL, 2006), (COX, 1994) (COX, 1994)e (SUMMERFIELD, 1991).

Figura 9– Unidades Litológicas e Litoestratigráficas do Oeste Mineiro.



Fonte: Hasui; Haralyi (1991)

Para Summerfield (1991), os padrões de drenagens são influenciados por fatores como variações climáticas e litologias, no entanto elege a estrutura geológica como uma das mais importantes no seu condicionamento. Os sistemas fluviais sofrem a ação do ajuste de falhas ou deformações regionais, resultando em perturbações, o que torna possível localizar e caracterizar as atividades recentes da tectônica.

Nos estudos geomorfológicos, a análise dos cursos d'água são importantes fontes de análise para compreensão dos processos morfogenéticos ativos na esculturação do relevo. Esse aspecto confere aos sistemas de drenagem, função relevante no desenvolvimento das formas do relevo. Barbosa; Furrier (2011).

Pinter, Keller (1996), destacam o papel do estudo da rede de drenagem, fundamental na análise dos elementos tectônicos, uma vez que através desses estudos é possível localizar, caracterizar e quantificar atividades tectônicas recentes, **Quadro 6, Figura 10.**

Quadro 6 - Classificação dos Padrões de Drenagem Relacionando ao Controle Estrutural

Tipos	Descrições	Controles estruturais
Dendríticos	Sem evidências de orientação dos canais. Arranjo tipo galhos de árvores.	Sedimentos horizontais ou rochas cristalinas homogêneas. Falta de controle estrutural em rochas de resistência uniforme.
Paralelo	Canais regularmente espaçados e paralelos, ou subparalelos, com tributários unidos por ângulos agudos	Falhas pouco espaçadas, dobras monoclinais ou isoclinais.
Radial	Canais fluem a partir do Centro	Cones vulcânicos, domos.
Treliça	Direção preferencial da drenagem é perpendicular à secundária. A drenagem principal se une a secundária em ângulo reto, sendo a secundária paralela a principal.	Unidades sedimentares inclinadas ou dobras alternando camadas resistentes de baixa resistência.
Regular	A drenagem forma uma rede perpendicular com duas direções desenvolvidas.	Juntas ou falhas
Anelar	Rios principais tem um padrão circular com os subsidiários.	Domos erodidos em sedimentos alternando camadas resistentes de baixa resistência
Centrípeto	Canais fluem, para o centro.	Caldeiras, crateras, bacias tectônicas.

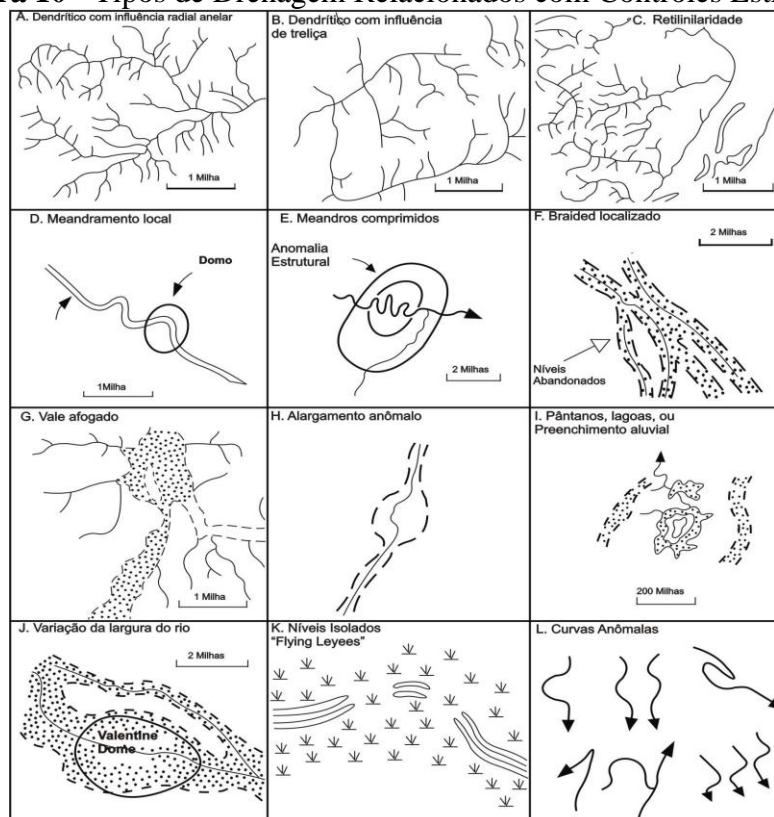
Fonte: Summerfield (1991).

As bacias sedimentares formam uma faixa intracratônica, tendo sua estrutura originada no entulhamento de sedimentos em área subsidente. As bacias sedimentares estão ligadas aos processos de sedimentação tendo camadas ligeiramente inclinadas nas bordas em direção ao centro com tendência a horizontalização da estratigráfica na porção central. A base em zona intracratônica que mantém sua morfogênese pretérita dobras, falhas e fraturas e relevos do tipo cuevas ou escarpas erosivas, quando há levantamento de borda.

No centro os relevos horizontalizados desenvolvem relevos tabuliformes em forma de mesa, chapadas, chapadões mesas. A evolução em clima úmido e os eventos epirogenéticos favorecem o entalhamento mais profundo dos canais, expondo as camadas de diferentes resistências litológicas. Ao longo do tempo, a ação intempérica pode desencadear formas

residuais, como os morros testemunhos com cornijas salientes, sustentadas por forte cimentação. (CASSETI, 1990).

Figura 10 - Tipos de Drenagem Relacionados com Controles Estruturais.



Fonte: Summerfield (1991).

2.1.7 Neotectônica

Riccomini e Assumpção (1999) explicaram que o conceito de estabilidade tectônica prevaleceu para a Plataforma Sul-Americana, durante muito tempo, de forma que esse pensamento retardou o início das pesquisas sobre a tectônica do Quaternário no Brasil, ao qual teve seu início na década de 1990.

Em função desse quadro, ainda hoje, há dificuldade no Brasil de conceituar a neotectônica Salamini (2004) Riccomini, (1997), Riccomini (1999) Grohmann et al (2012).

Cabral (1993) considera a neotectônica, como movimentos ocorridos após a última organização significativa da tectônica regional, podendo variar de um lugar para outro. No caso brasileiro, esse argumento seria motivo suficiente para dificultar a datação da tectônica recente, pois não há um consenso científico, ainda, sobre a sua ocorrência. A atividade neotectônica ocorrida desde o Plioceno corresponde aos últimos 2,5 milhões de anos. Neste contexto, elencam-se as estruturas geológicas ativas, que marcam os movimentos nesse período.

Para analisar a possibilidade de ocorrência da neotectônica, considerou-se o estudo recente de quatro áreas no Brasil, em que foram comprovadas a sua ocorrência. Buscou-se pautar sua evidência ao ilustrar casos na Bacia do Paraná e, em área vizinhas, como o caso da bacia do Pantanal mato-grossense e da bacia de Curitiba: O primeiro caso ocorreu na bacia sedimentar de Curitiba, Salamuni e Hasui (2004). Nesta bacia, os autores comprovaram que os padrões de drenagem são controlados por alinhamentos estruturais que cortaram o embasamento. No início da evolução desta bacia, no Oligoceno-Mioceno, a tectônica controlou a sedimentação, do Pleistoceno até o presente. A neotectônica provocou a exposição de blocos tectônicos e em clima úmido o seu entalhamento ocorreu por meio dos processos de erosão e dissecação.

O segundo caso foi apresentado por Fortes et al (2007), para o baixo curso do rio Ivinhema, afluente da margem direita do Rio Paraná, que corta planícies de inundação e outras feições do relevo. Por meio de análises do mapeamento geomorfológico, perfil longitudinal, a datação de carbono quatorze e termoluminescência, foram identificados blocos rotacionados para NW e N que controlavam a sinuosidade, as falhas e a assimetria do vale. O tectonismo afetou a área e produziu intensos fraturamentos associados aos adernamentos dos blocos para NW. Durante o Pleistoceno superior, os rios Paraná e Ivinhema construíram depósitos sedimentares, compostos de areias e cascalhos que foram datados de 42.500 a

31,100 AP. No início do Holoceno, um novo pulso soergueu um grupo de blocos paralelos em direção ao Rio Paraná, o que gerou muitas falhas antitéticas datadas de 8.000 a 6.000 AP.

O terceiro caso localiza-se em área vizinha à área de pesquisa, foi a que apresentou a gênese e evolução morfoestrutural do Pantanal motogrossense. De acordo com Ab'Saber (1988, 2006), o pantanal formado no Pleistoceno foi o resultado de um sistema regional de falhas formando um sistema de graben, fruto da tectônica recente.

O estudo de Paranhos - Filho (2013) aponta para as direções tectônicas NE, NW e NS, caracterizados na região do Pantanal por reativação no período final do Pleistoceno até os dias atuais. As direções correspondem ao padrão estrutural geral presente em rochas do embasamento. Exceção especial para estruturas EW, que são mais novos do que os outros, bem como a sequência sedimentar da bacia do Pantanal. O autor considera que as direções estruturais NE da bacia do Pantanal estejam relacionadas com a reativação do alinhamento Transbrasiliano. Esse alinhamento foi responsável por tal reativação no campo de tensões EW produzido na Placa Sul- americana durante o Pleistoceno tardio ao Quaternário.

O Pantanal corresponde a uma bacia tectônica alongada na direção NS, cuja evolução e deformação tectono - sedimentar estão provavelmente relacionadas com a convergência dos Andes, incluindo as estruturas EW, mais jovens do que a sucessão estratigráfica da bacia do Pantanal. As direções estruturais NE, NW e EW são responsáveis pelo controle dos principais rios que drenam a planície. atualmente, no Pantanal

FRANCO et al, (2008), apresentam o quarto caso, onde há a confluência dos rios Paraná e Ivaí (PR/MS), na Bacia do Paraná, em que a movimentação neotectônica para esta conformação está associada à disponibilidade de carga de sedimentos, influenciada por aspectos climáticos. Foram identificadas 3 fases evolutivas para a área. A área inicialmente se configurava em uma ampla planície aluvial com migração de meandros, na fase 2, os processos neotectônicos que rebaixaram o talvegue do rio Paraná, com escarpas de falhas

normais voltadas para Oeste, com migração de canais para Leste e o consequente basculamento da planície aluvial. A mudança do nível de base obrigou o Rio Ivaí a ter os meandros encaixados, feição que mantém até hoje. A terceira fase refere-se à situação atual, no qual, o canal do rio Paraná recebe uma expressiva carga de fundo arenosa, tornando-se mais raso, e que provocou o represamento parcial do rio Ivaí, uma vez que estes afluentes não apresentam a mesma intensidade de transporte de carga.

Paranhos - Filho (2013) relacionou uma série de argumentos sobre a neotectônica na Bacia do Paraná e comprovando a necessidade minuciosa de estudos, tanto da evolução litoestrutural, quanto das formas do relevo consequentes.

Para Fortes (2003), no Plio-Pleistoceno a reativação tectônica foi responsável pela origem da circundenudação periférica (cuestas, na borda da Bacia do Paraná) e pela formação da depressão periférica paulista, paranaense e sul-matogrossense. Nesse quadro geomorfológico as drenagens reajustaram sua reorganização, fornecendo sedimentos a partir dos rios subsequentes que dissecavam os terrenos, formando as depressões periféricas e, desembocando em rios consequentes. Os vales epigênicos cruzavam os *fronts* das cuestas até alcançarem o reverso das mesmas, quando então fluíam em direção ao rio Paraná, tanto na margem esquerda, quanto na margem direita.

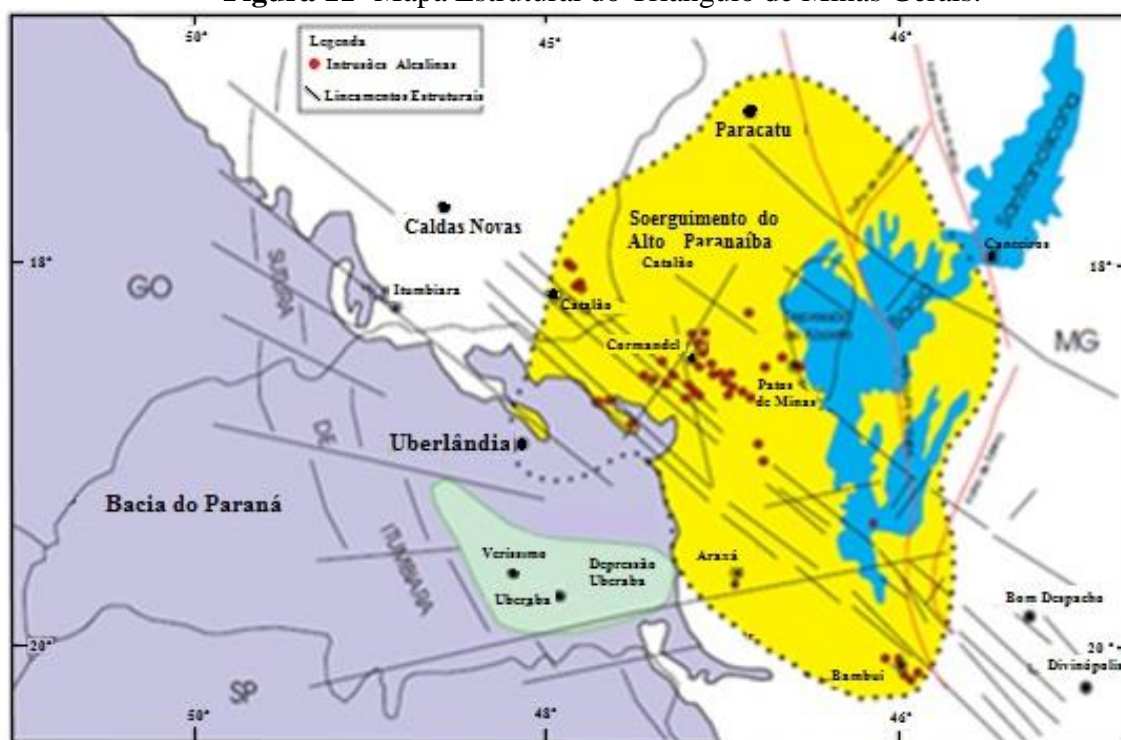
2.2 Avaliação Estrutural do Triângulo Mineiro

O Triângulo Mineiro apresenta grande número de alinhamentos estruturais com direção N e NE e subordinadamente E-W e N-S, que coincidem com os alinhamentos pré-cambrianos. Para Batezelli (2003), entre as principais estruturas do embasamento que influenciam a evolução geológica da área destacam-se as suturas Itumbiara, a flexura de Goiânia e o Soerguimento Alto Paranaíba.

Na compreensão da evolução estrutural da borda NE da Bacia do Paraná, Batezelli (2003) destacou o limite SSW do Cráton do Paramirim, de grande importância para a dinâmica dessa porção da bacia por ter sido palco de intensa atividade no pré-cambriano.

Esse limite, uma zona de sutura, apresenta tectônica tangencial compressiva com importantes falhamentos de empurrão e manifestações magmáticas. Essa faixa passa pelas cidades de São João Del Rei (MG), Alfenas (MG), Franca (SP), Uberaba (MG), Ituiutaba (MG), Itumbiara (GO), Goiânia (GO) e Anápolis (GO), **Figura 11**.

Figura 11- Mapa Estrutural do Triângulo de Minas Gerais.



Fonte: Batezelli (2003).

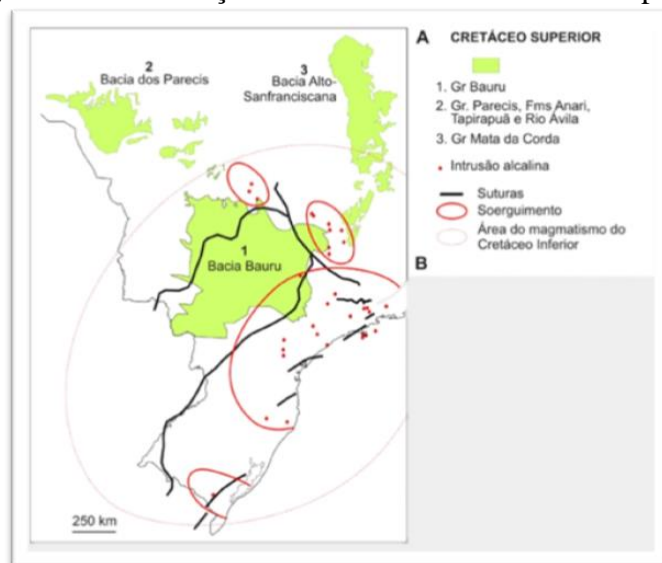
A zona de sutura que separa os blocos Brasília e Paraná é nomeada Itumbiara e compõe o limite sul do cráton Paramirim. Entre Itumbiara (GO) e Franca (SP) e está coberta por sedimentos de idade neocretácea a Terciária da Bacia do Paraná.

Hasui e Haralyi (1991), baseados nos estudos de Almeida et al (1980), apresentam mapa gravimétrico onde é possível observar as anomalias gravimétricas negativas na direção NW, correspondendo à sutura de Itumbiara. Esse fato ressalta a descontinuidade que separa os

blocos Brasília e Paraná. As suturas são associadas a um cinturão de cavalgamento com movimentos transcorrentes que afetam as rochas do Grupo Araxá.

Para Hasui e Haralyi (1991), o Soerguimento do Alto Paranaíba é uma reativação neocretácea que separa as bacias do Paraná e do São Francisco, **Figura 12**.

Figura 12 - Reativação Sul-Atlântica no Cretáceo Superior.



Fonte: Hasui (2010).

Nota: B - O magmatismo do Cretáceo Inferior é sucedido pela instalação da bacia

Para Hasui (2010), os soerguimentos formaram-se nas bordas da Bacia do Paraná constituindo relevo alto, aos quais se associaram intrusões alcalinas, em parte de carbonatitos.

Durante a evolução tectônica fanerozóica registrou-se constante movimentação ao longo da Sutura Itumbiara demarcando duas feições estruturais: a Flexura de Goiânia e o Soerguimento do Alto Paranaíba - SAP. Assim, a flexura Goiânia também é um alto estrutural de rochas do embasamento que demarcou o limite da Bacia do Paraná na sua borda N e NE.

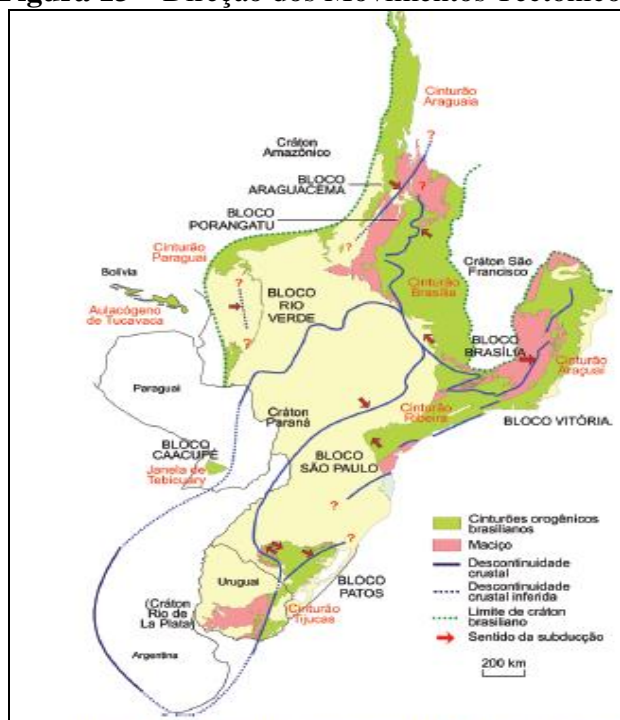
A análise regional sobre a evolução dessa bacia, no período Cretáceo-Terciário, mostra o conjunto complexo de processos que condicionou a evolução do Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP).

De acordo com Batezelli (2003), desde o Permiano Superior a Bacia do Paraná deixou de ser uma unidade autônoma de sedimentação, de forma que a deposição Juro-Triássica

excedeu os limites da bacia Paraná, estendendo-se para as áreas vizinhas sobre rochas pré-Cambrianas e Paleozóicas. Dessa forma, a Flexura Goiânia teria sido palco de movimentação de falhas, fruto de tectônica tangencial, durante a reativação tectonomagmática Wealdeniana,

Figura 13.

Figura 13 – Direção dos Movimentos Tectônicos.



Fonte: Hasui (2010)

Nota: mapa com delineamento e localização dos blocos, crátons, cinturões e a direção da movimentação tectônica.

Os fraturamentos presentes na flexura de direção NW foram bastante ativos durante o período Juro-Cretáceo, constituindo um dos mais fortes eventos tectônicos da Bacia do Paraná, com tendência ascensional da parte externa, a NE da bacia. Esses eventos foram os responsáveis pelo recobrimento dos grupos Paraná, Guatá e Passa Dois, por ativar o magmatismo básico que resultou no maior registro extrusivo continental do hemisfério Sul, o que deu origem aos basaltos da Formação Serra Geral. Hasui e Haralyi (1991)

Saadi (1993) propõe para o quadro tectônico de Minas Gerais três compartimentos estruturais, sendo um deles o compartimento do cráton São Francisco e do Alto Paranaíba, no qual houve reativação de feições preexistentes com zonas de empurrão que permitiram a

ocorrência de basculamentos divergentes para WNW e para E, ao longo do eixo de arqueamento NS, Zalán et al (1990). A faixa no qual se encontram esses alinhamentos foi palco de intrusões alcalinas com idades entre 80 e 100 Ma controladas por zonas de falhas profundas como resposta às flexuras e ao soerguimento. **Figura 14.**

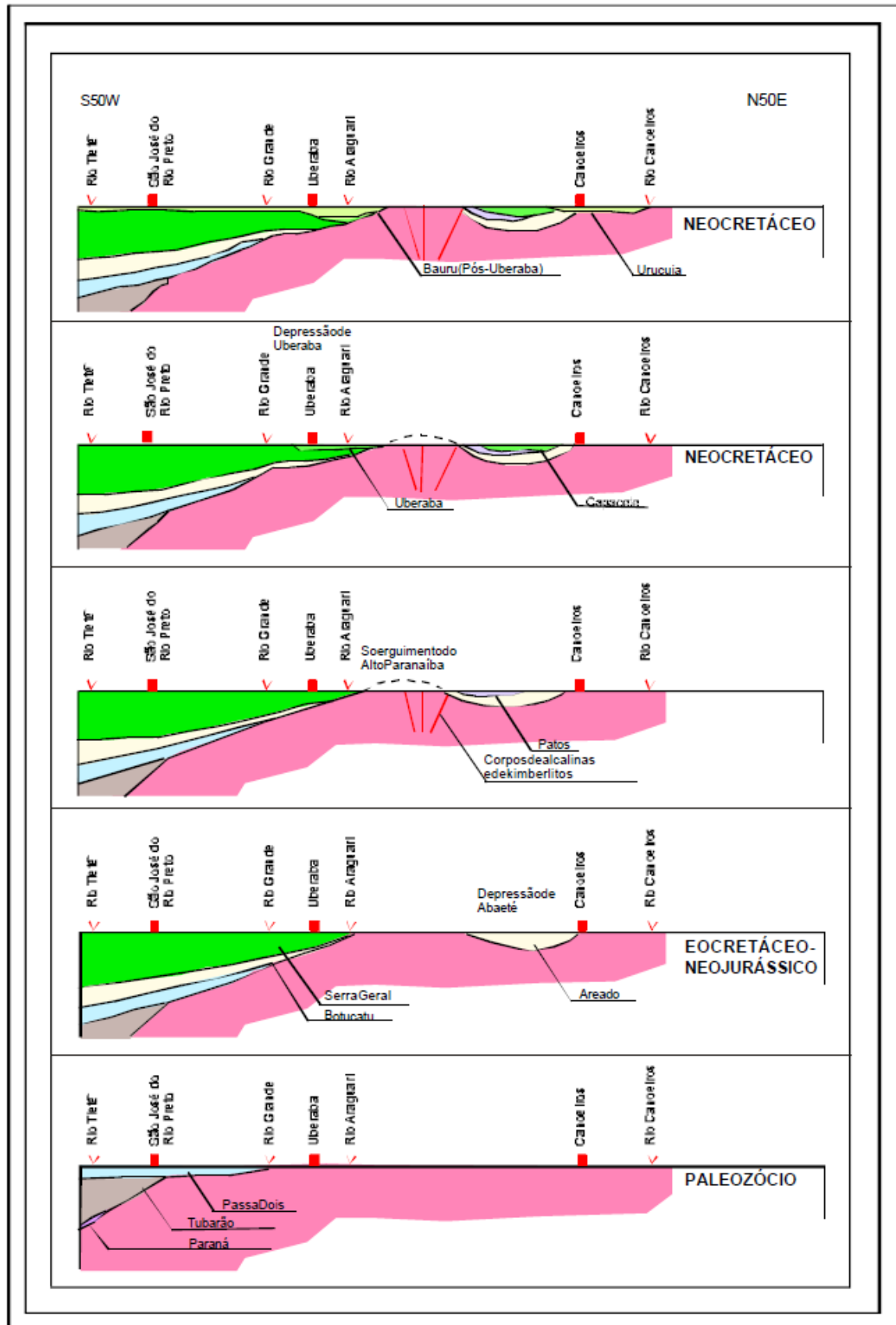
Batezelli (2003) considerou as estruturas NW que cortam o eixo da Bacia do Paraná: a Flexura Goiânia e o Alinhamento Araxá - Rio Grande, como as feições tectônicas mais importantes do Triângulo Mineiro, seguidos do Soerguimento do Alto Paranaíba - SAP. O SAP foi uma resposta aos movimentos tectônicos ativados no neocretáceo que dividiram as bacias do Paraná e Sanfranciscana. É composto por blocos continentais antigos fundidos com blocos mais jovens durante colisão continental, afetados pelas intrusões alcalinas. Batezelli, (2003), Corsi (2003) e Hasui (1975, 2010).

Segundo Fernandes (2000) e Batezelli (2003) o preenchimento da Bacia Bauru teve expansão progressiva a partir dos limites da área deposicional, devido ao contínuo aporte de sedimentos das bordas e consequente colmatção do interior da bacia, acentuada nos períodos de maior atividade tectônica dos altos marginais. Barcelos (1984), identifica que a cronocorrelação das unidades Bauru e Caiuá configuram uma sequência única, cujo início

ocorre com a acumulação dos sedimentos Bauru em depressão criada por subsidência termomecânica. A sedimentação foi originada por importantes reativações de estruturas tectônicas nas margens norte, nordeste e leste e também a noroeste, com notáveis alterações no quadro geográfico da bacia, como avanço de leques aluviais para o seu interior. Ao mesmo tempo, mudanças climáticas graduais, talvez provocadas pela mudança do relevo, trouxeram maior umidade às zonas marginais.

Para Fernandes (1998), a sedimentação da Bacia Bauru ocorreu em duas fases, a primeira ocorre em ambiente desértico com depósitos de lençóis de areia secos, com dunas

Figura 14 - Evolução Tectônica Fanerozoica do Triângulo Mineiro.



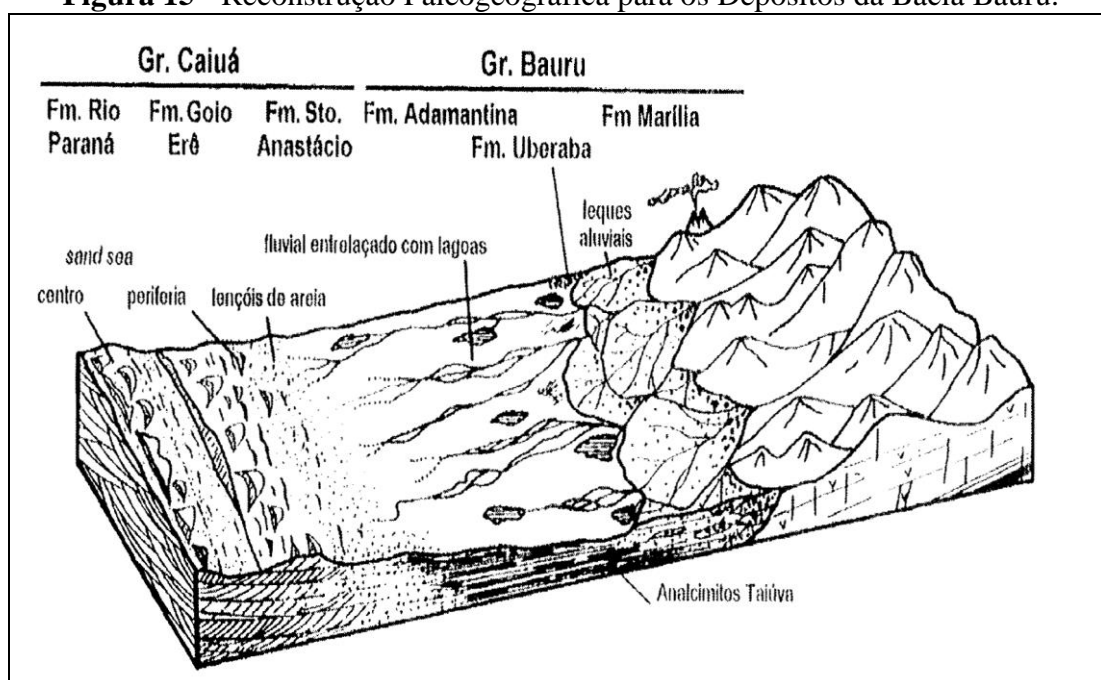
Fonte: Hasui e Haralvi (1991).

Nota: com individualização das bacias do Paraná e Sanfranciscana.

eólicas e a segunda em ambiente semiárido, com maior presença de água, em que se desenvolveram sistemas fluviais e leques aluviais com pantanal interior. Na classificação proposta, os depósitos foram distribuídos em três sistemas deposicionais desenvolvidos em clima quente, semiárido nas bordas e desértico no interior. A conclusão de Fernandes (1992) para essa paleogeografia identificou: a) os leques aluviais marginais representados pela Formação Marília (borda norte e leste da bacia); b) sistemas de rios entrelaçados (braided) de planície com lagoas efêmeras representadas pela Formação Adamantina (porção central e nordeste da bacia) e pela Formação Uberaba (no extremo nordeste), com material vulcânico epiclástico; e c) sistema eólico interior (centro-sudoeste da bacia), Formação Santo Anastácio, **Figura 15**.

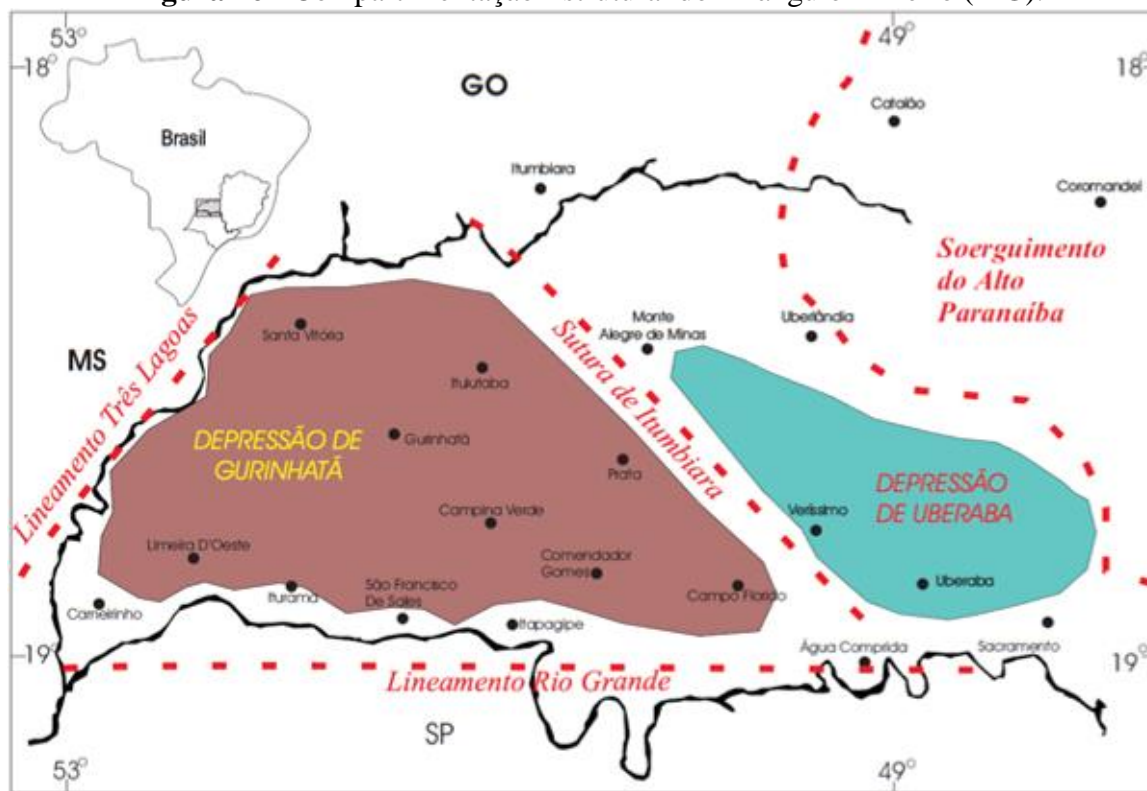
Batezelli (2003) acredita que os esforços da estrutura durante o SAP foram responsáveis pela movimentação de antigas zonas de falha paralelas à Sutura de Itumbiara, causando desarticulação dos depósitos do Grupo Bauru presentes no Triângulo Mineiro (MG), preservados em depressões estruturais como as de Uberaba, Gurinhatã, **Figura 16**.

Figura 15 - Reconstrução Paleogeográfica para os Depósitos da Bacia Bauru.



Fonte: Fernandes e Coimbra, (1996).

Figura 16 - Compartimentação Estrutural do Triângulo Mineiro (MG).



Fonte: Batezelli (2003).

Nota: com destaque para as depressões de Uberaba e Gurinhatã - MG.

Batezelli (2003) atribuiu ao SAP uma forte influência na sedimentação Bauru, assim como a reativação Terciária da Borda Nordeste da bacia Paraná. Corsi (2003), transcreve Fúlfaro e Barcelos (1991, 1993), em que a sequência sedimentar supra basáltica foi preenchida em regime tectônico e que para Coimbra e Fernandes (1994) e Fernandes (1998), o principal processo gerador de acumulação foi a subsidência termomecânica, fruto da herança tectônica. Batezelli (2005) aponta que o início do processo de calcritização mais intenso da Bacia Bauru tenha sido condicionado pela reativação da Sutura Itumbiara, pois a faixa de afloramento do Membro Ponte Alta, camada com maior concentração do CaCO_3 (Carbonato de Cálcio) da Formação Marília esteja alinhada na direção NW. Segundo o autor,

isso se deve a depressão gerada a leste da depressão de Uberaba, em que o lençol freático ficou barrado.

O preenchimento da bacia teve início com a implantação de um sistema lacustre que funcionou como nível de base para a sedimentação que vinha das porções elevadas ao Norte e Nordeste, ao longo do SAP.

Nas análises petrográficas desses sedimentos foram encontrados quartzo, feldspatos, granada, epidoto, quartzito e xistos indicando como área fonte embasamentos metamorfizados, com riqueza de minerais máficos instáveis como piroxênios, anfibólios e fragmentos de rochas vulcânicas e granada melanita o que, segundo Fernandes (1994, 1998), permite inferir que a área fonte teve intensa atividade ígnea de caráter máfico alcalino. Para Batezelli (2005) não foi identificado nenhum mineral de origem vulcânica que comprove eventos magmáticos durante a sedimentação, mas as lâminas petrográficas constataram a presença de argilosa de coloração marrom esverdeada preenchendo os interstícios entre os grãos. Massa que seria resultante de infiltração mecânica das argilas transportadas em períodos de enchentes e, depositados por decantação. Todo esse processo ocorreu sobre depósitos arenosos previamente formados.

Os paleodepósitos são identificados pelo baixo grau de arredondamento dos clastos sinalizando pequeno transporte eólico de clima seco e semi-seco, **Figura 17**. A ausência de argilas deposicionais e a infiltração mecânica das argilas poderiam estar relacionadas a enxurradas ocasionais. Nesses seguimentos predominam depósitos fluviais de rios entrelaçados. A análise do fraturamento feito por Corsi (2003) indicou a presença de baixos estruturais (depressão de Uberaba e de Gurinhatã), onde se encontram preservadas as maiores espessuras de sedimentos do Grupo Bauru na região.

Os fluxos fluviais, provindos de leques aluviais da margem nordeste, definidos nos membros Serra da Galga e Ponte Alta, alcançaram o interior da bacia em fluxos de rios entrelaçados, arenosos.

