



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS

**TIPOLOGIA E DINÂMICA DE PAISAGENS NÃO CANALIZADAS NO
SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Recife

2018

ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS

**TIPOLOGIA E DINÂMICA DE PAISAGENS NÃO CANALIZADAS NO
SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Pernambuco como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau acadêmico de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Regionalização e Análise Regional

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária: Maria Janeide Pereira da Silva, CRB4-1262

B277t Barros, Ana Clara Magalhães de.
Tipologia e dinâmica de paisagens não canalizadas no semiárido brasileiro /
Ana Clara Magalhães de Barros. – 2018.
178 f. : il.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.
Programa de Pós-graduação em Geografia, Recife, 2018.
Inclui referências.

1. Geografia. 2. Precipitação (Meteorologia). 3. Bacias hidrográficas. 4.
Rios. 5. Sedimentos fluviais. 6. Paisagens. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros
(Orientador). II. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2019-068)

ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS

**TIPOLOGIA E DINÂMICA DE PAISAGENS NÃO CANALIZADAS NO NORDESTE
SEMIÁRIDO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geografia.

Aprovada em: 17/08/2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Mônica dos Santos Marçal (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Lucas Costa de Souza Cavalcanti (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

À Nair Magalhães

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa, pela confiança e por todo o suporte que me foi dado em todos os momentos.

À Profª Dra. Mônica Marçal pelo incentivo à continuação do trabalho.

Ao Prof. Dr. Osvaldo e ao Prof. Lucas Cavalcanti, pelos conselhos sempre pertinentes ao trabalho.

Ao Prof. Dr. Bruno Tavares, pelas contribuições nos trabalhos de campo e palavras de incentivo.

Ao Prof. Dr. Francisco Pinheiro, ao Dr. Washington Teixeira e membros do LAGEA-UFRN por todo o suporte, paciência e gentileza.

A Gilberto Arruda, por tudo o que me ensinou durante as atividades de laboratório.

A Joana Matias e Drielly Fonseca, por terem sido excelentes companheiras e amigas nos momentos mais difíceis.

A Wemerson Flávio, Bruno Torres, Daniel Lira, Leandro Diomério e Edmário, pelo auxílio em trabalhos de campo e pela amizade.

A Antonio Carlos, Carla Suelânia, Cláudio Cabral, Cynthia Manuely, Diogo Galvão, Évio Marcos, Flávia Jorge, George Oliveira, Jéssica Menezes, Keyla Alencar, Kleython Monteiro, Maria Pessoa, Rhandysson Barbosa e demais membros do GEQUA pela amizade.

A Dilla Machado, Elvis Pinheiro, Isabelli Vasco, Italo Santana, Karol Galvão, Luanda Calado, Luiza Liberal, Marília Martins, Manuella Maciel, Paula Arraes, Pietro Félix e Vanessa, pelo suporte, carinho, paciência e leveza com que trataram todo o processo de confecção do trabalho.

A Demétrio Mutzenberg, pelo acolhimento, paciência e carinho com que esteve ao meu lado durante os momentos mais difíceis.

A minha família, por tudo.

Os rios que encontro
vão seguindo comigo.
Rios são de água pouca,
Em que a água sempre está por um fio.
Cortados no verão
Que faz secar todos os rios.
Rios todos com nome
E que abraço como a amigos.

(MELO NETO, 1986, p. 283)

RESUMO

O semiárido brasileiro constitui um ambiente caracterizado pela deficiência hídrica e regime pluviométrico irregular onde existe uma tendência geral à ocorrência de eventos de precipitação de baixa recorrência e alta magnitude. Estes constituem importantes *inputs* de energia para as bacias hidrográficas, pois guiam a dinâmica fluvial e a mobilização de sedimentos. A região também tem sido palco de intensas transformações nos padrões de cobertura da terra que levaram à remoção da cobertura vegetal original e exposição dos mantos de alteração que, combinadas às configurações climáticas, criaram uma paisagem marcada pela intensa produção e mobilização de sedimentos. Neste cenário, o preenchimento dos vales engendra áreas de acumulação de sedimento onde predominam drenagens não canalizadas, como ocorre na bacia do Riacho Grande. O presente trabalho buscou caracterizar os diferentes tipos de feições geomórficas de uma paisagem não canalizada, bem como reconstruir sua evolução mediante a investigação de áreas-tipo. Neste sentido, foi elaborada uma tipologia de estilos de rios da bacia e mapas de cobertura da terra que foram associados às unidades morfoestratigráficas, no intuito de quantificar a dinâmica superficial predominante em cada tipo de cobertura. Para obter uma aproximação acerca da idade e evolução das formas deposicionais, foi aferida a taxa relativa de sedimentação através da determinação do teor de ^{210}Pb presente nos sedimentos. A partir de então foram identificados episódios de sedimentação de diferentes magnitudes e também de períodos de hiato no registro sedimentar analisados em conjunto com os dados climáticos disponíveis.

Palavras chave: ^{210}Pb . Tipologia Fluvial. Semiárido.

ABSTRACT

The Brazilian semiarid is an environment characterized by water stress, irregular rainfall regime and by a general occurrence of high magnitudes and low recurrence precipitation events. These are important energy inputs for river basins, as they guide river dynamics and sediment transport. The semiarid region has also experienced intense changes in land cover patterns that led to the removal of vegetation and soil exposure. Combined to climatic settings, it produced a landscape marked by valley fills deposits, which engenders an unchanneled landscape as in Riacho Grande basin. Therefore, the purpose of this work is to characterize the geomorphic features of an unchanneled landscape as well as reconstruct its evolution through of type-areas. Land cover maps were associated to geomorphic units in order to quantify the most important land cover changes in each compartment. The relative sedimentation rate was measured in order to obtain the approximate age of depositional landforms using the isotope ^{210}Pb activity on sediment cores. Sedimentation episodes of different magnitudes were identified as well as gaps on sedimentation were analyzed through available climatic data.

Key-words: ^{210}Pb . River Typology. Semiarid.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo.	44
Figura 2 - Mapas Hipsométrico e de Declividade.	45
Figura 3 - Mapa dos terrenos tectono-estratigráficos e principais granitos da Província Borborema.	46
Figura 4 - Arcabouço geológico da bacia do riacho Grande.	49
Figura 5 - Mapa de isoietas da bacia do Riacho Grande.	52
Figura 6 - Climogramas para os municípios da bacia e entorno.	53
Figura 7 - Mapa de Unidades de Paisagem.	55
Figura 8 - Mapa Hidrográfico.....	56
Figura 9 - Série Radioativa do ^{238}U	68
Figura 10 - Ciclo do ^{210}Pb	68
Figura 11 - Exemplo de tubo de coleta.....	69
Figura 12 - Separação do testemunho em intervalos de 3cm.	70
Figura 13 - Procedimentos de Laboratório. A – Filtração das amostras; B – Extração do ^{210}Pb nas colunas de troca iônica; C – Material precipitado; D – Precipitação das amostras em sistema Milipore.	71
Figura 14 - Mapa Geomorfológico da bacia do Riacho Grande.	73
Figura 15 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 1985.....	80
Figura 16 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 1999.....	81
Figura 17 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 2013.....	82
Figura 18 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 1985.	84
Figura 19 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 1999.	85
Figura 20 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 2013.	85
Figura 21 - Mapa de compartimentação fluvial.....	90
Figura 22 - Segmentos não confinados. 1 – Sítio Tapuia, A) Canal fluvial, B) Planície de inundação; 2 – Sítio Pedreiras, A) Vale preenchido, B) Canal fluvial.....	91

Figura 23 - Perfil Longitudinal do Riacho Araras	92
Figura 24 - Perfil Longitudinal do Riacho Constantino	93
Figura 25 - Perfil Longitudinal do Riacho Grande.....	95
Figura 26 - 1 - Segmento confinado do Riacho Grande, A) Canal fluvial, B) Margem rochosa; 2 – Segmento com leito rochoso.....	95
Figura 27 - Tipologia de canais para a Bacia do Riacho Grande	97
Figura 28 - Estilos Fluviais mapeados.....	98
Figura 29 - Cabeceira desarticulada.	101
Figura 30 - Cabeceira desarticulada	101
Figura 31 - Vale preenchido em confluência de drenagens; A - canal fluvial; B – limites do vale preenchido.....	102
Figura 32 - Leque terminal em frente de falha.	105
Figura 33 - Leque terminal em frente de falha. A – canais fluviais; B – limites do vale preenchido.	106
Figura 34 - Leque terminal em frente de falha. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.	106
Figura 35 - Leque em frente de falha e estocagem a montante de açude – Sítio Tapuia.	107
Figura 36 - Leque em frente de falha – Sítio Pedreiras.	108
Figura 37 - Coalescência de vales controlados por falha. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.	111
Figura 38 - Coalescência de vales preenchidos controlados por falha. 1 – setor leste; 2 – setor oeste.....	111
Figura 39 - Coalescência de vales controlados por falha.	112
Figura 40 - Vale preenchido por captura de drenagem de 1ª ordem. A – canais fluviais; B – limites do vale preenchido.....	115
Figura 41 - Vale preenchido por captura de drenagem de 1ª ordem. 1 – drenagens de primeira ordem; 2 – drenagens de primeira ordem e vale preenchido.....	115
Figura 42 - Vale preenchido com captura de drenagem de primeira ordem.	116
Figura 43 - Segmento parcialmente confinado.....	118
Figura 44 - Limite entre vale preenchido e canal confinado de leito rochoso. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido; C – soleira rochosa.....	121

Figura 45 - Canal confinado por margens rochosas. As setas indicam a direção do fluxo lateral e o tracejado indica os limites do canal.	121
Figura 46 - Segmento confinado por margem rochosa.....	122
Figura 47 - Canal confinado em margens sedimentares. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.	125
Figura 48 - Canal confinado em margem sedimentar. A seta indica a direção do fluxo.....	125
Figura 49 - Canal confinado em margem sedimentar.....	126
Figura 50 - Açudes preenchidos. Foto 1: A – canal fluvial; B – limites dos açudes preenchidos; C – barramento do canal. Foto 2: B – limites do açude preenchido; C – barramento do canal; D – canal fluvial limites do açude preenchido.....	129
Figura 51 - Açude preenchido.	130
Figura 52 - Pontos de coleta de testemunhos para datação.	135
Figura 53 - Atividades do ^{210}Pb para os perfis.	136
Figura 54 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho I.	139
Figura 55 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho II.....	142
Figura 56 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho III.....	144
Figura 57 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho IV.	146
Figura 58 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho IV.	149
Figura 59 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1940-1961.....	150
Figura 60 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1963-1985.....	151
Figura 61 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1993-2016.....	151
Figura 62 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1940-1961).	152
Figura 63 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1963-1985).	152
Figura 64 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1993-2016).	152

Figura 65 - Máximo de precipitação em 24 horas.	153
Figura 66 - Coeficiente de Correlação de Pearson e Coeficiente de Determinação entre os episódios de sedimentação e precipitação total (Pt), Índice de Anomalia de Chuvas (IAC), Índice de Anomalia de Chuva agrupado, Índice de Oscilação Sul (IOS), Índice de Oscilação Sul agrupado, máximo de precipitação em 24 horas por ano, máximo de precipitação em 24 horas por ano e quantidade de eventos extremos (maior ou igual a 50mm) por ano.	165

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Características de sistemas fluviais em ambientes semiáridos e em ambientes úmidos.....	38
Quadro 2 - Unidades de Paisagens da Bacia do Riacho Grande.	57
Quadro 3 - Unidades Morfoestratigráficas e Morfodinâmica correspondente	78
Quadro 4 - Distribuição percentual da área da bacia do riacho Grande sobre as unidades morfoestratigráficas	79
Quadro 5 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Cabeceiras Desarticuladas.	100
Quadro 6 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Cabeceiras Reafeiçoadas. .	100
Quadro 7 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Vales Preenchidos em Confluência de Drenagens.	103
Quadro 8 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Leques em Frente de Falha.	105
Quadro 9 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Coalescência de Vales Controlados por Falha.....	110
Quadro 10 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Vales Preenchidos por Captura de Drenagem de 1ª Ordem.	114
Quadro 11 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Parcialmente Confinado.....	117
Quadro 12 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Confinado por Margem Rochosa	120
Quadro 13 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Confinado em Sedimentos.....	124
Quadro 14 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Estocagens à Montante de Açude.	128
Quadro 15 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Açudes Preenchidos.....	129
Quadro 16 - Taxa de sedimentação e área de captação dos pontos de coleta.....	136

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Distribuição percentual da área ocupada pelas classes “Solo Exposto” e “Solo Exposto e Pastagem Degradada”, combinadas, por unidade morfoestratigráfica. 86
- Tabela 2 - Episódios Isolados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados..... 157
- Tabela 3 - Episódios Moderados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados..... 159
- Tabela 4 - Episódios Moderados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados..... 160
- Tabela 5 - Hiatos entre os episódios de sedimentação verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados. 162

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	REVISÃO TEÓRICA	20
2.1	PAISAGEM E ABORDAGEM SISTÊMICA EM GEOGRAFIA FÍSICA	20
2.2	DESCONEXÃO DA PAISAGEM E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SISTEMAS FLUVIAIS	22
2.2.1	Sistemas Fluviais	22
2.2.2	Noções de Equilíbrio, Estabilidade e Limiares de Mudança	24
2.2.3	O modelo interpretativo de transferência de sedimentos em cascata	27
2.2.4	Sensitividade e (des)conectividade da paisagem	28
2.2.5	Elementos de Desconexão	30
2.2.5.1	<i>Planícies de Inundação</i>	32
2.2.5.2	<i>Leques Aluviais e Floodouts</i>	33
2.3	O AMBIENTE FLUVIAL SEMIÁRIDO	34
2.3.1	O homem como agente da morfogênese em sistemas fluviais semiáridos	39
3	CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	43
3.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO	46
3.2	CONTEXTO CLIMÁTICO REGIONAL.....	48
3.3	UNIDADES DE PAISAGEM.....	53
4	MATERIAL E MÉTODOS	62
4.1	MAPEAMENTOS	62
4.2	COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIA FLUVIAL	63

4.3	TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS	64
4.3.1	Granulometria.....	64
4.3.1.1	<i>Granulometria de areias e cascalho</i>	<i>65</i>
4.3.1.2	<i>Granulometria de finos.....</i>	<i>66</i>
4.3.2	Geocronologia por 210Pb	66
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	72
5.1	COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO RIACHO GRANDE	72
5.1.1	O Contexto Morfoestrutural	72
5.1.2	As Unidades Morfoestratigráficas	75
5.2	DINÂMICA DE COBERTURA DA TERRA E MUDANÇAS NA PAISAGEM	76
5.3	ESTILOS FLUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE: COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIA FLUVIAL	87
5.3.1	Compartimentação Fluvial.....	88
5.3.2	Tipologia de canais na Bacia do Riacho Grande.....	96
5.3.2.1	<i>Cabeceiras de Drenagem</i>	<i>99</i>
5.3.2.2	<i>Vales Preenchidos em Confluência de Canais</i>	<i>102</i>
5.3.2.3	<i>Leques em Frente de Falha</i>	<i>104</i>
5.3.2.4	<i>Coalescência de Vales Preenchidos Controlados por Falha.....</i>	<i>109</i>
5.3.2.5	<i>Vale Preenchido por Captura de Drenagem de 1ª ordem.....</i>	<i>113</i>
5.3.2.6	<i>Canal Parcialmente Confinado.....</i>	<i>117</i>
5.3.2.7	<i>Canal Confinado por Margens Rochosas</i>	<i>119</i>
5.3.2.8	<i>Canal Confinado em Depósitos Sedimentares</i>	<i>123</i>

5.3.2.9 Depósitos com Controle Antrópico: Estocagem à Montante de Açudes e Açudes Preenchidos	127
5.4 GEOCROLOGIA POR 210PB	133
5.4.1 Descrição das colunas estratigráficas	137
5.4.1.1 Sítio Jordão	137
5.4.1.2 Sítio Tapuia 1	140
5.4.1.3 Sítio Tapuia 2	143
5.4.1.4 Sítio Pedreiras	145
5.4.1.5 Riacho Grande.....	147
5.4.2 Interpretação das idades: o contexto climático	150
5.4.3 Episódios de sedimentação na Bacia do Riacho Grande	155
5.4.3.1 Episódios Isolados.....	156
5.4.3.2 Episódios Moderados	158
5.4.3.3 Episódios Generalizados.....	160
5.4.3.4 Hiatos no Registro Sedimentar.....	161
5.4.4 Interpretação da geocronologia	163
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	168
REFERÊNCIAS	170

1 INTRODUÇÃO

A maior parte do interior da região Nordeste do Brasil se encontra no domínio do clima semiárido, caracterizado pela deficiência hídrica e regime de precipitação irregular, onde podem ocorrer longos períodos secos entremeados por períodos úmidos, em geral, de menor duração. Neste cenário existe uma tendência geral à ocorrência de eventos de precipitação de baixa recorrência e alta magnitude, que constituem inputs de energia fundamentais à escultura das formas de relevo. Tais entradas de energia são particularmente importantes para as bacias hidrográficas, pois guiam a dinâmica fluvial e a mobilização de sedimentos nestes sistemas geomorfológicos. Desta maneira, a operação de processos de transferência de sedimentos é espasmódica e o regime fluvial das bacias de menor ordem é efêmero. O semiárido brasileiro também tem sido palco de intensas transformações nos padrões de cobertura da terra que, em muitos casos, levaram à remoção completa ou transformação da cobertura vegetal original e exposição dos mantos de alteração. A combinação das configurações climáticas e de cobertura da terra, criaram uma paisagem marcada pela intensa produção e mobilização de sedimentos que preenchem os vales, engendrando áreas de acumulação de sedimento onde predominam drenagens não canalizadas.

Neste cenário está a bacia do Riacho Grande, localizada no estado da Paraíba, majoritariamente no município de Manaíra. Com suas cabeceiras no setor NW do maciço da Serra da Baixa Verde, integrante do Planalto da Borborema, e exutório sobre a Depressão Sertaneja. O arcabouço geológico da bacia é dado pelo contato entre os granitoides que estruturam o maciço e as rochas metamórficas circundantes. Este contato apresenta-se na forma de patamares estruturais limitados por falhas e zonas de cisalhamento que condicionam a geometria do relevo e constituem um elemento fundamental na individualização de unidades de paisagem. Em seu arcabouço geológico se destaca ainda o enxame de diques de Manaíra-Princesa Isabel, composto por intrusões sieníticas que se expressam na paisagem, ora como altos topográficos, ora como soleiras rochosas. A bacia é marcada por um regime fluvial efêmero e pela presença de vales entulhados, onde se encontram as drenagens não canalizadas.

Por esta razão, o presente trabalho buscou caracterizar os diferentes tipos de feições geomórficas em uma paisagem não canalizada, considerando a existência de uma variedade

de ambientes deposicionais no sistema fluvial. Em seguida, buscou-se elaborar modelos qualitativos de evolução mediante a investigação de áreas-tipo. Para tanto, foi aplicada uma tipologia de estilos de rios com base na proposta teórico-metodológica de Brierley & Fryirs (2005). Sabendo-se que a operação de processos superficiais está submetida a controles climáticos e pressões antrópicas que se modificam ao longo do tempo, foram confeccionados mapas de cobertura da terra em sequência temporal. As formas de cobertura foram associadas a um mapa de unidades morfoestratigráficas, no intuito de quantificar a dinâmica superficial predominante em cada tipo de cobertura. Para obter uma aproximação mais realista acerca da idade e evolução das formas deposicionais, foi aferida a taxa relativa de sedimentação através da determinação do teor de ^{210}Pb presente nos sedimentos, a partir do estabelecimento da concentração do ^{210}Pb em função da profundidade de coleta das amostras.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 PAISAGEM E ABORDAGEM SISTÊMICA EM GEOGRAFIA FÍSICA

A Geografia Física, enquanto subdivisão da Geografia, trata dos aspectos físicos das organizações espaciais, buscando a compreensão das relações entre os atributos físicos das paisagens e seus respectivos processos, bem como o impacto humano sobre eles (CHRISTOPHERSON, 1994 apud CORRÊA, 2005 p.171).

Por muito tempo a ideia de paisagem esteve ligada às representações da natureza, surgida do sentimento estético originário da contemplação do mundo real. Segundo Besse (2006), mesmo sendo uma dimensão do visível, a paisagem é resultado de uma produção, da qual a percepção humana inicialmente só capta a aparência externa. Desta forma, caberia ao geógrafo tentar ultrapassar esta exterioridade para compreender sua organização e funcionamento.

Com a evolução da Geografia, este termo passa a adquirir sentido não apenas artístico, mas também científico, o que se deve, em grande parte, às contribuições trazidas por Humboldt em sua busca pela compreensão de relações causais (MONTEIRO e CORREA, 2014). Neste sentido, Besse (2006) coloca que a análise geográfica da paisagem está relacionada com o conceito de fisionomia, com as características de determinada paisagem e com o que a diferencia, tomando um caráter mais realista e objetivo, que vai além de uma aparência sensível. O autor ressalta ainda que, ao considerar a fisionomia da paisagem para compreendê-la além de seus aspectos exteriores, atribui-se a ela uma “*densidade ontológica própria*”, sendo necessário compreendê-la como uma “*totalidade expressiva*” (BESSE, 2006).

Nesta perspectiva, Bertrand (2004) define que, a paisagem enquanto categoria de análise geográfica, perpassa a dimensão estética, sendo um conjunto próprio de combinação dinâmica de elementos em determinada porção do espaço reagindo uns sobre os outros. Deste modo uma abordagem sintética seria necessária para compreender este conjunto dinâmico e indissociável de interações, o que Vitte (2007) admite como uma herança humboldtiana.

Seguindo a sintonia holística de que a paisagem é um conjunto de elementos em interação dinâmica, Ab'Saber (2003) acrescenta a ela um caráter evolutivo quando admite que sua concepção também se dá a partir de limites temporais. Besse também se refere à temporalidade na constituição das paisagens quando coloca que elas são “a expressão evolutiva de um sistema de causas também evolutivas” (BESSE, 2006, p. 66).

A formulação e desenvolvimento da Teoria Geral dos Sistemas trouxe para as ciências uma forma de compreender fenômenos em sua totalidade, mas também considerando as suas particularidades. Para a Geografia a contribuição do paradigma sistêmico, em sintonia com o caráter integrador presente desde os trabalhos de Humboldt, forneceu bases teórico-metodológicas para uma compreensão das paisagens enquanto conjuntos de atributos inter-relacionados. Segundo Vitte (2007), o espaço passa a ser visto como um conjunto estruturado de atributos cujas relações criam uma inteireza que não se encontraria quando desagregado. Portanto, para Correa (2005) é possível afirmar que o arcabouço metodológico da Geografia Física contemporânea deriva da Teoria Geral dos Sistemas, conforme sua inserção na disciplina a partir da contribuição basilar de Chorley & Kennedy (1971).

Em seus trabalhos utilizando a abordagem sistêmica à luz da Geografia Física, Christofolletti traz um apanhado de definições e tipologias de sistemas. Segundo ele, um sistema, pode ser considerado como um “conjunto de elementos e de interações entre eles” (CHRISTOFOLETTI, 1999, p.4). Em uma outra definição de sistema proposta por Haigh (1985) e trazida por Christofolletti diz que:

Um sistema é a totalidade que é criada pela integração de um conjunto estruturado de partes componentes, cujas inter-relações estruturais e funcionais criam uma inteireza que não se encontra implicada por aquelas partes componentes quando desagregadas (apud CHRISTOFOLETTI, 1999, p.05).

O autor ressalta que, para a Geografia Física, os sistemas de interesse são aqueles que possuem características espaciais e que se materializam em panoramas paisagísticos perceptíveis (CHRISTOFOLETTI, 1990), possibilitando considerar a categoria paisagem trabalhada na Geografia Física sob a abordagem sistêmica.

Na classificação dos sistemas proposta por Chorley e Kennedy (1971) se destacam os sistemas processo-resposta, resultantes da combinação entre sistemas morfológicos e sistemas

em cascata. O funcionamento destes sistemas admite que processos são capazes de gerar ou alterar formas em decorrência da existência de um equilíbrio entre ambos. Isto se dá através de reajustes das variáveis do sistema em busca de um novo estado de equilíbrio. Graf (1988) sintetiza o significado geomorfológico dos sistemas de processo-resposta como sendo uma “combinação através da qual arranjos de massa e energia são transmitidos em cascata através de elementos de sistemas morfológicos” (p.32, tradução nossa). A análise deste tipo de sistema se baseia na identificação das relações entre processos atuantes e as formas que deles resultam, considerando que alterações nos inputs recebidos podem refletir nas formas e vice-versa.

Dentre a série de inputs que formam processos deve-se ressaltar que as ações antrópicas podem agir sobre variáveis-chave e desencadear processos capazes de gerar modificações nas respostas morfológicas dos sistemas.

Na Geomorfologia, a influência da Teoria Geral dos Sistemas e a noção de equilíbrio dinâmico tiveram o papel de direcioná-la para o estudo de modelos de processo-resposta na escala dos próprios processos (CORRÊA, 2005). Para Monteiro e Correa (2014) a abordagem sistêmica trouxe uma remodelagem para a Geografia Física, que se limitava anteriormente à taxonomia e sistematização da paisagem. Isto pode ser evidenciado na concepção de Christopherson (2000), que considera a paisagem como um sistema aberto, variável e dependente de inputs e outputs de matéria e energia.

2.2 DESCONEXÃO DA PAISAGEM E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SISTEMAS FLUVIAIS

2.2.1 Sistemas Fluviais

A análise de processos espaciais pautados na abordagem sistêmica da paisagem considera a existência de uma organização espacial nos sistemas ambientais, constituindo uma abordagem integrativa capaz de alcançar diversos níveis de interação entre os atributos e variáveis dos sistemas (CORRÊA, 2005) tornando-se essencial à compreensão dos processos que operam

nos sistemas ambientais e de como eles produzem formas de organização que refletem a resposta do sistema às alterações.

Sob o paradigma sistêmico de análise da paisagem, as bacias hidrográficas podem ser consideradas como sistemas fluviais, dado que são compreendidas como uma área da superfície terrestre que drena água e sedimentos para uma saída comum (COELHO NETTO, 1998). Se tratada como um sistema fluvial, entende-se que uma bacia é uma entidade única cujo funcionamento depende da existência de *inputs* e *outputs* de matéria e energia e também das inter-relações entre os atributos ou variáveis constituintes de cada uma. A compreensão das relações de *inputs* e *outputs* nos sistemas fluviais, portanto, representa uma ferramenta para a compreensão de como os processos superficiais modelam sua dinâmica evolutiva.

Dentro do escopo da geomorfologia, matéria e energia são considerados primordialmente como água e sedimentos e, por esta razão, a análise de relações entre erosão e acumulação de sedimentos nos sistemas fluviais depende fundamentalmente do regime de chuvas prevalente em uma dada área, visto que a precipitação pluvial representa o principal *input* de energia nesses sistemas. Assim sendo, ao tratar uma bacia como um conjunto organizado, compreende-se que alterações nos *inputs* deste sistema poderão ser refletidas em seus *outputs*. Estes, a seu turno, estão subordinados à forma e funcionamento do sistema, podendo se diferenciar entre si, o que para Chorley & Kennedy (1971) pode se dar pela evacuação de matéria e energia, ou se refletir em modificações na sua forma.

A teoria de sensibilidade de paisagens segue a perspectiva de que *inputs* são responsáveis potenciais por distúrbios nos sistemas, podendo se refletir em modificações na sua forma. Em suas proposições iniciais sobre a sensibilidade, Brunsten & Thornes (1979) consideram que os sistemas ambientais são sistemas de processo-resposta em que, para dado conjunto de condições ambientais, a operação de processos constantes produz uma tendência de gerar formas características ao longo do tempo (CHORLEY & KENNEDY, 1971). Christofolletti (1999) ressalta que alterações nas entradas em sistemas geomorfológicos processo-resposta são proporcionalmente compensadas por ajustes que os mantêm em um estado de auto-regulação contínua.

A ideia de que processos são capazes de gerar formas de ajuste características é válida quando considerada em termos de proporções. No entanto, a geração de determinados tipos de formas em decorrência de tipos de processos em operação no sistema ocorre de modo muito mais

complexo em sistemas naturais. As formas resultantes de ajustes do próprio sistema dependem de uma gama de fatores, principalmente daqueles relativos ao arranjo de seus atributos e funcionamento, bem como da magnitude e frequência dos *inputs* para o sistema, de maneira tal que alterações nos *inputs* nem sempre causarão alterações nos *outputs* ou modificações nas configurações dos sistemas. Isto decorre da existência de limiares que governam a magnitude e frequência de entradas necessárias à ocorrência de alterações morfológicas.

2.2.2 Noções de Equilíbrio, Estabilidade e Limiares de Mudança

A utilização do termo “estabilidade” faz referência a componentes específicos do sistema e não ao sistema como um todo e frequentemente se funde com o termo “equilíbrio” - já muito utilizado na Geomorfologia - que reflete a capacidade de um sistema manter seu padrão de organização geral quando submetido a perturbações (MATTOS & PEREZ FILHO, 2004). Neste contexto, Bracken e Wainwright (2012) colocam que o uso do termo equilíbrio tem gerado interpretações um tanto confusas, sobretudo “se este termo faz referência a processos e/ou formas da paisagem” (p. 29, tradução nossa). O estado de equilíbrio dos sistemas nem sempre se configura como um estado de equilíbrio estático (*steady-state*) devido às oscilações na magnitude e frequência das forças aplicadas sobre eles. Segundo Bracken e Wainwright (2012), a natureza complexa e multivariada de sistemas geomorfológicos faz com que, em termos dinâmicos, não se possa assumir *a priori* que eles exibirão necessariamente um comportamento equilibrado. Deve ser considerada ainda a possibilidade dos sistemas apresentarem uma dinâmica de funcionamento que seja capaz de absorver as modificações causadas por tais oscilações de forma a preservar suas características geomórficas inalteradas (CHRISTOFOLETTI, 1999; BRACKEN e WAINWRIGHT, 2012).

Christofoletti (1999) distingue o conceito de resistência e resiliência, onde, segundo ele: “Resistência é a capacidade do sistema permanecer sem ser afetado pelos distúrbios, de modo que flutuações nas forças controladoras não causam alterações no sistema” enquanto “a resiliência reflete a capacidade do sistema em retornar às suas condições originais após ser afetado pela ação de distúrbios externos, absorver mudanças, que permitem certo grau de flutuações no estado de ajuste final em torno das condições iniciais” (p. 114). Ambos os

conceitos representam características que os sistemas podem apresentar em maior ou menor grau, guiando o seu limiar de alteração e a magnitude de mudanças que ocorrem quando estes limiares são ultrapassados. WOLMAN e MILLER (1960) utilizam uma perspectiva semelhante quando consideram que o resultado de um processo não depende somente da magnitude da força aplicada sobre um sistema, mas também da frequência da aplicação, para eles existe uma frequência particular na qual a maioria do trabalho geomorfológicamente efetivo ocorre.

A possibilidade de haver manutenção do estado de equilíbrio de um sistema mesmo com flutuações nas suas forças controladoras já se apresentava nos trabalhos de Hack (1973) na tentativa de explicar a evolução do relevo conquanto um balanço entre forças opostas que atuam na mesma proporção para produzir um estado estável através de um ajuste entre variáveis.

Uma ideia chave para a compreensão das modificações nos sistemas é a da existência de limiares. A esse respeito, admite-se a existência de forças de distúrbio e resistências que, agindo reciprocamente, geram os processos geomorfológicos. No momento em que essas forças e resistências se equivalem um limiar de mudança é alcançado (GRAF, 1979b apud GRAF, 1988). Nesta perspectiva, quando as forças de distúrbio (BRUNSDEN, 2001) excedem a resistência, um processo capaz de gerar mudanças no sistema é gerado (GRAF, 1988; BRUNSDEN, 2001). A esse respeito Graf (1988) coloca ainda que “eventos de precipitação de mesma magnitude nem sempre irão extrair a mesma resposta da mesma bacia de drenagem” (p. 52), apresentando uma variabilidade que pode ser de origem espacial ou temporal, conforme afirma a seguir:

A energia disponível de uma dada chuva será a mesma, não importa o que aconteça, mas a resistência àquela chuva varia com o tempo. Ocorrerá maior erosão apenas quando o evento ocorrer em um tempo em que o fator de resistência representado pelo gradiente do canal, tamanho das partículas, ou vegetação é menor do que a força disponível. Limiares também variam através do espaço, então o mesmo evento de precipitação pode causar uma grande erosão nos canais de uma bacia enquanto uma resposta diferente é estimulada em uma bacia similar (p. 52, tradução nossa).

Esta afirmação destaca a importância dos atributos dos sistemas e suas interações, que os configuram de modo particular, de modo que seu funcionamento e, conseqüentemente, sua

resposta aos processos gerados pelas chamadas forças de distúrbio (BRUNSDEN, 2001) são também influenciados pelas infinidades de componentes que formam o sistema.

A existência e magnitude dos limiares de alteração dos sistemas estão subordinadas ao caráter e comportamento destes, que por sua vez estão inter-relacionados com o nível de interação entre os seus atributos. Portanto, é possível assumir que um sistema é capaz de absorver as forças de distúrbio aplicadas sobre ele, desde que a magnitude destas forças não ultrapasse o limiar de alteração deste sistema (SCHUMM, 1977). Para Schumm (1977), “um dos principais problemas é saber sob quais condições de *stress* haverá uma mudança dramática no sistema geomorfológico com mudanças significativas na paisagem” (p.7). Este problema se deve à natureza complexa e multivariada dos sistemas ambientais de modo geral, onde se admite a existência de um complexo de limiares que coexistem nestes sistemas. No entanto, Graf (1988) coloca que há necessidade de se fazer simplificações para a compreensão destes complexos de limiares no funcionamento dos sistemas:

É improvável que a operação de sistemas possa ser caracterizada por uma única função que identifica um limiar, mas simplificações podem ser úteis para o pesquisador desde que exista um reconhecimento de que muitas variações são de se esperar por causa das partes do sistema que são ignoradas na análise (p. 51, tradução nossa).

Ainda é necessário ressaltar que, além de partes dos sistemas que podem ser ignoradas devido à existência de um complexo de limiares em sistemas ambientais e a utilidade de simplificações, é necessário que haja uma avaliação da conexão entre suas partes. Schumm (1979) classifica os limiares em intrínsecos e extrínsecos, que são definidos em relação ao tipo de variável que causa as modificações. O autor classifica ainda os limiares em geomorfológicos como: “Um limiar de estabilidade das paisagens que é excedido tanto por modificações intrínsecas da própria forma ou por uma mudança progressiva de determinada variável externa” (SCHUMM, 1979, p. 488).

A respeito da discussão acerca do equilíbrio em sistemas geomorfológicos, Bracken e Wainwright (2012) ressaltam, portanto, que a demonstração da existência de paisagens em equilíbrio - incluindo-se aqui a diversidade de estados [dos sistemas] considerados genericamente como equilibrados, “depende da definição do estudo em relação a uma

definição constante e precisa, e a coleta de dados de alta qualidade e multivariados em relação a representações bem interpretadas de relações de processos” (p. 29, tradução nossa). Esta afirmativa surge agregada à admissão de que os sistemas apresentam uma variedade de comportamentos que podem ser considerados como equilibrados e vincula a noção de equilíbrio e estabilidade às escalas temporais e espaciais em que são trabalhados.

2.2.3 O modelo interpretativo de transferência de sedimentos em cascata

Modelos de sedimentação em cascata são aqueles que admitem a continuidade no transporte de sedimentos em um sistema geomorfológico, desde as encostas para os canais e longitudinalmente dentro dos canais. Este transporte sequencial se dá até que seja atingido o nível de base, onde os materiais são acumulados em uma sequência estratigráfica dependente dos processos geomorfológicos atuantes. Nistor (1996) define uma cascata de sedimentos como uma série de transferências de sedimentos através da qual estes são estocados no exutório de uma bacia.

Lang & Honscheit (1999) definem o modelo interpretativo de sedimentação em cascata como uma onda de sedimentos que preenche pequenas bacias de acumulação presentes em um sistema geomorfológico onde estes permanecem estocados até que ocorra um input de energia capaz de obliterar os estoques e mobilizar os materiais antes aprisionados até o nível de base. Assim, os autores admitem a existência de desconexões do modelo em cascata, mas consideram a ocorrência de novos inputs capazes de superar o limiar de alteração destas áreas de retenção e dar continuidade à mobilização dos sedimentos até o nível de base.

Entretanto, em ambientes em que os inputs climáticos são irregulares e pulsatórios, nem sempre o modelo em cascata ocorre completamente. Nestes cenários, grandes discrepâncias no balanço entre erosão e distribuição de sedimentos podem ser comuns, de modo que nem todo material produzido consegue atingir o nível de base e a evacuação das áreas de acumulação não é completa. Assim, o modelo em cascata pode ser incompleto dentro uma longa escala temporal, mantendo a desconexão das paisagens inseridas em tais cenários.

2.2.4 Sensitividade e (des)conectividade da paisagem

Frequentemente abordado na Geografia Física e em Geomorfologia, o termo sensitividade da paisagem muitas vezes se funde ao conceito de sensibilidade e permeia temas vinculados à estudos do meio ambiente. O conceito de sensitividade abordado aqui considera a “probabilidade de uma dada mudança nos controles de um sistema ou as forças aplicadas sobre ele produzir uma resposta sensível, reconhecível e persistente” (BRUNSDEN 2001, p.99, tradução nossa) e está vinculado à estabilidade da paisagem, que pode ser definida em função da distribuição temporal e espacial de forças de distúrbio e resistência e pode ser medida pela proporção da magnitude das forças de distúrbio e da magnitude e eficiência do limiar de mudança, a partir do qual o sistema passa a ter respostas perceptíveis (BARROS et al., 2010).

Em um sistema geomorfológico, forças de distúrbio representam a aplicação de energia de um controle climático, tectônico ou antrópico sobre sua estrutura morfológica (BRUNSDEN, 2001). Estas forças podem ser capazes de causar modificações na paisagem caso sejam capazes de ultrapassar o limiar de mudança do sistema em questão. Admite-se também a existência de forças de resistência, que representam a capacidade de o sistema manter sua estabilidade frente a forças de distúrbio e estão subordinadas ao seu limiar de mudança, que responde às suas especificações como grau de estabilidade e conectividade dos compartimentos geomorfológicos. Ambas as forças atuam juntas e, quando as forças de distúrbio excedem as de resistência, um processo capaz de gerar mudanças no sistema é gerado (GRAF, 1988; BRUNSDEN, 2001). Dadas as variações temporais entre a atuação destas forças, Graf (1988) pontua que “eventos de precipitação de mesma magnitude nem sempre irão extrair a mesma resposta da mesma bacia de drenagem” (p.52), o que reflete a complexidade da atuação dos controles que interagem na dinâmica evolutiva das paisagens geomorfológicas.

A propagação de forças de distúrbio depende da existência ou não de ligações dentro de um sistema fluvial/geomorfológico. Brunsdén (2001) classifica estas ligações como *Coupled*, (acopladas) onde existe a livre transmissão de energia e matéria no sistema; *Decoupled*, (desacopladas) onde a transmissão de matéria e energia se encontra temporariamente interrompida; e ainda *Not Coupled*, (não acoplada) onde não há nenhuma ligação entre partes

do sistema. Quando partes de um sistema se encontram interligadas, os efeitos dos eventos geradores de forças de distúrbio podem ser propagados ao longo do sistema, que buscará se ajustar a novas condições. Onde as ligações se encontram interrompidas, seja temporariamente ou permanentemente, os efeitos das forças de distúrbio são espacialmente restritos e os sistemas têm maior probabilidade de se ajustar uniformemente (HARVEY, 2001). O conceito de ligação trazido por Brunsten & Thornes (1979) e Brunsten (2001) no contexto da sensibilidade da paisagem forneceu uma base para a elaboração e compreensão da (des)conectividade da paisagem, admitindo a existência de situações em que as ligações se encontram interrompidas pelas chamadas barreiras de transmissão (tradução nossa), ou seja, situações onde existe uma desconexão ou desconectividade entre compartimentos de um sistema geomorfológico.

A conectividade de paisagens é um conceito chave a ser considerado na compreensão da dinâmica de transporte e estocagem de sedimentos dentro de um sistema fluvial. Segundo BRIERLEY et al. (2006), a conectividade é a possibilidade de interação e circulação de energia e matéria entre os compartimentos geomorfológicos da paisagem.

A partir da interação entre estes compartimentos é possível compreender os sistemas fluviais como sistemas essencialmente geomorfológicos e, a interação entre compartimentos, neste caso, se dá através dos fluxos que transportam sedimentos. A operação destes fluxos por sua vez está subordinada a controles climáticos, geomorfológicos e de cobertura da terra em diversos níveis espaço-temporais. Brierley et al. (2006) e Fryirs et al. (2007) consideram a (des)conectividade como resultante de processos geomorfológicos subordinados às características da bacia em que estão inseridos e que, do mesmo modo, as respostas geomorfológicas à alteração variam de bacia para bacia. Assim, a propagação de respostas capazes de gerar alterações geomorfológicas nesses sistemas fluviais depende da conectividade entre compartimentos adjacentes e de como eles se ajustam entre si, o que muda ao longo do tempo (BRIERLEY et al., 2006).

Compartimentos conectados, onde há livre circulação de água e sedimentos, estão sujeitos a alterações desencadeadas por forças de distúrbio geradas à montante enquanto que compartimentos desconectados, onde a circulação de água e sedimentos encontra-se total ou parcialmente interrompida por algum elemento de desconexão, os efeitos das forças de distúrbio geradas à montante são mínimos (BRIERLEY et al., 2006). Neste sentido, Harvey (2001) coloca que a natureza e continuidade de ligações são controladas por processos

distintos em posições distintas de uma bacia, podendo estar conectados ou desconectados em diferentes períodos de tempo. Desta maneira, analisar as conexões e desconexões em uma bacia envolve compreender suas modificações temporais e espaciais.

Considerando-se a possibilidade de existirem impedimentos ao transporte de água e sedimentos em uma bacia nas diversas escalas temporais e espaciais, é possível assumir que nem sempre os registros sedimentológicos presentes no nível de base representam a história dos eventos de distúrbio das áreas à montante. Assim, Fryirs et al. (2007) colocam que “qualquer fator que impede o transporte de sedimentos, impede a distribuição de sedimentos para o exutório de uma bacia”, de modo que “a distribuição de áreas de estocagem de sedimentos e a frequência com que os sedimentos são adicionados ou removidos refletem o grau de conectividade e desconectividade” (p.299, tradução nossa).

2.2.5 Elementos de Desconexão

Impedimentos à movimentação de sedimentos dentro em uma bacia, os chamados elementos de desconexão, interrompem parcial ou totalmente fluxos de água e sedimentos e, por conseguinte, determina o quão uma instabilidade geomorfológica pode ser propagada na bacia, moldando a direção e o ritmo das mudanças geomorfológicas. A desconexão gerada por estes impedimentos pode ser alterada em escalas espaço-temporais distintas, refletindo a facilidade e frequência com que estas formas podem ser rompidas e retrabalhadas (FRYIRS et al., 2007). Isto reforça a importância do reconhecimento da existência de limiares de mudança que governam as respostas do sistema aos eventos geradores de distúrbios. Brierley et al., (2006) e Fryirs et al. (2007) diferenciam os impedimentos de acordo com o tipo de ligação que interrompem, podendo ser longitudinais, laterais e verticais. Ligações longitudinais representam interações dentro da rede de canais entre alto curso e baixo curso ou entre canal secundário e canal principal, as ligações laterais envolvem interações dos canais com a paisagem ao redor, seja entre canais e planícies de inundação ou entre canais e encostas. As ligações verticais, por sua vez, dizem respeito às interações entre superfície e subsuperfície, vinculadas à textura do leito e regime de transporte no canal. Os autores classificam tais impedimentos com o tipo de ligação que interrompem, ou seja, de acordo com sua posição na

paisagem. Deste modo, “*Buffers*”, “*Barries*” e “*Blankets*” funcionam como elementos de desconexão lateral, longitudinal e vertical, respectivamente.

A desconexão lateral é definida como aquela em que são apresentados impedimentos aos fluxos de água e sedimento das encostas para a rede de canais em que os materiais oriundos das encostas não são capazes de atingir a rede de canais em decorrência da presença de impedimentos entre a baixa encosta e os canais ou ainda na confluência de canais tributários e principais. Estes impedimentos se expressam na paisagem pela presença de formas como bolsões de planícies de inundação, leques coluviais, ou por *knickpoints* nas encostas que formam concavidades onde os sedimentos são acumulados.

A desconexão longitudinal é aquela que ocorre dentro da própria rede de canais, em que o transporte de água e sedimentos é interrompido longitudinalmente entre canais tributários e canais principais, entre cabeceira e exutório, guiando a capacidade de transferência ou estocagem de sedimentos dentro dos vales (BRIERLEY et al., 2006). Impedimentos a ligações longitudinais, como barras e soleiras rochosas, podem influenciar no nível de base local ou no perfil longitudinal dos canais, ocasionando discontinuidades locais no transporte de sedimentos que podem ser aprisionados à montante dos impedimentos e, em fases de alta energia, são removidos. Brierley et al. (2006) ressaltam a existência de trechos em que a configuração do vale, em contrapartida, favorece a mobilização de água e sedimentos ao longo dos canais, como aqueles onde se verifica um aumento no gradiente ou aqueles cuja rugosidade do leito é baixa, por exemplo.

A desconexão vertical, menos evidente na paisagem, é aquela em que ligações entre superfície e subsuperfície são interrompidas e, portanto, é mais comumente observada na chamada zona hiporréica, que ocorre “abaixo do leito e margens dos rios” (FRYIRS & GORE, 2013, p. 112, tradução nossa). Os autores pontuam que nesta zona se dão os intercâmbios entre águas superficiais e subsuperficiais que guiam transformações biogeoquímicas da água e que as trocas que ocorrem nesta zona são dependentes das configurações da estrutura física e sedimentológica dos canais, de modo tal que são mais efetivas em rios de leito cascalhoso (FRYIRS & GORE, 2013). O estabelecimento de formas de desconexão vertical pode se dar através do suprimento de materiais finos que, em rios de baixa energia, podem formar *sediment slugs*, que ao reduzir a heterogeneidade do leito e reduzir a variedade topográfica necessária para que haja a produção de diferenças de pressão que guiam as trocas envolvidas na zona hiporréica. Em rios em que o aporte de sedimentos é elevado, a desconexão se dá

através da redução da porosidade do leito decorrente do preenchimento intersticial por sedimentos e conseqüente redução da troca de água entre superfície e subsuperfície. Nestas situações, materiais finos são depositados sobre o leito ou barras arenosas e preenchem os interstícios entre os clastos (FRYIRS & GORE, 2013; GARTNER *et al.*, 2012).

2.2.5.1 Planícies de Inundação

As planícies de inundação são feições geomorfológicas definidas como superfícies adjacentes aos canais fluviais, separadas destes pelas margens e formadas por materiais oriundos do transporte fluvial que são depositados quando, em fases de enchente, o fluxo extravasa o canal (GRAF, 1988; SUGUIO, 1998). Admite-se assim, que as planícies de inundação são feições que guardam registros de eventos de magnitude elevada que conduziram ao extravasamento. Os sedimentos que compõem as planícies de inundação, portanto, se encontram inacessíveis aos processos fluviais em curso durante fases de fluxo normal, necessitando que haja a atuação de eventos que produzam fluxos de alta magnitude para que estas formas sejam retrabalhadas e até mesmo removidas da paisagem (BRIERLEY & FRYIRS, 2005). Por esta razão, Daniels (2003) coloca que elas registram condições geomorfológicas e hidrológicas pretéritas dada à preservação de materiais derivados de enchentes em sua arquitetura deposicional.

As planícies de inundação formadas em ambientes semiáridos, caracterizados pela efemeridade de seus cursos fluviais, geralmente diferem morfológica e sedimentologicamente daquelas formadas em ambientes úmidos, onde os cursos fluviais são perenes. Aquelas formadas em regimes efêmeros são caracterizadas pela atuação de fluxos instáveis e não uniformes que, somados a possíveis perdas de energia à jusante podem resultar em padrões distintos de transporte e deposição (DANIELS, 2003).

O processo de morfogênese e a forma resultante de planícies de inundação são subordinados ao caráter e comportamento dos rios que as formam, de modo tal que elas são dependentes da quantidade e granulometria de sedimentos disponíveis, da energia que o canal possui para transportar estes sedimentos e também da existência de espaço de acomodação para que haja acumulação (BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008). Deste modo, modificações nestas variáveis são capazes de gerar modificações nas planícies até mesmo sua remoção.

