



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

JOANA D'ARC MATIAS DE ALMEIDA

DINÂMICA FLUVIAL NO SERTÃO CENTRAL PERNAMBUCANO:
morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande

RECIFE

2021

JOANA D'ARC MATIAS DE ALMEIDA

DINÂMICA FLUVIAL NO SERTÃO CENTRAL PERNAMBUCANO:
morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande

Tese de Doutorado 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

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Área de Concentração: Regionalização e Análise Regional

RECIFE

2021

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria do Carmo de Paiva, CRB4-1291

A447d Almeida, Joana D'arc Matias de.
Dinâmica fluvial no sertão central pernambucano : morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande / Joana D'arc Matias de Almeida. – 2021.
167 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, 2021.
Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Sedimentologia. 4. Climatologia. 5. Paisagens. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2021-070)

JOANA D'ARC MATIAS DE ALMEIDA

DINÂMICA FLUVIAL NO SERTÃO CENTRAL PERNAMBUCANO:

morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande

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: 25/02/2021.

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. Archimedes Perez Filho (Examinador Externo)
Universidade Estadual de Campinas

Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza (Examinador Externo)
Universidade Federal da Paraíba

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (Examinador Externo)
Universidade Federal de Alagoas

Aos meus tios Edgar e Osvaldo (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo a Ciência de Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pelo apoio financeiro concedido.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa pela orientação e por todos os anos de grandes ensinamentos.

Ao Prof. Dr. Osvaldo Girão pelo suporte e atenção ao longo dos anos no laboratório.

Ao Prof. Dr. Francisco Pinheiro e sua equipe no laboratório de sedimentologia da UFRN por toda disponibilidade e dedicação ao me fazer compreender um pouco do mundo do GPR.

A todos que fazem o Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE, por toda colaboração nos últimos anos, em especial ao Eduardo, por tanto acolher todos os pós-graduandos.

À minha amiga, Ana Clara Magalhães de Barros, pelo apoio integral e parceria na geomorfologia fluvial, GPR e afins.

Às minhas amigas, Carla Suelania e Drielly Fonseca, pelo carinho e amizade indescritíveis.

Aos meus amigos do GEQUA, em especial: Rhandysson Barbosa, Daniel Lira, George Oliveira, Edmário Menezes, Kaio César. E claro, agradeço imensamente a Wemerson Flávio, Bruno Torres e Leandro Diomério pela força e por tanto me auxiliarem nos trabalhos de campo.

Às minhas amigas, Bárbara Sena, Joelle Feijó e Stefanie, por me apoiarem em todas as minhas decisões e por me incentivarem a continuar sempre.

Aos meus amigos, Pietro Félix, Cynthia Manuely e Maria de Lourdes, por tanto carinho e conversas que muito me encorajaram.

À minha mãe e minha avó, as mulheres mais incríveis que eu tenho o prazer de tê-las ao meu lado, e que são minha força diária em todos os momentos.

Ao meu companheiro João, que é um verdadeiro parceiro de vida. Que é meu maior incentivador. Obrigada por tanto.

Por fim, agradeço a todos aqueles que durante todo o meu caminhar na pós-graduação, contribuíram de alguma forma para a conclusão desse trabalho.

De todo o meu coração, eu agradeço a todos. Quem tem um amigo, tem tudo! Feliz de mim que tenho todos vocês.

RESUMO

A presente tese pretendeu investigar a dinâmica e evolução de paisagens fluviais em terras secas com foco sobre a arquitetura deposicional e origem dos sedimentos que colmatam os plainos aluviais na bacia do Riacho Grande, Pernambuco, por meio de uma análise integrada, dando continuidade às pesquisas sobre paisagens fluviais executadas na região. Com vistas a alcançar os objetivos elencados, o trabalho seguiu as seguintes etapas: 1) análise de tendência de precipitação, a partir do papel dos fatores climáticos no desencadeamento dos processos fluviais em terras secas, enfatizando as características e comportamento das precipitações como controladores da quantidade de energia no sistema fluvial a partir da magnitude e frequência dos eventos chuvosos. Para tais fins, coletou-se dados diários de precipitação numa série temporal de 38 anos (1980-2018), compreendendo que as mudanças nas séries hidrológicas representam descontinuidades entre os eventos de cheia, quando predominam o transporte e a deposição dos sedimentos; 2) mapeamento de estilos fluviais com o objetivo de identificar os depósitos presentes nos diferentes tipos de canais, fornecendo um modelo geomorfológico, em escala de detalhe, voltado à compreensão do comportamento e evolução do sistema fluvial, apontando para a diversidade desses ambientes; 3) análise da conectividade da paisagem, destacando os elementos que rompem as ligações dentro do sistema fluvial, e impulsionam a formação de morfologias deposicionais, como os plainos aluviais, identificando-se os elementos de desconexão naturais e antrópicos; 4) obtenção da morfoestratigrafia de radar e a arquitetura deposicional dos ambientes de sedimentação fluvial, que consiste na confecção de seções estratigráficas verticais dos depósitos, a partir da utilização do Radar de Penetração no Solo (GPR), permitindo criar um registro computadorizado da sucessão estratigráfica dos depósitos. Assim, verificou-se o papel dos elementos de desconexão fluvial na gênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande. No entanto, a conectividade fluvial é reestabelecida junto a dinâmica de corte e preenchimento, associada aos pulsos de precipitação na região.

Palavras-chave: Dinâmica Fluvial. Plainos Aluviais. Conectividade da Paisagem. Estilos Fluviais. Semiárido.

ABSTRACT

This work intended to investigate the dynamics and evolution of fluvial landscapes in drylands with a focus on the depositional architecture and the origin of the sediments that fill alluvial valleys in the Riacho Grande basin, Pernambuco, through an integrated analysis, continuing the research on river landscapes executed in the region. In order to achieve the listed objectives, the work followed this steps: 1) analysis of the precipitation, based on the role of climatic factors in triggering fluvial processes in drylands, emphasizing the characteristics and behavior of precipitation as controlling the amount of energy in the river system from the magnitude and frequency of rainy events. For such purposes, daily precipitation data were collected over a 38 years time series (1980-2018), understanding that changes in hydrological series represent discontinuities between flood events, when sediment transport and deposition predominate; 2) mapping of river styles in order to identify the deposits present in the different types of channels, providing a geomorphological model, in a detail scale, aimed at understanding the behavior and evolution of the river system, pointing to the diversity of these environments; 3) analysis of the connectivity of the landscape, highlighting the elements that break the connections within the river system, and boost the formation of depositional morphologies, such as the alluvial valleys, identifying the natural and anthropic disconnecting elements; 4) obtaining radar morphostratigraphy and the depositional architecture of fluvial sedimentation environments, which consists of making vertical stratigraphic sections of the deposits, using the Ground Penetration Radar (GPR), allowing to create a computerized record of the stratigraphic succession deposits. Thus, the role of fluvial disconnection elements in the genesis of alluvial planes in the Riacho Grande basin was verified. However, fluvial connectivity is reestablished with the cutting and filling dynamics, associated with precipitation pulses in the region.

Keywords: Fluvial Dynamics. Alluvial Valley. Landscape Connectivity. River Styles. Semiarid.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia do Riacho Grande em Pernambuco	18
Figura 2 - Fluxograma de Classificação de Canais Efêmeros	23
Figura 3 - Fluxograma para Classificação de Segmentos de Rios	24
Figura 4 - Impedimentos antrópicos atuando como barreira (barriers)	28
Figura 5 - Bloqueios. A – Planície de inundação atuando como buffer e blanket. B – Estrada e cerca atuando como barrier. Seta azul indica a direção de fluxo.	28
Figura 6 - Fácies de radar e suas possíveis interpretações aplicada aos depósitos fluviais.....	35
Figura 7 - Esquema ilustrativo de aquisição de dados com GPR.....	36
Figura 8 - Fluxograma para definição das Unidades de Paisagem.....	41
Figura 9 - Uso e Cobertura da Terra na Bacia do Riacho Grande - PE.....	42
Figura 10 - Declividade em graus, Bacia do Riacho Grande - PE	43
Figura 11 - Aquisição de Linha de GPR perpendicular ao fluxo	49
Figura 12 - Fluxo de processamento em software Reflexw 7.3	50
Figura 13 - Localização com Hipsometria da Bacia do Riacho Grande	51
Figura 14 - Mapa de Isoietas da Bacia do Riacho Grande, PE.....	54
Figura 15 - Unidades morfoestruturais na Bacia do Riacho Grande.....	57
Figura 16 - Depressão Interplanáltica do Pajeú e relevos em crista, em destaque	58
Figura 17 - Geologia da Bacia do Riacho Grande – PE.....	60
Figura 18 - Maciço estrutural em Crista – Pluton Terra Nova.	61
Figura 19 - Solos na Bacia do Riacho Grande	62
Figura 20 - Unidades de Paisagem na Bacia do Riacho Grande, PE.. ..	63
Figura 21 - Plano aluvial como área para criação de gado.....	64
Figura 22 - Pedimento dissecado com pastagens e cultivos.....	65
Figura 23 - Planalto homoclinal em crista com cobertura vegetal conservada.	67
Figura 24 - Compartimentação Fluvial na Bacia do Riacho Grande.....	68
Figura 25 - Perfil longitudinal do Riacho Grande.....	69
Figura 26 - Tipologias fluviais na Bacia do Riacho Grande	70
Figura 27 - Canal Confinado Rochoso.....	72
Figura 28 - Sedimentos aprisionados próximos a confluência. A – Direção de fluxo do canal em análise. B – Confluência.....	73
Figura 29 - Canal Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua	74
Figura 30 - Deposição de planície em bolsão em canal de leito rochoso. A – Ruptura. B – Deposição de sedimentos em bolsão. Seta vermelha indica direção de fluxo.	75
Figura 31 - Canal Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua	77
Figura 32 - Canal escavado arenoso com planície em bolsão adjacente à margem com afloramentos rochosos. A – Planície em bolsão. Seta amarela – direção do fluxo. Seta preta – barramento.	78
Figura 33 - Canal escavado de leito arenoso. A – Incisão do canal (2014). B – Preenchimento do canal (2019). Marcador vermelho indica soleira rochosa.....	78
Figura 34 - Canal de baixa sinuosidade. A – As setas indicam a deposição de sedimentos na margem convexa, com extravasamento do fluxo adjacente. B – Poça adjacente a soleira rochosa (indicada pelo marcador vermelho) e barra longitudinal a jusante.	79
Figura 35 - Canal de Baixa Sinuosidade com Planície de Inundação Descontínua	80
Figura 36 - Trecho de preenchimento canalizado, Riacho Varzinha. A – Planície de Inundação. B – Barra Lateral Arenosa. Seta vermelha – direção de fluxo.....	82
Figura 37 - Vale Preenchido Canalizado.....	83
Figura 38 - Barra em pontal adjacente a afloramento rochoso. A – Barra em pontal arenosa.	84
Figura 39 - Vale Preenchido Não Canalizado.	85
Figura 40 - Morfologia de meio de canal. A – Barra longitudinal. Seta vermelha indica direção do fluxo	86
Figura 41 - Vale preenchido. A – Período seco (2015). B – Após período chuvoso (2019).....	87
Figura 42 - Vale preenchido. A – Período seco (2015). B – Após período chuvoso (2019).....	87

Figura 43 - Atividade agropecuária no leito do vale. A – Perfuração de poço amazonas em depósito aluvial (poço com profundidade aproximada de 5 metros).....	88
Figura 44 - Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal.....	89
Figura 45 - Cabeceiras de drenagem. A – Estocagem de sedimentos em plaino aluvial adjacente.	90
Figura 46 - Plaino aluvial. Seta vermelha indica direção de fluxo.....	90
Figura 47 - Percentual da ocorrência de tipologias na Bacia do Riacho Grande. BSPID: Baixa Sinuosidade com Planície de Inundação Descontínua. CRPID: Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua. CAPID: Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua. CR: Confinado Rochoso. PC: Vale Preenchido Canalizado. VP: Vale Preenchido Não Canalizado. VPS: Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal.	92
Figura 48 - Anomalias de drenagem na bacia do Riacho Grande	95
Figura 49 - Perfil longitudinal do Riacho do Bom Jesus – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação	96
Figura 50 - Perfil longitudinal do Riacho da Onça – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação.....	97
Figura 51 - Perfil longitudinal do Riacho Grande – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação.....	98
Figura 52 - Uso e cobertura da terra na bacia do Riacho Grande para o período de 1988.....	100
Figura 53 - Uso e ocupação do solo na bacia do Riacho Grande para o período de 1998	101
Figura 54 - Uso e ocupação da terra na bacia do Riacho Grande no período de 2008.....	102
Figura 55 - Uso e cobertura da terra na bacia do Riacho Grande no período de 2018.....	103
Figura 56 - Elementos de Desconexão na bacia do Riacho Grande, PE	105
Figura 57 - Espacialização dos Barramentos e a relação com a distribuição dos Plainos Aluviais na bacia do Riacho Grande, PE.	108
Figura 58 - Vale preenchido a montante de barramento rompido em canal de leito rochoso. A – Leito rochoso. B – Vale preenchido em destaque amarelo. Seta indica direção do fluxo.	109
Figura 59 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 1988.....	113
Figura 60 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 1998.....	113
Figura 61 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 2008.....	114
Figura 62 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 2018.....	115
Figura 63 - Sensitividade da Paisagem na bacia do Riacho Grande	117
Figura 64 - Localização de pontos para aquisição de GPR e coleta de material de leito e margem ...	124
Figura 65 - Linha de Aquisição do GPR – Cabeceira do Riacho Grande	125
Figura 66 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plaino aluvial a montante de barramento. CH: canal preenchido	127
Figura 67 - Análise temporal de mudanças no trecho de Vale Preenchido próximo a cabeceira do Riacho Grande. Seta amarela indica direção do fluxo. Tracejado azul indica incisão. Tracejado amarelo indica deposição	128
Figura 68 - Linha de Aquisição do GPR – Riacho do Bom Jesus.....	129
Figura 69 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plaino aluvial (CH – canal preenchido)	130
Figura 70 - Ajustes em trecho de vale preenchido sedimentar. Seta amarela indica direção de fluxo. Tracejado azul indica incisão. Tracejado amarelo indica deposição.....	131
Figura 71 - Linha de Aquisição GPR – Riacho Grande.....	132
Figura 72 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plaino aluvial (CH – canal preenchido)	133
Figura 73 - Ajustes no trecho 03. Tracejado amarelo indica o preenchimento da planície de inundação. Tracejado azul indica a incisão.	134
Figura 74 - Seção estratigráfica em planície de inundação no trecho 03	135
Figura 75 - Linha de Aquisição de GPR – Riacho Varzinha Exutório	136
Figura 76 - Ajustes no trecho 04. Tracejado amarelo indica a dinâmica de preenchimento do plaino aluvial. Tracejado azul indica incisão. Seta amarela indica a direção de fluxo	137
Figura 77 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plaino aluvial (CH – canal preenchido)	138

Figura 78 - Localização dos pontos de coletas na bacia do Riacho Grande, PE. Gráficos de Pejrup e Shepard para as amostras analisadas.....	141
Figura 79 - Cenários de transferência de sedimentos e ajustes fluviais em diferentes Inputs.....	145
Figura 80 - Canal com barramento implantado em soleira rochosa. A: após evento superior a 50mm diário em maio/2011. B: dezembro/2011. Seta branca indica direção de fluxo.	147
Figura 81 - Conectividade em setor com barramento artificial. A: após evento superior a 50 mm diário em 2012. B: após evento superior a 100 mm diário em 2016.	148

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Tipologias fluviais na Bacia do Riacho Grande – Resumo.....	91
Quadro 2 - Limiares de Mudanças e Cenários de Conectividade	146
Quadro 3 - Limiares de mudança entre os tipos de canais, sem barramentos artificiais	149
Quadro 4 - Limiares de mudança entre os tipos de canais, com barramentos artificiais.....	149

LISTA DE QUADROS

Gráfico 1 - Médias mensais de precipitação (mm) no período de 1978 a 2018, Serra talhada	55
Gráfico 2 - Percentual de classes de uso e cobertura da terra	103
Gráfico 3 - Quantidade de barragens no período de 1988 a 2018.....	106
Gráfico 4 - Índice de Anomalia de Chuva (IAC) Serra Talhada, 1990 a 2019	121
Gráfico 5 - Episódios de chuva acima de 50 mm em 24 horas, 1990 a 2019, Serra Talhada	122
Gráfico 6 - Grau de seleção (%).....	143
Gráfico 7 - Grau de assimetria (%)	143
Gráfico 8 - Grau de Curtose (%)	143

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Localização das Plataformas de Coleta de Dados.....	40
Tabela 2 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	48
Tabela 3 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.....	48
Tabela 4 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.....	48
Tabela 5 - Evolução dos canais em relação ao grau de confinamento, 1988 a 2018.....	107
Tabela 6 - Área em % de Planícies de Inundação em relação a área total da bacia do Riacho Grande.....	110
Tabela 7 - Quantidade de tributários aprisionados na Bacia do Riacho Grande.....	111
Tabela 8 - Evolução das áreas conectadas e desconectadas na bacia do Riacho Grande, PE.....	112
Tabela 9 - Índice de Anomalia de Chuva, total de precipitação anual e ocorrência ENOS e Dipolo do Atlântico, período de 1990 a 2019, Serra Talhada – PE.....	120
Tabela 10 - Eventos extremos diários em anos secos, 1990 a 2019, Serra Talhada.....	123
Tabela 11 - Graus de seleção, assimetria e curtose para as amostras analisadas.....	142

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	OBJETIVOS	18
1.1.1	Objetivo Geral.....	18
1.1.2	Objetivos Específicos	18
2	REVISÃO DE LITERATURA	19
2.1	DINÂMICA PROCESSUAL DA PAISAGEM EM TERRAS SECAS	19
2.1.1	Drenagens Efêmeras	19
2.1.2	Tipologias Fluviais em Terras Secas	22
2.2	A DINÂMICA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E CONECTIVIDADE DA PAISAGEM	25
2.2.1	Modelo Fluvial de Sedimentação em Cascata	30
2.2.2	Plainos Aluviais Antropogênicos	31
2.3	O ESTUDO DA DINÂMICA FLUVIAL A PARTIR DA MORFOESTRATIGRAFIA DE RADAR	32
2.3.1	Morfoestratigrafia e a Interpretação da Paisagem: estudo das sequências estratigráficas dos depósitos fluviais	32
2.3.2	A Morfoestratigrafia de Radar.....	35
2.3.3	Panorama dos Estudos sobre Radar de Penetração no Solo em Depósitos Fluviais.....	37
3	METODOLOGIA.....	40
3.1	ANÁLISE DE TENDÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO	40
3.2	MAPEAMENTOS	40
3.2.1	Unidades de Paisagem	40
3.2.2	Conectividade da Paisagem	42
3.2.2.1	Análise dos Elementos de Desconexão Naturais – Anomalias de Drenagem	44
3.2.3	Mapeamento e Caracterização das Tipologias Fluviais	44
3.3	TRABALHO DE CAMPO E ANÁLISE DE MATERIAIS	46
3.3.1	Trabalho de Campo.....	46
3.3.2	Granulometria.....	47
3.3.3	Aquisição de GPR e a Arquitetura Depositional dos Plainos Aluviais.....	48
4	CARACTERIZAÇÃO DA PAISAGEM NA BACIA DO RIACHO GRANDE... 51	
4.1	CONTEXTO REGIONAL DA PAISAGEM	52
4.1.1	O Contexto Climático Semiárido do Nordeste do Brasil	52
4.1.2	A Província Borborema	55

4.2	AS UNIDADES DE PAISAGEM	57
5	COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIAS FLUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE.....	68
5.1	CONFINADO	71
5.1.1	Canal Confinado Rochoso.....	71
5.1.2	Canal Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua.....	73
5.1.3	Canal Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua	76
5.2	PARCIALMENTE CONFINADO	79
5.2.1	Canal de Baixa Sinuosidade com Planícies de Inundação Descontínuas.....	79
5.3	LATERALMENTE NÃO CONFINADO	81
5.3.1	Vale Preenchido Canalizado	81
5.3.2	Vale Preenchido Não Canalizado	84
5.3.3	Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal	88
6	DINÂMICA E CONECTIVIDADE DA PAISAGEM: A MORFOGÊNESE DOS VALES PREENCHIDOS/PLAINOS ALUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE	93
6.1	CONTROLES ESTRUTURAIIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE: ELEMENTOS DE DESCONEXÃO NATURAIS.....	93
6.2	MUDANÇAS NO USO E COBERTURA DA TERRA NA BACIA DO RIACHO GRANDE: O IMPACTO DOS BARRAMENTOS NA CONFIGURAÇÃO FLUVIAL	99
7	A DINÂMICA FLUVIAL NA BACIA DO RIACHO GRANDE A PARTIR DA SENSITIVIDADE DA PAISAGEM E DA MORFOESTRATIGRAFIA DE RADAR.....	117
7.1	CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E INPUTS DE ENERGIA NA BACIA DO RIACHO GRANDE.....	119
7.2	O ESTUDO DA DINÂMICA FLUVIAL A PARTIR DA GEOMETRIA INTERNA DOS PLAINOS ALUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE.....	124
7.2.1	Propriedades Físicas dos Sedimentos e a Dinâmica Fluvial na Bacia do Riacho Grande.	140
7.3	DINÂMICA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E LIMIARES DE MUDANÇA.....	144
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	151
	REFERÊNCIAS.....	153

1 INTRODUÇÃO

Os plainos aluviais, apesar de bastante representativos espacialmente no âmbito das paisagens semiáridas brasileiras e de apresentarem complexo registro estratigráfico, têm sido pouco abordados pelos estudos da dinâmica geomorfológica na região, sobretudo devido à falta de reconhecimento dos rios como *loci* de acumulação e estocagem de sedimentos. No entanto, os depósitos em plainos aluviais semiáridos do Nordeste brasileiro, além de perfazerem expressivos pacotes sedimentares de valor incontestável para a reconstrução da dinâmica geomorfológica da região, constituem importantes reservatórios e aquíferos aluviais especialmente úteis às práticas agrícolas tradicionais. Portanto, a análise das condições sob as quais os plainos se formam, hoje e no passado, constitui um elemento crucial para a compreensão dos processos superficiais atuantes na paisagem semiárida brasileira, cuja aferição revela inclusive potencialidades econômicas. Assim, faz-se necessário aprofundar o entendimento da relação processo-forma vigente nos plainos, tanto para que se consiga avançar na compreensão do papel dos rios efêmeros na gênese do modelado quanto para garantir estratégias de gestão adequadas à sua conservação diante da multiplicidade de usos dos mesmos pelas comunidades rurais da região.