Em função do baixo gradiente da bacia, os sistemas fluviais tornaram-se meandranes na porção interior distal, embora ainda arenosos, com canais menos definidos, rasos, em extensas planícies aluviais com lagoas residuais formadas em eventos de transbordamento. O aumento da aridez rumo ao interior, determina progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento do sistema fluvial, nas planícies arenosas adjacentes do deserto Caiuá. Batezelli et al (2010), reforçam as condições deposicionais dos sedimentos da Bacia Bauru, **Figura 17**.

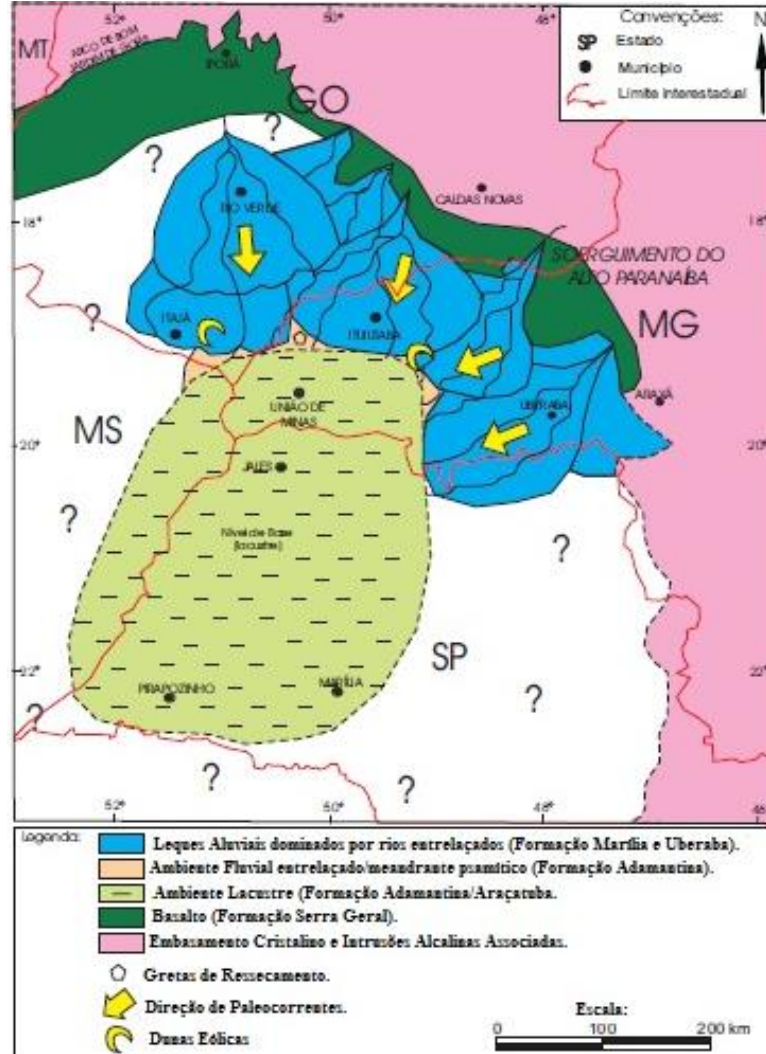
É o registro de uma sedimentação aluvial dominada por rios entrelaçados de baixa sinuosidade que interagiram com depósitos *playa-lakes* em um estágio inicial da evolução da bacia, que colmataram o nível de base após sucessivos pulsos sedimentares vindos de norte e nordeste a partir do Soerguimento do Alto Paranaíba e da Província Alcalina de Goiás, Batezelli (2003).

2.3 Descrição das Unidades Estratigráficas

O início da história deposicional da Bacia Bauru está registrado pelos arenitos que recobrem a planície magmática que forma o substrato basáltico. A extensa cobertura arenosa é formada por lençóis de areia com dunas baixas, áreas interdunas e depressões eventualmente úmidas ou aquosas com provável retenção de lama. Essas planícies eram varridas por fluxos esporádicos não confinados (*sheet floods*) de enxurradas originadas nas bordas altas da bacia correndo em direção ao deserto interior Caiuá, quente e seco. Uma segunda fase de sedimentação foi condicionada pelos eventos de elevação dos terrenos limítrofes, que foram

pontuados por intrusões ígneas alcalinas nos altos tectônicos do embasamento pré-ordoviciano como o Soerguimento do Alto Paranaíba. FERNANDES (2010).

Figura 17- Esquema Paleogeográfico do Grupo Bauru.



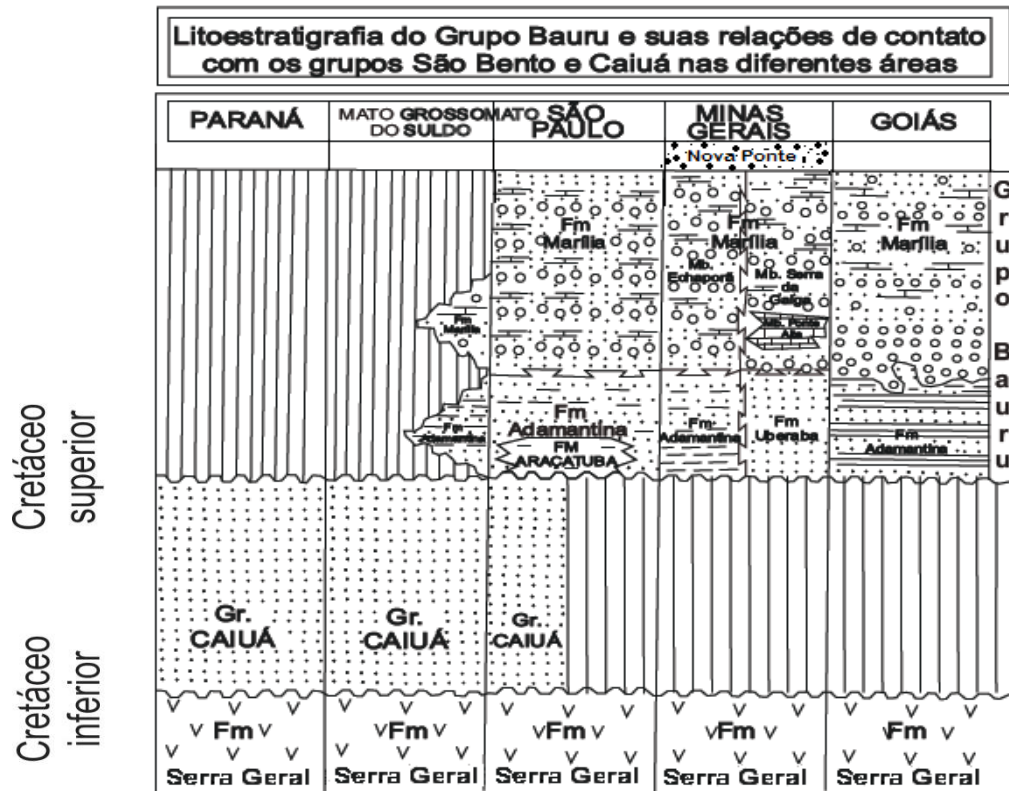
Fonte: Etchebehere et al (1993), Batezelli (1998)..

Barcelos, (1984); Ferreira Júnior, (1996); Fernandes, (1992); Fernandes, (1999) consideraram conforme critérios estratigráficos e paleogeográficos: a) que a Formação Marília, que ocorre nas bordas leste e norte da bacia, foi gerada por sistemas de leques aluviais medianos e distais e b) sistema deposicional em ambientes de rios entrelaçados, distal dos leques aluviais. **Quadro 7 e Figura 18.**

Quadro 7 - Caracterização das Unidades Geológicas do Grupo Bauru, na área de pesquisa.

Formações		Depósitos Principais	Ambientes Depositionais	Relações de Contato
Marília	Serra da Galga	Ocorre na borda NE da Bacia do Paraná, predomina na região de Uberaba.	Leques aluviais medianos e distais, com sistemas fluviais entrelaçados, com depósitos de dunas eólicas.	Inferior: localmente erosivo (diastema) com Uberaba.
	Ponte Alta	NE de Uberaba, frentes de lavra de calcário nos arredores de Uberaba.	Marcado por cimentação posterior à deposição, originando calcretes subterrâneos, sistema fluvial entrelaçado, com fluxo de alta energia e curta duração, diferenciado do Membro Serra da Galga pós-sedimentação em ambiente subterrâneo.	Núcleos ou zonas tabulares interiores ao Membro Serra da Galga, sobreposto ao basalto Fm. Uberaba.
Uberaba		Barra arenosa e planície de espraçamento	Fluvial entrelaçado, distal de leques aluviais.	Inferior: Não conformidade com embasamento; superior: erosivo por diastema com as Formações Serra Geral e Ponte Alta.

Fonte: Adaptação de Fernandes e Coimbra (2000).

Figura 18 - Coluna Litoestratigráfica da Bacia Bauru

Fonte: Adaptação de Fernandes e Coimbra (1994), Batezelli (2003) e Schobbenhaus e Silva (2012).

Nota: em diferentes áreas de ocorrência.

2.3.1 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral e a Formação Botucatu pertencentes ao Grupo São Bento, integram a supersequência Gondwana III, da Bacia do Paraná segundo Milani et al (2007).

A Formação Serra Geral consiste em derrames basálticos continentais que formam uma das grandes províncias ígneas mundiais. Os basaltos dessa formação, segundo Corsi (2003), afloram nos vales dos principais rios da região (MG), como os rios da Prata, Tijuco, Douradinho entre outros, constituindo vales retilíneos e encaixados. Os basaltos tem idade entre 133 e 131 Ma, (Milani et al, 2007) e podem atingir espessuras de 300 a 700 m no Triângulo Mineiro, segundo dados de isópacas das rochas efusivas da Formação Serra Geral.

2.3.2 Formação Uberaba

O termo Uberaba foi empregado por Barbosa (1934) apud Batezelli (2003) para denominar os arenitos esverdeados que capeiam os basaltos da Formação Serra Geral referindo-se aos arenitos argilosos de Uberaba, vermelhos por ação do intemperismo sobre camadas de tufitos de idade jurássica. A Formação Uberaba foi definida por Hasui (1967) que apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. O autor identificou os sedimentos como rochas piroclásticas com conglomerado basal seguido por arenitos com cimentação carbonática e matriz argilosa verde associados à siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos.

Hussak (1906) apud Batezelli (2003) descreve a Formação Uberaba como sendo típica de depósitos conglomeráticos diamantíferos do Alto Paranaíba. No entanto, Hasui e Cordani (1968) denominaram que as rochas vulcânicas mesozóicas no Triângulo Mineiro tem idade neocretácica, por meio de datação pelo método K – Ar. Saad et al (1971) propuseram a

inclusão do termo piroclástico vulcânico para a Formação Uberaba afirmando que os tufos vulcânicos são intercalados com o calcário Ponte Alta. Por meio de dados paleontológicos Batezelli (2003), considera que a deposição do arenito da Formação Uberaba tenha sido campaniana (83,6 a 72,1 Ma).

Para Batezelli (2010) a Formação contém arenitos esverdeados com lamitos, siltitos e conglomerados em corpos lenticulares, podendo ser entremeados por siltitos e lamitos. Apresentam-se como corpos lenticulares, com espessuras que variam de 20 até 150 cm. As estruturas sedimentares presentes são estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno e médio porte e estratificação plano paralela, feições acanaladas de estruturas deformacionais e de injeção de argila, na forma de camadas e dobras convolutas. A textura apresenta seleção moderada, sendo frequentes os intraclastos de argila e é comum encontrar-se nódulos carbonáticos ou níveis de cimentação por carbonato de cálcio.

Ferreira Jr. e Gomes (1999), nos estudos sobre petrologia e diagênese das rochas da Formação Uberaba, apontam que a fase eodiagênica desta unidade é marcada por infiltração mecânica de argilas, favorecida por atividade vulcânica do Soerguimento Alto Paranaíba. As rochas da Formação Uberaba, segundo Ferreira Junior (1996) apud Batezelli (2003), são rochas areníticas ricas em feldspatos pobremente selecionados com granulometria variada de areia fina a muito grossa. Em seus estudos propõe um modelo deposicional baseado na associação vertical de fácies. Aponta que a deposição ocorreu em ambiente fluvial entrelaçado, marcado pela migração lateral dos canais e fluxo aquoso perene.

Sgarbi (1996) concluiu que os depósitos dos arenitos da Formação Uberaba deu-se em uma bacia endorréica, em que não houve contribuição do substrato basáltico. Sua análise se deve ao resultado das análises em que identificou diopsídio como o principal clinopiroxênio existente nos clastos vulcânicos, comprovando como área fonte as rochas alcalinas que ocorreram no Arco do alto Paranaíba. Nesse estudo mostrou ainda que há relativa ausência de

augita e Fe-augita, piroxênios típicos dos basaltos que servem de substrato a esses sedimentos. A conclusão do autor, segundo Batezelli (2003), Fúlfaro e Barcelos (1991) foi de que a deposição dos arenitos da Formação Uberaba deu-se sem que incorporasse contribuição de seus substratos basálticos e, sem contribuição do material vulcânico, mas com contribuição erodida dos basaltos da Formação Serra Geral e de rochas alcalinas do Soerguimento Alto Paranaíba e rochas cristalinas dos grupos Araxá e Canastra.

Batezelli (2003) nota que na época da deposição da Formação Uberaba havia a ocorrência de subsidência, pela não ocorrência de retrabalhamento basal dos depósitos arenosos e conglomeráticos sobrepostos e sugere a não prospecção de diamantes nos depósitos aluviais distais e fluviais da Formação Uberaba, pois estes depósitos não são fruto de retrabalhamento dos conglomerados.

Barbosa (1970) descreve a Formação Uberaba como sedimentos tufáceos (tufitos) e argilitos cineríticos associados ao conglomerado sobreposto discordantemente sobre o basalto do Grupo Serra Geral com limites superiores pouco abaixo do calcário conglomerático da Formação Marília. Observação também endossada, por Barcelos et al (1987), que a Formação Uberaba apresenta relações estratigráficas com outras formações. O outro tipo de contato observado em campo é de caráter lateral interdigitado e cronocorrelato entre a Formação Uberaba e a Formação Adamantina. Barcelos (1981) considera, baseado em ciclos erosivos e deposicionais que atuaram no Triângulo Mineiro, que a Formação Uberaba se correlaciona à Formação Adamantina.

2.3.3 Formação Marília

Batezelli (2003), Almeida e Barbosa (1953), aplicaram a designação Formação Marília para os sedimentos clásticos grossos da parte superior do Grupo Bauru, caracterizado pela presença de nódulos e de cimentação carbonática. Essa unidade é composta por arenitos

grossos conglomeráticos, conglomerados com grãos angulosos e teor de matriz variada. Uma das características desta unidade no Triângulo Mineiro é a alta quantidade de cimentação carbonática (CaCO_3), (BATEZELLI, 2003).

Barcelos (1984) subdividiu a Formação Marília em três membros: Serra da Galga, Ponte Alta, e Echaporã, dos quais os dois primeiros são encontrados na área de estudo.

Foi proposto um modelo deposicional dominado por leques aluviais e canais fluviais de rios entrelaçados, numa paisagem de planícies extensas com pequenos lagos e lagoas, em áreas amplas, susceptíveis à formação de paleossolos e crostas carbonáticas. O clima era semiárido, com predomínio de períodos secos. Os cursos d'água tinham leitos rasos, assim como os corpos lacustres tendiam a secar parcialmente, expondo suas margens e favorecendo o ressecamento dos sedimentos de borda, (MAOSKI, 2012).

Na Bacia Bauru observa-se intensa cimentação carbonática e formação de calcretes, que podem ser descritos como resultado de processos de pedogênese, ação do lençol freático ou ação diagenética, às vezes sobrepostos, dependendo das condições em que os sedimentos foram submetidos. São designados calcretes, as acumulações próximas da superfície, de carbonato de cálcio, que podem ocorrer de formas variadas: pulverulenta, nodular, laminar ou maciça. Para Maoski (2012), a alcalinidade observada na Formação Marília ocorreu desde a época de deposição da Formação Uberaba. Segundo a autora, essa alcalinidade se deve a dois fatores: um climático e outro sedimentar. O fator climático refere-se ao aumento da aridez e do fator sedimentar à denudação da área fonte que atingiu rochas do embasamento pré-Cambriano ricas em cálcio, carbonatos e carbonatitos. As rochas do Grupo Bambuí contribuíram intensamente para a deposição carbonática e o aumento da alcalinidade do meio.

O termo calcrete, segundo Maoski (2012) passou a ser entendido como oriundo de ambientes continentais de clima semiárido, e acumulado e desenvolvido em solo preexistente ou em sedimentos inconsolidados.

A origem dos calcretes do Membro Ponte Alta continua bastante discutida e controversa. Há linha de pensamento que considera o seu desenvolvimento a partir de um ambiente lacustre, tese defendida por Barcelos (1989) e Fúlfaro e Barcelos (1991). No caso dos calcretes encontrados no membro Ponte Alta, esses estariam associados a lagoas efêmeras (*playa lakes*). No entanto, como aponta Maoski (2012), o membro Ponte Alta foi depositado em ambiente de alta energia, em que são encontrados clastos silicosos acumulados na forma de leques aluviais com passagem gradual para planície areno-lamítica. Assim, durante os períodos de seca ocorreria a formação dos solos calcários nas planícies e nas margens dos lagos efêmeros, seguidos de períodos de chuva que aumentavam a vazão dos rios com maior carga detrítica transportada.

Outra linha de pensamento defende que a origem dos calcretes se deu a partir de águas subterrâneas Fernandes (1998). Neste caso, o agente responsável pela formação dos calcretes é a ação do lençol freático, com suas variações sazonais. Para Ribeiro (2001), as rochas teriam sido diferenciadas pela formação de corpos de calcretes bem desenvolvidos por ação das águas subterrâneas.

Maoski (2012) divide os calcretes quanto à origem, podendo ser os calcretes de origem edáfica/pedogenética ou de origem freática. Os calcretes pedogenéticos se formam em perfis de solos rasos e acima do nível dos lençóis freáticos, com presença de sucessão vertical em horizontes diferentes, o que pode fazer variar o grau de cimentação carbonática e gerar distintas características texturais e estruturais, como granulação siliciclástica, relação matriz/cimento e preservação ou não de estruturas sedimentares ou biogênicas.

Já os calcretes freáticos não possuem origem pedogênica e se desenvolvem nas zonas de franja capilar no nível do lençol freático raso. Os paleossolos podem sofrer interferência em função da oscilação do nível do freático. Essa variação do freático pode confundir a

verdadeira origem dos carbonatos de cálcio, uma vez que as feições pedogênicas podem sofrer recimentação.

Dentre as unidades litoestratigráficas presentes no Triângulo Mineiro, a Formação Marília é a que apresenta ocorrência dos calcretes, subdividida em Serra da Galga e Ponte Alta.

2.3.4 Membro Ponte Alta

Suguio et al (1975) identificaram calcário não estratificado e de boa continuidade em Ponte Alta julgando integrar o conjunto basal conglomerático da Formação Bauru pelo menos na região de Uberaba, denominaram como Fácies Ponte Alta. Esse material é conhecido na região de Ponte Alta como “Casco de burro”, com espessura de 10 a 20 metros. Os calcários estão distribuídos geograficamente da região de Uberaba até Frutal, a oeste.

O Membro Ponte Alta ocorre predominantemente na região do Triângulo Mineiro, abrangendo os municípios de Sacramento, Uberaba, Ponte Alta, Frutal e Uberlândia, Suguio (1975), Suguio e Barcelos (1983, 1984) e Bertini et al (2001). Segundo Barcelos et al (1981) e Barcelos (1984), o membro Ponte Alta caracteriza a porção basal da Formação Marília assentando-se sobre a Formação Uberaba, porém o contato pode tornar-se abrupto localmente.

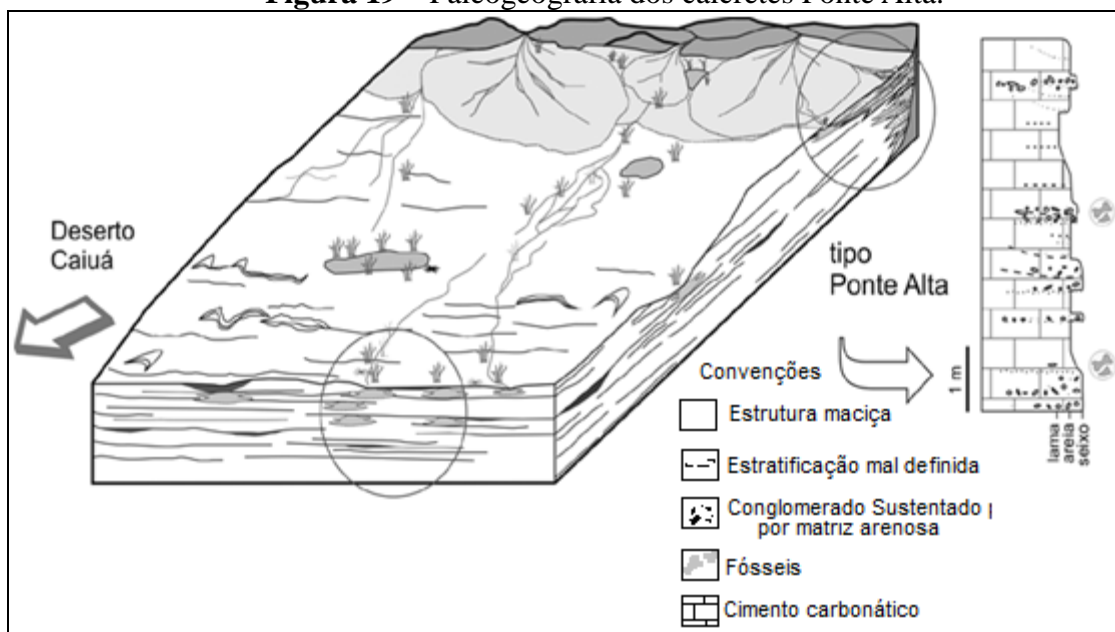
Ribeiro (2001) classifica o membro Ponte Alta como sublitarenitos, litarenitos feldspáticos e predominantemente litoarenitos mal selecionados que apresentam grãos subangulosos a subarredondados. A unidade foi depositada em um sistema de leques aluviais coalescentes, intensamente retrabalhados por rios do tipo entrelaçados com lagos efêmeros associados à calcretes em clima semiárido

Para Bertini et al (2001), o membro Ponte Alta ocorre em exposição descontínua numa faixa de direção NW que passa pelos arredores de Ponte Alta e a nordeste de Uberaba. Os membros Ponte Alta e Serra da Galga ocorrem intimamente associados, sendo que o membro Ponte Alta ocorre em estratos, definido por forte cimentação carbonática, no interior do

membro Serra da Galga. A passagem entre os dois é gradual por variação da intensidade de cimentação, e em alguns locais esse contato se dá de forma brusca.

O membro Ponte Alta constitui núcleos ou zonas tabulares interiores do membro Serra da Galga, originados por cimentação posterior à deposição. Definindo o posicionamento estratigráfico de gênese dos calcretes de águas subterrâneas, a **Figura 19** mostra a relação espacial entre os membros.

Figura 19 – Paleogeografia dos calcretes Ponte Alta.



Fonte: Adaptação de Fernandes (2010).

Nota: cenário paleoambiental da porção centro norte da Bacia Bauru como contexto genético do principal tipo de calcrete presente na área de estudo, designado Ponte Alta.

Para Bertini (2001), o Membro Ponte Alta pode ser agrupado por calcários impuros divididos em três grupos em diferentes graus de cimentação carbonática.

1) calcário arenoso de aspecto maciço, 2) calcário conglomerático de matriz arenosa (conhecidos como casco-de-burro), e 3) calcário fino fragmentado. Predominam os calcários arenosos (imaturos), que constituem corpos lenticulares a tabulares, de espessura decimétrica, algumas vezes com estruturas sedimentares - estratificação plano-paralela, prováveis gradações e feições de escavação - mascaradas pela cimentação. Os calcários conglomeráticos formam lentes, às vezes com estratificação cruzada de médio porte e base erosiva, sustentadas por matriz arenosa e arcabouço imaturos. São polimíticos (quartzo, quartzito, arenito, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos

de outras rochas alteradas), com clastossubangulosos a subarredondados, centimétricos (2-7 cm; até 15 cm). Os calcários finos têm cor levemente esverdeada e textura de mosaico (pseudobrecha), similar à estrutura agmatítica de migmatitos. Os fragmentos angulosos, de limites retilíneos, encaixam-se face-a-face. São separados por "vênulas" de cimento carbonático, formadas por crescimento expansivo (displacive).

Abstraindo-se a cimentação carbonática, que se supõe principalmente pós deposicional tardia, a associação de litofácies que compõe o membro Ponte Alta sugere deposição em sistema fluvial de rios entrelaçados (fluxos de alta energia e curta duração), partes medianas a distais de leques aluviais marginais, a mesma do membro Serra da Galga. Admite-se que a diferenciação foi pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes de águas subterrâneas (Membro Ponte Alta).

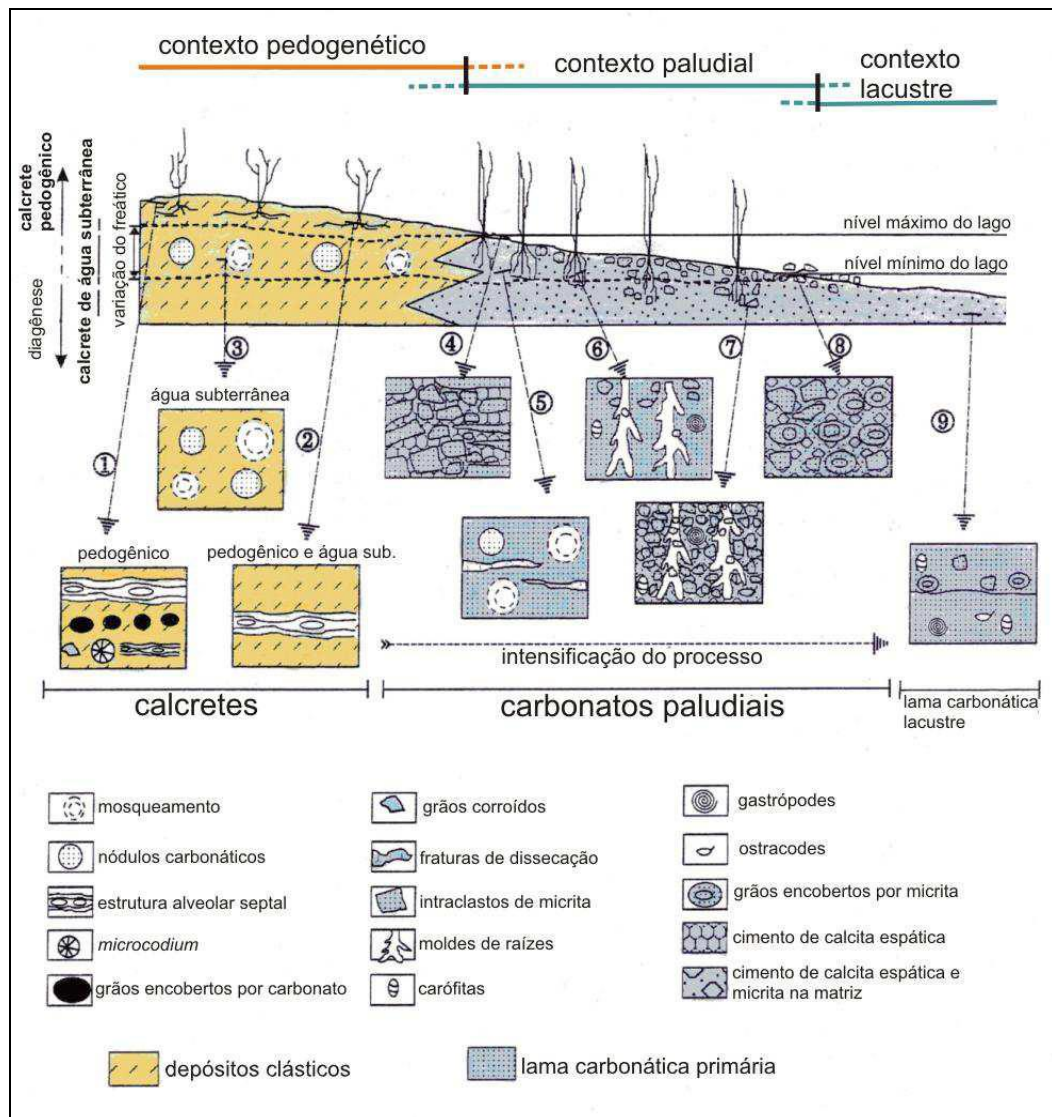
2.3.5 Membro Serra da Galga

O membro Serra da Galga é definido por uma sequência siliciclástica composta por sucessão cíclica de ortoconglomerados, arenitos médios e grossos, com estratificação cruzada acanalada. Ocorrem ainda depósitos pelíticos que resultam do endurecimento de massas lodosas definidas como fácies de abandono de canais e depósitos arenosos com contribuição pelítica, gerados por discretos fluxos de detritos.

A idade da Formação Marília foi atribuída ao Senoniano, mais especificamente ao intervalo Santoniano/Maastrichtiano (Soares et al,1980), supondo-se que a sedimentação desta unidade tenha sido contemporânea aos soerguimentos da parte norte da Serra do Mar e do Arco da Canastra, e com alguns eventos vulcânicos que ocorreram na região nordeste da Bacia do Paraná neste intervalo de tempo. A Formação Marília é ricamente fossilífera, com várias localidades conhecidas, tanto no centro-norte de São Paulo como no Triângulo Mineiro (Peirópolis). Bertini et al. (2001)

Conforme estudos de Ribeiro (2001) na região, o Membro Serra da Galga é constituído predominantemente por subarcóseos líticos. Secundariamente, aparecem litoarenitos, sublitoarenitos e litoarenitos feldspáticos. As rochas desta unidade são mal a pobremente selecionadas, ocorrendo localmente moderado selecionamento.

Figura 20- Modelo de Origem Pedogenética e freático dos Calcretes.



Fonte: Maoski (2012)

Nota: Perfil esquemático com diferenças entre os ambientes de ocorrência do calcrete e carbonatos paludiais em ambiente que promove os processos pedogenéticos, origem pedogenética por variação do nível do freático e os carbonatos paludiais representados pela lama carbonática em ambiente de lagoa.

Esta característica deve-se à cimentação precoce por sílica, carbonato e à intensa presença de argilominerais do grupo da paligorskita-sepiolita. As principais estruturas sedimentares são estratificações cruzadas, estruturas de escavação, preenchimento e pelotas de argila (Barcelos 1984). Segundo Ribeiro (2001), os conglomerados, arenitos e siltitos/argilitos do membro Serra da Galga estariam associados à deposição, em sistema

fluvial do tipo entrelaçado com ciclos granodecrescentes na região de Uberaba. Os ciclos de granodecrescência ascendente são caracterizados por conglomerados e arenitos conglomeráticos intercalados a arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e arenitos maciços e são provavelmente fruto de sedimentação episódica, ocasionada pela sazonalidade do clima semiárido.

Nas rochas do Membro Serra da Galga predominam os eventos associados à eodiagênese e, assim como o ambiente deposicional, mostram íntima relação com as condições climáticas de semiaridez. Após a deposição das rochas do membro Serra da Galga, as condições climáticas de semiaridez permaneceram, o que propiciou a formação de crostas endurecidas (calcretes e palicretes). Posteriormente, ao ocorrerem flutuações no nível do lençol freático, mudanças de pH e temperatura, formaram os silcretes. (RIBEIRO, 2001).

Os silcretes apresentam cores branca e azulada. São feições diagenéticas importantes e de grande extensão areal. Os silcretes do membro Serra da Galga constituem fases de sílica, nas quais predominam os chert/sílex, calcedônia, opala e quartzo. Apresentam uma sequência de cristalinidade da borda para o centro dos poros: opala, calcedônia, chert/sílex e quartzo. (RIBEIRO, 2001).

Para Ribeiro (2001), os calcretes do membro Serra da Galga são constituídos por calcita microcristalina com teor relativamente alto de Mg (Magnésio), e formas de mosaico, que podem ser o resultado de rápida precipitação, a partir de soluções supersaturadas. Apresentam baixa catodo-luminescência, indicando sua precipitação em zonas vadasas em condições oxidantes. Estudos isotópicos desenvolvidos nos calcretes dessa região mostraram grande heterogeneidade, típica de carbonatos não marinhos.

O processo de formação de calcretes no membro Serra da Galga propiciou a dissolução parcial a total de grãos siliciclásticos do arcabouço, promovendo um posterior enriquecimento em SiO₂ (dióxido de silício) nos fluidos percolantes. Desta maneira, a dissolução de grãos

siliciclásticos instáveis na parte inferior do pacote rochoso durante a formação de calcretes, aumentou a concentração de SiO_2 na solução que, por sua vez, ao encontrar condições adequadas, precipitou na forma de silcretes na parte superior do pacote.

3. METODOLOGIA

3.1 Materiais e Documentação Empregada na Pesquisa.

Foi feita a coleta de documentos cartográficos básicos, como as cartas topográficas do Ministério do Exército/DSG na escala de 1:25.000, que recobrem a área. Sendo elas: Cachoeira do Panga (SE-22-Z-D-II- 2-NE), Córrego Barbosa, (SE-22-Z-D-III-1-NE), Córrego da Palma (SE-22-Z-D-II-2-NO), Córrego da vertente (SE-22-Z-D-II-1-NE), Córrego do Salto (SE-22-Z-D-II-2-SE), Córrego Estivinha (SE-22-Z-D-II-2-SE), Córrego Formiga (SE-22-Z-D-III-4-NO), Córrego Natureza (SE-22-Z-D-III-3-NE), Estação Buriti (SE-22-Z-D-III-4-NE), Fazenda Boa Esperança (SE-22-Z-D-II-2-SO), Fazenda da Raíz (SE-22-Z-D-II-4-NE), Fazenda Douradinho (SE-22-Z-D-III-1-NO), Igrejinha (SE-22-Z-B-V-4-SO), Miraporanga (SE-22-Z-D-III-3-NO), Ribeirão Água Limpa (SE-22-Z-D-III-1-SE), Ribeirão Panga (SE-22-Z-D-III-1-SE), Uberlândia SE-22-Z-B-VI-3-SE.

As imagens de satélite disponibilizados no laboratório de Cartografia LACAR/(IG/UFU) para a área de estudo foram do sensor REIS do satélite RapidEye, de alta resolução (5 m), referentes ao ano de 2010, cedidas pelo Instituto Estadual de Floresta (IEF/MG). O **Quadro 8** mostra as resoluções do sensor REIS dos satélite RapidEye.

Quadro 8 - Características dos Sensores RapidEyes.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Faixa Imageada	Resolução Radiométrica
REIS (RapidEye Earth Imaging System)	B - Azul	440 - 510 nm	6,5 m (nadir) e 5 m para ortomagens	24 horas (off-nadir) e 5,5 dias (nadir)	77,25 km	12 bits
	G - Verde	520 - 590 nm				
	R - Vermelho	630 - 690 nm				
	Red-Edge	690 - 730 nm				
	Infravermelho próximo	760 - 880				

Fonte: (EMBRAPA, 2013).

3.2 Procedimentos Técnicos

As etapas desenvolvidas foram coleta de dados primários em campo, secundário no referencial teórico, compilação, fotointerpretação e elaboração de mapas temáticos. A sequência metodológica está descrita na **Figura 21**.