Diferentes tipos de processos levam à formação das planícies de inundação, a saber: acreção lateral e acreção vertical, ou ainda uma combinação de ambos. O primeiro processo se dá pela deposição de sedimentos como barras em pontão que são gradativamente incorporadas às planícies na medida em que há a migração lateral dos canais. Neste caso, os sedimentos em tela representam aqueles transportados como carga de fundo e, por isso, possuem a textura grossa (NANSON & CROKE, 1992; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008). Já o processo de acreção vertical, mais conhecido, se dá pela deposição dos materiais transportados como carga suspensa quando do extravasamento do fluxo. A deposição destes materiais ocorre devido à perda de energia do fluxo ao ultrapassar as margens, quando a diminuição da profundidade e aumento da rugosidade de fundo juntamente com o aumento das superfícies de contato reduz a velocidade do fluxo e uma fina camada de sedimento é depositada (NANSON & CROKE, 1992; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008; GUPTA, 2011). Assim, verifica-se uma diminuição lateral na textura das partículas de modo que somente aquelas muito finas são carreadas até a borda da superfície inundada.

Além dos processos vigentes em ambientes fluviais, as planícies de inundação podem ser influenciadas por processos que atuam no domínio das encostas. Neste sentido, Bigarella & Suguio (1969) ressaltam que o preenchimento da planície pode se dar por uma sucessão sedimentar de origem múltipla, composta de materiais aluviais e lobos colúvio-aluvionares que se interdigitam com depósitos de inundação. No entanto, as interações entre estas feições essencialmente aluviais com processos de encosta podem variar com a largura dos vales, sendo mais intensas em cenários em que o vale é estreito e tendem a diminuir na medida em que estes se alargam (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

Muitas vezes estas superfícies deposicionais podem não aparentar uma origem aluvial por não apresentarem um canal fluvial propriamente dito, no entanto são formadas por sedimentos aluviais e possuem uma morfologia predominantemente plana, caracterizada pela atuação de fluxos em lençol (“*sheet flow*”). A deposição em lençol, portanto, possui caráter episódico, ocorrendo durante ou logo após eventos de chuvas de grande magnitude (DANIELS, 2003), o que é comum em ambiente semiárido.

2.2.5.2 – *Leques Aluviais e Floodouts*

Os *floodouts* são formas deposicionais que se caracterizam pela morfologia em lobo situada em segmentos finais de canais fluviais. Sua gênese, diferentemente dos leques, está associada a situações de baixo gradiente em que os rios se tornam incapazes de transportar toda sua carga sedimentar ou manter a continuidade do canal. Isto gera um colapso na drenagem e passa a ocorrer a deposição em formato de leque (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

Sobre a gênese dos *floodouts*, Grenfell et al. (2012) colocam que na medida em que o canal passa de um cenário confinado para um vale mais largo, o fluxo se espalha lateralmente, perdendo sua capacidade de transporte, resultando na deposição. Os autores pontuam que este depósito é composto por materiais na fração areia imediatamente à jusante do seu ponto inicial enquanto que podem terminar como superfícies pantanosas dada a redução na fração granulométrica depositada à jusante. Brierley & Fryirs (2005) e Grenfell et al. (2012), apontam para uma seção transversal convexa de modo que os fluxos de encosta não atinjam o centro do vale.

Os leques aluviais, por sua vez, são feições tratadas na literatura como sendo características de áreas tectonicamente ativas onde um relevo escarpado e de gradiente acentuado são essenciais à sua formação. Os leques são formados em cenários onde canais fluviais deixam áreas montanhosas e adentram planícies, originando depósitos em formato lobular pela mudança abrupta de declividade.

Bull (1977) e Goudie (2013), no entanto, definem os leques aluviais a partir de sua morfologia em cone dada por uma modificação na geometria hidráulica quando um canal deixa um trecho entrincheirado e adentra um vale amplo. Seguindo a definição destes autores para os leques aluviais, estes se assemelham a um *floodout*, sendo que este é caracterizado pela ineficiência no transporte fluvial. Desta maneira, os *floodouts* podem ser considerados como leques aluviais submetidos a um regime fluvial intermitente ou efêmero, não estando necessariamente em uma paisagem montanhosa.

2.3 O AMBIENTE FLUVIAL SEMIÁRIDO

A compreensão do funcionamento de sistemas fluviais sob uma perspectiva essencialmente geomorfológica envolve não apenas os processos operantes na dinâmica hídrica mas, também,

aqueles relativos à dinâmica de sedimentos. Os processos de produção, transporte e deposição de sedimentos em um dado sistema estão subordinados à configuração do arcabouço geológico, cobertura vegetal e clima, dentre outros, de modo que alterações nestes controles são capazes de desencadear modificações geomorfológicas.

Graf (1988) e Verstraeten et al., (2017) apontam para a importância do clima no desencadeamento da morfogênese, visto que é tipicamente considerado como responsável pela incisão e agradação fluvial, não apenas pela ação direta da precipitação, mas também como controlador da cobertura vegetal, da produção de mantos de intemperismo e de sua susceptibilidade à erosão. Por esta razão, Graf (1988) ressalta a compreensão da variação temporal e espacial da precipitação como pré-requisito para o entendimento do comportamento fluvial.

Os sistemas fluviais, portanto, expressam as características do clima sob os quais estão submetidos, podendo guardar registros de suas flutuações pretéritas. Aqueles situados no interior do Nordeste, se encontram sob um regime pluvial irregular, em que chuvas torrenciais - durante o verão e outono, contrastam com os demais meses predominantemente secos (KAYANO & ANDREOLI, 2009). Além disto, variações interanuais nos totais de precipitação constituem uma das características mais evidentes do clima semiárido, marcado por sequências de anos secos.

A torrencialidade e o regime irregular da precipitação em conjunto com as elevadas temperaturas e uma cobertura vegetal esparsa, reúnem condições que favorecem o predomínio do escoamento superficial em detrimento da infiltração. O escoamento superficial, por sua vez, exibe características similares às precipitações que o originam, podendo ser breve e infrequente, de magnitude elevada e apresentar variações dramáticas de ano para ano e entre estações (GOUDIE, 2013). Por esta razão, os canais fluviais no semiárido são marcadamente intermitentes ou efêmeros, com escoamento elevado e de curta duração, de modo que os canais possuem água apenas durante as chuvas (MABESOONE, 1981; GRAF, 1988; GOUDIE, 2013).

A reunião destas configurações resulta em uma elevada mobilização de sedimentos ditada pelos pulsos de precipitação, que afeta diretamente os sistemas fluviais. Nas estações chuvosas, os sistemas fluviais frequentemente experimentam enchentes violentas em que a

água cobre todo o leito e, na medida em que a disponibilidade hídrica é reduzida, o escoamento se restringe aos pequenos canais fluviais (MABESOONE, 1981).

Entende-se, portanto, que os sistemas fluviais semiáridos se encontram em cenários de alta energia e baixa resistência, de modo que as condições de desequilíbrio são inerentes a estes ambientes, conforme pontuado por Trimble (2010). Neste sentido, Graf (1988) também aponta os ambientes fluviais de terras secas como bastante susceptíveis a alterações morfológicas, ressaltando o papel da variabilidade dos *inputs*:

Em decorrência das grandes flutuações nas descargas a que os rios de terras secas estão sujeitos, seus canais mudam de configuração para acomodar as variações nos *inputs* de massa e energia. Eles podem adotar configurações distintas de um local para outro ou um mesmo segmento pode mudar suas configurações ao longo do tempo. Estas mudanças temporais e espaciais na forma ocorrem abruptamente e não são acomodadas por modelos matemáticos de comportamento de canais (p. 232, tradução nossa).

O armazenamento de sedimentos nos canais fluviais semiáridos, portanto, tende a ser episódico e formado pelo processo de acreção vertical de materiais aluviais ou a partir de materiais provenientes das encostas, pela atuação de pequenos eventos. A obliteração dos depósitos é dada pela atuação de eventos de alta magnitude e, por esta razão, a morfologia dos canais é resultante do último grande evento de precipitação (TRIMBLE, 2010). Isto ocorre devido à elevada mobilidade dos materiais de leito e da baixa coesão das margens que conduzem à alterações morfológicas dos canais em curtos períodos de tempo devido à grande instabilidade local (GRAF, 1988). Por esta razão, Graf (1988) resalta a existência de canais amorfos e incipientes, sem relação genética com a planície de inundação, que por si só podem ser incipientes ou amorfas - em ambientes áridos e semiáridos.

A atuação de eventos de alta magnitude que conduz, em muitos casos, à obliteração de depósitos de canal e planícies de inundação, constitui também um fator limitante à existência de estruturas sedimentares. De acordo com Mabesoone (1981), ficam preservadas apenas aquelas estruturas rapidamente soterradas ou aquelas formadas após o soterramento e, por esta razão, as planícies e canais tendem a possuir características que os diferenciem dos seus homólogos em ambientes úmidos (**Quadro 1**).

Os sistemas inseridos em tais cenários são frequentemente marcados pela desconexão entre seus compartimentos dado o caráter espasmódico dos fluxos de matéria e energia, que comumente ocorrem sob a forma de enchentes relâmpago. Isto ocorre porque os fluxos podem

ser facilmente atenuados ou até mesmo interrompidos pela percolação da água nos leitos ou em planícies de inundação (DAHAN et al., 2008), pela evapotranspiração (MCMAHON et al., 2008) e pela permeabilidade do leito e planícies de inundação. Deste modo, parte dos sedimentos produzidos pode ficar retida em concavidades topográficas ou à montante de barreiras não apenas no ambiente fluvial mas também nas encostas.

Apesar das características compartilhadas pelos ambientes fluviais áridos e semiáridos em todo o mundo, a variabilidade de interações entre os elementos que os controlam resulta em particularidades regionais. Em se tratando do semiárido nordestino, as terras altas do Planalto da Borborema e planaltos sedimentares constituem importantes dispersores de drenagem que, regionalmente, se encontra em grande parte sob controle estrutural (AB'SABER, 1969; CORREA et al., 2010). Tal fato é evidenciado pela consonância entre o sentido preferencial do escoamento dos principais rios com a direção dos *trends* estruturais (MAIA & BEZERRA, 2011). O controle das estruturas sobre a drenagem também é verificado nas bacias de baixa ordem, onde os canais fluviais comumente estão adaptados a linhas de falha, zonas de fraturas e à direção de foliação das rochas metamórficas que compõem grande parte do embasamento (CORREA, 2001; TAVARES, 2015). Neste contexto, a estrutura assume juntamente com o clima, o protagonismo sobre a esculturação dos canais fluviais no semiárido.

Quadro 1 - Características de sistemas fluviais em ambientes semiáridos e em ambientes úmidos.

	SISTEMAS FLUVIAIS EM AMBIENTES SEMIÁRIDOS	SISTEMAS FLUVIAIS EM AMBIENTES ÚMIDOS
INPUT	Baixo e irregular	Relativamente elevado e regular (sazonalmente)
	De duração limitada frequentemente afetado por chuvas de alta magnitude	Precipitações de longa duração e de intensidade variável
	Extremamente variável na escala anual e do próprio evento	A variabilidade temporal é muito pequena
	Eventos concentrados espacialmente	Geralmente grandes áreas são afetadas
TRANSPORTE	Predomínio de fluxo Hortoniano	Através da infiltração, águas subsuperficiais fluem mais significativamente
	O escoamento superficial inicia rapidamente	Maior <i>lag</i> entre precipitação e escoamento
	Coefficiente de escoamento relativamente alto	Coefficiente de escoamento mais baixo
	Diminuição da descarga à jusante devido à perda de transmissão	Aumento da descarga à jusante devido à contribuição de tributários
OUTPUT	Intermitente	Em grande parte perene
	Regime "extravagante"	Regime estável
	Variabilidade interanual considerável	Fluxos interanuais com baixa variabilidade
CANAIS	As densidades de drenagem podem ser elevadas mas a rede de canais pode não ser completamente conectada	Rede de drenagem bem conectada
	Enchentes são os maiores controles que atuam sobre o canal	Os canais se ajustam a uma série de descargas mais frequentes
	O tempo de recuperação após distúrbio é alto	Os canais se recuperam mais rapidamente
	Comportamento transitório dominante	Canais tendem ao equilíbrio

Fonte: Goudie (2013), adaptado de Knighton & Nanson (1997).

A pluviosidade irregular e torrencial, em conjunto com uma vegetação esparsa, confere ao semiárido uma elevada produção de sedimentos (AB'SABER, 1974) que são rapidamente mobilizados pelos fluxos efêmeros pulsatórios. Disto resulta uma paisagem em que os mantos de intemperismo constituem um capeamento pouco espesso sobre as rochas do embasamento, que frequentemente permanecem expostas à superfície. Neste cenário, há o predomínio da

desagregação mecânica das rochas, que origina solos pouco amadurecidos. Além disso, Mabesoone (1981) aponta que o padrão de escoamento conduz a uma remoção preferencial de sedimentos finos, enquanto aqueles de maior calibre permanecem mais facilmente aprisionados. Assim, os interflúvios, ao serem afetados por fluxos efêmeros em lençol, permanecem cobertos por materiais rudáceos (MONTEIRO, 1988). As bacias de baixa ordem, segundo Correa (2011) “são destituídas de planície de inundação, sendo dotadas de um plano aluvial em que a sedimentação do leito e das enchentes eventuais se confundem no mesmo e indiviso depósito” (p. 26). Os canais fluviais nestas bacias tendem a ser amorfos ou incipientes, conforme apontado por Graff (1988), e quando exibem uma morfologia canalizada esta tende a ser controlada por elementos estruturais.

2.3.1 O homem como agente da morfogênese em sistemas fluviais semiáridos

A combinação dos controles sobre funcionamento de ambientes fluviais, que impulsiona e regula a operação de processos superficiais, adquire uma maior complexidade ao ser afetada por atividades antrópicas que conduzem a transformações geomorfológicas indissociáveis daquelas decorrentes unicamente dos controles físicos-naturais.

Taroli & Sofia (2016), considerando a existência de uma “*forçante biológica*” (p. 41, tradução nossa), ressaltam a importância da cobertura vegetal, tratando-a como capaz de agir sobre o clima, mas sobretudo, como elemento chave no desencadeamento de processos de infiltração e escoamento e, portanto, da estabilidade de sistemas geomorfológicos. Assim, a cobertura vegetal tende a acompanhar as flutuações climáticas e de mudanças na cobertura da terra dadas por atividades agrícolas, com implicações diretas para o escoamento superficial e erosão das encostas (TOOTH, 2000; CORREA et al., 2016).

Ao longo dos últimos milhares de anos, portanto, a pressão humana tem se tornado um dos principais fatores nas transformações generalizadas na paisagem, sobretudo no que diz respeito àquelas realizadas sobre a cobertura vegetal, cuja redução conduz a um aumento dramático nas taxas de erosão e acarreta um incremento no fornecimento de sedimentos para os canais fluviais (VERSTRAETEN et al., 2017). Taroli & Sofia (2016) ressaltam que o desenvolvimento progressivo de sociedades humanas, o aumento progressivo na agricultura

intensiva e urbanização levaram a uma modificação da paisagem de modo que é possível tratar de paisagens antropogênicas, que são marcadas por feições superficiais artificiais.

No semiárido nordestino o estabelecimento de uma sociedade agrária tradicional, onde as formas de uso e ocupação da terra estão sujeitas às variações inerentes ao regime climático pulsatório, os sistemas geomorfológicos se encontram sujeitos à transformações ditadas também pelo impacto humano (MONTEIRO, 1988; CORREA, 2011; CORREA et al., 2016). Correa (2011), destaca que as pressões antrópicas sobre os sistemas fluviais semiáridos da Região Nordeste ocorrem continuamente desde o estabelecimento da colonização portuguesa, mas ressalta que estas tiveram atuação também na transição Pleistoceno-Holoceno e no Holoceno Médio.

A operação de processos superficiais no semiárido, portanto, deriva da combinação de fenômenos físicos, muitas vezes de baixa recorrência, e da história de uso e ocupação da terra (MONTEIRO, 1988; CORREA, 2011; CORREA et al., 2016). Correa (2011) considera que as perturbações de ordem antrópica desempenham uma influência nas alterações dos sistemas geomorfológicos tão importantes quanto aquelas derivadas de modificações no clima. O autor ressalta ainda que tais perturbações sobre os sistemas fluviais podem se dar na forma de ações sobre os canais fluviais ou podem ser processadas nos interflúvios e pedimentos (CORREA, 2011; CORREA et al., 2016). Alterações ocorridas sobre estes compartimentos no semiárido nordestino, em sua maioria, estão vinculadas à substituição da cobertura vegetal natural para fins agropecuários. Embora indiretas, elas são capazes de interferir sobremaneira na dinâmica fluvial, podendo ser tão importantes quanto aquelas processadas diretamente sobre os canais (CORREA, 2011). O incremento do fluxo de sedimentos, remobilizados das encostas para os canais, por meio da ação do fluxo hortoniano não canalizado e pela erosão linear (CORREA, 2011), constitui um dos principais impactos sobre os sistemas fluviais. A resposta dos canais a este aumento, dentro do regime efêmero semiárido, comumente se dá pela acumulação de sedimentos nos vales.

O represamento constitui a principal forma de intervenção antrópica sobre os canais fluviais e tem por finalidade básica o armazenamento de água e minimização do impacto de eventuais enchentes. Esta constitui a fonte tradicional de suprimento hídrico da região, seja destinado à agricultura ou ao consumo humano e, por esta razão, é uma prática generalizada no Nordeste semiárido. Do ponto de vista geomorfológico os represamentos impõem alterações na transferência de água e sedimentos e representam o ponto máximo de interferência na

dinâmica fluvial. Paradoxalmente, ao restringir a transferência de água e sedimentos tais intervenções são capazes de amortecer impactos de eventos de alta magnitude ou aqueles advindos de pressões antropogênicas (BRUNSDEN & THORNES, 1979; BRUNSDEN, 2001; POEPLL et al., 2017). No entanto, a criação de um novo nível de base local conduz a modificações na morfologia dos canais fluviais à montante e à jusante, que podem ser particularmente rápidas em ambientes semiáridos (PETTS & GURNELL, 2005).

À jusante dos represamentos ocorre o entrincheiramento dos canais em decorrência do aumento da energia dos fluxos, e conseqüentemente de seu potencial erosivo, dado pela criação do novo *knickpoint* e da ausência de sedimentos na água (GRAF, 2005; POEPLL et al., 2017). Assim, a erosão do leito nos segmentos à jusante pode atingir as soleiras rochosas e isolar a vegetação ripariana acima da linha de fluxo máximo (GRAF, 2005; CORREA, 2011). O impedimento ao fluxo longitudinal nos canais também restringe a transferência de sedimentos transportados como carga de fundo e em suspensão ao longo dos canais e, deste modo, os represamentos criam espaços de acomodação em que os sedimentos são progressivamente armazenados. Como consequência, a acumulação de sedimentos pode chegar a preencher completamente os reservatórios, reduzindo seu tempo de vida útil. Tal situação é ainda mais pronunciada em ambientes semiáridos, onde a produção de sedimentos é elevada (POESEN & HOOKE, 1997). A subida do nível de base local, tende a diminuir a descarga à montante do reservatório, de modo a induzir a sedimentação nestes locais. Esta condição leva, conforme pontuado por Goudie (2013), a uma redução na capacidade de transporte dos tributários à montante, que passam a acumular sedimentos no formato de leques em suas desembocaduras.

Aqueles reservatórios inseridos em um ambiente marcado pela deficiência hídrica, elevada produção de sedimentos e regime espasmódico da precipitação, são comumente entulhados. Os sedimentos que se acumulam nestes espaços de acomodação artificiais correspondem à carga de fundo e suspensa dos canais, assim como aquela mobilizada diretamente das encostas para os reservatórios. Poepll et al., (2017) pontuam que, dentre as frações finas, as argilas são prontamente mobilizadas, enquanto que as frações de silte permanecem retidas à montante da parede do reservatório. Isto é particularmente dramático em se tratando daqueles reservatórios construídos com baixo aporte tecnológico, comumente utilizados para o abastecimento hídrico de pequenas comunidades rurais. Finalizado este processo, os reservatórios se convertem em bolsões de acumulação de sedimento que preenchem segmentos dos vales à montante do barramento, podendo ser tratados como planícies de

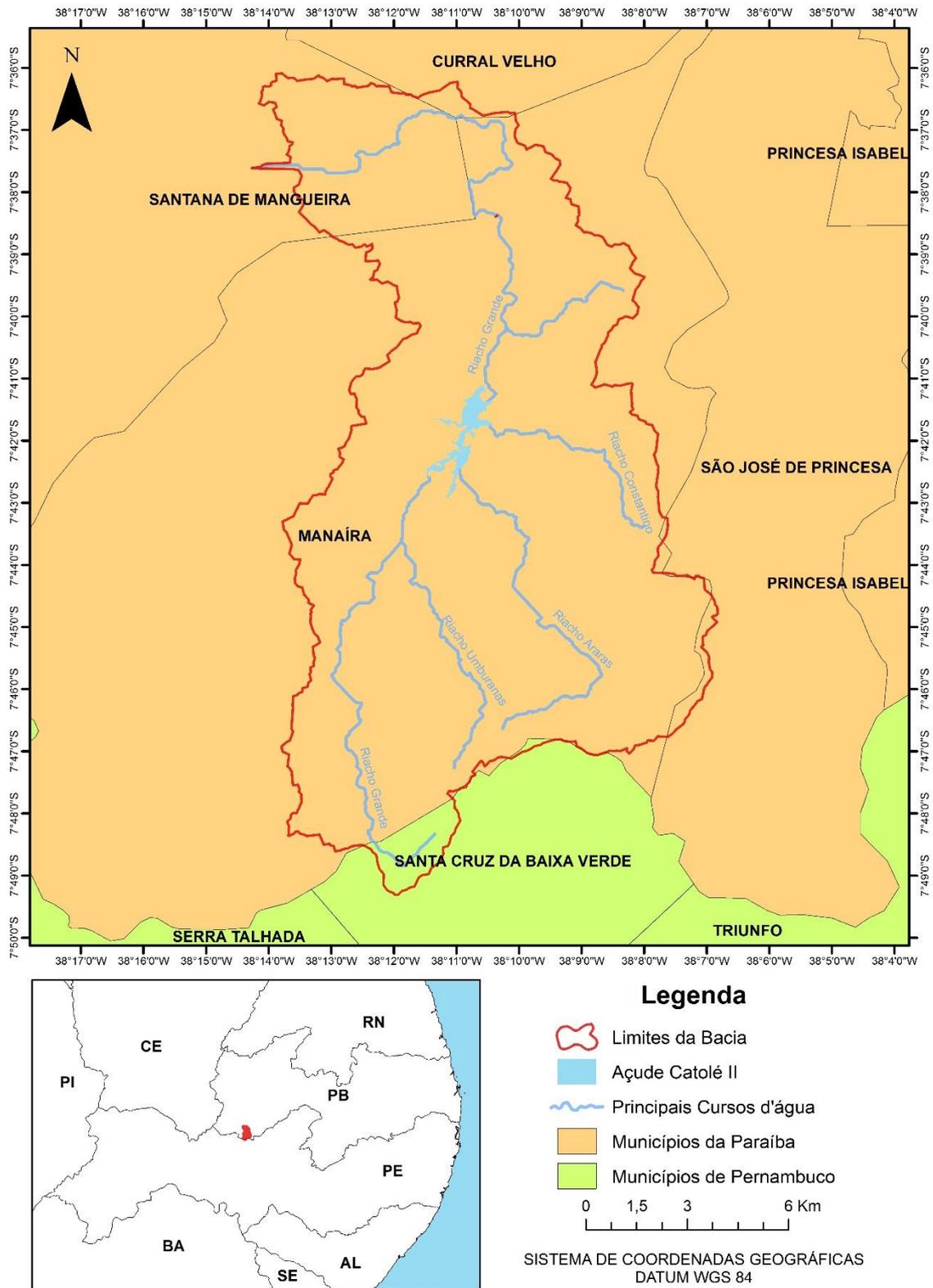
inundação antropogênicas. O processo de acumulação de sedimentos nestas áreas se dá pela acreção vertical na forma de pulsos descontínuos, decorrentes da dispersão e diminuição do potencial erosivo do fluxo ao encontrar uma planície alagável e reduzir sua profundidade (TOOTH, 2000; TRIMBLE, 2010). Tal processo reduz a capacidade dos fluxos incidirem os vales e formar um canal fluvial. Assim, os bolsões de estocagem de sedimento podem apresentar pequenas incisões que marcam a concentração do fluxo em pequenos canaletes descontínuos.

3 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

O recorte espacial escolhido para este trabalho compreende a bacia do Riacho Grande cuja área é de cerca de 193,8km². A bacia está localizada no estado da Paraíba, onde abrange majoritariamente o município de Manaíra, com trechos nos municípios de Santana de Mangueira, Curral Velho e São José de Princesa – no Sertão Paraibano. Um pequeno trecho de suas cabeceiras está situado no município de Santa Cruz da Baixa Verde – na microrregião do Vale do Pajeú, estado de Pernambuco (**Figura 1**). O acesso à bacia, distante cerca de 455km do Recife, é feito pela BR-232 até a cidade de Serra Talhada/PE, tomando-se a PE-365 até a cidade de Santa Cruz da Baixa Verde/PE e, em seguida a PB-378.

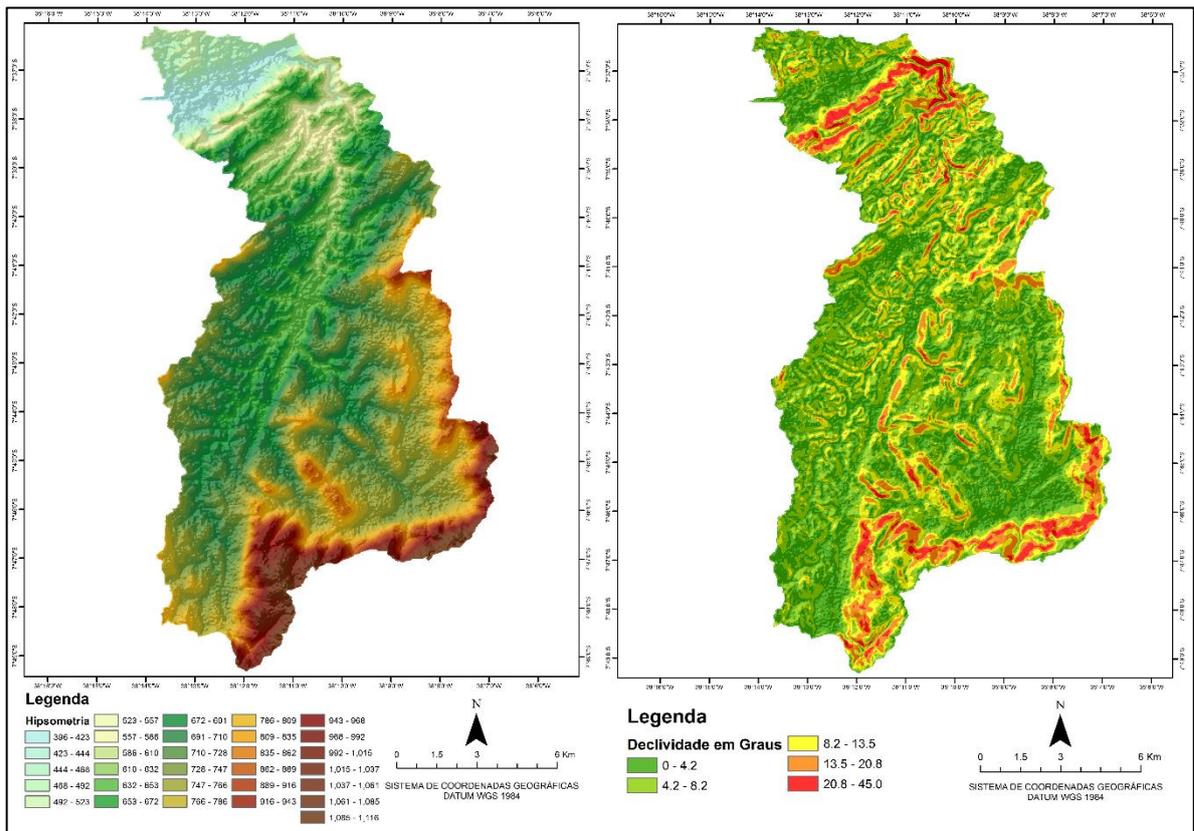
A bacia está situada a norte do maciço da Serra da Baixa Verde, importante divisor regional de drenagens, compondo uma das sub-bacias do rio Piancó e o Riacho Grande (a partir da localidade de Mandacaru designado como Riacho de Santana) um de seus principais tributários. O maciço da Serra da Baixa Verde corresponde a uma das áreas mais elevadas do Nordeste (acima de 1.000m) (**Figura 2**), o que o caracteriza como um brejo de altitude em decorrência das condições de maior umidade e menor temperatura que o seu entorno semiárido. Com as cabeceiras situadas nas cimeiras do Maciço da Serra da Baixa Verde, a bacia possui uma elevação máxima de 1.124m e mínima de 397m, na Depressão Sertaneja, perfazendo uma diferença altimétrica de 727m.

Figura 1 - Localização da área de estudo.



Fonte: a autora

Figura 2 - Mapas Hipsométrico e de Declividade.



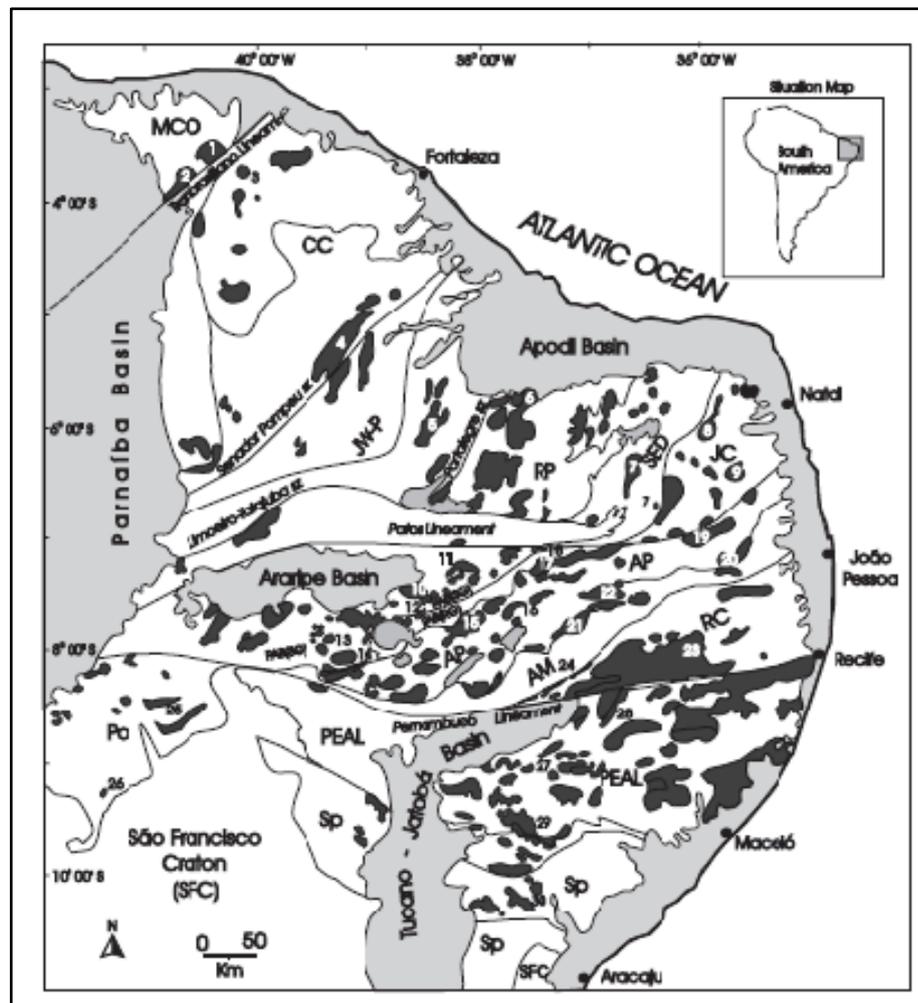
Fonte: a autora

No contexto regional, a transição entre o maciço da Serra da Baixa Verde e a Depressão Sertaneja é discernível por meio do contato entre o sienito de Triunfo e as rochas metamórficas do Complexo Riacho Gravatá que estruturam as faixas de dobramento circundantes e, entre ambos, o patamar estruturado pelo granodiorito Itaporanga (CORREA, 2001; TAVARES, 2015). Estes patamares podem ser verificados no mapa hipsométrico, e as rupturas que os individualizam podem ser verificadas pelo alto grau de declividade entre eles (Figura 2).

3.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Para a compreensão do contexto geológico em que a área de estudo se encontra, é necessário contextualizá-la no âmbito da geotectônica regional. A bacia se encontra totalmente inserida nos domínios da Zona Transversal da Província Borborema em uma área de contato entre os terrenos tectono-estratigráficos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida (CORREA et al., 2010; BRITO NEVES et al., 2001; BRITO NEVES et al., 2003; MEDEIROS, 2004) (**Figura 3**).

Figura 3 - Mapa dos terrenos tectono-estratigráficos e principais granitos da Província Borborema.



MCO – Médio Coreaú; CC – Ceará Central; JW-P – Jaguaribe-Potiguar Ocidental; RP – Rio Piranhas; SED – Seridó; JC – São José do Campestre; PAB – Piancó-Alto Brígida (SG – Santana dos Garrotes; RG – Riacho Gravatá); AP – Alto Pajeú; AM – Alto Moxotó; RC – Rio Capibaribe; Po – Riacho do Pontal; PEAL – Pernambuco-Alagoas; Sp – Sergipano; SFC – Cráton do São Francisco.

Fonte: Brito Neves et al. (2003).

A chamada Zona Transversal, localizada no centro da Província Borborema, está balizada a norte e sul pelos lineamentos Patos e Pernambuco (CORREA et al., 2010; BRITO NEVES et al., 2003), zonas de cisalhamento dextrais de direção preferencial E-W, e é interceptada por falhas secundárias de direção NE-SW. A Zona Transversal tem sua origem na amalgamação de terrenos de idade predominantemente Mesoproterozóica, sendo todo o conjunto formado e metamorfozizado no Neoproterozóico, através do Evento Cariris Velhos seguido do Brasiliano, quando foram intrudidas diversas rochas graníticas (BRITO NEVES, 1975; BRITO NEVES et al., 2003; CORREA et al., 2010; SILVA, 2012).

Os aspectos morfoestruturais da Zona Transversal foram descritos por Correa et al (2010), que a caracterizaram como sendo uma área bastante afetada por arqueamentos regionais que exhibe os compartimentos mais elevados do Planalto da Borborema, onde se destacam uma série de maciços residuais resultantes de intrusões do Brasiliano, como o maciço da Serra da Baixa Verde.

A bacia do Riacho Grande está inserida no contato entre os terrenos tectono-estratigráficos Alto Pajeú (TAP) e Piancó-Alto Brígida (TPAB), que estão situados a centro-oeste e oeste da chamada Zona Transversal sendo limitados a norte e a sul pelo Lineamento Patos e Lineamento Pernambuco, respectivamente. Sua orientação geral é ENE-WSW em consonância com os *trends* regionais. O limite entre ambos os terrenos é dado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo que constitui uma estrutura marcada na separação de unidades geológicas contrastantes, como o Complexo Riacho Gravatá (TAP) e o Grupo Cachoeirinha (TPAB) (MEDEIROS, 2004).

O terreno Alto Pajeú é composto por rochas metavulcanossedimentares (de idade Cariris Velhos) intrudidas por uma série de batólitos granitoides (de idade Brasiliana), como as suítes intrusivas Triunfo (**Figura 4**), que compõe o Maciço da Serra da Baixa Verde (CPRM, 2000; MEDEIROS, 2004; BRITO NEVES et al., 2003). As supracrustais apresentam grau de metamorfismo intermediário a alto e litotipos diversificados, tendo sido designadas como Complexo Riacho Gravatá (**Figura 4**). Este foi individualizado e referido por Neto et al (1994) e Bittar et al (1996) (apud MEDEIROS, 2004) como sendo do “final do Mesoproterozóico ao início do Neoproterozóico, tendo sido afetadas pelo evento Cariris Velhos (1 Ga)” (p. 47).

As supracrustais do terreno Piancó-Alto Brígida, por sua vez, apresentam metamorfismo de baixo grau, sendo composto basicamente por uma sequência metavulcanossedimentar que, em partes, é intrudida por granitoides brasileiros. Tal sequência foi designada de Grupo Cachoeirinha (predominantemente metassedimentar) e subdividida em Formação Santana dos Garrotes e Formação Serra do Olho d'Água por (**Figura 4**) (SANTOS et al., 2002 apud MEDEIROS, 2004).

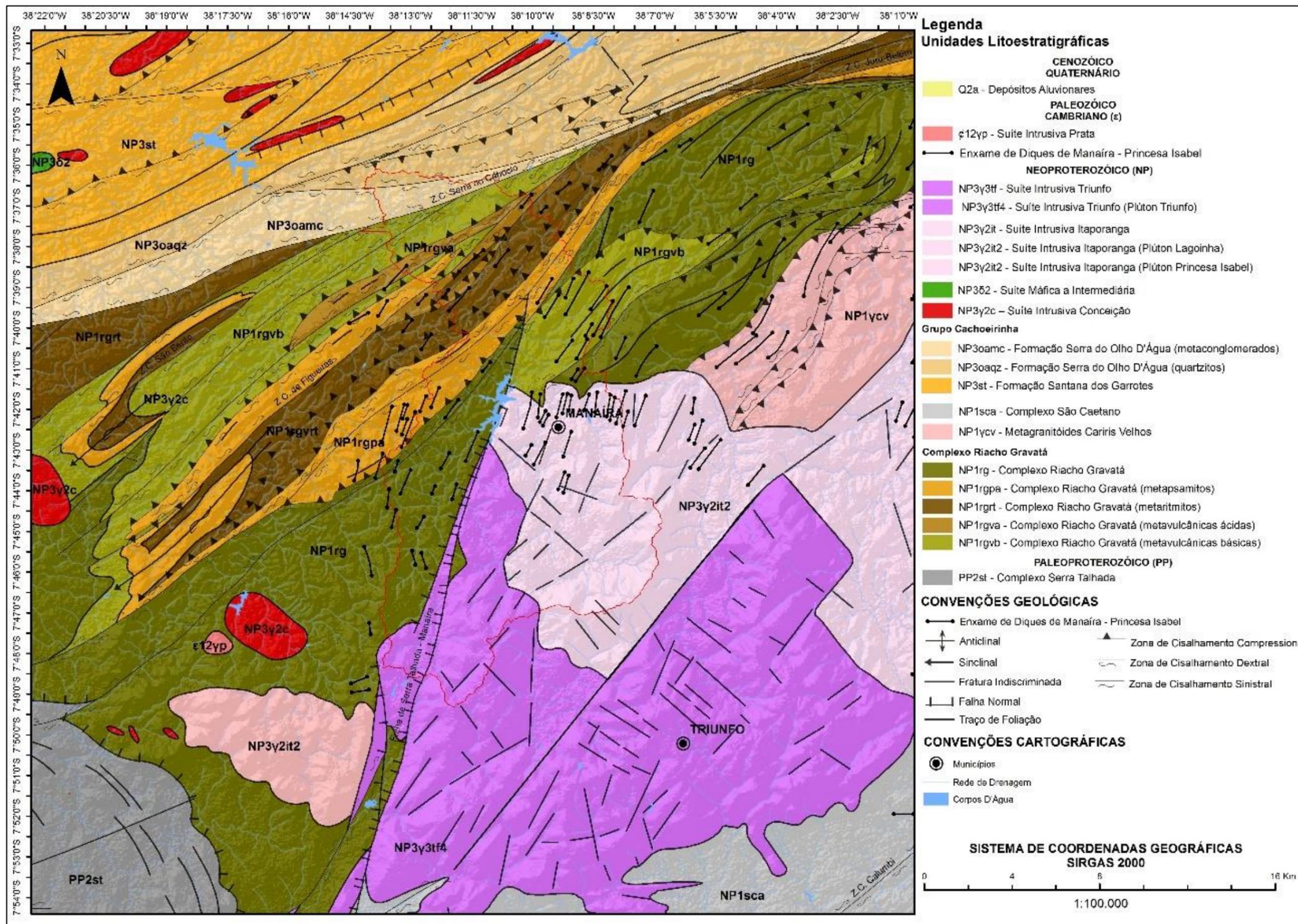
Os aspectos geológicos e geotectônicos descritos acima estruturam a paisagem geomorfológica da bacia e, em maior ou menor grau, a distribuição de coberturas sedimentares responde a controles estruturais estabelecidos por eles.

3.2 CONTEXTO CLIMÁTICO REGIONAL

A compreensão do contexto climático em que uma bacia se encontra é essencial para estabelecer seu funcionamento como um sistema fluvial, onde processos geomorfológicos operam impulsionados pela energia do controle climático. Portanto, o conhecimento da dinâmica dos processos geomorfológicos envolve uma compreensão dos *inputs* de energia que são capazes de moldar, em conjunto com uma série de outros controles, a estrutura superficial da paisagem.

O clima semiárido do interior do Nordeste é caracterizado pelas temperaturas elevadas e chuvas escassas, inferiores a 800mm anuais, obedecendo a um regime interanual irregular que é controlado por fenômenos de escala global resultantes da interação entre atmosfera e superfície terrestre (MOLION & BERNARDO, 2002). Desta forma, a variabilidade espacial e temporal das chuvas, não apenas no semiárido, mas sobre toda a região Nordeste está vinculada a mudanças na interação entre circulação atmosférica e oceânica, externas à região, como por exemplo aquelas causadas por alterações na TSM do Pacífico e Atlântico (BERNARDO & MOLION, 2004).

Figura 4 - Arcabouço geológico da bacia do riacho Grande.



Fonte: a autora. Adaptado de CPRM, 2014.

A distribuição intra anual das chuvas no Nordeste semiárido, marca dois períodos distintos: o período seco e o chuvoso. O período chuvoso está concentrado nos meses de verão e outono, tendo seu pico no mês de março (MOLION & BERNARDO, 2002; POLZIN & HASTENRATH, 2014) e o período seco se estende ao longo dos demais meses. A má distribuição das precipitações foi pontuada por alguns autores como sendo característica de toda a região Nordeste e assume não apenas um caráter temporal, mas também um caráter espacial. Neste sentido, alguns autores subdividiram a região de acordo com os meses onde ocorre o máximo de precipitação e, a maior parte do domínio semiárido apresentou seu máximo de chuvas no mês de março e uma concentração de 60% dos totais anuais ou mais ocorre entre os meses de fevereiro e abril (KOUSKY, 1979; MOLION & BERNARDO, 2002; KAYANO & ANDREOLI, 2009). Esta irregularidade na precipitação resulta em um balanço hídrico marcado por um déficit na maior parte do ano, o que é expresso na paisagem através de rios efêmeros e intermitentes e na elevada remoção de sedimentos durante o período chuvoso (AB'SABER, 1974).

A ocorrência de precipitações está associada principalmente ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul ou ainda a mecanismos que operam em escala local, mas diretamente ligados aos pulsos da ZCIT (MOLION & BERNARDO, 2002; PETERSON & HAUG, 2006; POLZIN & HASTENRATH, 2014). Seu posicionamento mais ao sul ocorre no mês de março, quando a temperatura da superfície do mar está mais elevada no Atlântico Sul do que no Atlântico Norte e os ventos alísios de nordeste estão mais fortes que os de sudeste (POLZIN & HASTENRATH, 2014). A situação inversa, por sua vez, ocorre entre os meses de agosto e setembro, ocasionando uma diminuição ou ausência de chuvas na região. Desta forma, compreende-se que o posicionamento da ZCIT mais ao norte ou mais ao sul pode sofrer interferências de fenômenos de escala global, como o Dipolo do Atlântico e ENOS.

Dentre as maiores interferências no posicionamento da ZCIT a sul, a mais largamente reconhecida por causar o início de secas severas no Nordeste do Brasil são aquelas relativas a episódios quentes do ENOS (El Niño Oscilação Sul). Nestes episódios, a célula de circulação de Walker é deslocada para leste, de modo que um de seus ramos ascendentes é posicionado sobre as águas anormalmente aquecidas do Pacífico e um de seus ramos descendentes é posicionado sobre o Nordeste do Brasil (KAYANO & ANDREOLI, 2009). A ausência de

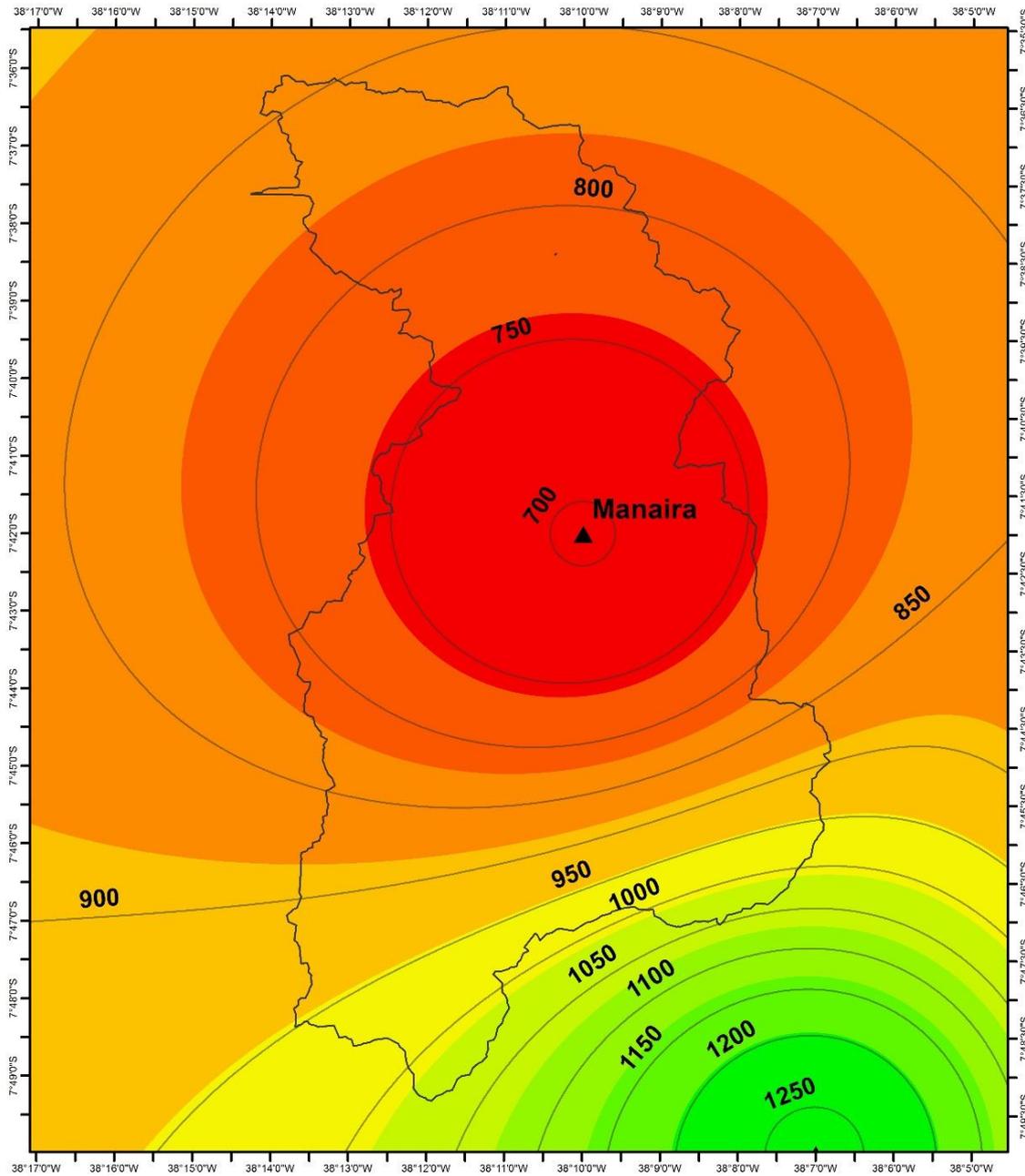
condições como as de El Niño, por sua vez, favorece a ocorrência chuvas normais ou acima do normal na área de estudo (HAYLOCK *et al.*, 2006).

Alguns trabalhos também têm demonstrado a importância de anomalias da TSM do Atlântico na modulação de anos secos ou chuvosos, decorrentes de seu padrão dipolo de modo que anomalias positivas no Atlântico Sul (negativas no Atlântico Norte) produzem anos chuvosos e anomalias negativas no Atlântico Sul (positivas no Atlântico Norte) produzem anos secos (ARAGÃO, 1996). A existência de teleconexões importantes entre ENOS, Dipolo do Atlântico e a ocorrência de secas no Nordeste semiárido demonstra a complexidade dos mecanismos dinâmicos que interagem em nível global e modulam as chuvas.