A ocorrência desses depósitos fluviais está associada, além dos controles da estrutura geológica sobre os canais, aos eventos climáticos formativos, em especial à variabilidade temporal dos eventos extremos, contando ainda com a contribuição das intervenções antrópicas na paisagem. À vista disso, atenta-se para que os estudos voltados à reconstrução ambiental a partir dos sedimentos fluviais em drenagens semiáridas são de grande complexidade face às peculiaridades de funcionamento desses sistemas. Dentre as dificuldades encontradas para a efetivação da pesquisa, aponta-se a necessidade de proceder tanto uma análise dos condicionantes atuais da deposição quanto a recomposição das mudanças ocorridas em múltiplas escalas temporais; histórica e geológica. Desta forma, a reconstrução geomorfológica a partir da análise dos plainos aluviais, permite aferir os eventos que condicionaram sua gênese, identificados a partir das discontinuidades entre e internas às sequências deposicionais.

Dessa maneira, o presente trabalho destaca a aplicação da análise morfoestratigráfica dos depósitos fluviais como ferramenta de investigação do processo evolutivo dos sítios de acumulação, recorrendo à aplicação de metodologias e procedimentos técnicos voltados à construção de modelos de representação morfológica, com a intenção de produzir dados mais detalhados acerca da arquitetura deposicional. Para tanto, buscou-se agregar ao procedimento de reconhecimento de fácies em campo o uso do Radar de Penetração no Solo (GPR), partindo

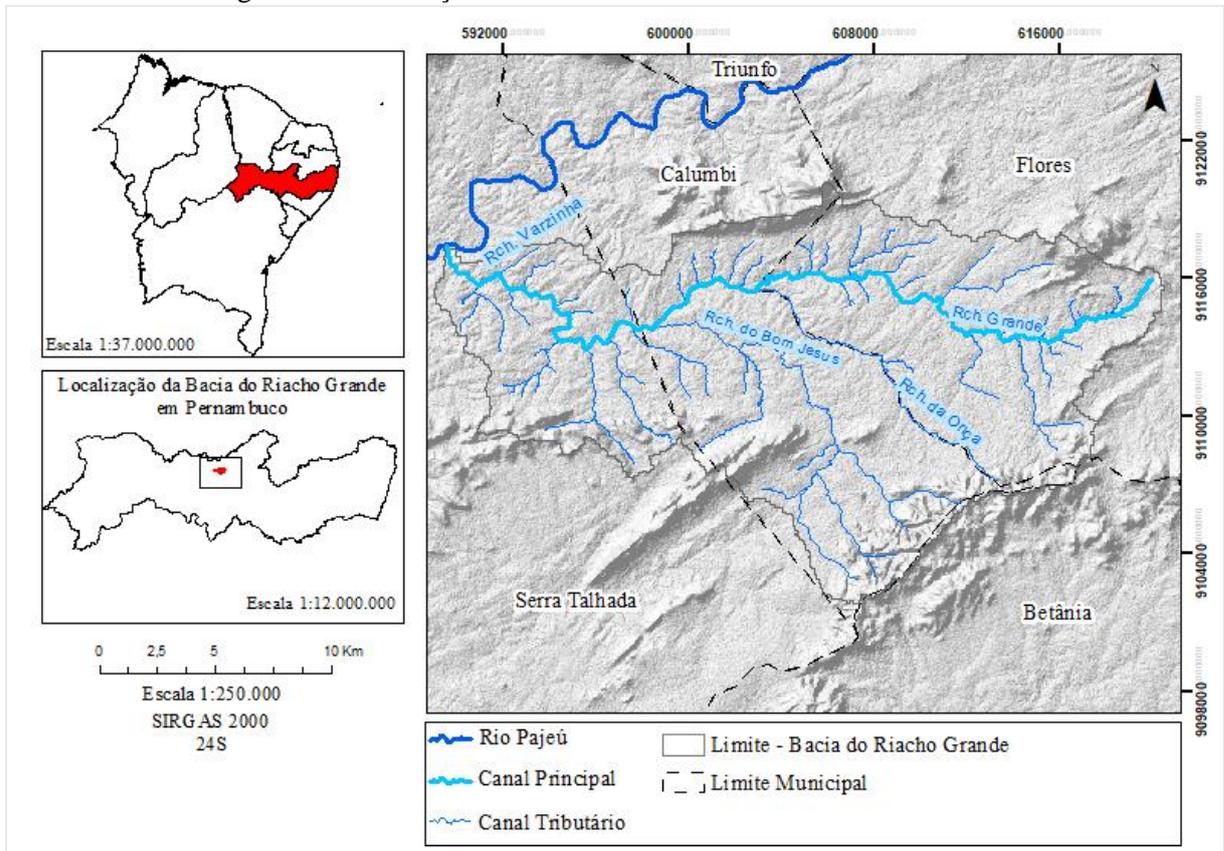
da premissa inicial de que ambientes deposicionais específicos produzem diferentes padrões de reflexão (fácies de radar).

A estratigrafia de radar visa reconhecer as fácies de radar características e correlacioná-las com os ambientes deposicionais específicos. Logo, a construção de perfis morfoestratigráficos dos depósitos aluviais, auxiliada pelo uso do GPR, se beneficia de um maior nível de detalhe da estrutura dos depósitos, permitindo a identificação de processos formativos de diversas magnitudes e intervalos de recorrência. Além da reconstrução da gênese dos plainos aluviais a partir da estrutura deposicional, buscou-se estabelecer a relação entre os sedimentos e suas áreas fontes com base na definição da proveniência dos depósitos, a partir da identificação das áreas mais susceptíveis à erosão.

Diante do exposto, a presente tese vem dar continuidade aos trabalhos sobre paisagens fluviais que vêm sendo realizados na região ao longo da última década (ALMEIDA e CORREA, 2014; SOUZA, 2014; BARROS et al., 2014; ALMEIDA, et al., 2016; ALMEIDA, 2017; ALMEIDA e CORRÊA, 2020), almejando fornecer análises mais robustas sobre a origem e funcionamento desses modelados de agradação. Assim, considerou-se a importância de proceder inicialmente ao reconhecimento da evolução das paisagens fluviais em terras secas a partir da reconstrução da morfogênese dos plainos aluviais, incorporando a ideia do caráter cíclico ou unidirecional dos *inputs* climáticos e seu papel na dinâmica fluvial.

O resgate de caráter temporal permite a previsão mais realista de cenários futuros de resposta geomorfológica dos sistemas face a prováveis mudanças nos controles ambientais. Assim, a pesquisa lança mão da aplicação do estudo de variáveis integradas em escala de detalhe, com foco em uma bacia hidrográfica de menor extensão, agregando complexidade à abordagem por meio da inserção de métodos de caracterização geofísicos e morfoestratigráficos voltados à caracterização de depósitos fluviais. O ponto de partida da pesquisa foi a caracterização e reconstrução da dinâmica da paisagem fluvial da bacia do Riacho Grande (figura 1), integrante da bacia do rio Pajeú, a partir da aplicação da análise de estilos fluviais e conectividade da paisagem, para a caracterização e definição das tipologias fluviais. Em seguida foram aplicadas técnicas morfoestratigráficas, acrescidas do auxílio do radar de penetração.

Figura 1 - Localização da Bacia do Riacho Grande em Pernambuco



Org. da autora

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Reconstruir a dinâmica da paisagem fluvial semiárida a partir da análise dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande, Pernambuco, em diversas escalas temporais.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Identificar e descrever as tipologias fluviais na bacia do Riacho Grande;
- Compreender a morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande a partir da proposta de Conectividade da Paisagem;
- Identificar as possíveis áreas fontes a partir da Sensitividade da Paisagem;
- Aplicar o Radar de Penetração no Solo (GPR), a áreas-tipo escolhidas na bacia do Riacho Grande, com base na diversidade de tipologias de canais, buscando compreender os processos formativos a partir da estrutura deposicional.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 DINÂMICA PROCESSUAL DA PAISAGEM EM TERRAS SECAS

Propõe-se nessa seção fundamentar as questões que envolvem a dinâmica fluvial na paisagem em terras secas/semiáridas. Destaca-se a predominância das drenagens efêmeras na região que se manifestam na paisagem geomorfológica por meio dos extensos plainos aluviais, ou paisagens não canalizadas (Barros 2018). Os plainos têm sua gênese relacionada à interação entre a ocorrência de eventos extremos - agentes desencadeadores dos processos erosivos mediante *input* de energia para o sistema fluvial - e a ação antrópica, com mudanças na cobertura da terra e a crescente interposição de barramentos transversais ao longo dos canais fluviais, impedindo a livre circulação de fluxo de sedimentos, e resultando na formação de plainos fluviais antropogênicos à montante.

2.1.1 Drenagens Efêmeras

Canais efêmeros ou temporários são característicos das paisagens áridas e semiáridas (RUELLAN, 1959; GRAF, 1988; STUFIN, et al., 2014). Apesar disso, tais sistemas fluviais não receberam maior atenção por parte da comunidade científica nacional, nem mesmo quanto ao estabelecimento de uma tipologia adequada à sua caracterização. Para Tooth (2000) essa deficiência envolve três níveis de pesquisa, primeiro, quanto às limitações dos estudos da relação processo-forma, segundo, aos estudos voltados para a história e reconstrução do ambiente fluvial, e terceiro, à falta de integração dos resultados entre mudanças de curto prazo e registros de longo prazo para o entendimento geral do comportamento dos rios semiáridos.

Em contrapartida, pesquisas recentes apontam a importância do estudo dos canais semiáridos (SOUZA, 2014; ALMEIDA et al., 2016; ALMEIDA, 2017; BARROS, 2018; ALMEIDA e CORRÊA, 2020), sobretudo no que tange a pluralidade de processos, formas e mudanças associadas. Embora haja abundância de canais efêmeros em todas as regiões de terras secas do globo, os dados hidrológicos e geomórficos desses sistemas são limitados se comparados aos sistemas perenes (STUFIN, et al., 2014). Hooke (2016) e Souza (2014) admitem que essa dificuldade de dados morfológicos sobre o impacto dos eventos de inundação em áreas semiáridas, especialmente para uma série de eventos em escala temporal longa, surge devido à lacuna de dados de precipitação ou séries com erros. Portanto, muito se produz baseando-se em teorias comparativas de canais de regiões secas aos de regiões úmidas, negligenciando as especificidades desses diferentes sistemas. Nesse sentido, Tooth (2000) ressalta os contrastes entre os rios de terras secas e os de áreas úmidas, e define entre as suas

características distintivas: a variabilidade espacial e temporal da precipitação, o escoamento e transporte de sedimentos, a fraca integração entre os canais tributários e o canal principal e a importância dos eventos extremos como controle sobre a morfologia do canal. Diante dessas especificidades, Souza et al. (2014) reforçam a necessidade de se buscar entender as características e o comportamento dos sistemas fluviais semiáridos, sobretudo no que diz respeito aos canais efêmeros e intermitentes. Dentre os estudos voltados aos canais efêmeros destacam-se os de Bull (1997), Fryirs e Brierley (1998), Hooke e Mant (2000), Tooth (2000), Cordova (2008), Abubakr et al. (2013), Sutfin et al. (2014), Gharbi et al. (2016), Hooke (2016), dentre outros.

Segundo o *Dictionary of Earth Sciences*, em várias regiões do mundo o termo *wadi* é utilizado para designar canal efêmero em áreas secas, referindo-se a um canal que flui somente após a chuva. Para Goudie (2013) *wadi* refere-se a um vale fluvial numa região de terras secas. Alguns desses canais são formas reliquiais, que representam antigos eventos pluviais, sendo sistemas pontualmente ativos, onde o escoamento e a produção de sedimentos dependem da natureza dos eventos de chuva na região, que podem ser de alta intensidade e curta duração. Logo, Bull (1997) define os canais efêmeros como aqueles que apresentam fluxos instáveis, que alternam entre agradação e degradação, sensíveis à variabilidade climática de curto prazo.

Esses sistemas fluviais semiáridos são altamente dinâmicos e apresentam comportamento episódico, facultado pelo caráter irregular e pulsátil dos *inputs* climáticos, que produzem inundações repentinas (*flashfloods*), durante as quais ocorrem a maior parte das mudanças morfológicas (HOOKE, 2016). Para Corrêa (2011) a paisagem fluvial semiárida apresenta processos hidrológicos eventuais com mudanças rápidas ocorrendo ao longo de curtos períodos, seguidos por períodos de relaxamento do sistema nos quais poucas mudanças geomórficas ocorrem. Tais mudanças são desencadeadas por eventos de precipitação de alta magnitude, controladas por chuvas convectivas de verão ou perturbações frontais, concentradas no tempo e no espaço, apresentando diferentes respostas de acordo com as condições ambientais presentes em cada setor do canal.

O papel desempenhado pelas cheias causadas pelos eventos pluviométricos de alta magnitude é fundamental para que ocorra o transporte e a deposição dos sedimentos, o que favorece a elaboração de formas fluviais (SOUZA e CORRÊA, 2012), mesmo que em pequena escala. Os fluxos episódicos de curta duração em canais efêmeros de regiões semiáridas produzem respostas complexas que resultam em episódios progressivos de corte e preenchimento, acompanhados pelo alargamento do canal (SUTFIN et al., 2014).

As estruturas de corte e preenchimento em canais efêmeros estão relacionadas a processos sedimentológicos naturais, especialmente no que diz respeito às flutuações de entrada de energia climática, que geram mudanças na relação magnitude-frequência da precipitação e conseqüentemente na difusão de diferentes processos erosivos e agradacionais. Estes são diretamente impactados por fatores antrópicos, como as práticas tradicionais de gestão e uso da terra do semiárido brasileiro, tais como a disseminação do sobrepastoreio que afeta a influência e os efeitos de *feedback* da vegetação sobre os processos fluviais (GRAF, 1988; PATTON e SCHUMM, 1981; HOOKE, 2016). Barros (2018) ratifica o papel da interação do uso e cobertura da terra sobre a remobilização de sedimentos e formação de plainos aluviais, resultando em paisagens não canalizadas, configuração comum dos rios efêmeros no semiárido nordestino. Ainda nesse sentido, Corrêa (2011) reforça a importância de considerar o papel do homem enquanto agente modelador da paisagem semiárida em consórcio com os fenômenos climáticos, ou seja, a necessidade de promover uma análise integrada entre os processos naturais, neste caso arrítmicos, e a história do uso e ocupação da terra. Assim, entender as relações entre as características físicas, biológicas e antrópicas dos sistemas fluviais semiáridos é crucial para avaliar a sua sensibilidade aos distúrbios naturais e antropogênicos (SUTFIN et al., 2014).

Para Hooke (2016), o entendimento da dinâmica dos canais efêmeros é necessário para conhecer as condições de geração de fluxo e taxas de cheia e escoamento superficial, ou seja, entender a condicionante climática do semiárido é fundamental para compreender a dinâmica dos canais efêmeros. O escoamento superficial é responsável pela modelagem da paisagem em terras secas, tendo relação direta com a limitada cobertura vegetal e tipo do solo, que podem aumentar ou diminuir a capacidade de infiltração (GOUDIE, 2013). Posto isso, a geração do escoamento superficial em terras secas está associada ao excesso de infiltração/saturação de água no solo ou ao fluxo hortoniano (VETTER, et al., 2014).

O escoamento dos canais no semiárido reproduz a dinâmica das precipitações que são breves, pouco frequentes, espacialmente localizadas, por vezes de alta intensidade e com importante variação de ano a ano. Nos ambientes secos, o escoamento superficial controla a vazão do rio, influenciando o trabalho geomorfológico com o fornecimento de água e sedimentos, estando relacionado às características do solo, do uso da terra, topografia e conectividade da bacia de drenagem (GRAFF, 1988; KIRKBY, et al., 2005; SOUZA, 2011). No entanto, Vetter et al. (2014) consideram as respostas ao escoamento superficial em regiões semiáridas um problema de difícil abordagem, devido aos eventos de escoamento superficial serem escassos, de baixa previsibilidade, dado ao caráter pulsátil, heterogêneo e

temporalmente variável dos padrões de chuva local, o que torna difícil a observação e o monitoramento.

Nesse sentido, Graf (1988) trouxe grande contribuição para o entendimento dos processos e dinâmica dos canais fluviais em terras secas, enfatizando os aspectos da dinâmica dos sedimentos, mudanças morfológicas, instabilidade do canal e impacto da vegetação. O autor analisou a influência de vários fatores, incluindo rugosidade e vegetação, na dinâmica dos canais efêmeros e produziu métodos de modelagem e predição da dinâmica em várias escalas.

2.1.2 Tipologias Fluviais em Terras Secas

As terras secas do Nordeste brasileiro caracterizam-se pela irregularidade e concentração da precipitação, que com temperaturas elevadas e altos índices de evapotranspiração, produz longos períodos de estiagem intercalados por picos chuvosos ocasionais de volume expressivo, os eventos extremos, traduzindo-se numa dinâmica geomorfológica particular (BRACKEN e WAINRIGHT, 2008; SOUZA et al., 2016). Essa dinâmica associada ao crescimento populacional gera respostas complexas na paisagem, sobretudo no que diz respeito ao impacto das atividades antrópicas sobre as estruturas fluviais, que alteram o caráter e a estabilidade dos rios (BRIERLEY et al., 1999; BRIERLEY et al., 2002; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; SOUZA et al., 2016).

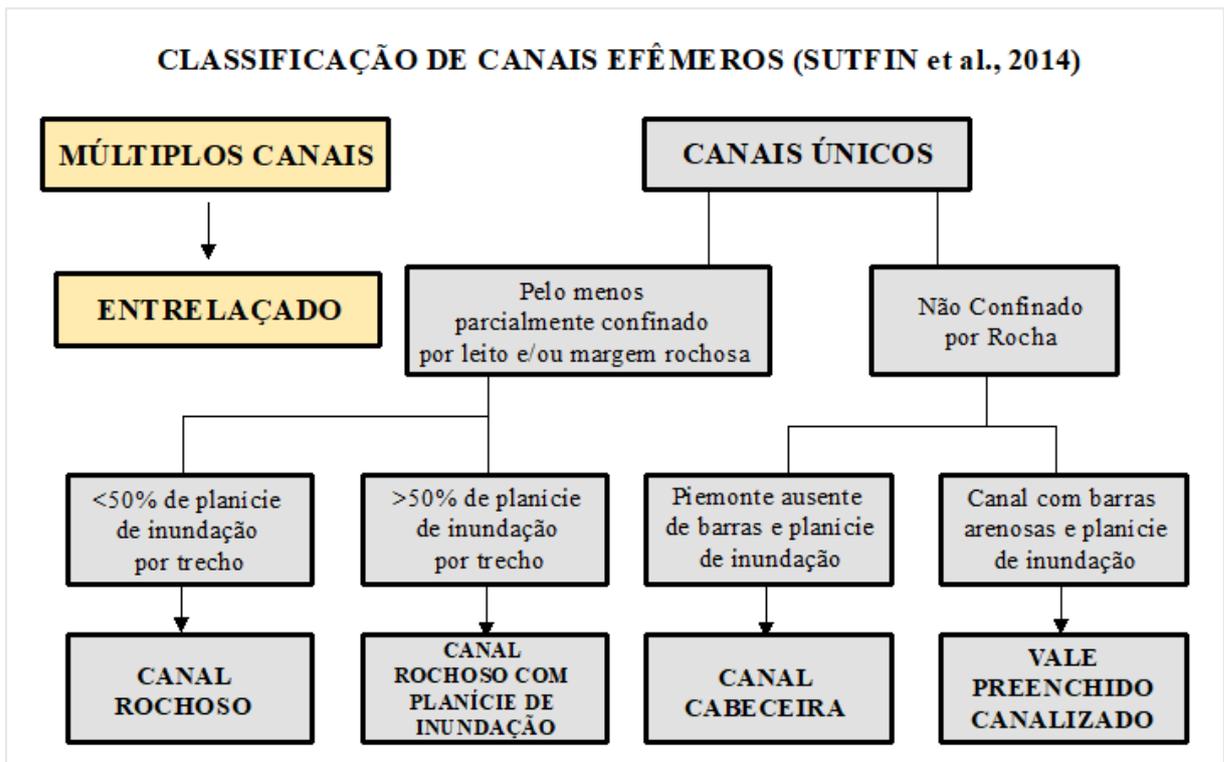
Considerando a complexidade dos ambientes fluviais, propostas que visam a compreensão desses ambientes fazem-se necessárias, sobretudo na obtenção de respostas eficazes aos programas de planejamento e gestão ambiental/recursos hídricos. Nesse sentido, estudos voltados para a classificação fluvial foram bastante difundidos na geomorfologia. Muitos autores sugeriram esquemas de classificação de rios, seja considerando os seus aspectos paisagísticos, morfológicos ou hidrossedimentológicos.