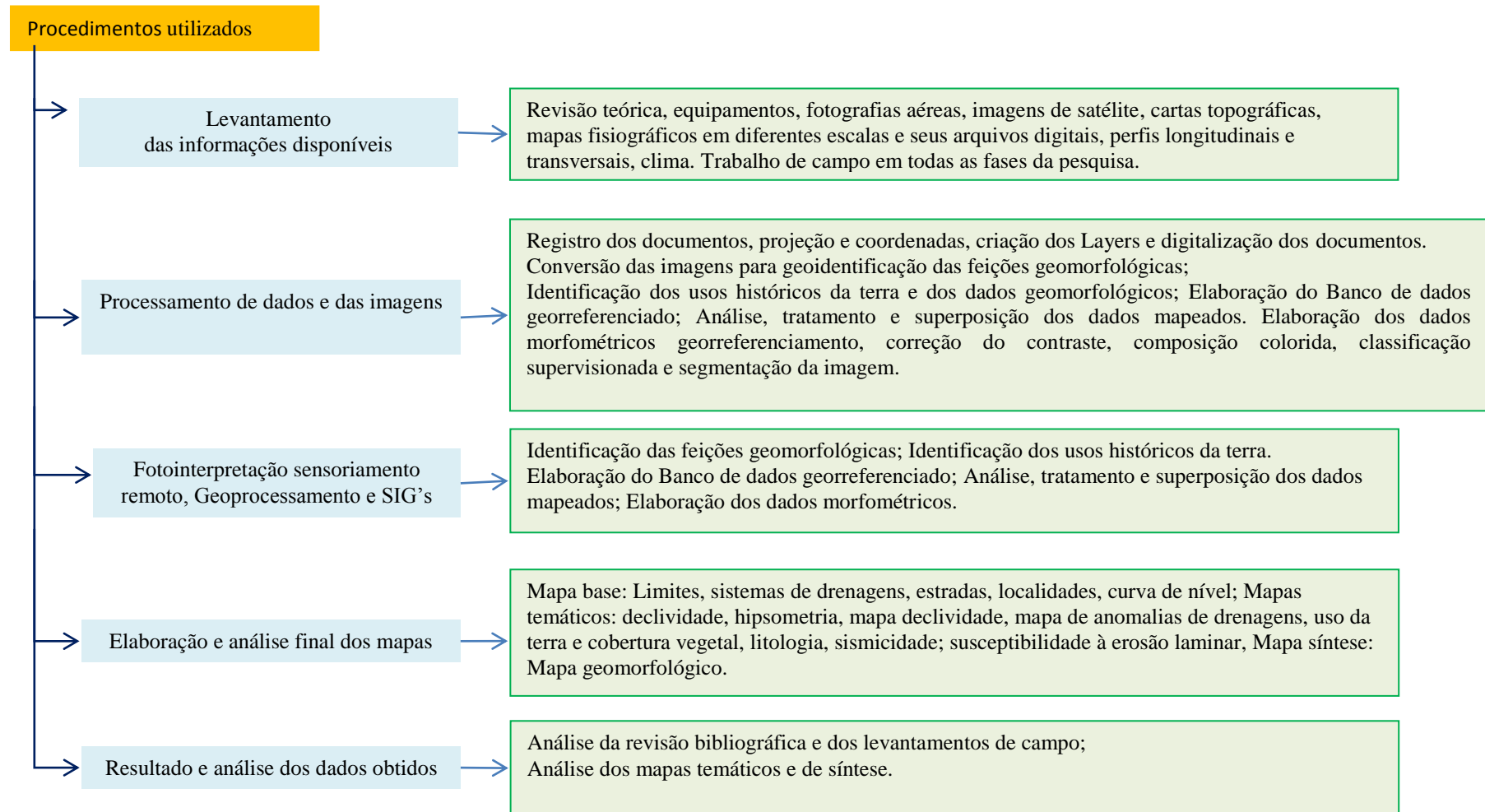
As fontes de dados empregadas no processo de fotointerpretação estão descritas no **Quadro 9**.

Quadro9 - Descrição dos Produtos Cartográficos

Ano	Fonte de dados Sensoriamento Remoto	Escala/Resolução	Descrição do produto cartográfico
1979	IBC/GERCA	1:25.000	Fotointerpretação das formas do relevo, formas erosivas e uso da terra.
2010	Imagens Rapideye	5m	Interpretação das Formas do relevo
1983/4	Cartas topográficas	1:25.000	Base cartográfica, declividade, hipsometria, drenagem, localização de perfis com cortes geológicos-geomorfológicos, rodovias pavimentadas, amostras coletadas, limites das bacias, curvas de nível de equidistância de 10m, pontos cotados, dados morfométricos e áreas urbanas.

Fonte: Bases cartográficas e documentos.

Figura 21 – Organograma da Sequência Metodológica das Etapas de Trabalho.



Fonte: a autora.

3.2.1 Procedimentos

Mapa Base

A base cartográfica (**Figura 22**) foi elaborada por meio da digitalização das cartas topográficas do Exército – DSG (1983), na escala de 1:25.000. Foram digitalizados os planos de informação: rede de drenagem, rodovias pavimentadas, áreas urbanas, pontos cotados, curvas de nível de 10m em 10, limite da bacia e os limites intermunicipais, por meio do software Arcgis 9.3, com licença disponível no LACAR.

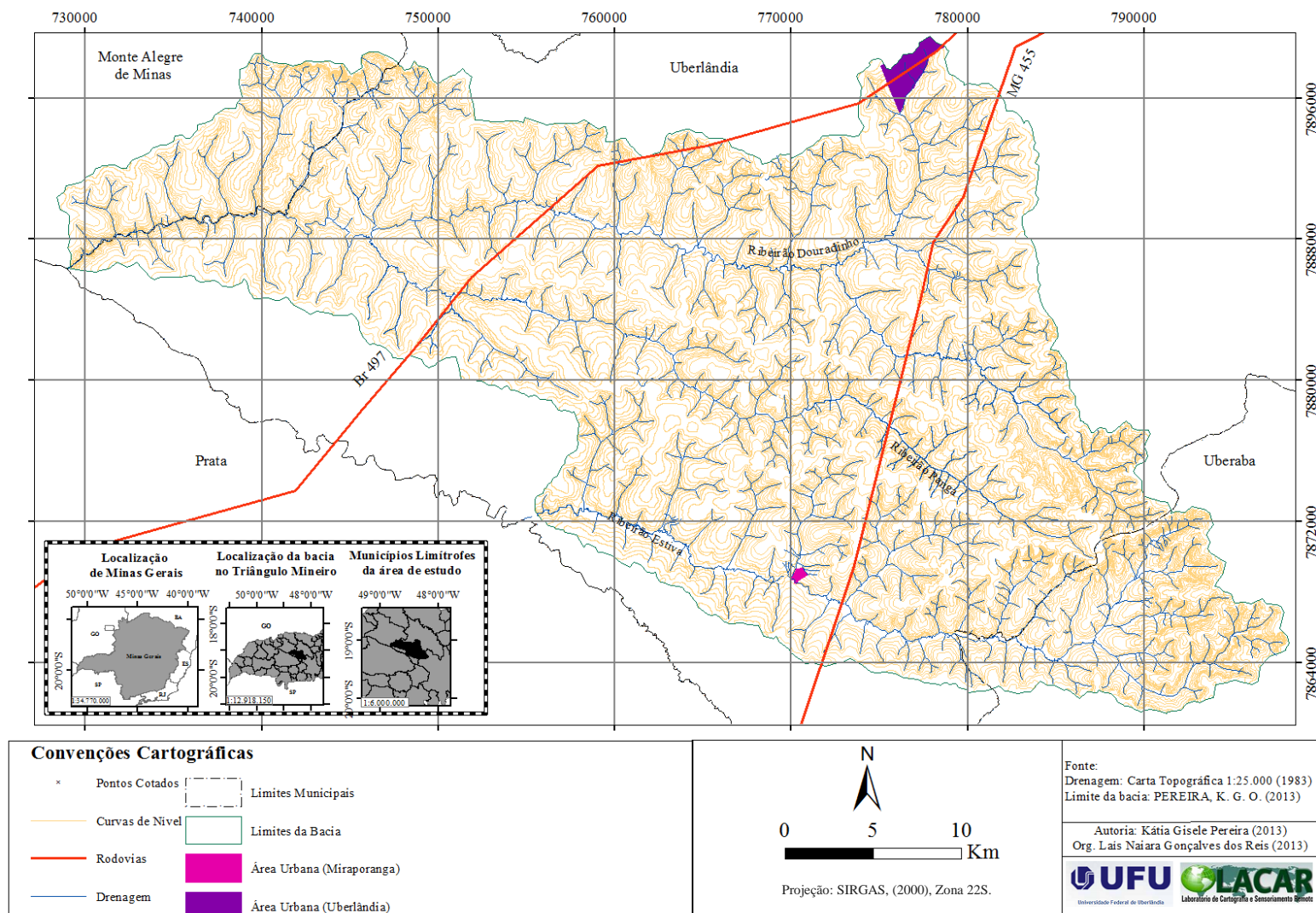
A elaboração do mapeamento geológico na escala de detalhe foi fundamental para subsidiar a análise da estruturação das formas do relevo. Em função da escala foi necessário readequar as informações disponíveis com as observações e análises feitas em campo. As referências bibliográficas sobre as formações litológicas presentes na área são Baccaro (1990), Nishiyama (1998), Batezelli (2003) e Schobbenhaus e Silva (2012). Foram elaborados os controles em campo dos contatos litológicos, os quais foram identificados e georreferenciados.

As unidades geológicas mapeadas foram Formações Marília (Ksm) e Uberaba (Ksub) do Grupo Bauru; os basaltos da Formação Serra Geral (JKsg) do Grupo São Bento e os depósitos Quaternários (Qa). A chave de interpretação para a identificação das unidades geológicas está descrita no **Quadro 10**.

Elaboração dos Perfis Topomorfológicos









Para a elaboração dos perfis topográficos geológicos foram empregadas cartas do DSG (1983) na escala de 1:25.000 como instrumento para caracterização dos tipos, das formas e altitudes do relevo.









Figura 22 - Base Cartográfica.







Fonte: Cartas topográficas (DSG) de 1983, na escala de 1:25.000

Quadro 10 - Referencias para o Mapa Geológico.

Litologia	Altitude (m)	Coordenadas/Localização	Fotos		Características da litologia e do relevo
Formação Marília	800	19°01'25"S 48° 32' 10" W			Formação Marília, Membro Ponte Alta. Casco de burro. Rebordo erosivo
	820	19°01'54"S 48°32'12"W			Nível rudáceo (cascalheira) da Formação Marília. Rebordo erosivo
	839	19° 2'27.64"S 48°26'30.45"W			Contato da borda da chapada, sem lajes concrecionadas, sem o casco de burro. Voçoroca, com imensos dutos.
	895	19°14'51.88"S 48°12'8.49"W			Laterita sobre casco de burro. Rebordo erosivo.
	893	19°10'36"S 48°15'10"W			Rebordo erosivo. Formação Marília, com forte cimentação carbonática.
	822	19°11'3"S 48°17'42"W			Contato da Formação Marília. Ruptura de declive, sustentada pela concreção carbonática e ferrosa, área úmida.
	748	19° 04' 51" 48° 22' 33"W			Arenitos muito finos. Boa coesão interna do solo. Rampa côncava colúvia, com ravinas/terracetes.
	754	19° 07' 09"S 48° 23' 40"W			Arenitos com cimentação ferrosa, cascalheiras. Ruptura de declive e rampa côncava coluvionada

Litologia	Altitude (m)	Coordenadas/ Localização	Fotos		Características da litologia e do relevo
Formação Marília					
	775	19°10'24"S 48°25'20"W			Ruptura com argila e forte cimentação carbonática e cascalheira. Vertente convexa-côncava
	835	19°14'36"S 48°19'4"W			Solos arenosos, finos Topo com vertentes planas
	771	19°14'16"S 48°26'22" W			Solos arenoso, finos. Topos com vertentes planas
	730	19°08'47"S 48° 22' 59"W			Topos com vertentes suavemente convexas. Beiral da estrada com boa cimentação..
	701	19° 6'42"S 48°39'29"W			Espessa cascalheira e voçoroca ao longo da estrada Fundo de vale
	840	19° 6'21"S 48°18'22"W			Material muito fino, Fundo de vale
	852	19°15'4.79"S 48°16'6.59"W			Presença de material vulcânico. Topos planos com Vertente convexa, sustentada por cimentação carbonática,

Litologia	Altitude (m)	Coordenadas/ Localização	Fotos		Características da litologia e do relevo
Formação Uberaba	818	19°15'24"S 48°16'09"W			Presença de material vulcânico. Topos planos com Vertente convexa, sustentada por cimentação carbonática
Grupo São Bento	742	19 °05' 23"S 48° 25' 33"W			Soleira rochosa, sustentando o nível de base local. Fundo de vale Fundo de vale
	745	19°10'23"S 48°25'42"W			Soleira rochosa, sustentando o nível de base local. Fundo de vale Fundo de vale
	716	19°15'26"S 48°25'51"W			Afloramento do basalto no fundo de vale.

Fonte: a autora.

Ao estabelecer a escala horizontal EH e Escala Vertical EV, foram traçados os perfis que representavam uma diversidade de topografia na área da pesquisa. Os dados foram transferidos para o software Corel Draw[®], para desenho do *layout* e impressão. A escala EH foi feita na escala de 1:25.000 e a escala EV de 100 em 100m, na escala de 1:100.000.

Para essa análise é utilizado o mapeamento das ravinas, voçorocas e áreas úmidas, de forma a acompanhar a evolução da morfodinâmica recente em resposta ao uso do solo.

Os dados de análise da drenagem, da geologia e da morfometria foram empregados para analisar os aspectos do enquadramento geológico regional, buscando identificar a origem dos

controles estruturais, dos regimes tectônicos, da natureza das rochas na referida área de pesquisa, ao longo da história e nos tempos presentes, evidenciando sua importância para o modelado.

• Dados Climáticos

Os dados climáticos levantados para esta tese foram obtidos por meio da Agência Nacional de Água (ANA-Hidroweb) que disponibiliza dados sobre os postos de coleta das áreas mais próximas à área de pesquisa. No **Quadro 11**, são apresentadas as informações sobre os pontos com dados da sua identificação, localização, altitude e período dos dados disponíveis. As estações de dados são Fazenda Leiteiro, Fazenda Paraíso, Monte Alegre de Minas e Xapetuba. Os dados médios disponibilizados pela ANA para esses postos foram de 1976 a 2012, os quais serviram para fazer as análises climáticas, não representados nos mapas.

Quadro 11 – Localização dos Postos Pluviométricos da Área de Estudos

POSTOS PLUVIOMÉTRICOS LOCALIZADOS PRÓXIMOS À ÁREA DE PESQUISA						
Municípios	Nome do Posto	Nº do Posto	Lat. (S)	Long. (W)	Alt. (m)	Período de dados disponível
Uberlândia	Fazenda Leiteiro	1948006	-18,99	-48,19	813	1974-2013
Prata	Fazenda Paraíso	1948005	-19,25	-48,57	722	1967-2013
Monte Alegre de Minas	Monte Alegre de Minas	1848000	-18,87	-48,87	730	1941-2013
Monte Alegre de Minas	Xapetuba	1848009	-18,86	-48,58	880	1975-2013

Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA, 2014).

Mapa de drenagem e MDT

O mapa da rede de drenagem foi compilado e interpretado a partir das cartas do Exército - Divisão de Serviços Cartográficos do Exército, na escala de 1:25.000 e fotointerpretação das fotografias aéreas do IBC/GERCA (1979).

Para a análise da rede de drenagem considerou-se a caracterização dos padrões a partir dos critérios de forma adotados por Summerfield (1991) e da investigação detalhada das anomalias (capturas, cotovelos de drenagem). Foi empregada a análise morfométricos para a obtenção de parâmetros geomorfológicos que indiquem áreas sujeitas a deformações tectônicas. Para a classificação da hierarquia da drenagem utilizou-se a proposta de Strahler (1957).

Para a confecção do mapa de declividade e hipsometria foi feito o Modelo Numérico de Terreno (MNT) por meio do software Arcgis 9.3, tendo como base as curvas de nível de 10 em 10m na escala de 1:25.000. Os intervalos de classes de declividade utilizados são: 0 - 2° - plano, 2 - 3°, 3 - 5° - suave ondulado, ondulado, 5 - 7° e 7 - 15° fortemente ondulado.

Par a o mapa de hipsometria utilizou-se o intervalo de 50 m, sendo a cota mínima de 600m e a máxima de 950 m.

Mapa de Susceptibilidade à Erosão Laminar

A metodologia para o mapa de susceptibilidade à erosão laminar partiu de uma análise multicriterial de componentes da paisagem, por meio do agrupamento numa mesma base cartográfica, empregando a classificação por meio da atribuição de valores, de forma que possibilite uma avaliação combinada de diferentes variáveis, para a posterior geração de um produto cartográfico síntese, que indique as áreas com maior susceptibilidade à ocorrência de eventos relacionados com a erosão laminar. Foram recolhidas e extraídas de diversas fontes, as quais se citam: cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e das cartas do Ministério do Exército/DSG, Imagens da constelação de Satélites multi-espectrais RapidEye (2010) e do Levantamento feito pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMPRAPA), das classes e tipos de solo predominantes no território Brasileiro.

Para elaborar o mapa de susceptibilidade à erosão laminar, empregou-se o banco de dados morfométricos e temáticos para interpolar os dados dos mapas, pontuando pesos de 1 a 5, de forma que às variáveis mais impactantes para o processo de geração de erosão laminar foi atribuído maior peso. Os fatores considerados mais importantes para o cálculo foram a geologia, uso da terra e cobertura vegetal nativa, tipos de solos, curvatura em planta do terreno e declividade. Foram feitas interpolações entre os mapas, alterando-se o grau de influência de cada um, para que fosse possível analisar a interferência de cada um dos fatores no resultado final. A ferramenta empregada foi a DEM Surface Tools do Arcgis, com as várias opções de gerar padrões de inclinação múltiplas e algoritmos de aspectos, sobreamentos hipsométrico para vertentes. Os resultados foram considerados a partir de uma análise dos dados com a realidade geomorfológica da área buscando resultados condizentes.

Tabela 1.

Os dados de entrada foram ponderados no total de 100 por sua importância. Os dados de uso do solo foram classificados como (20%), os solos (20%), a litologia (15%), a curvatura (30%) e a declividade (30%). Desta forma, foram definidas as importâncias relativas dos fatores. Após o processamento e análise dos resultados obtidos, dentre os ensaios gerados com diferentes graus de influência para cada fator permanente, escolheu-se o resultado gerado com influências iguais para cada fator como o melhor resultado para a área de pesquisa. Andrade et al, (2012), **Quadro 12.**

Dados Morfométricos

Os índices morfométricos são densidade de drenagem, comprimento dos canais, densidade da bacia, fator de assimetria de canais, fator de simetria topográfica transversal, declividade média, fator forma, índice de circularidade, coeficiente de compacidade, área total da bacia e perímetro

A área total da bacia (A) e o perímetro (P) foram obtidos por meio da delimitação da área da bacia e de características da rede de drenagem, foram obtidas as características geométricas, do relevo e hidrográficas. Os dados foram obtidos a partir da tabela de atributos do tema “limite da bacia” após a definição da unidade em km². O coeficiente de compacidade foi calculado através da equação:

Quadro 12 - Variáveis e hierarquia de atributos.

Sucetibilidade à Erosão Laminar		
Fatores Permanentes	Classes	Pesos Atribuídos
Geologia	Formação Marília	2
	Formação Uberaba	2
	Formação Serra Geral	3
Uso da Terra e Cobertura Vegetal Nativa	Mata/ Silvicultura	3
	Agricultura	4
	Cerrado	2
	Pastagem	3
Tipos de Solos	Latossolo Vermelho Amarelo	2
	Latossolo Vermelho Acriférico	2
	Gleissolo	1
	Podzol	3
Curvatura em planta do Terreno	Plano	4
	Convexo	5
	Côncavo	1
	Muito Côncavo	2
Declividades	0 - 2°	3
	2 - 3°	3
	3 - 5°	3
	5 - 7°	4
	7 - 15°	4

$$K_c = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

O Índice de Circularidade é outro parâmetro utilizado. Ele foi calculado pela equação:

$$I_c = 12,57 \frac{A}{P^2}$$

em que I_c é o índice de circularidade, A é a área em km² e P é o perímetro em km.

O fator de forma foi determinado, utilizando-se a equação, onde (F), significa fator de forma, (A), Área da bacia e (L), comprimento do eixo da bacia (da foz ao ponto extremo mais longínquo no espigão).

$$Kf = \frac{A}{Lx^2}$$

A densidade de drenagem expressa em km/km² foi calculada através da equação, onde Db corresponde a densidade de drenagem (km/km²), (Lt), comprimento total de todos os canais (km), (A), área da bacia hidrográfica (km²)

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

A classificação da densidade da drenagem da bacia está descrita na **Tabela 13**.

Tabela 13- Classificação dos Valores de Densidade de Drenagem.

Valore da Dd (km/Km ²)	Qualificação da Dd
Menor que 0,50	Baixa
De 0,5 A 2,00	Mediana
De 2,00 a 3,50	Alta
Maior que 3,50	Muito Alta

Fonte: Beltrame (1994).

O Fator Assimetria de Drenagem (FA) foi definido pela Equação: $FA = 100 (Ar/At)$, a expressão Ar é a medida da área de toda porção direita da bacia olhando para a jusante e At corresponde à medida da área total da bacia de drenagem. (SALAMUNI; EBERT; HASUI, 2004).

O Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) foi baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal desse. É medido pela equação: **Figura 23**.

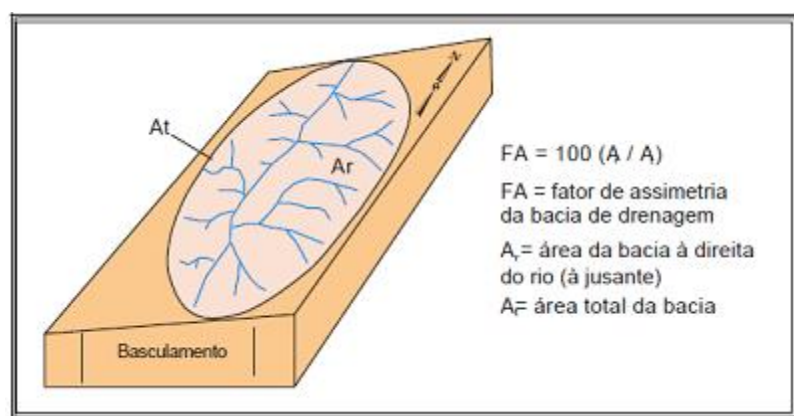
$$T = D_a / D_d,$$

onde (D_a) corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e (D_d) é à distância da linha média do eixo da bacia.

Quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo a zero, enquanto a assimetria cresce na medida em que os valores de T se aproximam de 1. Na **Figura 24**, a linha amarela mostra o lugar geométrico dos valores de T para a área de estudo.

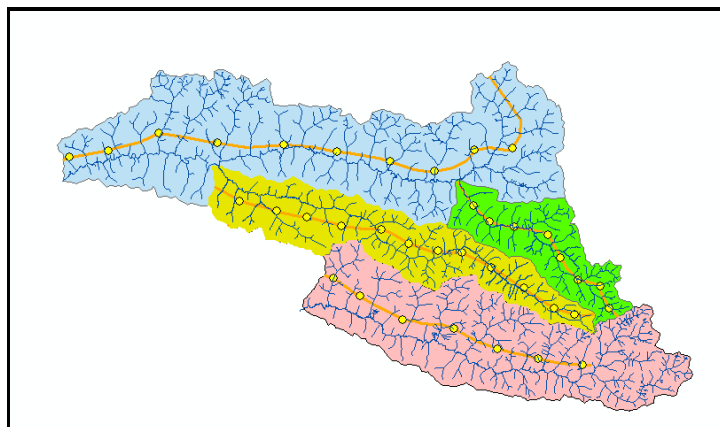
Além dos dados morfométricos empregados na avaliação da atividade morfogenética foi necessário analisar os sistemas de falhas para indicar o ajuste dos blocos e possíveis regularidades no que se refere aos esforços regionais. Desta forma, indica como os processos morfogenéticos atuaram condicionados pela movimentação crustal antiga e recente. (SALAMUNI et al., 2004).

Figura 23 - Modelo de Fator de Assimetria de Drenagem.



Fonte: Keller e Pinter (1996).

Figura 24 – Esboço de Fator de Simetria Transversal (T) na área de pesquisa.



Fonte: Cox (1994) e Keller e Pinter (1996).

Em seguida os dados assim organizados foram plotados num Diagrama de Roseta para classificar as orientações dos entalhes das drenagens. Esse diagrama permite visualizar as direções preferenciais de entalhamento das drenagens e a organização dos principais eixos de crescimento das voçorocas, possibilitando, numa etapa seguinte, a análise da correlação (positiva ou negativa) da instalação e evolução dessas drenagens com os grandes traços estruturais que condicionam a geologia do Triângulo Mineiro.

Mapas Geomorfológicos

Para a elaboração do mapa geomorfológico detalhado foram necessário elaborar dois mapas um com a distribuição das declividades de 0° a 2°, classificadas por altitude, e o outro Mapa Geomorfológico contendo a disposições das formas.

O primeiro mapa foi elaborado para análise dos compartimentos do relevo, um mapa contendo as superfícies planas. Primeiro foram selecionadas as áreas de declividades de declividades 0 - 2° que correspondem aos topos e as planícies aluvionares. A partir disto, as áreas de declividades foram reclassificadas segundo as classes hipsométricas já descritas.

O mapa geomorfológico foi elaborado por meio de fotointerpretação na escala de 1:25.000. Foram integrados os planos de informações contendo as voçorocas e ravinas, as

falhas, os rebordos erosivos, as rupturas litológicas, as áreas úmidas, as planícies aluvionares, as chapadas degradadas e o topo da chapada. As rupturas de declive foram obtidas empregando o mesmo procedimento dos todos planos. A análise preliminar das voçorocas foi feita a partir dos entalhes da drenagem no terreno. Como área de aplicação da análise foram escolhidas a bacia do Ribeirão Douradinho localizadas na porção N da área de pesquisa.

Os entalhamentos de abertura de valas das drenagens em cada voçoroca foram identificados e coletados como segmentos de linha, determinados seu comprimento e orientação azimutal empregando as imagens de satélite disponíveis no Google Earth, sensor digital globe.

O emprego do mapa geomorfológico foi fundamental para discutir a gênese e a evolução das formas do relevo, assim como suas características morfológicas.

4. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.

A evolução morfogenética de uma região pode ser investigada, a partir do levantamento dos fatores estruturais (litologia e tectônica) e da ação dos fatores externos a superfície terrestre, impulsionados pelo clima (intemperismo e sistema de drenagem). No tempo geológico, a ação antrópica tornou-se presença marcante como uma força histórica interferindo na evolução. Os tópicos desenvolvidos foram apresentados da seguinte forma: a) aspectos climáticos b) enquadramento das unidades geológicas e tectônicas; c) enquadramento geomorfológico.

4.1 Aspectos Climáticos

A região do Triângulo Mineiro, na qual a área de pesquisa se insere, possui um clima tropical bem definido por duas estações: uma seca (março a outubro) e outra chuvosa (novembro a fevereiro), segundo Rodrigues e Nishiyama (2001). Para Novais (2011), o sul do município de Uberlândia, é uma área equivalente ao clima subquente úmido e semi úmido, o que significa quente durante quase todo o ano, variando de 3 a 5 meses mais secos, nos meses de maio, junho e julho, agosto e setembro. A temperatura média anual varia entre 21°C, com temperaturas do mês mais frio entre 16°C. A pluviosidade média anual varia entre 1.250 mm e 1.800 mm, concentrada no verão (novembro a fevereiro). O déficit hídrico anual varia entre

75 e 200 mm e o excedente hídrico anual entre 450 e 800 mm. Os totais de chuva são distribuídos irregularmente durante todo o ano, com maior volume concentrado no verão, entre os meses de dezembro e fevereiro (cerca de 50% das precipitações), Ribeiro et al, (1997)

Na análise geomorfológica feita por Baccaro (1990), ao longo do ano, mostrou o comportamento do clima na estação chuvosa e seca. Na estação chuvosa, demonstrou-se que predominam as chuvas torrenciais que ocorrem geralmente aos finais de tarde. Essas chuvas são agentes de arrastamento via escoamento superficial, carregando grande volume de sedimentos, além de agir diretamente no intemperismo das rochas, por meio de processos geoquímicos. As características do clima como um dos principais agentes modificadores das formas, condicionam as alterações na estrutura geológica, demonstram o efeito significativo na modelagem do relevo presentes na área.

No período de estiagem, que ocorre de maio a setembro, são encontrados os menores índices de chuva. São registrados nos meses de junho e julho, média anual de 10 – 15 mm de precipitação. Essa baixa precipitação reduz a umidade relativa do ar, provocando modificações na dinâmica regional atmosférica. Com a redução da entrada de água no sistema, a área passa por mudanças no comportamento da vegetação, do solo e do tipo de processo morfo e pedogenético. O período seco favorece à redução da cobertura vegetal; as pastagens se ressecam ou perdem as folhas, caracterizando mudanças nas cores e tons da paisagem. Nos solos, a ausência da água provoca ressecamento e concentração dos óxidos de ferro. BACCARO, (1990).

Essa variação das estações do ano pode ser observada do **Tabela 3**, correspondendo ao período de 1976 a 2012 contendo dados de precipitação, temperatura, evapotranspiração potencial, deficiência hídrica e excedente hídrico. O padrão climático apresentado enfatiza as características tropicais com concentração sazonal da umidade.

Tabela 03- Balanço Hídrico da área de pesquisa de 1976 a 2012.

EXTRATO DAS INFORMAÇÕES DO BALANÇO HÍDRICO DOS POSTOS LOCALIZADOS PRÓXIMOS ÁREA DE PESQUISA (1976-2012)														
VARIÁVEIS	NOME DO POSTO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
MÉDIA DA PRECIPITAÇÃO (mm)	Fazenda Letreiro	290	196	201	84	40	16	10	15	45	110	194	292	1.493
	Fazenda Paraíso	291	255	230	94	54	15	12	20	58	125	182	306	1.642
	Monte Alegre de Minas	299	191	192	81	39	17	10	16	51	121	211	276	1.503
	Xapetuba	287	202	203	80	38	19	7	20	48	114	203	280	1.499
MÉDIA ESTIMADA DA TEMPERATURA (°C)	MÉDIA MENSAL	292	211	207	85	43	17	10	18	50	118	197	288	1.534
	Fazenda Letreiro	23,7	23,8	23,7	22,5	20,6	19,7	19,9	21,3	23,4	24,2	23,8	23,5	22,5
	Fazenda Paraíso	24,2	24,3	24,2	23	20,9	20,1	20,3	21,7	23,9	24,7	24,4	24	23
	Monte Alegre de Minas	24,2	24,4	24,3	23,2	21,2	20,3	20,6	22,1	24,2	25,1	24,6	24,1	23,2
	Xapetuba	23,4	23,5	23,4	22,3	20,4	19,6	19,7	21,2	23,3	24,1	23,7	23,3	22,3
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL (ETP - mm)	MÉDIA MENSAL	23,8	24	23,9	22,8	20,8	19,9	20,1	21,6	23,7	24,5	24,1	23,8	22,7
	Fazenda Letreiro	115	103	108	88	68	57	60	74	95	113	110	113	1.103
	Fazenda Paraíso	120	108	113	91	70	58	62	76	99	119	115	118	1.150
	Monte Alegre de Minas	120	108	114	93	71	59	64	79	103	123	118	118	1.171
DEFICIÊNCIA HÍDRICA (DEF - mm)	Xapetuba	111	100	105	86	68	57	60	74	95	112	108	110	1.086
	MÉDIA MENSAL	116	105	110	90	69	58	61	76	98	117	113	115	1.127
	Fazenda Letreiro	0	1	1	5	12	21	34	48	48	25	3	0	198
	Fazenda Paraíso	0	0	1	5	10	19	32	46	43	20	5	1	181
	Monte Alegre de Minas	0	1	1	6	15	25	38	53	52	26	2	0	219
	Xapetuba	0	1	1	5	15	21	36	45	45	18	3	4	195
EXCEDENTE HÍDRICO (EXC - mm)	MÉDIA MENSAL	0	1	1	5	13	22	35	48	47	22	3	1	198
	Fazenda Letreiro	173	99	91	19	1	0	0	0	0	7	41	156	588
	Fazenda Paraíso	164	149	119	23	6	0	0	0	1	8	36	167	673
	Monte Alegre de Minas	173	90	77	12	3	0	0	0	0	3	49	137	545
	Xapetuba	171	105	99	17	4	0	0	0	0	3	53	134	587
	MÉDIA MENSAL	171	111	97	18	4	0	0	0	0	6	45	149	598

Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA, 2014)

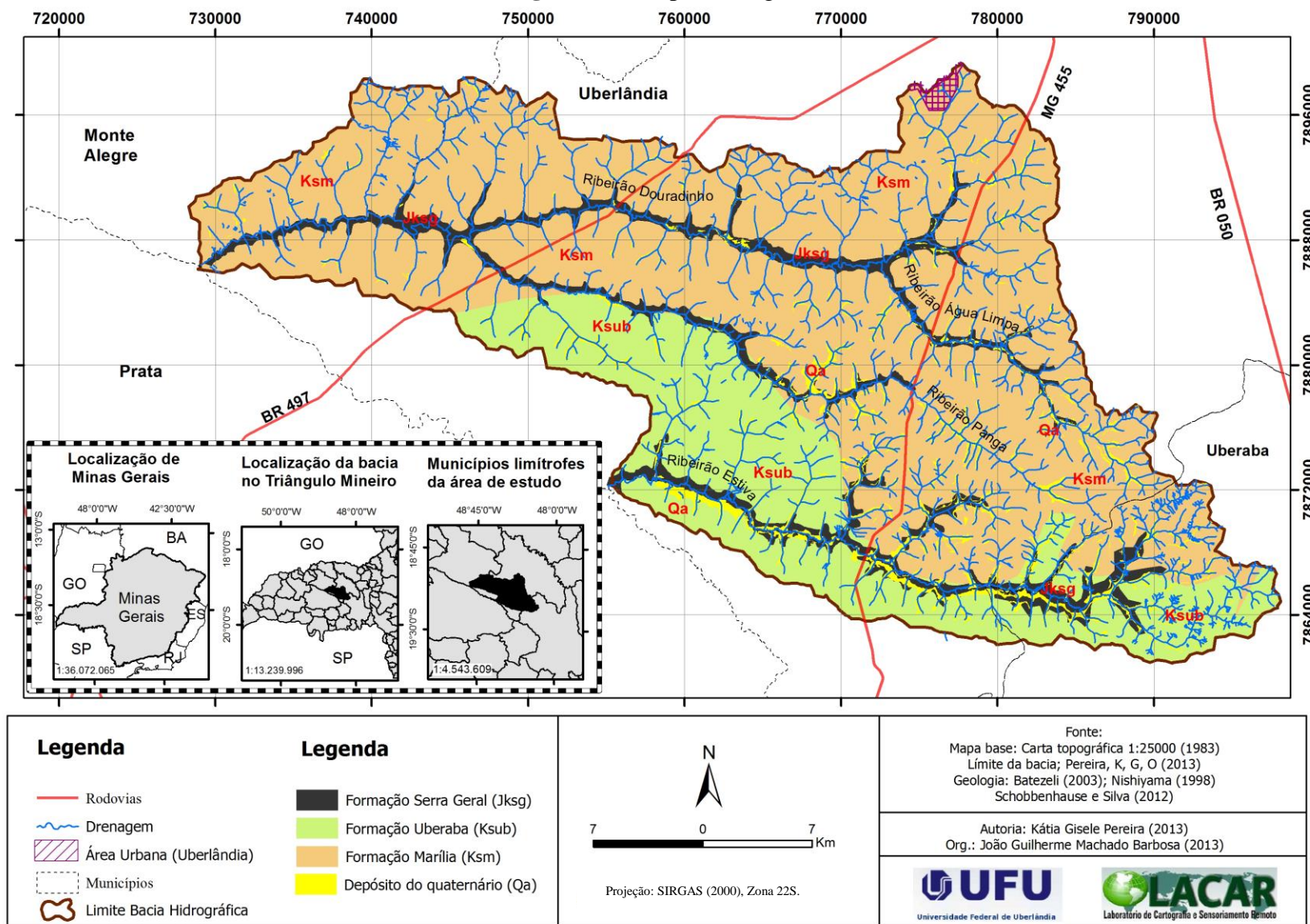
Entende-se que o papel do clima na morfogênese relaciona-se a presença da água, pois promove a evolução das vertentes e a escavação dos talvegues. Os fatores envolvidos nessa dinâmica são interdependentes e abrangem processos complexos da modelagem das formas por meio da erosão (física ou química), do transporte e da deposição de sedimentos. A ação da água da chuva na superfície pode ser por escoamento difuso com remoção progressiva da superfície, ou por ação do escoamento concentrado da água pluvial, que induz entalhes na superfície. A erosão diferencial das rochas e a dinâmica das formas podem acelerar a morfogênese, ou favorecer o desenvolvimento pedogenético.

Baccaro (1990) apresenta o resultado dos dados de perda de material em suspensão realizado na bacia do Ribeirão Douradinho e Panga. Apontando que a maior perda de material ocorre no período de Outubro a Março, correspondendo ao período chuvoso. No entanto, o total de material em suspensão analisado varia em função dos seguintes fatores: tipo de cobertura vegetal, o período de ressecamento que precede as primeiras chuvas, a textura e a estrutura da camada superficial do solo. O alto volume do escoamento pluvial também se justifica em função da fina textura destes solos por conter em média de 70% de areia fina, 7% de silte e 15% de argila.

4.1.1 O Mapeamento Geológico

No mapa geológico, os basaltos da Formação Serra Geral são encontrados expostos no leito dos principais canais de drenagem, como o que ocorre no Ribeirão Douradinho e Ribeirão Estiva e em alguns de seus afluentes como apresentado no mapa geológico, a **Figura 25**. O basalto encontra soterrado em boa parte desses canais de drenagem, recoberto pelos materiais coluvionares e aluvionares. Assim, o limite do contato dessa unidade foi inferido considerando-se a área das planícies aluvionares, bem como o contato com as vertentes. Tal inferência consiste em que o basalto aflora nas corredeiras e saltos à jusante das planícies.