A produção de chuva no semiárido nordestino se dá ainda em decorrência da atuação de outros sistemas produtores de chuva na área, como os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e Linhas de Instabilidade (LIs). Os VCANs são sistemas que se formam no Oceano Atlântico entre os meses de novembro a março, com duração entre 10 e 7 dias. Estes sistemas, que se deslocam de leste para oeste, são caracterizados como núcleos fechados de centros frios e de tempo bom (onde ocorre subsidência de ar) em contraste com suas bordas onde ocorre atividade convectiva e, conseqüentemente, precipitações (FERREIRA & MELLO, 2005; REBOITA *et al.*, 2010). A ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala e de Linhas de Instabilidades é referida por alguns autores como mais intensa em épocas em que a ZCIT se encontra mais intensa, como em anos de La Niña (MOLION & BERNARDO, 2002; FERREIRA & MELLO, 2005). Ambos os sistemas são decorrentes de elevadas temperaturas na superfície e baixas pressões, que favorecem a ascensão de ar e a formação de nuvens do tipo cumulus.

Inserida no contexto climático do norte do Nordeste, a bacia do Riacho Grande está submetida às características do clima semiárido, mas, em seus setores de cabeceira a semiaridez é atenuada pela elevação, onde as condições de temperatura e umidade conduziram o estabelecimento de um clima sub-úmido que caracteriza os chamados brejos de altitude (AB'SABER, 1974). Desta forma, as cabeceiras apresentam maiores acumulados de precipitação, podendo exceder os 1.000mm de precipitação anual nos setores mais elevados da bacia enquanto os demais setores apresentam uma média de 700mm (**Figura 5**).

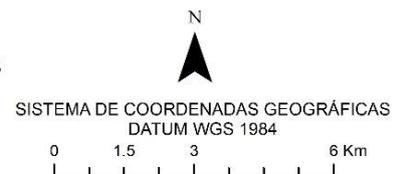
Figura 5 - Mapa de isoietas da bacia do Riacho Grande.

**Legenda**

- ▲ Municípios — Isoietas
 □ Limites da Bacia

Precipitação Média Anual no período 1911-1990 (mm)

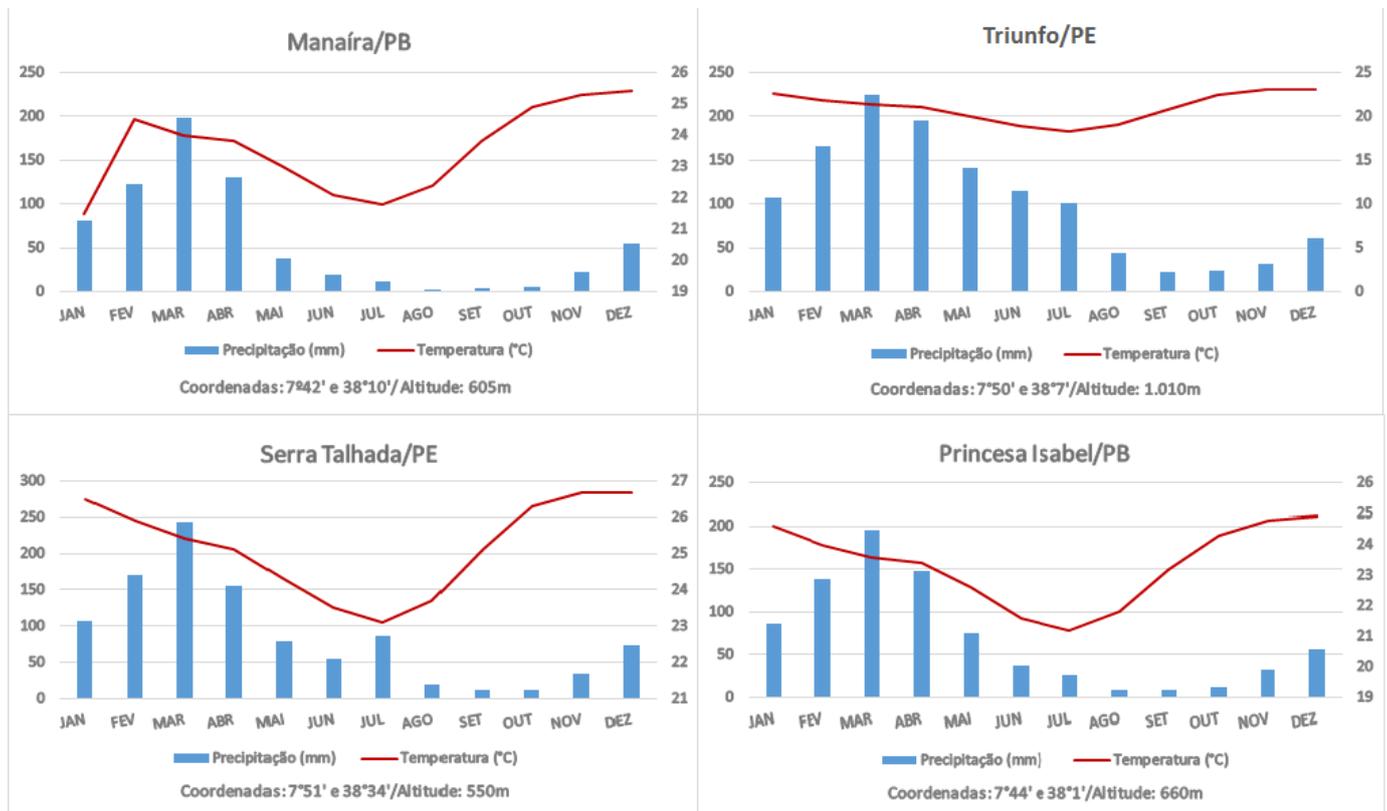
697.801 - 760.212	947.446 - 1,009.86	1,197.1 - 1,259.5
760.213 - 822.623	1,009.87 - 1,072.27	
822.624 - 885.034	1,072.28 - 1,134.68	
885.035 - 947.445	1,134.69 - 1,197.09	



Fonte: a autora

A ocorrência da precipitação obedece ao padrão verificado, entre outros autores, por Molion & Bernardo (2002) para o norte da Região Nordeste, cujas precipitações são de verão/outono e o trimestre mais chuvoso vai de fevereiro a abril. Isto pode ser verificado na **Figura 6**, que mostra os climogramas referentes aos municípios de Manaíra, Princesa Isabel, Triunfo e Serra Talhada.

Figura 6 - Climogramas para os municípios da bacia e entorno.



Fonte: DCA/UFCG

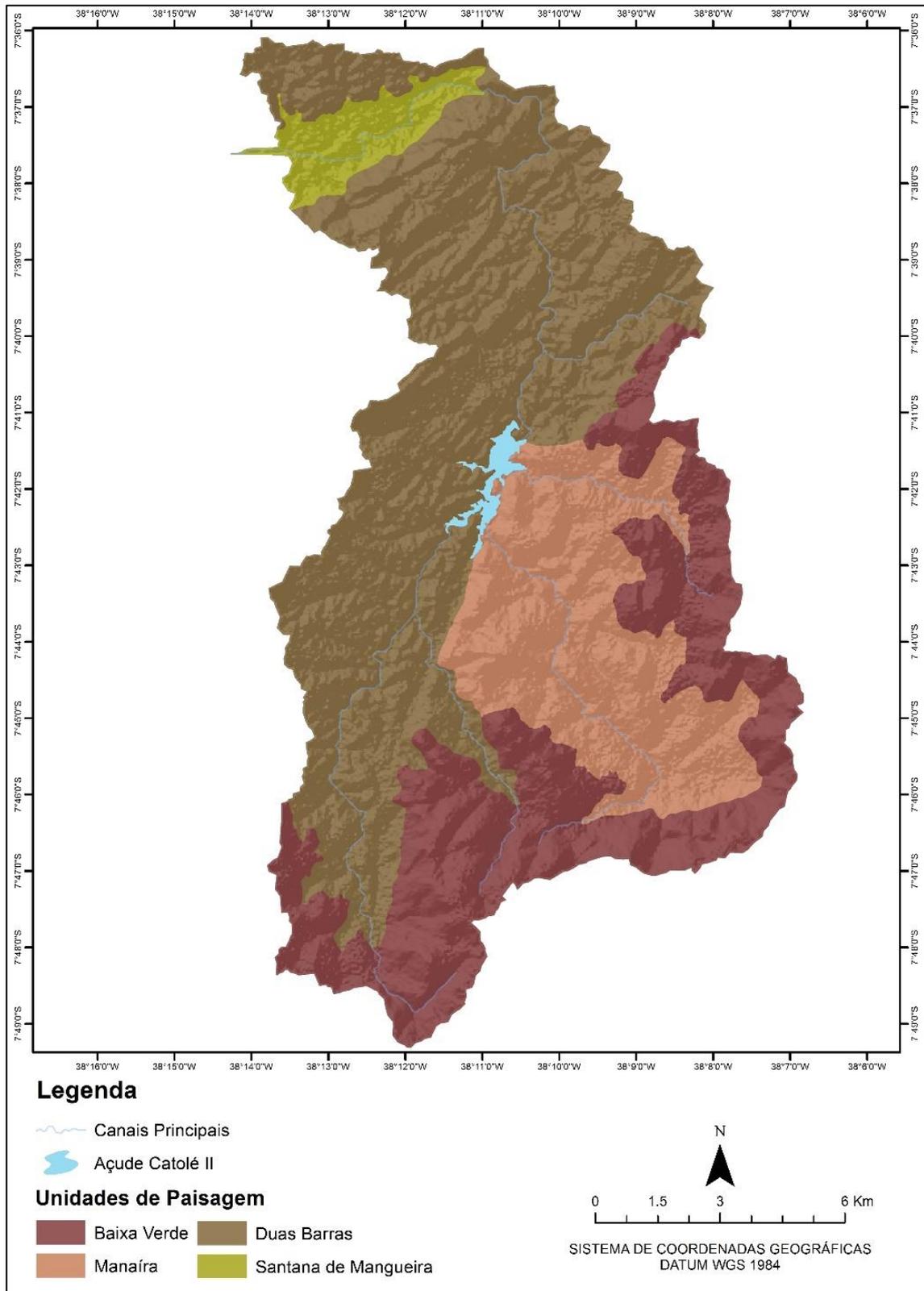
3.3 UNIDADES DE PAISAGEM

Visando fornecer uma ferramenta de compreensão dos atributos físicos da bacia e possíveis controles nos processos superficiais, as unidades foram definidas primordialmente com base na geomorfologia, buscando separar as unidades de relevo em função de seus atributos morfométricos, morfológicos e morfogenéticos. No entanto, os demais elementos estruturadores da paisagem foram utilizados como, ora controladores, ora controlados pela

distribuição das unidades geomórficas, a saber: estrutura geológica, classes de solo, formas de cobertura da terra/vegetação. Assim, foram individualizadas as unidades Baixa Verde, Manaíra, Duas Barras e Santana de Mangueira (**Figura 7, Figura 8, Quadro 2**).

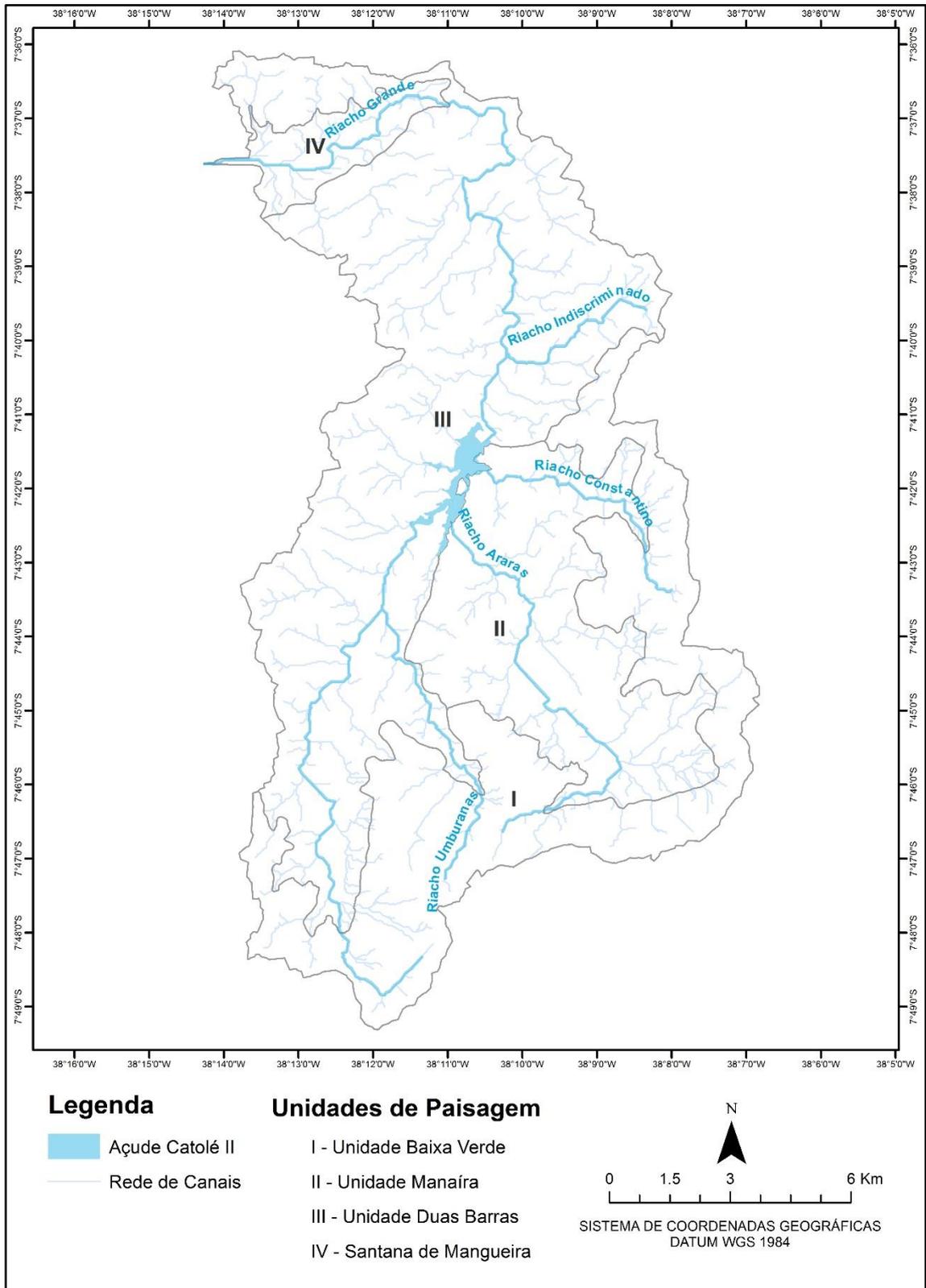
A **Unidade Baixa Verde (I)** se encontra nos domínios de cimeira do Maciço da Serra da Baixa Verde, cujo arcabouço litológico é composto pelo sienito álcali-feldspático do tipo Triunfo, rocha peralcalina ultrapotássica saturada em sílica que, por vezes, aflora na superfície demonstrando sua coloração leucocrática e textura equigranular média, podendo ocorrer fenocristais de microclina (CPRM, 2000; CORRÊA, 2001; BRITO NEVES et al., 2003). Esta unidade, que atinge cotas de até 1.100m, corresponde à principal zona de produção e área fonte de sedimentos da bacia, abrigando as cabeceiras de seus principais canais fluviais. Correa (2001) descreve a cimeira do maciço como sendo formada por topos tabulares individualizados por incisões fluviais e encostas com alto grau de declividade, onde é notável a remoção dos mantos de intemperismo e deposição em forma de colúvios nas médias e baixas encostas. Com relação à hidrografia, verifica-se o predomínio de canais fluviais de 1ª e 2ª ordem na hierarquia fluvial, que comumente não apresentam incisões definidas. Além destes, verifica-se a existência de cabeceiras de ordem zero (MOURA et al., 1991) que configuram anfiteatros de erosão que se encontram topograficamente desarticulados dos fundos de vale (CORREA, 2001; TAVARES, 2015).

Figura 7 - Mapa de Unidades de Paisagem.



Fonte: a autora

Figura 8 - Mapa Hidrográfico



Fonte: a autora

Quadro 2 - Unidades de Paisagens da Bacia do Riacho Grande.

UNIDADE DE PAISAGEM	LITOLOGIA	COMPARTIMENTO GEOMORFOLÓGICO	SOLOS	COBERTURA DA TERRA
I - Baixa Verde	Sienito	Cimeira do Maciço da Baixa Verde	Cambissolos, Argissolos e Neossolos	Vegetação Seminatural, Área Cultivada e Solo Exposto
II - Manaíra	Granodiorito	Depressão Intraplanáltica de Manaíra	Cambissolos e Argissolos	Vegetação Seminatural, Atividades Agropecuárias, Solo Exposto e Área Inundável
III - Duas Barras	Metavulcanossedimentares	Planalto da Borborema Dissecado e Planalto Sertanejo	Neossolos	Vegetação Natural e Seminatural, Atividades Agropecuárias e Solo Exposto
IV - Santana de Mangueira	Metassedimentares	Depressão Sertaneja	Neossolos	Atividades Agropecuárias e Solo Exposto

Inserida nos domínios do clima semiárido, onde a erosão é favorecida em detrimento da pedogênese, a bacia apresenta uma cobertura pedológica cuja variabilidade é marcada pela influência do relevo, material de origem e pequenas variações no clima (ARAÚJO FILHO, 2011; CORREA et al., 2014). A unidade Baixa Verde, representante das superfícies de cimeira e encostas do maciço homônimo e a unidade Manaíra, patamar intermediário vinculado a ele, se encontram mais expostas à umidade que o seu entorno e, portanto, apresentam solos mais desenvolvidos do que aqueles comumente associados ao domínio semiárido. Nestas unidades, segundo dados do IBGE/Projeto Radambrasil (2003) se encontram Cambissolos e Argissolos, havendo um pequeno setor da unidade Baixa Verde onde existem Neossolos Litólicos.

A ocorrência destas classes de solo foi referida por Correa et al. (2014) como composito tipicamente catenas localizadas em planaltos cristalinos, em que materiais provenientes de retrabalhamento de colúvios e mantos de alteração de setores à montante originam Cambissolos e/ou Argissolos, dependendo do tempo de desenvolvimento do perfil. Os setores, em ambas as unidades, onde estão presentes os Argissolos correspondem a alvéolos côncavos, baixas encostas e fundos de vale, onde não apenas a atuação do tempo, mas a própria posição topográfica e maiores condições de umidade parecem ter favorecido seu desenvolvimento pedogenético. Já os Cambissolos, menos desenvolvidos, respondem pela classe de solo

predominante em ambas as unidades, estando situados nos topos e altas e médias encostas, o que foi descrito por Correa et al. (2014) como sendo característico de ambientes de encosta em maciços residuais do Nordeste semiárido.

Situada em um patamar altimétrico abaixo da unidade Baixa Verde, a **Unidade Manaíra (II)** corresponde a um setor rebaixado do Maciço da Serra da Baixa Verde e delinea seu limite setentrional. De acordo com a classificação morfoestrutural proposta por Tavares (2015) para o Maciço da Serra da Baixa Verde e entorno, a unidade está inserida no compartimento definido como Depressão Intraplanáltica de Manaíra. A articulação morfoestrutural deste compartimento ao Planalto da Borborema, foi pontuada por Correa (2001) e Tavares (2015) como um patamar controlado tectonicamente pela Falha de Serra Talhada (direção NE-SW) que precede as cimeiras do maciço, tendo sido referido também por Monteiro (1988) como degrau Manaíra.

Litologicamente este patamar está estruturado sobre o granodiorito cálcio-alcálico de alto potássio do tipo Itaporanga, onde aflora o enxame de diques sieníticos de Manaíra-Princesa Isabel, cujo *trend* é NNE-SSW e corta não apenas o granodiorito mas também as supracrustais do Complexo Riacho Gravatá que compõem a Unidade Duas Barras. Estes diques são frequentemente expostos na paisagem como altos topográficos, embora nem sempre estejam relacionados a cristas no relevo regional (MEJIÁ, 2008). No sub-enxame de Manaíra que, segundo Mejiá (2008) e Hollanda et al., (2009), são compostos por apófises e corpos satélites que cortam a foliação metamórfica regional, verifica-se uma série de constrições nos vales, que dentre outros fatores, controlam a estocagem de sedimentos na bacia.

Dada a influência estrutural dos diques e da própria topografia plana associada com a remoção generalizada da cobertura vegetal característica da unidade, as configurações de confinamento revelam o predomínio de vales não confinados. Estes trechos de vales não confinados estão concentrados no entorno da unidade Baixa Verde, formando vales completamente colmatados que, por vezes, chegam a inumar os colúvios situados nas baixas encostas e formar superfícies sem canal.

A **Unidade Duas Barras (III)** apresenta uma fisionomia marcadamente distinta daquela observada nas unidades Manaíra e Baixa Verde, evidenciando uma influência litoestrutural na individualização das unidades de paisagem. A unidade Duas Barras é composta por rochas do Complexo Riacho Gravatá e, a norte da Z.C. Serra do Caboclo, pelo Grupo Cahoeirinha

(CPRM, 2000). O Complexo Riacho Gravatá corresponde a uma faixa de rochas metavulcanossedimentares com orientação ENE-WSW, sendo composto de quartzitos, xistos, metarenitos, metavulcânicas básicas e ácidas, formações ferríferas e metacalcário (CPRM, 2000), referido como sendo do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (MEDEIROS, 2004). A norte da Z. C. Serra do Caboclo, afloram as rochas metavulcanossedimentares de idade neoproterozóica do Grupo Cachoeirinha, o qual é composto pelas formações Santana dos Garrotes (base) - metaturbiditos, metarenitos finos e metapelitos, níveis delgados de metavulcânicas ácidas e intermediárias, metacalcários e metaconglomerados e Serra do Olho d'Água (topo) - metarenitos e metapelitos, que gradam para metaconglomerados no topo e porção sul da sequência, cujo mergulho do acamamento é predominantemente para sul (BRITO NEVES, 1995; MEDEIROS, 2004).

De acordo com a classificação morfoestrutural proposta por Tavares (2015), esta unidade está inserida no compartimento definido como Planalto da Borborema Dissecado em Cristas e Vales. Este compartimento se encontra no *knickpoint* da Falha de Serra Talhada que marca o contato das suítes intrusivas Triunfo (sienito) e Itaporanga (granodiorito) com as faixas metamórficas do Complexo Riacho Gravatá. Composto por rochas menos resistentes que as intrusivas, verifica-se neste compartimento uma intensa dissecação, com encostas sem cobertura coluvial e incisões profundas da drenagem, formando vales estreitos e confinados, exceto em alguns setores mais próximos da unidade Baixa Verde. Estas sequências de cristas e vales possuem orientação de acordo com os *trends* regionais (NE-SW) e estão situadas abaixo da Depressão de Manaíra, evidenciando uma compartimentação em degraus, o que Tavares (2015) aponta como um controle geotectônico da Falha de Serra Talhada e Z.C. Serra do Caboclo.

Nesta unidade se encontra o Riacho Grande e, em seu médio curso, o açude Catolé II, responsável pelo abastecimento hídrico do município de Manaíra, onde confluem os principais tributários do riacho Grande, os riachos Araras, Constantino e Umburanas. Além do açude Catolé II, deve-se ressaltar a existência de uma série de barramentos de menor volume, não apenas ao longo da unidade Duas Barras, mas também da unidade Manaíra, que abastecem a população rural. Estes barramentos menores por vezes chegam a ser rompidos em épocas de fluxo de alta energia, ou ainda, chegam a ter sua vida útil reduzida em decorrência do entulhamento de sedimentos.

A reduzida quantidade de sedimento das encostas e canais nesta unidade gera um padrão de vales confinados - onde não se verifica a acumulação de material colúvio-aluvionar, ou semiconfinados – onde a acumulação de material sedimentar se dá apenas em uma das margens do canal e, neste caso, de forma muito incipiente. Em alguns canais verifica-se a alternância entre padrões não confinados e confinados, onde canais confinados de leito rochoso se alternam com bolsões de sedimentos, acumulados em decorrência da presença de soleiras rochosas ou constrições nos vales. Esta configuração, dada pelo condicionamento estrutural da morfologia fluvial frequentemente é aproveitada pela população local para a construção de barragens, o que reforça a acumulação de sedimentos à montante de constrições e barramentos naturais. À jusante do açude Catolé II, no entanto, a presença de sedimento se torna ainda mais incipiente e o Riacho Grande apresenta um padrão confinado com leito rochoso, onde sequências de soleiras formam *knickpoints* até o setor final da unidade. Barros et al (2013) aplicaram o índice relação declividade x extensão ao longo do riacho Grande que apontou para a presença de uma sequência de anomalias de primeira ordem no setor NE da unidade, onde o riacho é marcado por inflexões condicionadas pela Z.C. Serra do Caboclo e pelo contato entre litologias distintas dentro do Complexo Riacho Gravatá.

A cobertura pedológica, de acordo com a escala dos dados disponíveis (IBGE/Projeto Radambrasil, 2003), da unidade Duas Barras é composta apenas por Neossolos Litólicos, classe de solos comumente associada ao domínio climático semiárido, visto que são solos pouco desenvolvidos que guardam as características mineralógicas do material de origem (ARAÚJO FILHO, 2011). Apresentando um jogo de relações sistêmicas entre elementos que compõem a estrutura superficial da paisagem, Correa et al. (2014) apontam para o predomínio do escoamento superficial sobre a infiltração em áreas cuja litologia é composta por rochas metamórficas, de modo que, onde a declividade é mais acentuada a formação de solo é impedida pela rápida remoção do material superficial. A paisagem resultante evidencia o papel da erosão na remoção rápida dos mantos de alteração, compondo uma paisagem que expõe um pavimento detrítico em superfície.

Assim como a unidade Duas Barras, a **Unidade Santana de Mangueira (IV)** se encontra estruturada em litologias metamórficas do Complexo Riacho Gravatá, sendo interceptada pela Z. C. Serra do Caboclo, importante zona de cisalhamento regional, que limita o referido complexo e o Grupo Cachoeirinha (MEDEIROS, 2004; CPRM, 2000). Esta unidade representa um patamar abaixo da unidade Duas Barras e, de acordo com a classificação

morfoestrutural proposta por Tavares (2015), está inserida na Depressão Sertaneja. Este patamar mais baixo do Complexo Riacho Gravatá se encontra desarticulado do patamar que compõe a unidade Duas Barras por uma série de *knickpoints*, decorrente de uma possível influência geotectônica da Z. C. Serra do Caboclo. Nesta unidade, pedimentos com cobertura detrítica estão parcialmente desconectados do canal principal por pacotes de sedimento contíguos ao canal, configurando o vale como não confinado.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 MAPEAMENTOS

O mapeamento geomorfológico foi confeccionado com o suporte de modelos numéricos, a saber: Modelo Digital de Elevação, Mapa de Curvas de Nível e Mapa de Declividade da bacia. Os dados para a elaboração foram obtidos a partir de imagens ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), com resolução espacial básica de 30m, seguindo as normas estabelecidas pela UGI, como detalhado em Demek (1972). Esta metodologia favorece o uso de quatro elementos para o entendimento das peculiaridades geomórficas da área: morfometria, morfologia, gênese e cronologia relativa. Deste resultou a elaboração de uma matriz de dinâmica processual de cada unidade em função de suas características morfológicas e morfoestratigráficas, com ênfase para a ocorrência de tipos de processos erosivos em diversas intensidades.

Para a confecção de mapas de cobertura da terra em uma sequência temporal observando os intervalos de tempo com dados imagéticos disponíveis, foram selecionados os anos de 1985, 1999 e 2013. As imagens foram selecionadas após a finalização da estação chuvosa de anos úmidos das últimas quatro décadas tomando por base a ocorrência do evento La Niña de intensidades variadas, a saber: intermediária (1985), forte (1999) e fraca a neutra (2013) (NOAA, 2016). Essa escolha deve-se ao fato de buscar-se evitar os anos associados à ocorrência de secas severas de forma a não prejudicar a análise dos tipos de cobertura da terra, sobretudo evidenciando a expansão das áreas de abandono sazonal de cultivo.

Foram utilizadas imagens da série LANDSAT disponíveis para cada ano, de modo que foram trabalhadas cenas dos satélites LANDSAT 5, LANDSAT 7 e LANDSAT 8, com resolução espacial de 30 metros. As imagens LANDSAT 8 contam com uma banda pancromática de 15 metros, o que possibilitou a melhoria de sua resolução através da fusão das imagens. As cenas escolhidas foram de 18 de novembro para o ano de 1985 e de 30 e 28 de setembro para os anos de 1999 e 2013, respectivamente, de ponto e órbita 65/216. As imagens LANDSAT 5 e 7

foram trabalhadas na composição 321 e a imagem LANDSAT 8 na composição 432, correspondentes à cor natural.

A classificação de categorias de cobertura da terra foi construída com base na proposta da FAO - Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO, 2005), que visa alcançar uma abrangência não verificada em uma gama de sistemas de classificação de cobertura da terra, onde as classes de cobertura foram desenvolvidas para propostas ou escalas específicas (FAO, 2005). De acordo com esta proposta a composição de cada classe é definida pela combinação de um conjunto de atributos diagnósticos independentes, de modo que o aumento no detalhe na descrição de um atributo está relacionado com o número de classificadores utilizados (FAO, 2005).

As formas de cobertura da terra, resultantes da análise acima descrita, foram associadas ao mapa de unidades geomorfológicas da bacia, com vistas a permitir a quantificação da dinâmica espacial de cada tipologia em virtude de sua associação a uma determinada unidade de relevo com maior ou menor sensibilidade aos processos erosivos.

4.2 COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIA FLUVIAL

A proposta teórico-metodológica dos estilos de rios, no intuito de compreender o funcionamento de sistemas fluviais, sugere uma análise integrada de processos superficiais em tais sistemas, visto que reconhece a existência de uma gama de padrões geomorfológicos para os rios. Portanto, a proposta admite que o estabelecimento do caráter e comportamento fluvial pode se dar através de uma gama de processos que operam em escalas distintas e, por esta razão, adota uma abordagem multiescalar hierarquicamente agrupada (BRIERLEY & FRIYRS, 2000).

A compartimentação e tipologia fluvial foram elaboradas segundo os primeiros níveis da proposta de estilos de rios, conforme sugerido por Brierley & Fryirs (2005). Portanto, para a compartimentação fluvial, foram analisadas as configurações da bacia como um todo, que revela possíveis controles no caráter e comportamento dos rios. Para isso foram utilizadas imagens Google Earth processadas em ambiente SIG, bem como dados do reconhecimento

dos canais em campo, que permitiram classificar os canais em confinados, não confinados e parcialmente confinados (Brierley et al., 2006). Em seguida foi feita a individualização de segmentos cujas características geomorfológicas são uniformes, utilizando como base a compartimentação fluvial previamente estabelecida. Estes segmentos foram mapeados em escala de detalhe a partir de imagens Google Earth georreferenciadas em conjunto com a conferência dos mapeamentos em campo.

4.3 TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS

4.3.1 Granulometria

Para estabelecer o tamanho das partículas em sedimentos detríticos, a análise sedimentológica se configura como um parâmetro primordial na análise das propriedades físicas dos sedimentos e, segundo Suguio (2003) é empregada na classificação de sedimentos detríticos em rudáceos, arenáceos e lutáceos. O autor afirma que as razões pelas quais as análises granulométricas de sedimentos são importantes residem no fato dessas fornecerem bases para uma descrição mais precisa dos sedimentos. A distribuição granulométrica pode ser característica de sedimentos de determinados ambientes deposicionais; o estudo detalhado da granulometria pode fornecer informação sobre os processos físicos e os hidrodinâmicos, atuantes durante a deposição, além da distribuição granulométrica estar relacionada a outras propriedades, como a porosidade e a permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com base nas características granulométricas. Assim, primeiramente a análise granulométrica se concentra na quantificação de cada fração, cujos dados são plotados em gráficos e diagramas, constituindo uma segunda fase de análise. Suguio (1973) coloca que, devido à heterogeneidade da maior parte das amostras, se faz necessário combinar métodos de análise distintos, tendo por conveniência o limite de frações grossas e finas o diâmetro de $63\mu\text{m}$ (ou $0,062\text{mm}$). Segundo o autor, este valor “corresponde ao extremo inferior de granulação para as diversas classes de areia na classificação de Wentworth” (p. 45). Desta forma, optou-se por utilizar o peneiramento seco para as frações grossas, enquanto que a fração fina foi

quantificada com a utilização de granulômetro à laser. Ambas as análises foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LabGEQUA) da UFPE.

4.3.1.1 *Granulometria de areias e cascalho*

A quantificação das frações de areia e cascalho foi realizada através do peneiramento seco das amostras, desprezando as frações de silte e argila. A obtenção dos dados quantitativos de granulometria para esta análise foi conduzida, em parte, com base no método desenvolvido por Gale & Hoare (1991), cujas etapas estão descritas a seguir:

- Pesar 50g de sedimento argiloso ou 100g de sedimento arenoso;
- Colocar em copo metálico e acrescentar 400 ml de água;
- Colocar 25 ml de dispersante (hexametáfosfato de sódio);
- Levar copo metálico ao agitador mecânico e agitar por dez minutos se o sedimento for arenoso e 15 minutos se o sedimento for argiloso.

No entanto, visando separar os finos das demais frações, após as etapas acima descritas, os sedimentos foram lavados em peneira de $63\mu\text{m}$ (*phi* 4), desprezando as frações abaixo deste valor. Após a lavagem, o material restante na peneira foi levado para secar em estufa e novamente pesado para quantificar o total de finos perdidos. Posteriormente a amostra foi peneirada em jogos de peneira com intervalos sucessivos de 1 *phi* (ϕ) para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia, areia média, areia grossa e cascalho.

4.3.1.2 Granulometria de finos

Para a separação das frações silte e argila, foi utilizado o método de pipetagem, conforme descrito por Camargo et al., (2009). Este método baseia-se na diferença do tempo de decantação das partículas de silte e argila de acordo com a Lei de Stokes:

$$v = \frac{2}{9} \times g \times r^2 \frac{(D_p - D_{sol})}{\eta}$$

Onde: $g = 980,7 \text{ cm/s}^2$; r = raio da partícula; D_p = peso específico da partícula; D_{sol} = peso específico da solução e η = viscosidade da água à temperatura considerada.

As etapas de preparação das amostras estão descritas a seguir:

- Após completar o volume da proveta a 500 ml, agitar a suspensão por trinta segundos com um bastão;
- Transcorrido o tempo necessário para a sedimentação da argila, introduzir uma pipeta de 10 ml a uma profundidade de 5 cm para amostragem de argila, com sucção contínua para evitar turbilhamento;
- Transferir as alíquotas para cápsulas de porcelana previamente taradas e secar a 105-110°C por no mínimo oito horas;
- Pesar em balança de precisão.

4.3.2 Geocronologia por ^{210}Pb

A reconstrução da paisagem a partir da datação de modelados agradacionais pode se dar em uma gama de escalas temporais, de modo que o método a ser utilizado dependerá do ambiente deposicional e da escala dos processos a serem datados. Para a datação de sedimentos recentes cujo recorte temporal inclui a ocupação moderna do semiárido nordestino e as consequentes modificações na cobertura da terra antropicamente induzidas, optou-se por trabalhar com o método de geocronologia por ^{210}Pb , visto que este método é amplamente utilizado em

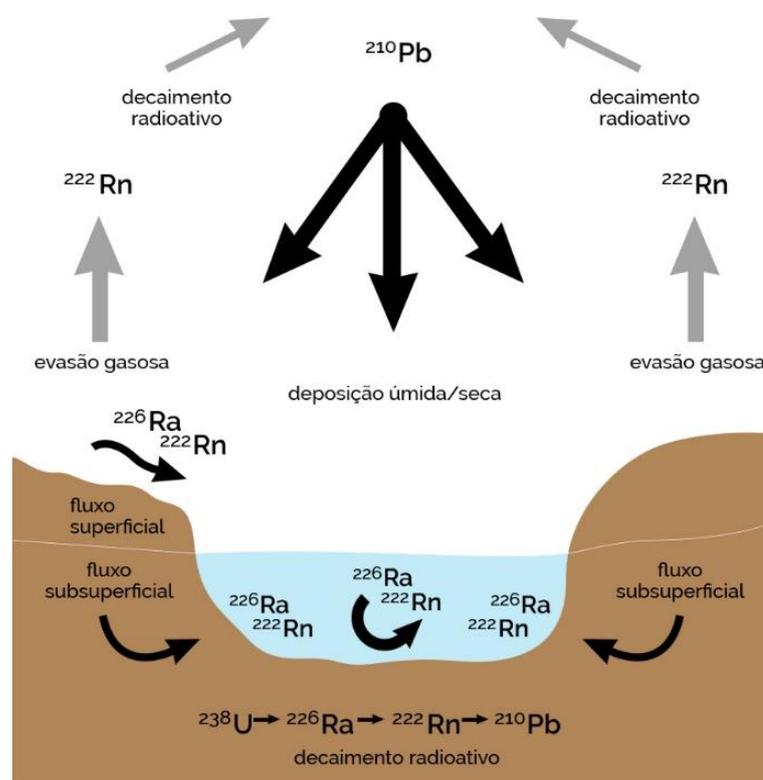
ambientes fluviais e lacustres em que mudanças na taxa de deposição não ultrapassem os 150 anos.

Técnicas de datação de modelados agradacionais que se utilizam de fenômenos nucleares, as chamadas técnicas de datação radiométricas, estão baseadas em reações nucleares que refletem alterações no núcleo atômico de determinados elementos. Em linhas gerais, elas se alicerçam no princípio do decaimento radioativo, em que os isótopos radioativos se transformam em outros elementos, obedecendo a uma taxa de decaimento que é característica de cada isótopo. Assim sendo, as técnicas de datação radiométricas estão fundamentadas no tempo de residência de um determinado isótopo em um depósito sedimentar afim de estabelecer uma idade, que dependerá do seu nível de concentração no material amostrado (CORREA et al., 2016).

O ^{210}Pb é um isótopo radioativo do chumbo pertencente à série radioativa do ^{238}U (**Figura 9**), que inclui os elementos radioisótopos ^{226}Ra , ^{222}Rn e ^{210}Pb . O ^{210}Pb é um radionuclídeo natural cuja origem pode ser atmosférica ou na própria matriz sedimentar. O ^{210}Pb não suportado, de origem atmosférica, é produto do decaimento do gás ^{222}Rn (meia-vida de 3,8 dias) que é produzido na superfície terrestre e escapa para a atmosfera onde decai para uma série de isótopos de meia-vida muito curta (**Figura 10**) até atingir o ^{210}Pb (meia-vida de 22,3 anos), que, por sua vez, volta à superfície de solos e corpos d'água por deposição sólida e é absorvido na superfície dos sedimentos (LUBIS, 2006). A precipitação deste material acaba por resultar em um excedente em relação ao ^{210}Pb produzido *in situ*, que se encontra em equilíbrio radioativo com o ^{226}Ra , o chamado ^{210}Pb suportado. Este é produzido na própria matriz sedimentar pelo decaimento *in situ* do ^{226}Ra sem o escape do ^{222}Rn (APPLEBY & OLDFIELD, 1978; NOLLER, 2000; LUBIS, 2006; CORREA et al., 2016).

Figura 9 - Série Radioativa do ^{238}U 

Fonte: Adaptado de Swarzenski (2014)

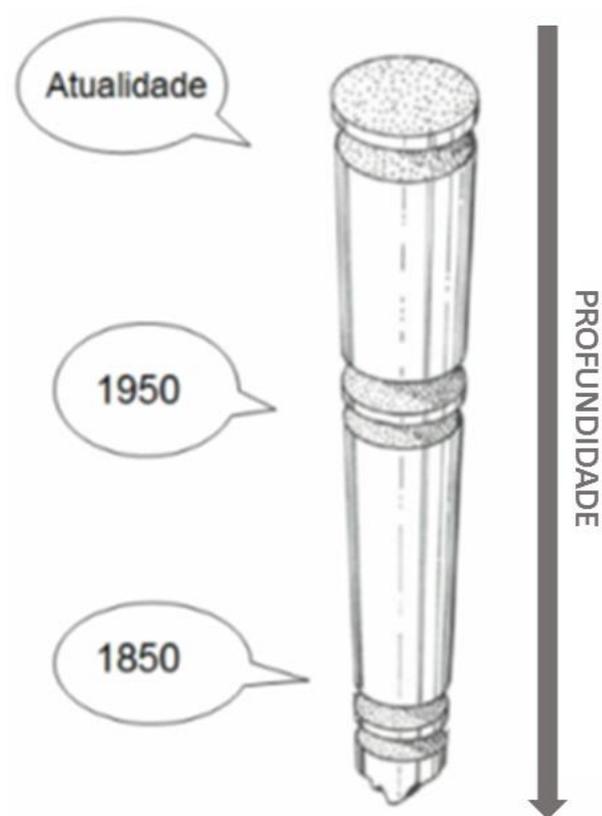
Figura 10 - Ciclo do ^{210}Pb .

Fonte: Adaptado de Swarzenski (2014).

A coleta de amostras foi realizada em maio de 2016, onde foram obtidos seis testemunhos utilizando tubos de PVC com diâmetro de 100mm e 1,5m de comprimento (**Figura 11**). Para a coleta das amostras foram escolhidos bolsões de sedimento à montante de reservatórios que estão especializados de acordo com a **Figura 12**.

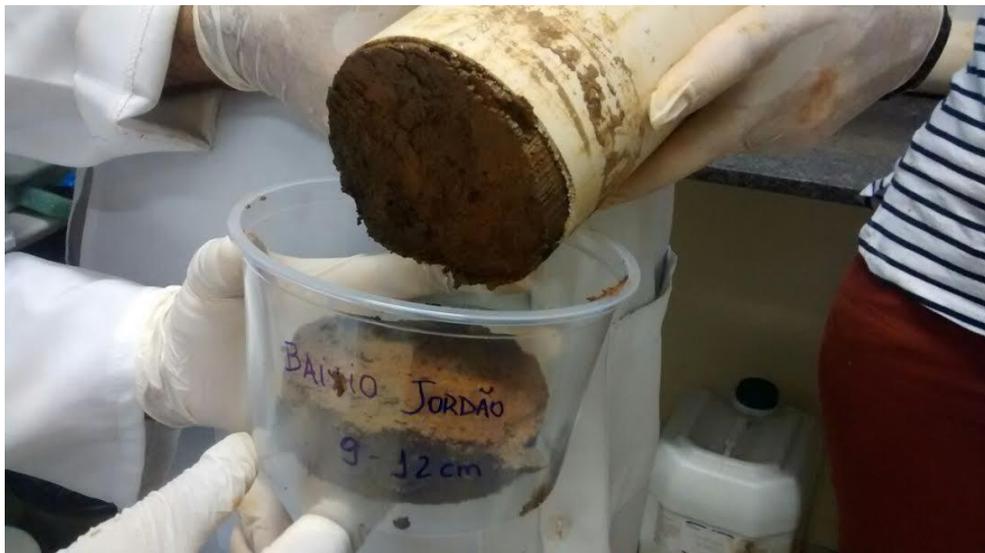
Os testemunhos foram congelados e posteriormente subdivididos de acordo com a profundidade obedecendo intervalos de 3cm, de modo que foi obtido um total de cem amostras para todos os testemunhos. Em seguida as amostras foram secadas em estufa a uma temperatura de 40° por 48 horas.

Figura 11 - Exemplo de tubo de coleta.



Fonte: Adaptado de Ferreira et al (2015).

Figura 12 - Separação do testemunho em intervalos de 3cm.



Fonte: A autora.

A preparação das amostras foi realizada nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LabGEQUA) e a extração do ^{210}Pb e leitura das amostras foram realizadas nas dependências do Departamento de Análises Ambientais do Centro Regional de Ciências Nucleares do Nordeste (CRCN-NE), seguindo a metodologia proposta por GODOY et al., (1998).

Para a determinação da concentração de ^{210}Pb foram utilizados 5g de sedimento de tamanho menor que $63\ \mu\text{m}$ e adicionou-se 1g de cloridrato de hidroxilamina, 1000 μl de carreador de chumbo e 100 ml de HBr (ácido bromídrico) 0,5M. Esta mistura foi mantida sob agitação por 12 horas e, posteriormente, foi filtrada. Em seguida, o material foi colocado na coluna de troca iônica (contendo a resina DOWEX 1x8 Clorídrica 50-100 mesh básica) e o Pb contido na coluna foi extraído com 100 ml de HNO_3 (ácido nítrico) (solução com $1\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$). A solução obtida foi aquecida em chapa até quase secura e avolumada até 50ml com água deionizada. Em seguida o pH desta solução foi ajustado com $\text{NH}_4\text{CH}_3\text{COO}$ (acetato de amônio) a 40% utilizando vermelho de metila como indicador e então a solução foi aquecida até a ebulição e adicionados 2ml de cromato de sódio para a precipitação do chumbo. O precipitado foi filtrado em sistema tipo Milipore utilizando filtro de papel com $0,45\ \mu\text{m}$ de abertura de poro, previamente tratado. Os filtros de papel contendo o material depositado foram secos em estufa a 80°C por 20 minutos e em seguida pesados e cobertos com papel contato (**Figura 13**).

Figura 13 - Procedimentos de Laboratório. A – Filtração das amostras; B – Extração do ^{210}Pb nas colunas de troca iônica; C – Material precipitado; D – Precipitação das amostras em sistema Milipore.



Fonte: A autora.

Após 30 dias, tempo necessário para que os elementos químicos ^{210}Pb e ^{210}Bi entrem em equilíbrio, foi feita a leitura no Detector Proporcional de Fluxo Gasoso, de marca Canberra, modelo S5 XLB.

Para a determinação das idades foi utilizado o modelo CIC (*Constant Inicial Concentration*), que considera que a variação inicial de ^{210}Pb não suportado em amostras de sedimento seja constante (ROBBINS & EDGINTON, 1975). No entanto, este modelo admite que a entrada de sedimentos seja constante para o ponto amostrado, de modo apenas a taxa de sedimentação média é obtida para o perfil. Ferreira et al. (2015) coloca a simplicidade de cálculo como a principal vantagem do método e justifica sua utilização em reservatórios dada a estabilidade de tais corpos d'água. No entanto, em se tratando do semiárido brasileiro, sabe-se que as taxas de sedimentação podem variar em curtos períodos de tempo, o que limita a resolução dos dados obtidos.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

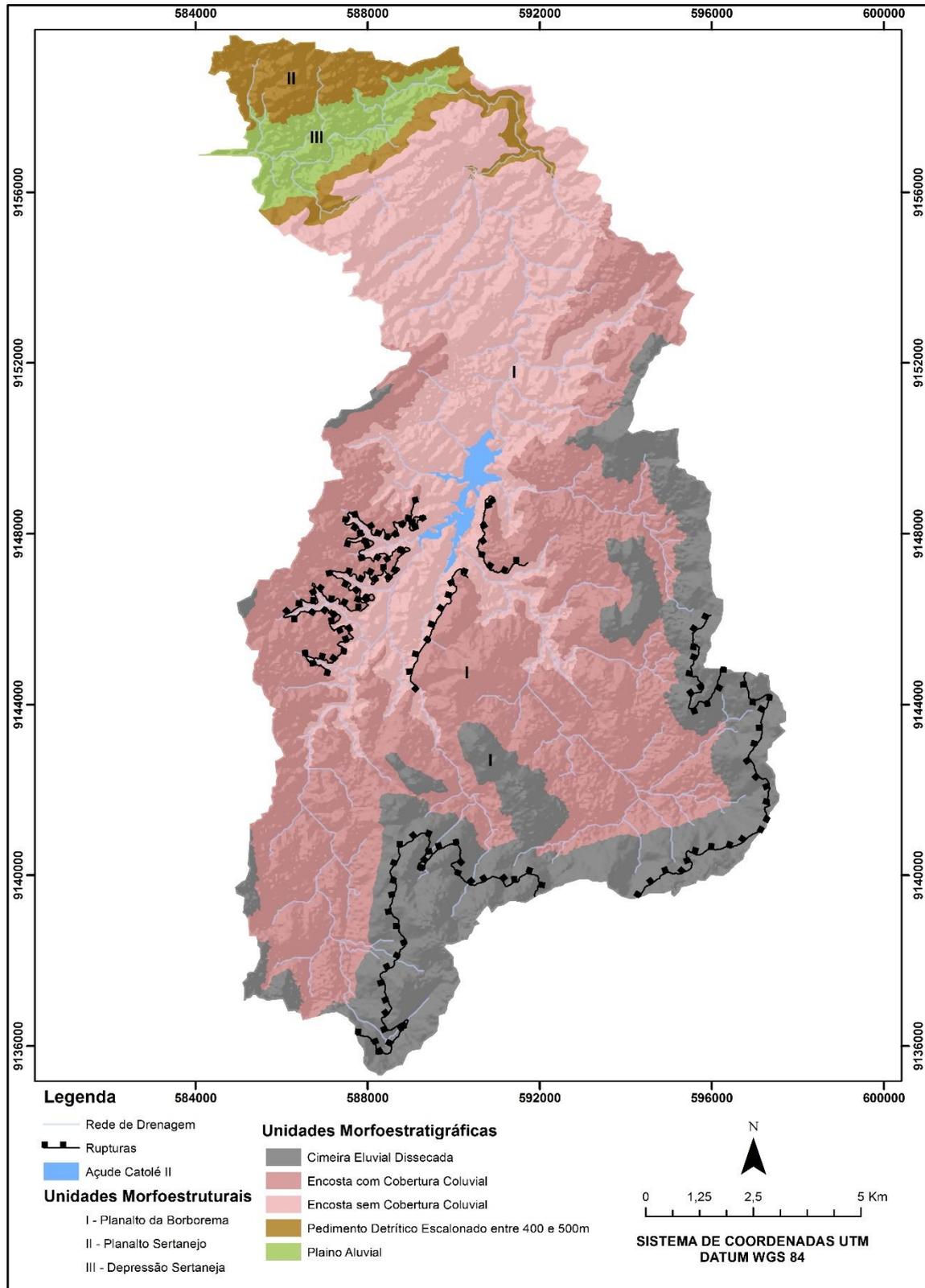
5.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO RIACHO GRANDE

A compartimentação geomorfológica da bacia do Riacho Grande, constitui o resultado inicial deste trabalho, visto que permite a compreensão de como a bacia está organizada em compartimentos geomorfológicos, a partir dos quais os demais resultados serão analisados de modo a estruturar um conhecimento da organização e funcionamento da paisagem. Para tanto, foi elaborado um mapeamento geomorfológico na escala de 1:100.000, a partir de dados de hipsometria e declividade (**Figura 14**) além de visitas em campo. As diferenças e homogeneidades morfométricas, morfológicas e morfogenéticas foram tomadas como base para a individualização de unidades de relevo. A partir dos dados de modelagem numérica foi extraído o perfil longitudinal do Riacho Grande, com o intuito de complementar as informações obtidas a partir dos mapas hipsométrico, de declividade e geomorfológico.