Como pioneiros na definição de uma tipologia fluvial, Horton (1945) e Strahler (1952; 1957) propuseram a classificação de rios a partir da ordenação do fluxo de drenagem. Leopold e Wolman (1957) consideraram em sua classificação a morfologia dos canais em planta, distribuindo-os em retilíneos, anastomosados e meândricos; classes que refletem uma combinação de fatores litológicos e hidráulicos. Enquanto Schumm (1963; 1981) incluiu em sua proposta o índice de sinuosidade, classificando os canais em meandrantas, transicionais e retos. Na tentativa de aperfeiçoar a tipologia proposta por Leopold e Wolman (1957), Kellerhals et al. (1976) ampliaram a classificação criando um sistema que integra as características do vale fluvial, incluindo os padrões de canal em planta, ilhas, barras de canal e textura do leito.

A aplicação de sistemas de tipologias de canais também foi defendida por Rosgen (1994). O autor, ao considerar a complexidade da dinâmica dos sistemas fluviais, propõe uma classificação de rios que integra um conjunto de variáveis (padrão de canal, grau de entrenchamento, relação entre largura e profundidade, índice de sinuosidade, declividade e tipo de material do leito), que se relacionam entre si, em três níveis de análise, incluindo noções de ajustes de canal. Do mesmo modo, outras classificações foram propostas considerando variáveis morfológicas e hidrossedimentológicas, como as de Whiting e Bradley (1993), Woolfe e Balzary (1996), Nanson e Croke (1992) e Miall (1996).

Para ambientes de terras secas, Sutfin et al. (2014) ressaltam a importância de uma classificação dedicada aos canais efêmeros. Os autores sinalizam para o equívoco de tentar adaptar tipologias de canais intermitentes aos canais efêmeros, visto que não contemplam as características geomórficas dos rios de terras secas. Portanto, os autores propõem uma classificação de canais efêmeros com base em suas características físicas, especificamente a geometria do canal (figura 2).

Figura 2 - Fluxograma de Classificação de Canais Efêmeros

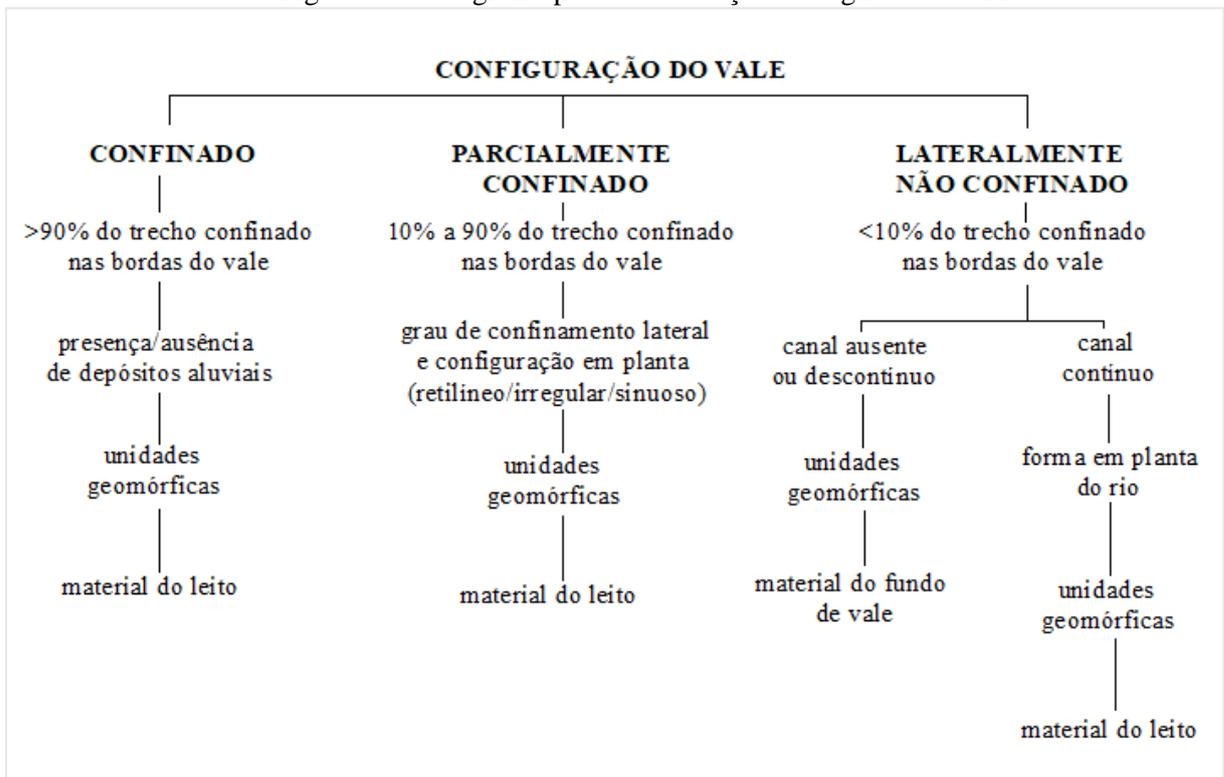


Fonte: SUTFIN et al. (2014)

Atualmente, insere-se na perspectiva de tipologia fluvial a proposta teórico-metodológica de Estilos Fluviais, que fornece um modelo geomorfológico que visa o

entendimento do comportamento e evolução do sistema fluvial em escala local (BRIERLEY et al., 2002; FRYIRS e BRIERLEY, 2009; SOUZA, 2014). Trata-se da classificação de segmentos de rio (figura 3), caracterizando-os a partir de um conjunto comum de características geomorfológicas e hidrodinâmicas, distinguindo de forma sistemática o comportamento e o caráter dos tipos fluviais (LIMA e MARÇAL, 2013). Uma classificação que permite identificar as relações entre os processos e formas ao longo dos rios, em seus diferentes segmentos, baseando-se na perspectiva de que estes ocupam um lugar dentro do contexto paisagístico da bacia fluvial, de tal maneira que um rio pode apresentar diferentes estilos, conforme a interação de cada segmento de modo particular com a paisagem (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Figura 3 - Fluxograma para Classificação de Segmentos de Rios



Fonte: BRIERLEY e FRYIRS (2005)

Desse modo, a proposta cria um panorama da estrutura da paisagem fluvial, que registra o caráter e comportamento de um rio, oferecendo avaliação geomórfica dos seus padrões espaciais e evolutivos a partir de uma análise focada na bacia de drenagem, considerada um conjunto próprio de atributos, que incluem a compartimentação geomorfológica, característica do vale, forma em planta do canal, geometria do canal, unidades geomórficas da bacia e textura do leito do rio (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; CORRÊA et al., 2009; LIMA e MARÇAL, 2013). Logo, cria-se um banco de dados com um conjunto de informações integradas para a

compreensão das formas, processos e ligações nos canais fluviais, oferecendo uma base para a previsão futura do comportamento do rio (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

Seguindo a metodologia de estilos fluviais, Brierley et al. (2002) aplicaram-na em bacias costeiras de New South Wales, na Austrália. No Brasil, Lima e Marçal (2013) analisaram as tipologias fluviais na bacia do rio Macaé – RJ contextualizando-as ao processo de evolução da paisagem a partir da metodologia de classificação dos estilos fluviais. Kleina et al. (2014) utilizaram a metodologia identificando as feições fluviais no Rio Sagrado – Paraná e as suas tipologias, com a finalidade de compreender o comportamento do rio em questão. Nas terras secas do Nordeste brasileiro a metodologia foi aplicada por Corrêa et al. (2009), Souza e Corrêa (2012), Almeida (2015), Souza et al. (2016), Maia (2016), Almeida (2017), Santos (2017) e Barros (2018).

Apesar de ainda serem raros, os estudos que incentivam a aplicação da proposta de Estilos Fluviais em regiões semiáridas devem ser destacados, pelo fato de apresentarem uma nova cadeia de informações sobre a dinâmica dos rios e da paisagem no contexto de semiaridez. A partir disto, o presente estudo, defende a aplicação dos Estilos Fluviais ao estudo da paisagem em regiões semiáridas no Nordeste Brasileiro, constituindo-se uma base para a identificação de elementos morfológicos deposicionais, além da possibilidade de aplicação da metodologia para fins de conservação/reabilitação de canais fluviais.

2.2 A DINÂMICA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E CONECTIVIDADE DA PAISAGEM

A geomorfologia fluvial vem assumindo relevância no âmbito prático entre as ciências contemporâneas, valorizando as diversas relações e dinâmicas da paisagem através do papel modelador dos rios, buscando elucidar as formas fluviais a fim de compreender os processos formativos e a previsão de mudanças, a partir de análises em diferentes escalas espaciais e temporais dentro da perspectiva de sistemas complexos (THORNDYCRAFT, et al., 2007; ALMEIDA, 2017).

A abordagem de sistemas complexos é utilizada para elucidar a dinâmica fluvial, sobretudo no que se refere à transferência de fluxo e sedimentos em bacias fluviais (BRACKEN et al., 2015). Nesse sentido, Brunnsden e Thornes (1979) inserem o conceito de conectividade na geomorfologia, aplicado aos sistemas fluviais, a partir da proposta de sensibilidade da paisagem, onde se apresenta o conceito de ligação com base na ideia de relação entre a força de

perturbação e a resistência do sistema. A força de perturbação se refere à energia dos controles do sistema, como a dinâmica climática, a tectônica e o fator antrópico. Enquanto a força de resistência trata-se da capacidade de um sistema resistir a alterações no seu estado inicial após perturbação (BRUNSDEN e THORNES, 1979; MATTOS e PEREZ FILHO, 2004; SOUZA, 2014; ALMEIDA et al., 2018). De acordo com esta proposição, o sistema é considerado ligado (*coupled*), quando há livre transmissão de energia e matéria entre os seus compartimentos, desligado (*decoupled*), quando a transmissão é interrompida temporariamente devido a alguma forma de barramento/impedimento, que pode vir a ser rompido, e não ligado (*not coupled*), quando não há ligação entre os seus compartimentos, em razão de descontinuidades entre os processos (HARVEY, 2002; BARROS et al., 2010; SOUZA, 2014).

Essas ligações podem atuar em diferentes escalas espaciais: locais, zonais ou regionais. A escala local compreende as ligações dentro de uma ou duas zonas adjacentes no sistema fluvial, de tal modo, está relacionada às relações entre as ligações internas das encostas, entre a encosta e o canal, os tributários e o canal principal além das ligações no próprio canal. Atribuem-se às ligações zonais, as relações entre duas zonas do sistema fluvial; e as ligações regionais se referem aos elementos que afetam todo o sistema (BARROS et al., 2010; SOUZA, 2014; SOUZA et al., 2014). Portanto, os controles nas ligações locais estão relacionados a mudanças ambientais que afetam a transmissão, enquanto na escala zonal, o controle é exercido por mudanças climáticas, alterando o nível de base, ao passo que na escala regional, os controles são de ordem tectônica (HARVEY, 2002).

No sistema fluvial, a ideia de ligação refere-se à capacidade de transmissão de energia e matéria entre os compartimentos da paisagem (BRIERLEY et al., 2006; WOHL et al., 2017). Fryirs e Brierley (2013) apontam a conectividade da paisagem como controle primário entre os fluxos de água e sedimento em bacias fluviais, apresentando distintas ligações controladas por diferentes processos em cada compartimento do sistema. Assim, compreende-se as ligações a partir de três dimensões espaciais: as ligações longitudinais, laterais e/ou verticais.

As ligações longitudinais estão relacionadas à própria rede de canais, em ligações montante-jusante e entre canal principal e tributários, refletindo a capacidade de transporte de diferentes frações de sedimentos ao longo do curso. Atribuem-se à transferência de fluxo pelo sistema e à capacidade dos canais em transferir e acumular sedimentos no vale fluvial (BRIERLEY, et al., 2006; FRYIRS et al., 2007a; FRYIRS e BRIERLEY, 2013; SOUZA et al., 2016; NICOLL e BRIERLEY, 2017). As ligações laterais estabelecem a relação entre a rede de canais e o restante da paisagem ao seu redor, incluindo as relações canal-encosta e canal-planície de inundação (*floodplain*). A conectividade entre encosta-canal registra a frequência

com que os processos no canal retrabalharão os materiais derivados das encostas. Neste ponto, em sistemas conectados, os sedimentos são transferidos diretamente das encostas para a rede de canais, enquanto em sistemas desconectados, os materiais são estocados, por diferentes intervalos de tempo, em várias feições entre a encosta e o canal. Já as ligações entre canal-planície de inundação estão relacionadas com a frequência e a magnitude dos eventos hidrológicos (BRIERLEY, et al., 2006; FRYIRS & BRIERLEY, 2013; FRYIRS, 2013). As ligações verticais, por seu turno, refletem as interações de água e sedimento entre superfície e subsuperfície.

Estas ligações podem ser rompidas por diferentes bloqueios (figuras 4 e 5): os *buffers*, *barriers*, *blankets*; ou impulsionadas através dos *boosters*, que são feições que podem impulsionar a transmissão de energia e matéria numa bacia fluvial (FRYIRS, et al., 2007a). Rompendo as ligações laterais, os *buffers*, são formas que atuam impedindo os sedimentos de adentrarem a rede de canais (BRIERLEY, et al., 2006; FRYIRS, 2013). Os *barriers* são formas que rompem as ligações longitudinais, e atuam sobre o nível de base ou leito do canal e são feições relativamente localizadas e frequentemente retrabalhadas. Os sedimentos estocados, em alguns casos, são transitórios e residem na paisagem durante curto período, em outros casos, são feições permanentes, que necessitam da ação dos eventos extremos para serem retrabalhadas (BRIERLEY, et al., 2006; FRYIRS, 2013).

As ligações verticais, são controladas pela textura do material do leito e pelo regime de transporte do canal; assim segundo Fryirs (2013), estas ligações estão associadas às características dos solos e as relações entre o fluxo em superfície, sub-superfície e subterrâneo. Rompendo as ligações verticais, os *blankets* são feições que irão “sufocar” as demais feições, protegendo as formas do retrabalhamento e removendo temporariamente os sedimentos estocados (BRIERLEY, et al., 2006; FRYIRS, 2013).

Estes bloqueios/impedimentos tratam-se de feições geomorfológicas naturais e/ou antrópicas, que dificultam a conexão de fluxo e sedimento entre os compartimentos do sistema fluvial. O entendimento da dinâmica e dos processos fluviais que geram essas formas, auxilia na solução de problemas relacionados ao transporte e deposição de sedimentos. Esses sedimentos que são transportados, removidos ou estocados, quando em constante dinâmica podem ser erodidos e retrabalhados (FRYIRS, 2013). Essa dinâmica é importante para entender como a conectividade se manifesta entre os compartimentos da paisagem, ora por contato físico, ora por transferência de energia e matéria entre compartimentos, até então desconectados. Portanto, a desconectividade representa um fator de limitação quanto à eficiência nas relações

de transferência de energia e matéria dentro do sistema (BRIERLEY, et al., 2006; FRIYRS, 2013).

Figura 4 - Impedimentos antrópicos atuando como barreira (*barriers*)



Acervo da autora. Dezembro/2014

Figura 5 - Bloqueios. A – Planície de inundação atuando como *buffer* e *blanket*. B – Estrada e cerca atuando como *barrier*. Seta azul indica a direção de fluxo.



Acervo da autora. Outubro/2019

A desconectividade espacial da transmissão de fluxo e sedimento depende da posição das formas de bloqueio dentro de uma bacia, que inibem o transporte de sedimentos à jusante. Isto envolve a análise da posição e distribuição dos *buffers*, *barriers* e *blankets* num sistema fluvial para determinar o grau em que atuarão desconectando os compartimentos na bacia fluvial, e por consequência diminuindo a oferta de água e sedimento, modificando a área de captação efetiva (*effective catchment area*). Ou seja, a área de captação efetiva é a área que contribui diretamente, ou por onde os sedimentos são transportados ao longo da rede de canais (HARVEY, 2002; FRYIRS et al., 2007a; FRYIRS, 2013), refletindo o grau em que o sistema é longitudinalmente, lateralmente e/ou verticalmente conectado.

Souza (2014) destaca a diferente atuação dos impedimentos em resposta a eventos de magnitudes e frequências variadas. De tal modo, a área de captação efetiva varia de acordo com os processos que operam em diferentes escalas temporais, relacionados à magnitude e frequência dos eventos de entrada de energia. Assim, a escala de tempo efetivo (*effective timescale*) refere-se à frequência dos eventos capazes de romper os bloqueios/impedimentos (FRYIRS, et al., 2007a; FRYIRS, 2013; SOUZA, 2014). Nesse caso, é necessária a compreensão do comportamento temporal e espacial da conectividade da paisagem, avaliando os diferentes cenários na área de captação efetiva em relação aos diferentes eventos efetivos e escala de tempo efetiva. Enfim, a conectividade estará relacionada com a velocidade e transmissão de mudanças, desta forma, em sistemas altamente conectados, os efeitos das alterações se manifestam de forma relativamente rápida, entretanto, em sistemas desconectados, as mudanças são absorvidas ou suprimidas no sistema, parcialmente ou completamente (FRYIRS, et al., 2007a; SOUZA, 2014).

Souza (2014) ressalta a complexidade de trabalhar a conectividade da paisagem em ambientes semiáridos, devido à escassez de eventos chuvosos capazes de gerar escoamento superficial, e por consequência transporte de água e sedimentos. Desse modo os impedimentos determinarão a capacidade com que cada compartimento do sistema transmite o fluxo por dado intervalo de tempo, logo, mudanças na distribuição e características dos impedimentos provocam alterações na transmissão de fluxo de sedimentos (SOUZA, 2014). Em vista disso, a aplicação de estudos que tenham a conectividade da paisagem como foco de análise em regiões secas, como o semiárido nordestino, faz-se necessária também para a eficácia no gerenciamento e planejamento dos recursos hídricos locais, compreendendo a dinâmica e a complexidade do sistema fluvial, sobretudo no que se refere à transmissão de fluxo e sedimentos, e identificação de ambientes de retenção de material.

2.2.1 Modelo Fluvial de Sedimentação em Cascata

O modelo de sedimentação em cascata se refere à continuidade no transporte de sedimentos dentro do sistema geomorfológico, seja na relação encosta-canal ou canal-canal (BURT e ALLISON, 2010; BARROS, 2018). Baseando-se na premissa de que os sedimentos preenchem pequenas bacias de acumulação presentes em um sistema geomorfológico, e permanecem estocados até que ocorra um novo *input* de energia capaz de remobilizar os materiais antes aprisionados até o nível de base (LANG e HONSCHEITT, 1999).

No sistema fluvial, o local onde os sedimentos serão armazenados e o tipo de feição criada são controlados pelos espaços de acomodação disponíveis nos vales, onde os sedimentos podem ser aprisionados por diferentes tempos de residência (FERGUSON, 1981; FRYIRS, 2013). Por exemplo, nos vales aluviais pode-se desenvolver diferentes morfologias de armazenamento de sedimentos. Nos vales confinados e parcialmente confinados, o espaço de acomodação é limitado, formando reservas transitórias de sedimentos. Nesse sentido, a configuração da paisagem é, portanto, um controle importante sobre o local e frequência em que os sedimentos são estocados e retrabalhados (FRYIRS, 2013).

Fryirs e Brierley (2001) consideraram as áreas de estocagem de sedimentos como formas de relevo transitórias ou sumidouros, onde as primeiras se referem às morfologias intermitentes que são retrabalhadas recorrentemente, como as barras arenosas, enquanto os sumidouros são zonas de armazenamento com maior grau de permanência, onde os sedimentos residem por períodos consideráveis na paisagem, como as planícies de inundação e terraços.

No ambiente de terras secas, onde os *inputs* climáticos são irregulares e pulsáteis, o modelo de sedimentação em cascata nem sempre ocorrerá completamente (BARROS, 2018). Assim, há grandes diferenças no balanço entre erosão e distribuição de sedimentos, ou seja, nem todo material produzido consegue atingir o nível de base, e a evacuação das áreas de acumulação não é completa. Isto é, o modelo de sedimentação em cascata em ambientes semiáridos tende a ser incompleto mesmo dentro de uma longa escala temporal, o que mantém a desconexão das paisagens também inseridas nesse contexto cronológico (GRAF, 1983; TRIMBLE 2010; BARROS, 2018).

Ainda deve-se considerar quanto ao *continuum* previsto pelo modelo de sedimentação em cascata as modificações antropogênicas, como os reservatórios ou represamentos, que restringem a continuidade de transmissão dos sedimentos no sistema fluvial (FYIRS et al., 2007; FOSTER, 2010; TRIMBLE, 2010; LEWIN, 2013; JOYCE, et al., 2018). A presença de reservatórios/barramentos na alta bacia interrompe o fornecimento de sedimentos das cabeceiras e influencia o potencial de transporte dos mesmos à jusante, reduzindo assim as

interações dentro do sistema (PETTS e THOMS, 1986; KONDOLF, 1997; JOYCE, 2018). Conseqüentemente, a conectividade e o potencial de armazenamento de sedimentos durante eventos extremos são fortemente modificados pelas atividades antropogênicas (WOHL, 2015).

2.2.2 Plainos Aluviais Antropogênicos

Fundamentado na ideia central de que a conectividade da paisagem está relacionada à capacidade de interações de fluxo e sedimentos entre os diferentes compartimentos de relevo, admite-se que o cenário contrário à livre circulação de fluxo é imposto, na maioria das vezes, por barramentos, sejam de ordem natural ou antrópicos, engendrando novas formas fluviais associadas. No semiárido nordestino, tais formas fluviais encontram-se associadas a esses tipos de bloqueios, como os vales preenchidos e/ou plainos aluviais, resultantes das atividades antrópicas sobre os leitos dos rios (SOUZA e CORRÊA, 2012; ALMEIDA, 2017).