Figura 25 - Mapa Geológico.



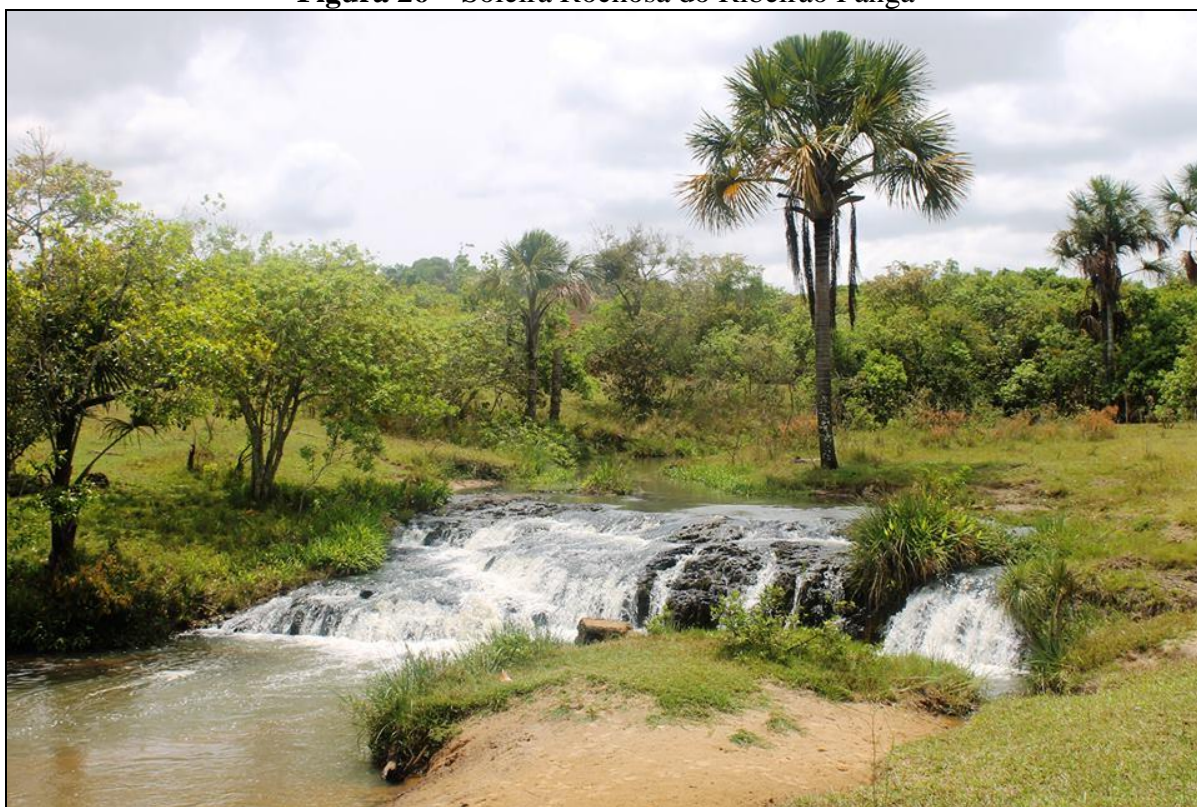
Fonte: Nishiyama (1998), Batezelli (2003), Schobbenhaus e Silva (2012) e Ribeiro (2014).

Em função da resistência do basalto, a ação de entalhe da drenagem é menor nas planícies, favorecendo a ocorrência de áreas úmidas (lençol freático superficial) com a presença de solos glei úmicos correspondendo aos solos hidromórficos. Esse aspecto condiciona a ocorrência de planícies aluvionares em toda a área, com maior expressão no Ribeirão Estiva. Essas planícies são interrompidas por rápidos, corredeiras ou cachoeiras com provável controle dos blocos estruturando o níveis de base, (*nick points*), **Figura 26**.

No que tange a altimetria, identifica-se que o basalto aflora na bacia do Douradinho por volta da cota de 770 metros.

Na bacia do Panga surge na cota de 760 metros. E no Ribeirão Estiva começa a aflorar por volta de 750 metros. Isso indica que as cotas dos afloramentos do basalto decrescem no sentido NS e ao longo do perfil longitudinal das drenagens em direção a depressão de Uberaba.

Figura 26 – Soleira Rochosa do Ribeirão Panga



Fonte: a autora. Localização 19°10'23"S e 48°25'42"

A resistência do basalto configura-se como a base estrutural para a escavação da drenagem, o que impede um maior entalhamento dessa. Uma vez que esta atinge a rocha resistente, reduz a sua capacidade de escavação, passando a erodir lateralmente. Assim, quando o entalhamento atinge o basalto atinge também o nível de base local capaz de controlar a evolução das vertentes.

O Grupo Bauru, na área, foi estudado por diferentes autores Suguio et al (1975), Suguio e Barcelos (1983), Baccaro, 1990; Nishiyama, 1998; Fernandes, (2000), Ribeiro, (2001), Bertini et al (2001), Batezelli, (2003); Schobbenhaus, e Silva, (2012). A configuração geológica adotada para o mapeamento consiste nas configurações apresentadas pelos autores e nas observações de campo. De forma que o mapeamento foi adaptado para escala de trabalho de maior detalhamento. Nesse mapeamento a escala empregada foi a de 1:25.000, enquanto os outros trabalhos utilizaram escala regionais, portanto menores.

No mapeamento apresentado por Baccaro (1990) para o Triângulo Mineiro foram consideradas as Formações Marília no mapeamento de Nishiyama (1998) para a área do Município foi mapeada a área da Formação Marília; Batezelli (2003) identificou para a área a Schobbenhaus e Silva (2012) e Ribeiro (2014) a existência da Formação Uberaba na cabeceira do Ribeirão Estiva.

Para o mapa geológico considerou-se que a Formação Marília ocupa as partes mais elevadas acima de 800 a 850 metros e Uberaba - ocupam as menores cotas até o contato com o basalto.

A Formação Marília na área corresponde às unidades que ocupam as áreas mais elevadas, localizadas nas bordas das chapadas, nas cabeceiras dos Ribeirões Douradinho e Estiva. Essa Formação é subdividida nos membros Serra da Galga e Ponte Alta.

Para a origem do carbonato de cálcio da Formação Marília, Suguio (1975) considerava que o intemperismo dos feldspatos cálcicos e dos piroxênios dos basaltos da Formação Serra Geral forneceram o cálcio para os calcretes do Triângulo Mineiro. Mais tarde, Suguio e Barcelos (1983), consideraram que, além desses, pode ter ocorrido uma contribuição de carbonato do Grupo Bambuí, mas também dos carbonatitos e estruturas alcalinas do magmatismo neocretáceo provenientes da borda NE da Bacia do Paraná.

Já o Membro Ponte Alta é caracterizado por formações descontínuas de concentração carbonática no nível freático, está disposto em lajes que sustentam os rebordos erosivos, níveis de rupturas de declives. Esse membro é constituído por silcretes e calcretes herança de ambientes vadosos e apresenta maior resistência ao intemperismo em função da boa cimentação.

O membro Ponte Alta é representado por arenitos carbonáticos e calcários conglomeráticos, porém, à medida que se distancia da borda da chapada – localizada no sentido N-S entre as cidades de Uberlândia e Uberaba – a concentração do calcário se torna menor, bem como a topografia, e a Formação Marília mais arenosa em direção ao rio Paranaíba, segundo relatos de Barcelos (1994). Essa observação pode ser comprovada em campo, na borda da chapada, local que as rupturas sustentadas por calcário são maiores, com maiores declividades e com rochas mais resistentes, **Figura 27 e 28**.

Em observações de campo, foram encontrados próximos aos corpos d'água ricos em siltitos, dutos e canais moldados pela água e nas vertentes. As camadas de solos apresentam nódulos brancos entrando na estrutura vermelha, o que indica processo de dissolução. Estes solos estão passando por processo geoquímicos.

Em campo, o contato do basalto com os arenitos apresenta uma espessura média de 120 m ocorrendo por volta dos 730 m. Nessa Formação estão as discontinuidades litológicas onde

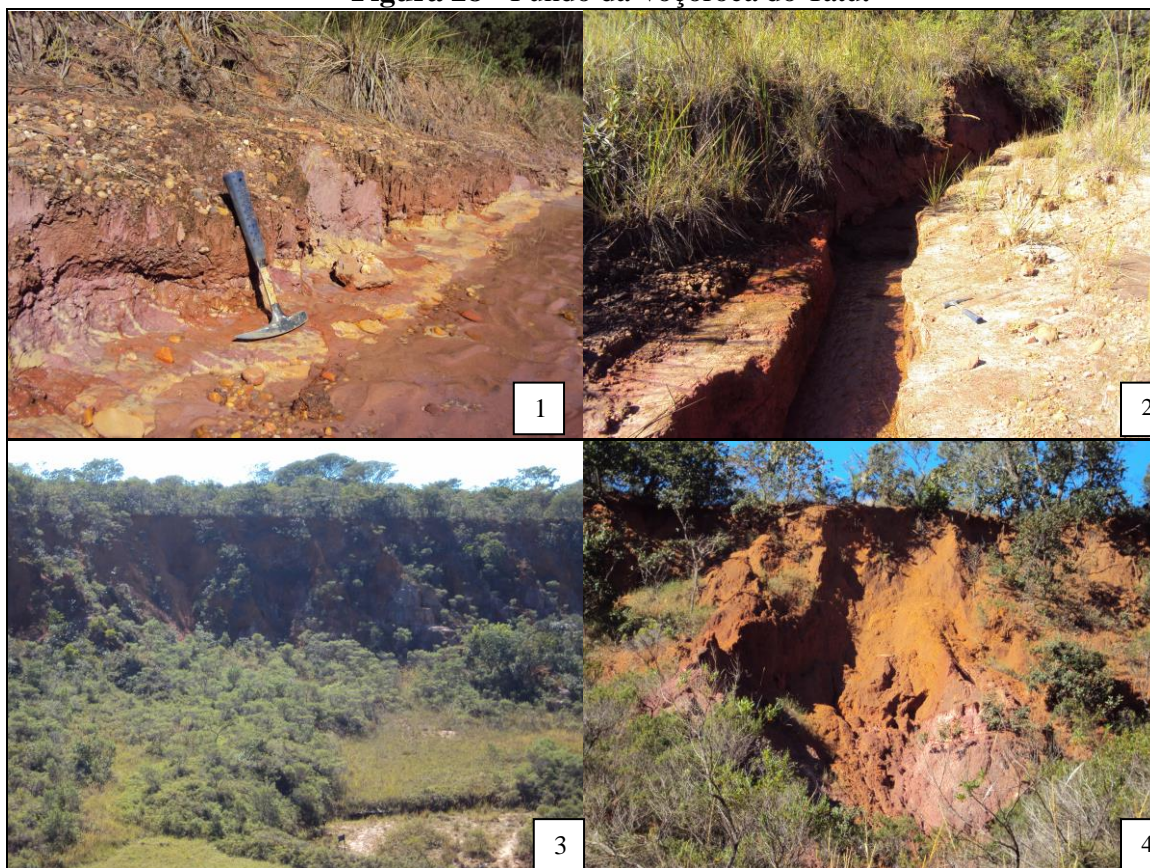
há a ocorrência de material mais fino, compactado, ou com forte cimentação carbonática, e também foram encontradas as cascalheiras.

Figura 27 - Paleodeposição da Formação Marília.



Fonte: a autora

Nota: 1 e 2 identificam ambiente paludal, com amostra de rocha contendo paleoplintita Lepsch, (2010) na figura 2. Na figura 3, mostra o ambiente com característica de lama carbonática, típico de contexto lacustre, localizado a 2 metros um do outro. Membro Ponte Alta.

Figura 28 - Fundo da Voçoroca do Tatu.

Fonte: a autora.

Nota: Diferenças litológicas dos arenitos da Formação Marília com estrutura muito fina, cor rosa, estruturando uma canaleta que drena o fundo da voçoroca. 1) detalhe do arenito fino, 2) estrutura do arenito mantendo a canaleta de água no fundo da voçoroca, 3) vista parcial da voçoroca do Tatu, no fundo a canaleta e 4) parede da voçoroca mostrando o contato do arenito da Formação Marília (amarelo).

Segundo Baccaro (1990), é comum na Formação Marília a presença de solos hidromórficos, onde há canais de drenagem nos fundos de vales e na média vertente. Esses materiais recentes foram chamados de Depósitos Quaternários. Elas são revestidas de vegetação higrófila, com gramíneas e ciperáceas, geralmente com buritis nas cabeceiras de drenagens. Nas várzeas onde esses depósitos ocorrem entulham-se sedimentos finos depositados.

Para a determinação da Formação Uberaba, observou-se, em campo, evidências de arenitos de cor amarronzado esverdeado, entremeando formações areníticas semelhantes às encontradas na Formação Adamantina. Para essa escala de observação, a Formação Uberaba

aparece abaixo dos arenitos da Formação Marília, na cabeceira do Ribeirão Estiva e em contato interdigitado com a Formação Marília, ao longo das bacias dos Ribeirões Panga e Estiva. **Figura 29.** Considerando os dados da litologia, admite-se a ocorrência da Formação Uberaba em áreas da bacia do Ribeirão Estiva, por meio da classificação das unidades geológicas propostas por Schobbenhaus e Silva (2012) e Ribeiro (2014). **Figura 30.** Tal consideração foi adotada para essa escala. Nos trabalhos regionais elaborados em escalas menores não foi encontrada essa Formação para essa localização. Batezelli (2003) admite que a Formação Uberaba ocupa uma área maior do que a área da região Uberaba extrapolando para outras áreas. Suas características foram identificadas e delineadas para sua ocorrência na área de pesquisa.

Figura 29- Detalhe da Formação Uberaba na área de pesquisa.



Fonte: a autora.

4.1.2 Sucessões Paleogeográficas

Na reconstrução paleogeográfica do ambiente deposicional da Bacia Bauru, pós-derrames basálticos para o Triângulo Mineiro (MG) considerou-se a interação entre o pacote litológico, o tectonismo, as áreas-fontes de material depositado e o paleoclima que em conjunto foram os responsáveis pela morfogênese da área.

Figura 30-Limite do contato imediato da Formação Uberaba e da Formação Marília



Fonte: a autora.

Nota: localização - 19°19'14"S, 19°19'14"S, 839m.

As regiões do Triângulo Mineiro e sul de Goiás foram palco de ativo tectonismo no Cretáceo com movimentos ascensionais e estabelecimento de Províncias Ígneas. O soerguimento regional observado é mais intenso próximo à atual borda erosiva nordeste da Bacia Bauru, região marcada pelas intrusões de diversos complexos alcalinos de carbonatíticos como os do Barreiro e de Tapira. No sul de Goiás pode ser encontrado o complexo alcalino-carbonatítico de Catalão. Essas intrusões alcalinas acompanham o lineamento estrutural do Alto Paranaíba que se estende desde o litoral do Rio de Janeiro até o leste de Rondônia, cruzando os estados de Minas Gerais e Goiás, Batezelli (2003).

Em Barreiro (Araxá, MG), Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão são encontradas intrusões responsáveis pela ocorrência de minerais como Barita, Apatita e Pirocloro de idade Cretácea. As intrusões alcalinas e os produtos de magmatismo kimberlítico, abundantes na região, possuem idades radiométricas entre 80 e 100 Ma. Hasui e Cordani (1969).

O clima foi um elemento importante na determinação do comportamento dos calcretes. No estudo sobre estimativas de paleoprecipitação em feições cálcicas da Formação Marília, Dal'Bo e Basilici (2011), estabeleceram dois momentos distintos de evolução paleoclimática para a Formação Marília a) um momento de clima seco, que deu origem às feições carbonáticas e; b) um momento de clima úmido, capaz de gerar feições de infiltração de argila ou iluviação em perfis de paleossolos.

Para a sedimentação do Grupo Bauru, tais condicionantes foram fundamentais, segundo Batezelli (2003) ocorreu em dois tempos: o primeiro, representado pelas formações Uberaba e Adamantina, caracterizado pela presença de planícies fluviais em clima semiárido e o segundo, representado pela Formação Marília, em sistema fluvial associado a lagos, em condições de clima árido.

4.1.3 Sismicidade na área de pesquisa

Os estudos da tectônica abordam os sismos, pois permitem a identificação das forças endógenas atuantes; a fotointerpretação por delimita o alinhamento do relevo, traçado nas redes de drenagens, das falhas e o mapeamento geomorfológicos para identificar formas e processos relacionados às atividades tectônicas.

Desta forma, a área vizinha da borda NE da bacia Paraná (local da área da tese) apresenta sismos, na Faixa Móvel do Cinturão Brasília, segundo os dados de registro de

sismos do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG/USP, **Figuras 31 e 32.**

Para Cabral (2003), os sismos de origem tectônica recente que aconteceram numa região são manifestações de atividade neotectônica regional. A ocorrência de sismos no período neotectônico considerado pode ser testemunha por provocar evidências, como escarpas de falha geradas por rupturas superficiais em falhas ativas, fissuras e dobras ao longo do traço de falhas ativas, falhas afetando formações e/ou solos recentes. Segundo Mito (1990), para Minas Gerais,

"não foi possível estabelecer as províncias sísmica, ou sismotectônicas, mas tão somente zonas sismogênicas, caracterizadas em termos de tectônica ressurgente e feições neotectônicas, visto que a energia liberada pelos sismos desta região ocorre, preferencialmente, em áreas de notável coincidência com suturas e lineamentos antigos" Mito (1990 p.12),

Hasui (1990) considerou a existência de zonas de fraqueza crônica indicadas pelos alinhamentos dos sismos que se manifestaram do passado geológico até o presente, demarcadas por eventos e pela configuração estrutural fundamental. Para o caso brasileiro, apontou que a placa litosférica possui movimento WNW, com componentes epigenéticos positivos e, secundariamente, negativos. As tensões são induzidas pelos esforços nas bordas da placa Sul Americana envolvendo compressão horizontal WNW-ESE.

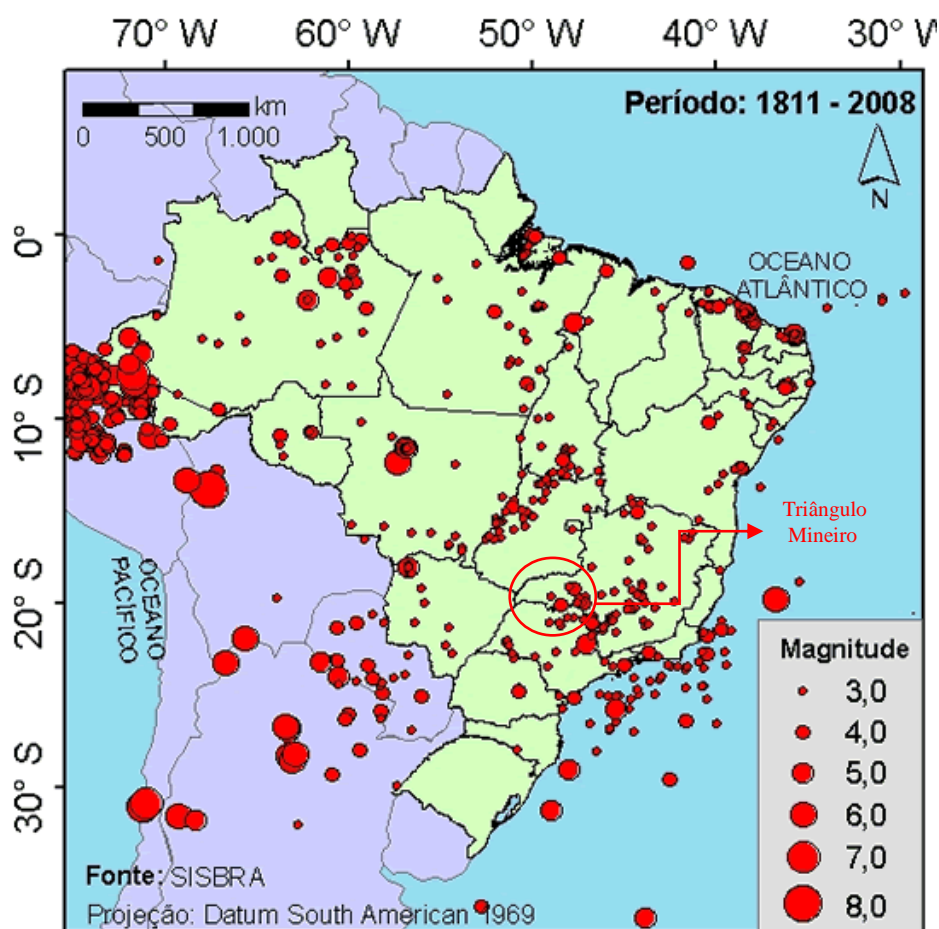
As falhas são uma forma de expressão estrutural da movimentação crustal cujo caráter é recorrente e condicionado pelas zonas de cisalhamento e suturas herdadas da estruturação antiga. As movimentações epirogenéticas podem se manifestar por meio de falhas normais. Esses movimentos na busca de equilíbrio condicionam extensas áreas de erosão e sedimentação em constante movimento no tempo e no espaço, decorrentes dos aspectos geológicos e geomorfológicos.

A **Figura 31** mostra o padrão de distribuição de sismicidade, no Brasil com menor intensidade, na porção central e sul da Bacia do Paraná e maior ocorrência nas bordas que, segundo dados dos observatórios sismológicos, são tanto de ordem natural como induzidos por construção de reservatórios para geração de energia hidrelétrica. Esses dados comprovam a movimentação recente.

Mioto (1990) relaciona os sismos induzidos - como os que ocorrem em área de enchimento de reservatórios de barragens ou extração de água de poços profundos - com a intensidade dos sismos naturais. Neste caso, o autor reforça que tais eventos demonstram que as rochas sob e nas proximidades dos reservatórios se encontram em situação de equilíbrio limite entre suas resistências mecânicas e o campo de tensões natural.

No caso do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, pode-se observar pelos dados do IAG-USP que as regiões de Emborcação (MG/GO), Nova Ponte (MG), Volta Grande/Porto Colômbia (MG/SP), Marimbondó (MG/SP) e São Simão (MG) onde são encontrados reservatórios de hidrelétricas, apresentam abalos sísmicos. Em Conceição das Alagoas (MG) registrou-se sismos induzidos alcançando magnitudes elevadas em relação às regiões vizinhas, como os ocorridos em 24/02/1974 (4,2) e 02/03/197 (3,5), **Figura 32 e 33**.

Considerando a definição de Cabral (1993), os dados sismológicos encontrados nas proximidades da área de pesquisa presentes na **Figura 33**, que são sismos atuais, embora tenham origens antigas, mantêm-se ativos suficientemente para provocar mudança na superfície e a ocorrência de neotectônica em outras áreas da Bacia do Paraná, e podem sinalizar que a área se manteve ativa nos últimos milhões de anos, no entanto sem confirmação para a área de pesquisa.

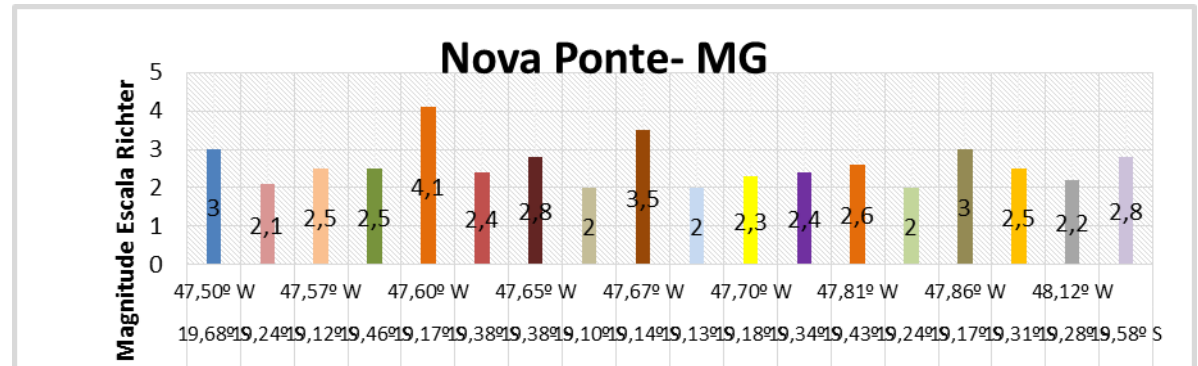
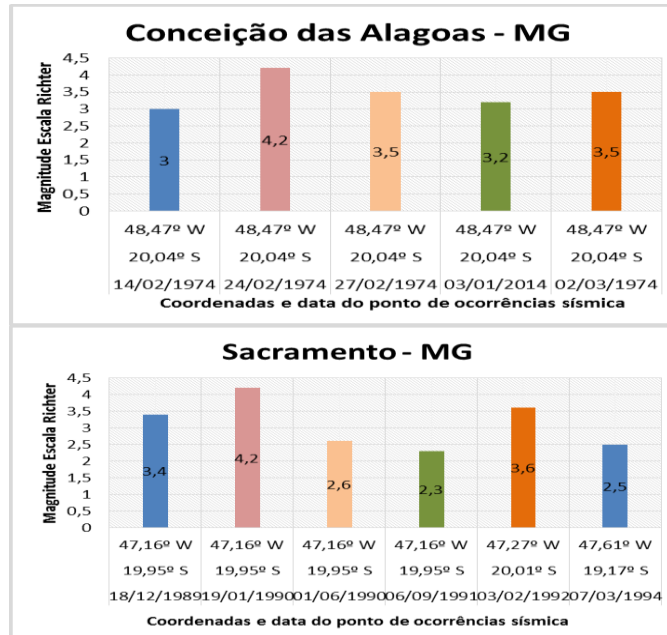
Figura 31- Mapa Sismológico do Brasil.

Fonte: OBSIS IAG USP, (2014).

Para Hasui (1990), as feições neotectônicas podem ser obtidas por meio da ocorrência de falhas, aspectos morfogenéticos do modelado, zonas de erosão e de sedimentação, sismicidade, tensões intraplaca e fluxo térmico e fontes termais. Na porção sul do cinturão Brasília, as unidades têm a foliação e empurrões com direção geral NW-SE e mergulhos para o lado SW.

Figura 32 - Dados Sísmicos da Faixa do Cinturão Brasília.

Dados de Nova Ponte em destaque				
Data	Latitude	Longitude	Graus de Magnitude	Localização
1.20/05/1995	19,68° S	47,50° W	3	Nova Ponte
2.19/09/1997	19,24° S	47,53° W	2,1	Nova Ponte
3.19/04/1995	19,12° S	47,57° W	2,5	Nova Ponte
4.29/05/1995	19,46° S	47, 57° W	2,5	Nova Ponte
5.22/05/1998	19,17° S	47,60° W	4,1	Nova Ponte
6.21/03/1994	19,38° S	47,65° W	2,4	Nova Ponte
7.08/06/1994	19,38° S	47,65° W	2,8	Nova Ponte
8.28/07/1994	19,10° S	47,65° W	2	Nova Ponte
9.21/04/1995	19,14° S	47,67° W	3,5	Nova Ponte
10.27/07/1994	19,13° S	47,68° W	2	Nova Ponte
11.11/07/1997	19,18° S	47,70° W	2,3	Nova Ponte
12.09/07/1997	19,34° S	47,79° W	2,4	Nova Ponte
13.03/06/1995	19,43° S	47,81° W	2,6	Nova Ponte
14.25/11/1997	19,24° S	47,85° W	2	Nova Ponte
15.24/08/1995	19,17° S	47,86° W	3	Nova Ponte
16.03/08/1996	19,31° S	47,88° W	2,5	Nova Ponte
17.20/11/1997	19,28° S	48,12° W	2,2	Nova Ponte
18.28/02/1996	19,58° S	48,20° W	2,8	Nova Ponte



Fonte: Instituto IAG- USP, (2014)

4.1.4 Os Perfis Topomorfológicos

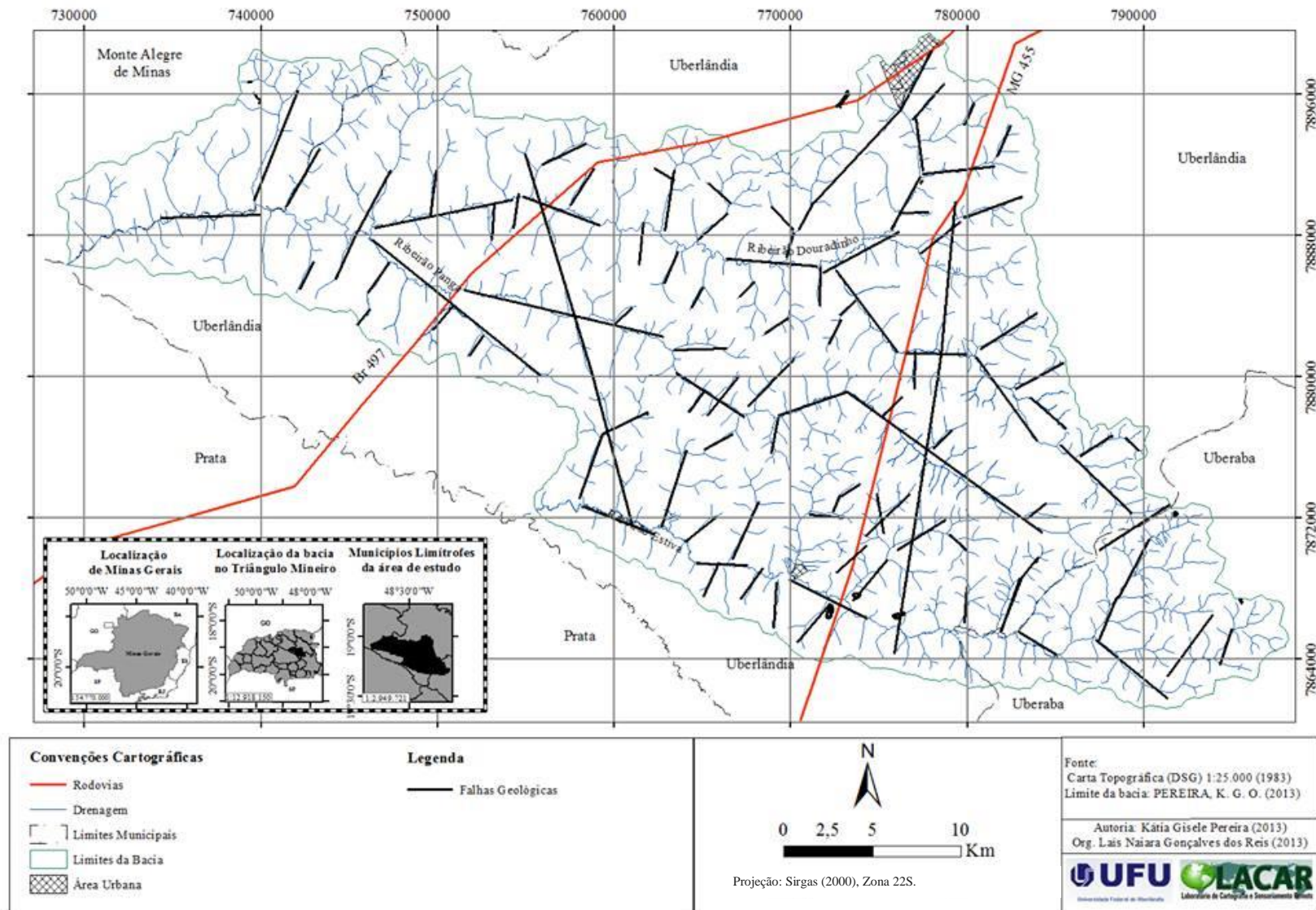
A elaboração dos perfis topomorfológicos permitiu tecer análises referentes as características dos vales fluviais, podendo identificar possíveis basculamento e direção dos blocos. Foi possível visualizar a distribuição das formas das vertentes em relação às escavações das drenagens, evidenciando a disposição geométrica dos conjuntos estruturais na área.

Para Corsi, (2003), a drenagem da bacia do rio Tijuco, reflete características do comportamento estrutural próprio do ocorrido na bacia Paraná. Foi observado nesse estudo que a bacia do rio Tijuco possui orientação NW-SE para os canais principais. Os alinhamentos presente na área obedecem a orientação NW e NE, como resposta as drenagens de maior ordem possuem orientação NW-SE e as drenagens de menor ordem ajustam-se no sentido NE-SW e N-S.

A área de pesquisa, como afluente do Rio Tijuco, inserida na referida bacia aponta características muito semelhantes. As drenagens principais, dos Ribeirão Douradinho, Panga e Estiva possuem a orientação NW-SE, e as drenagens secundárias, NE-SW e N-S, **Figura 34**.

Para Corsi (2003), os alinhamentos NW-SE, são frequentes na distribuição do Grupo Bauru e da rede de drenagem regional, sendo que esta direção coincide com as marcadas nas rochas do embasamento por processos tectônicos pré-Cambrianos, em função de reativação de antigas falhas. Considerando o que analisa Pedrosa (1989), não se pode pensar que a atual expressão geomorfológica, seja explicada por movimentos pré-Cambrianos, mas sim, reflete a reativação sofridas por movimentos tectônicos posteriores.

Figura 34 – Sistema de Falhas e Fratura



Fonte: Cartas Topográficas (DSG, 1983).

Assim, foi encontrada similar análise em Corsi (2003), quando aponta que a reativação no desenvolvimento da Bacia Bauru implica em tectônica extensional com distensão NE-SW e formação de falhas principais, mergulhando para o quadrante SW, provavelmente compondo um leque lítrico.

Para a análise dos perfis geológico-estruturais da **Figura 35**, Corsi (2003), aponta o desmantelamento geral das estruturas e litologias do Terciário no Triângulo Mineiro, fruto dos arranjos tectônicos ocorridos na área.

No perfil A-A', **Figura 35a**, de direção E-W, foi considerado pela autora, o escalonamento dos compartimentos morfoestruturais, em que os topos dos derrames basálticos estão mais elevados para Leste, próximos a chapada.

No Perfil C-C' de direção NW-SE, no compartimento referente à área da chapada, localiza-se a área do SAP, formando um alto estrutural, recortado pelo vale do rio Araguari.

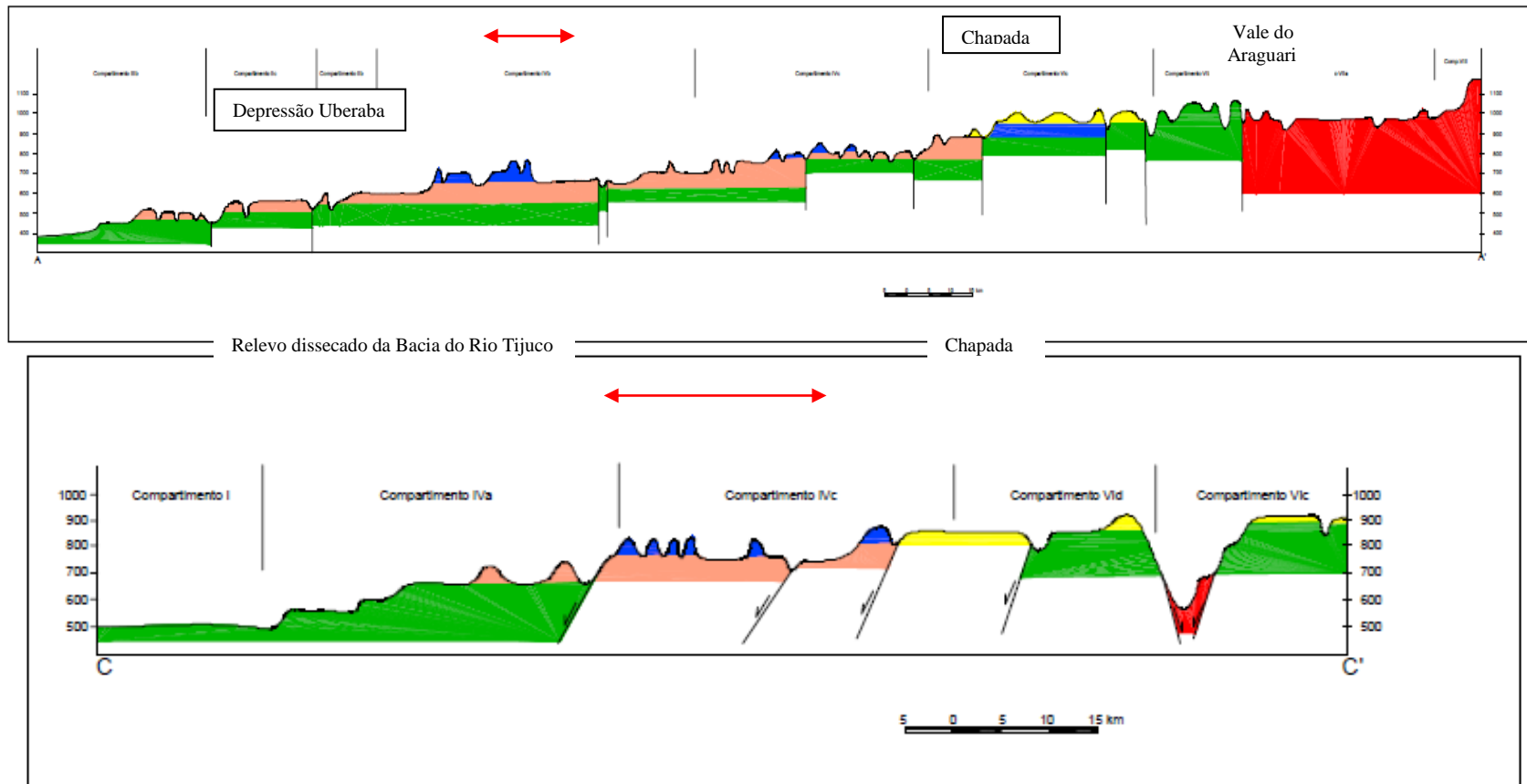
As demais áreas apresentam sistemas de falhas normais, com subsidência dos blocos para o sul, em direção a depressão de Uberaba.