5.1.1 O Contexto Morfoestrutural

A bacia do Riacho Grande está situada na escarpa ocidental do Planalto da Borborema, mais precisamente no Maciço Sienítico da Serra da Baixa Verde e setores setentrionais adjacentes ao mesmo. Suas cabeceiras se encontram sobre a superfície de cimeira do planalto, em cotas que superiores aos 1000 metros, e segue seu curso para os setores dissecados ao norte do maciço até atingir cotas em torno dos 350 metros no Planalto Sertanejo.

Figura 14 - Mapa Geomorfológico da bacia do Riacho Grande.



Fonte: a autora

De acordo com a classificação morfoestrutural proposta por Tavares (2015) para o Maciço da Serra da Baixa Verde, a área que compreende a bacia do Riacho Grande está situada nos compartimentos individualizados pelo autor como Superfície de Cimeira, Depressão Intralplanáltica de Manaíra, Planalto da Borborema Dissecado em Faixas Metamórficas e Planalto Sertanejo.

A Depressão de Manaíra marca o contato entre o sienito que compõe o embasamento do Maciço da Serra da Baixa Verde e o complexo de rochas metamórficas que o circunda ao norte. Esta unidade morfoestrutural se apresenta como um compartimento topograficamente rebaixado em relação às cimeiras do Maciço da Serra da Baixa Verde e mais elevado em relação ao que Tavares (2015) chamou de Planalto da Borborema Dissecado. O limite entre a Depressão de Manaíra e este patamar imediatamente abaixo é marcado por um knickpoint dado pela Falha de Serra Talhada. Desta maneira, a depressão representa um patamar articulado morfoestruturalmente ao planalto e tectonicamente controlado pela Falha de Serra Talhada, tendo sido referido por Monteiro (1988) como degrau Manaíra (CORREA, 2001; TAVARES, 2015).

O compartimento situado entre cerca de 690 e 570 m de altitude no setor norte da bacia compreende o que Tavares (2015) classificou como Planalto da Borborema Dissecado e é caracterizado por uma paisagem intensamente dissecada, formada por feições de cristas e vales alinhados de acordo com a Z. C. Serra do Caboclo e falhas associadas a esta zona de cisalhamento, caracterizando um controle estrutural sobre a disposição das formas de relevo (TAVARES, 2015).

O autor avança ainda a existência de possível controle tectônico na disposição do relevo evidenciado pela discordância de patamares sob a mesma estruturação litológica. Tal discordância é marcada por um desnível de 300m desde o compartimento dissecado até o Planalto Sertanejo e é delimitada por um falhamento ligado à Z. C. Serra do Caboclo (TAVARES, 2015; BARROS et al., 2017). Deste modo, existe um patamar topograficamente rebaixado em relação ao seu entorno onde o compartimento de cristas e vales dissecados dá lugar a uma paisagem plana a suavemente ondulada, onde o Riacho Grande inflete para oeste em seu segmento inferior. Este patamar é delimitado a norte pelos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha, que compõem o Planalto Sertanejo.

5.1.2 As Unidades Morfoestratigráficas

As unidades morfoestratigráficas e os topoclimas da bacia hidrográfica, associados a formas de cobertura da terra, controlam diretamente sua morfodinâmica e estabelecem uma gradação entre os compartimentos com maior ou menor grau de instabilidade geomorfológica frente aos processos erosivos e de degradação dos solos. Além disso, o grau de conectividade existente dentro da bacia conduz as trajetórias de alteração neste sistema fluvial (BRUNSDEN, 2001; BRIERLEY et al., 2006).

Inicialmente, os *inputs* de energia erosiva são controlados pela própria presença do maciço estrutural, com cimeiras acima dos 1.100 metros, e relevo relativo da ordem de até 700 metros, o que desencadeia um marcado efeito orográfico sobre as precipitações. Essa diferença altimétrica resulta em totais acumulados de chuva com gradiente crescente encosta acima, e valores que oscilam entre 600 a mais de 1.100 mm/ano das depressões circundantes ao topo da serra.

A estrutura superficial da paisagem, por seu turno, também acompanha a disponibilidade de umidade e energia erosiva ao longo dos andares topográficos da bacia. Assim, a distribuição de solos residuais e rampas de colúvio areno-argilosas a cascalhosas associa-se aos patamares mais elevados e úmidos do relevo. As coberturas pedológicas da cimeira são em geral imaturas e delgadas (< 2 m de espessura), com associações que alternam perfis de neossolos litólicos a neossolos câmbicos até as rupturas de gradiente que marcam o início do compartimento de encostas.

O compartimento de encostas é subdividido em duas sub-unidades, de montante para jusante, sendo o primeiro marcado pelo acúmulo de sucessivas rampas de colúvio majoritariamente holocênicas (AMORIM, 2015; CORRÊA, 2001). Esses sedimentos apresentam-se assentados discordantemente sobre perfis truncados de isalterita ou sobre a própria rocha fresca. No entanto, a exiguidade de materiais disponíveis para a erosão (mantos de intemperismo e colúvios delgados) resulta em uma substituição das encostas coluviais para encostas destituídas de coberturas sedimentares à medida que se avança em direção ao nível de base local da bacia. Esta passagem é marcada pela presença de rupturas de gradiente, knick-points, geralmente sob a forma de soleiras rochosas, que atuam aprisionando os materiais

sedimentares a montante. Os setores mais baixos das encostas são marcados pela presença de coberturas pedológicas residuais com associações de neossolos litólicos a luvisolos crômicos no limite com as unidades pedimentares. A morfodinâmica contemporânea é modulada pela declividade e disponibilidade de materiais para a erosão, sendo a unidade à montante, encosta com cobertura coluvial, a mais prontamente atacada pelos processos superficiais em toda a bacia.

A mudança de declividade, comandada pela sucessão de *knickpoints* que delimitam o relevo escarpado das encostas maciço, é marcada novamente à jusante, por um conjunto de formas escalonadas, com elevado grau de declividade e cobertura residual detrítica marcada pela pedregosidade superficial recobrimdo perfis rasos de neossolos litólicos. Esta unidade, os pedimentos detríticos escalonados, apresenta-se em degraus delimitados por *knickpoints* marcados nos trechos finais do riacho Grande até atingir seu plano aluvial.

O nível de base local da bacia é marcado por um plano aluvial de direção geral E-W para onde converge a sedimentação oriunda dos canais de menor ordem, resultando na acumulação de *flood-outs* (leques terminais), que colmatam um plano largo com aluviões arenosos, cujos limites laterais se apresentam bem marcados pela mudança de gradiente da unidade dos pedimentos dissecados.

5.2 DINÂMICA DE COBERTURA DA TERRA E MUDANÇAS NA PAISAGEM

O Nordeste semiárido constitui uma região seca e quente caracterizada por fortes deficiências hídricas e submetida a irregularidades espaço-temporais na precipitação pluviométrica ditadas por fenômenos de escala global como ENOS e Dipolo do Atlântico. Neste sentido, a ocorrência de fases secas e alternadamente com fases úmidas constitui um controle básico na morfodinâmica semiárida.

No entanto, além da dinâmica climática, padrões de uso e ocupação são capazes de exercer controles preponderantes sobre a morfodinâmica do ambiente semiárido dada a sua capacidade de degradação da terra. Segundo Ab'Saber (1974), o padrão de ocupação que se desenvolveu no interior do Nordeste foi pautado em atividades agrárias baseadas no pastoreio

extensivo e ações deliberadas de intervenção antrópica, em que se destacam aquelas voltadas para o armazenamento de água.

Para Correa (2011), as influências antrópicas devem ser sempre consideradas nos processos de alteração morfogênética que ocorrem no semiárido visto que, em maior ou menor grau, tais influências atuam em todas as variáveis envolvidas nestes processos. No entanto, Correa (2011) coloca que mesmo que o homem seja tratado como agente da morfogênese no semiárido, as pressões exercidas pelo clima ainda controlam essencialmente a morfodinâmica neste ambiente.

A evolução recente dos sistemas geomorfológicos neste contexto, portanto, se deve à atuação conjunta do elemento clima e do sistema antrópico atuando sinergicamente na elaboração da paisagem hodierna. E, mesmo que mudanças substanciais no clima não tenham ocorrido recentemente, seu comportamento cíclico associado a mudanças na cobertura da terra foi capaz de produzir alterações morfogênicas que se caracterizam como fenômenos de degradação de terras, frequentemente tratada como desertificação (AB'SABER, 1977; MONTEIRO, 1988; CORREA et al., 2016).

Como asseverou Monteiro (1988) em suas observações no semiárido do Nordeste oriental, a degradação ecológica desencadeia e acelera a atividade geomorfológica, sobretudo no que diz respeito aos processos de alteração e erosão dos solos, bem como o transporte e a acumulação de sedimentos. Essas alterações do relevo e da cobertura pedológica resultam em mudanças hidrológicas que desencadeiam efeitos negativos sobre a produtividade das terras. Assim, tanto os processos geomorfológicos quanto os de desertificação estão profundamente interligados, ao ponto de ser difícil diferenciar as causas dos efeitos.

Visando investigar as relações entre o comportamento da cobertura da terra e as respostas geomorfológicas identificáveis na superfície foram elaborados mapeamentos de cobertura da terra admitindo-se que a morfodinâmica inerente a cada unidade do relevo (**Quadro 3**) local corresponde a um conjunto de processos erosivos. Assim, as formas de cobertura da terra atuam sobre a disponibilidade de áreas desnudas ao impacto direto da chuva, o que permite a designação, por meio de levantamento em bases cartográficas digitais, das unidades morfoestratigráficas afetadas dentro de um dado recorte temporal.

Quadro 3 - Unidades Morfoestratigráficas e Morfodinâmica correspondente

UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS	MORFODINÂMICA
Encosta com Cobertura Coluvial	Declives fortes, cobertura coluvial, processos erosivos lineares associados a atividades antrópicas, canais não confinados, presença de vales entulhados não canalizados;
Encosta sem Cobertura Coluvial	Declives fortes cobertura eluvial pouco espessa, processos erosivos laminares, pavimento detrítico, canais confinados e semi-confinados;
Cimeira Eluvial Dissecada	Declives moderados, cobertura eluvial, processos erosivos lineares abundantes associados à atividade antrópica, canais não confinados;
Pedimento Escalonado Detrítico entre 400 e 500m	Declives moderados, cobertura eluvial pouco espessa, processos erosivos laminares, canais confinados com leito rochoso;
Plaino Aluvial	Declives suaves, cobertura aluvial, processos erosivos laminares e lineares, ravinamentos nas margens, canais não confinados com enchentes anuais ou decadais.

Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

Tratando-se de uma bacia planáltica de baixa ordem no sistema hidrográfico regional, o Riacho Grande encontra-se assentado majoritariamente sobre as unidades de morfodinâmica mais intensa do maciço (**Quadro 4**). Em considerando-se todos os elementos morfométricos, estrutura superficial da paisagem e de cobertura de terra quase 70% da área da bacia situam-se sobre as encostas com e sem cobertura coluvial, que por si só correspondem aos compartimentos onde os processos superficiais são intensamente redinamizados em função de suas características geomorfológicas intrínsecas além da magnitude dos inputs climáticos.

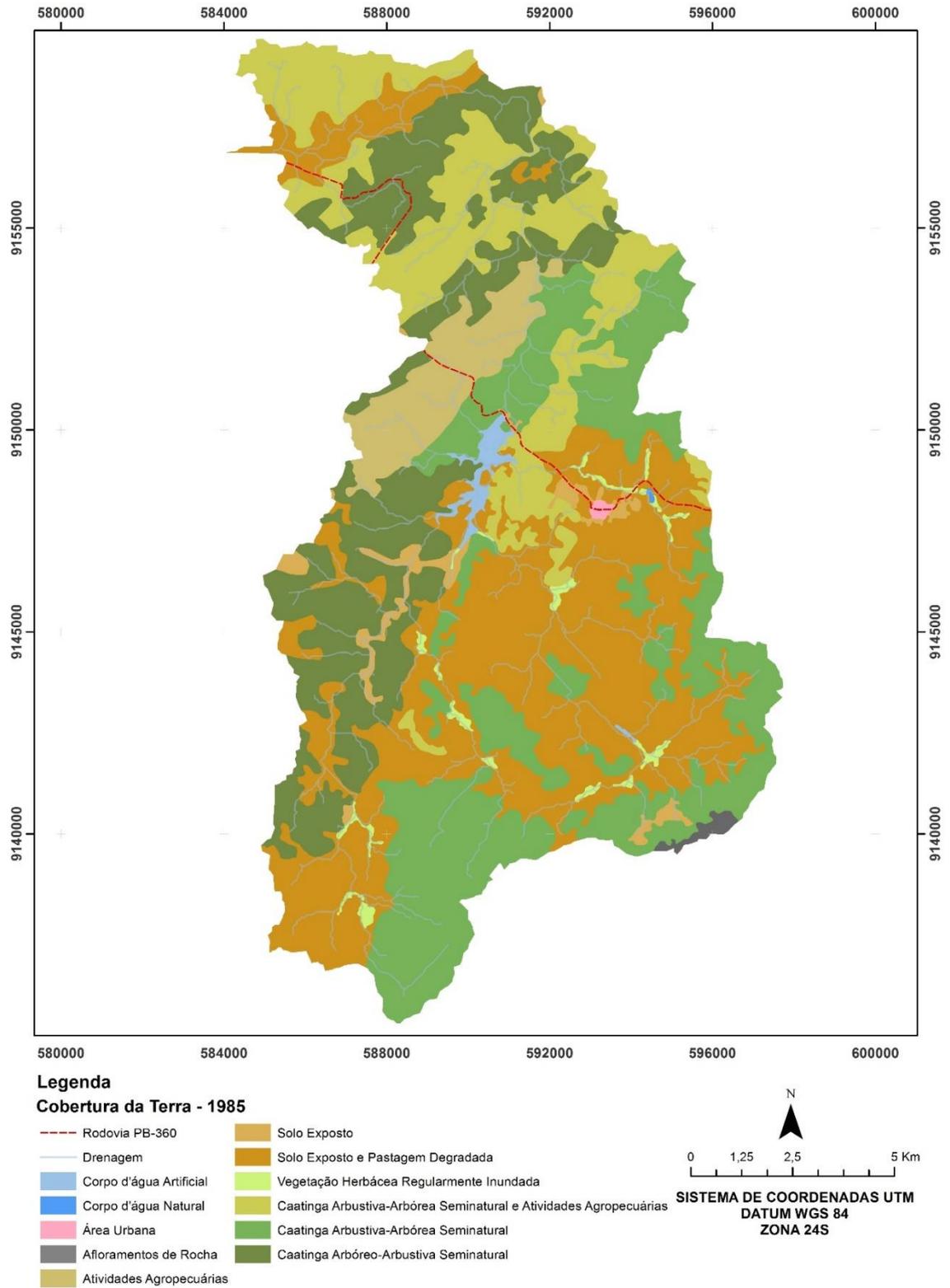
Quadro 4 - Distribuição percentual da área da bacia do riacho Grande sobre as unidades morfoestratigráficas

PERCENTUAL DE UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS NA BACIA DO RIACHO GRANDE		
UNIDADE MORFOESTRATIGRÁFICA	ÁREA EM KM ²	PERCENTUAL
ENCOSTA COM COBERTURA COLUVIAL	78,52	40,51
ENCOSTA SEM COBERTURA COLUVIAL	55,31	28,54
PEDIMENTO DETRÍTICO ESCALONADO	10,2	5,26
CIMEIRA ELUVIAL DISSECADA	43,01	22,19
PLAINO ALUVIAL	6,84	3,53

Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

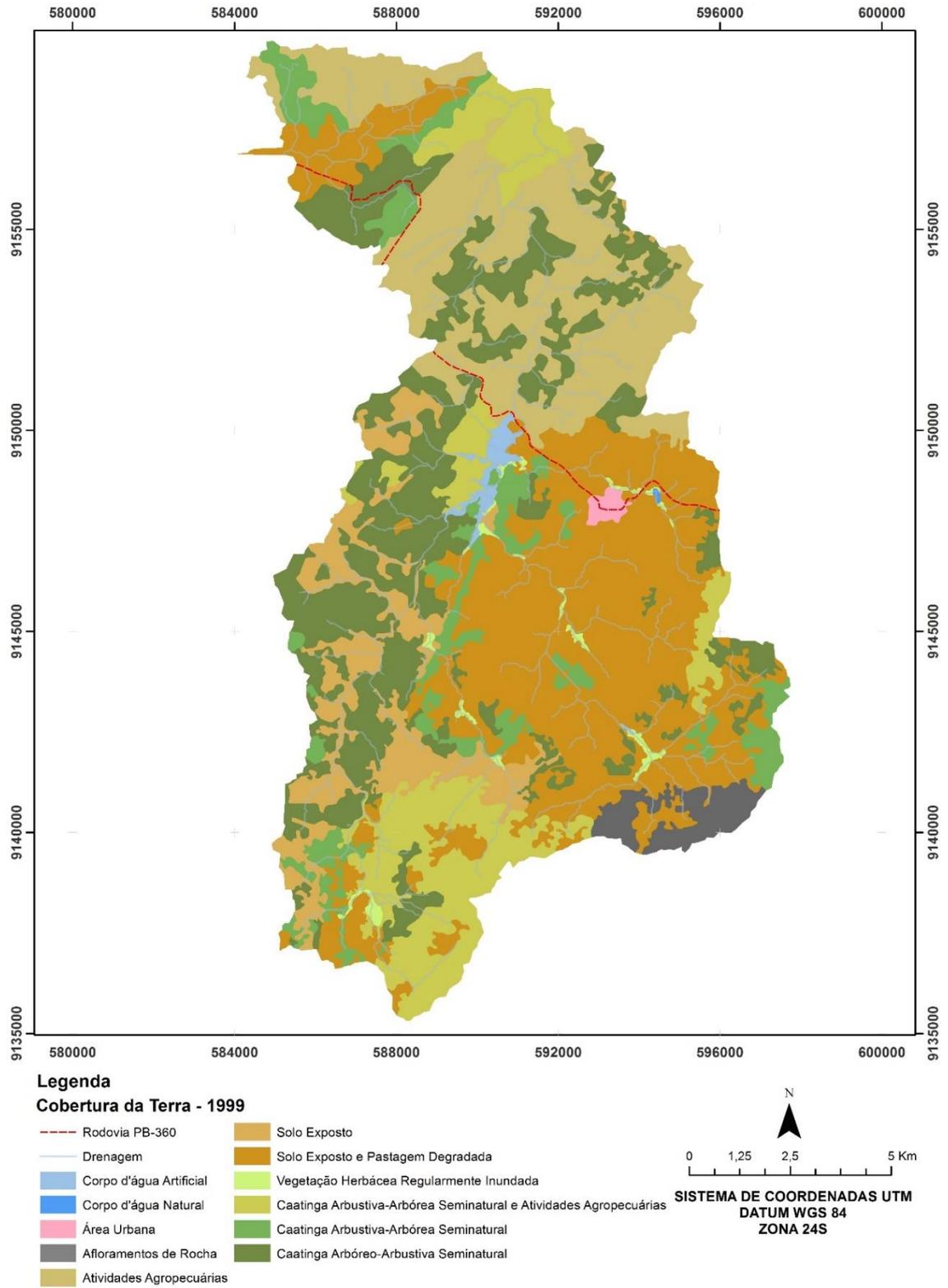
Se a resolução espacial do Landsat não permite a identificação direta dos processos superficiais, a observação direta em campo revela que de fato as cicatrizes erosivas, manchas de solo nu e remoção do manto de alteração/colúvios pelo fluxo laminar são ubíquas na bacia. Não obstante, na escala da análise proposta a distribuição das formas de uso da terra pelas unidades de relevo, em face de sua morfodinâmica, permite identificar as tipologias mais diretamente associadas aos processos de degradação (**Figuras 15, 16 e 17**).

Figura 15 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 1985.



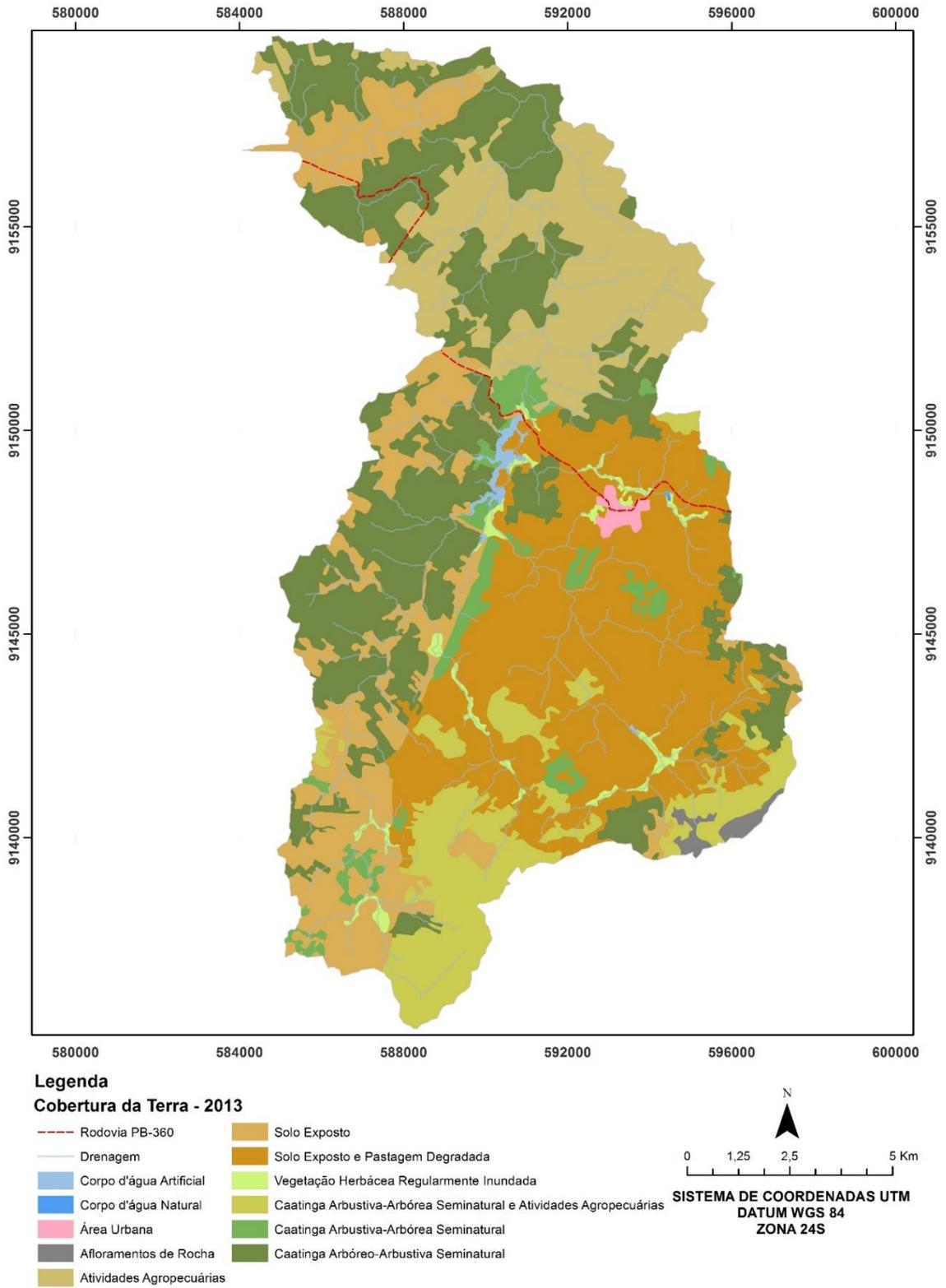
Fonte: a autora.

Figura 16 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 1999.



Fonte: a autora.

Figura 17 - Mapeamento de Cobertura da Terra para o ano de 2013.



Fonte: a autora.

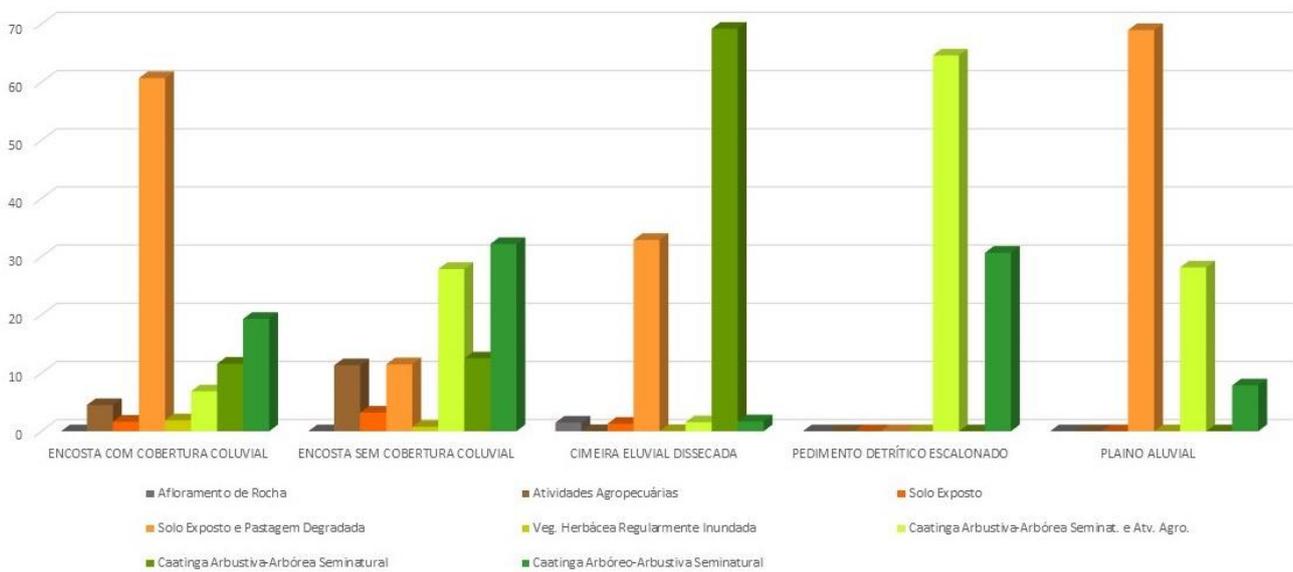
Neste caso, as unidades taxonômicas de uso da terra apresentam um comportamento dialético, sendo elas próprias elementos de intensificação do processo de degradação, bem como tendo sua expansão espacial atrelada à potencial degradação decorrente de outras formas de uso. Neste sentido dentre os onze tipos de uso da terra identificados na bacia, as classes de solo exposto e de solo exposto com associação à pastagem degradada foram tomadas como índices de intensificação dos processos de degradação de terras na bacia para os intervalos de tempo estudados.

Acrescenta-se à análise das formas de uso da terra, sua ocorrência sobre unidades morfoestratigráficas particularmente susceptíveis à erosão, como discutido anteriormente. Neste caso as encostas colúviais, as encostas sem cobertura de colúvio e a cimeira eluvial são, em ordem decrescente, as unidades que mais prontamente são acometidas pela aceleração dos processos superficiais, o que coincide com a ocorrência dos principais conjuntos de cicatrizes de erosão na área de estudo. Essas unidades compreendem ainda um agrupamento topograficamente contínuo de formas de denudação, sobre as quais a ocorrência de perfis de intemperismo mais espessos e chuvas mais regulares controlam a forma intensa de como se dá sua ocupação por tipos antropizados de uso da terra.

Por fim, constata-se que as classes “Solo Exposto” e “Solo Exposto e Pastagem Degradada” representam a principal forma de uso da terra (mais de 70% de recobrimento em 2013) sobre a unidade morfoestratigráfica Encosta Colúvial, a de maior extensão areal na área de estudo, perfazendo mais que 40% da superfície da bacia, e a de maior sensibilidade aos processos erosivos. A unidade Cimeira Eluvial, que corresponde a um dos setores mais ocupados da bacia, também apresenta uma participação elevada das classes de uso acima mencionadas. Não obstante, é o comportamento temporal de expansão dessas formas de uso da terra que chama a atenção para uma possível expansão contínua das formas de degradação de terras na bacia. Ao longo das últimas quatro décadas todas as unidades morfoestratigráficas que integram a área de estudo apresentaram expansão das classes de cobertura identificadas como “Solo Exposto” e “Solo Exposto e Pastagem Degradada”, sendo essa particularmente elevada, 38,6%, sobre a Cimeira Eluvial, dentre as unidades denudacionais mais susceptíveis à degradação de origem erosiva. Embora a Unidade Pedimento Escalonado tenha apresentado um crescimento exponencial dessas classes de uso, atingido valores de mais de 500%, a participação em área dos pedimentos dentro da bacia é limitada, e seu uso é tradicionalmente restrito às práticas tradicionais de pecuária extensiva. O mesmo pode ser dito do Plano

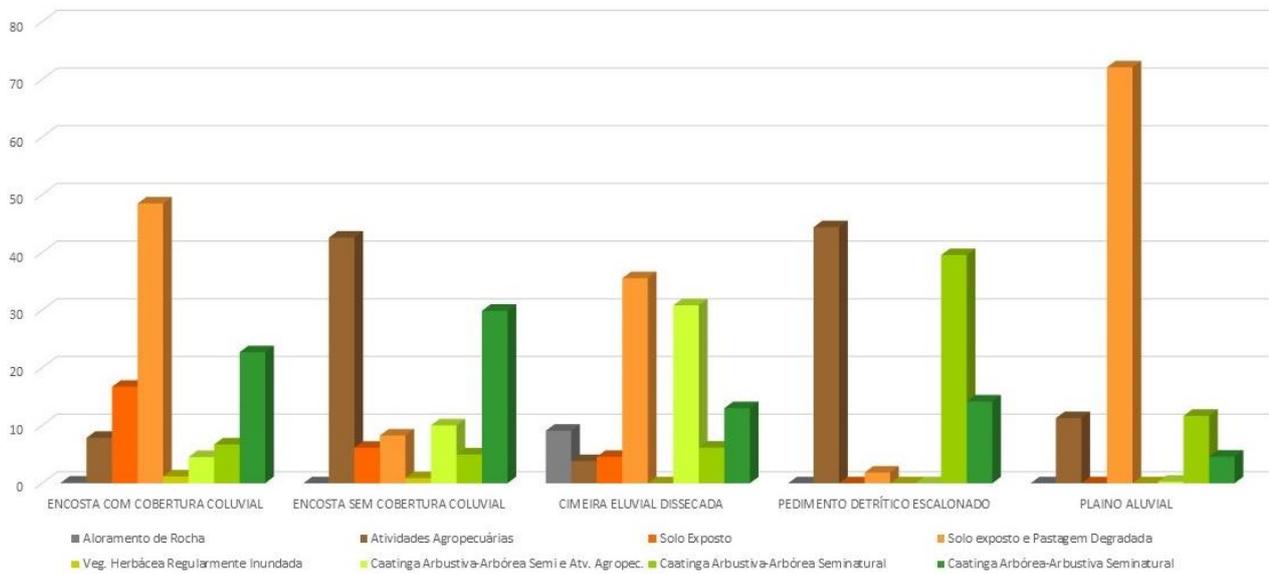
Aluvial, onde as manchas de solo nu, indicam em grande medida a movimentação longitudinal de sedimentos, sob a forma de barras ao longo do canal de geometria anastomosada. O caráter agradacional dessa unidade, no entanto, atesta que o aporte de sedimento da montante tem sido constante a ponto de dificultar a colonização das barras longitudinais e feições laterais de inundação do plano pela vegetação ripariana (**Figuras 18, 19 e 20, Tabela 1**).

Figura 18 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 1985.



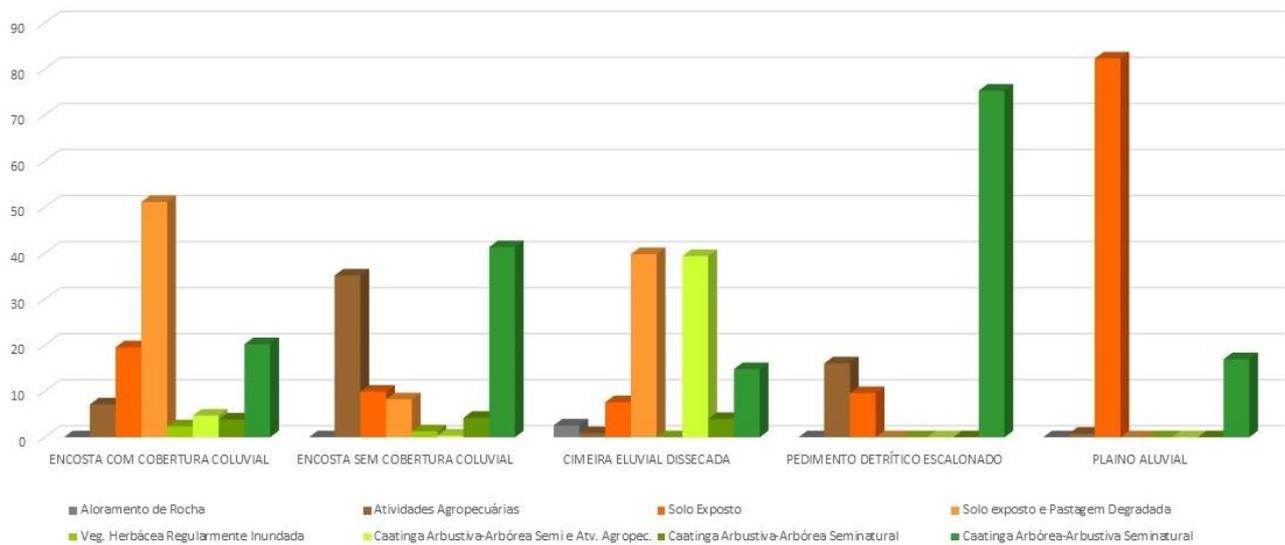
Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

Figura 19 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 1999.



Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

Figura 20 - Distribuição percentual em área das formas de uso da terra na bacia hidrográfica do Riacho Grande para o ano de 2013.



Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

Tabela 1 - Distribuição percentual da área ocupada pelas classes “Solo Exposto” e “Solo Exposto e Pastagem Degradada”, combinadas, por unidade morfoestratigráfica.

ANOS	ENCOSTA COLUVIAL	ENCOSTA SEM COLÚVIO	CIMEIRA ELUVAL	PEDIMENTO ESCALONADO	PLAINO ALUVIAL
1985	62,35	14,72	34,18	0	68,95
1999	65,23	14,4	40,12	1,86	72,12
2013	70,67	18,16	47,37	9,58	82,27
CRESCIMENTO (%)	13,3	26,1	38,6	515	19,3

Fonte: adaptado de Correa et al., 2016.

Na área de estudo, os sensores imagéticos disponíveis para a aferição das dinâmicas superficiais permitem unicamente contemplar as mudanças das formas de uso da terra sobre as unidades morfoestratigráficas, que, sob a forma de um proxy, conduzem a um apontamento sobre o avanço dos processos erosivos e da degradação sobre a paisagem. Neste sentido, a sobreposição das formas mais agressivas de cobertura da terra a unidades de relevo de maior sensibilidade erosiva – aquelas que reúnem propriedades morfométricas e morfopedológicas peculiares – conduz a análise à definição de áreas ao menos problemáticas do ponto de vista da estabilidade morfodinâmica e conservação dos mantos de alteração. Sobre põe-se a essa aferição inicial a dinâmica temporal da expansão/contração das formas de uso e cobertura da terra sobre tais unidades geomorfologicamente de menor resiliência à ação dos sistemas erosivos.

Esta tarefa, embora limitada pela escassez dos dados observacionais, aponta para o fato de que o comportamento das classes de cobertura da terra com potencial para incrementar os processos de degradação da superfície têm contribuído para o avanço desses. Em suma, há uma expansão real dos espaços ocupados por formas de uso da terra que não favorecem a um equilíbrio entre o balanço escoamento/infiltração, favorecendo o primeiro. O aumento significativo do aporte de sedimento no nível de base local, com crescimento de formas de extravasamento das drenagens laterais sob a forma de leques, flood-outs, ou barras longitudinais ao longo do canal principal, também atestam a redinamização dos processos erosivos à montante.

Se os Altos Pelados visitados há 30 anos pelo Prof Carlos Augusto Figueiredo Monteiro apontavam para uma efetiva retomada dos processos geomórficos sobre os interflúvios do Planalto Sertanejo, a despeito das condicionantes climáticas mais favoráveis da área, o presente trabalho não apenas confirma as observações do grande mestre, mas indica que a degradação se faz presente também sobre as superfícies somitais regionais e seu entorno. Neste sentido, o monitoramento direto das cicatrizes erosivas por meio de técnicas de imageamento *in situ* com resolução temporal pré-estabelecida, e a aferição com base no uso de radioisótopos e mapeamento das arquiteturas deposicionais das taxas de sedimentação atuais e sub-atuais nas áreas de estocagem naturais ou artificiais (açudes, barragens etc.) são estudos prementes para que o escopo e escala desses processos de degradação sejam melhor compreendidos, assim como para guiar as medidas de controle e mitigação dos seus efeitos danosos.

5.3 ESTILOS FLUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE: COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIA FLUVIAL

O ambiente fluvial no semiárido do Nordeste é controlado por um conjunto de fatores climáticos e relativos à dinâmica dos sistemas de superfície terrestre da região. O seu regime pluviométrico, de característica pulsatória e irregular – controlado pelos avanços da ZCIT e sistemas atuantes em escala local, conduziu a um regime fluvial efêmero e torrencial, em que o *lag* entre precipitação e descarga fluvial é menor do que em ambientes úmidos em decorrência da cobertura vegetal esparsa e solos pouco espessos (GRAF, 1988). Assim, o comportamento dos rios inseridos no Nordeste semiárido é resultado de uma combinação de fatores que favorecem o escoamento superficial e a intensa mobilização de sedimentos. Neste contexto morfogênético, o impacto antrópico atua como catalisador dos processos superficiais em maior ou menor grau (CORREA, 2011).

Neste sentido, a proposta teórico-metodológica dos Estilos Fluviais se apresenta como uma ferramenta para a análise integrada de processos superficiais e formas resultantes no âmbito dos sistemas fluviais através da compreensão do caráter e comportamento dos rios dentro de seu contexto paisagístico, utilizando uma abordagem em que dados de diferentes escalas

podem ser aninhados hierarquicamente. Portanto, esta proposta pode representar uma importante ferramenta para compreender a operação dos sistemas fluviais inseridos no ambiente semiárido.

Com base na abordagem dos Estilos Fluviais, foi elaborado um mapeamento de compartimentação fluvial no intuito de viabilizar uma compreensão inicial do caráter e comportamento fluvial dentro do contexto de cada unidade de paisagem. A partir deste mapeamento, foi reconhecida a diversidade de tipologia de segmentos fluviais presentes na bacia. Debruçando-se sobre os compartimentos confinados, não confinados e semi confinados, foi possível elaborar uma tipologia de áreas de estocagem que são fruto de associações entre forma e o conjunto de processos superficiais que conduziram ao seu estabelecimento.

5.3.1 Compartimentação Fluvial

A compartimentação fluvial dada pelo confinamento dos vales, representa segundo Brierley & Fryirs (2005), um controle básico na morfologia dos canais. Além de refletir os tipos de processos superficiais predominantes nas unidades de paisagem em que os canais estão inseridos, o grau de confinamento permite diferenciar as zonas processuais relacionadas à produção e distribuição de sedimentos em um sistema fluvial. Para tanto, os canais são subdivididos em segmentos ou seções onde o cenário de confinamento é semelhante e cada segmento pode ser analisado individualmente e como parte de um conjunto que engloba os segmentos à montante e à jusante.

Assim, quanto ao confinamento, os rios podem ser classificados em confinados aqueles cujas margens geralmente são limitadas diretamente pelas encostas ou pedimentos e possuem alta energia e gradiente; parcialmente confinados – onde as planícies são descontínuas, sua energia e gradiente são moderados e o material de leito corresponde a cascalho e areias; e não confinados – aqueles onde há a presença de planícies de inundação contínuas em ambas as margens e são rios cujo gradiente é menor que nos segmentos confinados e parcialmente

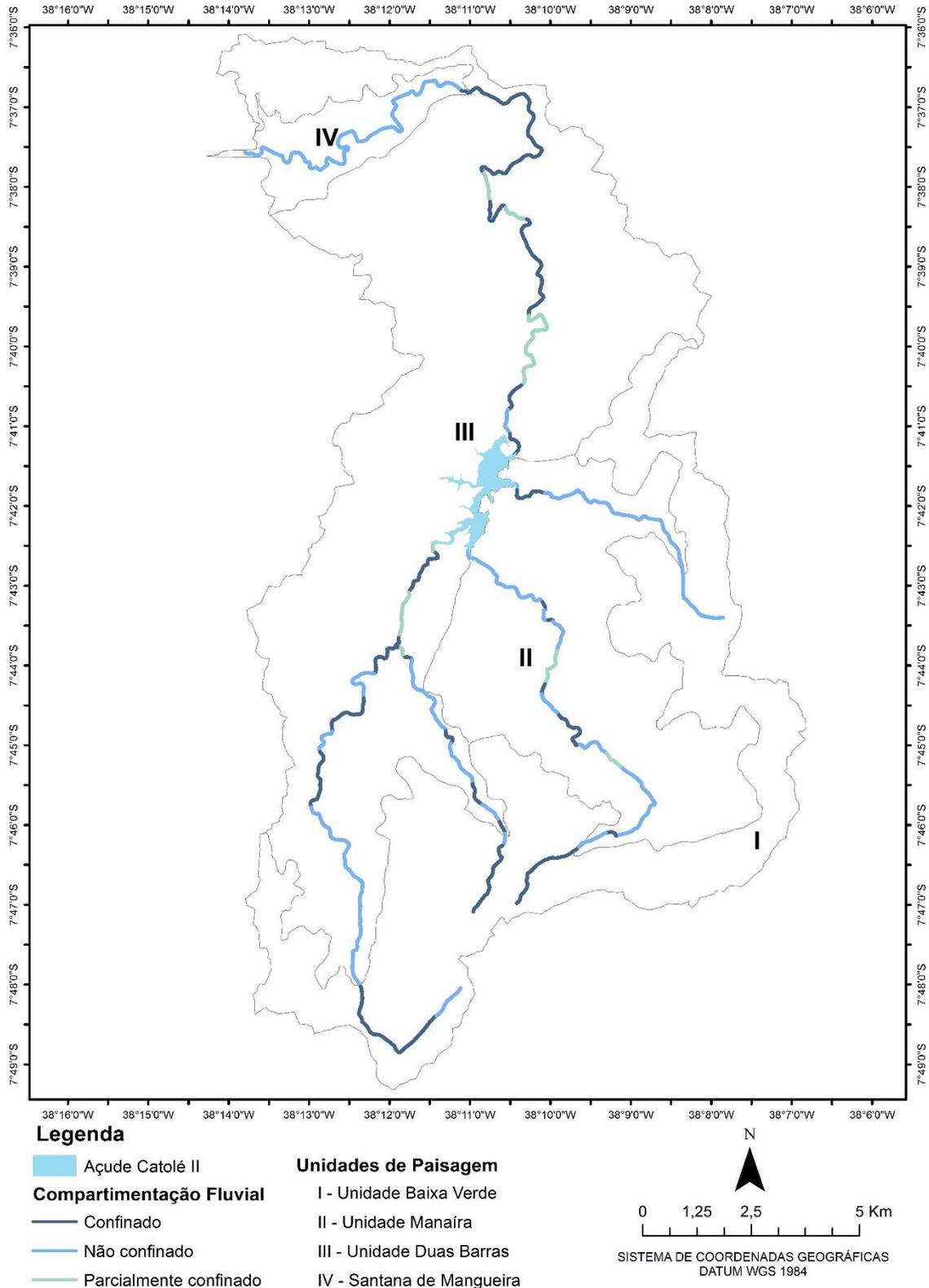
confinados (BRIERLEY & FRYIRS, 2005; BRIERLEY et al., 2006; FRYIRS & GORE, 2013).

A identificação da compartimentação fluvial, a fim de compreender a dinâmica de estocagem e remoção de sedimentos na bacia, admitiu a existência de uma gama de atributos morfométricos, morfológicos e morfogenéticos que permitiram a individualização de unidades de paisagem, dentro das quais os canais operam de modo semelhante. As unidades de paisagem presentes na bacia do Riacho Grande, já apresentadas anteriormente, são: Baixa Verde, Manaíra, Duas Barras e Santana de Mangueira.

A caracterização das unidades de paisagem fornece uma primeira interpretação dos processos superficiais atuantes em cada um destes compartimentos e também na bacia como um todo. O confinamento dos canais ora controla, ora é controlado pela operação destes processos e, portanto, sua identificação é capaz de guiar a compreensão de dinâmicas de estocagem e remoção de sedimentos que ocorrem na escala da bacia.

O mapeamento de compartimentação fluvial (**Figura 21**) mostra o predomínio de segmentos não confinados nos domínios do maciço da Serra da Baixa Verde e entorno – onde uma maior disponibilidade de sedimentos em consonância com o clima sub-úmido favoreceram a mobilização dos sedimentos para as baixas encostas e fundos dos vales, além do preenchimento de *hollows*. Os segmentos não confinados também estão situados nos compartimentos topograficamente rebaixados e de baixa declividade correspondentes às unidades de paisagem Manaíra e Santana de Mangueira. Já os segmentos confinados estão inseridos em uma paisagem intensamente dissecada marcada pelo domínio de cristas e vales que estruturam a unidade Duas Barras.

Figura 21 - Mapa de compartimentação fluvial

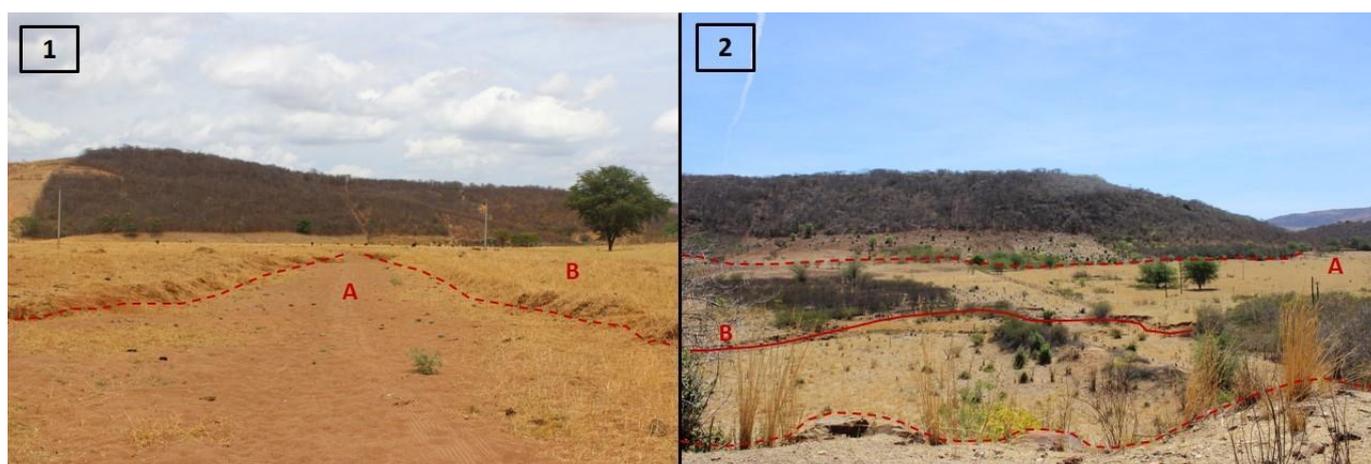


Fonte: a autora.