Nesse sentido, admite-se as interações antrópicas como agentes geomorfológicos que cumprem um papel na modelagem da paisagem, mesmo que em escala e magnitude diferentes dos fatores estruturais/tectônicos e climáticos (TAROLLI & SOFIA, 2016). As ações antrópicas se inserem no sistema como uma forma de perturbação, alterando a distribuição espacial e temporal de formas e processos. Essas ações se configuram entre formas diretas ou indiretas de romper a conectividade no sistema fluvial. Por exemplo, a ação direta visa controlar e estabilizar o suprimento de água e minimizar os efeitos das enchentes, como a instalação de barramentos/represamentos, que detêm o fluxo longitudinal, represando sedimentos e alterando o nível de base local. Enquanto a ação indireta envolve o uso da terra sobre os pedimentos e interflúvios, interferindo no fluxo de sedimentos incorporados ao canal (CORRÊA, 2011).

Nas terras secas, os esforços para garantir o abastecimento de água, o controle de fluxo e programas de irrigação, têm alterado a variabilidade natural da transferência de fluxo (FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Dos impactos antrópicos diretos nos rios de terras secas, o mais significativo é a construção de barramentos, reproduzindo bloqueios longitudinais, com perturbação pontual, que fragmenta grande parte dos rios semiáridos. Apesar de pontuais, essas intervenções induzem efeitos consideráveis fora do local, alterando o caráter e comportamento do canal (GRAF, 1988; FRYIRS & BRIERLEY, 2013; SMITH et al., 2016). A instalação de um barramento causa uma série de ajustes no sistema fluvial, que promovem uma instabilidade geomorfológica, criando níveis de base artificiais sujeitos ao aumento local das taxas de sedimentação à montante e diminuição da disponibilidade de sedimentos e entrincheiramento do canal à jusante (GRAF, 1988; MEYBECK e VÖRÖSMARTY, 2005).

Nesse sentido, Gell et al. (2009) apontam que a contribuição de sedimentos a serem transportados entre o canal principal e os seus tributários e/ou para os plainos aluviais é influenciada pelo grau de conectividade entre eles. Para Ward e Stanford (1995) e Frazier e Page (2006) a construção de barramentos modifica, interrompe ou destrói a ligação canal-canal e canal-planície de inundação. Portanto, a gênese dos plainos aluviais também reflete a história de transformação do uso da terra (CORRÊA, 2011; VERSTRAETEN et al., 2017), e as morfologias resultantes são tidas como plainos aluviais antropogênicos.

Os plainos aluviais representam uma parte significativa da paisagem fluvial (MARREN et al., 2014), onde se inserem como importantes componentes dos sistemas de bacias hidrográficas, uma vez que afetam o armazenamento à jusante e a transferência de fluxo, além de servirem como fontes e sumidouros temporários para sedimentos fornecidos pelos sistemas fluviais (KNOX, 2006).

Os plainos aluviais antropogênicos têm sua gênese associada a um conjunto de processos geomórficos, tanto fluviais, quanto lacustres, que incluem a combinação de fluxos dentro do canal e suas margens, assumindo formas e distribuições características (GRAF, 1988; MARREN et al., 2014). Ao encontrar a parede do barramento, os sedimentos se depositam semelhantes ao processo morfogenético de formação de um *floodout*/delta, com distribuição em granodecrescência ascendente. O processo de sedimentação ocorre em camadas que se inclinam suavemente para jusante, onde o fluxo transporta a maioria dos materiais para o interior do reservatório. Nesse sentido, a topografia exerce forte influência sobre os locais de deposição, preenchendo primeiro as porções mais profundas no leito do barramento (GRAF, 1988).

Marren et al. (2014) discutem que ainda há relativamente poucos estudos que investigaram especificamente o impacto de barragens na morfogênese dos plainos aluviais. Para os autores, os dois principais fatores de mudança para os sistemas fluviais em resposta aos barramentos são mudanças no regime de fluxo e no aporte de sedimentos. Essas mudanças estão bem estabelecidas na literatura primária sobre os impactos das barragens.

2.3 O ESTUDO DA DINÂMICA FLUVIAL A PARTIR DA MORFOESTRATIGRAFIA DE RADAR

2.3.1 Morfoestratigrafia e a Interpretação da Paisagem: estudo das sequências estratigráficas dos depósitos fluviais

O estudo das sequências estratigráficas foi desenvolvido inicialmente em depósitos marinhos e em seguida foi ampliado aos estudos de depósitos fluviais costeiros e continentais (SCHERER, 2008; MIAL, 2014). A interpretação de sistemas deposicionais fluviais é essencial para a compreensão dos processos sedimentares que atuaram no canal e no interflúvio. Portanto, a compreensão dos processos sedimentares depende da interpretação/análise/reconhecimento de fácies (SUGUIO e BIGARELLA, 1979), visto que as fácies representam processos sedimentares específicos que correspondem a diferentes contextos deposicionais (SCHERER, 2008).

Os depósitos aluviais frequentemente exibem subcomponentes definíveis, ou fácies, que têm características diretamente relacionadas aos processos que as produziram (GRAF, 1988). Conforme constatou-se a complexidade dos depósitos sedimentares, relacionada aos diferentes estilos fluviais, constatou-se que a análise de perfis verticais se tornou obsoleta, o que levou Miall (1985) a propor uma análise faciológica tomando por base a construção de seções laterais dos depósitos, envolvendo assim uma análise detalhada de fácies, das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais presentes nas formas deposicionais associadas a determinado estilo fluvial. Sendo assim, o reconhecimento dos estilos fluviais e os controles que os determinam assumem importância na interpretação da arquitetura deposicional dos sedimentos (MIAL, 1996; MIAL, 2014).

Evidências sedimentológicas ao longo dos rios de terras secas fornecem indicadores dos processos deposicionais que remetem a um passado geológico muito recente (GRAF, 1988), ao passo que a interpretação da arquitetura deposicional fluvial dá-se em diferentes escalas no tempo e no espaço (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; MIAL, 2014). Miall (2014) reconhece diferentes escalas de análise aos estudos geomorfológicos e estratigráficos: a) a formação dos continentes, bacias e sucessões de vales preenchidos ao longo de milhões de anos; b) depósitos sob os efeitos do tectonismo e das mudanças climáticas em escalas de tempo de 10^4 - 10^7 anos; c) a evolução dos sistemas deposicionais, através de processos geomorfológicos em uma escala de tempo de dezenas a centenas de milhares de anos; e d) a formação de feições e ciclos agradacionais locais em resposta a processos diários e sazonais e eventos dinâmicos.

Para Fryirs e Brierley (2013), os princípios hierárquicos devem ser aplicados para auxiliar na interpretação das sequências sedimentares, e assim definem várias escalas de feições deposicionais. Para os autores, a importância interpretativa dessas escalas de feições reflete os controles sobre processos pelos quais os materiais foram depositados (escala de feições), através de controles sobre a forma em que os processos de canal e de planícies de inundação interagem em fundos de vale (unidades geomorfológicas), por meio de controles de longo prazo

sobre os materiais que foram retrabalhados e o potencial associado à preservação de unidades deposicionais (vales preenchidos e escalas de bacia). À medida que, os processos que depositam feições/formas individuais refletem as condições de fluxo instantâneos, os vales preenchidos refletem a evolução do sistema a longo prazo em resposta aos eventos de perturbação, como os de ordem tectônica, resultantes das alterações climáticas e da mudança no nível de base.

A análise de unidades deposicionais/elementos arquiteturais na escala de unidades geomórficas é a ferramenta chave para interpretação das relações processo-forma que refletem o tipo fluvial sob análise. Logo, a análise do conjunto de fácies que compõe as unidades geomórficas individuais, pode ser utilizada para avaliar o histórico dos eventos deposicionais que as criaram (MIALL, 1985; FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Ou seja, os elementos arquiteturais representam um processo particular ou conjunto de processos que atuam sob um sistema deposicional (MIALL, 1985; MIALL, 1996; MIALL, 2014; SCHERER, 2008).

Assim, Miall (1996) define alguns elementos arquiteturais associados aos sistemas fluviais, como depósitos de acreção lateral, marcados por superfícies inclinadas em direção às porções internas do canal, apresentando conjuntos de estratos de geometria sigmoidal, e normalmente granodecrescência ascendente; depósitos de acreção frontal, que representam barras ou complexos de barras longitudinais, apresentando estratos cruzados simples ou estratos cruzados compostos; além de depósitos de diques marginais, canais de *crevasse*, planícies de inundação, canais abandonados, entre outros. Dessa forma, Scherer (2008) ressalta que a interpretação detalhada dos elementos arquiteturais e suas superfícies limítrofes permite inferir com precisão mais robusta os processos deposicionais dominantes.

Por superfícies limítrofes, na estratigrafia de sequências, entende-se como superfícies que separam os eventos deposicionais, ou seja, superfícies erosivas, representando mudanças na dinâmica sedimentar do sistema, que no caso dos sistemas fluviais continentais são resultado de eventos de ordem tectônica, climática ou por influxo sedimentar, exercendo controle na taxa de criação ou destruição do espaço de acomodação (BLUM e TÖRNQVIST, 2000).

Com a intenção de auxiliar e fornecer dados mais robustos à análise arquitetural dos depósitos sedimentares, novas tecnologias foram aplicadas a este tipo de estudo, como o reconhecimento de fácies através de radar, visto que ambientes deposicionais específicos produzem diferentes padrões de reflexão (fácies de radar). Assim, a estratigrafia de radar visa reconhecer as fácies de radar características e correlacioná-las com os ambientes deposicionais específicos (figura 6).

Figura 6 - Fácies de radar e suas possíveis interpretações aplicada aos depósitos fluviais

	GPR FACIES	INTERPRETAÇÃO
1	 Reflexão livre	1. Sinal atenuado 2. Preenchimento glacial
2	 Difrações caóticas contínuas	Leito rochoso
3	 Difrações caóticas descontínuas	Leque aluvial com cascalhos
4	 Difrações caóticas alta frequência	Ruídos: canos, raízes, etc.
5	 Refletores descontínuos	Depósitos aluviais 1. canais rasos - fluxo em lençol 2. matriz fluxo de detritos
6	 Refletores planos e contínuos	Planícies de inundação Preenchimento fluxo em lençol
7	 Caótico pouco definido	Planície de inundação preenchimento misto
8	 Refletor acanalado	Canal Preenchido
9	 Oblíquo	Delta foresets
10	 Sigmoidal	Planícies de inundação modernas acrecção de barras laterais

Adaptado de Ékes e Friele, 2003

2.3.2 A Morfoestratigrafia de Radar

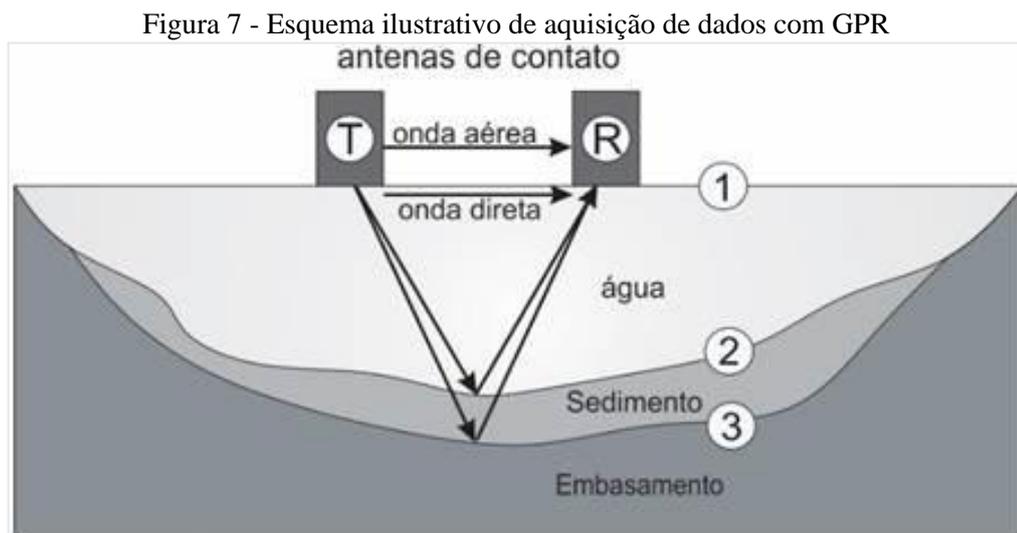
Atrativos economicamente, os sistemas deposicionais fluviais apresentam uma gama de possibilidades, como a manutenção de reservatórios petrolíferos (GAUW, 2007), aplicação de barragens subterrâneas (LIMA et al., 2009), além da instalação de poços rasos para o abastecimento alternativo de água em regiões secas. À vista disso, faz-se necessário o entendimento das heterogeneidades de tais depósitos, destacando sobretudo detalhes como a sua dimensão, geometria e textura dos sedimentos.

Nesse sentido, o Radar de Penetração no Solo (GPR – *Ground Penetrating Radar*) constitui um avanço tecnológico no estudo das sequências sedimentares, que antes se limitavam a correlações provenientes de dados de poços, afloramentos ou trincheiras rasas (GAUW, 2007). Beres e Haeni (1991) destacam o GPR como um dos métodos geofísicos de superfície mais promissores para uso em estudos de mapeamento hidrogeológicos e superficiais, por permitir a criação de um modelo realístico e tridimensional dos depósitos sedimentares. O GPR é uma ferramenta geofísica com a finalidade de detectar e identificar estruturas, quer abaixo da superfície natural ou antrópica. Bristow e Jol (2003) enfatizam a utilização do GPR para estudos

estratigráficos, gerando perfis de alta resolução que ajudam na determinação da arquitetura deposicional, da geometria dos corpos sedimentares e quantificação de suas estruturas.

A aquisição de dados de subsuperfície por GPR é aplicada a uma ampla gama de pesquisas de cunho técnico e científico, por constituir um método não-invasivo para o mapeamento das características deposicionais em profundidade (DAVIS e ANNAN, 1986; MOORMAN et al., 1991; MIAL, 1996), aumentando o conhecimento dos padrões das superfícies subterrâneas e suas descontinuidades (PRINZIO, et al., 2010). A técnica funciona com a emissão de ondas, em curtos pulsos e envolve a transmissão de impulsos eletromagnéticos de alta frequência por uma antena transmissora. As ondas são refletidas e difratadas em subsuperfície e recebidas de volta pela antena receptora (ANNAN, 1992), como demonstrado na figura 7. A propagação das ondas emitidas pelas antenas transmissoras depende das propriedades elétricas dos materiais depositados, como condutividade elétrica, permissividade elétrica e permeabilidade magnética (GAUW, 2007).

As reflexões ocorrem na interface de camadas contrastantes entre as propriedades elétricas, e a profundidade de penetração depende da atenuação do sinal. Várias aplicações têm demonstrado a capacidade da ferramenta para mapear detalhes arquiteturais dos depósitos fluviais em profundidades de até 30 m, com resolução tão alta quanto 10 cm (MIAL, 1996). A profundidade da sondagem está relacionada com a frequência das antenas utilizadas, sendo assim, antenas de menor frequência apresentam maior penetração, porém tem menor resolução.



Fonte: FARIA (2016)

A definição da frequência da antena se dá em função do objetivo do levantamento a ser realizado. Gauw (2007) constatou a aplicabilidade das antenas de 200 e 400 MHz para o

mapeamento de depósitos fluviais recentes, apresentando imagens de perfis de alta resolução da subsuperfície rasa. Enfatizou ainda a potencialidade do uso aos pacotes sedimentares fluviais por tratar-se de um método não invasivo, georreferenciado e contínuo.

Desse modo, além da destacada potencialidade do GPR em caracterizar a geometria 2D e 3D dos depósitos fluviais para fins ambientais e socioeconômicos, agrega-se também a viabilidade de utilização nos estudos de reconstrução paleoambiental. O GPR deve levar à reconstrução das estruturas paleoflúvias, através do reconhecimento de paleocanais e a determinação de suas dimensões, que são necessárias para reconstruir as características do sistema fluvial. Porém, a reconstrução sedimentológica e paleohidrológica pode ser dificultada pela presença de descontinuidades ou escassez de dados nas seções transversais quase contínuas de GPR (VANDENBERGHE e OVERMEEREN, 1999). Com a melhoria dos dados geocronológicos e mapeamento das descontinuidades sedimentares é possível ter uma melhor caracterização das sequências deposicionais e a determinação de sua extensão espacial. Assim sendo, a datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) e a datação por ^{14}C podem auxiliar diretamente na interpretação dos eventos deposicionais (MIALL, 2014).

2.3.3 Panorama dos Estudos sobre Radar de Penetração no Solo em Depósitos Fluviais

Os estudos que relacionam a utilização radar de penetração no solo aos depósitos fluviais são considerados recentes na literatura, nacional e internacional, marcando o avanço tecnológico nas pesquisas morfoestratigráficas e suas diferentes aplicações no meio científico. Assim como Leclerc e Hickin (1997) que realizaram um estudo sobre depósitos de planícies de inundação utilizando radar de penetração no solo (GPR) no North Thompson River, no Canadá, Vandenberghe e Overmeeren (1999) utilizaram o radar de penetração no solo (GPR) com o objetivo de caracterizar os padrões de reflexão e avaliar o potencial do método para geração de imagens de depósitos de sedimentos palaeoflúvias na antiga área de confluência do Maas-Rhine no sul da Holanda. Em uma contribuição teórica, Neal (2004) fez uma revisão retratando os princípios, problemas e o progresso na aplicação do GPR na sedimentologia fluvial. Enquanto Patidar et al (2007) utilizaram o GPR para investigar a morfologia fluvial em área de forte controle estrutural, Slowik (2011) elaborou um estudo que teve por objetivo principal a reconstrução do curso natural do rio Obra, na Polônia, utilizando o GPR.

O GPR e suas múltiplas aplicações dentro da perspectiva morfoestratigráfica tem como destaque a sua utilização na caracterização arquitetural tridimensional, como utilizado por Asprion e Aigner (1997) que buscaram compreender a arquitetura sedimentar tridimensional de dois aquíferos análogos no sul da Alemanha, um composto por arenitos aluviais do Triássico

Superior e outro por cascalhos glaciofluviais quaternários. Os autores consideraram os resultados promissores tanto para a aplicação em sedimentos consolidados, quanto inconsolidados, possibilitando a sua utilização para estudos futuros e predição do comportamento hidráulico dos aquíferos sedimentares.

Outras aplicações do GPR para a modelagem arquitetural 3D foram testadas por Heinz e Aigner (2003) para depósitos fluviais quaternários no Sudoeste da Alemanha. Os autores utilizaram perfis de radar para uma caracterização tridimensional e comparação de depósitos de canal anastomosado com leito de cascalho glaciofluvial em zonas de paleodescarga do Würmian Rhine. Os resultados apontaram o uso do GPR como uma técnica adequada para o estudo da arquitetura sedimentar dos vários tipos de depósitos fluviais de composição cascalhosa. Tais dados de GPR permitiram a reconstrução tridimensional detalhada dos elementos deposicionais e seu padrão de deposição. Do mesmo modo, Best et al. (2003) construíram perfis de radar como modo de interpretar a arquitetura aluvial de uma barra arenosa no rio Jamuna, em Bangladesh, enquanto Bridge et al. (1995) buscaram conhecer a estrutura dos depósitos fluviais recentes do rio South Esk, na Escócia.

Leopold et al. (2006) utilizaram o GPR para reconstrução paleohidrológica de regiões áridas. Os autores tiveram como cerne de sua análise, os sedimentos fluviais de um vale fluvial holocênico no noroeste da Namíbia. São destacados no trabalho os terraços de granulometria fina e os canais preenchidos de grãos grosseiros. Os autores usaram perfis de radar em quatro canais com certo grau de complexidade em termos de estruturas sedimentológicas e estratigráficas, e concluíram que os resultados do GPR por si só não resolveram de forma conclusiva a questão da arquitetura dos depósitos. Para os autores faz-se necessária a combinação de dados do GPR, informações geomorfológicas e resultados geocronológicos para uma interpretação robusta. Ékes e Friele (2003) integraram dados geomorfológicos e geocronológicos ao estudo estratigráfico de radar, analisando desse modo a sequência evolutiva de um leque aluvial. Os autores também relacionaram o padrão deposicional à frequência dos eventos de inundação.

Além de dados integrados para uma boa interpretação sobre a reconstrução da paisagem fluvial a partir dos depósitos fluviais faz-se necessário um certo rigor na aquisição e processamento dos dados de GPR. Assim, Woodward et al. (2003) asseveraram que a qualidade das informações obtidas com o GPR para imagear e interpretar a arquitetura sedimentar de depósitos fluviais depende da atenção especial dada às condições de configuração do equipamento e seleção das técnicas e *software* de processamento adequados. Desse modo,

apresentaram um sistema metodológico com parâmetros para análise de radar em ambientes fluviais arenosos, do rio South Saskatchewan, no Canadá.

No Brasil, a morfoestratigrafia de radar é utilizada para diversos fins. Almeida et al. (2011) utilizam o GPR com antenas de 400 e 200 MHz com o objetivo de gerar uma modelagem direta 2D de depósitos predominantemente compostos de cascalho. Para os autores, com essas antenas, os refletores distinguem bem as camadas de areia e cascalho, visto que as camadas compostas por cascalho apresentam no radagrama muitas difrações causadas por seixos e clastos de rochas diferentes. De tal modo, atestam a funcionalidade do GPR em depósitos de sedimentos arenosos de frações granulométricas maiores. Parizzi et al. (2011) também constataram a eficiência do GPR aos estudos em depósitos fluviais ao investigar o assoreamento em um trecho do Rio das Velhas, em Minas Gerais, como subsídio para gestão ambiental e de recursos hídricos com a renaturalização fluvial.