No caso do perfil C-C', as falhas normais podem criar escarpas erosivas no contato da chapada com o relevo dissecado. O fluxo de água do bloco alto (SAP) para o baixo (Depressão de Uberaba) surge uma série de comportamentos morfodinâmicos como canais de erosão (*gullies*), capturas de drenagem, por rebaixamento de nível de base, (CORSI, 2003).

Considerando os dois perfis, pode-se observar que a área da chapada tem comportamento regional considerado um horst e os degraus estruturais da área dissecada do rio Tijuco-Paranaíba, um graben ou áreas de subsidência tectônica.

A descrição dos perfis possibilita a observação dos arranjos da litologia e da ação da tectônica. No caso da Bacia Bauru, essas camadas são dispostas identificando movimentação de blocos.

Figura 35 a) e b) - Perfil dos compartimentos morfoestruturais do Triângulo Mineiro.



Fonte: Corsi, (2003).

Nota: Perfis A-A', direção E-W e C-C' direção N-S, apresenta destaque para o compartimento morfoestrutural da área de pesquisa. Litologias: amarelo, depósitos e cobertura Cenozóica, azul arenitos da Formação Marília, rosa arenitos da Formação Adamantina e verde, basaltos da Formação Serra Geral.

Foi observada como a composição estrutural se organizam em relação à orientação das movimentações de blocos marcados por sistemas de falhas normais. Os perfis topográfico-geológicos da área estão apresentados nas **Figuras 36 e 37 e 38**.

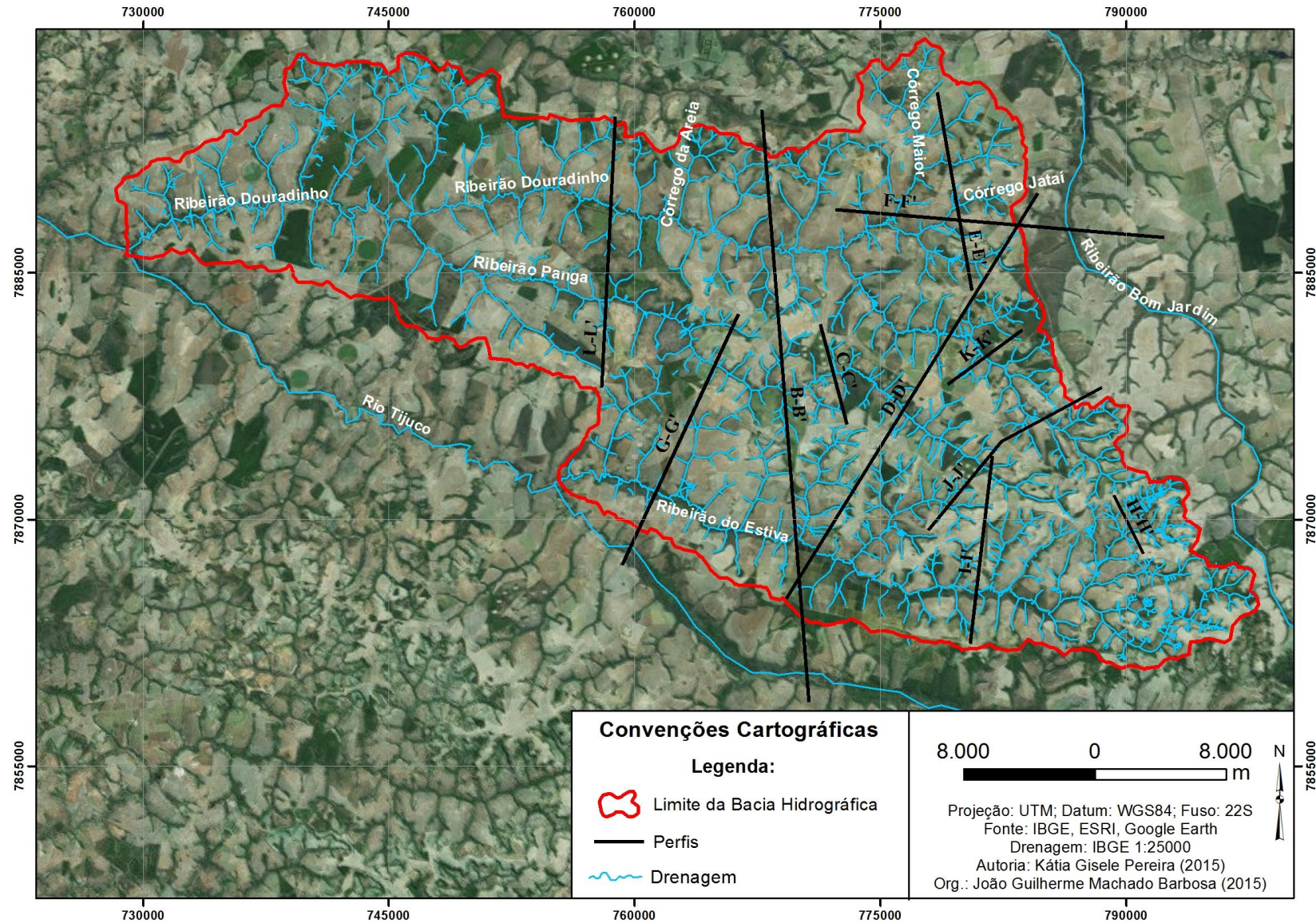
Na **Figura 36** pode-se observar que na borda leste da área está localizado o contato do relevo dissecado com a chapada. O Ribeirão Bom Jardim e seu afluente Córrego Harmonia apresenta um comportamento de grande importância para a área de pesquisa, pois foi observado que na margem direita do Córrego Harmonia não há afluentes e nem vestígios de áreas deprimidas abandonadas das margens esquerdas. Este comportamento indica que a instalação do sistema de drenagem foi posterior ao controle estrutural que deu origem a chapada.

Os perfis selecionados destacam a assimetria dos vales. Tais evidências permitem identificar o tipo de movimento e sua consequente influência no modelado das vertentes.

Nos perfis E-E', J-J' e K-K' são observados áreas que embora estejam na proximidade com a chapada são áreas que apresentam vales com dissecação maior à direita dos canais. Isso indica em um basculamento dos blocos com abatimento a partir da chapada no sentido (E-W). Outro aspecto a serem observados nesses perfis é a topografia dos topos que caracteriza declividades maiores nas margens direitas que nas margens esquerdas dos canais. As drenagens do ribeirão Água Limpa, principal afluente do Ribeirão Douradinho e o próprio, possuem as margens mais alongadas no sentido da chapada, apresenta assimetria (E-W e NE-SW). As mesmas características podem ser observadas nas margens direitas dos principais rios no sentido (N-S), em que os afluentes são mais extensos e mais dissecados que os das margens esquerdas das bacias, caracterizando o levantamento de uma das margens.

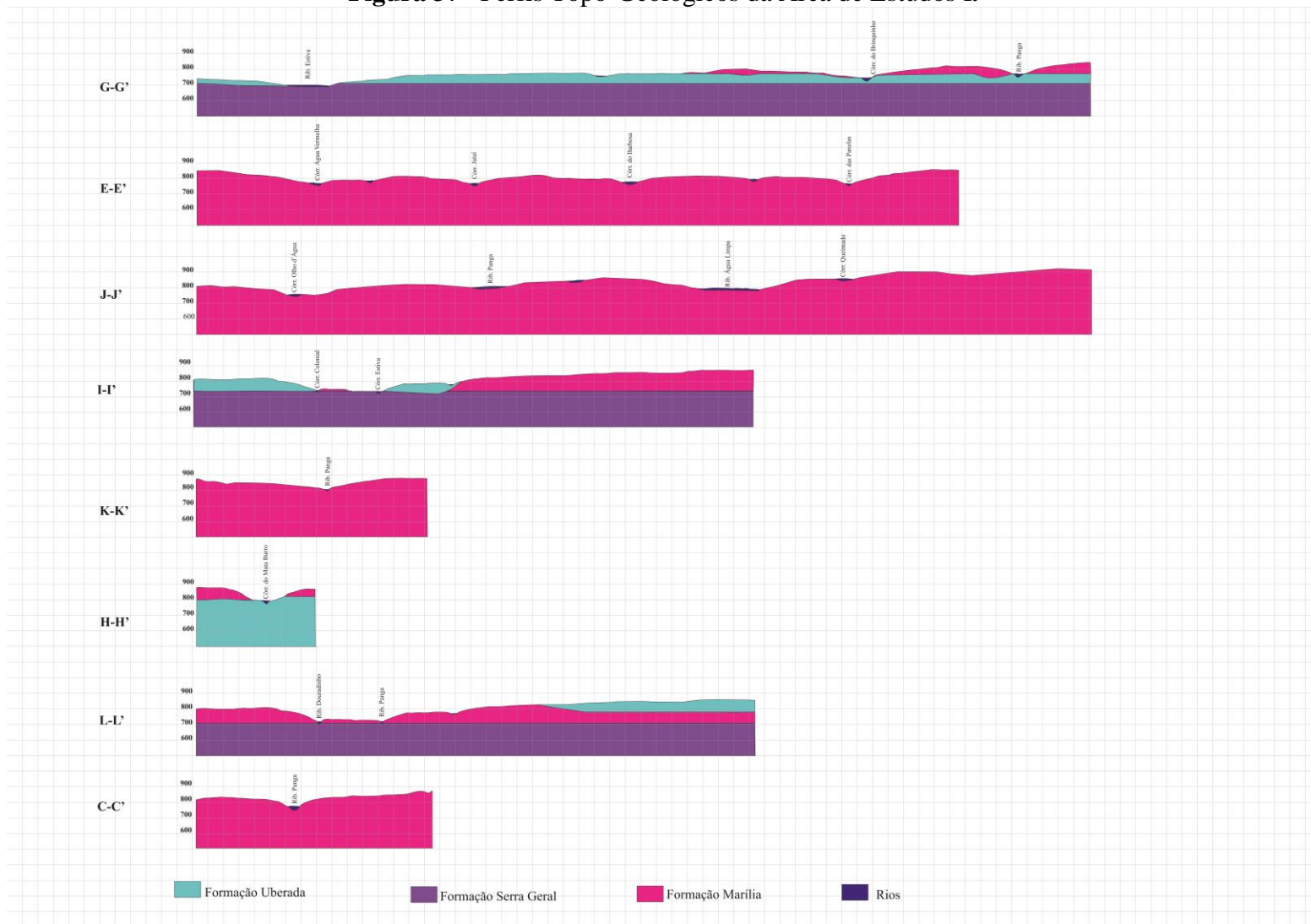
No Perfil L – L', não ocorre a camada da Formação Marília abaixo da Formação Uberaba. Elas são camadas interdigitadas.

Figura 36 – Localização dos Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos.



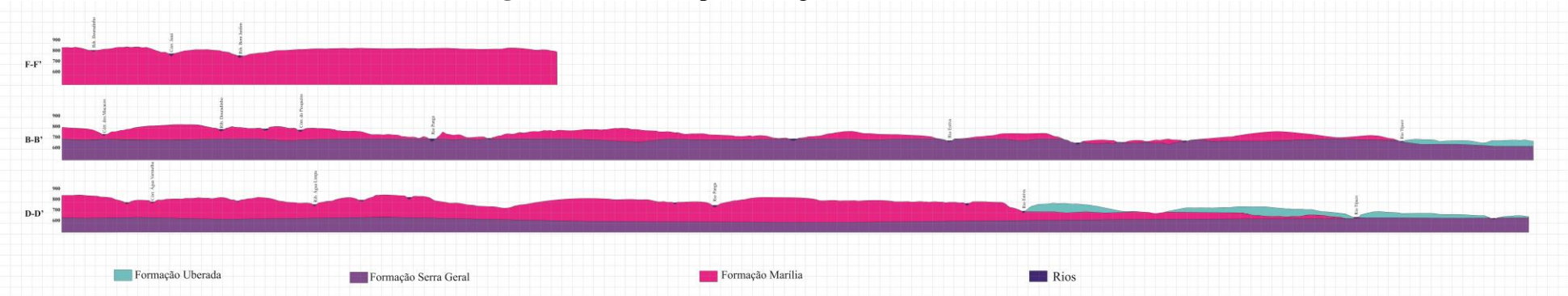
Fonte: Google Earth (2014).

Figura 37– Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos I.



Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

Figura 38 - Perfis Topo-Geológicos da Área de Estudos II.

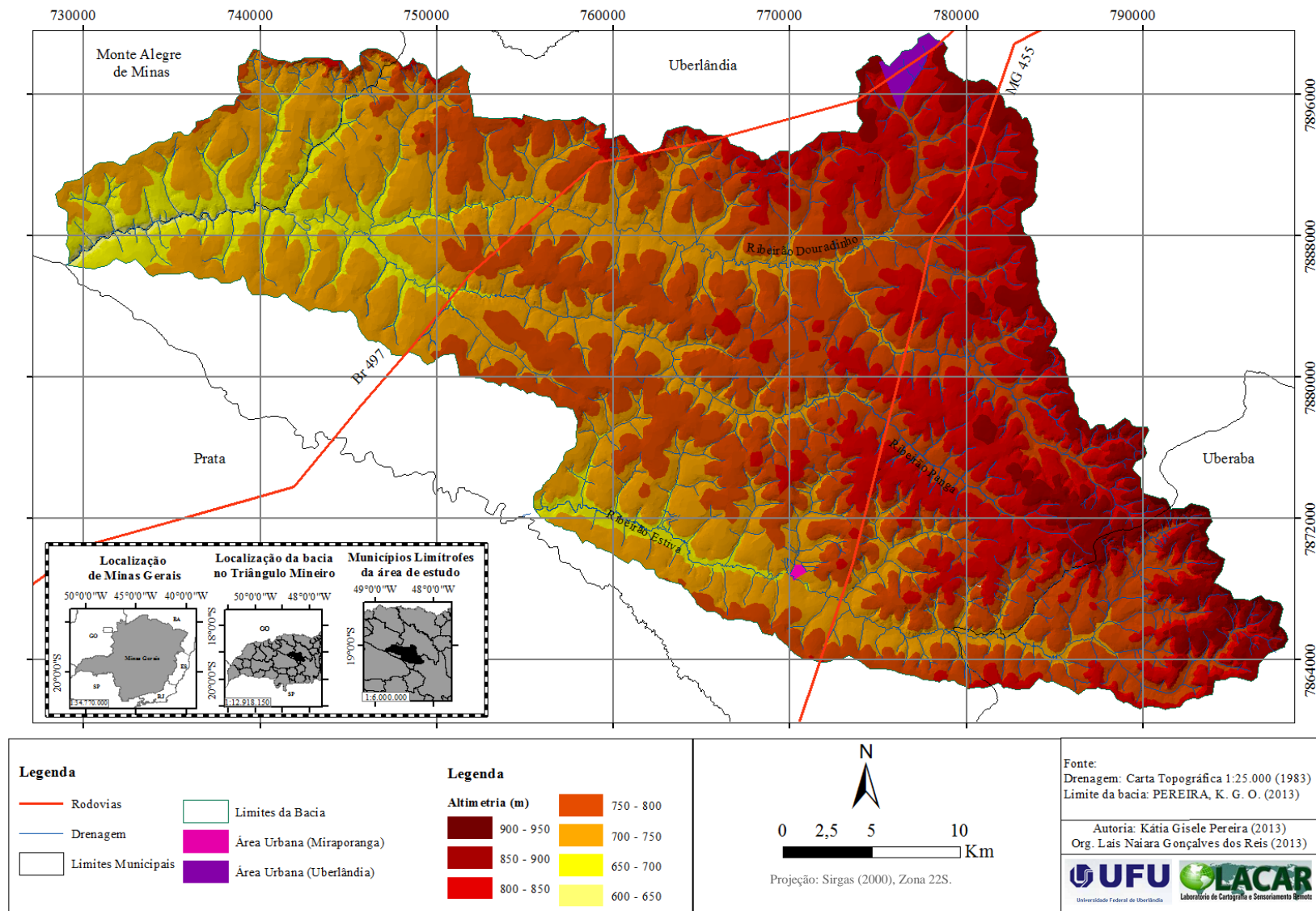


Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

No perfil E-E' sentido (N-S), correspondente às cabeceiras do Ribeirão Douradinho, entre os córregos Água Vermelha, Jataí, Barbosa e das Panelas. Observa-se presença dos arenitos da Formação Marília, com vertentes suavemente convexas, com topos planos e baixos entalhamentos da drenagem. Os topos se encontram entre 800 m e 850 m, com declividades variando de 0° a 4°. A redução topográfica e o aumento da declividade são destaque nos fundos de vales que se localizam entre 750 m e 800 m, **Figura 39**, início do encaixamento da drenagem, com o aumento da declividade entre 4° e 8°. O perfil F-F' foi elaborado no sentido (E-W) refere-se ao contato da Chapada com a bacia do Ribeirão Douradinho. Nesse trecho os topos são planos e recobertos por arenitos da Formação Marília em sua base. A dissecação embora seja mais suave, deixa visível a assimetria dos canais com alongamento e menor declividade da margem Norte que margem sul. Nesse perfil não foi encontrado afloramento do basalto no fundo do vale.

O perfil B-B' tem sentido N e S, apresenta um decréscimo topográfico em relação ao afloramento do basalto. No Ribeirão Douradinho, o basalto aflora abaixo de 720 m e no Ribeirão Estiva encontra por volta de 700 m. Na cota 780 m ocorre à ruptura de declive em que aflora o lençol freático, um ponto que marca na vertente, o contato entre a vertente convexa e a vertente côncava. Nesse local foram encontrados materiais mais resistentes como arenitos com maior cimentação calcária e material cascalhento sustentando a vertente. Nesse perfil, o vale do Ribeirão Estiva apresenta amplas planícies aluvionares. Logo à jusante desse ponto ocorre o afloramento do basalto com vale encaixado a partir de uma corredeira, (sobressalto no basalto). A corredeira formada por descontinuidade do basalto gerando uma soleira rochosa que condiciona o entalhamento do canal. Esse quadro estrutural condiciona a morfodinâmica fluvial a instalar amplas planícies aluvionares com acumulação de sedimentos e de águas de baixa velocidade, o que favorecem a instalação de rios meândricos, com meandros abandonados.

Figura 39 – Mapa Hipsométrico.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983).

O perfil D-D' mostra o decréscimo topográfico dos topos em direção ao Ribeirão Estiva. É marcado por topos bem planos até a margem direita do Ribeirão Estiva. À margem esquerda do ribeirão aflora a Formação Uberaba com vertentes arredondadas suavemente convexas, sem qualquer descontinuidade litoestratigráfica, capaz de formar rupturas. Ao longo do perfil observam-se nas margens esquerdas, vertentes retilíneas com menores declividades.

4.1.5 Análise dos dados Morfométricos

De modo geral, compreende-se que os índices morfométricos são importantes indicadores de mudanças nos cursos d'água, que podem estar associadas aos contextos litoestruturais e deformações de cunho neotectônico, mas também a ação do intemperismo nas formas. Os índices forneceram dados quantitativos (extensão, área, formas densidade, distâncias entre interflúvios), o que facilitou visualizar como ocorre a evolução da área. A análise morfométrica das bacias de drenagem dependeu da geologia (litologia e estrutura), formas do relevo, cobertura vegetal, tipo de solos e do clima, Christofolletti (1974). Neste sentido, a análise das densidades de drenagem e da densidade de lineamentos tem por objetivo avaliar a importância da estrutura no desenvolvimento das formas do relevo da área estudada.

Os dados morfométricos apontam a forma alongada das bacias estudadas comprovados pela aplicação de índices morfométricos como Índice de Compacidade, Fator de Forma, Índice de Circularidade. O baixo valor de Fator de Forma e Índice de Circularidade, como encontrados na bacia, **Tabela 14, 15 e 16**, indica bacia alongada e pouco propensa a inundações. O que evidencia drenagens encaixadas e de maior poder de carregamento de material. Essa condição é confirmada pelo alto Índice de Compacidade (próximo de 2).

Tabela 14 – Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Douradinho.

Item	Valor
Canal Principal em Km	93,51
Área de Drenagem em Km ²	687,91
Perímetros em Km	187,88
Todos os Canais de Drenagem em Km	642,39
Índice de Compacidade	2,01
Índice de Circularidade	0,24
Fator de Forma	0,08
Densidade de Drenagem	0,93

Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

O Fator de Assimetria da bacia do Ribeirão Douradinho, proposto por Salamuni et al (2004), teve resultado acima de 50% por volta de 64,5%, mostrando que a drenagem se encontra deslocada para a esquerda posição central da bacia. Isso indica um basculamento da margem direita que proporcionou maior desenvolvimento das drenagens nessa margem. Na cabeceira, observa-se uma inversão desses valores mostrando que na margem esquerda se encontram drenagens mais alongadas. Essa avaliação evidencia que a movimentação dos blocos promoveu o basculamento.

Para Corsi, (2003), a área da bacia do rio Tijuco, referente às bacias da área de estudo possuem índice de T, para a linha média das bacias variando de 0,4 a 0,52, com o aumento de da assimetria, o valor de T aproxima-se de 1, mostra a assimetria na margem direita e fator de assimetria (FA) equivalente a 64%, indicando assimetria de margem direita, valores semelhantes aos encontrados para as bacias da área de estudo.

Na análise dos dados morfométricos da bacia do Ribeirão Panga observou-se uma semelhança. Os aspectos da análise indicam que essa bacia contígua pode ter passado pelo mesmo processo de basculamento. Essa similaridade encontra respaldo no mapa do fator de assimetria de drenagem. Observa que a linha mediana da bacia conflui com a drenagem principal na porção central. Na cabeceira há um leve deslocamento da drenagem para a esquerda conferindo à margem direita um alongamento. No centro e baixo curso da bacia há

uma inversão da drenagem em relação à linha mediana com deslocamento para a direita. Na porção central, observa-se que a drenagem varia em relação à linha mediana em diferentes pontos, como mostra a **Tabela 15**.

Quadro 15 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Panga.

Item	Valor
Panga canal principal em Km	58,81
Área de drenagem em Km ²	234,84
Perímetros em Km	104,83
Todos os canais de drenagem em Km	234,89
Índice de Compacidade	1,92
Índice de Circularidade	0,27
Fator de Forma	0,07
Densidade de drenagem	1,00

Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

Na análise dos índices para a bacia do Ribeirão Estiva, **Tabela 6** observou-se uma semelhança nos dados, assim como no mapa de fator de assimetria. Isso significa que a drenagem apresenta um deslocamento para a esquerda (Sul) mantendo padrão das drenagens anteriormente descritas. Difere, entretanto, das demais descrições antecedentes, por não apresentar um contato entre a linha central da bacia e a drenagem. Da mesma forma, pode-se conferir um comprimento bem maior das drenagens na margem direita (Norte). A densidade de drenagem para a bacia é 1,0 considerada uma média densidade.

Tabela 16 - Dados Morfométricos: Bacia do Ribeirão Estiva.

Item	Valor
Estiva Canal Principal em Km	61,56
Área de Drenagem Km ²	382,46
Perímetros Km	113,40
Todos os Canais de Drenagem	440,82
Índice de Compacidade	1,62
Índice de Circularidade	0,37
Fator de Forma	0,10
Densidade de Drenagem	1,15

Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

Considerando o formato alongado das bacias aliada a média densidade de drenagem entre 0,9 e 1,1 e aos solos porosos e profundos, estes índices indicam que a área não possui propensão para enchentes, possuindo uma boa capacidade de infiltração. O que mostra o comportamento dos sistemas fluviais com maior força de entalhamento. Esses dados serviram de apoio para confirmar a morfologia das bacias.

4.2 Enquadramento Geomorfológico Regional

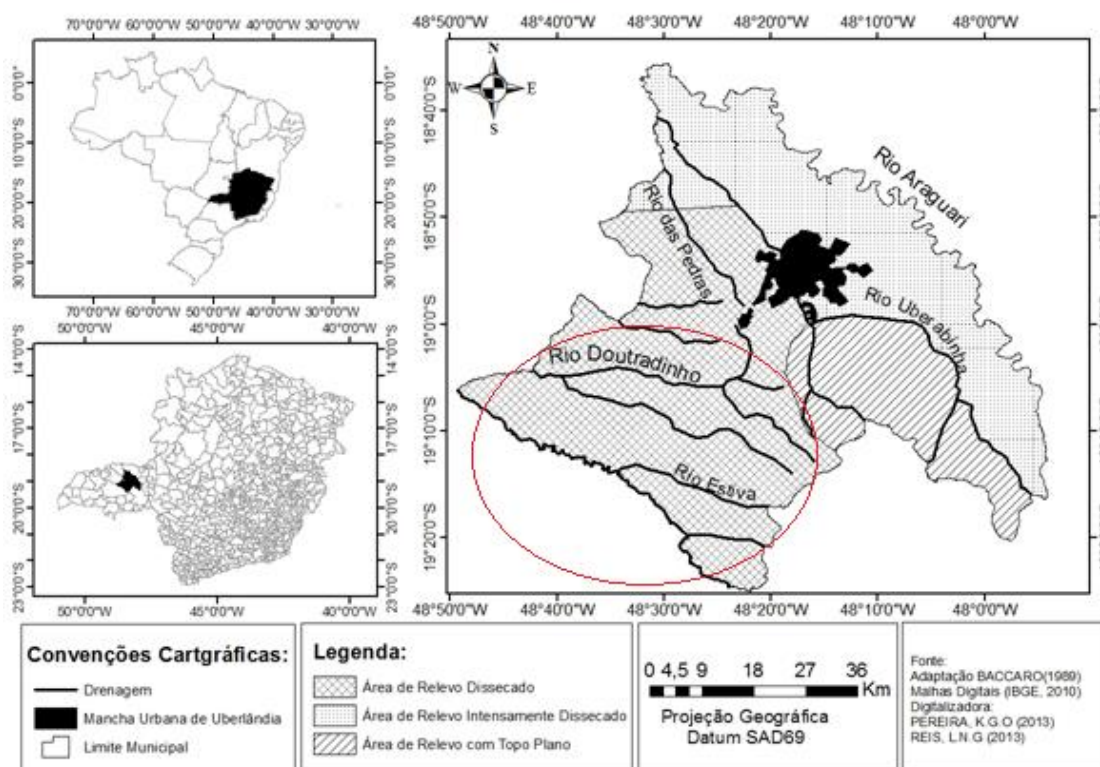
A área em análise corresponde às bacias dos ribeirões Douradinho, seu afluente Panga e Estiva, afluentes do rio Tijuco, delimitadas pelas seguintes coordenadas geográficas: 19°00' e 19°20' de latitude sul e 48°10' e 48°50' de longitude oeste do meridiano de Greenwich, correspondendo a uma área de 1.301,95 km². Essa bacia está localizada na sede do Distrito de Miraporanga, o mais antigo do Município de Uberlândia, com importante acervo histórico-cultural.

A área abordada está inserida na porção do Domínio dos Chapadões Tropicais do Brasil Central, denominada pelo Projeto RADAM Brasil como área de Planaltos e Chapadas da bacia sedimentar do Paraná (AB'SABER, 1971; RADAM-BRASIL, 1983).

No compartimento geomorfológico proposto por Baccaro (1991), para o município de Uberlândia, a área pesquisada é classificada como: a) área de relevo medianamente dissecado e b) áreas elevadas de cimeira, relevo com topos planos. A primeira correspondendo à área do SAP e a segunda a área de transição para a Depressão de Uberaba. No mapa de compartimentação do relevo essa área corresponde a cabeceira de drenagem do rio Uberabinha, correspondendo a área da Chapada. **Figura 40.**

Nos topos da chapada, os vales amplos e pouco dissecados formam as veredas, bordejadas por solos hidromórficos.

Figura 40 - Compartimentação Geomorfológica do Município de Uberlândia (MG).



Fonte: Baccaro (1990)

A topografia plana dificulta o verter das águas, além disso, as camadas impermeáveis formadas por calcretes, silcretes e ferricretes sustentam lajes que retêm água na superfície proporcionando a ocorrência de lagoas e veredas, que têm variação característica do nível freático em função da sazonalidade climática. Para Rocha et al (2003), essa área foi classificada como relevo tabular, considerado o mais elevado da região, correspondendo a área elevada de cimeira com topos entre 950 e 1050m, cortadas pelas drenagens do rio Uberabinha, Ribeirão Bom Jardim, Córrego da Harmonia e outros. Apresenta relevo do tipo denudacional tabular com formas amplas e baixa densidade de drenagem. Os interflúvios variam entre 750 e 3.750 m, com dissecções menores que 40 m. Trata-se do compartimento mais preservado da região, tendo o avanço da erosão remontante à leste pelas drenagens da bacia do rio Tijuco.

No contato desse compartimento das áreas elevadas de cimeira, com a área pesquisada, há sobressaltos topográficos, os quais estão bastante erodidos. Na área de relevo dissecado os

topos nivelados entre 700 e 900 m, com formas convexas e suaves em que as vertentes estão entre 3° e 15° de declividade, recoberta por cerrado e interrompida por rupturas mantidas por lateritas e Caco³ onde ocorre o afloramento do lençol freático. Neste compartimento foi catalogado o maior número de voçorocas, nas bacias dos ribeirões dos Macacos, Babilônia, Douradinho, Panga, e Estiva.

Tais vertentes, em muitos locais, são encontradas interrompidas por rupturas e mantidas pela laterita, que são locais preferenciais para o afloramento do lençol subterrâneo, constituindo pequenas nascentes. É comum associada a essa umidade mais elevada, a presença de solos hidromórficos, que recobrem extensas áreas de vales, como no vale do rio Tijuco e Douradinho. Fenômenos de erosão foram notados nestes solos quando, na devastação do cerrado ao redor dos canais, não se preserva uma faixa de vegetação. Há um rompimento do equilíbrio hidrológico das vertentes, provocando um ressecamento e fendilhamento (fendas de 10 cm de largura por 50 cm de profundidade) levando ao estabelecimento da voçoroca. (BACCARO, 1989, p. 20).

Para Baccaro (1989), nesse compartimento são encontradas as causas para o intenso processo erosivo que gerou as grandes voçorocas, como a concentração de chuvas torrenciais que ocorrem no período chuvoso (outubro-março) dessa região, oferecendo maior intensidade da energia nas vertentes e acelerando os processos de voçorocamento associado à ocupação humana pouco ordenada, assim, a alta susceptibilidade dos solos, tidas como responsáveis pela ocorrência desses processos em diferentes escalas (BACCARO, 1999).

Rocha et al (2003) classificaram essa morfoestrutura como Planalto Dissecado do Tijuco, limitado pelo Planalto Tabular e pelo Planalto Residual, nas quais as formas de acumulação predominam às margens do rio Tijuco, ao sul do município de Uberlândia. O trabalho de dissecação do modelado pela drenagem vem erodindo e transportando todo o pacote sedimentar. Os autores também caracterizam as planícies à montante de rupturas estruturais formadas por *knick points*, presentes nas rochas basálticas.

4.2.1 Enquadramento Geomorfológico na área de pesquisa

Os elementos morfogenéticos, já discutidos, contribuem para analisar o desenvolvimento das formas com o propósito de demonstrar o seu rearranjo espacial e sua dinâmica. Esse estudo assume importância por favorecer a compreensão dos processos atuais e nos remeter a inferir sobre os ambientes antigos que resultaram nas formas atuais. As unidades estruturais proporcionam correspondência na disposição geral das formas, Bigarella (2003).

Podemos distinguir a área de pesquisa em duas unidades morfoestruturais uma a leste correspondendo ao relevo da chapada, área de levantamento do SAP, caracterizada por áreas planas com baixas declividades, com vales pouco entalhados Baccaro (1990), Schineider, (1996) e Feltran Filho, (1997). E a outra, corresponde ao relevo dissecado localizado na transição para a unidade morfoestrutural da Depressão de Uberaba, Batazelli (2003) e Corsi (2003).

Para tanto, analisa-se os seguintes pontos: a) o padrão de drenagem para demonstrar as respostas tectônicas no modelado; b) os sistemas de falhas para identificar o comportamento das vertentes e suas consequências geomorfológicas; c) os dados morfométricos das bacias e d) caracterizar as formas decorrentes dos processos morfogenéticos pela análise do Mapa Geomorfológico com a finalidade de discutir a gênese e evolução das formas.

O papel da tectônica na orientação da rede de drenagem é evidente, uma vez que existem muitos indícios de adaptação dos cursos d'água, nas linhas de fraqueza. Assim, cabe evidenciar que o traçado dos rios sugere a possibilidade de capturas do fluxo de água subsuperficial em função do rebaixamento tectônico.

O tipo de drenagem presente na área de estudo apresenta um padrão dendrítico nas cabeceiras, o que caracteriza uma drenagem sem evidências de orientação dos canais, com arranjos arborecentes semelhantes aos galhos de uma árvore. São drenagens de fraco controle

estrutural presente em rochas de resistência uniforme, ou em áreas de sedimentos horizontais. Tais aspectos são observados na área de pesquisa, ressaltando a grande concentração de drenagem dendrítica, nas cabeceiras. A instalação desse tipo de drenagem está associada com as formas de relevo dissecado, marcado por anfiteatros com forte dissecação na borda da chapada. São as estruturas salientes na paisagem e em toda a área, marcadas pela descontinuidade litológica no que se refere à textura, grau de cimentação dos arenitos da Formação Marília e Uberaba, Corsi (2003).

Esse comportamento da dissecação fluvial considerado por Pereira (1995), como de alta susceptibilidade morfodinâmica para o Ribeirão Estiva, onde se percebe um maior número de nichos de nascentes condicionadas pela estrutura rochosa, que apresenta fácies litológicas de diferentes permeabilidades, como por exemplo, a fácies carbonática e arenosa da Formação Marília, que sustenta as formas escarpadas, localizadas nas bordas chapadas do Triângulo Mineiro. Quando há uma boa cimentação litológica como o calcário, os lamitos ou concreção ferruginosa, há uma maior dificuldade de infiltração da água, fazendo com que a drenagem tenha maior facilidade de escoamento superficial em detrimento da infiltração (PEREIRA, 2001).

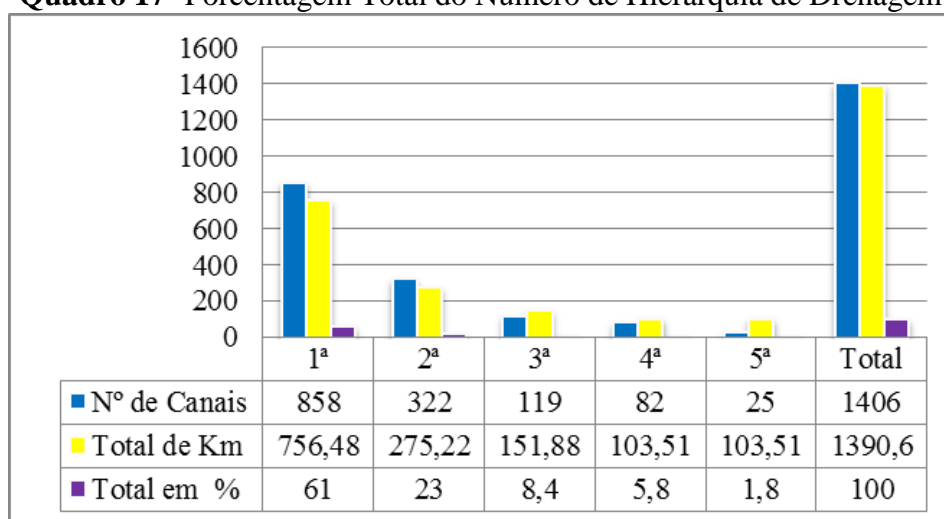
O tipo de drenagem regular está ajustado às condições estruturais e tectônicas condicionando os ângulos retos, Cunha, (2001). Entre os afluentes dos canais principais, a drenagem é descrita como paralela, por apresentar canais espaçados de forma regular, unidos por ângulos agudos à drenagem principal, podendo ter o controle estrutural por falhas ou juntas.