A ocorrência de trechos não confinados (**Figura 22**) verificada no maciço da Serra da Baixa Verde se dá tanto em cabeceiras como em fundos de vale, podendo chegar a formar trechos não canalizados e cabeceiras afogadas. O clima mais úmido que o entorno, verificado nos compartimentos elevados do maciço da Serra da Baixa Verde, conduziu à formação de mantos de alteração mais espessos que no restante da bacia. Este setor está sujeito à remoção da cobertura vegetal periódica, seja em virtude dos tipos de uso da terra, seja pela ocorrência de períodos de estiagem. Tal configuração, associada a encostas com alto grau de declividade levou à atuação acentuada da erosão, tanto em fluxos laminares como em fluxos lineares que, por sua vez, conduziram o preenchimento de pequenas concavidades da paisagem, seja no domínio das encostas ou dos canais.

O predomínio de segmentos não confinados marca a unidade de paisagem Manaíra, patamar rebaixado em relação à unidade Baixa Verde, que funciona como área receptora de sedimentos oriundos do maciço. A posição topográfica deste compartimento juntamente com sua baixa declividade representa um fator primordial na retenção de sedimentos nas encostas e fundos de vale, compondo uma paisagem em que predominam canais não confinados e se verifica uma série de vales preenchidos não canalizados.

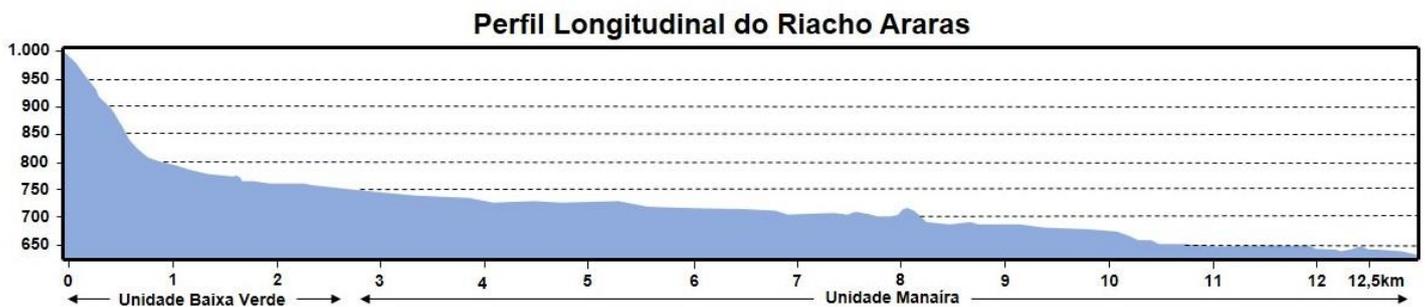
Figura 22 - Segmentos não confinados. 1 – Sítio Tapuia, A) Canal fluvial, B) Planície de inundação; 2 – Sítio Pedreiras, A) Vale preenchido, B) Canal fluvial.



Fonte: a autora.

Os perfis longitudinais dos riachos Araras (**Figura 23**) e Constantino (**Figura 24**), principais canais situados na unidade de paisagem Manaíra, demonstram o predomínio de processos de erosão e deposição consonantes com a compartimentação fluvial. O riacho Araras, exibe um perfil longitudinal que evidencia o predomínio de processos erosivos até cotas entre 800 a 750m, onde o vale é confinado, configuração que favorece este tipo de processo. À jusante destas cotas o perfil se torna suave e mostra a existência de uma sucessão de *knickpoints* que culmina na cota de 700m. Isto evidencia o predomínio de processos de deposição e as quebras possivelmente exercem aí um controle sobre a retenção de sedimentos. A partir da cota de 680m, um pequeno segmento confinado de leito rochoso marca um novo *knickpoint* a partir do qual o perfil volta a se apresentar plano e os segmentos não confinados.

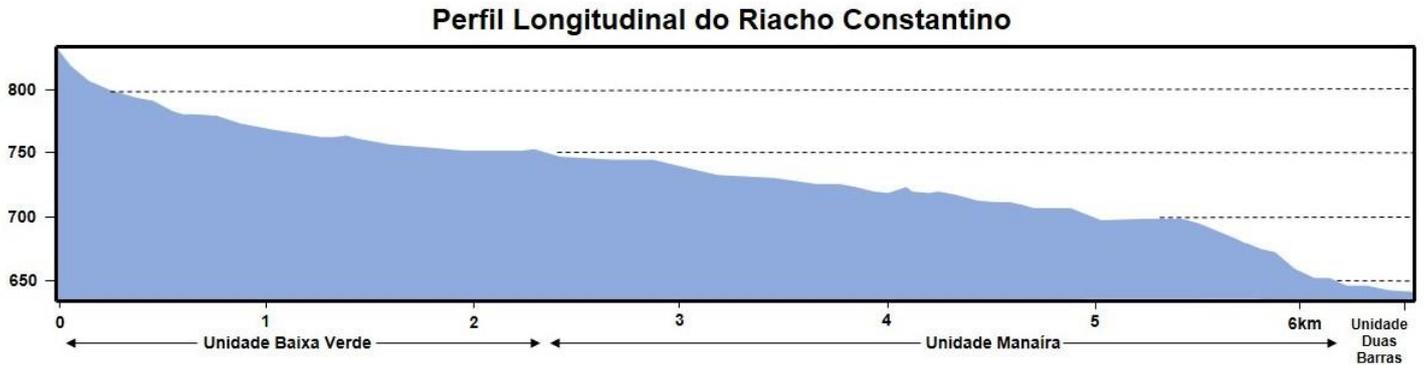
Figura 23 - Perfil Longitudinal do Riacho Araras



Fonte: a autora.

Já o riacho Constantino exibe um perfil longitudinal mais uniforme em que também são evidenciadas quebras de patamar à montante das quais os sedimentos são estocados. A partir da cota de 700m um *knickpoint* mais abrupto que os encontrados à montante, marca o predomínio de processos erosivos, onde o canal assume um padrão confinado.

Figura 24 - Perfil Longitudinal do Riacho Constantino



Fonte: a autora.

Na unidade de paisagem Duas Barras ocorrem segmentos não confinados, embora esta unidade seja marcada pela remoção generalizada de sedimentos. Estes segmentos, no entanto, ocorrem majoritariamente nos setores adjacentes ao maciço da Serra da Baixa Verde, onde fluxos laminares e lineares remobilizam sedimentos das encostas para os fundos de vale.

A ocorrência de canais confinados se dá nos setores norte e oeste da bacia, onde a geometria da rede de canais é controlada pela direção de complexos metamórficos que compõem a unidade Duas Barras. Marcada por sequências de cristas e vales, esta unidade se encontra intensamente dissecada, com uma restrita cobertura eluvial nas encostas, enquanto os sedimentos presentes nos canais estão aprisionados à montante de pequenos barramentos e soleiras rochosas, além de *pools* presentes no leito rochoso.

Esta configuração de confinamento também ocorre em canais de baixa ordem das unidades Baixa Verde e Manaíra, formados a partir da instalação de fluxos lineares que cortam *hollows* entulhados em bacias de ordem zero e encostas com cobertura coluvial, ora expostos apenas como uma única linha de incisão, ora como redes de voçorocas concêntricas. Neste contexto morfogenético, é comum haver o preenchimento dos vales adjacentes às cabeceiras.

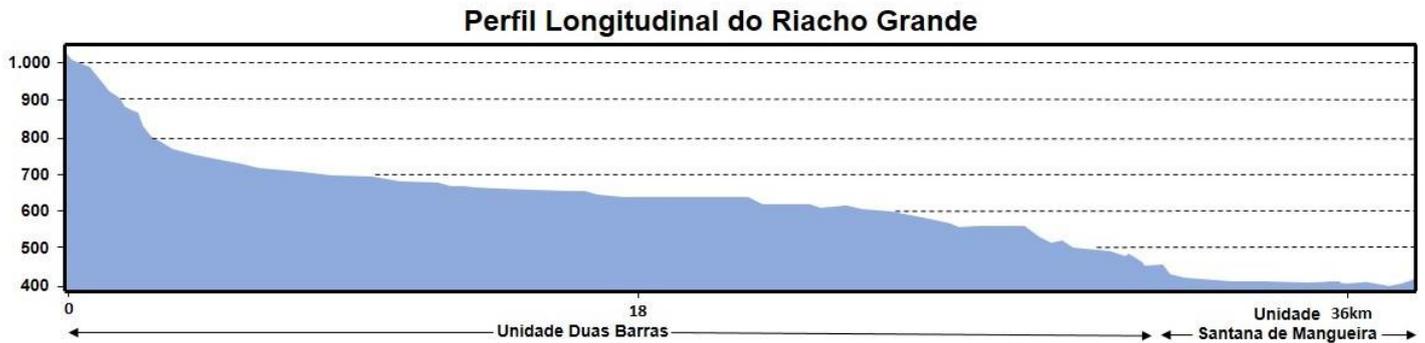
Na cota de 450 metros, um *knickpoint* separa as unidades Duas Barras e Santana de Mangueira, que representa o patamar mais baixo da bacia. Este patamar se encontra confinado na unidade Duas Barras e apresenta uma geometria influenciada pelos controles lito-estruturais dados pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo (ENE-WSW), que marca o limite entre o complexo Riacho Gravatá e Grupo Cachoeirinha. Nesta unidade, o domínio de

cristas dissecadas dá lugar a uma área de recepção de sedimentos caracterizada pela topografia plana e alargamento do vale, onde o Riacho Grande se torna não confinado.

O Riacho Grande, principal canal inserido nesta unidade de paisagem, exibe em seu perfil longitudinal (**Figura 25**) uma quebra de patamar entre as cotas de 900 e 800m que, segundo Tavares (2015) denota a existência de um controle estrutural sobre a dinâmica erosiva da área, dado que o perfil se encontra abaixo da curva de equilíbrio. Até a cota de 750m o canal se encontra confinado e, a partir desta cota, a mudança de gradiente atesta o predomínio de processos deposicionais sobre os processos erosivos e o canal passa a ser não confinado. Verifica-se no perfil a existência de uma sequência de *knickpoints* que controla a disposição dos padrões de confinamento.

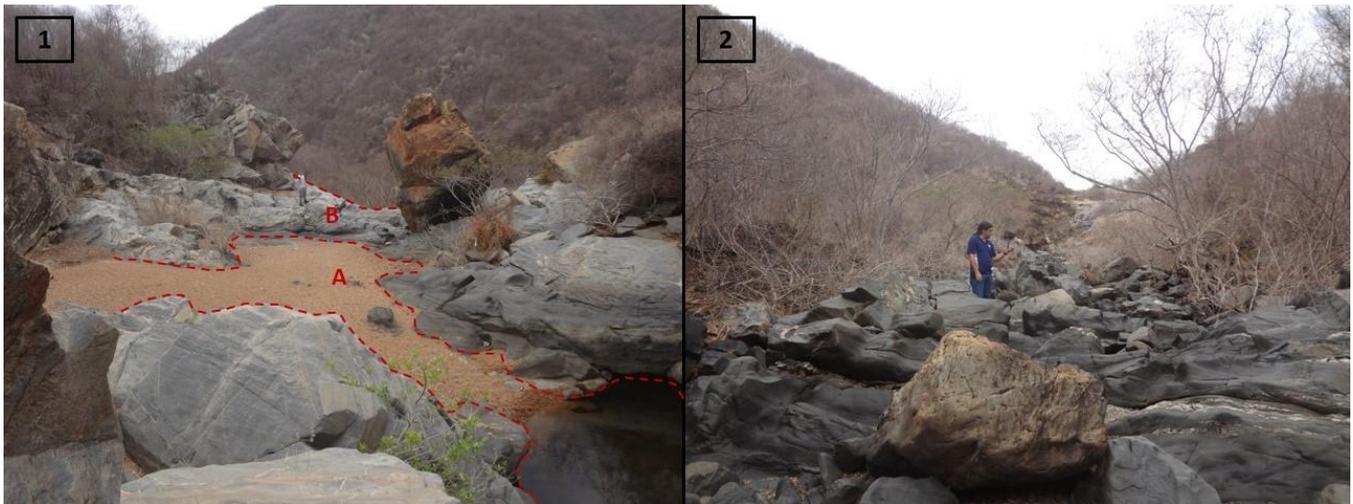
Dentro desta sequência, destaca-se o trecho situado entre as cotas de 610 e 440m de altitude, marcado por grandes quebras de patamar que representam as feições que compõem o segmento confinado de leito rochoso (**Figura 26**). Segundo Tavares (2015) e Barros et al. (2016) este setor evidencia o controle estrutural na disposição das formas de relevo da bacia através da presença de grandes *knickpoints* em trechos de vales confinados em “V”, segmentos lineares, capturas de drenagem no riacho Grande e cachoeiras. Nas cotas abaixo dos 500m o setor marcado por um extenso segmento confinado inserido na unidade Duas Barras, dá lugar a um compartimento plano onde se instalou o plano aluvial do riacho Grande que assume o padrão não confinado.

Figura 25 - Perfil Longitudinal do Riacho Grande



Fonte: a autora.

Figura 26 - 1 - Segmento confinado do Riacho Grande, A) Canal fluvial, B) Margem rochosa; 2 – Segmento com leito rochoso.



Fonte: a autora.

Em uma primeira análise dos padrões de confinamento dos canais, como fase inicial da classificação de tipologias de canais, foi possível identificar que tais padrões obedecem a controles regionais. Observou-se a presença de vales entulhados, sobretudo na unidade Manaíra, condicionados topograficamente pelas concavidades da paisagem e com uma clara solução de continuidade entre os espaços de acomodação e as soleiras rochosas, formando pequenos alvéolos de acúmulo de sedimento entremeados por soleiras que funcionam ora como barreira para a continuação da sedimentação, ora como fonte de sedimento para a área de acúmulo imediatamente à jusante. Os canais confinados, por sua vez, estão inseridos em compartimentos cujos controles estruturais são mais evidenciados em decorrência do

alinhamento das cristas e vales de acordo com o direcionamento das rochas encaixantes e das principais zonas de cisalhamento.

5.3.2 Tipologia de canais na Bacia do Riacho Grande

Visando compreender o caráter e comportamento dos rios frente à dinâmica erosiva e deposicional do semiárido nordestino, que conduziu à acumulação de sedimentos em baixas encostas e fundos de vale, foi elaborada uma tipologia de canais com base na proposição dos Estilos Fluviais (Brierley & Fryirs, 2005). Admite-se, portanto, que os rios se ajustam de acordo com controles ditados por um conjunto de variáveis físicas que compõem as unidades de paisagem e influenciados em maior ou menor grau por interferências antrópicas.

Configurações de confinamento e gradiente representam controles básicos na operação de processos de remoção e estocagem de sedimentos na bacia e determinam estabelecimento de zonas de produção, transporte e acumulação de sedimentos (SCHUMM, 1977; BRIERLEY & FRYIRS, 2005). Com base nestes controles, os rios podem ser subdivididos em seções cujos padrões geomorfológicos de caráter e comportamento fluvial sejam discerníveis. A transição entre seções distintas é frequentemente guiada por modificações à jusante nos controles sob os quais os rios operam.

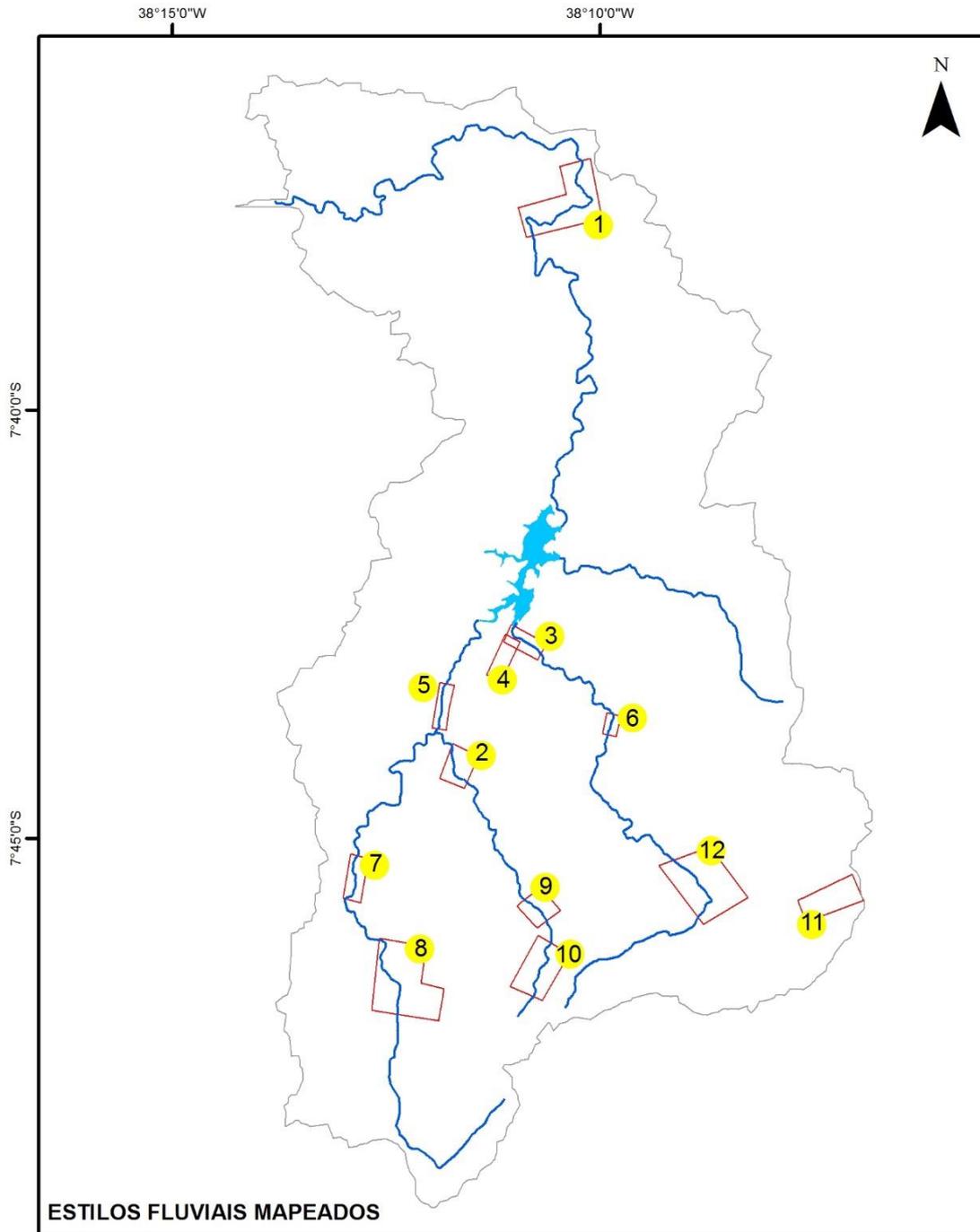
Seguindo a perspectiva de integração hierárquica de escalas sugerida pelos Estilos Fluviais, foi elaborada uma tipologia de canais a partir dos dados de unidades de paisagem e compartimentação fluvial. A tipologia de rios encontrados na bacia do Riacho Grande (**Figura 27**) compreende seis classes básicas definidas de acordo com sua posição na paisagem, confinamento e principal controle: cabeceiras de drenagem, vales preenchidos em confluências de drenagem, depósitos com controle estrutural, depósitos com controle antrópico, canais parcialmente confinados, canais confinados de leito rochoso e canais confinados em sedimento (**Figura 28**).

Figura 27 - Tipologia de canais para a Bacia do Riacho Grande

VALE NÃO CONFINADO			
CABECEIRAS DE DRENAGEM	VALES PREENCHIDOS EM CONFLUÊNCIA DE DRENAGENS	SEGMENTOS ESTRUTURALMENTE CONTROLADOS	SEGMENTOS ANTROPICAMENTE CONTROLADOS
CABECEIRAS REAFEIÇOADAS		LEQUES EM FRENTE DE FALHA	ESTOCAGEM À MONTANTE DE AÇUDES
CABECEIRAS DESARTICULADAS		COALESCÊNCIA DE VALES CONTROLADOS POR FALHA	AÇUDES PREENCHIDOS
		VALES PREENCHIDOS EM CAPTURA DE DRENAGEM DE 1ª ORDEM	
VALE CONFINADO			
SEGMENTOS CONFINADOS POR MARGEM ROCHOSA		SEGMENTOS CONFINADOS POR DEPÓSITOS SEDIMENTARES	
VALE PARCIALMENTE CONFINADO			
SEGMENTOS PARCIALMENTE CONFINADOS			

Fonte: a autora.

Figura 28 - Estilos Fluviais mapeados.



- | | |
|--------------------------------------|--|
| 1 Canais Confinados em Leito Rochoso | 7 Canal Confinado em Sedimento |
| 2 Leque em Frente de Falha 1 | 8 Vale Preenchido em Captura de Drenagem de 1ª Ordem |
| 3 Leque em Frente de Falha 2 | 9 Açude Preenchido |
| 4 Estocagem à Montante de Açudes | 10 Cabeceira Reafeiçoada |
| 5 Canal Parcialmente Confinado | 11 Cabeceira Preenchida |
| 6 Sedimentação em Dois Níveis | 12 Coalescência de Vales Controlados por Falha |

Fonte: a autora.

5.3.2.1 Cabeceiras de Drenagem

As cabeceiras de drenagem são feições geomorfológicas situadas nos setores de encosta, caracterizadas pela topografia côncava que marca o início de canais fluviais (COELHO NETTO, 2003; PAISANI et al., 2006), visto que as formas côncavas permitem a convergência de fluxos de escoamento superficial a partir dos quais podem ser geradas voçorocas e canais de primeira ordem (MOURA et al., 1991). As cabeceiras de drenagem, portanto, representam feições que podem integrar processos fluviais e de encosta, funcionando como áreas de recepção e fonte de sedimentos dentro de um sistema fluvial.

Para a tipologia proposta para a bacia do Riacho Grande, no que diz respeito às cabeceiras de drenagem, foi considerado como principal controle a desarticulação destas feições em relação aos vales adjacentes, de modo que as cabeceiras foram divididas em duas categorias: a) cabeceiras desarticuladas (**Quadro 5**) e b) cabeceiras reafeiçoadas (**Quadro 6**).

A primeira categoria (**Figuras 29 e 30**) envolve cabeceiras que se encontram desconectadas em relação aos fundos de vale adjacentes, compondo um vale suspenso onde são acumulados sedimentos e não se verifica a existência de incisão de canal. A segunda categoria, por sua vez, compreende as cabeceiras de drenagem reafeiçoadas, que se caracterizam pela existência de uma articulação com o nível de base local, havendo a ocorrência de processos erosivos responsáveis pela remoção dos materiais acumulados nestas concavidades para a rede de drenagem.

As principais cabeceiras de drenagem da bacia se encontram nos domínios do maciço da Serra da Baixa Verde. Em sua análise morfoestrutural do maciço, Tavares (2015) aponta a desarticulação das cabeceiras como indicadores de uma descida do nível de base no contexto geral da área. Nestas cabeceiras, a drenagem é barrada pela sedimentação ainda não tendo sido capaz de se ajustar ao novo nível de base e entalhar os sedimentos, em contraste com aquelas em que a retomada erosiva as mantém conectadas aos fundos de vale.

Quadro 5 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Cabeceiras Desarticuladas.

CABECEIRA DESARTICULADA	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Côncava
Textura de Materiais de Leito	Não verificada
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Baixa Verde
Segmento à Montante	-
Segmento à Jusante	Não confinado, não canalizado
Intervenções Antrópicas	Retirada da cobertura vegetal

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Quadro 6: Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Cabeceiras Reafeiçoadas.

CABECEIRA REAFEIÇOADA	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Côncava com erosão linear
Textura de Materiais de Leito	Não verificada
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Manaíra
Segmento à Montante	-
Segmento à Jusante	Não confinado
Intervenções Antrópicas	Retirada da cobertura vegetal

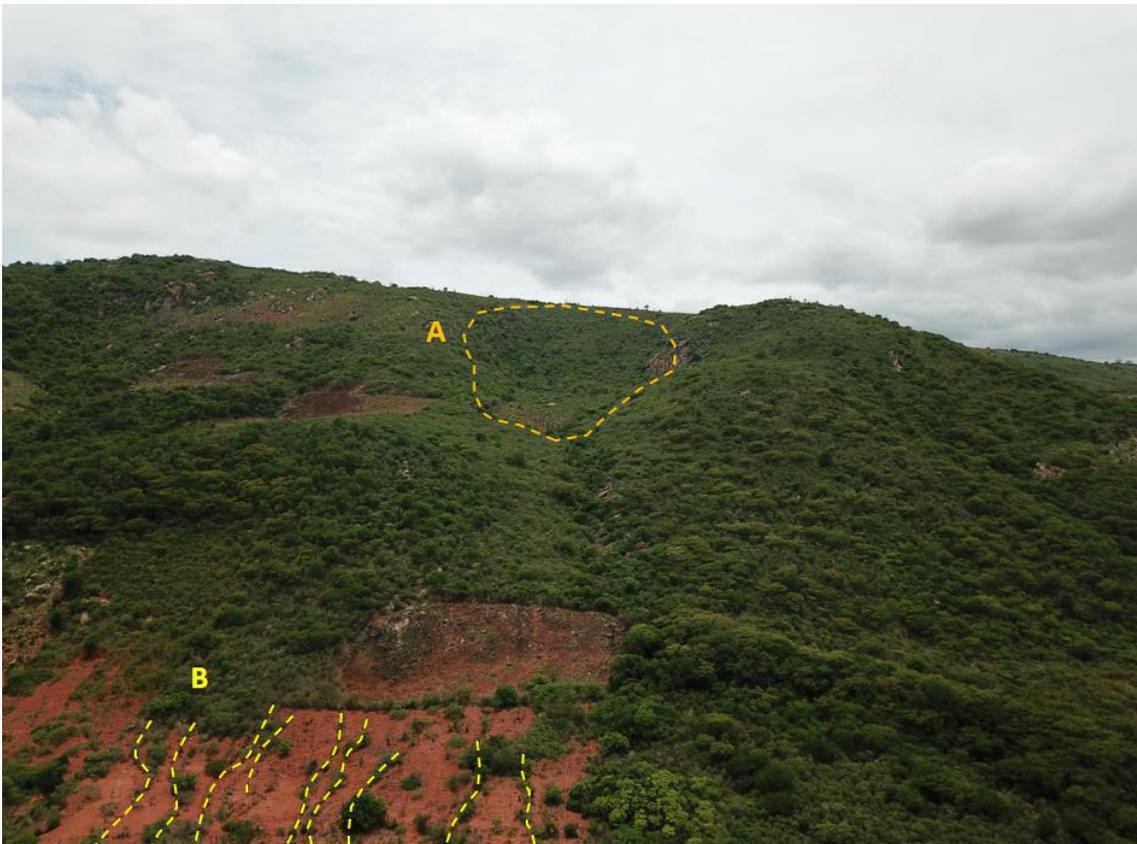
Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 29 - Cabeceira desarticulada.



Fonte: a autora.

Figura 30 - Cabeceira desarticulada



Fonte: a autora.

5.3.2.2 Vales Preenchidos em Confluência de Canais

Esta categoria representa aquela em que a confluência entre canais tributários e o canal principal é marcada pela acumulação de material sedimentar, revelando a existência de uma desconexão na ligação longitudinal que marca o contato entre sub bacias (**Figura 31, Quadro 7**). Para Brierley & Fryirs (2005) este tipo de conexão/desconexão pode ser governado pela posição do canal tributário em relação ao principal ao invés de processos em curso na área de captação do tributário. Deste modo, o estabelecimento da desconexão pode ser decorrente da elevação do nível de base local – no caso no próprio canal principal, enquanto a retomada da conexão pode decorrer do rebaixamento deste nível de base, situado no canal principal.

Figura 31 - Vale preenchido em confluência de drenagens; A - canal fluvial; B – limites do vale preenchido.



Fonte: a autora.

Quadro 7 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Vales Preenchidos em Confluência de Drenagens.

VALES PREENCHIDOS EM CONFLUÊNCIA DE DRENAGENS	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Canais descontínuos
Textura de Materiais de Leito	Finos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Manáira
Segmento à Montante	Confinado em depósitos
Segmento à Jusante	Não confinado
Intervenções Antrópicas	- Represamento do canal principal à jusante - Atividades agropecuárias

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

No entanto, processos em operação na área de captação do tributário também podem levar à acumulação na confluência quando o canal principal não é dotado de energia suficiente para a remoção dos sedimentos que chegam até ele. Ou ainda, contextos de eventos espasmódicos de entrada de energia na área de captação do tributário podem levar à acumulação de materiais em setores em que o canal principal não consiga atingir. Assim, a estocagem de sedimentos em confluência de canais tanto pode estar vinculada à estocagem de sedimentos no trecho de confluência como também a processos em curso na sub bacia.

5.3.2.3 Leques em Frente de Falha

Os leques em frente de falha são segmentos formados por depósitos em formato lobular estão situados próximo ao exutório de sub-bacias e condicionados, dentre outros fatores, pelo controle estrutural ditado pela presença de uma falha. Na bacia do Riacho Grande, estas feições estão vinculadas à Falha de Serra Talhada (CPRM, 2014), que marca o contato entre as unidades de paisagem Manaíra e Duas Barras.

Os leques são feições comumente situadas em escarpas de falha, em paisagens tectonicamente ativas, por serem característicos de áreas onde existe uma mudança abrupta de declividade em um curto trecho (BRIDGE & DEMICCO, 2008). Alguns autores, no entanto, definem que leques aluviais correspondem a feições com morfologia cônica compostos de sedimentos aluviais (GOUDIE, 2013) e pontuam a mudança na geometria hidráulica depois que o canal deixa um setor entrincheirado (BULL, 1977) e atinge um vale de maior amplitude lateral (**Quadro 8**).

Os segmentos que correspondem a leques em frente de falha encontrados na bacia do Riacho Grande dizem respeito a estocagens cujo controle à montante é dado por vales constrictos seguidos de *knickpoints* seguidos de um amplo vale, onde os sedimentos são estocados em um depósito de morfologia em planta aproximadamente em lobo. Além dos controles pontuados acima, a gênese de um leque pode ainda ser influenciada por interferências antrópicas na paisagem. Na bacia do Riacho Grande, os dois segmentos mais expressivos de leques em frente de falha – Sítio Tapuia e Sítio Pedreiras estão vinculados à construção de açudes. O leque do Sítio Tapuia (**Figuras 32, 33, 34 e 35**) teria sido formado após a elevação do nível de base dada pela construção do Açude Catolé II à jusante do segmento, enquanto que o leque do Sítio Pedreiras teria se formado pelo preenchimento de um açude (**Figura 36**).

Quadro 8 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Leques em Frente de Falha.

CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS: LEQUES EM FRENTE DE FALHA	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Segmento em <i>floodout</i> com canal principal e múltiplos canais descontínuos no depósito lateral
Textura de Materiais de Leito	- Areia grossa - Material mais fino no depósito lateral
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Manaira
Segmento à Montante	Canal não confinado (transição marcada por uma constrição no vale)
Segmento à Jusante	Açude Catolé II
Intervenções Antrópicas	- Poço Amazonas - Cercas - Atividades agropecuárias - Estrada corta segmento transversalmente

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 32 - Leque terminal em frente de falha.



Fonte: a autora.

Figura 33 - Leque terminal em frente de falha. A – canais fluviais; B – limites do vale preenchido.



Fonte: a autora.

Figura 34 - Leque terminal em frente de falha. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.



Fonte: a autora.

Figura 35 - Leque em frente de falha e estocagem a montante de açude – Sítio Tapuia.



Escala 1:8.000
 Sistema de Coordenadas Geográficas
 WGS 84
 Imagem: CNES/SPOT - 2017
 Google Earth

LEQUE EM FRENTE DE FALHA E ESTOCAGEM A MONTANTE DE AÇUDE

Canal parcialmente confinado preenchido	Canal de primeira ordem	Canal parcialmente confinado preenchido	Estocagem a montante de açude	Fratura	Estrada não pavimentada
Canal descontínuo	Sulco	Açude	Planície de inundação descontínua	Falha normal	
		Leque terminal			

Fonte: a autora.

Figura 36 - Leque em frente de falha – Sítio Pedreiras.



LEQUE EM FRENTE DE FALHA

- | | | |
|--|-----------------|------------------------------------|
| Canal confinado com acumulação descontínua | Sulco | Estrada não pavimentada |
| Canal descontínuo | Vale preenchido | Represamento |
| Canal de primeira ordem | Falha normal | Represamento sobre soleira rochosa |



Fonte: a autora.

5.3.2.4 Coalescência de Vales Preenchidos Controlados por Falha

Esta categoria abrange um único segmento na bacia situado na unidade de paisagem Manaíra, no compartimento morfoestrutural da Depressão de Manaíra. Neste segmento a sedimentação é controlada pelas zonas de fraqueza presentes, causando uma acumulação de sedimento ditada pelos diques e colinas estruturadas por falhas (**Quadro 9, Figuras 37, 38 e 39**).

Neste segmento, uma confluência de drenagens de segunda ordem de direção condicionada por uma fratura SW-NE inflete para NW, onde encontram um vale constricto em relação àqueles em que as drenagens se encontravam antes de sua inflexão. Neste vale constricto, um barramento no canal possivelmente contribuiu para a estocagem à montante.

O somatório de tais configurações conduziu à formação de uma coalescência de vales entulhados que compõem uma grande área de acumulação que se estende desde os trechos à montante da confluência, em ambas as drenagens, até o barramento. Esta ampla área de estocagem produziu uma paisagem de topografia plana, com canal fluvial incipiente que atua como um elemento de desconexão entre os setores de cabeceira e o restante da bacia.

Quadro 9 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Coalescência de Vales Controlados por Falha.

COALESCÊNCIA DE VALES CONTROLADOS POR FALHA	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Não canalizado
Textura de Materiais de Leito	- Areia - Finos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Manáira
Segmento à Montante	Não confinado
Segmento à Jusante	Confinado
Intervenções Antrópicas	- Atividades agropecuárias - Represamento no canal

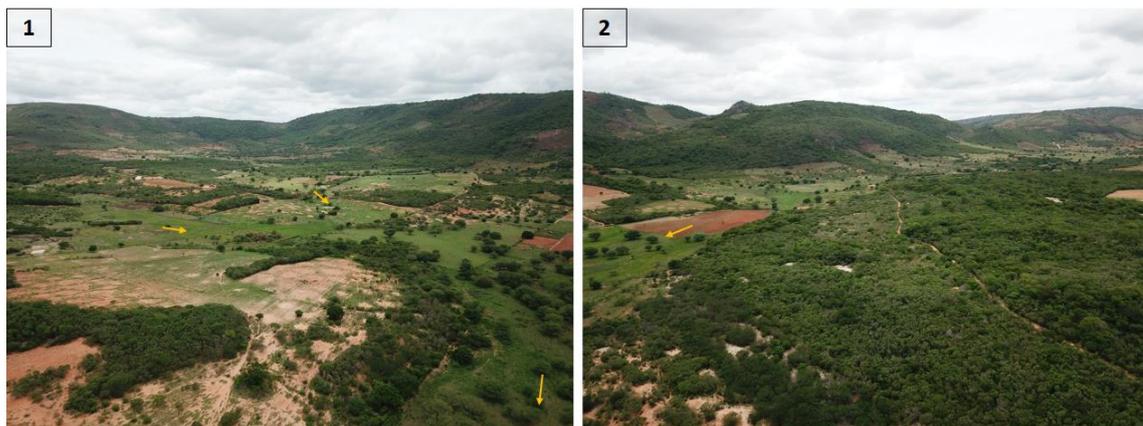
Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 37 - Coalescência de vales controlados por falha. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.



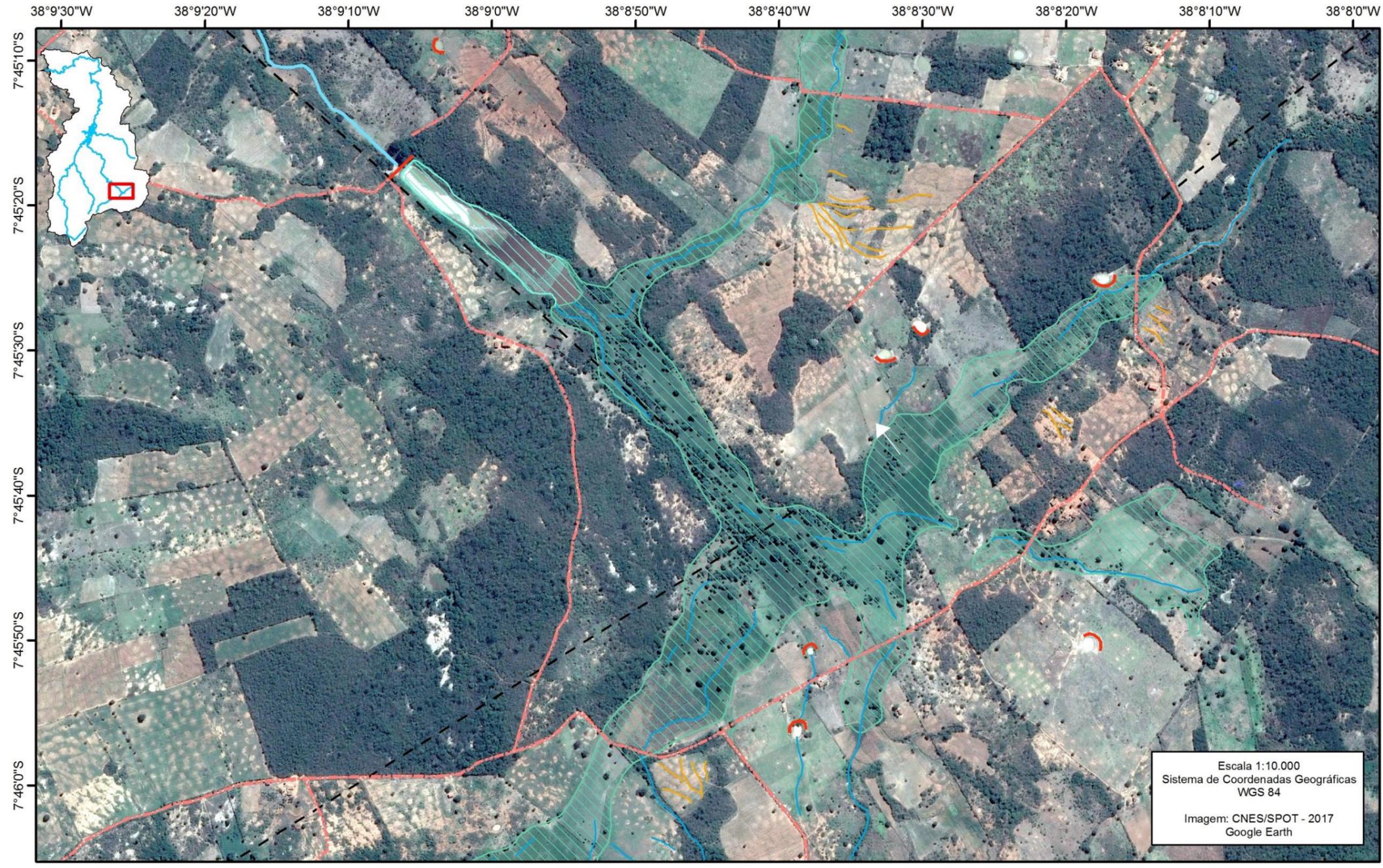
Fonte: a autora.

Figura 38 - Coalescência de vales preenchidos controlados por falha. 1 – setor leste; 2 – setor oeste.



Fonte: a autora.

Figura 39 - Coalescência de vales controlados por falha.



Escala 1:10.000
 Sistema de Coordenadas Geográficas
 WGS 84
 Imagem: CNES/SPOT - 2017
 Google Earth

COALESCÊNCIA DE VALES CONTROLADOS POR FALHA

- | | | |
|--|-----------------|-------------------------|
| Canal confinado com acumulação descontínua | Açude | Represamento |
| Canal descontínuo | Vale preenchido | Estrada não pavimentada |
| Sulcos sobre cobertura elúvio-coluvial | | Fratura |

Fonte: a autora.

5.3.2.5 Vale Preenchido por Captura de Drenagem de 1ª ordem

Os vales preenchidos por capturas de drenagem de 1ª ordem são aqueles que recebem sedimentos de canais de primeira ordem que são capturados por canais de maior ordem situados na base das encostas do Maciço da Serra da Baixa Verde. Estas drenagens de primeira ordem, por vezes, podem compreender linhas de voçorocas que conectam os setores mais elevados da bacia a estes segmentos imediatamente abaixo. De qualquer modo, os trechos que compreendem esta categoria recebem uma importante contribuição de materiais de encosta, seja via fluxos canalizados ou em lençol.

Estes segmentos são caracterizados por serem vales preenchidos em drenagens de baixa ordem na hierarquia fluvial, podendo ou não conter um canal. Nos casos em que existe um canal fluvial, estes são caracterizados por uma seção transversal larga e plana que, segundo Brierley & Fryirs (2005), indica sua funcionalidade ao mesmo tempo como áreas de acumulação e áreas fonte de sedimento (**Quadro 10, Figuras 40, 41 e 42**).

A estocagem nestas áreas é controlada pela presença de diques e soleiras que funcionam como barramentos aos fluxos longitudinais de água e sedimentos, seja porque estes se acumulam à montante dos impedimentos, seja porque os impedimentos estreitam o vale e restringem o espaço de mobilização do fluxo.

Quadro 10 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Vales Preenchidos por Captura de Drenagem de 1ª Ordem.

VALE PREENCHIDO POR CAPTURA DE DRENAGEM DE 1ª ORDEM	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Canal único
Textura de Materiais de Leito	- Areia - Finos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	-
Segmento à Jusante	Canal não confinado, inflexão para NW
Intervenções Antrópicas	- Cercas - Atividades agropecuárias nas encostas e no depósito

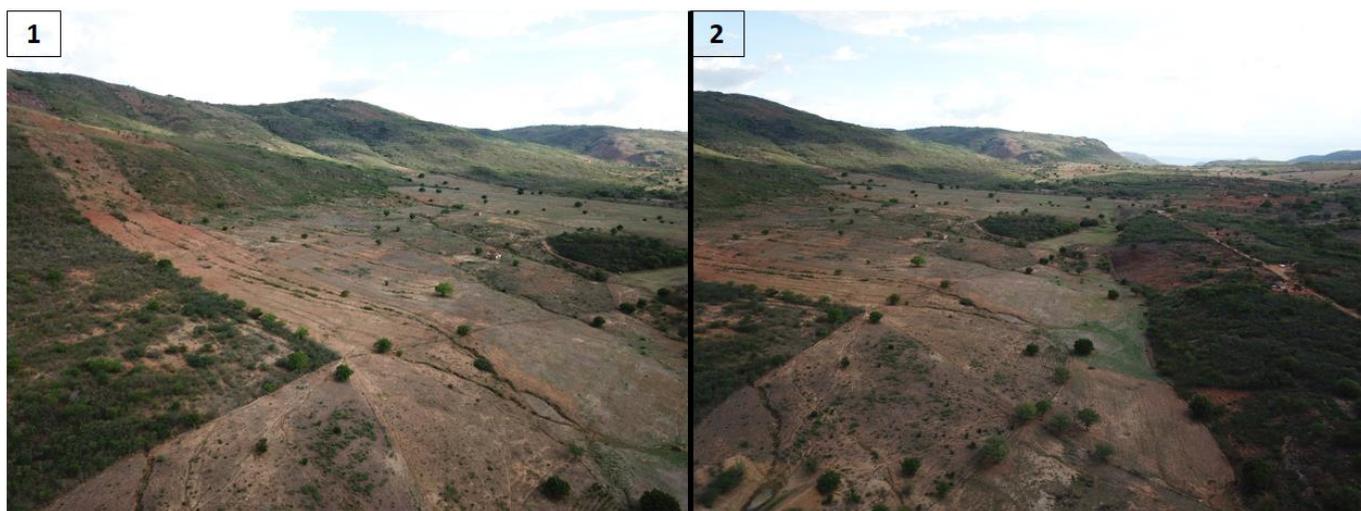
Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 40 - Vale preenchido por captura de drenagem de 1ª ordem. A – canais fluviais; B – limites do vale preenchido.



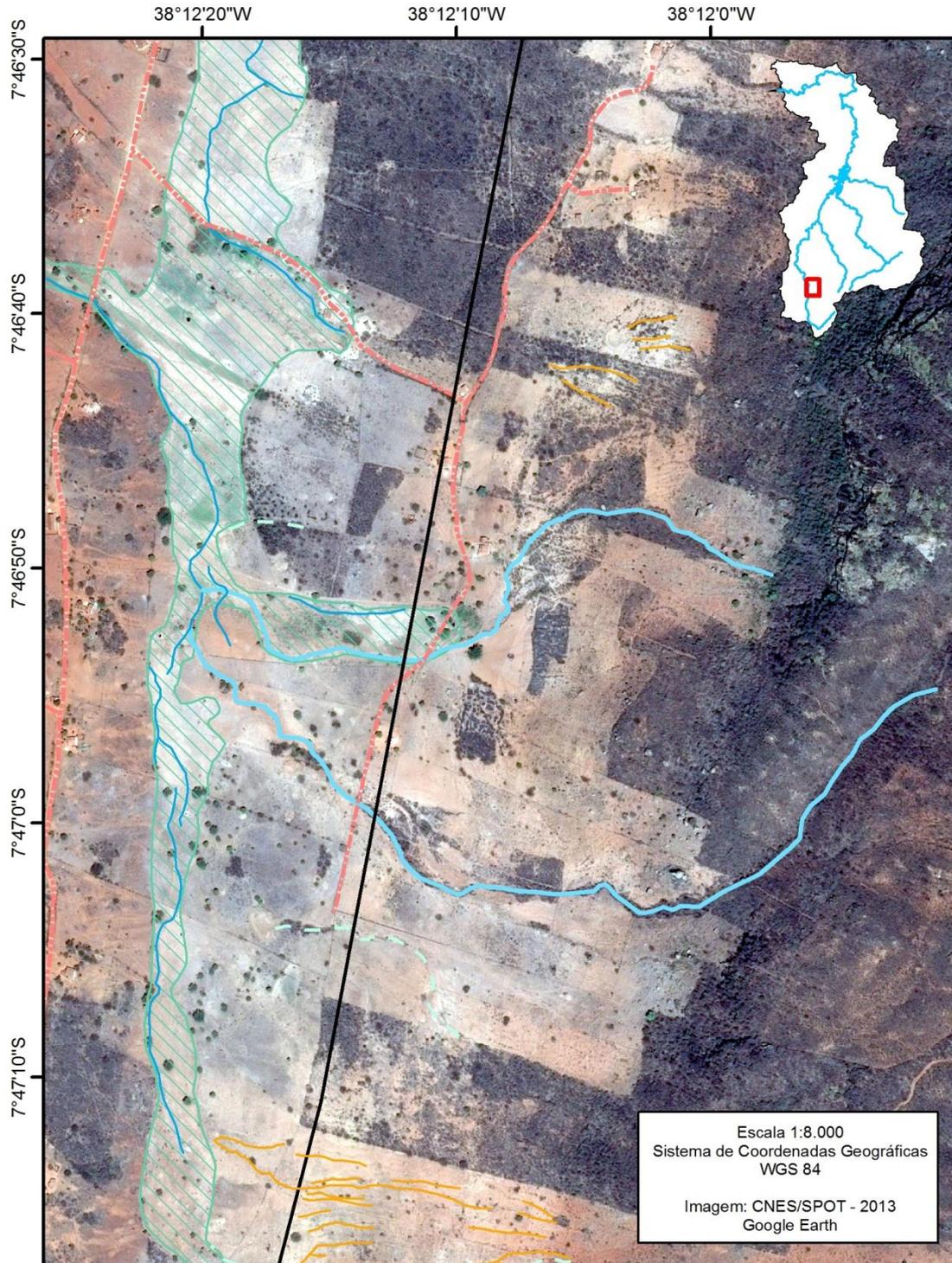
Fonte: a autora.

Figura 41 - Vale preenchido por captura de drenagem de 1ª ordem. 1 – drenagens de primeira ordem; 2 – drenagens de primeira ordem e vale preenchido.



Fonte: a autora.

Figura 42 - Vale preenchido com captura de drenagem de primeira ordem.



VALE PREENCHIDO COM CAPTURA DE DRENAGEM DE PRIMEIRA ORDEM

- | | | |
|-----------------------------------|--|-----------------|
| Canal confinado de primeira ordem | Sulcos sobre cobertura elúvio-colúvial | Vale preenchido |
| Canal de primeira ordem | Estrada não pavimentada | |
| Canal descontínuo | Falha normal | |



Fonte: a autora.