Menezes (2004) utilizou a análise de superfície rasa para o mapeamento de análogos a reservatórios petrolíferos fluviais. O autor integrou dados sedimentológicos, altimétricos e de LIDAR para recompor a arquitetura deposicional tridimensional dos depósitos aluviais, identificando um depósito em lençol e diversas hierarquias de canais amalgamados.

No semiárido, os trabalhos relacionados à aplicação do método GPR estão voltados para a possibilidade de investigação de depósitos aluviais enquanto fonte alternativa ao abastecimento de água. Como Lima et al. (2009) que tiveram como objetivo comprovar a utilização do GPR como ferramenta auxiliar na locação de barragens subterrâneas em aluviões no semiárido brasileiro, atestando a sua eficácia e recomendando a difusão do seu uso em larga escala. Correia et al. (2017) também aplicaram o método GPR para delinear o lençol freático em depósitos fluviais.

A literatura nacional acerca da utilização do radar de penetração no solo aos depósitos fluviais, sobretudo no semiárido, segue bastante restrita apesar da sua eficácia aos estudos de superfície rasa. Então, considera-se premente a necessidade do desenvolvimento de estudos que apliquem o método para a análise da evolução da paisagem fluvial dada a sua potencialidade como descrita nos trabalhos acima mencionados. Não obstante, faz-se necessária a integração de tecnologias que auxiliem e preencham as lacunas de conhecimento nas questões relacionadas ao comportamento e evolução fluvial em terras secas.

3 METODOLOGIA

3.1 ANÁLISE DE TENDÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO

A análise considera a importância dos fatores climáticos no desencadear dos processos fluviais em terras secas (GRAF, 1988), dando enfoque às características e comportamento das precipitações, uma vez que estas controlam a entrada de energia no sistema fluvial a partir da magnitude e frequência dos eventos chuvosos. De tal modo, analisou-se o padrão de precipitação, a partir de dados diários numa série temporal de 30 anos (1988-2018), obtidos através de quatro plataformas de coleta de dados (PCD) espacializadas na área de estudo: duas em Serra Talhada (Estação Serra Talhada e Estação Varzinha) e duas em Flores (Estação Flores e Sítio dos Nunes) (tabela 1), fornecida pelos projetos Agritempo (Sistema de Monitoramento Agrometeorológico) da Embrapa e Hidroweb da ANA (Agência Nacional de Águas). Com base nesses dados foi construída a tendência temporal dos totais anuais de precipitação através de testes estatísticos, como teste de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975; LOPES & SILVA, 2013; QUEIROZ, 2013), em *Software SPSS Statistics 17*, visto que mudanças nas séries hidrológicas representam descontinuidades entre os eventos de cheia, onde predomina o transporte e deposição dos sedimentos em ambiente fluvial. Para essa análise utilizou-se os dados coletados na estação pluviométrica de Serra Talhada, devido à maior quantidade de dados disponíveis. Ainda se considerou os dados diários de precipitação de 1990 a 2019 da estação pluviométrica de Serra Talhada, devido à ausência de falhas nesse período, para o cálculo do Índice de Anomalia de Chuva (ROOY, 1965; BARROS, 2018).

Tabela 1 - Localização das Plataformas de Coleta de Dados

Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Serra Talhada	7°59'10.97''	38°17'53.43''	428
Varzinha	8°1'56.46''	38°7'48.79''	466
Sítio dos Nunes	7°59'21.79''	37°53'14.97''	516
Flores	7°51'52.88''	37°58'34.31''	510

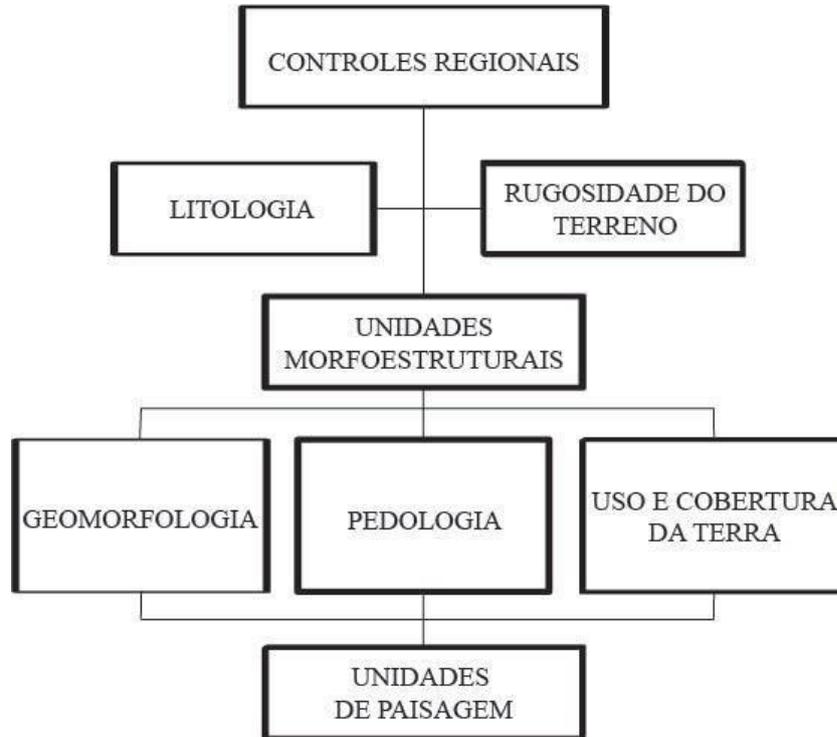
3.2 MAPEAMENTOS

3.2.1 Unidades de Paisagem

O mapeamento das unidades de paisagem na bacia do Riacho Grande buscou construir uma integração da base de dados primários e secundários em escala regional e local (figura 8), utilizando como base a proposta de Cavalcanti (2016), que a partir de uma abordagem sistêmica

e considerando os limites/contrastes naturais da paisagem definiu um modelo de taxonomia para unidades de paisagem no semiárido brasileiro.

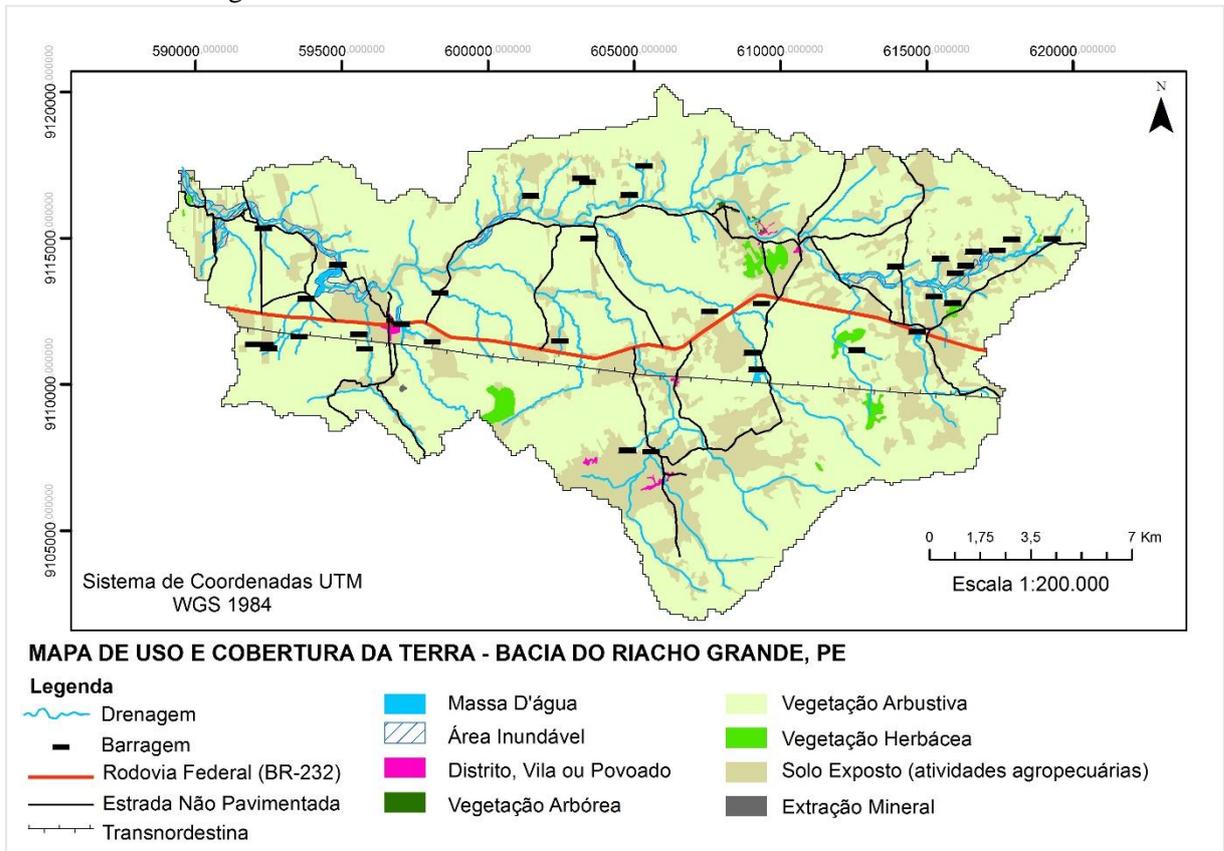
Figura 8 - Fluxograma para definição das Unidades de Paisagem



Adaptado de Cavalcanti (2016)

Entre os dados primários destaca-se o Modelo Digital do Terreno (MDT), do projeto Pernambuco 3D, realizado pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico – Governo do Estado de Pernambuco, em escala 1:5.000 e precisão altimétrica de 25 cm, que serviu de base para análise e atualização de mapeamentos secundários, bem como a geração de perfis topográficos. Entre os dados secundários destacam-se a geologia (CPRM, 2005), geomorfologia (ALMEIDA, 2017), pedologia (OLIVEIRA, 2016), agregando também os dados de cobertura e uso da terra (ALMEIDA et al., 2016) (figura 9).

Figura 9 - Uso e Cobertura da Terra na Bacia do Riacho Grande - PE

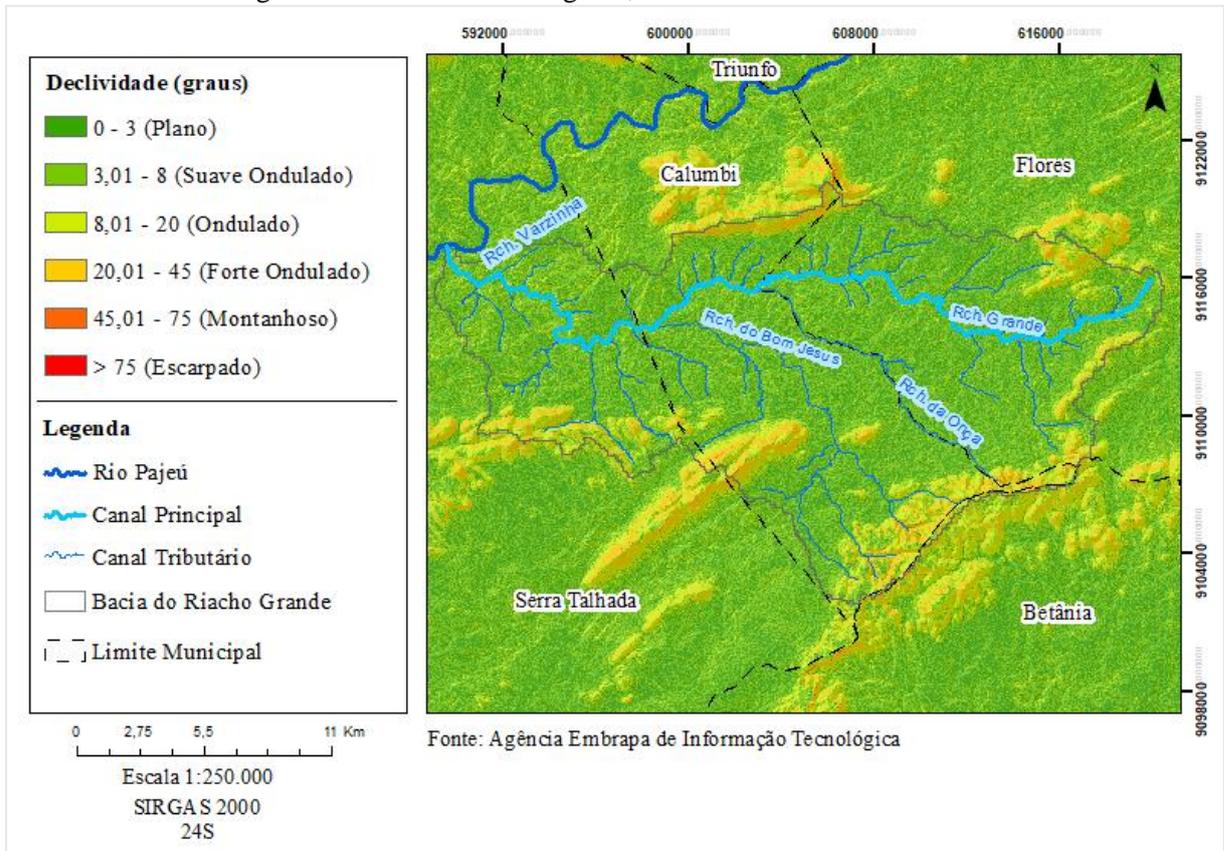


Fonte: ALMEIDA et al. (2016)

3.2.2 Conectividade da Paisagem

A análise da conectividade da paisagem baseou-se na identificação dos elementos naturais e/ou artificiais que influenciam a transmissão de energia e matéria entre os compartimentos da paisagem, tanto impedindo ou diminuindo o fluxo, quanto incrementando-o (FRYIRS, 2007b). Esses elementos são divididos em quatro tipos: *buffers*, *barriers*, *blankets* e *boosters* (FRYIRS, 2007b). A identificação dos elementos desconectantes se realizou, inicialmente a partir da análise dos dados de declividade (figura 10), do mapa geomorfológico de detalhe e do mapeamento da dinâmica de uso e cobertura da terra, ambos propostos por Almeida (2017).

Figura 10 - Declividade em graus, Bacia do Riacho Grande - PE



Org. da autora

Foram inseridas na análise também 4 cenários de evolução e espacialização dos elementos de desconexão, considerando o período de 1988 a 2018, utilizando imagens de satélite Landsat 5 e Landsat 8, visando compreender a dinâmica da conectividade da paisagem e a relação com a morfogênese dos planos aluviais na bacia do Riacho Grande. 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 LANDSAT 5 foram de 26 de novembro de 1988, 19 de setembro para o ano de 1998, 19 de dezembro para o ano de 2008, e por último as cenas LANDSAT 8 correspondem a 26 de setembro e 31 de dezembro para o ano de 2018. As imagens LANDSAT 5 foram trabalhadas na composição 321 e a imagem LANDSAT 8 na composição 432, correspondentes à cor natural.

Para a atualização dos mapeamentos secundários foram utilizadas ortofotocartas dos municípios de Serra Talhada, Calumbi e Flores, fornecidas pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico – Governo do Estado de Pernambuco, em escala de 1:5.000. Posteriormente foram incluídas na análise, elementos e informações obtidas em trabalhos de campo.

3.2.2.1 Análise dos Elementos de Desconexão Naturais – Anomalias de Drenagem

A aplicação do índice de gradiente (RDE) e a elaboração do perfil longitudinal possibilitaram a detecção de pontos com gradientes anômalos distribuídos ao longo da rede de drenagem da bacia do Riacho Grande. A identificação dessas rupturas tomou por base os procedimentos metodológicos propostos por Salamuni et al. (2013) e Queiroz et al. (2015), com base em geoprocessamento e observação dos resultados em imagens de satélite de alta resolução, que posteriormente foram comparados pontualmente em trabalhos de campo.

Desse modo, para o desenvolvimento dessa etapa foi utilizada a ferramenta *Knickpoint Finder*, extensão instalada no *software* ArcGis 10.4, que busca de forma automática identificar as anomalias de relevo na rede de drenagem utilizando modelo digital de elevação (MDE). Esta ferramenta foi programada usando a linguagem de programação Python, onde o algoritmo funciona de maneira muito semelhante à descrita por Etchebehere et al. (2004), com a facilidade do uso de imagens rasterizadas que contêm dados de elevação. O sistema de drenagem tridimensional é extraído dessas imagens para análise, e os RDEtrecho, RDEtotal e a razão entre eles são calculados (QUEIROZ et al., 2015):

$$\text{RDEtrecho} = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

$$\text{RDEtotal} = (\Delta H / \Delta L) \times \ln(L)$$

Onde: ΔH é a amplitude, ou a diferença altimétrica, entre dois pontos do rio. ΔL é o comprimento do trecho. L é a distância entre a extremidade inferior do trecho e a nascente do rio. E o \ln é o logaritmo natural do rio.

Identificados os índices RDE dos vários trechos e os índices RDEtotal, são comparados com o intuito de determinar quais trechos apresentam inclinações anômalas. Desse modo, quando o valor da relação RDEtrecho/RDEtotal for abaixo de 2, considera-se um trecho em equilíbrio. Valores entre 2 e 10 representam uma anomalia de 2ª ordem, enquanto um valor de maior que 10 representa uma anomalia de 1ª ordem (ETCHEBEHERE, 2004).

Foram utilizadas imagens ALOS PALSAR em escala 1:250.000 para a extração dos índices de gradiente e construção de perfis longitudinais. Para a verificação dos resultados, foram consultadas imagens de alta resolução do projeto Pernambuco 3D, em escala de 1:5.000, além da inserção de dados geológicos pré-existentes (BRASILINO, et al., 2017; LIMA et al., 2017).

3.2.3 Mapeamento e Caracterização das Tipologias Fluviais

A análise dos estilos fluviais compreende quatro etapas. A primeira envolve a identificação, interpretação e mapeamento dos estilos fluviais em uma bacia hidrográfica. Esta

etapa é a base para o início dos estudos das características do comportamento fluvial. As avaliações do caráter e do comportamento fluvial devem ser dinâmicas, e as formas e os processos são avaliados no contexto de evolução do sistema fluvial, nesta perspectiva insere-se a segunda etapa. A terceira corresponde à avaliação da trajetória futura das mudanças e potencial de recuperação do canal fluvial, enquanto no quarto estágio da metodologia sugere-se as aplicações para a gestão fluvial (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; ALMEIDA, 2017).

Neste trabalho adaptou-se a metodologia proposta por Brierley e Fryirs (2005), com base nas suas duas primeiras etapas, a fim de fornecer um modelo geomorfológico, em escala de detalhe, para compreender o comportamento e evolução do sistema fluvial e assim auxiliar na gestão fluvial, valorizando a diversidade do ambiente natural semiárido.

A primeira etapa constitui a avaliação do caráter e comportamento de cada trecho do rio (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; SOUZA, 2014), analisando-os através das características regionais e da bacia, a partir da identificação das unidades de paisagem. A identificação e interpretação dos Estilos fluviais, consistiu em identificar os diferentes trechos do rio, analisando o grau de confinamento do vale, o número de canais e a estabilidade lateral (figura 3). Portanto, consideram-se as seguintes possibilidades de classificação, relacionadas ao tipo de confinamento, com vistas a estabelecer a ocorrência de extravasamento ou não de fluxo para além do canal: vale confinado, quando apresenta planícies de inundação em menos de 10% do trecho do rio; vale parcialmente confinado, quando de 10-90% do trecho possui planície de inundação (descontínua); ou não confinado (ou aluvial), mais de 90% do trecho apresenta planície de inundação (contínua) (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; SOUZA, 2014). Para essa finalidade foram utilizadas ortofotocartas do Projeto Pernambuco 3D, fornecidas pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico – Governo do Estado de Pernambuco, em escala de 1:5.000, visando o reconhecimento dos padrões atuais de drenagem e seus depósitos.

Como resultado, a abordagem buscou construir um quadro de informações apresentando as características do rio, comportamento e controles, sendo possível identificar os trechos representativos do canal, onde então, procedeu-se a análise da capacidade de ajuste por trecho. Dentre as etapas, considera-se entre os Estilos Fluviais a capacidade do rio realizar as funções esperadas dadas as características do vale em que ele se encaixa, e deste modo atribui-se aos segmentos dos rios as condições: pobre, moderada e boa. Assim, para identificar a condição de um rio deve-se determinar a capacidade de ajuste de cada trecho/estilo, interpretar sua evolução para determinar se houve mudanças irreversíveis e identificar os trechos de referência, a fim de interpretar e explicar as condições de cada trecho (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; ALMEIDA,

2017). Nesse sentido, elaborou-se uma análise da evolução das tipologias fluviais, considerando o período de maiores transformações no uso e cobertura da terra e a sua influência sobre os canais fluviais. Para isso foram utilizadas imagens de satélite Landsat 5 (1988, 1998, 2008) e Landsat 8 (2018) identificando as recentes mudanças e ajustes nos canais. Trabalhos de campo foram necessários para validação dos mapeamentos de tipologias fluviais, considerando 7 áreas-tipo significativas entre os trechos definidos em gabinete.

3.2.4 Mapeamento de Sensitividade da Paisagem e Áreas Fonte

O mapeamento de sensibilidade da paisagem teve como objetivo identificar as possíveis principais áreas fontes na bacia do Riacho Grande, a partir da definição das áreas mais ou menos sensíveis às forças de perturbação (BARROS et al., 2010; KLEINA e SANTOS, 2017; ALMEIDA et al., 2018). Bem como reconhecer os setores sujeitos às mudanças no sistema fluvial.