Em alguns pontos da área, como no caso do médio curso do ribeirão Panga e do Ribeirão Água Limpa, afluente do Ribeirão Douradinho, observa-se drenagem do tipo regular. A drenagem forma uma rede perpendicular com duas direções desenvolvidas, podendo ser uma resposta à ocorrência de juntas ou falhas, conforme Summerfield, (1991). Os rios são

pouco ramificados mantendo espaçamento regular entre si, originado por controles estruturais. Eles estão em áreas de maior declividade, ou em locais de presença de falhas paralelas, ou alinhamentos topográficos paralelos condicionando o desenvolvimento das formas, (CUNHA, 2001).

Na análise das drenagens da área de estudo observa-se drenagens de 5ª ordem, segundo Stralher (1952), com um predomínio de drenagens de 1ª ordem, 61%, com direções predominantes NW - SE, NE e SW. As drenagens de 1ª ordem revelam semelhança com a orientação das fraturas que seccionam os sedimentos presentes na bacia, **Figura 41 e 42** e no **Quadro 17**. Os segmentos de drenagens de 1ª ordem podem refletir os últimos eventos tectônicos, uma vez que podem ter relações com as estruturas das fraturas.

Quadro 17- Porcentagem Total do Número de Hierarquia de Drenagem.



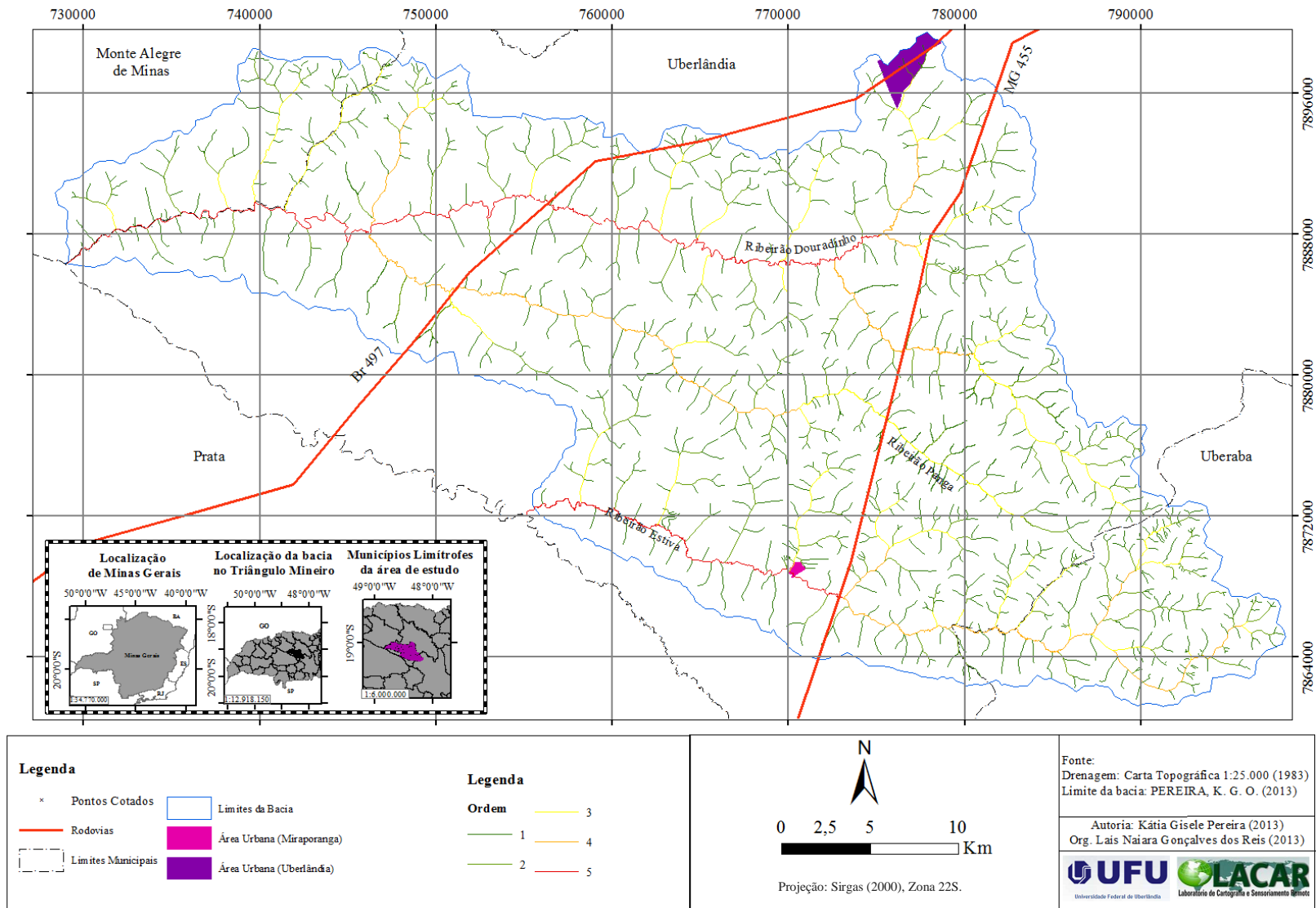
Fonte: cartas topográficas, (DSG, 1983).

Nas drenagens de primeira ordem são encontradas as áreas de veredas. As drenagens apresentam poucas ramificações com menor entalhamento nos fundos dos vales chatos.

Na área de pesquisa essas foram identificadas nas elevadas topografias configurando a existência dos conglomerados e arenitos carbonatados, das concreções ferruginosas e cascalheiras das Formações Marília e no fundo dos vales dos cursos de água principal a

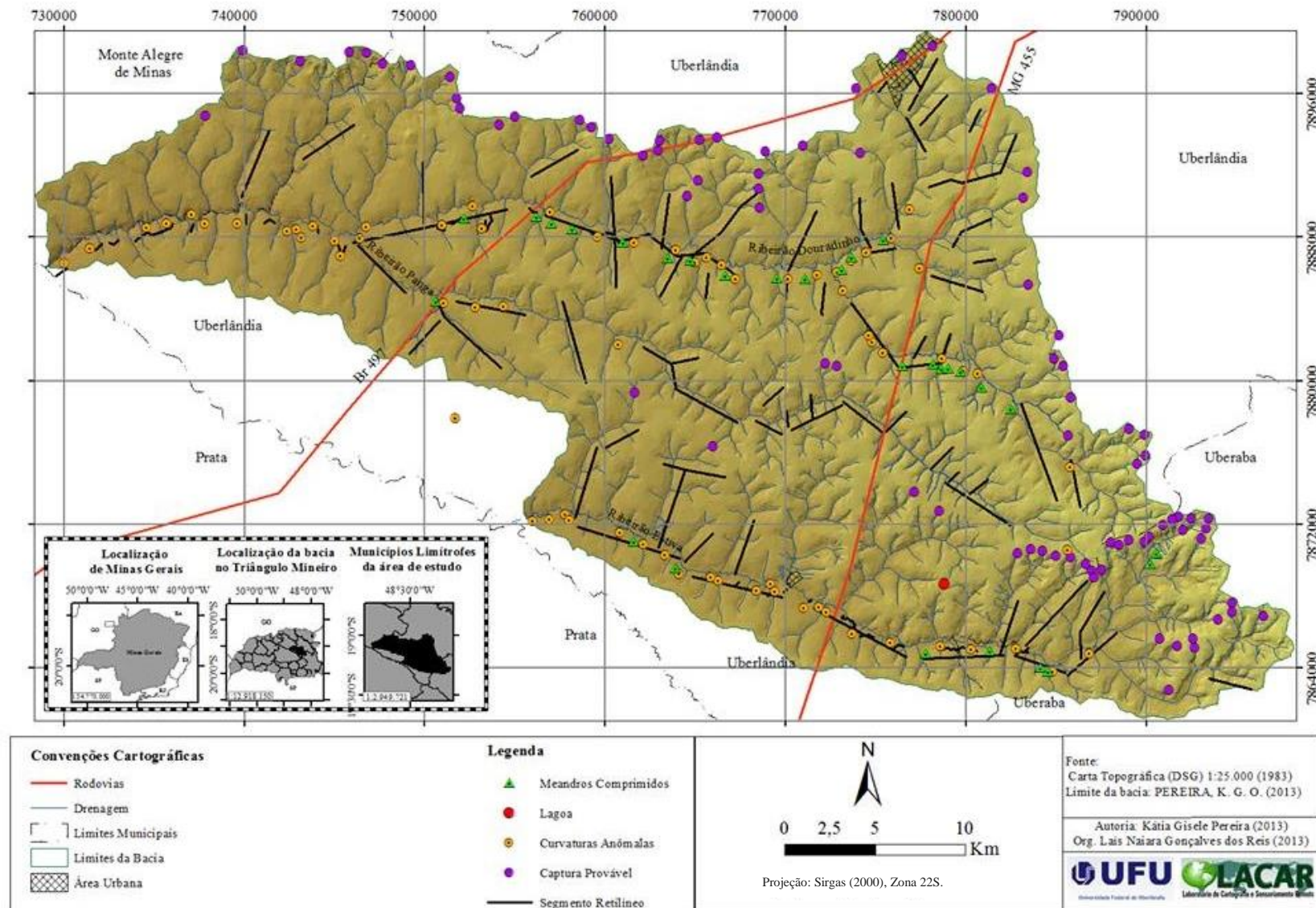
ocorrência dos basaltos. No entanto, foi observado que essas áreas evoluem à medida que a drenagem escava o talvegue.

As drenagens principais acompanham os alinhamentos NW e SE destacado por Batezelli (2003) e Corsi (2003) para o Grupo Bauru, sendo estas direções coincidentes com as marcas dos processos tectônicos pré-Cambrianos. Assim, a reativação no desenvolvimento da Bacia Bauru implicaria em tectônica extensional, com direção NE-SW, **Figura 41**.

Figura 41 - Mapa de Ordenamento da Drenagem.

Fonte: cartas topográficas (DSG,1983).

Figura 42 – Mapa de Anomalias de Drenagem.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983).

Para caracterizar as estruturas regionais, Corsi (2003) teve dados que correspondem à dinâmica da área. Para a Formação Marília observou famílias de falhas direções principais:

NNE, WNW e NNW, secundariamente EW, NS, NW, com ângulo de mergulhos verticais a subverticais, localmente mergulho de médio ângulo. Para a Formação Adamantina apresentou um conjunto de fraturas, com predomínio das direções NE e ENE, secundariamente EW, NW e NS, com características verticais a subverticais de ângulo de mergulho O conjunto de famílias principais para a Formação Uberaba caracteriza-se pelas direções ENE, NE, NW e EW, secundariamente WNW e NNW, ângulos de mergulhos verticais, subverticais e de médio grau. As falhas observadas na Formação Uberaba apresentam direção NE, com mergulhos de médio ângulo, com rumo de mergulho para SE. Na Formação Serra Geral aparece quatro famílias principais NW, NE, NS e ENE com mergulhos verticais a subverticais, localmente considerados médio ângulo de mergulho. (CORSI, 2003. P.143).

Para a autora, a direção NW – SE na região do Triângulo Mineiro é responsável pelo encaixe e entalhe das principais drenagens da bacia do rio Paranaíba e também, pelo alinhamento do relevo das serra (morros de topos planos). A direção NE – SW, EW – NS pelo encaixe das principais drenagens da bacia do rio Grande responsável pela dissecação da paisagem e pela ação da erosão das unidades regionais. De uma forma geral os alinhamentos regionais refletem estruturas do embasamento.

No leito das drenagens principais são encontradas áreas de planícies aluvionares com presença de buritis, solos hidromórficos formando amplas áreas alagadas. Estas áreas quando são interrompidas por corredeiras, cachoeiras, os vales se tornam mais encaixados.

Para a identificação da atividade tectônica recente é importante buscar as evidências de padrões geomorfológicos anômalos que serão detectados por meio da observação da topografia e da rede de drenagens, ressaltam os indicadores de movimentação recente, como pautado nos trabalhos de (MORAIS; SANTOS, 2013), (SILVA, T. M. et al., 2006)

No mapa de anomalias de drenagem, presente na **Figura 46**, foram identificadas as feições curvas anômalas, meandros comprimidos, lagoa e captura provável. Esses aspectos foram empregados como Corsi, (2003) para analisar o basculamento dos blocos provocados pelos sistemas de falhamentos e o arranjo da drenagem.

No caso da lagoa mapeada, não corresponde às anomalias de drenagem, mas ocorre processos morfogenéticos de dissolução em vertente de topo plano, que será mais bem descrito a diante. Sua localização tem maior destaque no mapa geomorfológico.

As anomalias de drenagem observadas em forma de curva com a cabeceira do ribeirão Douradinho, Estiva e alguns afluentes da margem esquerda. Os ângulos agudos podem ser observados no principal afluente do ribeirão Douradinho, o ribeirão Água Limpa e no médio ribeirão Panga. As curvaturas anômalas são encontradas nos leitos dos ribeirões Douradinho e Estiva. As capturas de drenagens foram encontradas no contato da chapada com o relevo dissecado e em alguns canais das margens esquerdas dos ribeirões Douradinho e Estiva.

No conjunto, a drenagem da área tem padrão básico dendrítico com variações para o subdendrítico, apresentando curvas e ângulos anômalos localizados em alguns pontos da drenagem, da mesma forma segmentos retilíneos. As anomalias de drenagens são os desvios localizados ao longo de segmentos retos, meandros abruptos, variação no alargamento do rio, feições fortemente sinuosas, depressões isoladas, lagoas e pântanos. Esses aspectos podem ser um ajuste da drenagem ao sistema de falhas, por alteração na altimetria, portanto bastante empregado para avaliar o neotectonismo.

4.3 Análise Geomorfológica

Os documentos cartográficos elaborados permitiram obter uma série de dados sobre a morfogênese tanto da morfodinâmica atual, como da interferência de fatores endógenos no processo de esculturação das formas. O mapa geomorfológico, mas também os dados de campo explicitaram tais elementos que mostram a importância litoestrutural na morfogênese das formas.

No estudo aqui apresentado, os dados levantados por meio da fotointerpretação, de observação em campo e referencial teórico, trouxeram elementos para a interpretação do

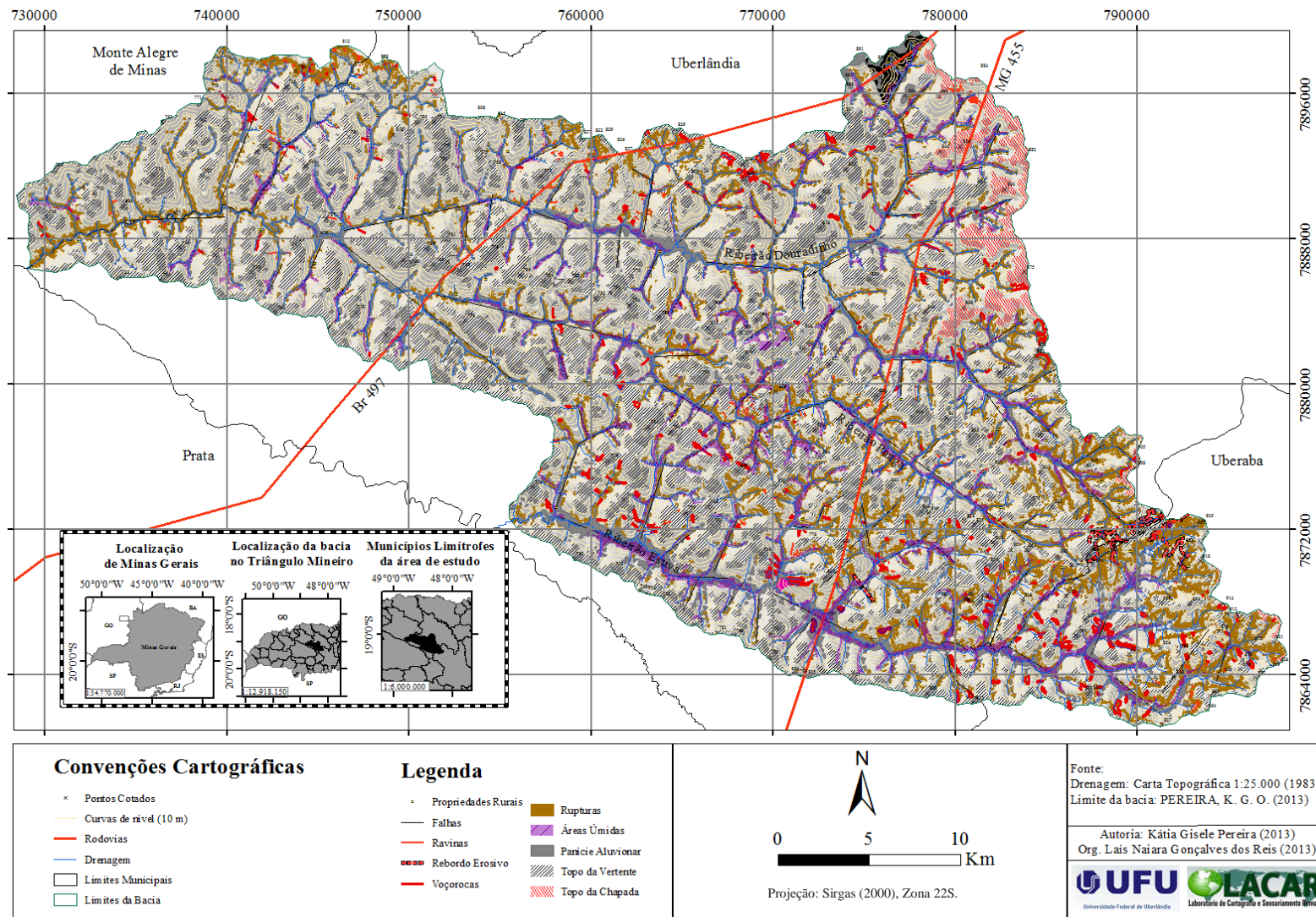
mapa geomorfológico. **Figura 43.** Após a sua elaboração foi possível analisar como os processos morfogenéticos endógenos e exógenos atuaram em conjunto no ajustamento das formas. Assim, para uma análise integrada dos fatores envolvidos na morfoescultura, foram analisadas e discutidas cada uma das formas presentes no mapa geomorfológico. Para facilitar a leitura, o mapa geomorfológico segue ao e as formas descritas encontram-se em negrito.

Os dados apresentados mostram que as **falhas** presentes na área são fruto da reativação tectônica pós-Cretácicas, pois são as responsáveis por soerguimentos e basculamentos de blocos das superfícies geomorfológicas. O alinhamento das falhas é correspondente ao alinhamento regional predominante (NW - SE e NE - SW). Seu comportamento condiciona o alinhamento das drenagens principais, mas também pode ser a responsável pelo grande número de drenagens de 1ª ordem, correspondendo a 61% dos canais da bacia.

As falhas ao expressarem os movimentos crustais, condicionados por zonas de cisalhamento e suturas (herdadas de antigas estruturas), acabam refletindo no comportamento na drenagem. Verifica-se a existência de espaçamento regular entre as drenagens secundárias unidas por ângulos agudos e as drenagens principais. Outro comportamento da drenagem que reflete a dinâmica dos falhamentos são as anomalias de drenagens observadas na área como cotovelos (ângulo agudo), feições de sinuosidade abruptas, segmentos retilíneos e rupturas do basalto interrompendo as planícies aluvionares, anteriormente descritas.

Na **Figura 44** observa-se a possível movimentação dos blocos no comportamento da assimetria das drenagens, já descrita nos perfis topomorfológicos. As áreas selecionadas para a confecção do mapa foram as classes de declividades de (0 a 2°), reclassificadas por altimetria. Esse mapa mostra aspectos importantes com relação aos efeitos litoestruturais na morfogênese que são: a) as margens direitas são mais elevadas que os divisores das margens esquerdas, b) as margens direitas são mais alongadas, c) a sequência de planícies aluvionares (vales com acúmulo de material, de lenta velocidade de drenagem) e rupturas no canal de

Figura 43– Mapa Geomorfológico.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983).

drenagem (rápidos, corredeiras, cachoeiras), com encaixamento da drenagem e, d) a grande quantidade de áreas planas de baixa declividade.

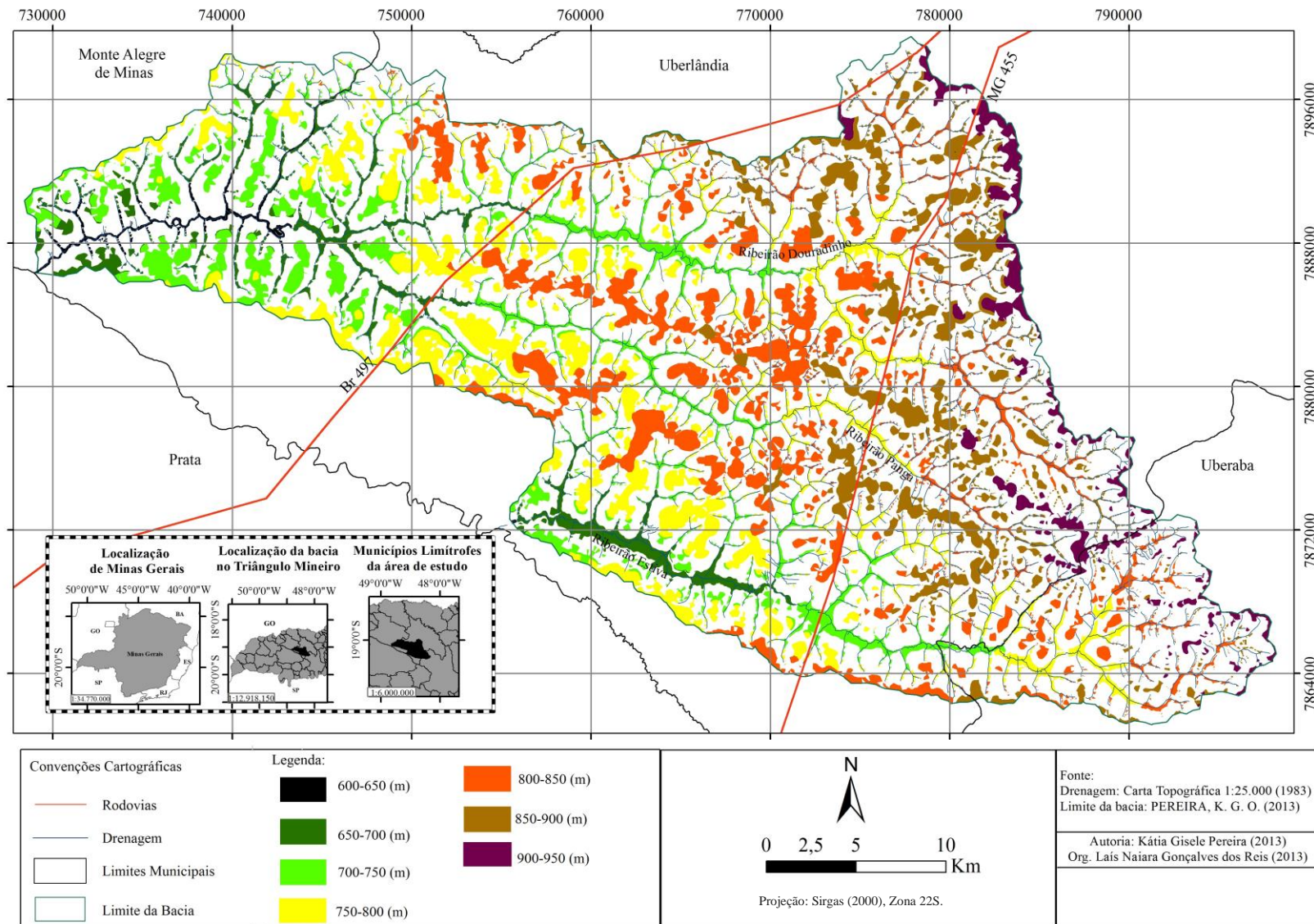
Os itens a) e b) são os responsáveis pela assimetria dos vales, comportamento de blocos falhados impulsionados pela tectônica. Tais observações foram evidenciadas nos perfis topomorfológicos. Esse padrão de blocos em dominó se assemelha ao comportamento de cuestas, no caso mini cuestas, pela suave movimentação. Essa constatação deve-se a proximidade da área com a borda NE da Bacia do Paraná, local de intensos processos de soerguimento pós-Cretáceo.

Nesses dados pode-se inferir um importante papel do condicionamento litoestrutural, ou tectogênico no comportamento das formas. Assim, observou-se que os processos morfoclimáticos atuantes definidos por esse comportamento condicionam a morfogênese local.

As falhas podem também separar as zonas de erosão e sedimentação por soerguimento ou subsidência. A relação entre a ação tectônica e a posição que se encontra a placa passiva, distante da borda ativa, gera feições geomorfológicas como respostas aos esforços impostos. De maneira que quanto mais distante da borda menores serão as forças. A formação de fossa tectônica gera graben, margeado por blocos levantados horst, ambos submetidos a ação de basculamento de blocos. Assim, a drenagem responde por encaixamento que resulta posteriormente, na escavação dos blocos elevados, por capturas e por adaptações do traçado geral à orientação dos blocos principais, (SAADI, 1998)

Neste sentido, pode-se relacionar a gênese das formas da chapada e do relevo dissecado como sendo a mesma, o que nos leva a pensar que a diferença entre elas é o levantamento da chapada (área do SAP) e o abatimento (áreas próximas a Depressão de Uberaba).

Figura 44 – Mapa da distribuição das declividades de 0° a 2°, classificadas por altitude.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983).

A área delineada como **Topo da Chapada** corresponde ao planalto tabular localizado na porção N e L da área. Pela descrição regional essa área se identifica com a área denominada por Batezelli (2003) como SAP. Observou-se que o contato da área com a borda da Chapada apresenta topografias mais elevadas com cotas altimétricas entre 900 e 950 metros.

Nessas áreas são encontradas vertentes de topos amplos e com largos interflúvios. As chapadas são superfícies tabulares contendo bordas escarpadas. Apresentam baixas amplitudes topográficas, com baixas declividades (0 a 2°) **Figura 49**.e baixa densidade de drenagem. Baccaro (1990) classificou essa área como sendo áreas elevadas de cimeira, com topos acima de 900 m, sustentadas por arenitos da Formação Marília e recobertos por sedimentos do Cenozóico, da Formação Nova Ponte. Estas superfícies do topo da chapada são áreas do contato com o relevo dissecado.

As cabeceiras de drenagens dos principais ribeirões da área nascem na chapada, o que a torna um importante alto estrutural. Essa área embora fora da área de pesquisa mostrou-se relevante para a compreensão dos processos modeladores das formas.

No mapa hipsométrico não é possível observar, mas nas áreas de topo da chapada ao leste, observou-se um decréscimo da topografia em direção ao centro da chapada e não em direção ao relevo dissecado. Esse comportamento tectogênico pode justificar a ocorrência de levantamento da borda da chapada, o que favorece uma ação mais agressiva dos agentes climáticos nas bordas, ou contato da chapada com o relevo dissecado. Essa intensidade deve ao sobressalto gerado entre a chapada e o relevo dissecado.

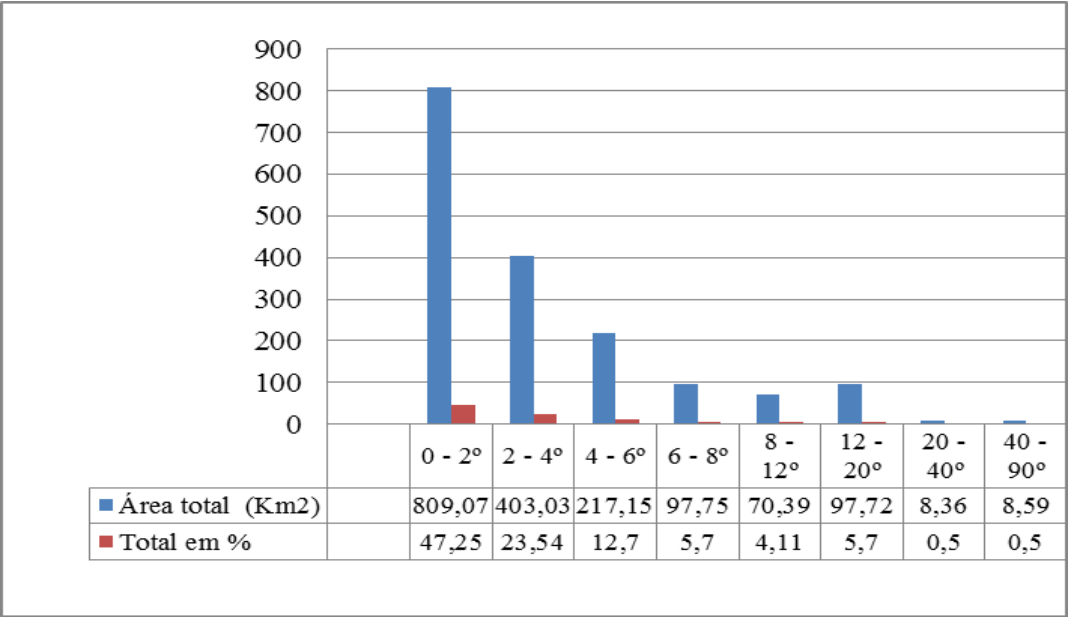
As classes de declividades presentes na **Figura 45** e **Quadro 18** mostram as respostas dos processos modeladores, esculpindo as formas, por efeito simultâneo da ação endógena e exógena. A classe de (0 a 2°) corresponde a de 47,2% do total

Figura 45 - Topo Plano da Chapada e o Contato com o Relevo Dissecado.



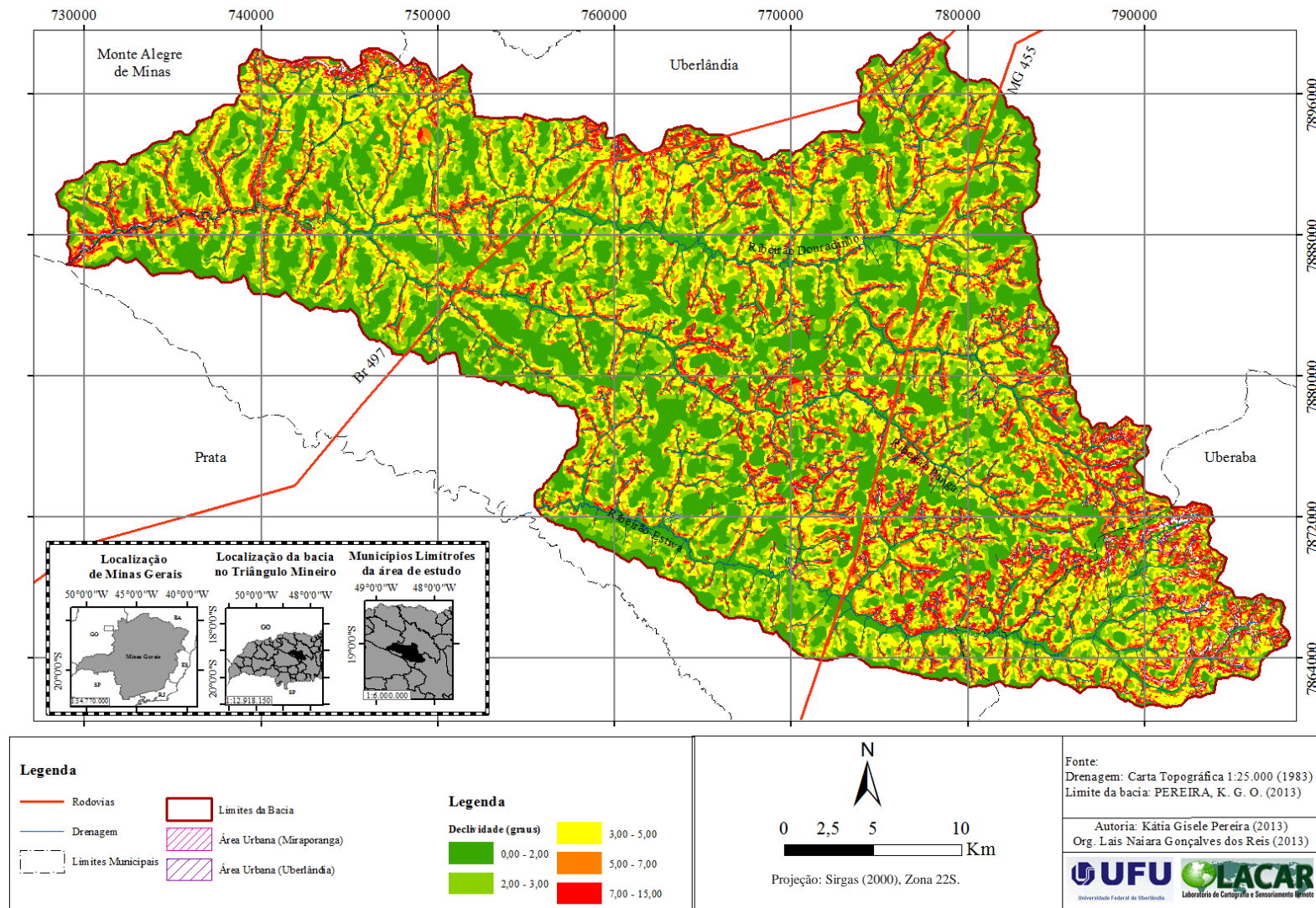
Fonte: a autora.

Quadro18 Dados das Classes de Declividade.



Fonte: cartas topográficas, (DSG, 1983).

Figura 46 – Mapa de Declividade.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983).

O que torna essa classe a mais expressiva da área de pesquisa, conferindo a elas, formas de topos planos com camadas litológicas de diferentes resistências à ação do intemperismo e do escoamento superficial e subsuperficial. Nessa classe estão tanto os **Topos das Vertentes**, como as **Planícies Aluvionares**.

Na leitura do mapa da distribuição das declividades de 0° a 2°, classificadas por altitude, **Figura 46** e do mapa de declividade, **Figura 44**, constatou-se que os topos das vertentes em toda a área são de baixa declividade. Essa característica mostra a semelhança dos topos da área dissecada com as vertentes planas da chapada. Por esse motivo, os topos das vertentes foram denominados **Chapadas Degradadas**. Acredita-se que a ação da tectônica tenha abatido por subsidência, os blocos, preservando as características iniciais de formação do substrato litológico. Somadas as classes (0 a 2°) e (2° a 4°) tem-se um total de 70,7% da área com baixas declividades, ocupando os topos e .

Mais um argumento que pode reforçar a ideia dos topos preservados, ainda de tempo em que eram unidos à chapada. Posteriormente, a área sofreu subsidência e dissecação pelos processos morfoclimáticos.

Os Topos das Vertentes são áreas planas e por esse motivo, são áreas com intensa ocupação agrícola. A **Figura 47** mostra fotos e imagens de satélite destes topos muito planos em área distante do topo da chapada, localizada na confluência dos ribeirões Panga e Douradinho.

As outras classes predominantes na área ocupam classes de 4° a 12°, correspondem a 22,2%. Essas declividades são encontradas nos vales entalhados. Correspondem ao efeito da dissecação dos processos atuantes nas vertentes e da ação do entalhamento da drenagem.

Figura 47 - Topos planos na confluência dos ribeirões Panga e Douradinho.



Fonte: Imagens do sensor Digital Globe, 19° 5'28.08"S, 48°36'24.80"W 762m

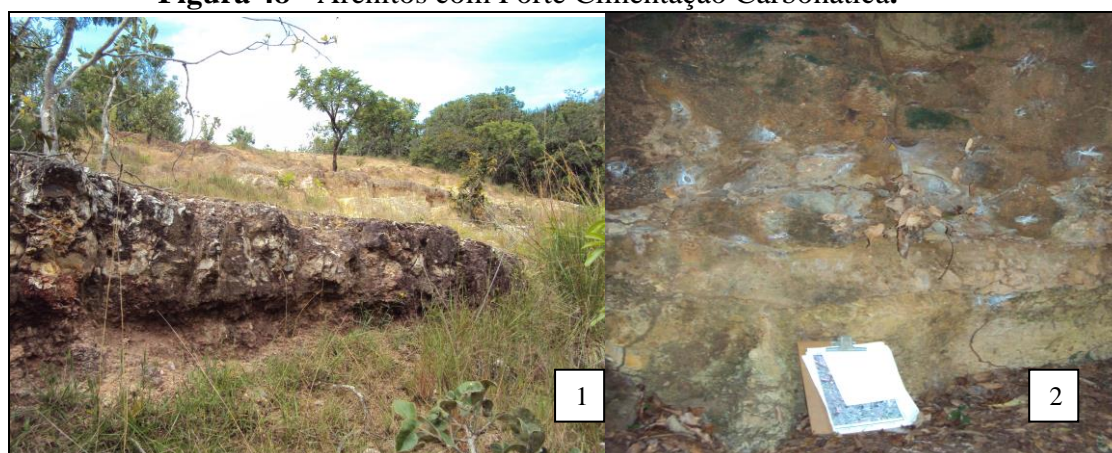
Já as classes de declividades entre 12° e 90° correspondem a apenas 6,7% da área, mas é facilmente observada no mapa. Estas áreas correspondem às **Rupturas de declives**. Segundo Baccaro (1990), no ribeirão Douradinho e Panga nessas formas encontra-se a laterita, ou concreções ferruginosas presente na Formação Marília, que forma uma capa de grande resistência a ação erosiva da água. Em observação de campo constatou-se que estas rupturas são sustentadas por arenitos com forte cimentação carbonática, com a laterita e, também, por descontinuidades presentes nos arenitos.