5.3.2.6 Canal Parcialmente Confinado

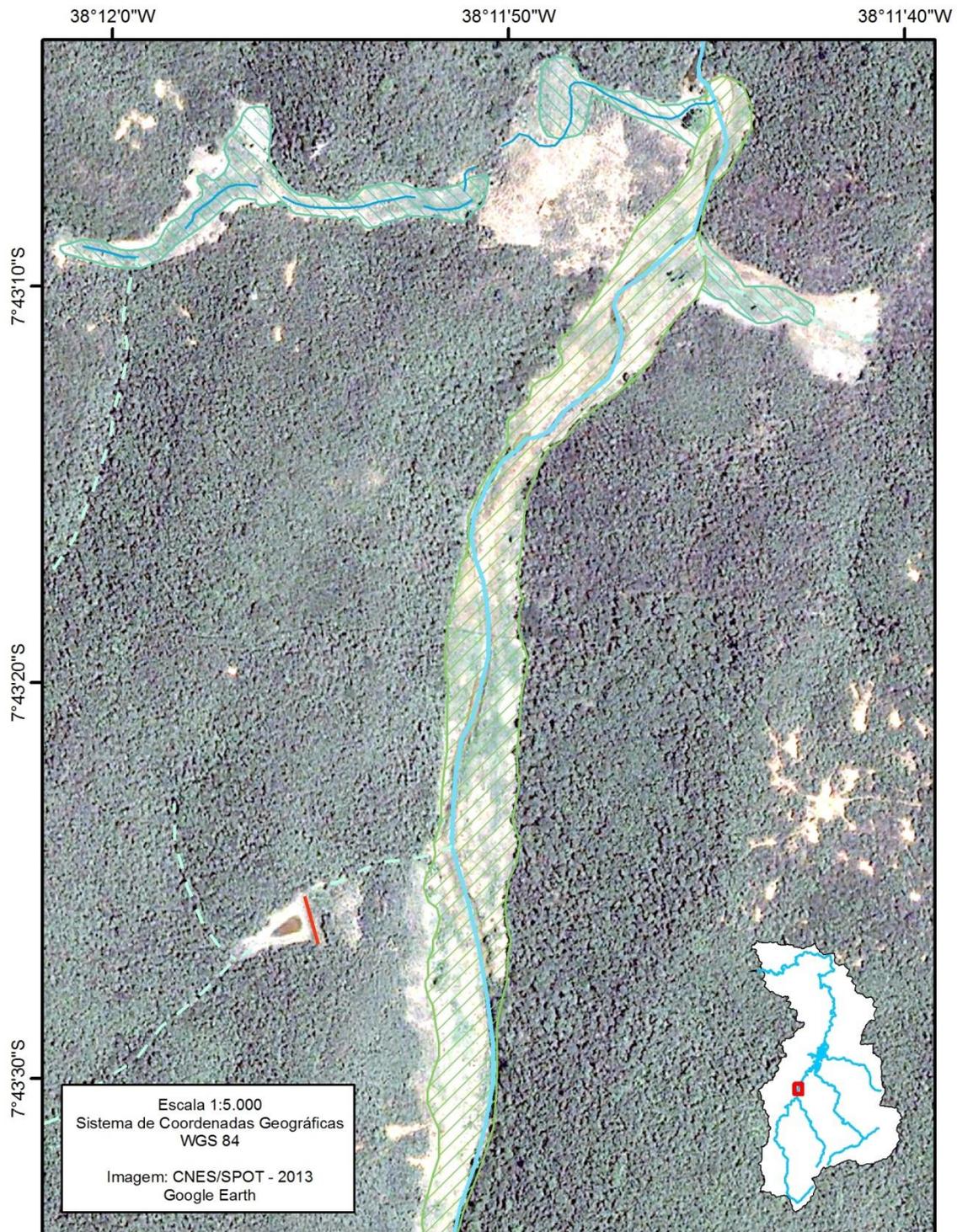
Os canais parcialmente confinados são caracterizados por apresentar planícies de inundação descontínuas em suas margens. Estes, segundo Brierley & Fryirs (2013) possuem média energia e são compostos de materiais arenosos e/ou cascalhosos (**Quadro 11**). Na bacia do Riacho Grande, o segmento parcialmente confinado se encontra à montante de um segmento confinado em que as configurações do vale são modificadas e este se torna entrincheirado. Esta mudança, dada pela constrição do vale no segmento à jusante, favorece a estocagem no segmento parcialmente confinado (**Figura 43**). A transição entre ambos é marcada pela inflexão do canal o que indica um controle estrutural ou litológico sobre os processos fluviais, como a presença de um dique. Estes controles acrescentados de um formato irregular do vale em planta, dado por descontinuidades topográficas locais favorecem a acumulação de sedimentos ora em uma margem, ora em outra.

Quadro 11 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Parcialmente Confinado.

CANAL PARCIALMENTE CONFINADO	
Configuração de confinamento	Parcialmente confinado
Configuração em Planta	Planícies de inundação descontínuas
Textura de Materiais de Leito	- Finos - Areia
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	Confinado
Segmento à Jusante	Confinado
Intervenções Antrópicas	Retirada da cobertura vegetal nas encostas

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 43 - Segmento parcialmente confinado.

**SEGMENTO PARCIALMENTE CONFINADO**

- | | |
|---|---|
|  Canal parcialmente confinado preenchido |  Vale preenchido |
|  Canal descontínuo |  Planície de inundação descontínua |
|  Canal de primeira ordem |  Represamento |



Fonte: a autora.

5.3.2.7 Canal Confinado por Margens Rochosas

Os segmentos confinados em garganta são aqueles que se encontram entrincheirados em vales cuja seção transversal é estreita e possui formato em “V”. Estes expõem um leito rochoso conectado às encostas destituídas de material coluvial e, portanto, não apresentam planícies de inundação. Seu leito é composto por feições como cachoeiras, rápidos e sequências de soleiras e piscinas. A acumulação de sedimentos, compostos das frações areia e cascalho, se dá pelo seu aprisionamento à montante de soleiras e em piscinas, até que a próxima cheia os remova. A exposição do leito rochoso indica uma maior capacidade de transporte em relação ao suprimento de sedimentos recebido pelo canal (Brierley & Fryirs, 2005) (**Quadro 12**).

Na bacia, os segmentos de canais confinados em garganta estão inseridos na unidade de paisagem Duas Barras em um trecho do Riacho Grande em que existe um forte controle estrutural e litológico que marca o contato entre litologias distintas do Complexo Riacho Gravatá (CPRM, 2016) e a presença da Z. C. Serra do Caboclo (**Figuras 44, 45 e 46**). Este controle é expresso no canal por uma sequência de inflexões e *knickpoints* que representam anomalias de RDE de primeira ordem assim como verificado por Tavares (2015) e Barros et al. (2017).

Quadro 12 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Confinado por Margem Rochosa

CANAL CONFINADO POR MARGENS ROCHOSAS	
Configuração de confinamento	Confinado
Configuração em Planta	Canal único com exposição do leito rochoso
Textura de Materiais de Leito	- Cascalho - Seixos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	Canal confinado
Segmento à Jusante	Canal não confinado
Intervenções Antrópicas	-

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 44 - Limite entre vale preenchido e canal confinado de leito rochoso. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido; C – soleira rochosa.



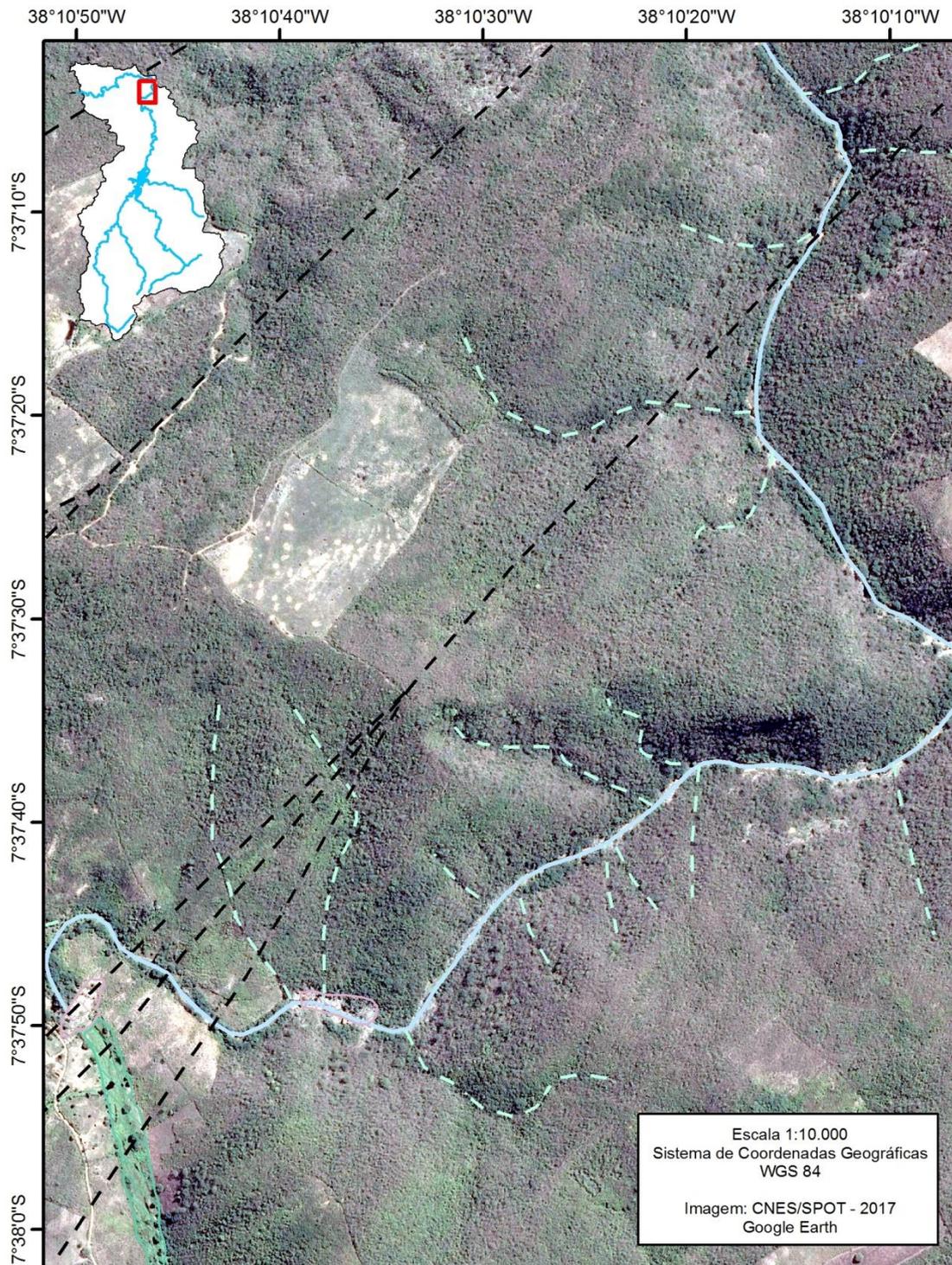
Fonte: a autora.

Figura 45 - Canal confinado por margens rochosas. As setas indicam a direção do fluxo lateral e o tracejado indica os limites do canal.



Fonte: a autora.

Figura 46 - Segmento confinado por margem rochosa.

**SEGMENTO CONFINADO POR MARGEM ROCHOSA**

- | | |
|---|---|
|  Canal confinado de leito rochoso com acumulação descontínua |  Soleira rochosa |
|  Canal de primeira ordem |  Vale preenchido |
|  Zona de cisalhamento | |



Fonte: a autora.

5.3.2.8 Canal Confinado em Depósitos Sedimentares

Esta categoria compreende os segmentos em que um canal fluvial incide verticalmente um depósito preexistente. Neste caso verifica-se o predomínio de incisão do leito em relação à erosão das margens, originando um canal cuja seção transversal é estreita e profunda em relação aos demais canais da bacia. Esta configuração evidencia a resistência das margens confinantes que restringem a migração lateral do canal e limita o espaço para o estabelecimento de planícies de inundação (BRIERLEY & FRYIRS, 2005) (**Quadro 13**).

Os segmentos confinados em sedimento existentes na bacia do Riacho Grande estão situados em setores onde o fluxo, quando ocorre, se apresenta com capacidade suficiente para incidir sobre os depósitos preexistentes e formar canais fluviais. No entanto, os depósitos possuem uma coesão que limita o espaço lateral em que o canal pode se ajustar, o que configura estes segmentos como confinados (**Figuras 47, 48 e 49**).

Quadro 13 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Canal Confinado em Sedimentos.

CANAL CONFINADO EM DEPÓSITOS SEDIMENTARES	
Configuração de confinamento	Confinado
Configuração em Planta	Canal único retilíneo
Textura de Materiais de Leito	-
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	Não confinado, não canalizado
Segmento à Jusante	Açude preenchido
Intervenções Antrópicas	- Retirada da cobertura vegetal - Atividades agropecuárias nas margens

Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 47 - Canal confinado em margens sedimentares. A – canal fluvial; B – limites do vale preenchido.



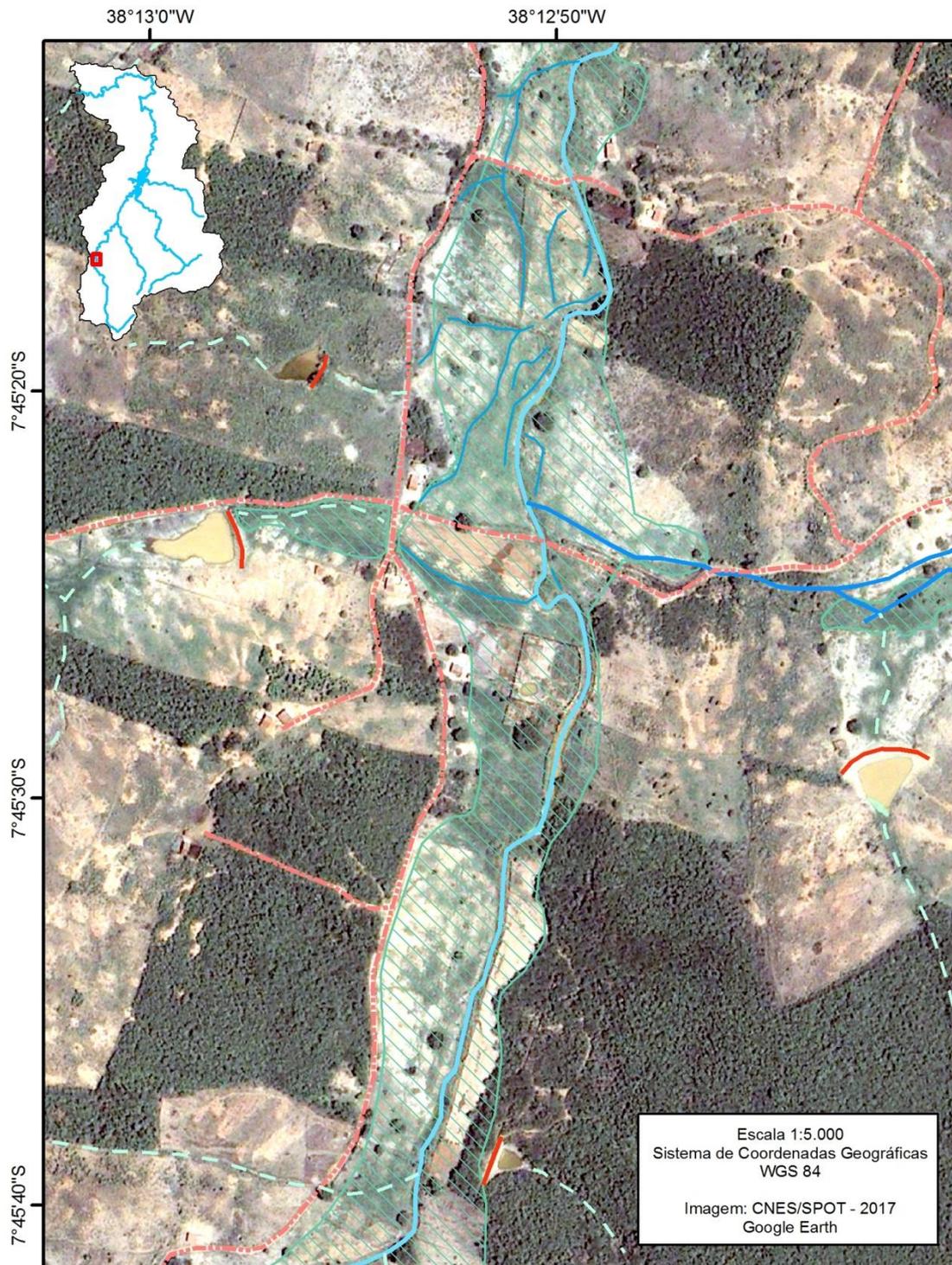
Fonte: a autora.

Figura 48 - Canal confinado em margem sedimentar. A seta indica a direção do fluxo.



Fonte: a autora.

Figura 49 - Canal confinado em margem sedimentar.

**CANAL CONFINADO EM MARGEM SEDIMENTAR**

Canal confinado de leito arenoso

Canal não confinado

Canal descontínuo

Canal de primeira ordem

Estrada não pavimentada

Represamento

Vale preenchido



Fonte: a autora.

5.3.2.9 Depósitos com Controle Antrópico: Estocagem à Montante de Açudes e Açudes Preenchidos

Os segmentos com controle antrópico mais evidente encontrados na bacia são aqueles ligados ao barramento de canais para armazenamento de água e compreendem estocagens à montante de açudes (**Quadro 14**) e açudes preenchidos (**Quadro 15**). Ambos os tipos possuem morfogênese comum, ditada pela elevação do nível de base local e representam estágios evolutivos distintos do mesmo processo. Assim, a estocagem à montante de açudes constitui um estágio inicial que culmina no preenchimento total dos reservatórios.

A estrutura de armazenamento hídrico no semiárido é tradicionalmente baseada no barramento de canais seja para abastecimento de cidades inteiras, seja para utilização em pequenas propriedades rurais. Deste modo os barramentos são intervenções antrópicas generalizadas na região, abrangendo uma gama de dimensões e aportes técnicos em sua construção. Nos barramentos de menor porte é comum que sua vida útil seja limitada pela aggradação resultante da elevada produção de sedimentos característica do ambiente semiárido.

Na bacia do Riacho Grande, o açude Catolé II representa o barramento de maior porte, construído na década de 1980 para abastecer o município de Manaíra. Pequenos barramentos, no entanto, estão presentes em toda a bacia. Estes frequentemente são construídos sobre soleiras rochosas em setores onde existe a constrição dos vales. Assim, são criados espaços de acomodação ou os espaços preexistentes são aumentados e parte dos sedimentos fica aprisionada à montante do barramento até que haja seu preenchimento completo e o açude dê lugar a uma planície antrópica em bolsão (**Figuras 50 e 51**).

Quadro 14 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Estocagens à Montante de Açude.

ESTOCAGEM À MONTANTE DE AÇUDE	
Configuração de confinamento	Não confinado, não canalizado
Configuração em Planta	Bolsão de acumulação sem canal
Textura de Materiais de Leito	- Areia - Finos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	Não confinado sem canal
Segmento à Jusante	Açude
Intervenções Antrópicas	- Atividades agropecuárias no depósito e margens - Solo exposto nas margens

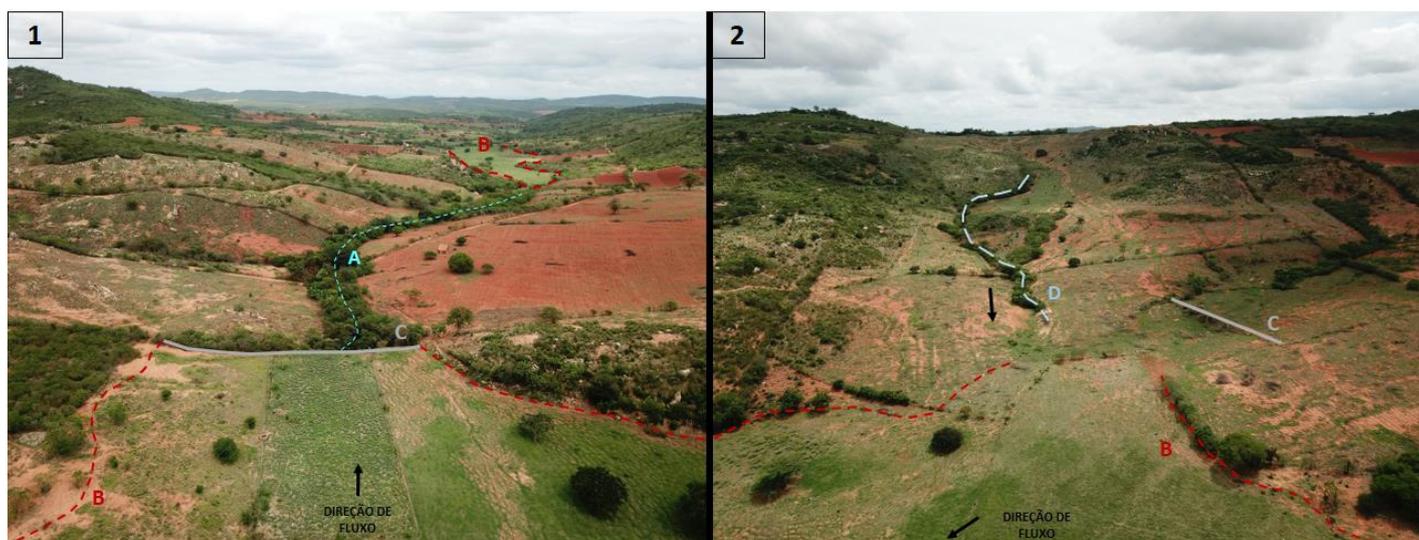
Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Quadro 15 - Matriz de tipologia de canais para os segmentos de Açudes Preenchidos.

AÇUDE PREENCHIDO	
Configuração de confinamento	Não confinado
Configuração em Planta	Vale preenchido não canalizado
Textura de Materiais de Leito	- Areia - Finos
CONTROLES	
Unidade de Paisagem	Duas Barras
Segmento à Montante	Confinado em depósito sedimentar
Segmento à Jusante	Confinado
Intervenções Antrópicas	- Atividades agropecuárias no depósito - Retirada de cobertura vegetal nas margens (rede de voçorocas em ambas as margens)

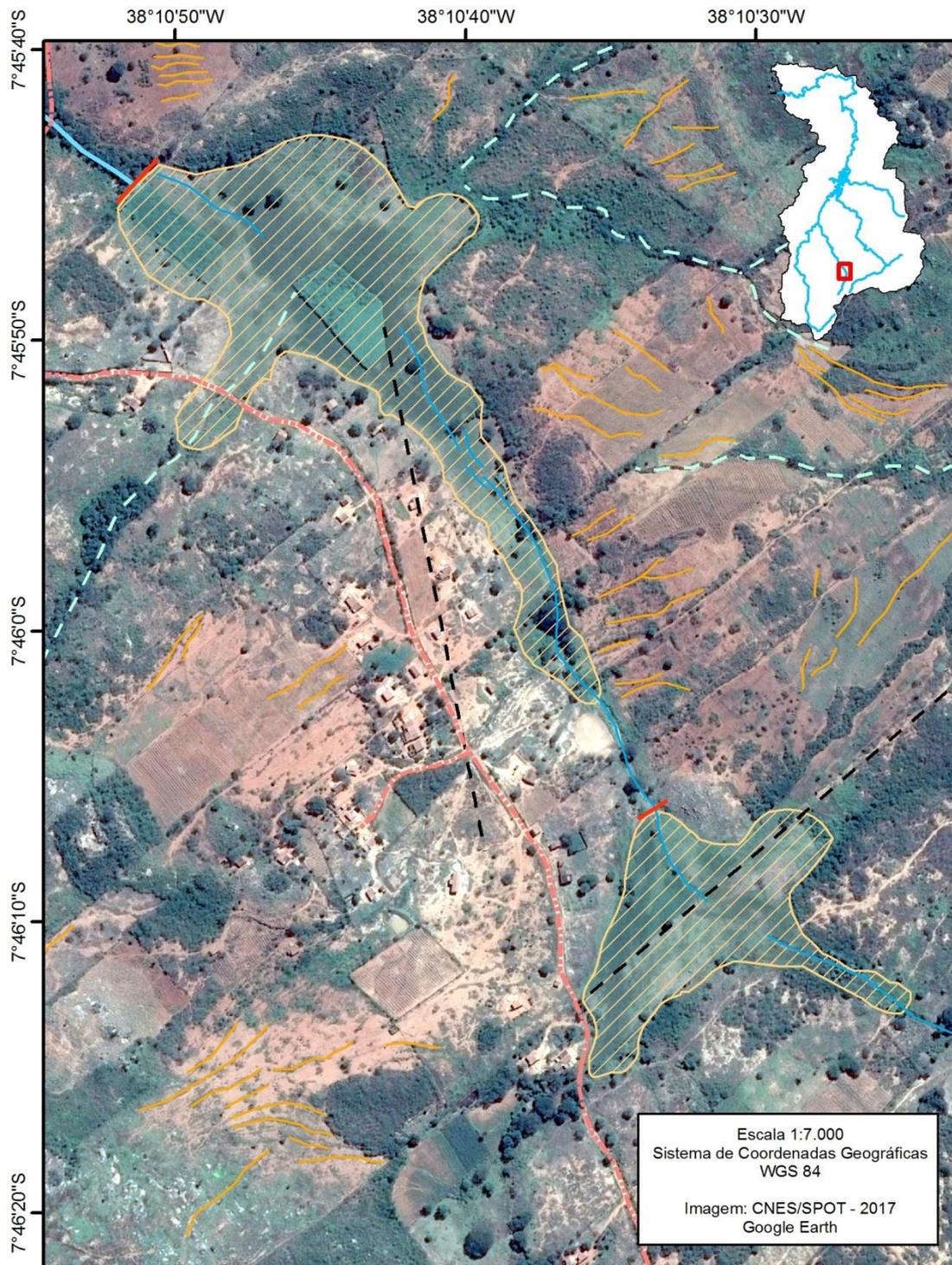
Adaptado de Brierley & Fryirs (2005).

Figura 50 - Açudes preenchidos. Foto 1: A – canal fluvial; B – limites dos açudes preenchidos; C – barramento do canal. Foto 2: B – limites do açude preenchido; C – barramento do canal; D – canal fluvial limites do açude preenchido.



Fonte: a autora.

Figura 51 - Açude preenchido.

**AÇUDE PREENCHIDO**

Canal confinado

Estrada não pavimentada

Sulcos sobre cobertura elúvio-colúvial

Canal de primeira ordem

Fratura

Área de estocagem induzida por represamento artificial

Canal descontínuo

Represamento sobre soleira rochosa

Fonte: a autora.

A elaboração de uma tipologia de canais fluviais para a bacia do Riacho Grande viabilizou um ordenamento dos principais tipos de estilos de rios. A caracterização dos segmentos, considerados dentro do contexto de sua unidade de paisagem, conduziu a uma compreensão inicial acerca da dinâmica de estocagem e acumulação de sedimentos no maciço da Serra da Baixa Verde e entorno.

Em uma primeira análise, verifica-se a ocorrência de segmentos não confinados nos compartimentos próximos à principal área fonte da bacia, o maciço da Serra da Baixa Verde. Isto revela que os eventos que levaram à remoção de material das cimeiras e acumulação nos fundos de vale e baixas encostas estiveram circunscritos ao setor mais úmido da bacia. Estes possivelmente atuaram em uma dinâmica pulsatória, de modo que a resposta da drenagem também tenha assumido esta característica. Os *inputs* de energia, portanto, não conduziram a um fluxo erosivo contínuo capaz de mobilizar e retrabalhar materiais sedimentares até o nível de base da bacia.

A compartimentação fluvial, portanto, mostra que as configurações das unidades de paisagem ditam o tipo de confinamento predominante. Na unidade Manaíra, a topografia plana favoreceu a acumulação de sedimentos nos fundos de vale, enquanto que a unidade Duas Barras, estruturada em complexos de rochas metamórficas, apresenta uma forte dissecação e predomínio de segmentos confinados, que são caracterizados pelo predomínio de processos de erosão e alta energia. Todavia, as unidades de paisagem e, conseqüentemente, os padrões de compartimentação fluvial, estão subordinados a controles estruturais e litológicos regionais. Estes controles podem ditar a existência de espaços de acumulação de material sedimentar ou o entrincheiramento de um vale, que comandam o tipo de confinamento.

A criação de espaços de acumulação na bacia é fortemente controlada pelo Enxame de Diques de Manaíra-Princesa Isabel, como já descrito por alguns autores (MEJIÁ, 2008; HOLLANDA et al., 2009; TAVARES, 2015; BARROS et al., 2017). Os diques sieníticos se apresentam na paisagem como soleiras rochosas e constrições nos vales, entrincheirando-os em determinados setores, ou ainda como pequenas colinas que dividem sub-bacias de drenagem. Tal configuração conduziu à formação de barramentos estruturais ao fluxo longitudinal de sedimentos, criando espaços de acumulação de onde materiais colúvio-aluvionares são estocados. Em determinados setores, estes espaços funcionam como bacias de acumulação fechadas em que blocos se encontram topograficamente rebaixados em relação ao seu entorno

e à saída da drenagem se encontra barrada por soleiras. Este cenário dá origem a áreas de estocagem colmatadas em que a drenagem se encontra desconectada do segmento à jusante, evidenciando uma ineficiência dos fluxos fluviais em removerem os sedimentos aprisionados neste compartimento.

O arranjo de tipologias fluviais no semiárido também é produto de processos superficiais ditados pelo regime climático, mas que operam sob uma gama de intervenções antrópicas decorrentes da susceptibilidade das formas de uso da terra - comuns a uma sociedade agrária tradicional ainda dependente dos *inputs* e pulsações do clima. A história de uso e ocupação da terra, por conseguinte, interferiu na construção do cenário atual dos sistemas fluviais semiáridos, seja por meio de intervenções diretas na rede de canais ou sobre os interflúvios. Aquelas ocorridas sobre os interflúvios são capazes de gerar importantes efeitos sobre o domínio fluvial através do incremento do aporte lateral de sedimentos para os canais pela intensificação da erosão, seja pela criação de redes de voçorocas ou pela atuação de fluxos não canalizados.

A forma mais usual de interferência sobre a rede de canais é o represamento, que constitui a prática mais comum de armazenamento de água para agricultura e abastecimento humano no Nordeste semiárido, sendo comuns mesmo em drenagens de baixa ordem. Na bacia do Riacho Grande é usual a construção de represas de baixo aporte tecnológico sobre soleiras rochosas, prática que funciona como um catalisador do processo físico-natural de impedimento aos fluxos dos canais. Os barramentos, portanto, criam zonas de acumulação que retém quase toda a carga de fundo e parte da carga suspensa dos rios. Dada a elevada produção de sedimentos verificada no semiárido, estes reservatórios podem rapidamente ser preenchidos reduzindo sua vida útil. Os efeitos à jusante são marcados pelo aumento no potencial erosivo do fluxo decorrente da criação de um novo *knickpoint*, que promove um entrincheiramento do canal.

A compartimentação fluvial e a tipologia de canais evidenciaram que a combinação de configurações estruturais e topográficas da bacia, juntamente com um regime climático pulsatório, levou ao estabelecimento de áreas de estocagem não muito distantes das áreas fontes de sedimento. Isto demonstra que uma zona de acumulação de posição intermediária na bacia foi formada pela atuação de fases de grande mobilização de materiais para as baixas encostas e fundos de vale que permaneceram aprisionados à montante de níveis de base locais – naturais ou antropicamente induzidos. A obliteração destas áreas de preenchimento depende

de uma retomada erosiva capaz de romper com os possíveis mecanismos de *feedback* positivo que mantém as áreas de preenchimento.

5.4 GEOCROLOGIA POR ^{210}Pb

A cronologia de sedimentos através da aferição da atividade do isótopo ^{210}Pb constitui uma ferramenta capaz de datar aqueles materiais de até 150 anos. O estabelecimento de idades para os estratos de um perfil de sedimentos é realizado a partir do cálculo da taxa de sedimentação obtida para o mesmo. Deste modo, o método possui grande aplicabilidade para a datação de sedimentos de ambientes fluviais e lacustres, que refletem processos superficiais recentes (APPLEBY & OLDFIELD, 1978; BERTINE et al., 1978; LEES et al., 1997; NOLLER, 2000; DEZILEAU et al., 2014; FERREIRA et al., 2015; CORREA et al., 2016), frequentemente desencadeados por mudanças nos padrões locais de cobertura da terra.

A utilização da cronologia de sedimentos por ^{210}Pb na bacia do Riacho Grande, portanto, teve o intuito de contribuir com a determinação de idades de depósitos recentes que refletem a operação de processos superficiais contemporâneos na paisagem. No contexto do semiárido brasileiro tais processos estão subordinados aos frequentes represamentos de rios que constituem o principal meio de armazenamento hídrico na região. Assim, os sedimentos finos permanecem aprisionados à montante do ponto de barramento (POEPPL et al., 2017), criando um espaço de acomodação capaz de guardar registros dos processos de acumulação e remoção ocorridos.

Deste modo, foram coletados sedimentos à montante de represamentos no intuito de abarcar a maior quantidade de frações de silte e argila e, por conseguinte, do ^{210}Pb . Um total de cinco testemunhos foram extraídos (**Figura 52**) e nomeados de acordo com o local de coleta, a saber: I – Sítio Jordão; II – Sítio Tapuia 1; III – Sítio Tapuia 2; IV – Sítio Pedreiras e V – Riacho Grande. Os pontos de coleta estão inseridos nas unidades de paisagem Manaíra e Duas Barras, visto que estas unidades apresentam uma maior quantidade de represamentos com estocagem de sedimentos à montante. Os testemunhos Sítio Tapuia 1 e Riacho Grande foram extraídos à montante do açude Catolé II, nos riachos Araras e Grande, permitindo acessar o

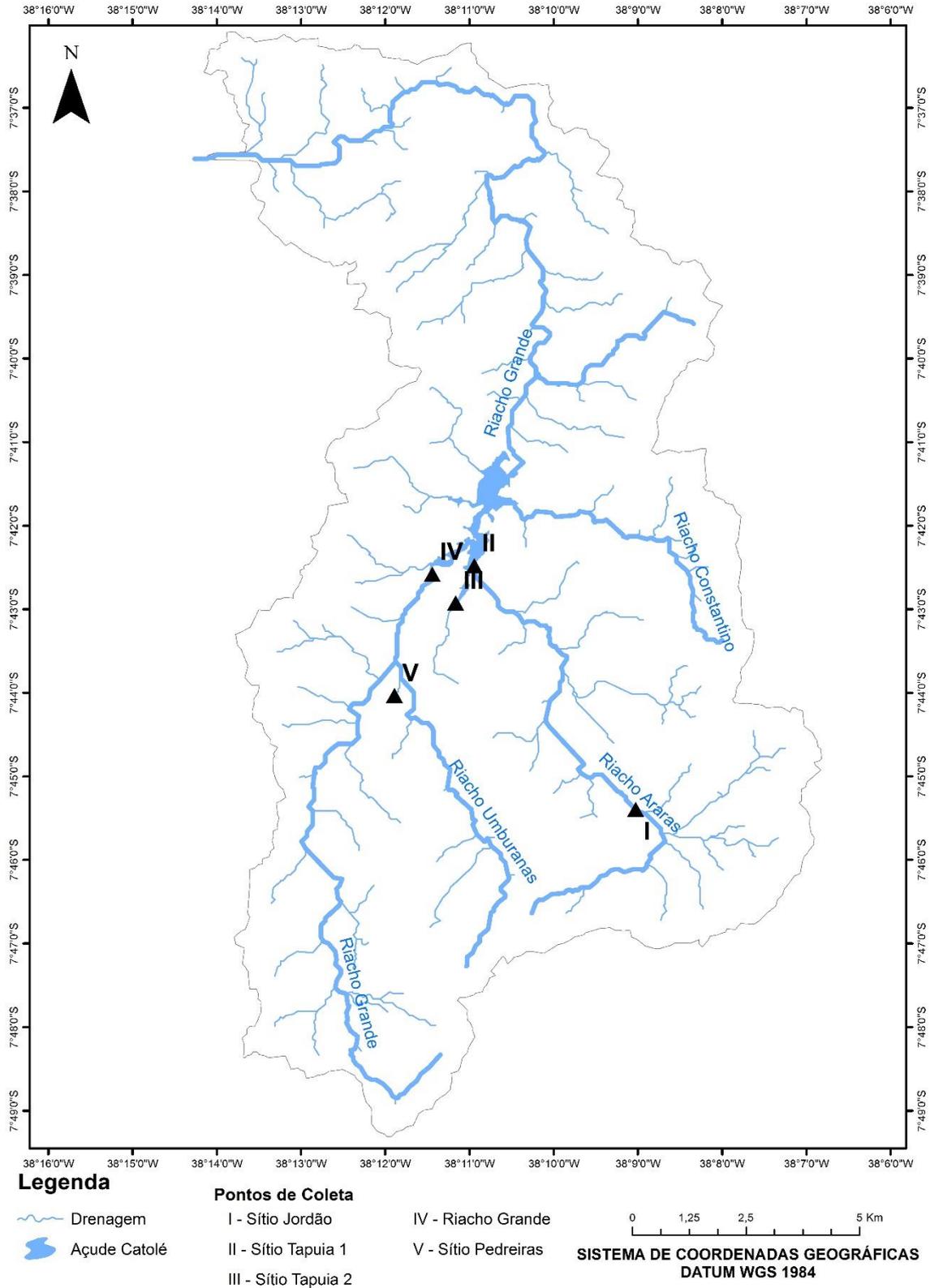
quão as sub bacias contribuem com sedimentos para o reservatório. Os demais testemunhos, todavia, foram coletados à montante de represamentos de pequeno porte.

A medida das taxas de sedimentação, obtidas através do modelo CIC, possibilitaram o estabelecimento de um único valor por perfil, variando desde 0,35 cm/ano até 1,28 cm/ano (**Quadro 16**). Já as áreas de captação, por sua vez, apresentaram tamanhos diversos, desde 0,16 a 54,5 km².

Verifica-se que a taxa de sedimentação não necessariamente aumenta conforme o tamanho da área de captação (**Quadro 16**), o que demonstra a importância da interação entre os elementos físicos e antrópicos na operação de processos superficiais de transporte e deposição em ambientes fluviais. Já a atividade do ²¹⁰Pb (Bq kg⁻¹) não suportado, a partir das quais são obtidas as taxas e idades dos sedimentos, tende a diminuir do topo para a base das colunas estratigráficas, devido ao seu decaimento radioativo. No entanto, a atividade do ²¹⁰Pb nas seções trabalhadas (Figura 54) não apresentou uma diminuição contínua desde o topo até a base. Assim, embora ocorra uma diminuição da atividade radioativa do isótopo com a profundidade em todos os perfis trabalhados, verifica-se a existência de aumentos anômalos na atividade. Isto pode ser observado sobretudo nos perfis Sítio Jordão, Tapuia 1 e Riacho Grande (**Figura 53**).

Tessler (2006 apud SOUZA, 2013), coloca que estas anomalias nos perfis decorrem de variações na taxa de sedimentação, em função de interferências antrópicas ou até mesmo de pulsações climáticas. Em se tratando do ambiente semiárido tal afirmação é compatível com a dinâmica climática atual, que desencadeia fluxos espasmódicos de sedimento. Deste modo, o comportamento das atividades do ²¹⁰Pb para os perfis trabalhados na bacia do Riacho Grande sugere que a taxa de sedimentação para a área em questão apresenta modificações ao longo do tempo. A aferição de mais de um valor na taxa de sedimentação, no entanto, não é suportada pelo modelo CIC, que fornece apenas um valor médio da taxa (APPLEBY & OLDFIELD, 1978).

Figura 52 - Pontos de coleta de testemunhos para datação.

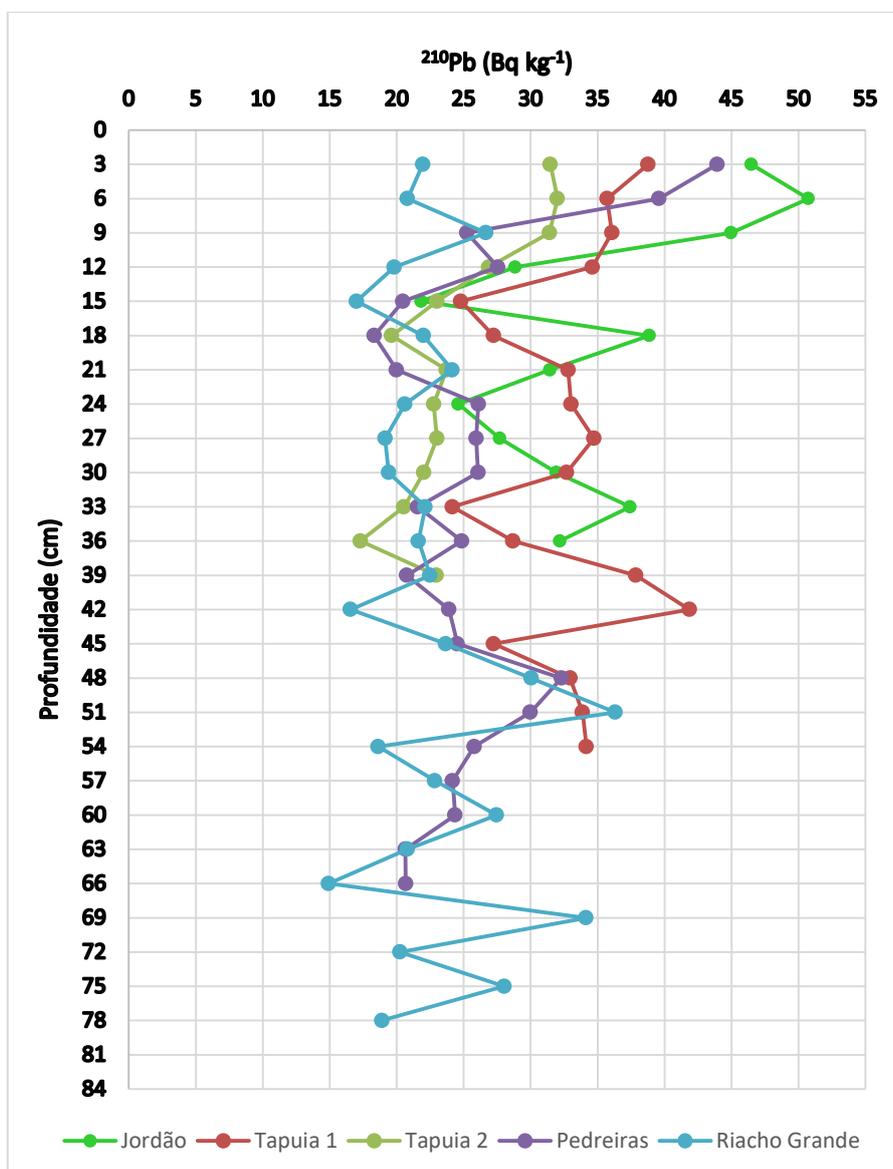


Fonte: a autora.

Quadro 16 - Taxa de sedimentação e área de captação dos pontos de coleta.

PONTO DE COLETA	TAXA DE SEDIMENTAÇÃO cm/ano	ÁREA DE CAPTAÇÃO km ²
Sítio Jordão	0.36	20.6
Sítio Tapuia 1	0.35	46.9
Sítio Tapuia 2	0.43	2.8
Sítio Pedreiras	0.68	0.16
Riacho Grande	1.28	54.5

Fonte: a autora.

Figura 53 - Atividades do ²¹⁰Pb para os perfis.

Fonte: a autora.

5.4.1 Descrição das colunas estratigráficas

As colunas estratigráficas referentes aos perfis de amostragem coletados foi realizada no intuito de fornecer uma compreensão acerca da constituição sedimentológica do material datado. Além disso, sua descrição estratigráfica também permite uma melhor apreensão acerca dos processos superficiais que levaram à deposição dos sedimentos. Neste sentido, serão exibidas as colunas estratigráficas em conjunto com o percentual das frações areia, silte e argila e a cronologia das camadas datadas.

5.4.1.1 Sítio Jordão

O testemunho I foi extraído da localidade Sítio Jordão, que está situada a 7°45'23.51"S e 38° 8'58.18"O, a 744 m de altitude, no setor sudeste da bacia. O ponto de coleta está inserido na unidade de paisagem Manaíra - onde a baixa declividade em conjunto com soleiras rochosas e constrictões nos vales conduzem ao aprisionamento de sedimentos, mais precisamente no segmento de coalescência de vales controlados por falha.

A taxa de sedimentação aferida neste ponto é de 0,36 cm por ano, para uma área de captação de 20,6km², correspondente às cimeiras do maciço estrutural da Serra da Baixa Verde e parte da Depressão Intraplanáltica de Manaíra (TAVARES, 2015; CORREA, 2001). De acordo com Tavares (2015), o compartimento que descreve a área de captação deste ponto, é marcado por encostas abruptas que separam as cimeiras do maciço da depressão, onde existe um Δh que viabiliza a carreamento de sedimentos desde os setores mais elevados até aqueles mais rebaixados. Esta área, portanto, exhibe encostas com material coluvial, frequentemente truncados pela sedimentação de fundo de vale que permanece retida à montante de soleiras rochosas e constrictões nos vales.

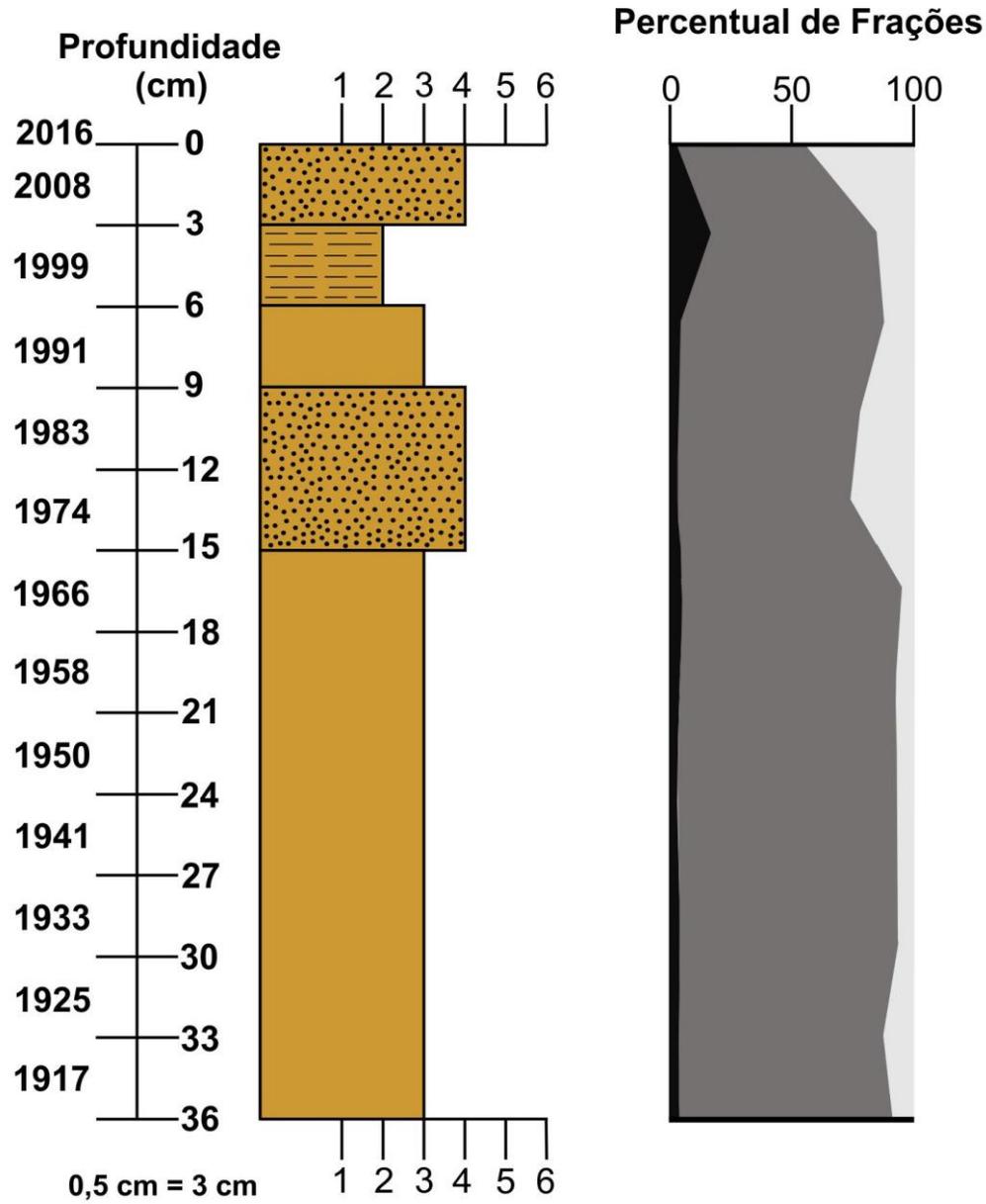
Conforme pontuado por Tavares (2015), a posição dos canais e da sedimentação de fundo de vale à montante do ponto de coleta, demonstra um controle estrutural sobre a formação dos espaços de acomodação. Este é dado não apenas pela posição rebaixada da depressão em relação às cimeiras do maciço, como também pela adaptação das drenagens às linhas de

fraqueza que convergem paralelas às encostas do maciço e em seguida infletem para SW (CPRM, 2014). À jusante de tal inflexão se encontra um vale colmatado seguido pela presença de uma soleira rochosa, sobre a qual está assentada a parede de represamento do riacho Araras. Este constitui o primeiro ponto de acumulação de sedimentos do compartimento sudeste da bacia.