Para tanto foram consideradas as informações obtidas a partir da identificação das tipologias fluviais, conectividade da paisagem e evolução do uso e ocupação da terra na bacia do Riacho Grande, com foco na resistência do sistema. A declividade e acumulação de fluxo foram importantes atributos para o reconhecimento dos pontos mais propícios a sofrerem processos erosivos, ou seja, para identificar os setores de encostas que tem maior contribuição no fluxo superficial e de sedimentos. Para essa análise foram utilizadas imagens ALOS PALSAR em escala 1:250.000, através da ferramenta *slope* e *flow accumulation* – módulo *surface* na extensão *Spatial Analyst Tools*, em *software* ArcGis 10.4.

Em seguida levou-se em consideração os dados diários de precipitação, descritos no tópico 3.1, como entradas de energia no sistema (forças de perturbação), impulsionando mudanças e ajustes nos canais, buscando identificar os limiares de mudança, complementando a compreensão sobre a dinâmica de transferência na bacia do Riacho Grande.

3.3 TRABALHO DE CAMPO E ANÁLISE DE MATERIAIS

3.3.1 Trabalho de Campo

Para o desenvolvimento dos produtos do presente trabalho foram realizados três trabalhos de campo para reconhecimento da área de estudo e aprofundamento da investigação dos estilos fluviais e conectividade da paisagem, incluindo a coleta de sedimentos de leito e margens dos canais fluviais para análises físico-químicas, como também a prospecção geofísica dos plainos aluviais por GPR.

Os trabalhos de campo ocorreram em diferentes épocas do ano (dezembro/2016, dezembro/2017, outubro/2019), para que se pudesse avaliar a capacidade de ajuste dos canais fluviais, onde foram analisados o caráter e comportamento dos canais, com o preenchimento da matriz de estilos fluviais proposta por Brierley e Fryirs (2005). Para esse trabalho foi utilizado GPS topográfico PRO-XH *Trimble* e estação total *Leica Geosystems* TS04 para a confecção dos perfis laterais e longitudinais dos trechos representativos dos canais fluviais e correção topográfica dos perfis de radar dos plainos aluviais.

3.3.2 Granulometria

Visando estabelecer o tamanho das partículas de sedimentos detríticos, a análise sedimentológica se configura como um parâmetro primordial na análise das propriedades físicas dos sedimentos. Suguio (2003) afirma que as análises granulométricas de sedimentos são importantes por fornecerem bases para uma descrição mais precisa dos sedimentos. A análise granulométrica auxilia na identificação dos ambientes deposicionais, na descrição mais precisa dos sedimentos e na obtenção de informações sobre os processos físicos como a hidrodinâmica durante a deposição. Além disso, a distribuição granulométrica está relacionada a outras propriedades, como a porosidade e a permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com base nas características granulométricas. Para a referida análise foram coletadas amostras de sedimentos superficiais ao longo do perfil perpendicular do canal fluvial, bem como amostras resultantes das seções verticais dos depósitos aluviais.

A análise granulométrica permite o reconhecimento da natureza da área-fonte dos diferentes depósitos, assim como a caracterização de forma quantitativa e qualitativa dos sedimentos que os estruturam. Desse modo, a análise granulométrica foi realizada, em parte, conforme as orientações da metodologia de peneiramento das amostras de Gale e Hoare (1991), empregando a escala de Wentworth para definição das classes do tamanho das partículas. Inicialmente separa-se uma amostra de 100g de sedimento inconsolidado. Em seguida coloca-se em uma solução contendo 20g do dispersante hexametáfosfato de sódio e 500ml de água, agitando por 10 minutos contínuos para desflocular e deixa-se a amostra em decantação por até 24h. Logo após o período de decantação, a amostra será submetida a lavagem para separação dos sedimentos finos (silte e argila) e grossos (areia e cascalho), e devem ser colocadas para secar na estufa a uma temperatura de até 100°C. Quando seca a amostra será novamente pesada. Posteriormente peneira-se em jogos de peneira com intervalos sucessivos de 1 phi (ϕ) para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho. Os valores obtidos em grama para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os

parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957). Com isso serão calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, grau de assimetria e curtose (Tabela 01, 02 e 03).

Para classificação dos sedimentos e da hidrodinâmica foram usados respectivamente os diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). Todas essas análises devem ser feitas no programa Sysgran 3.0. O diagrama idealizado por Shepard (1954) permite fazer inferências do ambiente de deposição quanto à energia e à viscosidade. Usando os parâmetros médios, desvio padrão e curtose de Folk e Ward (1957), Shepard (1954) elaborou-se um gráfico empírico, onde foram dispostas as linhas que separam os diversos ambientes de sedimentação e indicações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio deposicional (SILVA, 2012).

Tabela 2 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção

Grau de Seleção	Valor
Muito bem selecionado	<0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Tabela 3 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria

Assimetria	Valor
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Tabela 4 - Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para classificação dos valores de curtose

Curtose	Valor
Muito platicúrtica	<0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

3.3.3 Aquisição de GPR e a Arquitetura Depositional dos Planos Aluviais

Em seguida à identificação dos planos aluviais por meio do mapeamento de conectividade fluvial e estilos fluviais, a análise morfoestratigráfica consistiu na confecção de 4 seções estratigráficas verticais dos depósitos, a partir da utilização do Radar de Penetração no

Solo (GPR), permitindo criar um registro computadorizado da sucessão estratigráfica dos depósitos. O GPR, método geofísico, consiste na emissão no solo de ondas eletromagnéticas de alta frequência refletidas, em parte, a uma antena receptora. A partir das propriedades eletromagnéticas dos materiais atravessados é possível fazer inferências sobre a estratigrafia dos depósitos sedimentares rasos (ROSSETTI, et al., 2001). Neste trabalho foi utilizado o GPR Sir 3000 da *Geophysical Survey System Inc.* (GSSI), com a antena de frequência de 200 MHz.

Para a exploração da geometria interna dos plainos aluviais, considerou-se o levantamento de pelo menos uma linha de GPR em cada ponto previamente selecionado através das imagens (GAUW, 2007; LIMA et al., 2009). As linhas seguiram perpendiculares ao fluxo dos canais fluviais (figura 11).

Figura 11 - Aquisição de Linha de GPR perpendicular ao fluxo

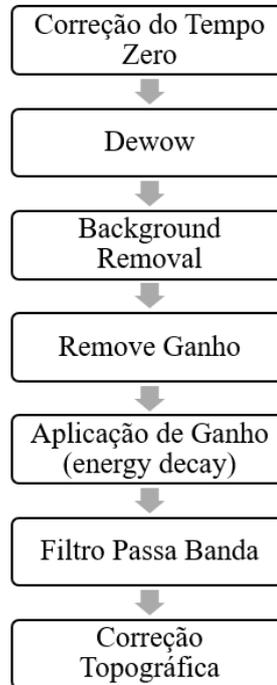


Acervo da autora. Dezembro/2016.

Pós-aquisição dos perfis de radar foi realizado o processamento dos mesmos, com o objetivo de melhorar os radagramas, destacando os refletores de interesse e diminuindo ao máximo o ruído, que atrapalha na interpretação morfoestratigráfica (AGUIAR, 2005). Nesta etapa, a utilização de informações adicionais da área de estudo, como fotografias aéreas, geomorfologia e geologia, foi imprescindível para um processamento robusto. Para este trabalho foi considerado o fluxo de processamento proposto por Annan (1992) e Lima et al.

(2009) para melhores resultados de perfis de depósitos aluviais. O processamento envolve a aplicação de filtros que atenuam ou destacam os refletores de interesse (figura 12).

Figura 12 - Fluxo de processamento em *software Reflexw 7.3*



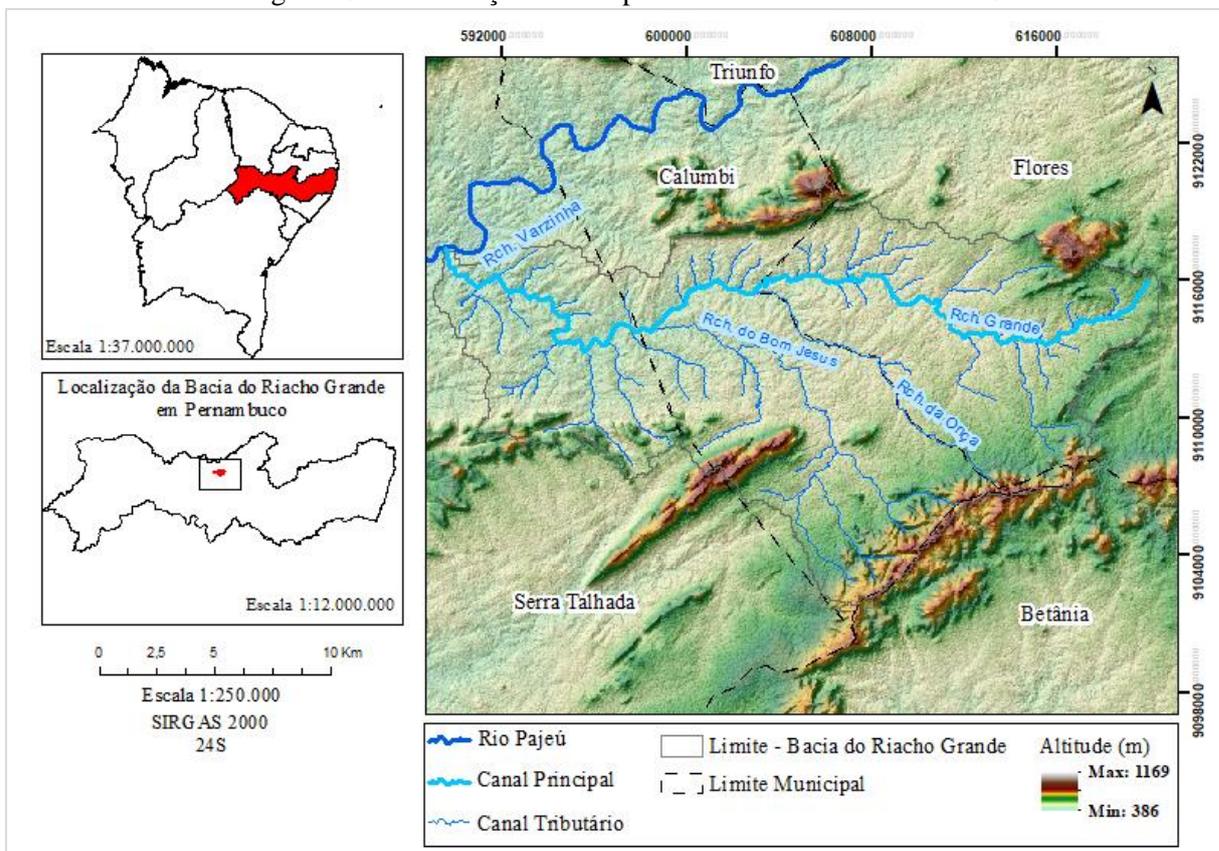
Fonte: Adaptado de Annan (1992) e Lima et al. (2009)

O processamento foi realizado utilizando *software* de processamento e modelagem *Reflexw 7.3*. O objetivo dos filtros de processamento é a retirada de ruídos de alta amplitude e baixa frequência, que contaminam o dado e conseqüentemente, dificultam ou impossibilitam a visualização dos eventos deposicionais (ALVES, 2011; AGUIAR, 2005). Concluído o processamento dos radagramas, foi realizada a interpretação da morfoestratigrafia dos depósitos fluviais, de uma maneira integrada/sistêmica, considerando os aspectos estruturais e eventos pluviais que influenciam nos processos deposicionais. Isso permitiu o reconhecimento em detalhe das estruturas sedimentares dos depósitos aluviais, compreendendo a dinâmica da paisagem fluvial, relacionada sobretudo à sazonalidade dos eventos climáticos, com a construção de janelas estratigráficas em *software* Corel Draw/*Illustrator*.

4 CARACTERIZAÇÃO DA PAISAGEM NA BACIA DO RIACHO GRANDE

A Bacia do Riacho Grande (figura 13), com área de 316 km², situa-se nas Regiões Geográficas Intermediária e Imediata de Serra Talhada, Sertão Central de Pernambuco, englobando em partes os municípios de Serra Talhada, Calumbi e Flores (ALMEIDA, et al., 2016; ALMEIDA, 2017). Constituindo uma sub-bacia do Rio Pajeú, a bacia do Riacho Grande, tem suas cabeceiras no município de Flores, com canal homônimo, e tem o seu exutório no município de Serra Talhada, encontrando-se com o Riacho Varzinha.

Figura 13 - Localização com Hipsometria da Bacia do Riacho Grande



Org. da autora

O presente capítulo trata da caracterização das unidades de paisagem na Bacia do Riacho Grande, fundamentada sob a perspectiva regional da paisagem, buscando a compreensão dos seus controles regionais estruturais e climáticos, utilizando-se dos limites naturais e contrastes do relevo para sua definição, tomando por base a metodologia proposta por Cavalcanti (2016). A posteriori, considera-se o aninhamento hierárquico das unidades de paisagem, sendo definidas a partir da análise integrada dos controles geomorfológicos, pedológicos e de uso e cobertura da terra.

4.1 CONTEXTO REGIONAL DA PAISAGEM

4.1.1 O Contexto Climático Semiárido do Nordeste do Brasil

O clima Semiárido no interior do Nordeste brasileiro apresenta temperaturas elevadas, chuvas escassas inferiores a 800 mm anuais, com regime interanual irregular controlado por fenômenos de escala global, que podem ocasionar longas estiagens ou chuvas torrenciais concentradas ao longo de curtos períodos mesmo em épocas improváveis, o que favorece a ocorrência de enchentes e inundações (ARAGÃO, 1998; FREIRE et al., 2011; ALMEIDA et al., 2012; ALVES, et al., 2017; BARROS, 2018). Apesar do caráter pulsátil, a precipitação no semiárido tem papel fundamental para a esculturação da paisagem, atuando no desencadeamento dos processos superficiais. Na região, o período chuvoso estende-se de fevereiro a abril, com ápices no mês de março. A precipitação irregular gera um déficit no balanço hídrico, que é refletido na paisagem através de drenagens efêmeras e intermitentes, enquanto nos períodos chuvosos há um elevado retrabalhamento dos sedimentos (BARROS, 2018)

Aragão (1998), Molion e Bernardo (2002), Freire et al. (2011) e Alves et al (2017) ressaltam que a condição de semiaridez no interior do Nordeste é intensificada em virtude principalmente de variações na circulação de grande escala. As flutuações interanuais e intersazonais na precipitação devem-se principalmente ao comportamento da temperatura nos dois oceanos tropicais que envolvem o continente, Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo). Alterações na temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico e do Atlântico estão relacionadas ora a períodos de estiagem, ora aos eventos chuvosos na região. De tal modo, a recorrência de secas severas no interior do Nordeste pode ser justificada pela atuação do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), no qual ocorre um aumento irregular da temperatura das águas superficiais do Pacífico Tropical ao longo da costa oeste da América do Sul.

A associação da seca severa ao ENOS é explicada, de acordo com Nobre e Molion (1988) e Aragão (1998) pelo fato de que, na fase quente dos eventos ENOS (El Niño), o ramo ascendente da Circulação Hadley-Walker, sobre a Amazônia, seja deslocado para sobre as águas anormalmente quentes do Pacífico centro-leste, produzindo centros ciclônicos nos altos níveis sobre o norte/nordeste da América do Sul e uma forte subsidência sobre essa região e sobre o Atlântico tropical. Essa subsidência seria responsável pelo enfraquecimento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da convecção sobre o Nordeste, diminuindo as chuvas. Em contrapartida, existe uma relação inversa, com intensificação da precipitação, durante a fase fria do ENOS (La Niña) (ARAGÃO, 1998; MOLION & BERNARDO, 2002; ALVES et al.,

2017). Isto é, quando a TSM do Pacífico centro-leste se encontra mais fria (índice de oscilação sul positivo), a circulação anômala de Hadley-Walker acelera o movimento vertical ascendente sobre o Nordeste provocando chuvas (ARAGÃO, 1998; FREIRE et al., 2011).

Outro fenômeno de grande escala atuante na variabilidade pluviométrica no interior do Nordeste está ligado à variação anual da temperatura do Atlântico Tropical, o Dipolo do Atlântico, que se caracteriza por um padrão de anomalias na temperatura da superfície do oceano entre os dois hemisférios (SOUZA & NOBRE, 1998; ARAGÃO, 1998; FREIRE et al., 2011; ALVES et al., 2017). O Dipolo provoca uma mudança na circulação meridional da atmosfera, que inibe ou aumenta a formação de nuvens no interior do Nordeste, reduzindo ou intensificando a precipitação (ARAGÃO, 1998). A ocorrência de chuvas é dada pela diminuição da temperatura das águas do Atlântico Norte, enquanto as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais quentes, induzindo a formação de nuvens, provocando a precipitação (fase positiva do Dipolo). Ao passo que, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Tropical Sul, mais frias, há uma diminuição na formação de nuvens neste setor, causando a seca no Nordeste semiárido (fase negativa do Dipolo) (ARAGÃO, 1998).

Porém os períodos de seca severa ou de fortes precipitações dependem do período de atuação, duração, intensidade e cobertura do ENOS e do Dipolo. Ou seja, ambos os eventos podem não apresentar forte relação com a secas, haja visto que a intensidade, tanto do ENOS e do Dipolo, quanto das secas, varia espacialmente e temporalmente. Não obstante, acredita-se que durante anos de forte atuação do ENOS e do Dipolo, em sua fase positiva, ocorram as secas mais severas na região (ARAGÃO, 1998; MOLION & BERNARDO, 2002). Aragão (1998) correlacionou as secas no Nordeste com o fenômeno El Niño a partir do ano de 1914, considerando intervalo médio geral entre um evento e outro de 3,2 anos, enquanto considerando apenas episódios fortes, o intervalo médio é de 12,3 anos, coincidindo com o intervalo médio de secas severas na região.

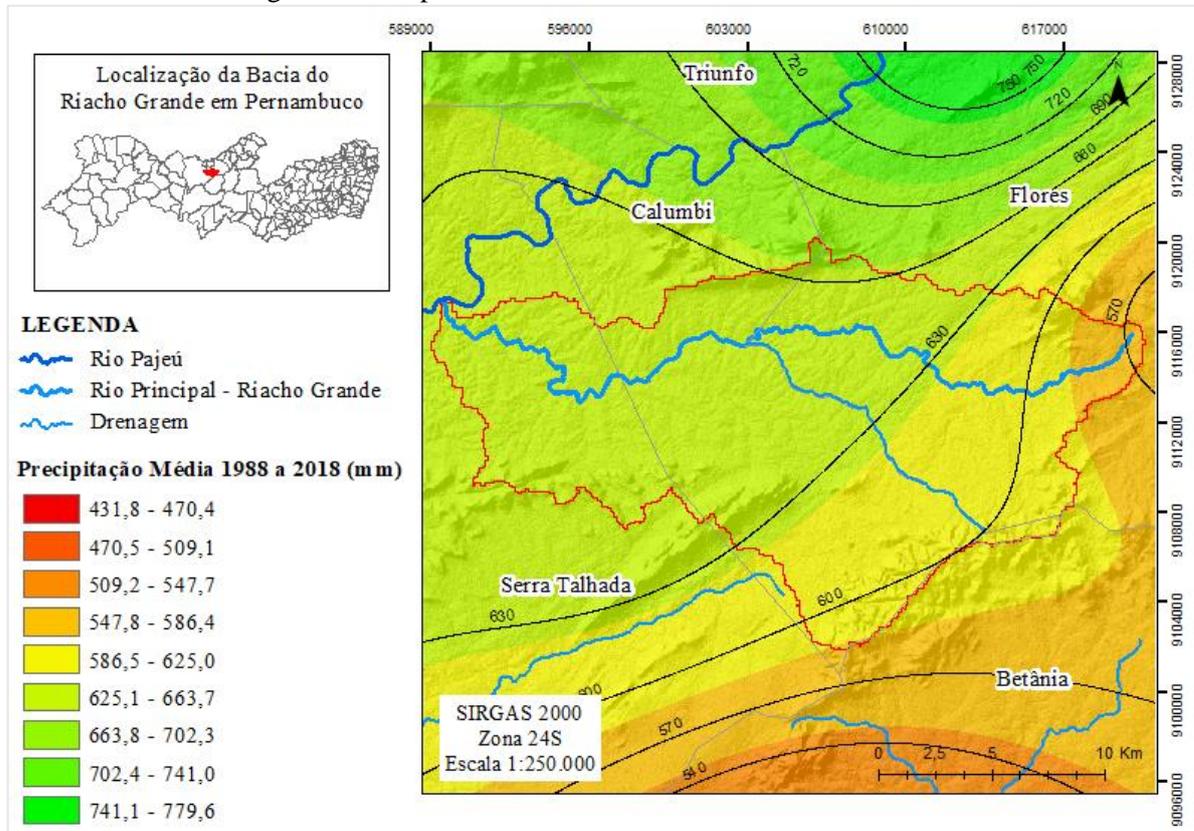
Ambos os fenômenos, ENOS e Dipolo do Atlântico, associam-se ao deslocamento da ZCIT, que exerce influência na ocorrência ou ausência da precipitação no interior do Nordeste. A ZCIT encontra-se posicionada mais ao sul, aproximadamente no mês de março, quando a TSM está mais elevada no Atlântico Sul do que no Atlântico Norte, e os ventos alísios de nordeste estão mais fortes que os de sudeste. Quando a situação é invertida, entre agosto e setembro, verifica-se a ausência de chuvas na região (ALVES et al., 1998; BARROS, 2018).