Conforme o mapa de declividades, **Figura 48**, observa-se que essas declividades estão concentradas nas bordas da chapada à L e N da área. Na bacia do ribeirão Estiva predomina nas cabeceiras de drenagem e nos vales dos afluentes da margem direita. Igualmente, é possível observar no ribeirão Douradinho e Panga a mesma concentração dessas declividades

nas margens direitas e nas cabeceiras de drenagem. Esse aspecto identifica áreas de maior dissecação da drenagem em relação às áreas de maiores sobressaltos topográficos.

Acredita-se que seja um comportamento resultante da existência tectônica na movimentação dos blocos. As subsidências descritas como Depressão Uberaba promovem o rebaixamento do nível de base acentuando a erosão remontante. Essa ação tende a avançar, mas a resistência da rocha carbonática impede seu avanço estruturando as rupturas em alguns casos, em outros foram observados a formação de escarpas, mapeadas como **Rebordo Erosivo**. Como descrito na literatura à movimentação desordenada dos blocos favoreceu, na área, também, os vales assimétricos, **Figura 48**.

Figura 48 - Arenitos com Forte Cimentação Carbonática.



Fonte: a autora.

Nota: destaque para as lajes fortemente cimentadas pelo carbonato de cálcio.

No contato da chapada com o relevo dissecado foram identificados comportamentos morfodinâmicos que resultaram nas **escarpas dos rebordos erosivos, nas rupturas das vertentes** e nas **voçorocas**. A interferência da ação do escoamento superficial e subsuperficial foram observadas como processos atuantes. As discontinuidades litológicas presentes nos arenitos da Formação Marília formaram diferentes condições para o avanço dos processos erosivos nesse ponto do contato.

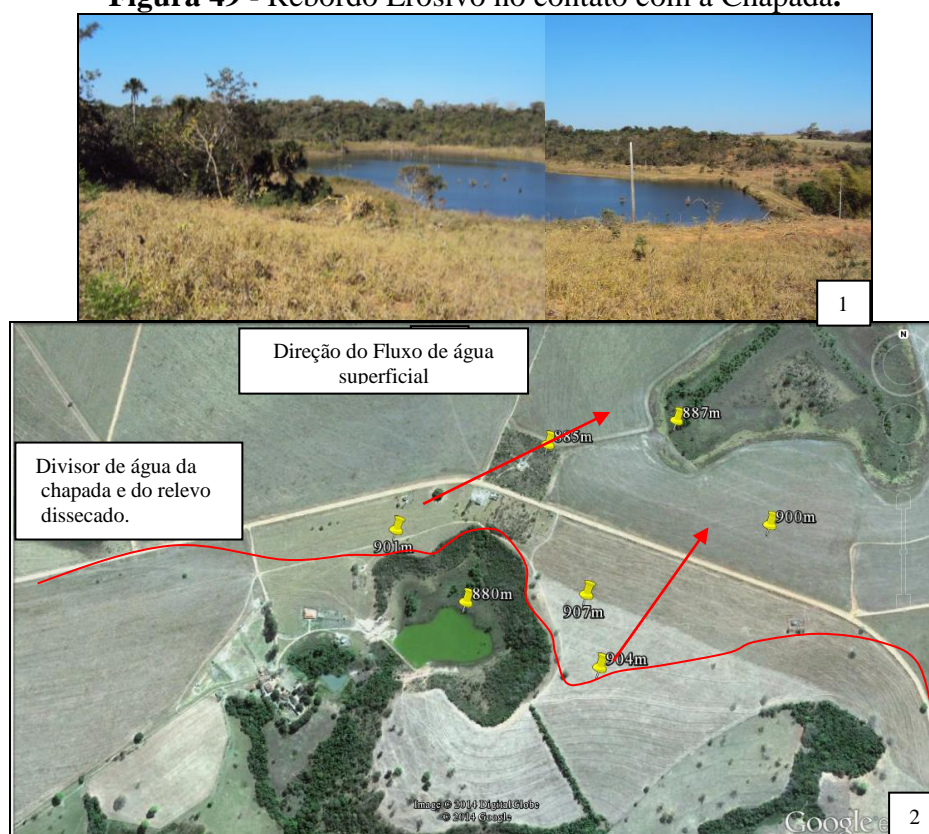
Nas escarpas dos rebordos erosivos, os afloramentos da rocha rica em calcário, foram observados, como apontou Batezelli (2003). Foram encontradas as lentes do Membro Ponte

Alta, onde há ocorrência da exploração da matéria-prima do cimento *Portland* para corretivo de solos na região de Ponte Alta. O carbonato encontra-se presente, como cimento micrítico disperso na rocha ou concentrado em níveis ou zonas de fratura. É comum encontrar a substituição/corrosão de grãos silicáticos por carbonato de cálcio.

Na área foram encontradas rochas do tipo casco de burro com cristalização, como as descritas por Bertini et al (2001), com concentração local de sílica na forma de vênulas e crostas subhorizontais (espessuras centimétricas até 20 cm), assim como de revestimento (geodos) e preenchimento de pequenas cavidades. Seu modo de ocorrência sugere origem pós-sedimentar, provavelmente relacionada à formação de calcretes de águas subterrâneas. Isso porque foi observada a disponibilidade de Si (sílica) no sistema, o que propiciou ainda mais a neoformação de palygorskita, identificada no km 149 da rodovia BR 050. Também são comuns fraturas preenchidas e geodos de calcita (reprecipitação).

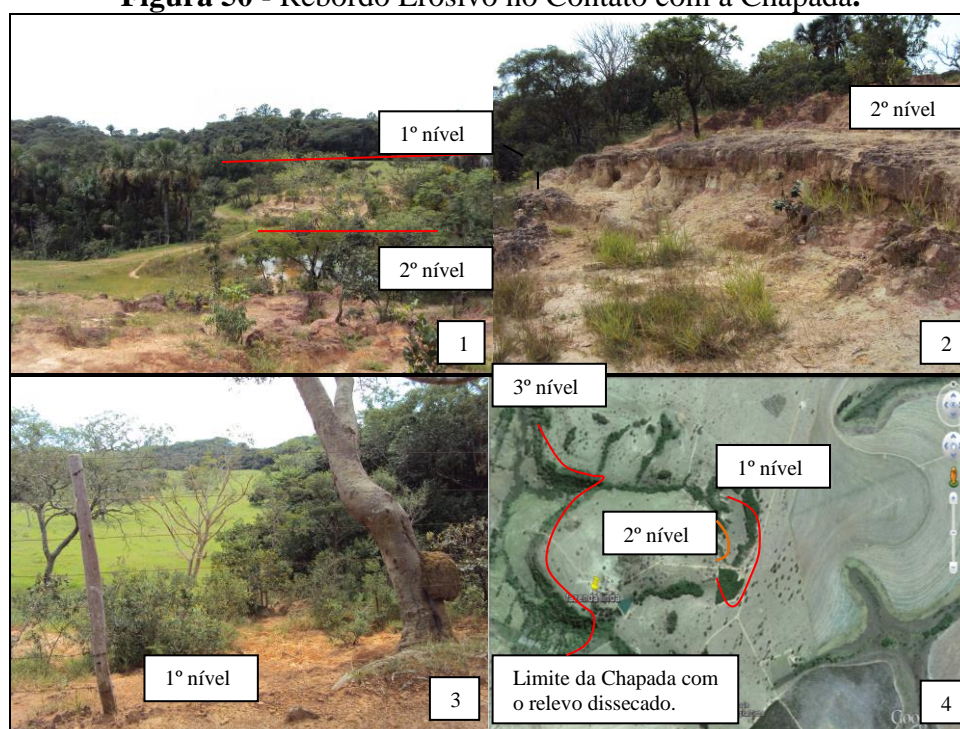
O Membro Ponte Alta é representado por arenitos carbonáticos e calcário conglomerático, porém, à medida que se distancia da borda da chapada a concentração do calcário nas discontinuidades das vertentes foram os responsáveis pela ocorrência das rupturas de declives. As concentrações de carbonatos de cálcio na borda são mais preservadas e na média vertente, da área da tese, está em processo de desmantelamento, foi observada a forte lixiviação do material.

As **Figuras 49 e 50** mostram o rebordo erosivo sustentado pelos Membros de arenitos calcíferos da Formação Marília. Nesses rebordos ocorre a sustentação das formas por forte cimentação carbonática. Na **Figura 50**, observou-se mais de um nível dessa estrutura sustentando diferentes níveis topográficos na vertente, como presente no mapa geomorfológico.

Figura 49 - Rebordo Erosivo no contato com a Chapada.

Fonte: a autora.

Nota: localização: 19°10'38.86"S, 48°15'8.39"W

Figura 50 - Rebordo Erosivo no Contato com a Chapada.

Fonte: a autora.

Nota: localização 19° 15' 04"S 48° 11' 59"W

Em campo foi observado que as margens dos rios da chapada são mais elevadas no contato, com decréscimo topográfico para o centro da chapada. Na **Figura 48**, observa-se como a erosão remontante avança sobre os topos da chapada, modelando as topografias. Esse comportamento constata a ocorrência do fluxo superficial da água na direção da chapada e os fluxos subsuperficiais capturados para a área do relevo dissecado. Acredita-se que em função da ocorrência dessas lajes (cimentação carbonática), em vários pontos, tenham freado o avanço erosivo presente nas cabeceiras de drenagem, nesse contato.

Nos rebordos erosivos, **Figura 51**, observa-se a área do rebordo erosivo exumando as camadas de diferentes resistências ao intemperismo, por sua resistência diferencial aos desgastes erosivos. Nesse ponto observa-se que as cabeceiras dos ribeirões Água limpa, Panda e Estiva. Observa-se que o ribeirão Estiva avança mais sobre a chapada e sobre as demais drenagens, no entanto, acredita-se que a ocorrência de lajes concrecionadas configure uma resistência estrutural a captura das drenagens.

Figura 51 - Detalhe do Mapa Geomorfológico.

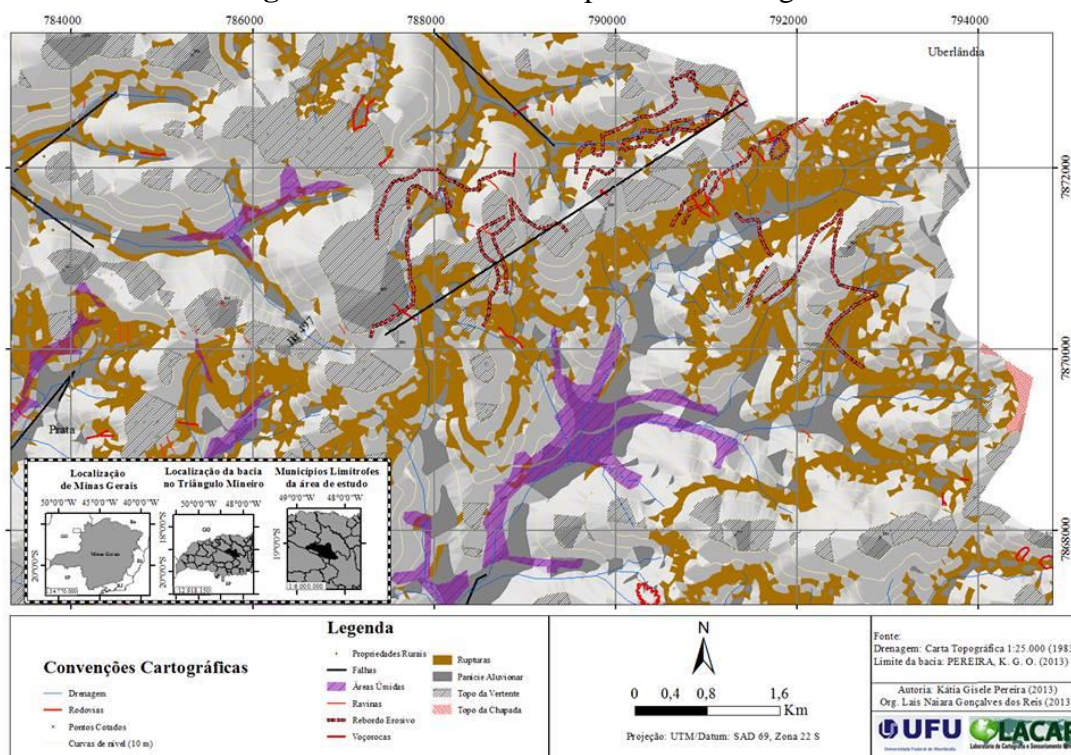
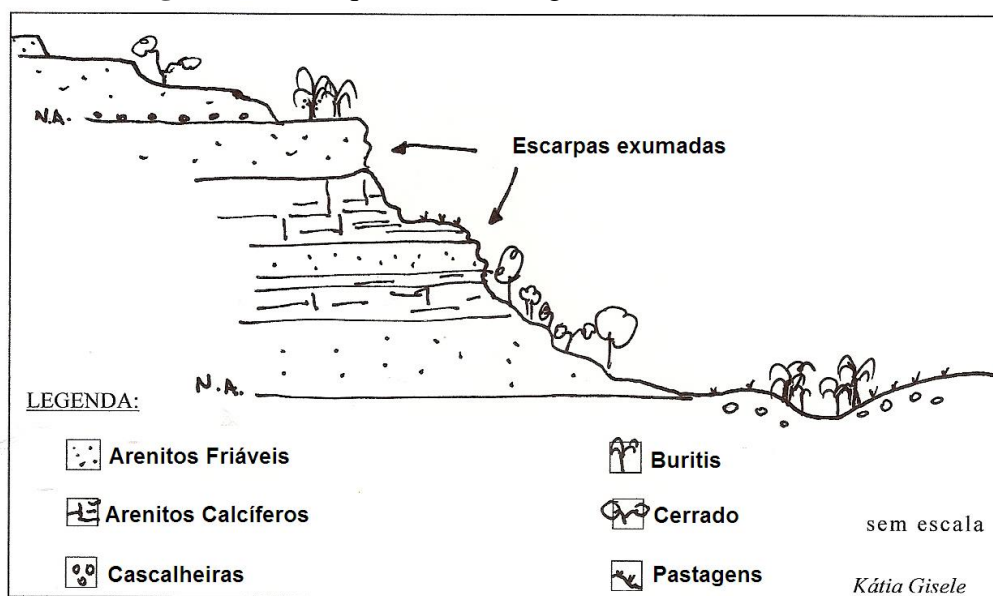


Figura 52 – Croqui Geomorfológico do Rebordo Erosivo.



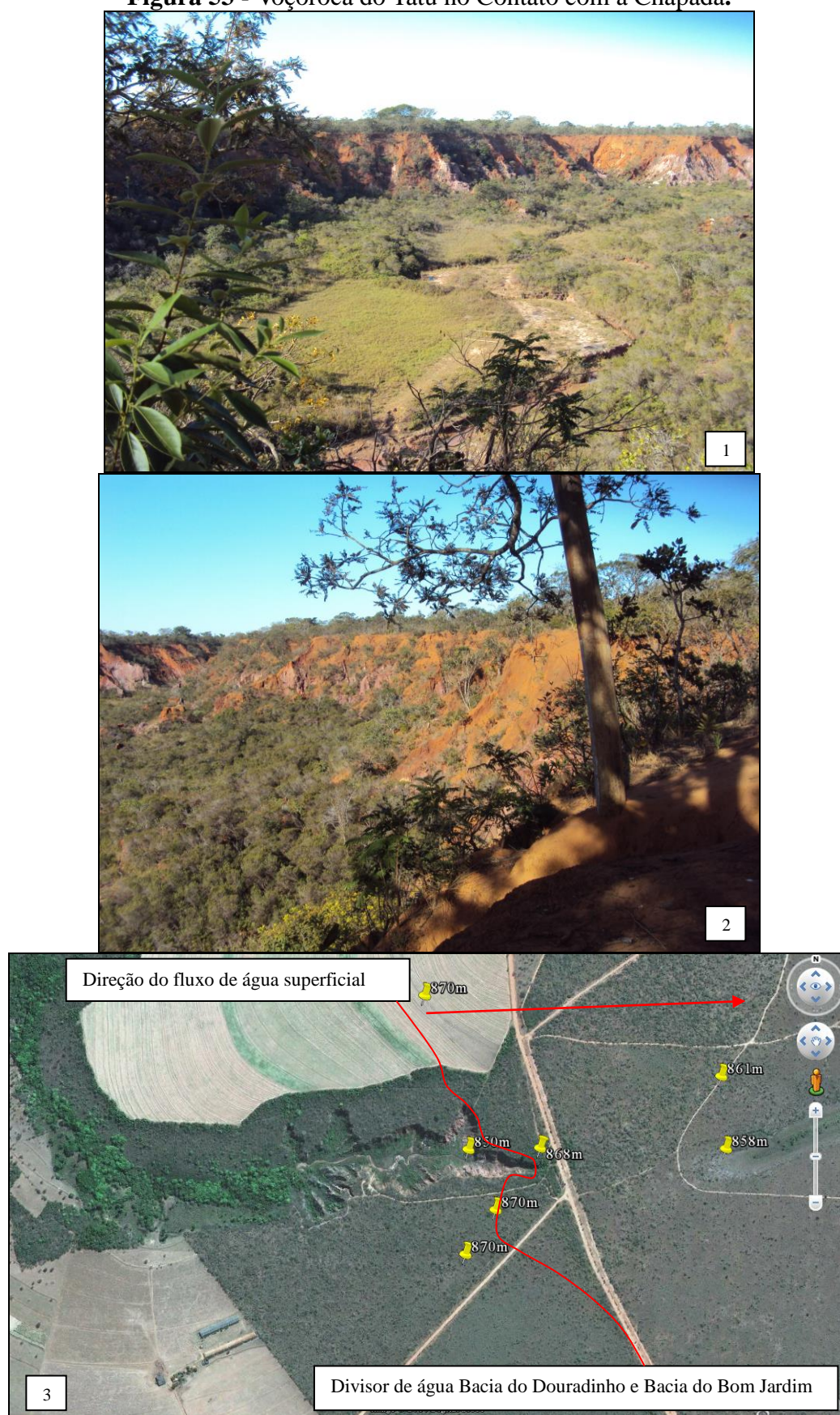
Fonte: a autora.

Na **Figura 52**, o rebordo escapado mostra os diferentes níveis de rupturas sustentadas por diferenças na composição da rocha. O que evidencia a ação erosiva, ao longo do tempo, controlada tanto pelos agentes climáticos, como pelos agentes endógenos.

Os outros comportamentos erosivos encontrados, no contato da borda da chapada com o relevo dissecado, são as **Voçorocas**. Em campo observou-se que as voçorocas são instaladas em áreas que ocorrem de forma descontínua, a lente de material calcífero. Na análise da topografia, ocorre a ação da drenagem superficial escoando para a bacia do Ribeirão Bom Jardim, no topo da chapada.

Na **Figura 53**, a imagem mostra a voçoroca do tatu, localizada na área da reserva do Tatu de propriedade do Exército. Essa voçoroca possui extensão aproximada de 774,8 m e uma média de 20 a 25 m de profundidade. Essa área contém vegetação nativa intacta, observada nos mapeamentos de uso do solo e cobertura vegetal nativa dos anos 1964, 1979 e 2010. Sua extensão e profundidade foram alvo dos questionamentos levantados para essa tese, uma vez que não foi comprovado o uso antrópico nessa área.

Figura 53 - Voçoroca do Tatu no Contato com a Chapada.



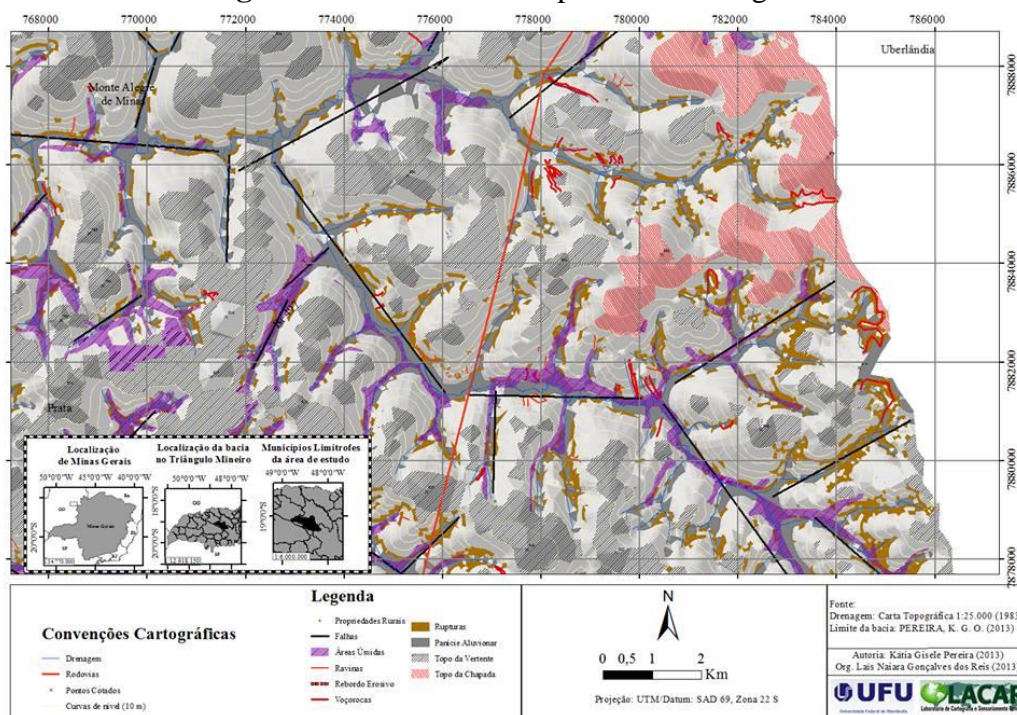
Fonte: a autora.

Nota: localização de 19°06'21"S e 48°18' 33"W.

Em campo foi possível observar a suave variação topográfica da chapada sendo desmantelada pela ação erosiva por captura do lençol freático, caracterizado pela instalação da voçoroca. No centro da voçoroca foram observados, em campo, que é uma área de atividade militar, em que é possível observar o canal de drenagem entalhando as formas. A imagem mostra o limite do divisor de água em vermelho. Sua identificação com detalhe, mostra como a cota altimétrica de 870 m, ponto mais elevado, foi rompido pela erosão, demarcando o avanço da voçoroca. Na imagem observa-se que o fundo do vale da voçoroca se encontra topograficamente inferior (854 m) a vereda localizada no topo (888 m), **Figura 54**.

Acredita-se que essa seja uma resposta a reestruturação tectônica que marca a borda NE da Bacia do Paraná.

Figura 54 - Detalhe do Mapa Geomorfológico.



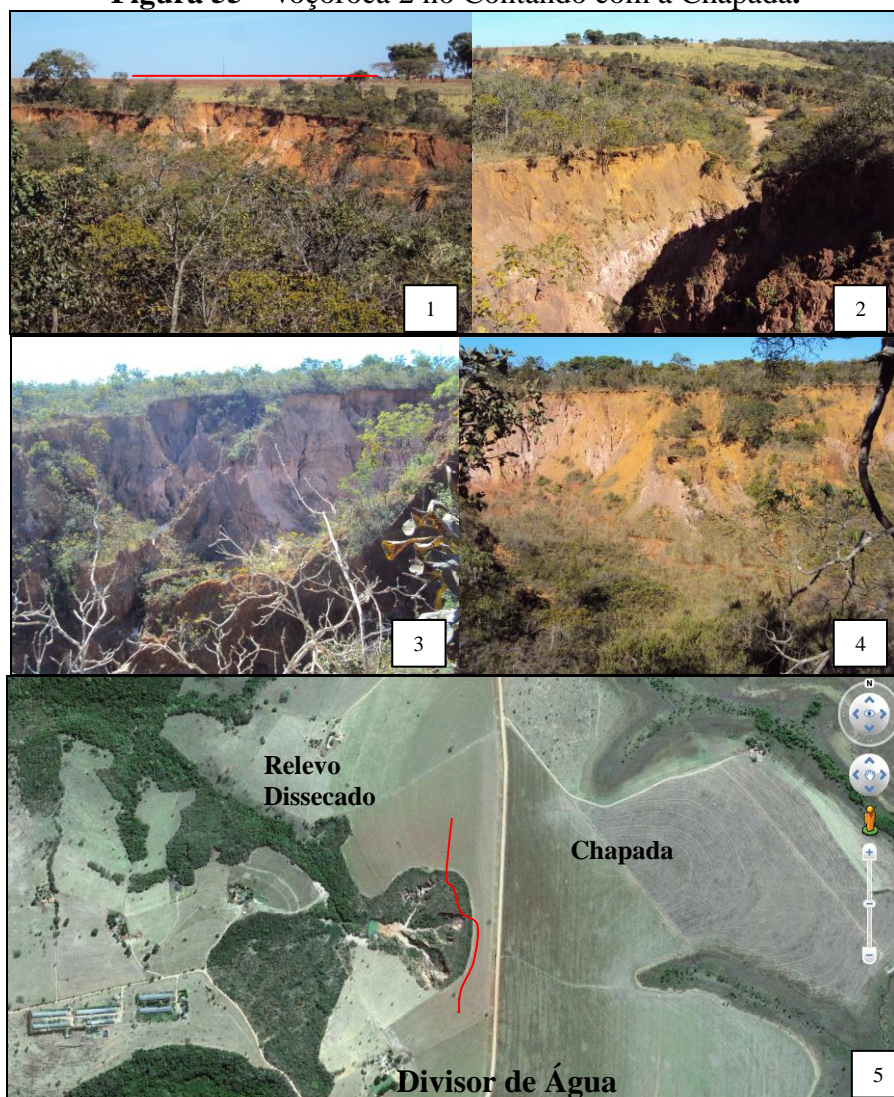
Fonte: cartas topográficas da DSG (1983), IBC/GERCA (1979)

Nas **Figuras 55 e 56**, são observados os mesmos comportamentos de avanço de cabeceiras de drenagens. O que as distingue das demais é a ocorrência de lajes

conglomeráticas. Todas essas voçorocas estão ativas nas cabeceiras com avanço em forma de dígitos e com presença de lençol freático aflorando.

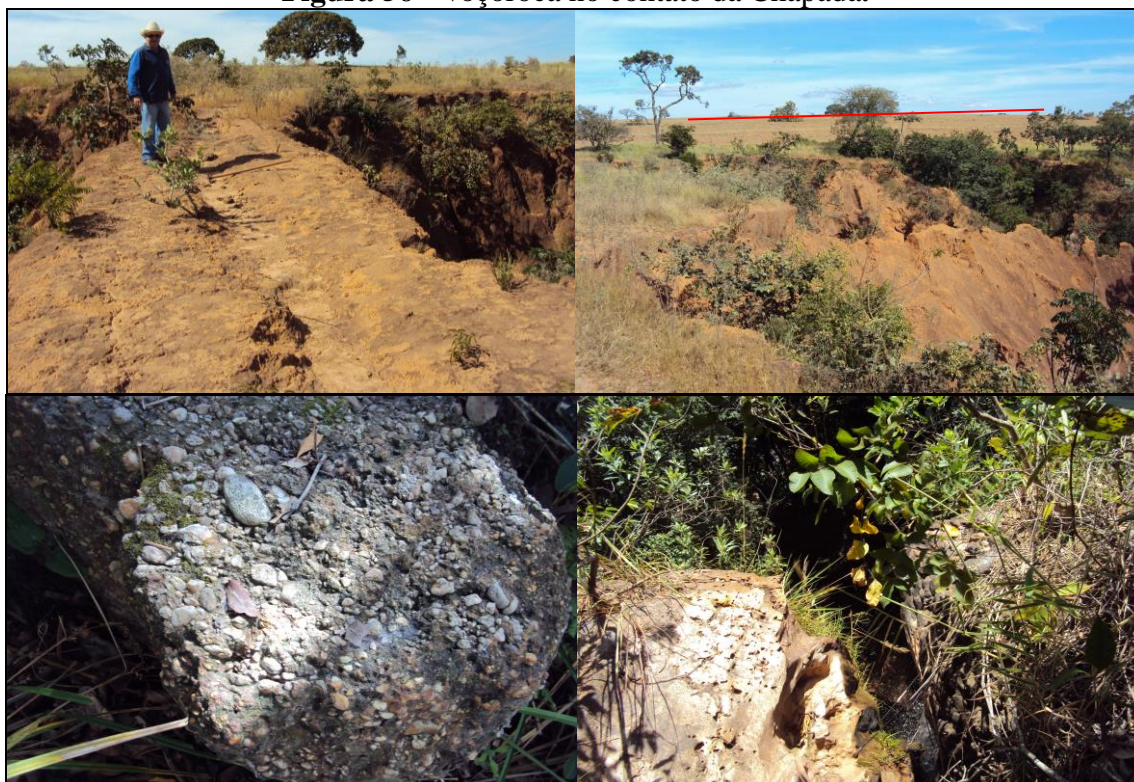
Nas **Figuras 57 e 58**, logo abaixo, estão às voçorocas das margens direitas do ribeirão Douradinho, em que se observam o mesmo comportamento das encontradas no contato leste da área. Nas cabeceiras das voçorocas destaca-se a manutenção da vegetação nativa, mas as cabeceiras estão ativas e com maior movimentação de material em seu interior. Foram observados dutos de saída de água subterrânea de diversos tamanhos, movimento de massa por solapamento das paredes e afloramento do lençol freático.

Figura 55 - Voçoroca 2 no Contando com a Chapada.



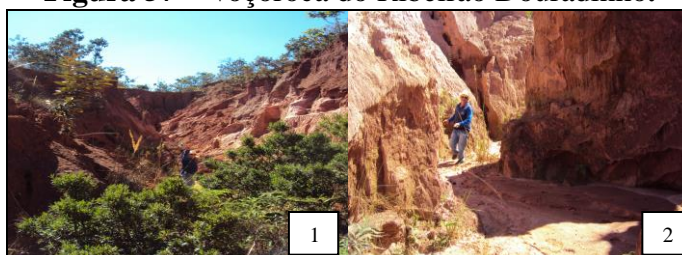
Fonte: a autora. Nota: localização de 19° 11' 26"S 48° 14' 34"W.

Figura 56 - Voçoroca no contato da Chapada.



Fonte: a autora. Nota: localização: 19° 16' 54" S e 48° 12' 48" W

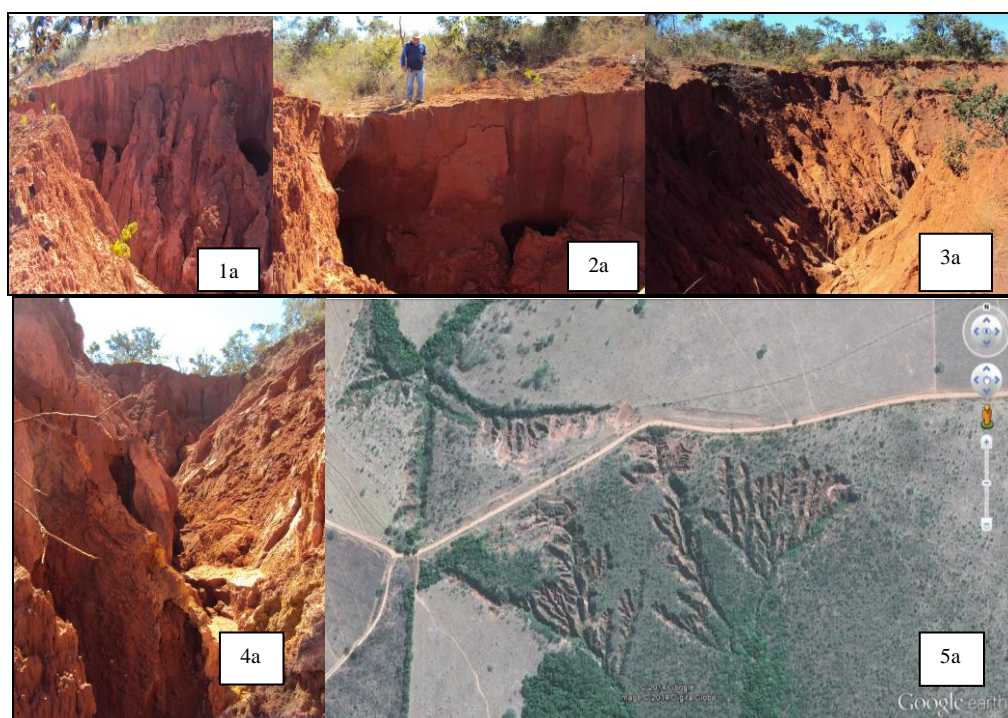
Figura 57 – Voçoroca do Ribeirão Douradinho.



Fonte: a autora.

Nota: localização - 19° 02' 34" S 48° 26' 33" W

Figura 58 - Voçoroca presente na margem direito do Ribeirão Douradinho.

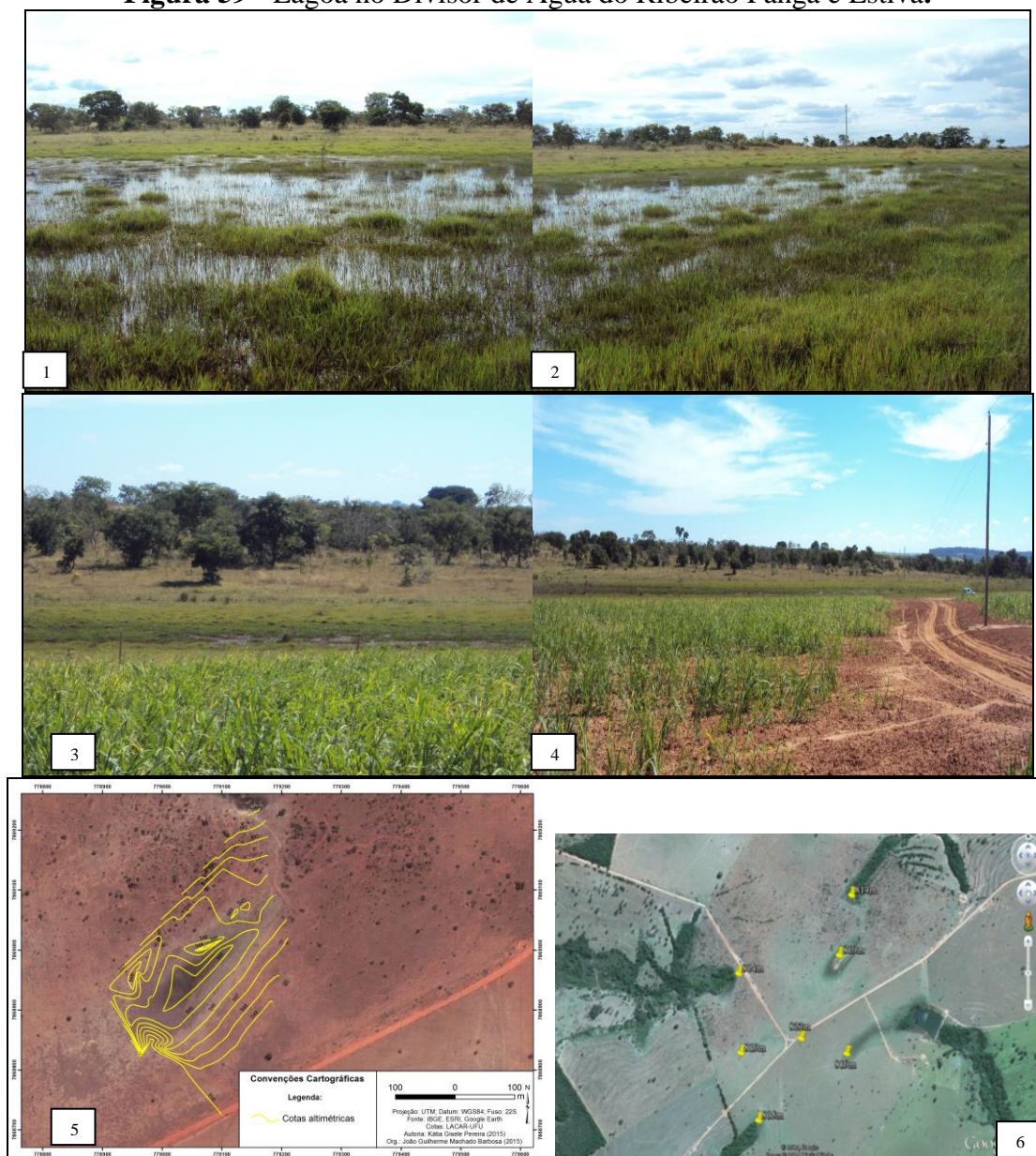


Fonte: a autora. Nota: localização - 19°02'34"S 48°26'33"W.