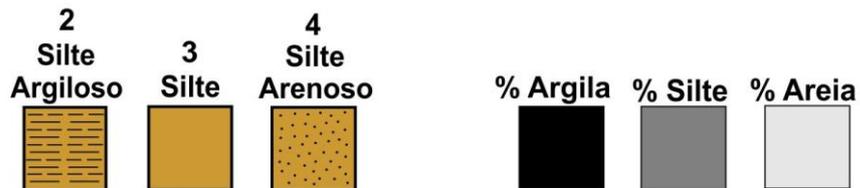
A coluna estratigráfica construída para este ponto apresenta um comprimento de 36 cm (**Figura 54**) e é composta por materiais que variam desde silte argiloso a silte arenoso (FOLK & WARD, 1957), onde se destaca uma espessa camada de silte entre 36 e 15 cm de profundidade. A partir de 15 cm, verifica-se uma granodecrescência ascendente até os 3 cm, seguida por uma nova fácies de silte arenoso até o topo da sequência. Apreende-se que este perfil apresenta uma pequena variação textural controlada sobremaneira pelos percentuais das frações silte e areia.

Admitindo-se a taxa de sedimentação única obtida através cálculo pelo modelo CIC, de 0,36 cm/ano, o perfil I apresenta uma cronologia que varia desde 1917 a 2016, da base para o topo. O pacote mais profundo, classificado como silte, contém registros deposicionais desde 1917 até 1974, quando ocorre uma modificação textural para silte arenoso em 15cm de profundidade. Já entre 15 e 9cm de profundidade ocorre um pacote de silte arenoso cuja cronologia aponta para o ano de 1974 na base e 1991 para o topo. Acima deste, um pacote de silte se estende até os 6cm de profundidade, onde os registros datam de 1999, ano úmido após a ocorrência de uma fase de seca severa na região Nordeste. Uma situação semelhante ocorre com o topo do pacote de silte argiloso que está a 3cm de profundidade e data de 2008, quando um ano chuvoso sucede uma fase seca anterior.

Figura 54 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho I.



Legenda



Fonte: a autora.

5.4.1.2 Sítio Tapuia 1

O testemunho II foi extraído a 7°42'36.83"S e 38°11'1.10"O e 648m de altitude, na localidade conhecida como Sítio Tapuia. O ponto de coleta está inserido na porção distal do leque em frente de falha que marca o exutório da sub bacia do riacho Araras, na unidade de paisagem Manaíra. Desta forma, sua área de captação compreende aproximadamente 46,9 km² que corresponde à depressão intraplanáltica de Manaíra (TAVARES, 2015; CORREA, 2001) e parte das cimeiras do maciço estrutural da Serra da Baixa Verde.

Como já abordado anteriormente, a depressão intraplanáltica de Manaíra constitui um patamar topográfico que antecede o maciço estrutural da Serra da Baixa Verde, controlado tectonicamente pela falha de Serra Talhada (TAVARES, 2015) e marcado pela sedimentação em encostas e fundos de vale. As encostas abruptas que marcam o contato entre as cimeiras do maciço, juntamente com práticas agropecuárias baseadas na remoção da cobertura vegetal, impulsionam a mobilização de sedimentos. Estes, ao atingirem os diversos espaços de acomodação nos fundos de vales, permanecem aprisionados até que hajam eventos de magnitude elevada o suficiente para removê-los.

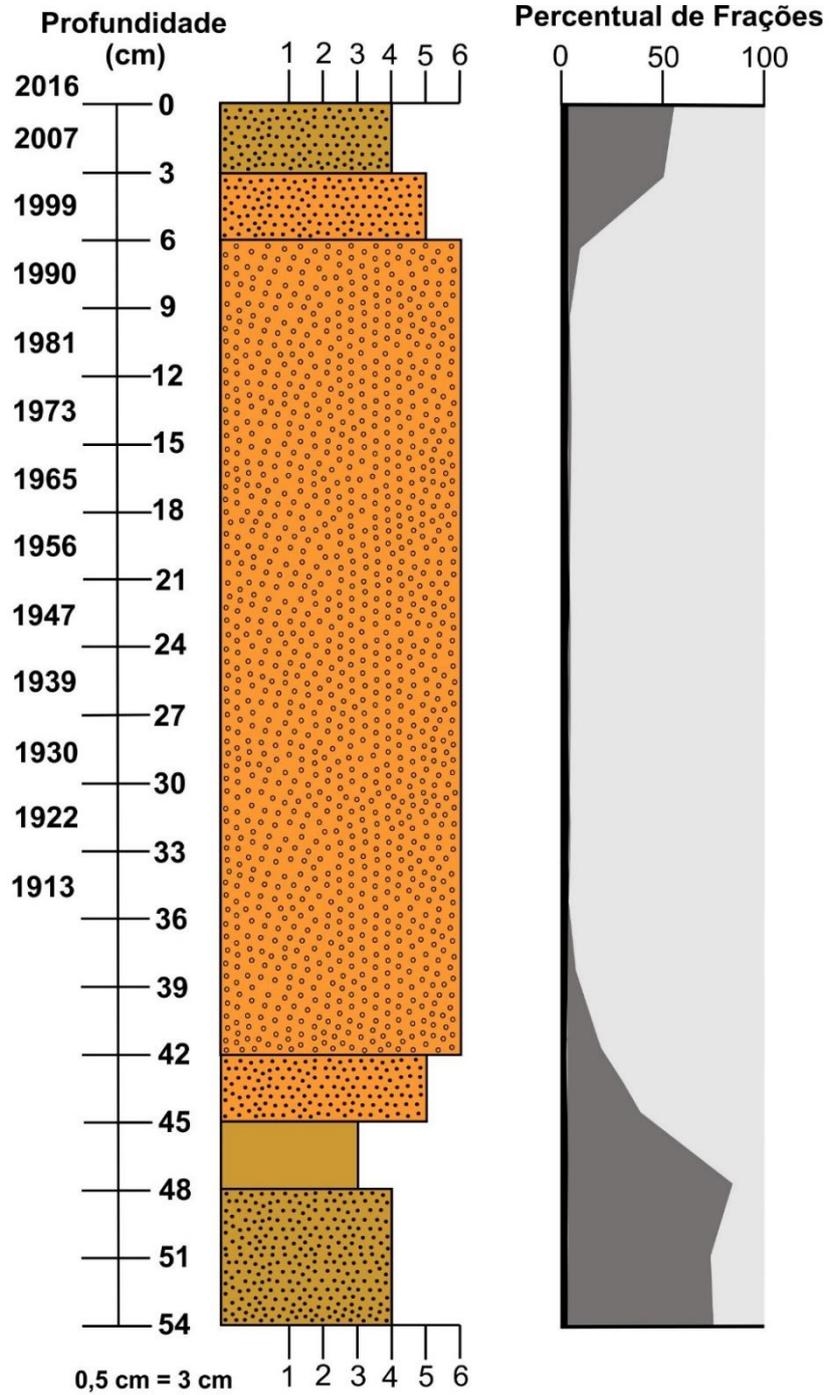
Neste sentido, o represamento fluvial constitui uma prática que tende a catalisar a retenção de sedimentos através do aumento no nível de base local. Tal processo é expresso no terço inferior da sub bacia do riacho Araras, sobretudo em seu exutório, onde a acumulação se deu no formato lobular. Desta forma, a deposição do leque terminal não apenas restringiu o escoamento do próprio riacho Araras, que deixa de ser canalizado em sua fácies distal, como também barrou o fluxo de outro tributário do referido açude (**Figura 55**).

A coleta da amostra II almejou a recuperação de testemunhos compostos por materiais de textura fina e, por esta razão, foi realizada na fácies distal do leque, onde foi aferida uma taxa de sedimentação de 0,35 cm por ano. A atividade do isótopo 210 de chumbo (**Figura 53**), se mostrou decrescente do topo para a base, mas com valores apresentando algumas quedas e subidas abruptas ao longo do perfil.

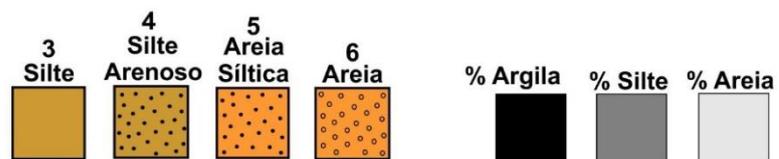
O perfil estratigráfico apresenta um comprimento total de 54cm, composto de materiais finos mais próximos à base e ao topo, com uma espessa camada de textura mais grossa no centro. Entre 54 e 45cm verifica-se uma granodecrescência ascendente, quando os estratos passam de

silte arenoso para silte. Após os 45cm, no entanto, o padrão textural é invertido e os grãos passam a ser mais grosseiros, havendo uma camada de areia siltica de 3cm de espessura, seguida por um pacote arenoso que se estende desde 42 até 6cm de profundidade. Tal fato pode ser evidenciado pelo percentual de frações, em que o perfil apresenta um aumento expressivo na fração areia em detrimento da fração silte. Em 6cm de profundidade, no entanto, o padrão de granodecrescência ascendente volta a ser exibido no perfil, em estratos de 3cm de areia siltica e silte arenoso, em direção ao topo.

Figura 55 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho II.



Legenda



Fonte: a autora

5.4.1.3 Sítio Tapuia 2

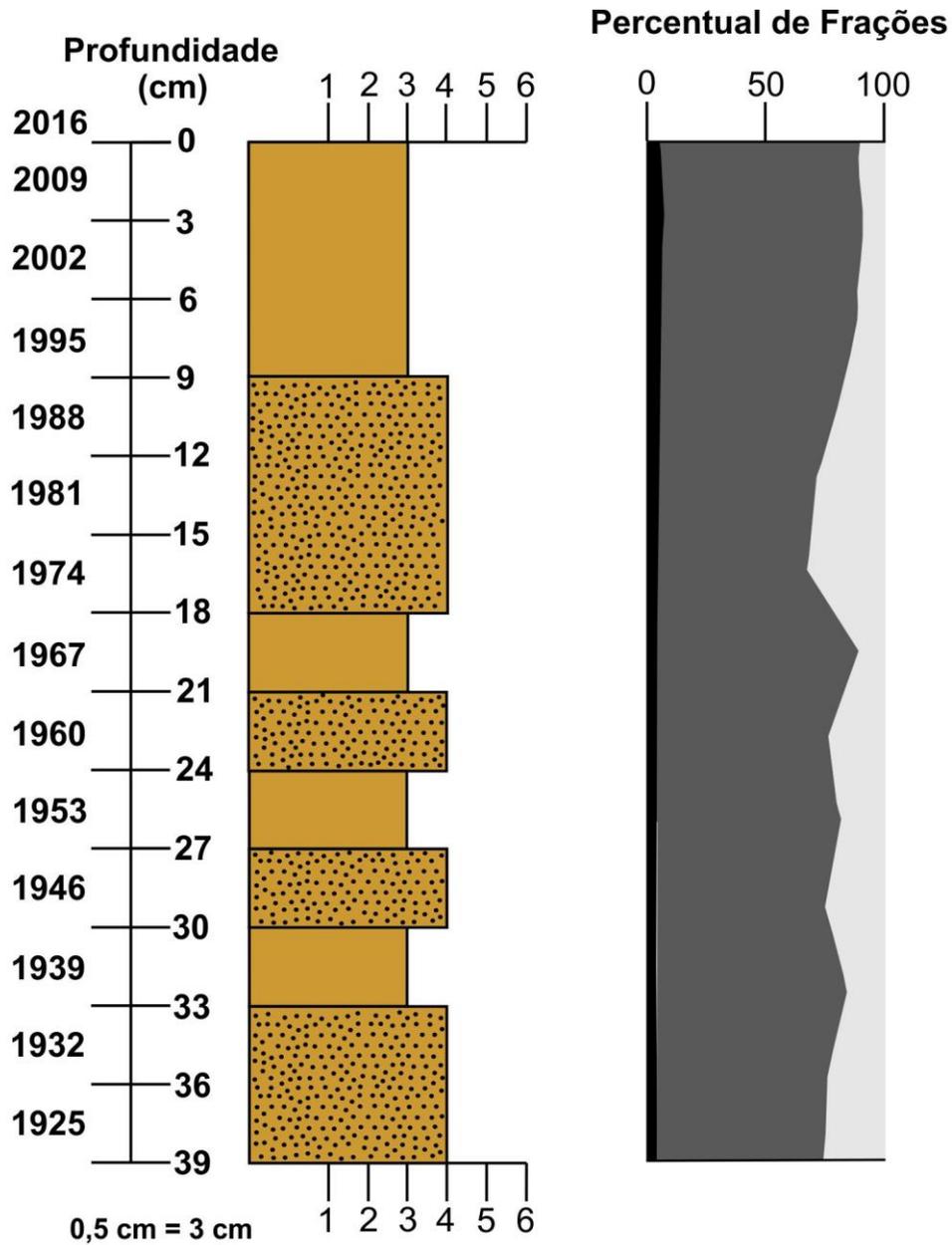
O ponto de coleta III, situa-se a 7°42'55.39"S e 38°11'9.83"O e 653m de altitude, também na localidade conhecida como Sítio Tapuia. No entanto, o testemunho foi extraído à montante do represamento de um canal tributário do riacho Araras que é barrado pelo leque terminal onde foi extraído o testemunho II. Com uma área de captação de apenas 2,8 km², o ponto de coleta está inserido na unidade de paisagem Duas Barras e apresentou uma taxa de sedimentação de 0,43 cm/ano.

A Falha de Serra Talhada atua como estrutura que limita as unidades de paisagem Duas Barras e Manaíra, individualizando patamares topográficos distintos. Neste contexto, o principal canal fluvial que compõe a sub bacia onde foi realizada a coleta flui desde a frente da Falha de Serra Talhada, sofrendo uma inflexão para NE, quando passa a fluir paralelo à referida falha.

A coluna estratigráfica obtida para o testemunho III possui 39cm de comprimento e é composta por estratos intercalados de silte e silte arenoso (**Figura 56**). A primeira camada possui uma espessura de 6cm e é composta de silte arenoso e é seguida por uma sucessão de camadas intercaladas de silte e silte arenoso com espessura de 3cm que se estende até os 18cm de profundidade. Entre 18 e 9cm de profundidade verifica-se a mesma sucessão textural, com um pacote de silte arenoso seguido de um pacote siltico no topo, com uma espessura de 9cm cada.

As idades aferidas para este testemunho variam desde 1925 na base até 2016 no topo. Assim, o estrato basal apresenta idades de 1925, 1932 e 1939, passando para 1946, 1953, 1960 e 1967 na sucessão de estratos de 3cm. Para os materiais acumulados entre 15 e 18cm de profundidade, a idade aferida foi de 1974, marcando o início da deposição do pacote mais espesso de silte arenoso, cujas idades se estendem até os 9cm de profundidade. Os últimos 6cm que marcam o final da deposição do silte arenoso datam de 1988 e 1995, o que evidencia a ocorrência de uma fase seca entre tais anos ou a ocorrência de hiatos no registro sedimentar em decorrência de eventos de elevada magnitude capazes de remobilizar os materiais depositados anteriormente. As camadas seguintes apresentam idades de 2002, 2009 e 2016, em direção ao topo.

Figura 56 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho III.



Legenda



Fonte: a autora.

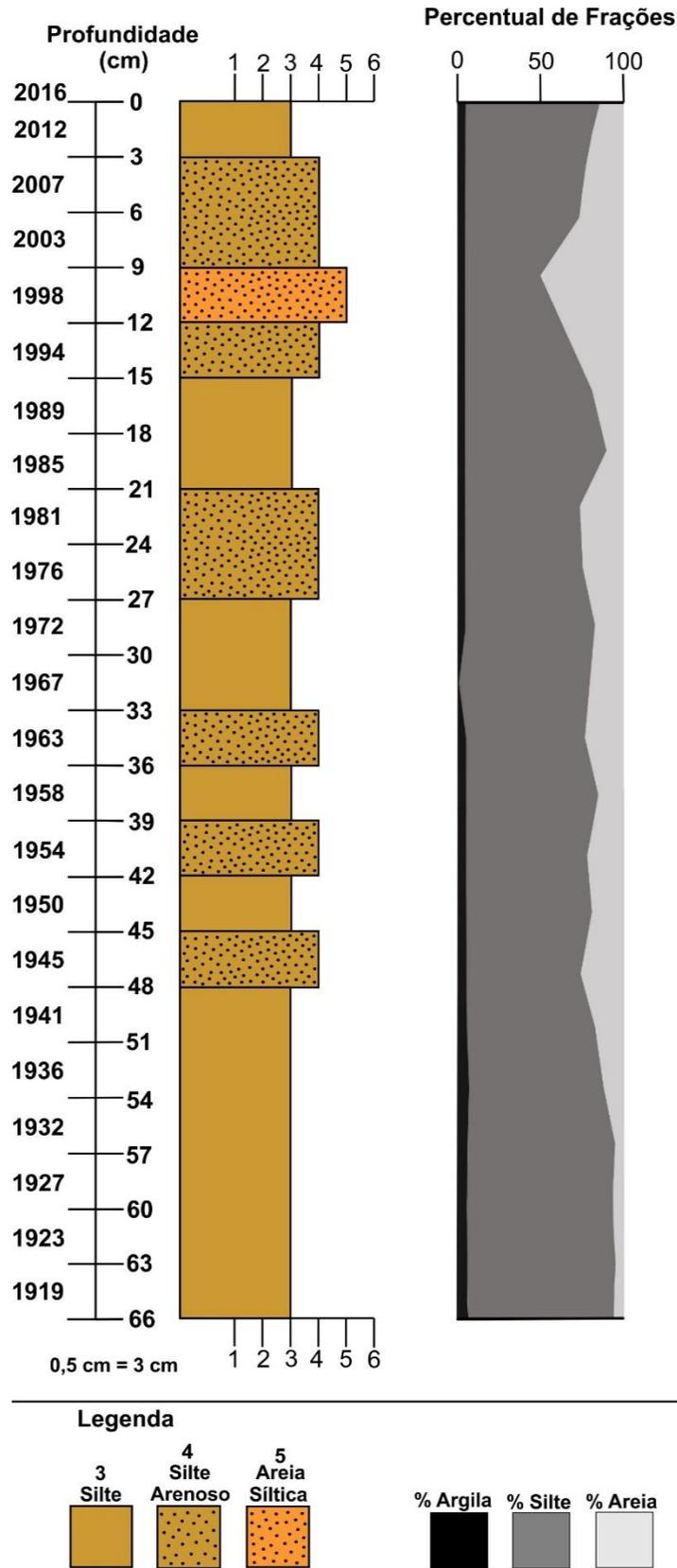
5.4.1.4 Sítio Pedreiras

Este ponto de coleta está situado a $7^{\circ}43'59.79''\text{S}$ e $38^{\circ}11'51.47''\text{O}$, a 680m de altitude, na comunidade do Sítio Pedreiras, inserido na unidade de paisagem Duas Barras. A taxa de sedimentação aferida para este ponto é de 0,61cm/ano para uma área de captação de 0,16km², que compreende à área de captação de uma pequena represa construída em um canal de primeira ordem, tributário do riacho Grande.

A coluna estratigráfica que representa este testemunho (**Figura 57**) possui 66cm de profundidade, composta por sedimentos cuja textura varia desde silte a areia siltica. Dentro da coluna, destaca-se uma camada de 18cm que se estende desde a base do perfil até os 48cm de profundidade. Em seguida, uma sucessão de estratos de 3cm compostos por silte e silte arenoso se estende desde os 48 aos 33cm de profundidade, passando para 6cm de espessura entre 33 e 15cm. Já entre 15 e 12cm, ocorre uma camada de silte arenoso com 3cm de espessura, seguida de uma composta de areia siltica com a mesma espessura. A partir de 9cm de profundidade, no entanto, a textura novamente se torna mais fina em um estrato de silte arenoso e silte nos três centímetros que compõe o topo do perfil.

As idades obtidas para este testemunho variam desde aproximadamente 1919 a 2016, da base para o topo. O pacote de silte depositado nos primeiros 18cm tem início em 1919 e seu limiar superior em 1945, enquanto as camadas de 3cm e texturas intercaladas situadas acima, registram a deposição de sedimentos durante a década de 1950 e meados da década de 1960. As camadas de 6cm sobrejacentes apresentam idades de 1972 e 1976, 1981 e 1985 e, por fim, 1989 e 1994, da base para o topo. As camadas imediatamente superiores, compostas de silte arenoso e areia siltica, datam de 1998 e 2003, respectivamente. Em seguida, o pacote de silte arenoso depositado entre 3 e 9cm de profundidade data de 2007 e 2012.

Figura 57 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho IV.



Fonte: a autora.

5.4.1.5 Riacho Grande

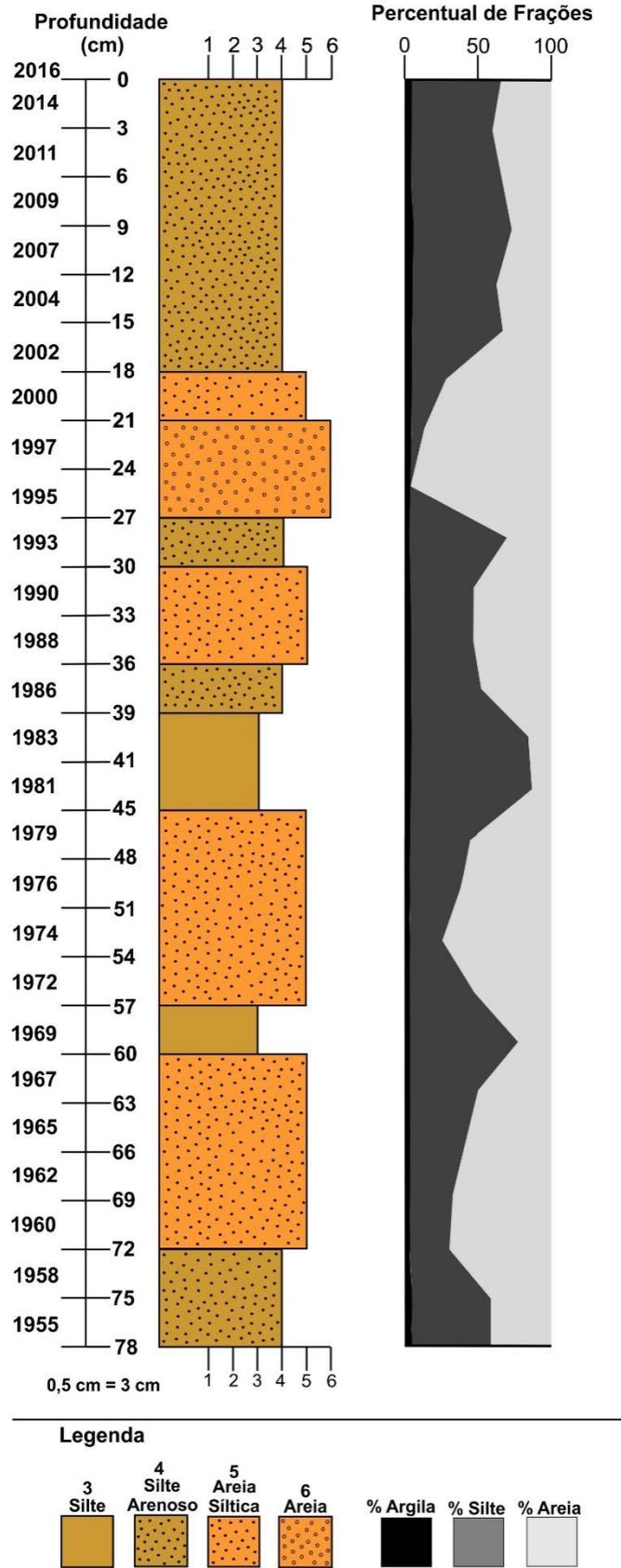
O testemunho V foi extraído a 7°42'22.00"S e 38°11'11.75"O, a 646m de altitude, em uma área de acumulação situada na desembocadura do riacho Grande próxima ao açude Catolé (**Figura 58**). A taxa de sedimentação neste ponto é de 1,28cm/ano, para uma área de captação de 54,5 km² que compreende parte das unidades de paisagem Duas Barras e Baixa Verde. Deste modo, o ponto de coleta está situado em um compartimento rebaixado em relação às cimeiras do maciço estrutural da Serra da Baixa Verde e à depressão intraplanáltica de Manaíra. Tal compartimento é individualizado pela Falha de Serra Talhada e foi classificado como Planalto da Borborema dissecado em faixas metamórficas por Tavares (2015), pois se caracteriza por sequências de cristas e vales alinhados com a direção das principais estruturas.

A taxa de sedimentação mais elevada em relação às demais reflete não apenas a área de captação mais extensa, como também os processos superficiais vigentes, que conduzem a uma maior evacuação de sedimentos. Deste modo, as encostas abruptas que separam as cimeiras do maciço da Serra da Baixa Verde e a depressão intraplanáltica de Manaíra do Planalto da Borborema dissecado em faixas metamórficas, podem desempenhar um papel importante na elevada mobilização de sedimentos da área. No entanto, a própria dissecação em si, dada pela natureza da estrutura superficial ou pela litologia, desempenham um papel fundamental na remoção de sedimentos da paisagem.

A coluna estratigráfica que representa o testemunho V, apresenta 78cm de profundidade e é composta por silte, silte arenoso, areia siltica e areia com estratos de espessura variada. Os sedimentos presentes na base do perfil constituem um silte arenoso de 6cm, sobre os quais estão dispostos dois pacotes de 12cm de areia siltica, divididos por 3cm de silte. Acima dos referidos pacotes, se encontra uma camada siltica entre 39 e 45cm, acima da qual um silte arenoso se encontra disposto em 3cm, a partir de onde a textura passa a ser areia siltica, passando a silte arenoso entre 27 e 30cm. Dentro da coluna, destaca-se uma camada arenosa entre 21 e 27cm de profundidade, de modo que, em direção ao topo, a textura dos materiais se torna gradativamente mais fina. Sobrejacente a esta, se encontra uma camada de areia siltica, sobre a qual foi depositado um pacote de silte arenoso que se estende desde 18cm até o topo da coluna.

Em relação à cronologia, o testemunho possui uma variação nas idades desde 1955 a 2016. O silte arenoso depositado na base data de 1955 e 1958, enquanto a areia siltica subjacente apresenta registros de quase toda a década de 1960, mais precisamente desde 1962 a 1969. O material siltico e a areia siltica compreendem sedimentos relativos a eventos ocorridos na década de 1970 e início de 1980, enquanto aquele composto por silte e silte arenoso apresentam três registros da década de 1980, como 1983, 1986 e 1988. A areia siltica e silte arenoso que se estendem desde 36 a 27cm de profundidade, a seu turno, compõem marcadores de eventos ocorridos na primeira metade da década de 1990, a qual se encontra ainda no pacote arenoso cuja idade varia entre 1997 e 2000. A camada de areia siltica situada entre 18 e 21cm, por sua vez, data de 2002, enquanto o pacote siltico que constitui derradeiro estrato possui idades que têm início em 2004 e se estendem até 2016 em direção ao topo da coluna.

Figura 58 - Coluna estratigráfica contendo as idades e percentual de frações para o testemunho IV.



Fonte: a autora.

5.4.2 Interpretação das idades: o contexto climático

Para auxiliar a interpretação da cronologia dos eventos de sedimentação registrados nas colunas estratigráficas, bem como dos hiatos entre eles, foram utilizados os dados de precipitação disponíveis no sistema HidroWeb para o município de Manaíra (**Figuras 59, 60 e 61**). Deste modo, foi utilizado o total de precipitação anual, os Índices de Anomalia de Chuva (IAC) (ROOY, 1965), calculados para as séries de 1940-1961 (**Figura 62**), 1963-1985 (**Figura 63**) e 1993-2016 (**Figura 64**), bem como o máximo anual de precipitação em 24 horas (**Figura 65**).

Figura 59 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1940-1961.

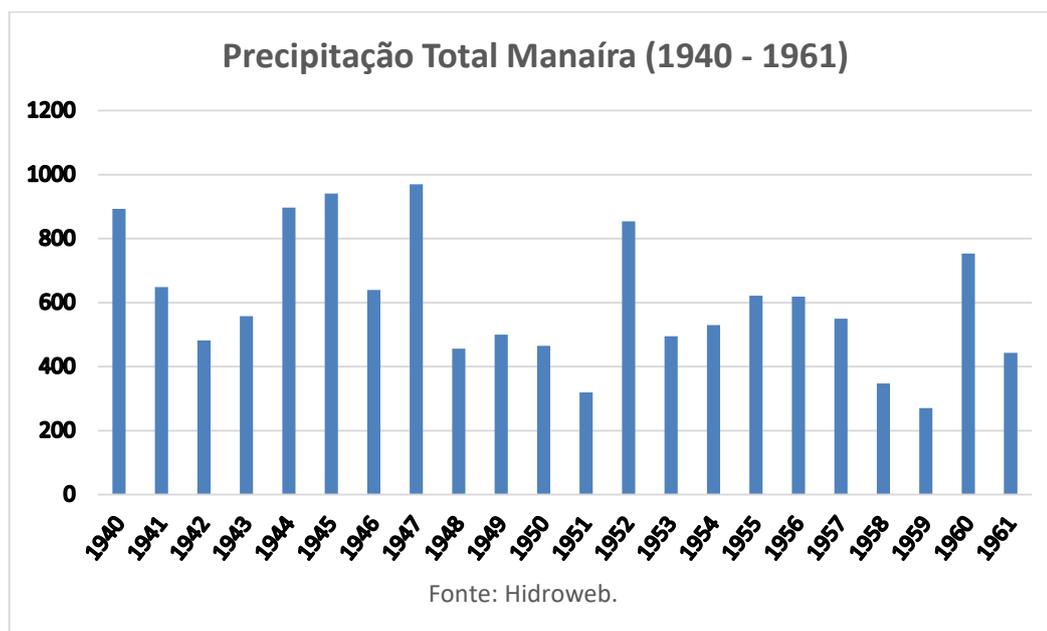


Figura 60 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1963-1985.

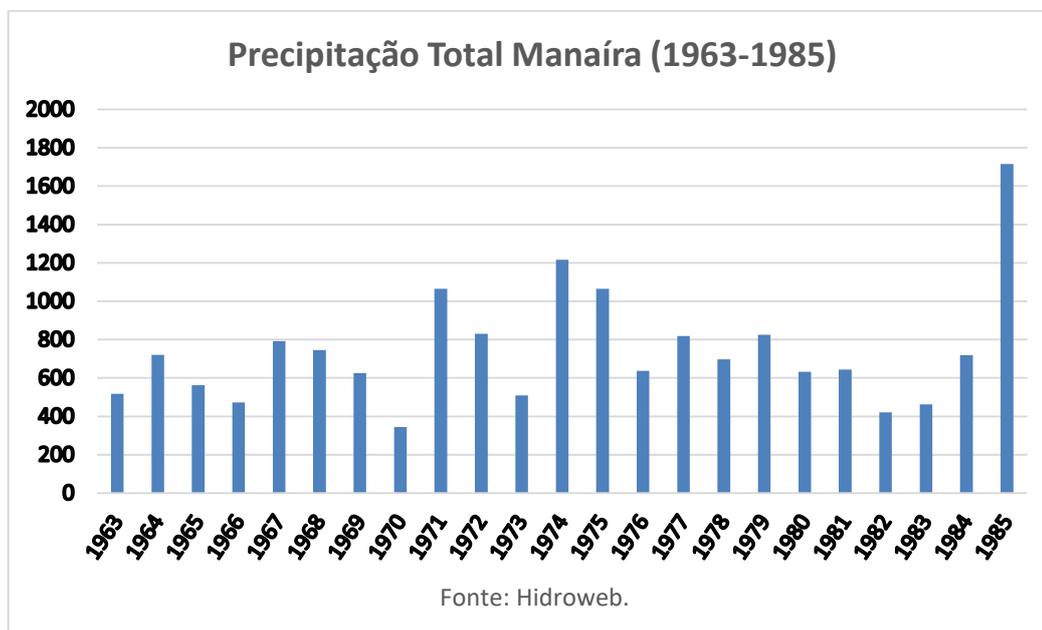


Figura 61 - Totais de precipitação para o posto pluviométrico de Manaíra para o período 1993-2016.

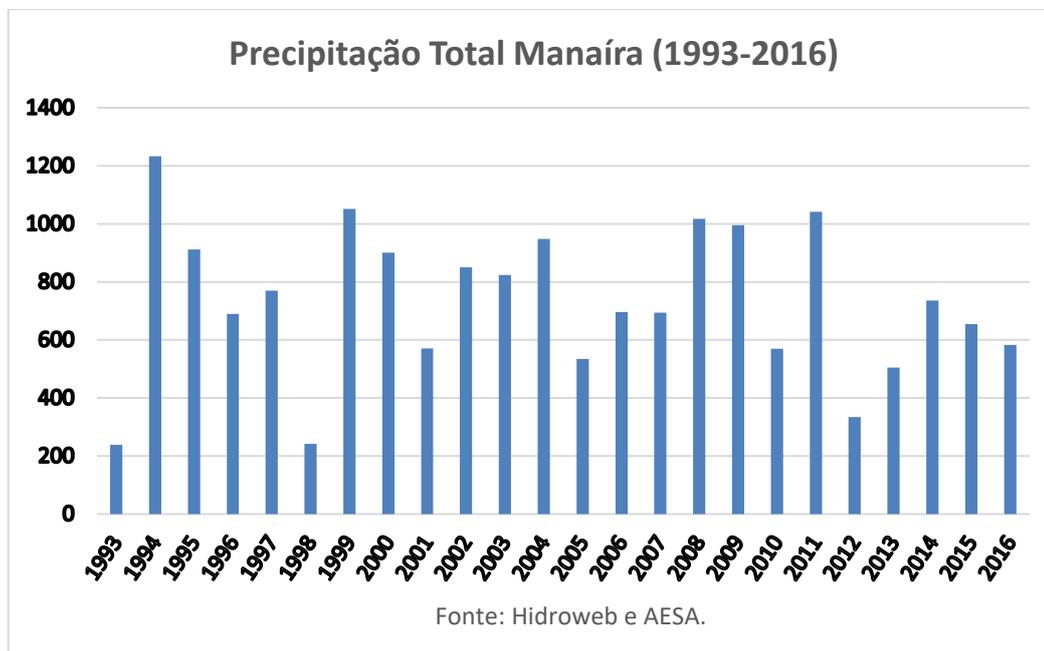
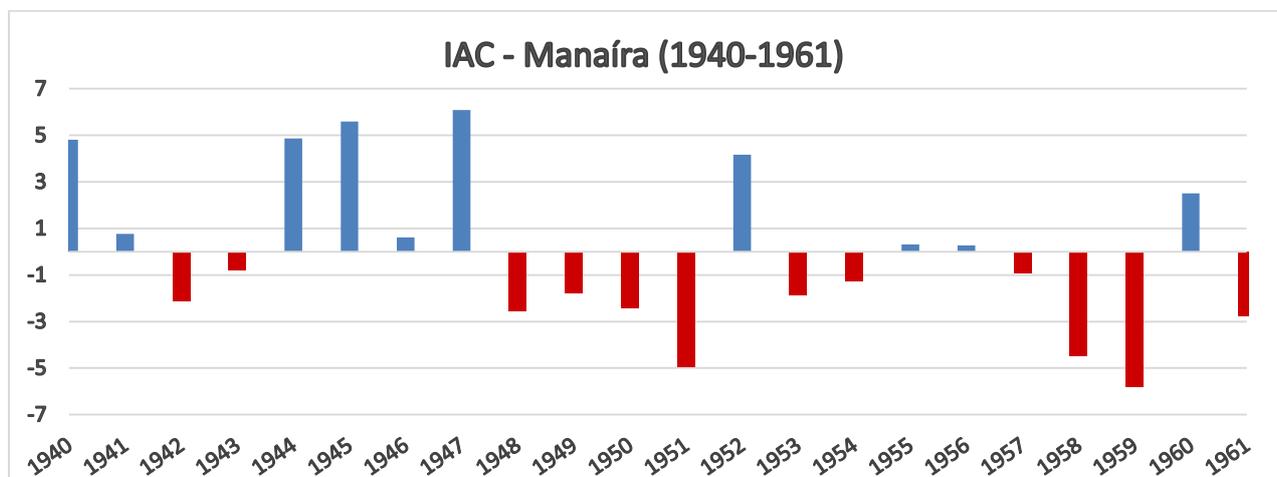
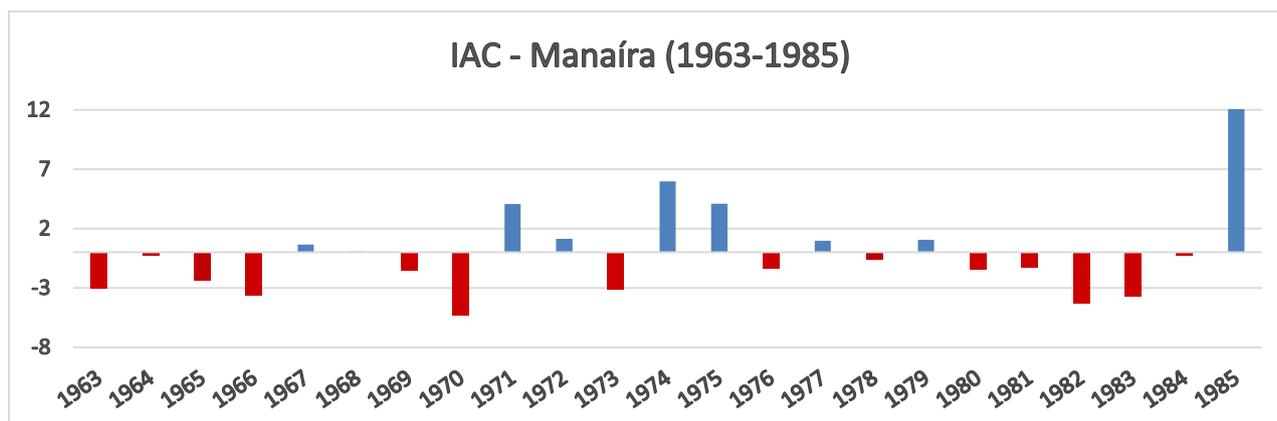


Figura 62 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1940-1961).



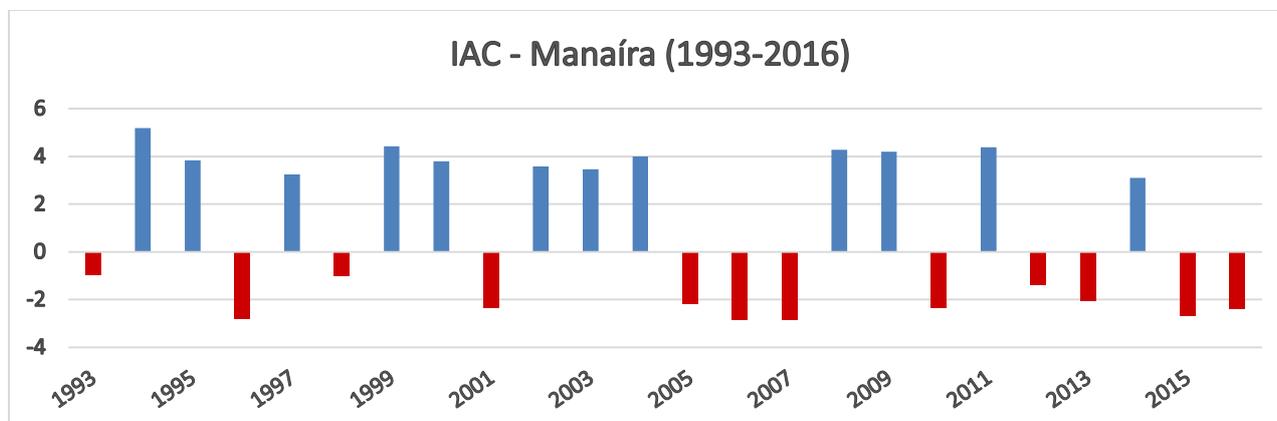
Fonte: a autora.

Figura 63 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1963-1985).



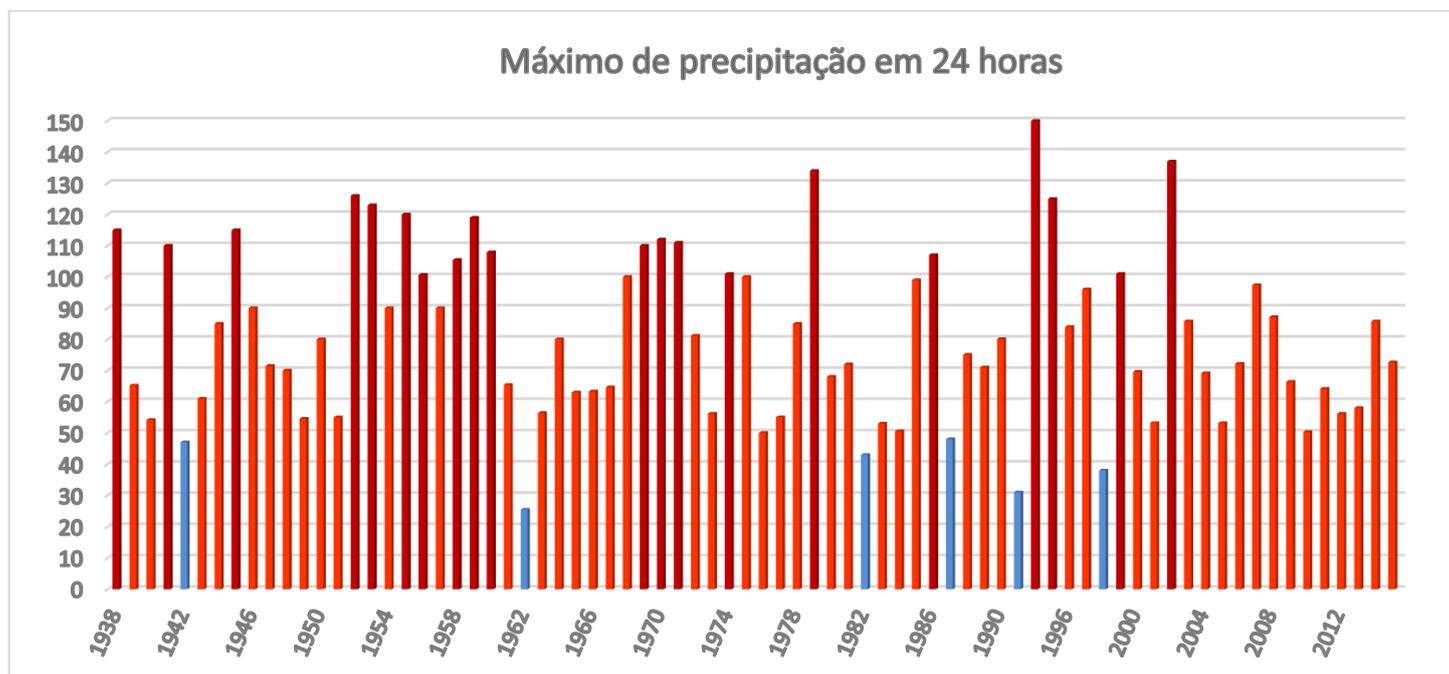
Fonte: a autora.

Figura 64 - Índice de Anomalia de Chuva para o município de Manaíra (1993-2016).



Fonte: a autora.

Figura 65 - Máximo de precipitação em 24 horas.



Fonte: a autora.

A partir da observação dos totais anuais de precipitação disponíveis para Manaíra, cuja média anual é de 700mm, verifica-se que estes não são uniformes ao longo das séries trabalhadas, embora a maioria dos dados se encontre entre 400 e 800mm. A existência de anos em que os valores estiveram abaixo dos 400mm ou que superaram os 800mm, revela que a bacia se encontra susceptível a extremos de precipitação ou de seca, capazes de interferir bastante sobre a operação de processos superficiais. Neste contexto, os contrastes entre os totais de precipitação em anos seguidos, sobretudo naqueles chuvosos após anos secos – como 1998 e 1999, que registraram 242 e 1.051mm, respectivamente (**Figura 61**), são capazes de conduzir a mobilização de grandes volumes de sedimentos.

É sabido que a dinâmica climática no semiárido brasileiro obedece a controles globais, e sofrem interferências decorrentes de anomalias na temperatura da superfície do mar nos oceanos Pacífico e Atlântico (MARENGO et al., 2016). Dentre os fenômenos que estão relacionados com modificações na circulação atmosférica que afetam a variabilidade climática na região, o El Niño - Oscilação Sul (ENOS) tem sido reportado como um dos principais responsáveis pelo desencadeamento de secas (MARTIN et al., 1993; MOLION & BERNARDO, 2002; HAYLOCK et al., 2006; MARENGO et al., 2016). No entanto, uma gama de outros fatores interfere sobre o regime das chuvas no Nordeste brasileiro, como o

gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico Tropical, que governa o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), conforme referido por Marengo et al., (2017). Deste modo, a variabilidade na ocorrência das chuvas no semiárido brasileiro reflete em um comportamento espaço-temporal dos episódios de sedimentação extremamente diverso.

No intuito de fornecer uma melhor identificação na variabilidade das chuvas em relação à condição normal, foi calculado o IAC para as séries de 1940-1961, 1963-1985, 1993-2016. A aplicação deste índice permite a classificação dos anos desde extremamente chuvosos a extremamente secos, de acordo com a intensidade de precipitação. A série que vai de 1940 a 1961 (**Figura 62**) tem início com uma fase chuvosa que se estende desde 1940 até 1947, exceto pelos anos de 1942 e 1943, classificados como muito seco e seco, respectivamente. A partir de 1948, todavia, passa a haver o predomínio de anos secos, culminando em 1951, quando ocorreu uma seca intensa no Nordeste concomitante com um El Niño forte (MARENGO et al., 2017). Neste ano, classificado como extremamente seco (IAC: -4,95), a precipitação total anual foi de 319,5mm.

Já a série de 1963 a 1985 (**Figura 63**), apresenta uma maioria de valores de IAC negativos, ou seja, um predomínio de anos considerados secos. Dentre estes, destacam-se os anos de 1966 e 1982-83 por constituírem períodos de seca em todo o Nordeste concomitante com episódios de El Niño fortes (MARENGO et al., 2017). A ocorrência de anos úmidos após períodos secos, todavia, é particularmente importante para a avaliação de processos superficiais, dada à sua elevada capacidade de mobilização de sedimentos. Neste sentido, os anos de 1970-71 e a sequência de 1982, 1983, 1984 e 1985 se destacam nesta série pelo contraste entre anos extremamente secos e extremamente chuvosos.

A série 1993-2016 (**Figura 64**), por sua vez, exhibe uma alternância entre anos de IAC positivo e negativo, como por exemplo entre 2002-2004 e 2005-2007. Verifica-se a ocorrência de anos secos quando da ocorrência de episódios de El Niño - como 2005, 2010, 2012-13 e 2015, embora os anos de 1997-98 - quando uma das secas mais severas do Nordeste esteve associada a um El Niño forte (MARENGO et al., 2017), não apareça com valores de IAC que designem tal fase como extremamente seca. Períodos de contraste entre anos chuvosos após anos secos, ocorreram marcadamente entre 1993 e 1994, 1998 e 1999 e 2007 e 2008.

No entanto, sabe-se que o semiárido é marcado pela recorrência de eventos de precipitação de alta magnitude em curtos períodos de tempo. Estes podem estar presentes mesmo em anos considerados secos a extremamente secos e, dada a sua escala temporal de ocorrência, podem não estar necessariamente relacionados com mecanismos de circulação atmosférica em escala global. Tais eventos, todavia, representam importantes *inputs* de energia para os sistemas fluviais dada sua capacidade de romper limiares de mudança e mobilizar sedimentos. Aqueles eventos de precipitação considerados extremos (**Figura 65**), foram aqueles em que o total de precipitação foi maior ou igual a 50mm no período de 24 horas, conforme reconhecido em diversos trabalhos (SANTOS et al., 2012; SANTOS, 2014; MASCIOLI et al., GOUVEIA et al., 2018).

Considerado o limite acima descrito para a definição de um evento extremo de precipitação, verifica-se que estes são recorrentes dentre os dados trabalhados. Isto demonstra a importância de tais eventos (**Figura 65**) sobre a dinâmica de remoção e estocagem de sedimentos no ambiente fluvial semiárido, visto que eventos extremos foram verificados mesmo durante anos considerados secos. Este é o caso de 1958, por exemplo, que atingiu um total de 347mm em todo o ano, mas em um único dia choveu 105,5mm.