Outros sistemas atmosféricos que apresentam substanciais variações temporal e espacial e interferem sobre o desencadeamento de precipitações na região são: os Vórtices Ciclônicos

de Altos Níveis (VCAN), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e Linhas de Instabilidade. Os VCANs são sistemas que se formam no Oceano Atlântico entre os meses de novembro a março, com duração média de 10 dias, se deslocando de leste para oeste, caracterizados como núcleos fechados de centro frio e de tempo bom, onde ocorre a subsidência do ar, enquanto em suas bordas, com atividade convectiva, ocorrem precipitações. O CCM e Linhas de Estabilidade se intensificam em épocas em que a ZCIT se encontra mais acentuada, como em anos de La Niña, decorrente das baixas pressões e elevadas temperaturas na superfície, favorecendo a ascensão do ar e a formação de nuvens do tipo cumulus (FERREIRA e MELO, 2005; BARROS, 2018).

Para compreender a dinâmica da precipitação na área de estudo, buscou-se analisar os dados pluviométricos obtidos a partir de diferentes bancos de dados fornecidos pela Embrapa através do projeto Agritempo e da plataforma digital da ANA e INMET. Utilizou-se os dados das estações Serra Talhada, Flores, Varzinha e Sítio dos Nunes, que apresentam homogeneidade topográfica e altimétrica. No período observado, a precipitação média variou entre 430 a 780 mm anuais (de 1988 a 2018) (figura 14).

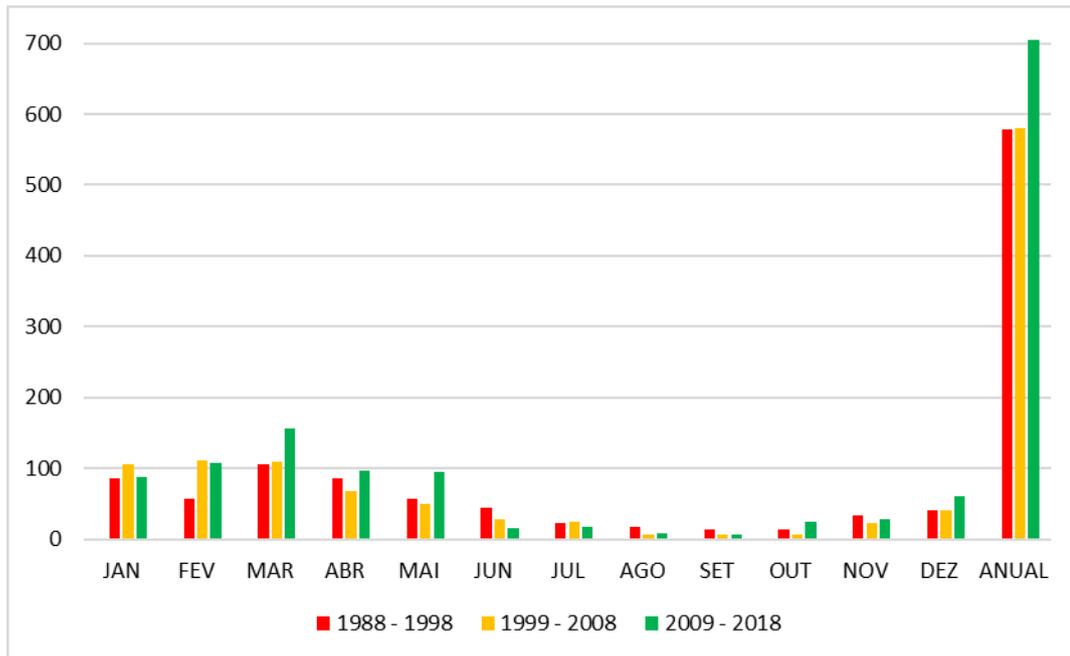
Figura 14 - Mapa de Isoietas da Bacia do Riacho Grande, PE



Fonte: AGRITEMPO e HidroWeb. Org. autora.

Em relação às séries históricas, as médias mensais variam de 2,9 a 200 mm, sendo o período chuvoso concentrado entre os meses de janeiro a abril, conforme gráfico 1. Os períodos de estiagem ocorrem, sobretudo, entre os meses de julho a novembro, com ápice em setembro, com médias de 14 mm de 1988 a 1998, 6,5 mm de 1999 a 2008, e 5,2 mm de 2009 a 2018, apresentando as médias mais baixas das séries históricas.

Gráfico 1 - Médias mensais de precipitação (mm) no período de 1978 a 2018, Serra talhada



Fonte: Agritempo – Embrapa, ITEP, CPTEC. Acesso em julho/2019.

4.1.2 A Província Borborema

A área detalhada neste trabalho está inserida regionalmente na Província Borborema, que se refere a um complexo sistema de dobramentos estruturados no final do Neoproterozóico durante a orogênese Brasileira (BRITO NEVES, 1975; SANTOS, 2017), sendo subdividida a partir de feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas gerais particulares em três distintos domínios tectonoestratigráficos: setentrional, zona transversal e meridional (SANTOS et al., 1999; BRITO NEVES et al., 2000; BRITO NEVES et al., 2005).

A bacia do Riacho Grande está inserida no domínio da Zona Transversal, localizada na porção central da Província, entre os lineamentos Patos e Pernambuco, apresentando em sua composição granitos neoproterozóicos. A origem da Zona Transversal está associada à amalgamação de terrenos de idade predominantemente Mesoproterozóica, sendo formados e metamorfizados no Neoproterozoico (BRITO NEVES, 1975; BRITO NEVES et al., 2003; CORREA et al., 2010). Detalhadamente, Brito Neves et al. (2005) ressaltam que a Zona

Transversal é dividida em terrenos lito-estruturais e geotectônicos distintos limitados por zonas de cisalhamento, justapostos em eventos orogênicos sucessivos, o Cariris Velhos e o Brasileiro, sendo que a bacia do Riacho Grande se encontra sobre terreno desse último, Alto Pajeú, composto de ortognaisses e supracrustais mesozonais.

O Terreno Alto Pajeú, limitado a oeste pelo Terreno Piancó-Alto Brígida e a leste pelo Terreno Alto Moxotó, é composto por seqüências de rochas metassedimentares, metavulcanossedimentares e metagranitóides do Eoneoproterozóico (RODRIGUES e BRITO NEVES, 2008), tendo como sua principal associação vulcano-sedimentar o Complexo São Caetano, caracterizado pela seqüência metassedimentar e metavulcanoclástica, cortada e intercalada por corpos tabulares e pequenos *stocks* de ortognaisses (BRITO NEVES, et al., 2005; RODRIGUES e BRITO NEVES, 2008). O alinhamento geral WSW-ENE foi adquirido com a sobreposição de processos tardi-orogênicos das faixas móveis/lineamentos do Ciclo Brasileiro. Brito Neves et al. (2005) destacam que o Terreno Alto Pajeú foi submetido a um *overprint* tectono-metamórfico do Brasileiro, destacando a ocorrência de processos de migmatização e a penetração por granitos, durante o evento Cariris Velhos seguido do Brasileiro, bem como intensos movimentos direcionais, tanto dos lineamentos maiores que definem a Zona Transversal, como de outros em seu interior (BRITO NEVES et al., 2000; BRITO NEVES et al., 2005).

Na bacia do Riacho Grande destaca-se também as coberturas fanerozóicas, que estão representadas por arenitos da Bacia Sedimentar de Betânia e por coberturas arenosas e argilo-arenosas elúvio-colúviais quaternárias. As bacias sedimentares fanerozóicas estão associadas a orogênese brasileira, quando as cadeias de montanhas passaram a ser erodidas e o território do Nordeste passou a se comportar como uma sinéclise até o início do Mesozóico, com a deposição de sedimentos marinhos e continentais, preservados nas bacias do Jatobá, Araripe e pequenas bacias interiores (ALCANTARA, et al., 2014). No Triássico e Jurássico iniciou-se um novo ciclo de deposição, com a fragmentação da Gondwana e abertura do Oceano Atlântico a partir do Cretáceo, com a formação de bacias sedimentares similares nos dois continentes. A partir do Paleógeno, o território nordestino se comportou como uma terra emersa, ocorrendo apenas a formação de pequenas bacias interiores e litorâneas continentais. Nesse contexto das bacias interiores, a Bacia de Betânia apresenta-se como projeção sedimentar remanescente, correlacionável com a Bacia do Jatobá, preenchida por sedimentos siliciclásticos da Formação Tacaratu, com arenitos finos a médios, com intercalações de arenitos conglomeráticos, responsável pela configuração do relevo formado por grandes anfiteatros onde predominam declividades médias a elevadas (ALCANTARA, et al., 2014). A Bacia do Jatobá corresponde

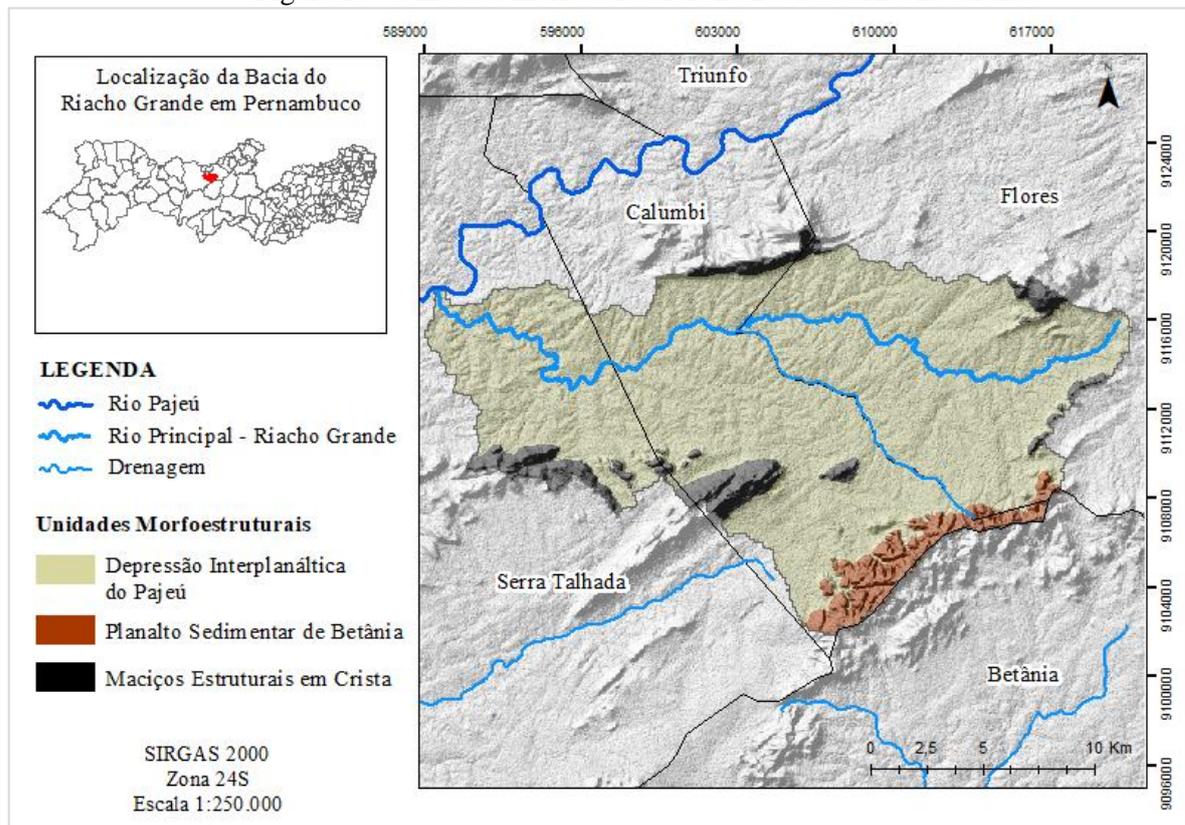
a extremidade setentrional do ramo abortado do sistema rifte Recôncavo – Tucano – Jatobá, com origem relacionada à extensão crustal que fragmentou o supercontinente Gondwana (COSTA et al., 2007; ALCANTARA, et al., 2014).

4.2 AS UNIDADES DE PAISAGEM

Para definição e caracterização das unidades de paisagem inseridas na Bacia do Riacho Grande buscou-se *a priori* compreender a compartimentação da paisagem regional por meio dos controles estruturais e rugosidades do terreno originando as seguintes unidades morfoestruturais: Depressão Interplanáltica do Pajeú, Maciços Estruturais em Crista e Planalto Sedimentar de Betânia (figura 15).

A Depressão Interplanáltica do Pajeú, que se desenvolve como uma depressão alongada para nordeste, está confinada entre os Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal e a Encosta Ocidental do Planalto da Borborema (CORRÊA et al., 2010). Neste compartimento de aspecto aplainado instalou-se a bacia do Rio Pajeú, à qual pertence a bacia do Riacho Grande. O aspecto aplainado ressalta os maciços residuais (figura 16), que são distribuídos nesta unidade de paisagem sob a forma de cristas alongadas, seguindo os controles estruturais da Zona Cisalhamento Afogados da Ingazeira e falhamentos com sentido E-W.

Figura 15 - Unidades morfoestruturais na Bacia do Riacho Grande



Org. pela autora

Figura 16 - Depressão Interplanáltica do Pajeú e relevos em crista, em destaque



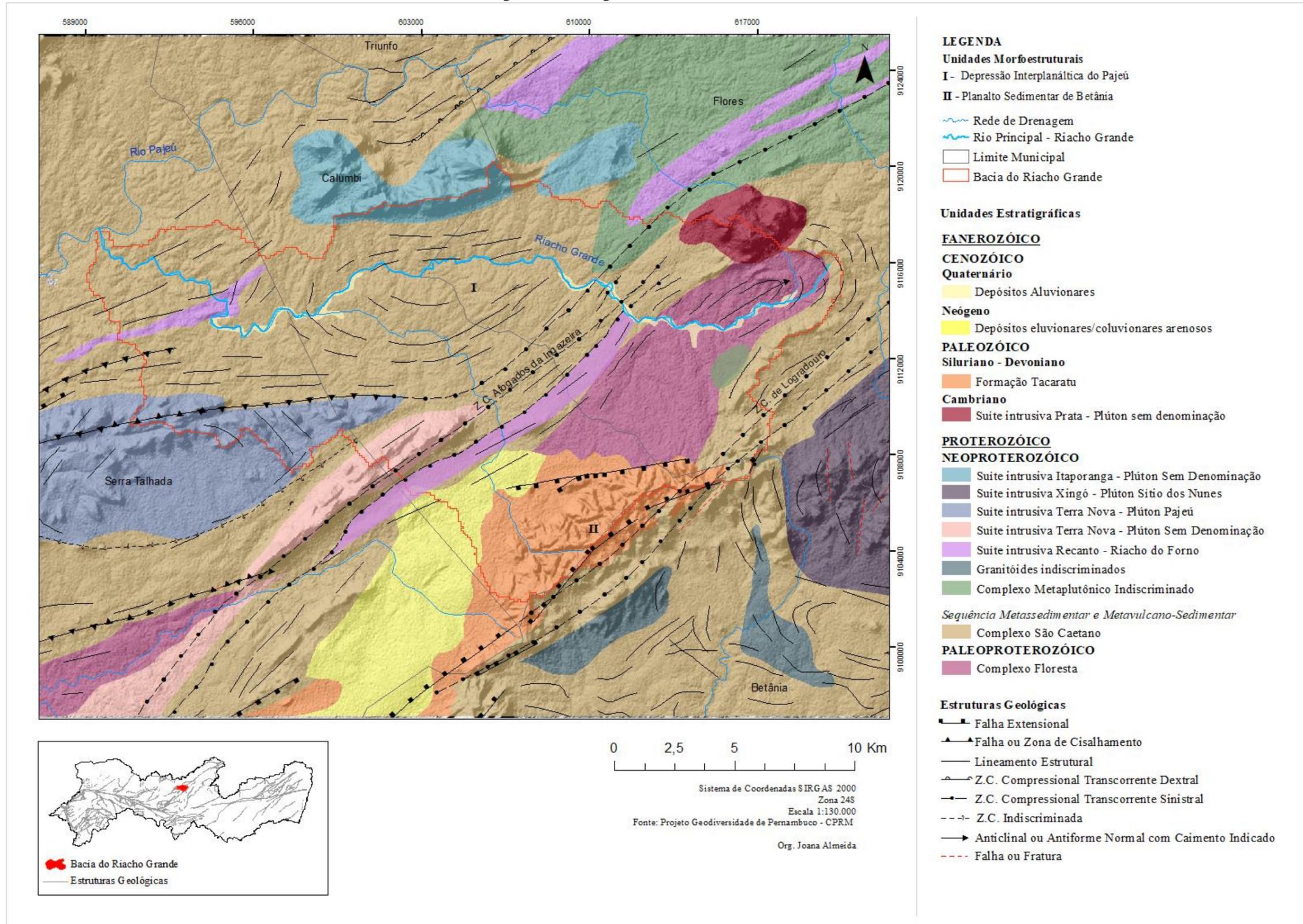
Acervo da autora. Outubro/2019

A unidade em questão está alicerçada sobre as unidades litoestratigráficas (figura 17): a) Complexo São Caetano (Mesoproterozóico), composto em sua maioria, de rochas metamórficas constituídas de granada-biotita-muscovita, paragnaisses e metagrauvascas, com intercalações de quartzitos e rochas metavulcano-clásticas; b) Complexo Floresta (Paleoproterozóico), com paragnaisses e enclaves de rochas básicas do terreno Alto-Pajeú, ortognaisses granodioríticos, monzograníticos e sienograníticos, e intercalações de anfibolitos e leptitos; c) Suíte granítica migmatítica peraluminosa Recanto/Riacho do Forno, composta por ortognaisse e migmatito granodiorítico a monzogranítico; d) Suíte calcialcalina de médio a alto potássio do tipo Itaporanga, composta por granito e granodiorito porfirítico associado a diorito; e) Suíte intrusiva shoshonítica peralcalina Terra Nova, com horblenda, quartzo-monzonito, granito fino a porfirítico; f) Suíte intrusiva Prata, suíte granítica subalcalina e alcalina, constituída por sienogranito com basalto e dacito comagmático (CPRM, 2005a; CPRM, 2005b; CPRM, 2005c).

A principal característica estrutural nesse compartimento paisagístico da bacia do Riacho Grande são os feixes de zona de cisalhamento com direção NE-SW e lineamentos E-W, que exercem controle sobre os plutons aflorantes, como o plúton Terra Nova (figura 18), resultando em feição de crista alongada, que possui composição shoshonítica e características dos granitoides do tipo Itaporanga ou granitoides ricos em potássio (ALMEIDA, et al., 1967; SIAL, 1984; SILVA FILHO et al., 1987; SILVA FILHO e GUIMARÃES, 1990). Além desse, outros plutons aflorantes se destacam na área, como o plúton da Suíte Intrusiva de tipo

Itaporanga, composta por granitos e granodioritos porfíricos, de foliação magmática com enclaves e pórfiros de microclina com estrutura zonada, contendo entre os seus principais minerais: biotita e hornblenda (CPRM, 2005; BRITO NEVES et al., 2003; TAVARES, 2015); da *suíte* Recanto/Riacho do Forno; e da *suíte* Intrusiva Prata.

Figura 17 - Geologia da Bacia do Riacho Grande – PE



Org. pela autora. Fonte: Projeto Geodiversidade de Pernambuco (2014)

Figura 18 - Maciço estrutural em Crista – Pluton Terra Nova.



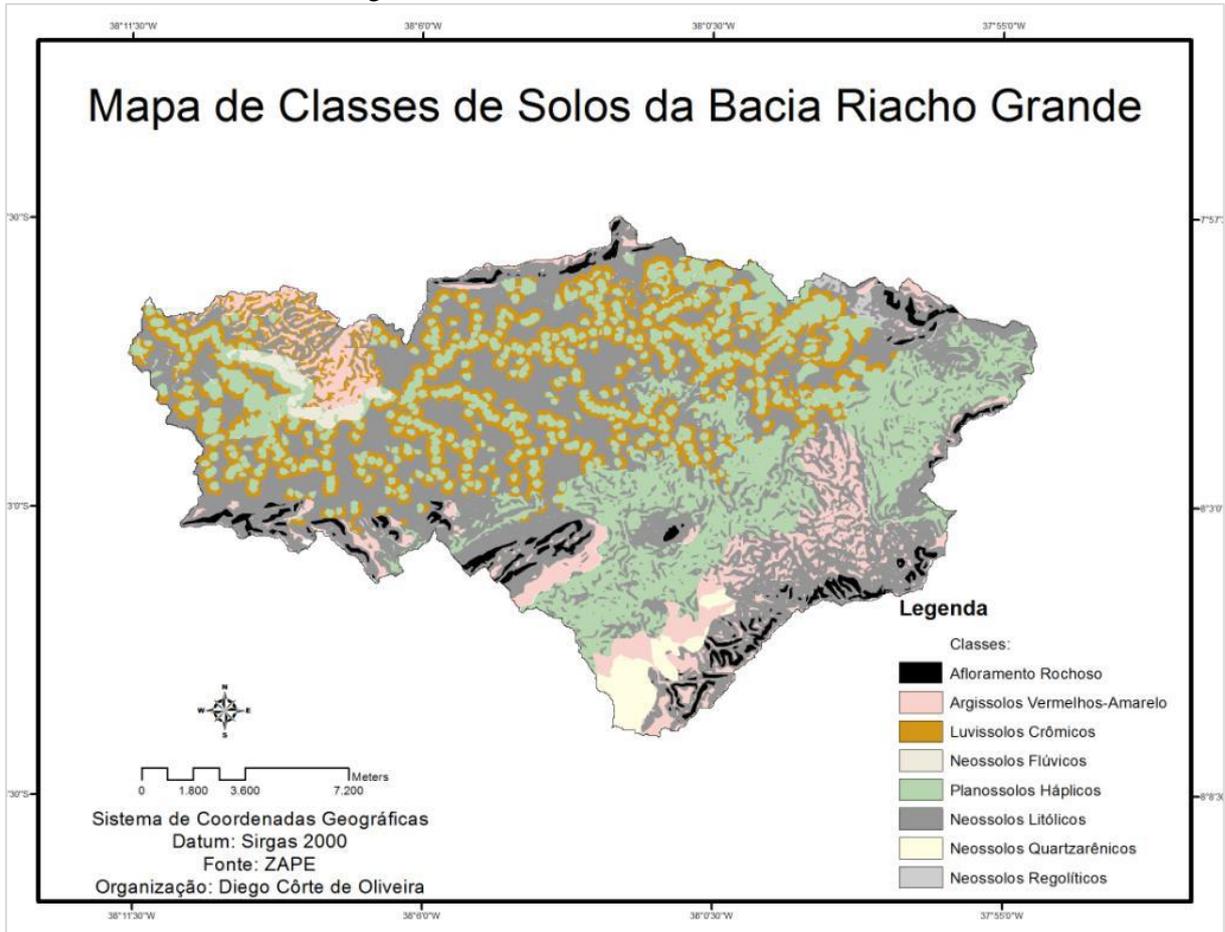
Acervo da autora. Dezembro/2016

O Complexo Floresta, de caráter metaplutônico, é composto por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica com hornblenda, migmatitos dobrados e flebíticos com quartzo-feldspáticos. Nesse complexo, os gnaisses são formados por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita. A clorita apresenta-se como principal mineral de alteração, e localmente, concentrações expressivas de apatita podem ocorrer nos gnaisses, principalmente nos de composição granodiorítica (SANTOS, et al., 2012). Já o Complexo São Caetano é caracterizado pela presença de muscovita-biotita gnaisses, biotita gnaisses, com intercalações de leptitos e camadas de muscovita xistos, quartzitos e calcários. Os paragnaisses apresentam granulação fina a média e, às vezes, estrutura xistosa devido à abundância de micas, sendo os principais minerais: quartzo, feldspato potássico, muscovita e biotita. Essas unidades litológicas se expressam na paisagem como áreas de relevo aplainado, rebaixado topograficamente, com afloramentos rochosos geralmente de pequeno porte e intemperizados (CPRM, 2001). Segundo Santos (1971) também são encontradas nesse complexo rochas metavulcano-clásticas e vulcânicas ácidas-intermediárias metamorfizadas.