Nas **Figuras 57** e **58** observa-se uma grande quantidade e tamanho de dutos. Os dutos, ou zonas de alívio de pressão piezométrica que favorece a saída de água em dutos que desestruturam o interior dos solos favorecem o surgimento e o aumento das voçorocas.

A ocorrência de diferença litológica presente nos arenitos da Formação Marília também foram responsável pelo desenvolvimento das Áreas úmidas, com presença de solos hidromórficos em diferentes pontos, não só nas bordas da chapada, mas também nos divisores de águas dos ribeirões Douradinho e Panga.

Figura 59 - Lagoa no Divisor de Água do Ribeirão Panga e Estiva.



Fonte: a autora.

Nota: localização - 19°15'12.79"S 48°20'43.23"W

Na **Figura 59**, foi encontrada, em campo, uma lagoa. Seu comportamento serviu para ilustrar a dinâmica de relevos desenvolvidos em ambiente calcário. Sua forma circular se assemelha a dolina, em que a água acumulada dissolve por lixiviação o material, de forma que a água superficial é infiltrada a ponto de alimentar o lençol freático. Para comprovar suas formas foi feito em campo, o levantamento topográfico de precisão, para delimitar sua topografia. Sua evolução se deu em uma superfície plana elevada localizada sobre uma laje carbonática, na qual, o lençol freático alimentava as drenagens próximas.

Esse comportamento explicita que essa dinâmica tenha sido a responsável pela evolução das voçorocas e das capturas de drenagens em outras áreas.

Na região central da área da tese foram mapeadas as áreas úmidas de média vertente. Estão localizadas entre os divisores de águas das bacias do ribeirão Douradinho e Panga. Sua ocorrência foi atribuída à existência das mesmas lajes encontradas nos rebordos erosivos presentes no contato da chapada. A resistência litológica marca a descrição feita para a origem desigual dos arenitos da Formação Marília em que são encontrados lentes de material calcífero e conglomerados com ocorrência do acúmulo de água. Acredita-se que a água tenha dificuldade de infiltrar nesses pontos. A resistência do material a infiltração, promove como processo secundário, o acúmulo do ferro que posteriormente formou as lateritas. O ambiente possui solos gleizados, típico de ambiente de oxi-redução. Na Figura 62, destaca-se as áreas úmidas de média vertente.

Os solos predominantes das áreas planas do relevo, são solos profundos e muito profundos, com horizonte B latossólico, Baccaro (1990). São solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, apresentando elevada porosidade e permeabilidade interna. A laterita conforme Espíndola e Daniel (2008) é designada por depósitos residuais endurecidos pelo intemperismo de rochas e materiais superficiais em alteração. São encontrados em posições variadas do relevo. Como formam uma laje endurecida são atribuídos a atuação do intemperismo gerando por pedogênese múltiplas em solos bem desenvolvidos, sob a ação de paleoclimas. **Figura 60.**

Figura 60 - Concreção de ferro e áreas úmidas na média vertente.



Fonte: a autora.
19°12'41" S, 48° 25' 31" W

Para Costa e Olszevsk (2008), nas áreas de concreções ferruginosas é possível observar a presença de minas de água, ou nascentes nesse contato, provando que a drenagem interna dos solos possui uma direção interna preferencial na paisagem, desde o início de formação transportando íons em solução até a concreção. A presença e a direção da água no interior do solo são fundamentais para transportar o ferro reduzido, que acumula em ambientes de menor permeabilidade. Dentre os três levantamentos de usos, já descritos, nas fotografias aéreas de 1979, foram as que apresentaram significativos resultados para os campos higrófilos referentes às áreas úmidas.

A hidromorfia também foi observada nos fundos de vales, mas sua ocorrência a partir do médio curso das principais drenagens foi atribuída ao afloramento do basalto, como uma rocha resistente a escavação. As áreas úmidas correspondem a 37,5% da área mapeada em 1979.

Os campos higrófilos vão aparecer em solos rasos ou laterizados, com cobertura herbácea-graminosa, com espécies das famílias das *cyperaceae*, *iridaceae*, *gramineae*, segundo SCHIAVINI e MONTEIRO (1991). Devido à boa condição de solo com teores altos de pH, a presença de matéria orgânica nas primeiras camadas do solo favorece a melhor qualidade estrutural do solo.

Nas áreas úmidas das cabeceiras de drenagens de 1ª ordem desenvolvem-se as veredas ocupam os vales com fundo chato, típicos dos topos planos e de embasamento impermeável.

Bernardino (1995) observou que na área das vertentes do ribeirão Panga, especificamente nas vertentes convexas, a ocorrência de uma linha de seixos pequenos com arestas angulares recobertos por concreções de ferro. Observou-se que nesses pontos a ocorrência do lençol freático.

A incidência das voçorocas, no mapa geomorfológico, está disposta num alinhamento NW-SE, acompanhando o alinhamento das drenagens. Desta forma acredita-se que sejam respostas aos esforços tectônicos presentes na área. As **ravinas** não tiveram expressão significativa na escala do mapeamento. Baccaro (1990) destacou que o escoamento pluvial, ou superficial concentrado é capaz de romper as curvas de nível, expor os solos e acentuar a erosão formando ravinas. Outro fator observado para concentrar o escoamento superficial são os trilheiros de gado (terraces), pois sua feição é capaz de concentrar ainda mais o fluxo de água superficial.

Na área de pesquisa esses canais concentrados foram mapeados como ravinas e foram encontradas próximas as fontes de água para o gado, também próximos as sedes de fazenda e

nas cabeceiras de drenagens ou represas de acesso ao gado. No entanto, foram formas pouco expressivas no mapa final

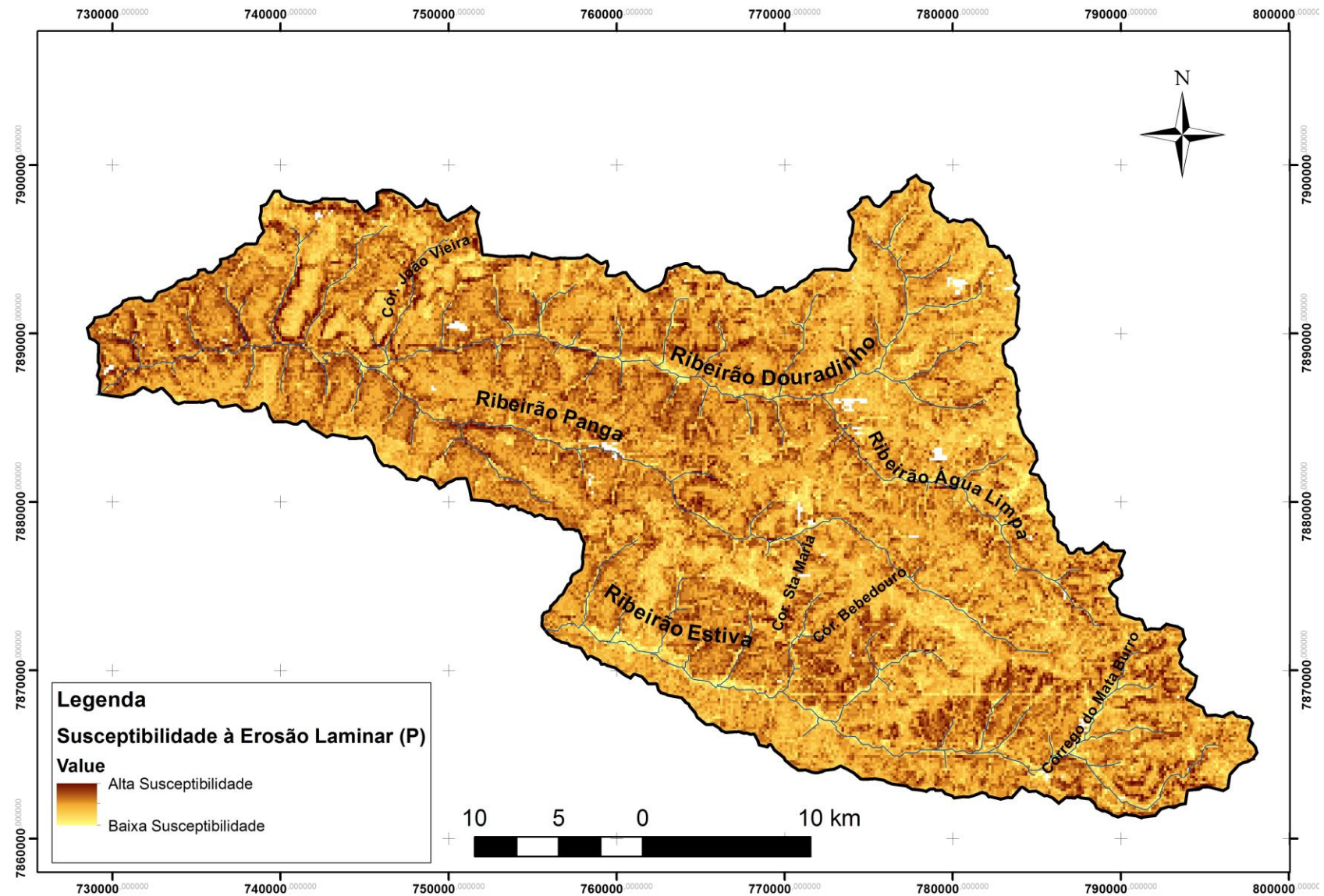
As falhas, fator morfológico importante na medida em que determina as anomalias e os alinhamentos das drenagens em questão auxiliam a explicação parcial a presença de rios de ângulos agudos, como o que corre no ribeirão Panga. Essas são também as responsáveis pela das capturas a NE, como as que correm nas drenagens do ribeirão Água Limpa, Panga e Estiva. Foram as que apresentaram maior concentração de drenagens com capturas e capturas eminentes.

Pode-se resumir que os estudos realizados apontam que o tectonismo que modelava a área estava relacionado à separação da América do Sul e África, à abertura do oceano Atlântico e a outros movimentos mais modernos. A área é fruto da reestruturação Meso-Cenozóica que promoveu a deposição das unidades supra basáltica do Grupo Bauru que foram preservadas em depressões com diferentes espessuras e diferentes graus de cimentação. Além da cimentação pelo carbonato, os solos bem desenvolvidos possuem camadas de concreções de ferro que ocorrem onde há descontinuidade textural. Essas rupturas são responsáveis pela ocorrência das áreas hidromorfa (úmida) encontradas na média vertente.

Os eventos sísmicos registrados recentemente, próximos à área de estudo podem ter origem natural ou induzida pelos reservatórios demonstrando que as rochas das proximidades se em situação de equilíbrio limite entre suas resistências mecânicas e o campo de tensões natural. Essa área teve reativação de antigas falhas, em locais com particular fraqueza tectônica. Acredita-se que os esforços durante o Cretáceo provocaram o Soerguimento do Alto Paranaíba, uma feição tectônica responsável pela movimentação de antigas zonas de falha paralelas à Sutura de Itumbiara. A movimentação tectônica agiu desarticulando os depósitos do Grupo Bauru presentes na área, gerando as depressões estruturais (Graben) de Uberaba ao Sul e a Leste o levantamento da Chapada (Horst). Essa movimentação tectônica

no passado foi a responsável pelo ajustamento das drenagens, com a expansão do comprimento e concentração de capturas das drenagens da margem direita (de sentido NE, em segmentos curtos da drenagem), e na borda da chapada. A morfometria evidenciou a dinâmica de escoamento superficial e subsuperficial como importante agente morfogênico na evolução do modelado. O resultado obtido pelo mapeamento de susceptibilidade à erosão laminar, **Figura 61**, destacou a atuação da tectônica indicando que as áreas de cabeceiras e das margens direitas dos cursos d'água são as mais propensas ao avanço das voçorocas e ravinas. No contato da chapada com o relevo dissecado, a ação da tectônica no rebaixamento do nível de base e as diferenças de cimentação carbonática e ferruginosa foram fatores relevantes para a evolução atual do relevo. Nos pontos sem a ocorrência do "casco de burro", as voçorocas avançam e quando ele está presente, ocorre uma retenção no avanço das voçorocas, pela ação de resistência da cimentação das lajes freáticas do Membro Ponte Alta.

Figura 61– Mapa de Susceptibilidade à Erosão Laminar.



Fonte: cartas topográficas da DSG (1983) e Mapa de Uso do Solo e Cobertura Vegetal Nativa (2010).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os processos morfogenéticos resultantes das variações topográficas provocado pela tectônica recente proporcionaram o desmantelamento, a dissecação e a reorganização da drenagem. Nessa interação de fatores endógenos (como a característica heterogênea de cimentação primária e secundária dos arenitos do Grupo Bauru e a movimentação tectônica) e exógenos (ação das chuvas torrencial de verão afetando a quantidade e a qualidade do escoamento tanto superficial como subsuperficial e o uso do solo), o resultado foi o modelado das formas expressos no mapa geomorfológico.

Assim, o presente trabalho procurou responder as questões que auxiliariam a comprovar a hipótese aqui proposta. Respondendo a questão inicial, considera-se que a herança paleogeográfica regional manteve os sistemas de falhamentos NE-SW e NW – SW que refletem campo de tensão distinto na reativação dos sistemas antigos. Assim, os efeitos dos sistemas de falhamentos presente na área, condicionaram: a) os padrões de drenagem; b) as anomalias observadas nas principais drenagens; c) a regularidade e espaçamento dos canais de drenagem; d) a regularidade no espaçamento das formas, seja por possível uniformidade das

rochas do Grupo Bauru na área, seja pelo condicionamento de falhas rúpteis; e) o grande número de rios de 1º ordem; f) a assimetria dos canais de drenagem; g) o alinhamento das voçorocas, h) as capturas NE em seguimentos mais curtos em curso, ou eminentes e, i) desenível topográfico entre a chapada e o relevo dissecado da bacia do rio Tijuco.

As voçorocas mapeadas possuem características de que sua gênese está associada a reativações tectônica, pois são localizadas em locais com possíveis fragilidades tectônicas, suas dimensões e dinâmica leva a pensar que não são apenas de origem antrópicas. O uso antrópico certamente interfere na dinâmica de equilíbrio das forças atuantes nas vertentes, suficiente para modificar o comportamento hidrológico da área. No entanto, os resultados aqui apresentados sugerem que as voçorocas sejam respostas à tectônica ativa presente na área. As ravinas, no entanto, não tiveram resultados expressivos, capaz de fornecer uma avaliação mais precisa a respeito de sua ocorrência relacionada aos diferentes processos morfogenéticos.

Acredita-se que esse trabalho poderá contribuir com as explicações da evolução das formas do relevo na área de contato da chapada com o relevo dissecado. Certamente, essa temática carece de muitos outros estudos detalhados, que refutem ou valorizem as ideias aqui apresentadas, para aumentar o conhecimento sobre a evolução futura do modelado.

A metodologia se mostrou satisfatória permitindo que os resultados obtidos fossem discutidos de forma considerável. No entanto, é possível questionar a qualidade do material cartográfico disponível, com escalas de trabalho diferentes. Esse aspecto compromete, em parte, alguns resultados que não foram atingidos, como a distribuição histórica das formas, localização das ravinas. O nível de detalhamento na escala 1:25.000 foi o que obteve melhores resultados.

Para complementar a boa qualidade dos dados obtidos pelas fotografias aéreas do IBC/GERCA (1979), as cartas DSG do Exército forneceram os dados para a carta base. Essas duas bases de dados foram a referência para a alimentação dos demais dados. A digitalização

das curvas de nível garantiu aos mapas uma boa qualidade, pois forneceram o sombreamento para as formas do relevo.

A área de pesquisa é uma área com uma grande quantidade de material para a fotointerpretação. Esse aspecto favoreceu o trabalho exploratório da cartografia digital com o apoio das diferentes fases do sensoriamento remoto.

O emprego do sensoriamento remoto mostrou-se como uma técnica importante para a cartografia geomorfológica, pois tanto os dados primários como os secundários formaram uma base de dados georreferenciados que facilitam a sobreposição de informação para análises mais específicas de cada item cartografado, descrito nos mapeamentos, além de serem compatíveis com a aquisição de novos dados.

As convicções que decorrem do nosso trabalho são: a) a gênese e evolução das formas do relevo na área pesquisada são produtos de sua herança tectônica antiga e aponta evidências da ação recente da tectônica b) a rede de drenagem comprova a ocorrência de controle estrutural, também, sobre as voçorocas instaladas; c) os procedimentos metodológicos foram satisfatórios para as primeiras pesquisas sobre o tema, no campo da geomorfologia local.

As necessidades futuras que temos ao finalizar o trabalho podem ser apontados em alguns tópicos: a) coletar dados estruturais de discontinuidades (diáclases e falhas) e acamamentos em taludes, voçorocas e cortes de estradas da região, de forma a caracterizar melhor as feições geomorfológicas associadas às feições tectônicas ativas; b) elucidar o desenvolvimento dos solos no que se refere a colúvios e alúvios derivados da atuação Quaternária; c) levar a problemática aqui apontada para ser trabalhada em outros laboratórios, com desenvolvimentos de metodologia; d) compatibilizar as escalas de material fonte de dados, com a finalidade de melhorar a precisão dos materiais cartográficos, e) fazer análises de datação (carbono 14, termoluminescência e palinológicas) para aferir a hipótese de que as chapadas e as chapadas degradadas tiveram a mesma herança, antes do basculamento

promovido pela tectônica Terciária e recente, f) avaliar os sedimentos aluvionares em diferentes pontos e profundidades no intuito de traçar um diagnóstico evolutivo da disposição e cronologia dos sedimentos e g) levantar com mais pormenores as diferenças litológicas das formações cronocorrelatas (Formação Uberaba), mapeando as discontinuidades entre os materiais calcíferos, conglomerados e cascalheiras transportadas e neoformadas para a área de pesquisa. Assim, percebeu-se a necessidade de maior detalhamento estrutural a partir dessa escala de detalhe das litologias do Grupo Bauru na área.

6. REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 50, p. 9-57, 1986.

AB'SABER, A. N. Contribuição a Geomorfologia da Área dos Cerrados. In: EDUSP (Ed.). **Simpósio sobre o Cerrado**. São Paulo: EDUSP, 1971. p.97-103.

ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. **Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo**. Rio de Janeiro: : DNPM/DGM, 1953.

ALMEIDA, F. F. M. et al. Informações Geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Geotectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 52, n. 1, p. 49-60, 1980.

ANDRADE, I. P. J., J.F. RODRIGUES, S.C.; PEDROSA, A.S. . Determinação da susceptibilidade à erosão Laminar na Bacia do rio Araguari - MG: A partir da Análise Multifatorial **Anais do IX Simpósio de Geomorfologia**, 2012.

ASSINE, M. L. **Aspecto da Estratigrafia das Sequencias Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207 (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo.

ASSUMPÇÃO, A. P.; MARÇAL, M. S. Anomalias de Drenagem na Sub-Bacia Hidrográfica do Rio Sana (RJ). **Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, p. 1 - 10, 2006.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades Geomorfológicas Côncavas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. . **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 1, 1992.

BACCARO, C. A. D. Estudos Geomorfológicos do Município de Uberlândia. **Revista Sociedade e Natureza**, v. 1, n. 1, p. 17 – 21, 1989.

_____. **Estudos dos processos geomorfológicos de escoamento pluvial em área de cerrado. Uberlândia - MG**. 1990. (Tese de Doutorado). Instituto de Geografia (IG), Departamento de Geografia (DEGEO), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), USP, São Paulo.

_____. As Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro. **Sociedade & Natureza**, n. 5 e 6, p. 37-42, 1991.

_____. As Unidades Geomorfológicas e a Erosão nos Chapadões do Município de Uberlândia. **Sociedade & Natureza**, n. 11 e 12, p. 19-34, 1994.

_____. Processos erosivos no Domínio dos Cerrados. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (Ed.). **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p.17-50.

BACCARO, C. A. D.; SILVA, E. P. Os Processos de Voçorocamento na Bacia do Ribeirão Douradinho. **Anais VII Simpósio de Geografia Física Aplicada. I Fórum Latino Americano de Geografia Física Aplicada**. Curitiba. Anais... 1997.

BARBOSA, M. E. F. E. F., M. Influência Neotectônica Identificada Através de Dados Morfométricos e de Produtos Cartográficos na Bacia Hidrográfica do Rio Gurujá (PB), Brasil **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 01, p. 215-228, 2011.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. . 1984. (Tese de Livre Docência). Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

_____. Geologia Regional e Estratigrafia Cretácica do Triângulo Mineiro. **Sociedade & Natureza**, v. 5, n. 9-10, p.??-??, 1993.

BARCELOS, J. H. Geologia das Áreas de Cerrado do Estado de São Paulo. **Sociedade & Natureza**, v. 6, n. 11-12, p.??-??, 1994.

BARCELOS, J. H. et al. Aspectos Litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretácea da Bacia do Paraná. **Geociências**, v. 5/6, p. 31-42, 1987.

BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: MANTESSO-NETO, V.;BARTORELLI, A., et al (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora BECA, 2004. p.95-111.

BARTORELLI, A. Comentários a respeito de um relatório do Professor Aziz Ab'Sáber. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.;BARTORELLI, A., et al (Ed.). **Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Editora BECA, 2010. p.26-45.

BASILICI, G.; SGARBI, G. N.; DAL'BO, P. F. F. A Sub-Bacia Bauru: Um Sistema Continental entre Deserto e Cerrado. In: HASUI, Y.;CARNEIRO, C. D. R., et al (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. cap. 6, p.520-543.

BATEZELLI, A. **Redefinição Litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua Extensão Regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. Rio Claro,110p. (Dissertação de Mestrado).

BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista - UNESP. Doutorado em Geociências 2003.

BATEZELLI, A., GOMES, N.S., PERINOTTO, J.A.J., Petrografia e Evolução Diagenética dos Arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências** 35(3):311-322, setembro de 2005

_____. Arcabouço Tectono-Estratigráfico e Evolução das Bacias Caiuá e Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 265-285, 2010.

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas: modelo e aplicação** Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

BERNARDINO, A. R. **Caracterização Pedomorfológica da Vereda Leste na Estação Ecológica do Panga. Uberlândia (MG)**. 1995. 55 p. (Monografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia.

BERTINI, R. J., SANTUCCI, R. M., ARRUDA-CAMPOS, A.C. Titanossauros (Sauropoda: Saurischia) no Cretáceo Superior Continental (Formação Marília, Membro Echaporã) de Monte Alto, Estado de São Paulo, e Correlações com Formas Associadas do Triângulo Mineiro. **Geociências** v. 20, n. 1, p. 93-103, 2001.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. São Paulo: Ícone, 1995.

BESERRA NETA, L. C.; TAVARES JÚNIOR, S. Fatores Condicionantes na Formação de Voçorocas no Topo da Serra do Tepequém - Roraima. **Revista Geonorte**, v. 2., n. 4, p. 456 - 463, 2012.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem da Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 2003. 1435

BJÖRNBERG, A. J. S.; LANDIM, P. M. B.; BÓRIO, N. J. Observações sobre a deposição do sedimento Bauru na região centro-ocidental do Estado de São Paulo. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, v. 19, n. 1, p. 79-80, 1970.

CABRAL, J. **Neotectónica de Portugal Continental**. 1993. (Doutorado). Doutorado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.

_____. A Geologia na Avaliação da Perigosidade Sísmica. **Geonovas - APG**, v. 17, p. 21-26, 2003.

CAMPOS, L. F. G. **Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil)**. São Paulo: Tip. Ideal, 1905.

CORSI, A. C. **Compartimentação Morfoestrutural da Região do Triângulo Mineiro (MG): Aplicado a exploração de Recursos Hídricos Subterrâneos**. Rio Claro - SP: UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP: 254 p. 2003.

COSTA, M. L.; OLSZEVSK, N. Caracterização da paisagem do Cerrado. In: FALEIROS, F. G. e FARIAS NETO, A. L. F. (Ed.). **Savanas: Desafios e Estratégias Para o Equilíbrio da Sociedade, Agronegócio e Recursos Naturais**. Brasília: EMBRAPA, 2008. p.1198 p.

COX, R. T. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **GSA Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Ed. Universidade, 1974. 149p.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (Ed.). **Geomorfologia: Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertand Brasil, 2001. cap. 5, p.211-252p.

DAL' BÓ, P. F. F.; BASILICI, G. Interpretação Paleoambiental da Formação Marília na Porção Noroeste da Bacia Bauru: Relações Entre Sedimentação e Paleopedogênese em um Antigo Lençol de Areias Eólicas. . **Geociências (São Paulo)**, v. 30, p. 509-528, 2011.

DIAS-BRITO, D. et al. Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil - concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revuw Paléobiol.**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**

Rio de Janeiro, 2006. Disponível em: <
<http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/338818/1/sistemabrasileirodeclassificacaodossolos2006.pdf>>. Acesso em: 29/12/2013.

_____. RAPIDEYE AG. RAPIDEYE. **Satélite de Monitoramento RAPIDEYE**, 2013.

EMBRAPA; SOLOS, C. N. D. P. D. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

ESPINDOLA, C. R.; DANIEL, L. A. Laterita e solos Lateríticos no Brasil. **Boletim Técnico da FATECSP**, v. 24, p. 21 a 24, 2008

FELTRAN-FILHO, A. **As Estruturas das Paisagens nas Chapadas do Oeste Mineiro**. 1997. (Tese de Doutorado). Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo (USP). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), São Paulo.

FERNANDES, L. A. **A cobertura Cretácea Suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os Grupos Bauru e Caiuá**. 1992. (Mestrado). Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e Evolução Geológica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. 216p. (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. Mapa Litoestratigráfico da Parte Oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), Escala 1:1.000.000 **Boletim Paranaense de Geociências.**, v. 55, p. 53-66, 2004.

FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, n. 40, p. 19-35, 2010.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

_____. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FERNANDES, L. A. E. C., A. M. O Grupo Caiuá (Ks): Revisão Estratigráfica e Contexto Depositional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-176, 1994.

FERREIRA JR., P. D. **Modelo Depositional e Evolução Diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro**. 1996. 175p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

FRANCO, A. L. A.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C. Hipótese Sobre os Condicionantes Neotectônicos do Barramento Natural da Foz do Rio Ivaí (PR/MS) com Base em Levantamento Ecobatimétrico. **Revista UnG Geociências**, v. 7, n. 1, p. 78-86, 2008

FREITAS, R. O. **Sedimentação, estratigrafia e tectônica de Série Bauru**. São Paulo: 1955.

FULFARO, V. J. et al. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 12, n. 2, p. 2-150, 2012.

GUERRA, A. J. T.; BOTELHO, R. G. M. Erosão dos Solos. In: CUNHA, S. B. E. G., A. J. T. (Ed.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p.181 - 227.

GERASIMOV, I.P.; MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. **The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences**, v. III, Fairbridge, R.W. ed., Dowden, Hutchinson & Koss Inc., Pennsylvania, 1968. p. 731-732.

HASUI, Y. A Formação Uberaba. **Anais XXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Belo Horizonte, MG: SBG: 167-179 p. 1968.

HASUI, Y. O Cretáceo do Oeste Mineiro. **Bol. da Soc. Bras. e Geol.**, v. 18, n. 1, p. 39-56, 1969.

_____. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Workshop Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste - Brasil**, v. 11, p. 1 - 31, 1990.

HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. **Geociências (São Paulo)**, v. 29, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. et al. Aspectos Estruturais e Neotectônicos na Formação na Formação de Boçorocas Na Região de São Pedro. (SP). **Geociências**, v. 14, n. 2, p. 59 - 76, 1995.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos Lito-estruturais e Geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. p. 67-77, 1991.

IBC – Instituto Brasileiro do Café. **Fotografias aéreas**. Escala 1:25.000. (1979)

LEPSCH, I. L. **Formação e Conservação dos Solos**. Oficina de Texto, 2010. 216 p.

LIMA, V. F.; FURRIER, M. Avaliação Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Mamuabá - PB, para Detecção de Prováveis Deformações Neotectônicas. **Cadernos de Geociências**, v. 10, n. 1, p. 34-44, 2013.

MAOSKI, E. **Gênese dos Calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)**. 2012. (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia., Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

MARUJO, M. F., HASUI, Y., BORGES, M., PIRES NETO, A. G. Geomorfologia e Feições Morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí - Sudeste do Brasil **Encuentro de Geografos de America Latina** v. 8, p. 138-139, 2001.

MENDES, P. C.; QUEIROZ, A. T. Caracterização climática do Município de Ituiutaba. In: PORTUGUEZ, A. P.; MOURA, G. G., *et al* (Ed.). **Geografia do Brasil Central: Enfoques Teóricos e Particularidades Regionais**. Uberlândia: Assis Editora, 2011. cap.?? , p.??-??

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A., *et al* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**: Editora Becca, 2004. p.265-279.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MIOTO, J. A. **Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro**. WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte, MG: SBG: 33-45. p. 1990.

MORAIS, F.; SANTOS, D. A. R. Assimetria da Bacia Hidrográfica Rio Dueré Como Indicador de Tectônica Recente na Bacia Sedimentar do Bananal, Tocantis. **Anais do XIII Simpósio de Geologia da Amazônia**, p. 883-886, 2013.

NASCIMENTO, F. I. C. et al. Caracterização Morfométrica como Base para o Manejo da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco - Acre. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 02, p. 171 - 183, 2013.

NISHIYAMA, L. Geologia do município de Uberlândia (MG) e áreas adjacentes. **Sociedade & Natureza**, v. 1, n. 1, p. 9-16, 1989.

NISHIYAMA, L. **Procedimentos de mapeamento geotécnico como base para análises e avaliações ambientais do meio físico, em escala 1:100.000: aplicação no município de Uberlândia - MG**. 1998. (Tese de Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), Universidade de São Paulo, São Paulo.

NOVAIS, G. T. **Caracterização Climática da Mesoregião do Triângulo Mineiro/Alto do Paranaíba e do Entorno da Serra da Canastra**. 2011. (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, MG.

NOVO, E. M. L. D. M. **Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações**. São José dos Campos: Editora. Edgard Blucher, 2010.

PARANHOS FILHO, A. C. et al. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 85, p. 913-922, 2013.

PEDROSA, A. S. As Vertentes na Área de S. Miguel-o-Anjo: Contributo para o Estudo da sua Evolução. **Revista da Faculdade de Letras e Geografia**, v. V, n. 1, p. 83–170, 1989.

PEREIRA, E. et al. A Evolução das Sinécleses Paleozóicas: Província Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R., et al (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Becca, 2012. p.374-394.

PEREIRA, K. G. O. **Os relevos residuais no município do Prata/MG**. 120p. (Monografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia. 1996. 65 p.

_____. **As Unidades Geomorfológicas e a Erosão Acelerada na Bacia do Ribeirão Estiva, Uberlândia, MG**. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, MG. 2001. 120p.

PEREIRA, K. G. O.; BACCARO, C. A. D. As unidades Geomorfológicas da Bacia di rio Tijucu: Estudos Preliminares. **Anais do V Simpósio de Geografia Física Aplicada**, 1993.

_____. **A erosão acelerada na bacia do rio Tijucu**. Relatório de Iniciação Científica - CNPq. Uberlândia, MG. 1995

PETRI, S.; FULFARO, V. J. **Geologia do Brasil (Fanerozoico)**. São Paulo: EDUSP, 1983.

QUINTAS, M. C. L.; MONTOVANI, M. S. M.; ZALÁN, P. V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 217-226, 1999.

RADAM-BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Levantamento de Recursos Naturais**, Rio de Janeiro, p. Folha SE, 22 Goiânia, 1983.

RIBEIRO, A. G. O Papel dos Recursos Hídricos na Sustentabilidade dos Sistema Agroalimentar do Domínio dos Cerrados do Brasil Central In: SHIKI, S. E. A. (Ed.). **Agricultura, Meio Ambiente e Sustentabilidade do Cerrado Brasileiro**. Uberlândia, MG: EDUFU, 1997.

RIBEIRO, L. C. B. Geoparque Uberaba: Terra dos Dinossauros do Brasil. Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. UFRJ. **Tese de Doutorado**. 2014. 140p.

RIBEIRO, D. T. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista de Geociências** 31 (1): 7-12, mar 2001.

RICCOMINI, C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências** v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RICCOMINI, C. E. A., M. . Tectônica do Quaternário no Brasil **Episodes**, v. 22, n. 3, 1999.

ROCHA, M. R. et al. **Mapeamento Geomorfológico do Triângulo Mineiro - Brasil**. X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Rio de Janeiro, RJ: UERJ 2003.

RODRIGUES, L.; NISHIYAMA, L. Estudo dos fatores responsáveis pela erosão acelerada na bacia do córrego dos macacos - Uberlândia-MG. **Anais VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão (SNCE)**. Goiânia. Anais... 2001.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: Reflexões conciliatórias. **GEONOMOS**, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1998.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e interpretação Preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Geociências (São Paulo)**, n. 4, p. 469-478, 2004 2004.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências** v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SCHNEIDER, M. O. **Bacia do Rio Uberabinha: Uso Agrícola do Solo e Meio Ambiente**. 1996. (Tese de Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SCHOBENHAUS, C.; SILVA, C.R. (Org.). **Geoparques do Brasil: Propostas**. Rio de Janeiro: CPRM, 2012. v.1. 748 p

SILVA, A. J. P. et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C., *et al* (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalúrgica, 2003. cap. II, p.55-85.

SILVA, T. M. et al. Anomalias da Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.

SOARES, P. C. **Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná - Controles**. 1991. 148 (Tese Professor Titular). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SOARES, P. C. et al. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Rev. Bras. Geociências**, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

SORDI, M. V. et al. Análise Morfométrica do Ribeirão Laçador - Faxinal - Paraná. **Revista Geonorte**, v. 2, n. 4, p. 150 -160p., 2012.

SOUSA-SILVA, K.; OLIVEIRA, D. Mapeamento de Anomalias de Drenagem: Índícios de Controloes Litológico e Estrutural na Bacia Hidrográfica do Cotia, em Cotia - SP. **Quaternary and Enviroment Geosciences**, v. 1, n. 2, p. 76-83, 2009.

STEIN, D. P. et al. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. **II SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA**. Rio Claro, SP: SBG/Núcleo SP. 2: 291-306 p. 1979.

SUGUIO, K. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: (Ed.). Mesa Redonda: A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes. São Paulo: **SBG/ Núcleo SP**, 1981. p.15-26.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous) Brazil: Petrology and Geological significance. . **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 14, p. p. 31-47, 1983.

SUGUIO, K.; BERENHOLC, M.; SALATI, E. Composição Química e Isotópica dos Calcários e Ambiente de Sedimentação da Formação Bauru. **Boletim Instituto de Geociências**, v. 6, p. p. 55-75., 1975.

SUGUIO, K. et al. Comportamentos Estratigráficos e Estrutural da Formação Bauru nas Regiões Administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. **I SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA**. São Paulo: SBG. 2: 231 - 247 p. 1977.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1991.

TAMRAT, E. et al. Magnetoestratigrafia das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) no Triângulo Mineiro (MG). **VI Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. São Pedro, SP: 323-327 p. 2002.

THOMAZINI, L. S., SILVESTRE, E. R. E CUNHA, C. M. L. Análise Comparativa de Técnica Cartográfica para Mapeamento Clinográfico. **Revista Rio Norte**, v. 2, n. 4, p. 1206 a 1216, 2012.

USAF - FORÇA AÉREA DOS ESTADOS UNIDOS.. **Fotografias aéreas**. Escala de 1:60.000. (1964).

VITAL, M. H. F.; PINTO, M. A. C. **Condições para a sustentabilidade da produção de carvão vegetal para fabricação de ferro-gusa SIDERÚRGIA**: BNDES Setorial. 30: 237 - 297 p. 2009.

ZAINE, J. E. et al. **Geologia do Bloco 38: região de Araçatuba/Tupã**. Consórcio IPTCESP - Paulipetro. São Paulo. 1980

ZALÁN, P. V. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. **Anais do IV Simpósio Boliviano: Exploración Petrolera En Las Cuencas Subandinas.** , 1991.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: (Ed.). **Origem e evolução de Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p.135-164.