5.4.3 Episódios de sedimentação na Bacia do Riacho Grande

Para uma compreensão do significado das idades no âmbito de toda a bacia do riacho Grande, os episódios de sedimentação datados foram subdivididos de acordo com sua distribuição na bacia, abarcando todo o intervalo de tempo nos materiais datados. São eles: *I – Episódios em Pontos Isolados*, que compreendem aqueles registrados em apenas um ponto da bacia; *II – Episódios Moderados*, aqueles que se encontram em dois pontos da bacia; *III – Episódios Generalizados*, como sendo aqueles presentes em mais de dois pontos e *IV – Hiatos na Sedimentação*, que representam os anos em que não se encontram registros em nenhum ponto da bacia. Assim, a apreciação das idades obtidas para todas as amostras coletadas pode ser feita com base não apenas em suas características temporais, mas também espaciais.

5.4.3.1 Episódios Isolados

Episódios de sedimentação isolados são aqueles que, dentre o conjunto de idades aferidas para todos os perfis, aparecem no registro sedimentar de apenas um dos pontos de coleta. Assim, estratos que apresentam idades singulares dentre todos aqueles datados, ou seja, aqueles cuja idade ocorre em apenas um testemunho, são aqui considerados como representantes de eventos de sedimentação registrados em apenas um local de coleta (**Tabela 2**).

Todavia, isto não significa que tais episódios de sedimentação ocorreram, de fato, isoladamente na paisagem, mas que permaneceram preservados. Estes representam a maior quantidade de datas obtidas para a bacia do riacho Grande, com um total de 36 estratos cuja data não se repete em outro ponto. Tal fato revela não apenas uma variabilidade nos pulsos climáticos comuns ao semiárido brasileiro, mas a existência de uma diversidade de respostas a estes *inputs* derivada da posição de determinado ponto na bacia.

Tabela 2 - Episódios Isolados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados.

ANO	DEP.	LOCAL	ENOS	P. MANAÍRA	IAC MANAÍRA	CLASSE
1917	1	SÍTIO JORDÃO	ENOS FRIO			
1919	1	SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE			
1922	1	SÍTIO TAPUIA 1	NORMAL			
1923	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL			
1927	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL			
1930	1	SÍTIO TAPUIA 1	NORMAL			
1933	1	SÍTIO JORDÃO	NORMAL			
1936	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL			
1945	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	940.4	5.60	Extremamente chuvoso
1946	1	SÍTIO TAPUIA 2	NORMAL	639.3	0.61	Chuvoso
1947	1	SÍTIO TAPUIA 1	NORMAL	969.8	6.08	Extremamente chuvoso
1953	1	SÍTIO TAPUIA 2	NORMAL	495	-1.88	Seco
1954	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	530.1	-1.26	Seco
1955	1	RIACHO GRANDE	ENOS FRIO	621.2	0.31	Chuvoso
1956	1	SÍTIO TAPUIA 1	ENOS FRIO	618.4	0.27	Chuvoso
1962	1	RIACHO GRANDE	ENOS FRIO			
1963	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	517.5	-3.02	Muito Seco
1966	1	SÍTIO JORDÃO	ENOS QUENTE	471.8	-3.63	Muito Seco
1969	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	626.3	-1.55	Seco
1973	1	SÍTIO TAPUIA 1	ENOS QUENTE	508.7	-3.13	Muito Seco
1979	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	824.5	1.05	Chuvoso
1985	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	1715	12.26	Extremamente chuvoso
1986	1	RIACHO GRANDE	NORMAL			
1989	1	SÍTIO PEDREIRAS	ENOS FRIO	1045.4		
1991	1	SÍTIO JORDÃO	NORMAL			
1993	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	238.4	-0.98	Seco
1994	1	SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	1233.2	5.19	Extremamente chuvoso
1997	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	770.1	3.24	Muito chuvoso
1998	1	SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE	241.9	-0.99	Seco
2000	1	RIACHO GRANDE	ENOS FRIO	901	3.79	Muito chuvoso
2003	1	SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE	823.8	3.47	Muito chuvoso
2004	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	948.1	3.99	Muito chuvoso
2008	1	SÍTIO JORDÃO	ENOS FRIO	1016.8	4.28	Extremamente chuvoso
2011	1	RIACHO GRANDE	ENOS FRIO	1042	4.38	Extremamente chuvoso
2012	1	SÍTIO PEDREIRAS	ENOS FRIO/NORMAL	334.6	-1.37	Seco
2014	1	RIACHO GRANDE	NORMAL	735.6	3.10	Muito chuvoso

Fonte: a autora.

Neste sentido, os eventos de sedimentação isolados são verificados majoritariamente em anos em que houveram ENOS na sua fase fria ou naqueles em que não foram registradas anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Pacífico. No entanto, mesmo em anos secos, onde ocorreram ENOS quente, também são verificados episódios de acumulação de sedimentos.

A ocorrência dos episódios isolados, coincide com a idade do sedimento basal das seções estratigráficas, que diferem entre si dadas as taxas de sedimentação a que estão submetidas e à profundidade alcançada na coleta das amostras. Então, tais episódios passam a exibir uma maior recorrência em perfis onde a taxa de sedimentação é mais elevada, o que não parece ter uma relação direta com os totais de precipitação ou anomalias de TSM no Pacífico. Isto pode ser verificado, por exemplo, para o testemunho IV – Sítio Pedreiras, que nos anos de 1955, 1993 e 2011 foram registrados *inputs* de sedimentos e totais de precipitação foram de 621mm, 238mm e 1042mm respectivamente.

5.4.3.2 *Episódios Moderados*

Os episódios identificados como moderados são aqueles cuja ocorrência se deu apenas em dois depósitos. Para a Bacia do Riacho Grande, foram encontrados dezesseis eventos de sedimentação moderada, com registros de precipitação disponíveis para apenas onze deles, dos quais seis se deram em anos de IAC positivo, 1941, 1960, 1972, 1995, 1999, 2002 e 2009 (**Tabela 3**).

Aqueles episódios ocorridos em 1941 e 1960, todavia, possivelmente estão vinculados à eventos extremos de precipitação ocorridos em ambos os anos (110mm/dia e 107,9mm/dia, respectivamente). Dentre estes, o ano de 1941 apresentou o total de precipitação mais baixo que o anterior, onde não foram encontrados registros na estratigrafia. Isto corrobora a ideia de que os anos com maior precipitação podem conduzir à remoção dos materiais ao invés de sua acumulação. Os locais em que ocorreram registros de acumulação para 1941, por sua vez, se encontram relativamente próximos à área fonte de sedimentos.

Já aqueles episódios referentes a anos de IAC negativo, que são secos e muito secos, correspondem a apenas quatro de um total de doze anos. Estes possivelmente estão vinculados

a eventos de precipitação espasmódicos, que não são capazes de mobilizar sedimentos em diversos pontos da bacia e, transferindo materiais de áreas fontes próximas àquelas onde eles foram acumulados.

Tabela 3 - Episódios Moderados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados.

ANO	DEP.	LOCAL	ENOS	P. MANAÍRA	IAC MANAÍRA	CLASSE
1925	2	SÍTIO JORDÃO, SÍTIO TAPUIA 2	ENOS FRIO			
1932	2	SÍTIO TAPUIA 2, SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL			
1939	2	SÍTIO TAPUIA 1, SÍTIO TAPUIA 2	ENOS FRIO			
1941	2	SÍTIO JORDÃO, SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE	648.3	0.76	Chuvoso
1950	2	SÍTIO JORDÃO, SÍTIO PEDREIRAS	ENOS FRIO	464.7	-2.41	Muito Seco
1960	2	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	NORMAL	753.6	2.51	Muito chuvoso
1965	2	SÍTIO TAPUIA 1, RIACHO GRANDE	NORMAL	562	-2.41	Muito Seco
1972	2	RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	830.4	1.13	Chuvoso
1976	2	RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	ENOS FRIO	636.9	-1.40	Seco
1983	2	SÍTIO JORDÃO, RIACHO GRANDE	ENOS QUENTE	463	-3.75	Muito Seco
1988	2	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	ENOS QUENTE	764.8		
1990	2	SÍTIO TAPUIA 1, RIACHO GRANDE	NORMAL			
1995	2	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	ENOS QUENTE	911.7	3.84	Muito chuvoso
1999	2	SÍTIO JORDÃO, SÍTIO TAPUIA 1	ENOS FRIO	1051	4.42	Extremamente chuvoso
2002	2	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	NORMAL	850.3	3.58	Muito chuvoso
2009	2	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	NORMAL	995.7	4.19	Extremamente chuvoso

Fonte: a autora.

5.4.3.3 Episódios Generalizados

Aqueles episódios de sedimentação classificados como generalizados (**Tabela 4**), compreendem aqueles em que o mesmo ano se repete em três ou mais testemunhos, o que não significa que tais eventos sejam decorrentes de extremos de precipitação. Apenas cinco episódios são registrados concomitantemente em mais de dois pontos da bacia, o que atesta que possivelmente grande parte dos materiais mobilizados nos eventos extremos não permanece no ambiente fluvial. Desta forma, o episódio de sedimentação ocorrido em 1974 representa o único referente a um ano extremamente úmido, o que pode significar que a precipitação foi espasmódica, não tendo sido capaz de remover todo o sedimento do sistema fluvial. Uma outra possibilidade é que esta quantidade de precipitação tenha gerado um aporte sedimentar que superou sua capacidade de evacuação dos sedimentos. Esta parece ser uma possibilidade mais plausível quando se analisa os dados de 1973, em que o total de precipitação foi de 508,5mm e o IAC -3,14, classificando-o como muito seco. Deste modo, a precipitação total de 1.216mm aferida para o ano seguinte encontrou uma paisagem muito susceptível à remoção de sedimentos. Tal hipótese torna-se mais provável visto que um único evento de precipitação de 101mm ocorreu em apenas um dia, durante o mês de janeiro de 1974.

Tabela 4 - Episódios Moderados verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados.

ANO	DEP.	LOCAL	ENOS	P. MANAÍRA	IAC MANAÍRA	CLASSE
1958	3	SÍTIO JORDÃO, RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE	347.4	-4.46	Extremamente seco
1967	3	SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	792.1	0.65	Chuvoso
1974	3	SÍTIO JORDÃO, SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE	ENOS FRIO	1216	5.98	Extremamente chuvoso
1981	4	SÍTIO TAPUIA 1, SÍTIO TAPUIA 2, RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	NORMAL	644	-1.30	Seco
2007	3	SÍTIO TAPUIA 1, RIACHO GRANDE, SÍTIO PEDREIRAS	ENOS QUENTE	694	-2.84	Muito Seco

Fonte: a autora.

Por outro lado, a ocorrência de eventos generalizados mesmo durante anos secos e muito secos também evidencia um comportamento pulsatório na mobilização de sedimentos dentro da bacia, pois o aporte de materiais em tais episódios possivelmente se dá desde áreas fontes imediatamente à montante. Isto é particularmente notável para o ano de 1958, quando a precipitação total não atinge os 400mm e o IAC é de -4,46, caracterizando-o como extremamente seco. Entretanto, durante o mês de março de 1958, um evento de 105,5mm de precipitação ocorreu em um único dia, resultando em acúmulo de sedimento em três pontos distintos da bacia. Desta forma, é possível discernir que eventos extremos pontuais, ocorrendo sob circunstâncias de seca severa podem ser particularmente efetivos na remobilização de sedimentos nas áreas de estudo.

5.4.3.4 Hiato no Registro Sedimentar

Os hiato no registro sedimentar são formados por intervalos de tempo em que não foram encontrados registros sedimentares correspondentes, ou seja, aqueles anos em que não houve sedimentação em nenhum dos perfis. Foram identificados quarenta e dois anos de hiato na acumulação de sedimentos nos pontos analisados, dentro de um intervalo de noventa e nove anos de sedimentação (**Tabela 5**). Deste modo, quase a metade do período temporal trabalhado corresponde a hiato na sedimentação, ou seja, não foram encontrados registros de acumulação em nenhum dos testemunhos referentes a tais anos.

Dentre as pausas na sedimentação, quase a metade é referente a anos cujo IAC apresentou valores negativos, sendo classificados como secos, muito secos ou extremamente secos. Este número se torna mais dramático quando se considera apenas os anos em que existem dados de precipitação total, de modo que 80% dos anos apresentaram valores negativos de IAC. Neste sentido, pode-se apreender que tais hiato representam fases em que os fluxos superficiais simplesmente não foram capazes de transportar sedimentos até os pontos de onde foram extraídas as amostras. Ressalta-se ainda que as áreas de coleta representam níveis de base locais, ainda que antropicamente produzidos.

Tabela 5 - Hiatos entre os episódios de sedimentação verificados na bacia do Riacho Grande e dados climáticos associados.

ANO	DEP.	ENOS	P. MANAÍRA	IAC MANAÍRA	CLASSE
1918	0	ENOS FRIO			
1920	0	NORMAL			
1921	0	NORMAL			
1924	0	NORMAL			
1926	0	ENOS QUENTE			
1928	0	NORMAL			
1929	0	NORMAL			
1931	0	ENOS QUENTE			
1934	0	ENOS FRIO			
1935	0	NORMAL			
1937	0	NORMAL			
1938	0	NORMAL	716.9		
1940	0	NORMAL	893	4.81	Extremamente chuvoso
1942	0	ENOS QUENTE	481.5	-2.11	Muito Seco
1943	0	ENOS FRIO	557.5	-0.78	Seco
1944	0	NORMAL	896.5	4.87	Extremamente chuvoso
1948	0	NORMAL	455.9	-2.56	Muito Seco
1949	0	NORMAL	500	-1.79	Seco
1951	0	ENOS FRIO	319.5	-4.95	Extremamente seco
1952	0	NORMAL	854	4.17	Extremamente chuvoso
1957	0	NORMAL	549.6	-0.92	Seco
1959	0	NORMAL	270.6	-5.80	Extremamente seco
1961	0	NORMAL	442.6	-2.79	Muito Seco
1964	0	NORMAL	719.8	-0.28	Seco
1968	0	NORMAL	745.2	0.06	Chuvoso
1970	0	NORMAL	343.8	-5.36	Extremamente seco
1971	0	ENOS FRIO	1064.2	4.07	Extremamente chuvoso
1975	0	NORMAL	1065	4.08	Extremamente chuvoso
1977	0	NORMAL	818.8	0.99	Chuvoso
1978	0	ENOS QUENTE	696.7	-0.59	Seco
1980	0	ENOS QUENTE	631.8	-1.47	Seco
1982	0	NORMAL	421	-4.30	Extremamente seco
1984	0	NORMAL	718.6	-0.30	Seco
1987	0	ENOS QUENTE	547.4		
1992	0	ENOS QUENTE			
1996	0	NORMAL	689.4	-2.82	Muito Seco
2001	0	NORMAL	571.2	-2.34	Muito Seco
2005	0	NORMAL	534.4	-2.19	Muito Seco
2006	0	NORMAL	695.8	-2.85	Muito Seco
2010	0	ENOS QUENTE	569.8	-2.33	Muito Seco
2013	0	NORMAL	504.5	-2.06	Muito Seco
2015	0	ENOS QUENTE	654.6	-2.68	Muito Seco

Fonte: a autora.

Deste modo, mesmo anos considerados secos podem apresentar hiatos na sedimentação decorrentes da atuação de eventos de elevada magnitude e baixa recorrência ao longo de um ano. Isto significa que pausas na sedimentação não necessariamente significa a ausência de escoamento superficial, pelo contrário, estas podem representar períodos em que o escoamento teve um maior potencial erosivo, não viabilizando a acumulação de sedimentos.

Dentre as pausas na sedimentação, destacam-se os anos de 1951-52, ambos inexistentes no registro estratigráfico dos perfis amostrados. O ano de 1952, de acordo com os dados disponíveis na série histórica Hidroweb, apresentou um total de precipitação de 854mm em contraste com o ano anterior, que apresentou 319,5mm. Ou seja, em 1952 a precipitação total foi maior que o dobro do total do ano de 1951 e, além disto, os valores de IAC foram de -4,95 (extremamente seco) para 1951 e 4,17 (extremamente chuvoso) para 1952. Tal constraste é corroborado pela ocorrência de dois eventos extremos cujos totais de precipitação em 24 horas superou os 100mm. Desta feita, a inexistência de depósitos referentes a estes dois anos possivelmente se deve a um aumento e torrencialidade da precipitação.

5.4.4 Interpretação da geocronologia

A análise da geocronologia utilizando a atividade do isótopo ^{210}Pb se mostrou bastante útil na aferição de idades de sedimentos resultante de processos superficiais recentes. No entanto, o modelo CIC para o cálculo das taxas de sedimentação não pareceu fornecer uma resolução elevada para o ambiente semiárido, visto que não permitiu o cálculo de diferentes taxas de sedimentação. Isto representa um fator limitante à análise de depósitos fluviais no semiárido dada a variabilidade nos *inputs* climáticos. Todavia, a partir dos dados obtidos, foi realizada uma primeira análise acerca dos processos superficiais que levaram à deposição dos sedimentos no ambiente fluvial.

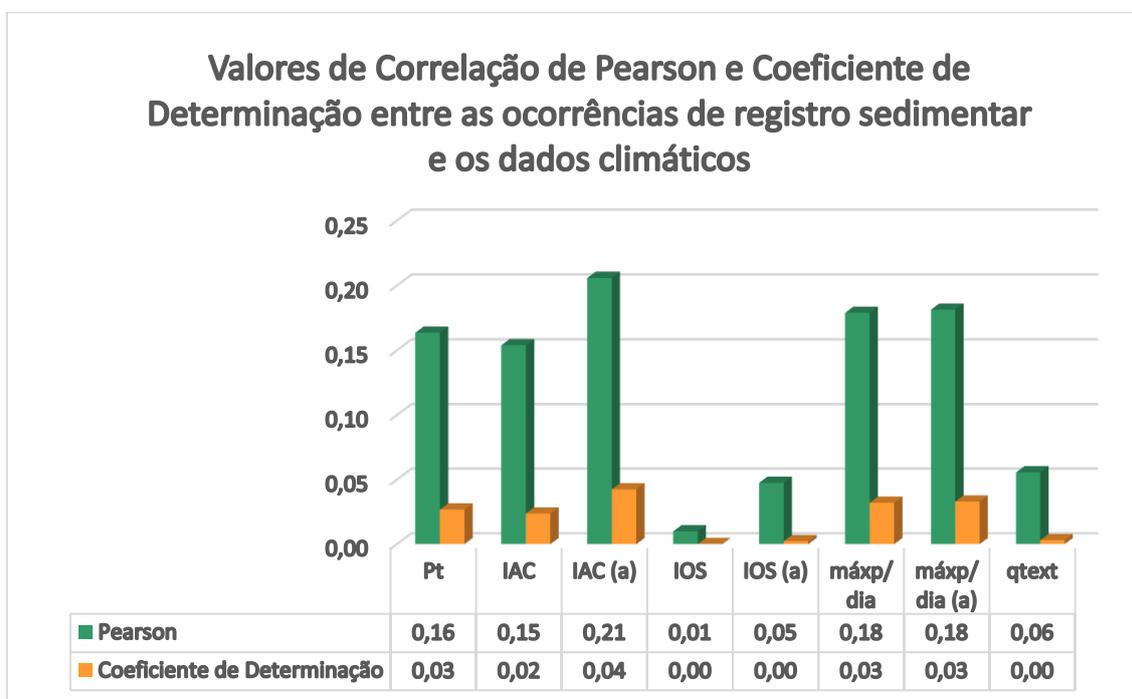
As atividades do ^{210}Pb verificadas para todos os testemunhos, não apresentaram uma queda desde o topo para a base em nenhum deles, e sim picos de diminuição e aumentos que possivelmente marcam alterações nas taxas de sedimentação dentro de um mesmo perfil. Apesar disso foi possível verificar a existência de relações entre a cronologia dos registros

deposicionais e dados de precipitação, visto que informações acerca da mudança de cobertura da terra, inclusive as datas de construção dos represamentos, são muito pouco precisas ou até inexistentes. Os cinco pontos amostrados exibiram diferentes taxas de sedimentação, em que as mais elevadas foram aferidas para aqueles situados na unidade de paisagem Duas Barras, enquanto aqueles situados na unidade de paisagem Manaíra, apresentaram uma taxa mais baixa, com valores muito próximos.

As colunas estratigráficas construídas atestaram o predomínio de texturas que variam de silte argiloso a silte arenoso, com alguns estratos compostos de areia ou areia síltica, como é o caso do perfil II – Sítio Tapuia 1 cujo material resultante do retrabalhamento de um leque aluvial. As modificações texturais ao longo dos perfis, portanto, são decorrentes de pequenas diferenças entre as proporções de silte e areia. O predomínio da fração silte sobre a argila, denota uma incapacidade do ambiente de conduzir a alterações que permitam o amplo desenvolvimento de argila, de maneira que a maior parte dos finos contidos nos perfis correspondem à fração silte.

Visando fornecer uma melhor compreensão da geocronologia foi realizada uma subdivisão dos dados com base na ocorrência de episódios de sedimentação ao longo do intervalo de tempo de cem anos. Assim, episódios de sedimentação isolados, moderados e generalizados foram estabelecidos com base na quantidade de registros deposicionais encontrados por ano. A partir de então, tais episódios foram correlacionados com dados de precipitação total anual (Pt), máximo de precipitação em 24 horas (máxp/dia) e quantidade de eventos extremos (qtext) com Índice de Oscilação Sul (IOS) e com os Índices de Anomalia de Chuva (IAC) (**Figura 66**).

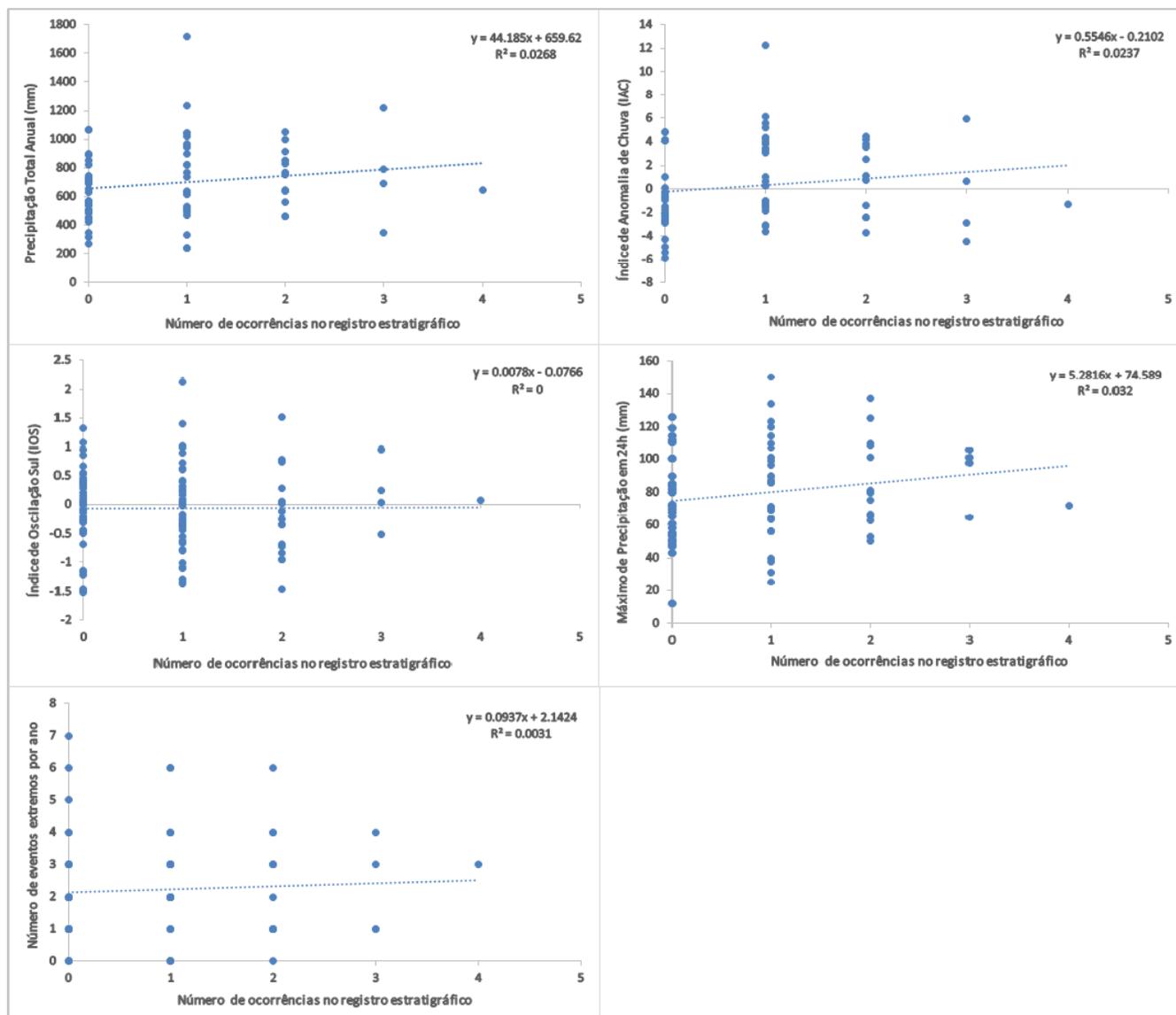
Figura 66 - Coeficiente de Correlação de Pearson e Coeficiente de Determinação entre os episódios de sedimentação e precipitação total (Pt), Índice de Anomalia de Chuvas (IAC), Índice de Anomalia de Chuva agrupado, Índice de Oscilação Sul (IOS), Índice de Oscilação Sul agrupado, máximo de precipitação em 24 horas por ano, máximo de precipitação em 24 horas por ano e quantidade de eventos extremos (maior ou igual a 50mm) por ano.



Fonte: a autora.

A correlação de Pearson (**Figura 66**), que mede o grau de associação entre duas variáveis (CORREA, 2003), demonstrou a existência de uma correlação muito fraca para todas as variáveis, exceto pelo IAC agrupado. Já o coeficiente de determinação (**Figuras 66 e 67**), mede a qualidade do ajuste de uma linha de regressão – e assim expressa em que proporção uma variável x é capaz de explicar uma variável y , apresentou valores inferiores a 1. Isto significa que os eventos de sedimentação não podem ser explicados unicamente por uma correlação estatística linear com dados climáticos trabalhados.

Figura 67 - Gráficos de dispersão apontando o coeficiente de determinação (R^2) entre os episódios e hiatos na sedimentação e: A – Precipitação Total Anual; B – Índice de Anomalia de Chuva; C – Índice de Oscilação Sul; D – Máximo de Precipitação em 24h por ano ou o coeficiente de determinação (R^2) entre os episódios e hiatos na sedimentação e: A – Precipitação Total Anual; B – Índice de Anomalia de Chuva; C – Índice de Oscilação Sul; D – Máximo de Precipitação em 24h por ano; E – Quantidade de Eventos Extremos por ano.



Fonte: a autora.

Dentre os valores obtidos para o coeficiente de correlação de Pearson e coeficiente de determinação, os mais baixos foram aqueles que relacionaram a ocorrência de episódios de sedimentação e o Índice de Oscilação Sul (IOS). Isto mostra que a deposição de sedimentos no ambiente flúvio-lacustre semiárido não necessariamente está vinculado à ocorrência de ENOS frio ou quente. Já a correlação mais alta foi aquela com os valores de IAC agrupados

(ou seja, onde o índice foi agrupado em positivo ou negativo), evidenciando uma maior relação entre os anos secos e úmidos e os episódios de sedimentação.

A correlação estatística entre os hiatos e eventos de sedimentação mostram, portanto, que mesmo em diversos anos secos, sejam concomitantes com El Niños ou não, ocorreu transporte e deposição de sedimentos. Em contrapartida, diversos anos considerados úmidos ou extremamente úmidos são marcados por hiatos no registro estratigráfico. Isto significa que os sedimentos mobilizados em períodos úmidos ou extremamente úmidos podem ser rapidamente removidos da paisagem, pois o processo erosivo se sobrepõe à acumulação.

Um exemplo disto, é a ocorrência de registros deposicionais relativos ao ano de 1985, extremamente chuvoso (**Figura 63**) e com 1.715mm de precipitação total anual (**Figura 60, Tabela 2**), em apenas uma das seções estratigráficas. O episódio de sedimentação isolado relativo ao ano de 1985, todavia, se encontra presente apenas no ponto cuja área de captação é sensivelmente menor que as demais.

De modo similar, durante os anos considerados secos podem haver hiatos na deposição, não pela incapacidade de mobilização de sedimentos pela drenagem e sim pela ocorrência de eventos extremos. Isto pode ser verificado para o ano de 1951, ano extremamente seco que não se encontra marcado no registro deposicional. No entanto, no ano de 1952, pelo menos um evento diário superou os 100mm (**Figura 65**) de precipitação e possivelmente foi responsável pela remoção daqueles materiais acumulados no ano anterior.

Apreende-se, portanto, que a dinâmica de transferência de sedimentos em ambientes fluviais semiáridos não se encontra subordinada apenas à existência de anomalias na circulação global de impacto sobre a climatologia regional, mas também da ocorrência de eventos torrenciais discretos. Ressalta-se ainda que para a escala espacial e temporal dos registros estudados, os mecanismos formadores apresentam um grau de aleatoriedade em seus controles que reflete a resposta idiossincrática dos sistemas geomorfológicos aos mecanismos formativos. Neste sentido, é ainda fundamental a compreensão de que os inputs de energia desencadeados pelos gatilhos climáticos produzem limiares geomórficos complexos que resultam em sedimentação ou erosão/não acumulação de forma claramente não linear. Esse cenário processual demanda a realização de novos estudos capazes de aperfeiçoar a resolução das análises cronológicas e sedimentológicas, bem como esta responde à variabilidade da precipitação em conjunto.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do reconhecimento de que as paisagens não canalizadas no semiárido brasileiro se encontram sob diversos contextos deposicionais, o presente trabalho buscou realizar uma reconstrução da evolução de tais paisagens mediante a investigação de áreas-tipo. Uma tipologia fluvial foi elaborada com base nos Estilos de Rios, proposta teórico-metodológica concebida por Brierley & Fryirs (2005), que constitui uma ferramenta à análise integrada entre a operação de processos e geração de formas resultantes. Assim, os rios foram segmentados a partir confinamento dos vales e, em seguida, classificados com base no seu caráter e comportamento em planta.

A elaboração da tipologia fluvial demonstrou que a configuração topográfica da bacia, ditada por controles estruturais, constitui um elemento fundamental à disposição de áreas preferenciais de acumulação e transporte de sedimentos. Assim, entende-se a geometria dos depósitos de fundo de vale resultam da forma dos espaços de acomodação existentes. Neste cenário, diversos segmentos dos vales se encontram completamente entulhados por sedimentos, desconectando a drenagem do segmento à jusante. Isto evidencia a ineficiência dos rios em removerem toda a carga acumulada em tais compartimentos.

O arranjo fluvial, todavia, também é produto de processos superficiais dependentes dos *inputs* de energia ditados pelo regime de precipitação e sob uma gama de intervenções antrópicas. Estas progressivamente tem contribuído para remoção de sedimentos das encostas, que, em grande parte, permanecem acumulados à montante de represamentos artificiais ou soleiras rochosas.

A geocronologia por ^{210}Pb forneceu a taxa de sedimentação média para os perfis amostrados, revelando, a partir de então, aproximações acerca da idade e evolução das formas de acumulação fluvial. Os dados obtidos abrangem o período entre 1917 e 2016, e permitiram a identificação de episódios de sedimentação isolados, moderados e generalizados, bem como de hiatos na sedimentação. A análise dos episódios e hiatos na sedimentação não apresentou uma correlação forte com nenhuma das variáveis climáticas. Isto evidencia que os processos de acumulação de transporte de sedimentos no ambiente fluvial semiárido, em curto prazo, não dependem unicamente de anomalias no mecanismo de circulação atmosférica global. Tais

processos, no entanto, frequentemente são desencadeados por eventos torrenciais de precipitação que ocorrem em escala local.

Entende-se, portanto, que a evolução das paisagens não canalizadas no semiárido é dependente de limiares geomórficos complexos. Neste sentido, a disposição dos espaços de acumulação atua como um limitante à capacidade de mobilização dos *inputs* de energia, que ocorrem de modo espasmódico. Interferências antrópicas diversas, por sua vez, tem contribuído com o montante de sedimentos na paisagem, seja através da remoção da cobertura vegetal nas encostas, ou através da construção de represamentos. Este cenário conduziu à estocagem de sedimentos nos fundos de vale, engendrando uma fisionomia fluvial não canalizada em que os limiares geomórficos de alteração não são frequentemente alcançados pelas entradas de energia. Dada a gama de elementos envolvidos na dinâmica das paisagens não canalizadas no semiárido, faz-se necessária a realização de novos estudos capazes de trazer novos dados e melhorar a resolução das análises já existentes.

REFERÊNCIAS

- AB´SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n. 19 .1969.
- AB´SABER, A. N. Domínio morfoclimático semiárido das caatingas brasileiras. Geomorfologia, n.43, p. 1-19, 1974.
- AMORIM, R. F. Integração entre dinâmicas geomorfológicas multitemporais no Planalto da Borborema, Semiárido do NE do Brasil. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2015.
- APPLEBY, P.; OLDFIELD, F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, v.5, p.1-8, 1978.
- ARAGÃO, J. O. R. A influência dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a chuva na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil: Simulação e Observação *SBMet, Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1996, Campos do Jordão - SP*, 830-833.
- ARAÚJO FILHO, J. C. Relação solo e paisagem no Bioma Caatinga. 2011.
- BARROS, A. C. M.; CORREA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C. Controles estruturais sobre a sedimentação de fundo de vale na bacia do Riacho Grande/PB. *Clio Arqueológica* V32N3 p. 1-35. 2017.
- BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. Sensitividade da Paisagem na bacia do riacho Salgado, Belém de São Francisco. *Revista de geografia - Recife, Recife*, v. Especial - VIII SINAGEO, 2010.
- BARROS, A. C. M.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. The application of the slope x length index at the riacho grande watershed, northeast of Brazil. In: 8th IAG INTERNATIONAL CONFERENCE IN GEOMORPHOLOGY, 2013, Paris. *Anais do 8th IAG International Conference in Geomorphology*, 2013.
- BERNARDO, S. O.; MOLION, L. C. B. Variabilidade temporal e espacial na costa leste do Nordeste no período de 1992-97. In: CBMET - Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.
- BERTINE, K. K.; WALAWENDER, S. J.; KOIDE, M. Chronological strategies and metal fluxes in semi-arid lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, v. 42, p. 1559-1571, 1978.
- BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global. Esboço Metodológico. *Ra'e Ga – O Espaço Geográfico em Análise*, n. 8, p. 141-152, 2004.
- BESSE, J.M. Ver a Terra. Seis ensaios sobre a paisagem e a geografia. São Paulo: Perspectiva, 2006.
- BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K. Ambiente Fluvial. Curitiba, Editora da Universidade Federal do Paraná. 1969.

- BRACKEN, L. J.; WAINWRIGHT, J. Equilibrium in the balance? Implications for landscape evolution from dryland environments. Geological Society, London, Special Publications v.296, p. 29-46, 2012.
- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A. Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell Publishing, 2005.
- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area*, v. 38 (2), p. 65-174, 2006.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; SCHMUS, W. R. VAN; SANTOS, E. J. O sistema “Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre do leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31, n.2, p.173-184, 2001.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A.S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, v.3, p.25-38, 2003.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A. H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências – USP, série científica*, v.1, p.59-78, 2001.
- BRITO NEVES, B.B.; SCHMUS, W. R. VAN; DOS SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v.24, n.4, p.279-296, 1995.
- BRITO NEVES, B.B. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutorado, São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 198p, 1975.
- BRUNSDEN, D. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, v. 42, n. 2-4, p. 99-123, 2001.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series*, v. 4, n. 4, p. 463-484, 1979.
- BULL, W. B. The aluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, v.1, p. 222-270, 1977.
- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agrônomo de Campinas. *Boletim Técnico do Instituto Agrônomo de Campinas*. v. 106. 2009.
- CHARLTON, R. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Abingdon: Routledge, 2008.
- CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. *Physical Geography: a system approach*. Londres, Prentice Hall Inc. Co., 1971.
- CHRISTOFOLETTI, A. A aplicação da abordagem em sistemas na geografia física. *Revista Brasileira de Geografia*. v. 52, nº 2, p. 21-35, 1990.

CHRISTOFOLETTI, A. Modelagem de sistemas ambientais. São Paulo: Edgar Blüncher, 1999.

CHRISTOPHERSON, R.W. Geosystems: An Introduction to Physical Geography. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2000.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 93-148.

CORREA, A. C. B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. 2001. 386 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2001.

CORREA, S. M. B. B. Probabilidade e Estatística. 2. ed. Belo Horizonte: PUC Minas Virtual, 2003.

CORREA, A. C. B. A Geografia Física: Uma pequena revisão de seus enfoques. RIOS - Revista da FASETE, Paulo Afonso, BA, v. 1, p. 170-180, 2005.

CORREA, A. C. B.; B. A. C. TAVARES; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. Revista do Instituto Geológico, v.31, n.1-2. 2010.

CORREA, A. C. B.; BARROS, A. C. M.; ALMEIDA, J. M. Revisitando os Altos Pelados: Desertificação e os processos superficiais na bacia do Riacho Grande-PB. Revista de Geografia (Recife), v. 33, n. 4, p. 334-355, 2016.

CORREA, A. C. B.; SOUZA, J. O. P.; CAVALCANTI, L. C. S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. In: GUERRA, A. T.; JORGE, M. C. O. (Org.). Degradação dos Solos no Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014. p. 127-166.

CORREA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; FONSÊCA, D. N. A Aplicação de Técnicas Geocronométricas em Geomorfologia: Uma Atualização Metodológica. Espaço Aberto, v.6, n.1, p.45-74, 2016.

CORREA, A.C. B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no semiárido pernambucano: o caso da bacia do Riacho Salgado. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12, n. 3, p. 25 – 36. 2011.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2014. Disponível em <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acesso em Janeiro de 2016.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Talhada. Folha SB.24-Z-C. Estado de Pernambuco, Paraíba, Ceará e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000. Geologia e Metalogênese. CPRM: Recife, 2000.

DAHAN, O.; TATARSKY, B.; ENZEL, Y.; KULLS, C.; SEELY, M.; BENITO, G. Dynamics of flood water infiltration and groundwater recharge in hyperarid desert. Ground Water, v. 46, n. 3, p. 450-461. 2008.

DANIELS, J. M. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. *Geomorphology*, v. 56, p. 225-242, 2003.

DEMEK, J. Manual of detailed geomorphological mapping. Praga: Academia, 1972. 520p.

DEZILEAU, L.; TERRIER, B.; BERGER, J.F.; BLANCHEMANCHE, P.; LATAPIE, A.; FREYDIER, R.; BREMOND, L.; PAQUIER, A.; LANG, M.; DELGADO, J. L. A multidating approach applied to historical slackwater flood deposits of the Gardon River, SE France. *Geomorphology*, v. 214, p. 56-68, 2014.

FAO. Land Cover Classification System: classification concepts and user manual. Rome, 2005.

FERREIRA, P. A. L.; CARDOSO-SILVA, S.; POMPÊO, M.; FIGUEIRA, R. C. L. Geocronologia e datação por radionuclídeos, um estudo de caso: Represa Paiva Castro (Sistema Cantareira-Mairiporã-São Paulo). In: POMPÊO, M. et al. (Orgs.) *Ecologia de reservatórios e interfaces*. São Paulo: Instituto de Biociências da Universidade de São Paulo, p. 109-119, 2015.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. *Revista Brasileira de Climatologia*, v.1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FOLK, R. L. & WARD, W. Bazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, v. 27, p.3-26, 1957.

FRYIRS, K. A. et al. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, v. 89, p. 297-316, 2007.

FRYIRS, K.; GORE, D. Sediment tracing in the upper Hunter catchment using Elemental and mineralogical compositions: Implications for catchment-scale suspended sediment (dis)connectivity and management. *Geomorphology*, v.193, p. 112-121, 2013.

GALE, S. J.; HOARE, P. G. Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks. Londres: Bethaven Press, 1991.

GARTNER, J. D.; RENSHAW, C. E.; DADE, W. B.; MAGILLIGAN, F. J. Time and depth scales of fine sediment delivery into gravel stream beds: Constraints from fallout radionuclides on fine sediment residence time and delivery. *Geomorphology*, v. 151-152, p. 39-49, 2012.

GODOY, J. M.; MOREIRA, I.; WANDERLEY, C.; SIMÕES FILHO, F. F.; MOZETO, A. A. Na alternative method for the determination of excess ^{210}Pb in sediments. *Radiation Protection Dosimetry*, v. 75, p. 111-115, 1998.

GOLDBERG, E. D. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive Dating*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 121-131, 1963.

GOUDIE, A. S. *Arid and Semiarid Geomorphology*. New York: Cambridge Press, 2013. 454p.

GOUVEIA, R. L.; CAMPOS, C. C.; MENEZES, J. T.; MOREIRA, G. F. Análise de frequência de precipitação e caracterização de anos secos e chuvosos para a bacia do Rio Itajaí. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 22, p. 309-323. 2018.

GRAF, W. L. *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Berlim: Springer, 1988.

GRAF, W. L. Geomorphology and American dams: The scientific, social, and economic contexto. *Geomorphology*, v. 71, p. 3-26. 2005.

GRENFELL, S. E.; ROWNTREE, K. M.; GRENFELL, M. C. Morphodynamics of a gully and floodout system in the Sneeuberg Mountains of the semi-arid Karoo, South Africa: Implications for local landscape connectivity. *Catena*, v. 89, p. 8-21, 2012.

GUPTA, A. *Tropical Geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011.

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

HARVEY, A. M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, v. 42, n. 2-4, p. 225-250, 2001.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIÇÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; MERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VICENT, L. A. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, v. 19, p. 1490-1512, 2006.

HIDROWEB, Agência Nacional de Águas (ANA). Acesso em 20 de outubro de 2016. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/>.

HOLLANDA, M. H. B. M.; MEJIÁ, C. P.; ARCHANJO, C. J.; ARMSTRONG, R. Geologia e caracterização geoquímica do magmatismo peralcalino ultrapotássico do enxame de diques de Manaíra-Princesa Isabel, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, v.9, p.13-46. 2009.

IBGE/Projeto Radambrasil. Folhas SB. 24/25 Jaguaribe/Natal : geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 2003.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 213-233. 2009.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 1140-1153, 1979.

LANG, A.; HONSCHEIT, S. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena*, v. 38, p.89-107, 1999.

LESS, J.; FOSTER, D. J.; OWENS, P.; WALLING, D.; LEEKS, G. Sediment yields in a changing environment: a historical reconstruction using reservoir bottom-sediments in three contrasting small catchments, New York Moors, UK. *Human Impact on Erosion and Sedimentation*, n. 245, p.169-179, 1997.

LUBIS, A. A. Constant rate of supply (CRS) model for determining the sediment accumulation rates in the coastal area using ^{210}Pb . *Journal of Coastal Development*, v.10, n.1, p.9-18, 2006.

MABESOONE, J. M.; LOBO, H. R. C.; ROLIM, J. L. Ambiente semiárido do Nordeste do Brasil: 1. os rios efêmeros. *Série B: estudos e pesquisas*, v. 4, p. 83-91. 1981.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 3. 2011.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; ALVALA, R. C. S.; CUNHA, A. P.; BRITO, S.; MORAES, O. L. L. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 2017.

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*. 2016.

MARTIN, L.; FOURNIER, M; MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A.; TURCQ, B., ABSY, M. L.; FLEXOR, J. M. Southern oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, v. 39, p. 338-346, 1993.

MASCIOLI, N. R.; FIORE, A. M.; PREVIDI, M.; CORREA, G. Temperature and precipitation extremes in the United States: Quantifying the responses to anthropogenic aerosols and greenhouse gases. *American Meteorological Society*. v. 29, p. 2689-2701. 2016.

MATTOS, S. H. V. L.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 5 n.1, p. 11-18, 2004.

MCCMAHON, T. A.; MURPHY, R.E.; PEEL, M. C.; COSTELLOE, J. F.; CHIEW, F. H. S. Understanding the surface hydrology of the Lake Eire Basin: Part 1 – Rainfall. *Journal of Arid Environments*, v. 72, p. 53-68. 2008.

MEDEIROS, V. C. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. 2004.199 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2004.

MEJIÁ, C. P. Caracterização geoquímica-isotópica e geocronologia do enxame de diques de Manaíra-Princesa Isabel (PB) – Província Borborema. 2008. Dissertação (Mestrado em Geociências – Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 2008.

MELO NETO, J.. C. Poesias completas: 1940-1965. Rio de Janeiro: José Olympio, 1986.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 17, 1-10. 2002.

MONTEIRO, C. A. F. On the “desertification” in northeast Brazil and man’s role in this process. *Latin American*, v.9, p.1–40, 1988.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. A paisagem na geografia física: uma pequena discussão. 2014

MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v.21, n.3, p.255 – 265, 1991.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*. v. 4, p. 459-486, 1992.

NISTOR, C. Temporal patterns in the normal-regime fine-sediment cascade in Russel Creek Basin, Vancouver Island. Dissertação (Mestrado) – The University Of British Columbia. Departamento de Geografia. Vancouver, p. 254, 1996.

NOAA, National Climatic Data Center/National Oceanic and Atmospheric Administration. Acesso em 21 de junho de 2018. Disponível em:
http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php.

NOAA/National Weather Service: Climate Prediction Center. 2016. Historical El Nino/ La Nina episodes (1950-present). Disponível em
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>
Acesso em junho de 2016.

NOLLER, J. S. Lead-210 Geochronology. In: *Quaternary Geochronology* (eds. NOLLER, J. S.; SOWERS, J. M.; LETTIS, W. R.), American Geophysical Union, Washington, 2000.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, D. D. (eds.). *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel: Dordrecht, 1988, p.289-300.

PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, p. 97-113, 2006.

PETTS, G. E.; GURNELL, A. M. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology*, v. 71, p. 27-47. 2005.

POEPLL, R. E.; KEESSTRA, S. D.; MAROULIS, J. A conceptual framework for understanding geomorphic change in human-impacted fluvial systems. *Geomorphology*, v. 277, p. 237-250. 2017.

POESEN, J. W. A; HOOKE, J. M. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography*, v. 21, n. 2, p. 157-199. 1997.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil’s nordeste and tropical atlantic sector: preferred time scales of variability. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 9, n. 2, p. 153-160, 2014.

- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 52, p. 185-204, 2010.
- ROBBINS, J. A.; EDGINTON, D. N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using ²¹⁰Pb and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 39, p.285-304. 1975.
- ROOY, V.M.P., A Rainfall Anomaly Index Independent of Time and Space, *Notos*, 14, 43, 1965.
- SANTOS, C. A. C.; SATYAMURTY, P.; SANTOS, E. M. Tendências de índices extremos climáticos para a região de Manaus-AM. *Acta Amazonica*. v. 42, n. 3, p. 329-335. 2012.
- SANTOS, C. A. C. Recent changes in temperature and precipitation extremes in na ecological reserve in Federal District, Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 19, n. 1, p.13-20. 2014.
- SCHUMM, S. A. *Geomorphic Thresholds: the concept and its applications*. Transactions of the Institute of British Geographers, New Series, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.
- SCHUMM, S. A. *The fluvial system*. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.
- SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.24, p.151-158, 1954.
- SILVA, D. N. F. *Reconstrução da Paisagem Geomorfológica através da Assinatura Geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco*. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco. Programa de Pós-Graduação Geografia. Recife, p. 167. 2012.
- SOUZA, N. G. A. *Estudo geoquímico e geocronológico dos sedimentos de fundo do sistema estuarino Goiana-Megaó, Pernambuco*. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geociências), Universidade Federal de Pernambuco. 2013.
- SUGUIO, K. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- SUGUIO, K. *Geologia Sedimentar*. São Paulo: Edgar Blücher, 2003.
- SUGUIO, K. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo: Edgar Blücher, 1973.
- SWARZENSKI, P. W. ²¹⁰Pb dating. In: *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (eds. RINK, W. J. & THOMPSON, J.). Springer Netherlands: p. 1-11, 2014.
- TAROLI, P; SOFIA, G. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology*, v. 255, p. 140-161. 2016.
- TAVARES, B. C. A. *Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no Planalto da Borborema*. 2015. 251 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2015.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, v. 51, p. 67 – 107. 2000.

TRIMBLE, S. W. Streams, Valleys and Floodplains in the Sediment Cascade. In: BURT, T. P.; ALLISON, R. J. (Eds.) *Sediment Cascades: An Integrated Approach*. Chichester: Willey, p. 307-343. 2010.

VERSTRAETEN, G.; BROOThAERTS, N.; VAN LOO, M.; NOTEBAERT, B.; D'HAEN, K.; DUSAR, B.; DE BRUE, H. Variability in fluvial geomorphic response to anthropogenic disturbance. *Geomorphology*, v. 294, p. 20-39. 2017.

VITTE, A. C. *Contribuições à História e à Epistemologia da Geografia*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, v. 68 (1), p. 54-74, 1960.