Como resultado do arcabouço climático e geológico da região, Corrêa et al. (2014) ressaltam que os solos do semiárido são rasos, em consequência do balanço denudacional que favorece a erosão sobre a pedogênese, restando a distribuição das classes diretamente

subordinada aos controles litológicos, compartimentação geomórfica da paisagem e uso e cobertura da terra (figura 19).

Figura 19 - Solos na Bacia do Riacho Grande

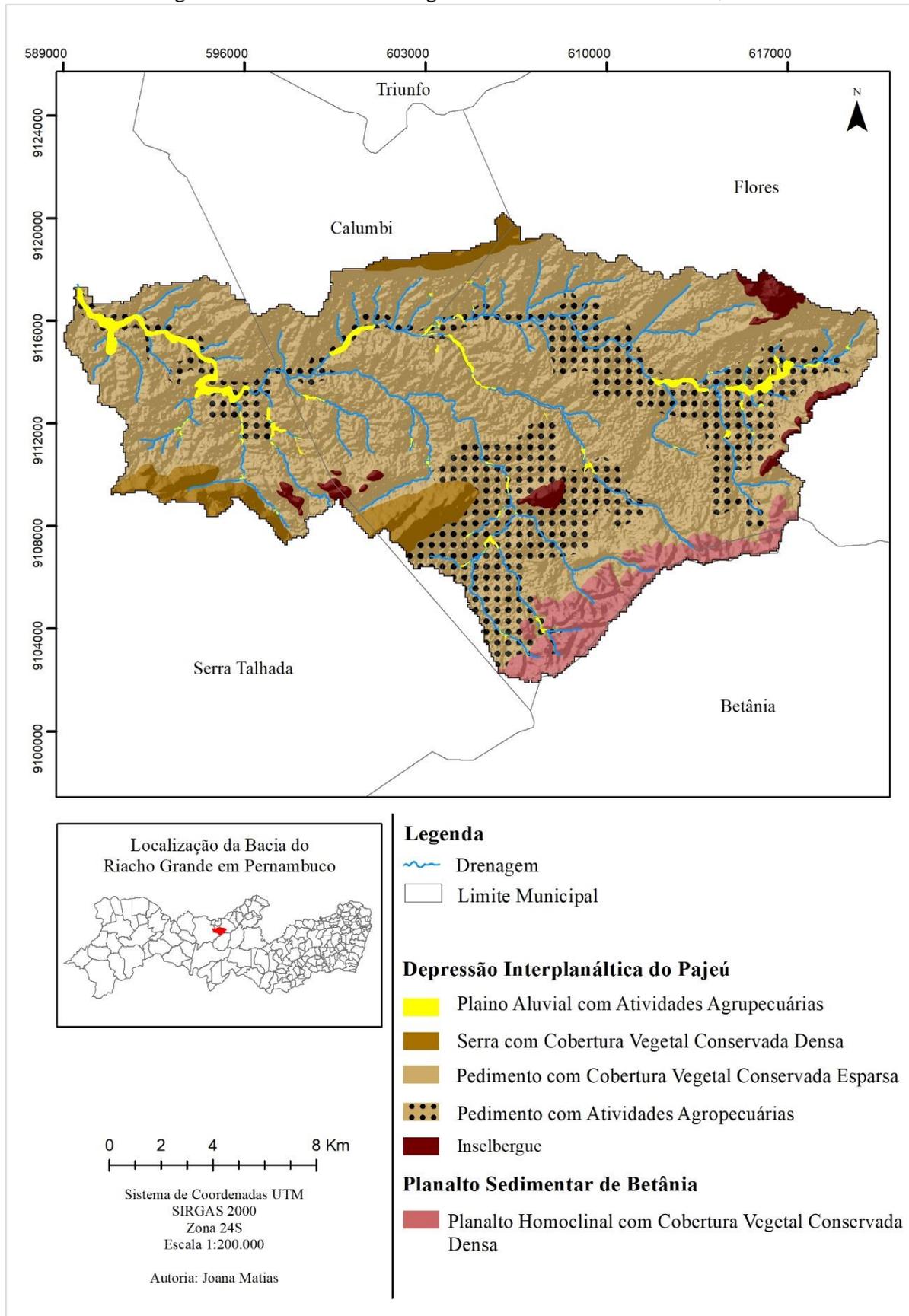


Fonte: OLIVEIRA (2016)

Destacam-se na bacia do Riacho Grande a classe dos Neossolos, que apresentam uma maior capacidade de infiltração, provavelmente por conterem, em sua maioria, os menores teores de argila (ALMEIDA, 2015; OLIVEIRA, 2016). Os Planossolos, se apresentam como outra classe de maior recorrência, com solos rasos a pouco profundos, de baixa permeabilidade e mais suscetíveis aos processos erosivos (OLIVEIRA, 2016), sobretudo quando relacionada a intensidade de atividades antrópicas nos setores próximos as margens e leito dos rios.

Entre as unidades de paisagem (figura 20) inseridas no contexto morfoestrutural da Depressão Interplanáltica do Pajeú, Almeida et al. (2016) apontam a ocorrência dos **plainos aluviais com atividades agropecuárias diversas** conquanto áreas com ocorrência de planícies de inundação, localizadas, sobretudo, ao longo do canal principal, e resultantes da acumulação de sedimentos aluviais entre os bancos de canal e a margem do vale, oriundos do extravasamento de fluxo no canal (FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

Figura 20 - Unidades de Paisagem na Bacia do Riacho Grande, PE.



Org. pela autora.

Os plainos constituem-se *loci* de acumulação de sedimentos, que representam impedimentos da livre circulação de energia e matéria na bacia fluvial, com exceção quando dos eventos de alta magnitude, capazes de retrabalhar os sedimentos estocados, incorporando-os de volta ao sistema. Nessas áreas há o predomínio dos Neossolos flúvicos (EMBRAPA, 2000) e dos Planossolos no contato entre os plainos e os pedimentos rochosos que definem os limites laterais do domínio aluvial (CORRÊA et al., 2014). Na referida unidade geoambiental são desenvolvidas atividades agropecuárias diversas, como a criação de gado e a prática agrícola de pequenos produtores rurais (figura 21).

Figura 21 - Plaino aluvial como área para criação de gado



Acervo da autora. Outubro/2019

Os plainos encontram-se confinados entre os pedimentos dissecados, divididos entre **pedimentos com cobertura vegetal conservada** e **pedimentos com atividades agropecuárias diversas** (figura 22). Os pedimentos recobrem grande parte da bacia do Riacho Grande, possuindo setores com cobertura vegetal conservada e setores no contato com os plainos aluviais, voltados para o desenvolvimento de atividades agropecuárias. Tratam-se de formas aplainadas, conservadas, com morfologia em rampa, ocorrendo entre cotas altimétricas de 450 a 550 metros (ALMEIDA et al., 2016). Estes compartimentos estruturados na sequência de rochas metassedimentares metamorfizadas do Complexo São Caetano (CPRM, 2001) ao norte da Zona de Cisalhamento (ZC) Afogados da Ingazeira e dos ortognaisses do Complexo Floresta. De acordo com Corrêa et al. (2014) sobre as rampas pedimentares predominam os Neossolos litólicos e Luvisolos crômicos, enquanto nas baixadas ocorrem os Planossolos. As

atividades agropecuárias desenvolvidas nas áreas de contato entre o pedimento e os plainos aluviais, são aquelas voltadas à subsistência, realizadas em pequenas propriedades familiares, que aproveitam das áreas com a presença de umidade no solo, como os aluviões, para o cultivo de lavouras de ciclo curto.

Figura 22 - Pedimento dissecado com pastagens e cultivos.



Acervo da autora. Dezembro/2016

Diante da semiaridez na região, o desenvolvimento das atividades agropecuárias é propiciado pela instalação de pequenas barragens e perfuração de poços rasos. A excessiva espacialização de barragens está atrelada à predominância do Domínio Hidrogeológico Fissural composto por rochas cristalinas, onde quase não existe uma porosidade primária. Desta forma, a ocorrência de água subterrânea é condicionada por uma porosidade secundária representada por fraturas e fendas, refletindo em reservatórios subterrâneos aleatórios, descontínuos e de pequena extensão. Neste contexto, em geral, as vazões produzidas por poços são pequenas, e a água em função da falta de circulação e do tipo de rocha é na maior parte das vezes salinizada (MME, 2009).

O aspecto aplainado da paisagem confere destaque às feições residuais proeminentes, que correspondem aos Maciços Estruturais em Crista, representados pelas unidades de **inselbergs** e **maciços com cobertura vegetal conservada**. Ambos dispostos em concordância aos lineamentos estruturais de direção NE-SW, as serras ou maciços estruturais em crista (figura 18), como descrito em Almeida (2017), pertencem à Suíte intrusiva shoshonítica peralcalina Terra Nova, ocorrem ao sul da bacia, acompanhando o lineamento NE-SW e a ZC Afogados

da Ingazeira. Ao norte ocorrem subordinadas à Suíte intrusiva Prata. Entre as classes de solos predominantes nesse contato entre os pedimentos e os relevos residuais estão os Neossolos litólicos associados a afloramentos rochosos e em menor proporção aos argissolos (CORRÊA et al., 2014). Nas serras há uma predominância da vegetação conservada densa.

O contexto morfoestrutural do Planalto Sedimentar de Betânia, representado na paisagem como um remanescente de uma bacia sedimentar preenchida pelos arenitos siluro-devonianos da Formação Tacaratu (Bacia de Betânia), situa-se sobre o Domínio da Zona Transversal, que segundo Sampaio (2005) corresponde à faixa compreendida entre os lineamentos Patos e Pernambuco. O relevo é estruturado em material predominantemente arenoso, e apresenta um alto potencial hidrogeológico, constituindo o principal sistema o aquífero intersticial da bacia.

A unidade é dominada pelos afloramentos dos sedimentos Siluro-Devonianos da Formação Tacaratu (Bacia de Betânia), que apresenta um pacote sedimentar arenoso contendo intercalações argilosas e níveis ferruginosos, incluindo uma camada de siltito cinza-escuro, extremamente compactado, que confina o restante da formação até o embasamento cristalino. Devido às características litológicas presentes, associadas com as estruturas internas deste pacote sedimentar, pode-se concluir que a mesma representa um ciclo deposicional continental originado de um sistema fluvial entrelaçado (*braided*), em que predominou inicialmente a fácies proximal com nítida influência de leques aluviais, evoluindo para fácies mediana a distal, com características de planície de inundação e retrabalhamento eólico, sob condições de clima árido (CPRM, 2007; CPRM, 2014).

Litologicamente a Bacia de Betânia está caracterizada por uma sequência predominantemente arenosa, onde se destacam arenitos grosseiros, arenitos conglomeráticos e níveis de conglomerados, com intercalações pelíticas subordinadas, muitas vezes caulíníticas. Os arenitos geralmente possuem cor variando de esbranquiçados a róseo-avermelhados, granulometria grosseira a média, localmente fina, constituídos essencialmente por grãos de quartzo angulosos a sub-arredondados, geralmente de forte diagênese ou localmente silicificados (BONTEMPO FILHO e LIMA FILHO, 2011). Também são comuns nessa unidade, arenitos ferruginosos de cor marrom a ocre de granulometria grosseira a média. Entre as estruturas sedimentares mais frequentes na Formação Tacaratu estão as estratificações planoparalelas e cruzadas acanaladas e, mais raramente, as estratificações tabular-planares.

A unidade de paisagem no contexto morfoestrutural do Planalto Sedimentar de Betânia denomina-se **planalto homoclinal com cobertura vegetal conservada** (figura 23), distingue-se na paisagem como um relevo em cristas assimétricas com declividades superiores a 15°,

dissecado por *canyons* e vales escarpados, como consequência da ação do intemperismo e erosão pluvial sobre seus litótipos predominantemente psamito-psefíticos, com forte diagênese e fraturamento subvertical. A bacia de Betânia, representa as superfícies aflorantes de maior elevação na bacia, de relevo escarpado, apresentando paredões de relevo acidentado comumente associados à discordância erosiva e falhas extensionais (CARVALHO et al., 2010).

Figura 23 - Planalto homoclinal em crista com cobertura vegetal conservada.



Acervo da autora. Outubro/2019

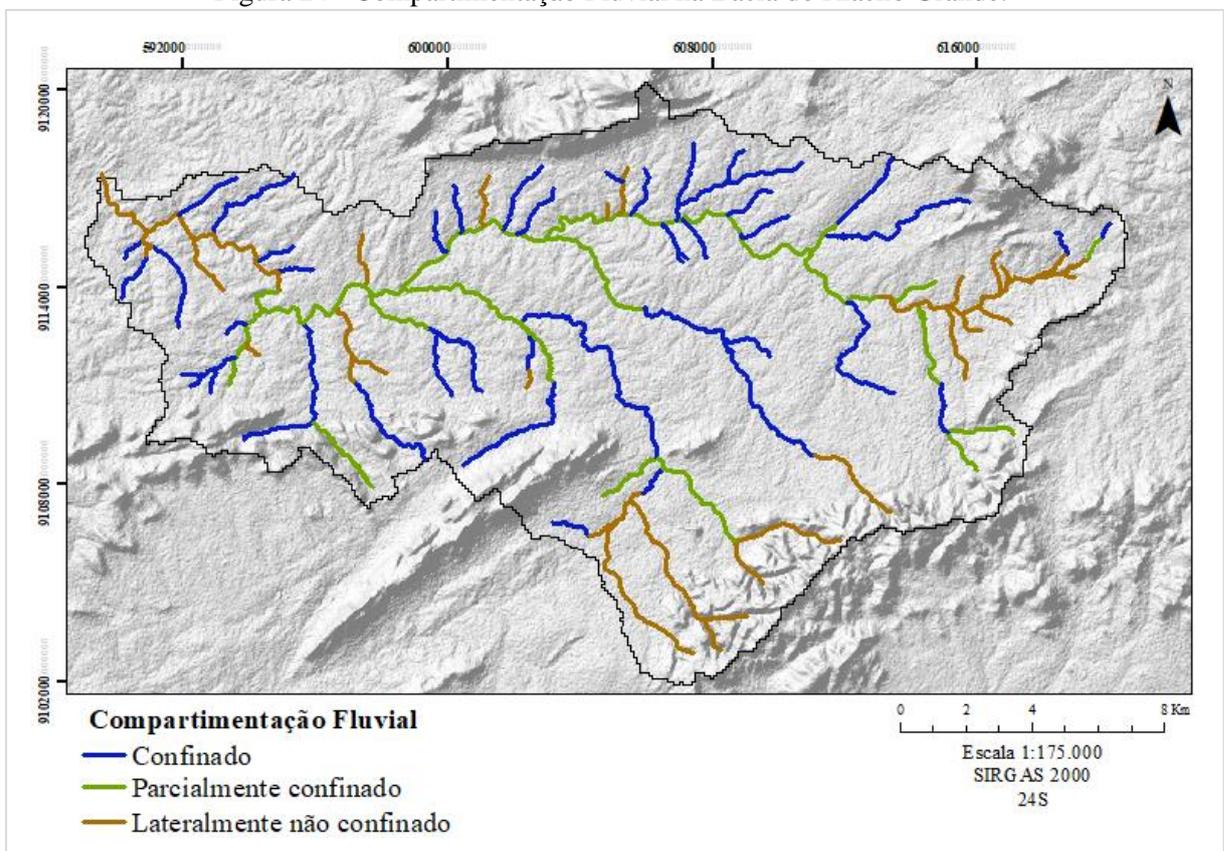
Na unidade de paisagem em questão ainda se encontram as áreas compostas por sedimentos cenozóicos que se referem àquelas caracterizadas por largas planícies aluviais, de sedimentos arenosos, argilosos e conglomeráticos, enquanto os sedimentos eluvio-coluviais arenosos referem-se aos sedimentos cenozóicos inconsolidados retidos nos sopés das elevações.

Quanto às classes de solos nesse contexto sedimentar, Corrêa et al. (2014) destacam a distribuição dos Neossolos litólicos e afloramentos rochosos nas altas declividades e Neossolos quartzarênicos no sopé das encostas. Na área verificou-se ainda em menor proporção a associação aos Argissolos. As atividades de uso da terra concentram-se nos plainos aluviais e nas rampas dos pedimentos, onde desenvolvem-se as práticas agropecuárias em pequenos sítios, com a criação de animais de pequeno a médio porte e os cultivos intra-anuais de mandioca, milho e feijão (ALMEIDA et al., 2016). Nos setores de maior declividade dos maciços residuais e do planalto sedimentar desenvolve-se a caatinga arbustiva densa.

5 COMPARTIMENTAÇÃO E TIPOLOGIAS FLUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE

Com o intuito de compreender a dinâmica fluvial no semiárido nordestino, foram analisados os canais na Bacia do Riacho Grande com base na proposta de estilos fluviais de Brierley e Fryirs (2005). Nesse sentido, deu-se início a análise a partir da compartimentação fluvial, que segundo os autores reflete os controles regionais na morfologia dos canais, indicando os processos superficiais dominantes em relação ao seu contexto paisagístico. Essa análise classifica os canais de acordo com grau de confinamento do vale (figura 24), subdividindo-os conforme características semelhantes, relacionadas a distribuição de depósitos de planícies de inundação/plainos aluviais ao longo dos trechos de canais. Sendo assim, os vales confinados, são aqueles ausentes de planícies de inundação ou ocorrem de maneira ocasional, com extravasamento de fluxo unilateral. Os vales parcialmente confinados, mantêm na maior parte do trecho planícies de inundação de modo descontínuo, enquanto nos vales lateralmente não confinados há o extravasamento do fluxo bilateral e a formação contínua desses depósitos aluviais.

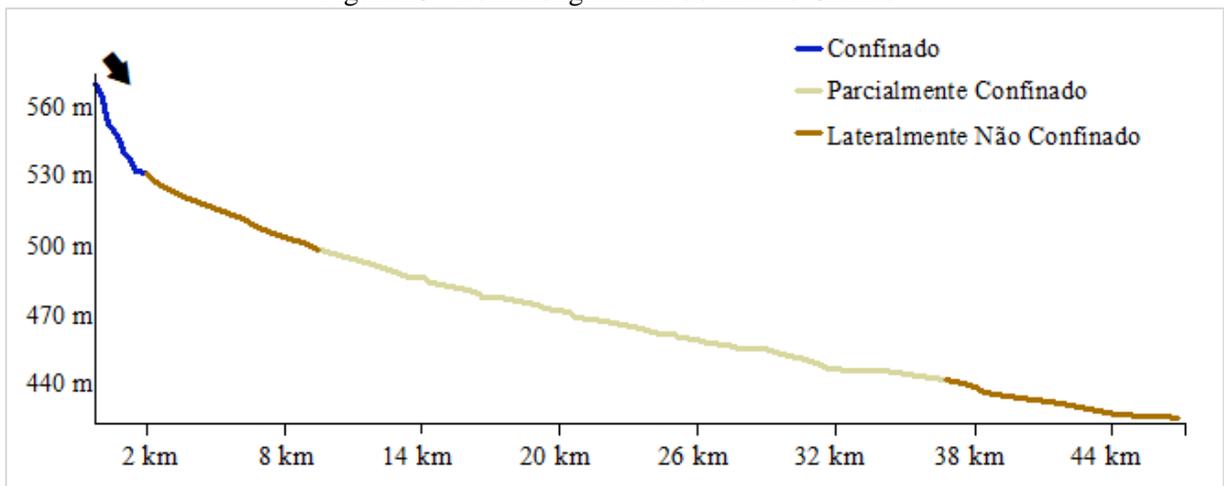
Figura 24 - Compartimentação Fluvial na Bacia do Riacho Grande.



Org. da autora

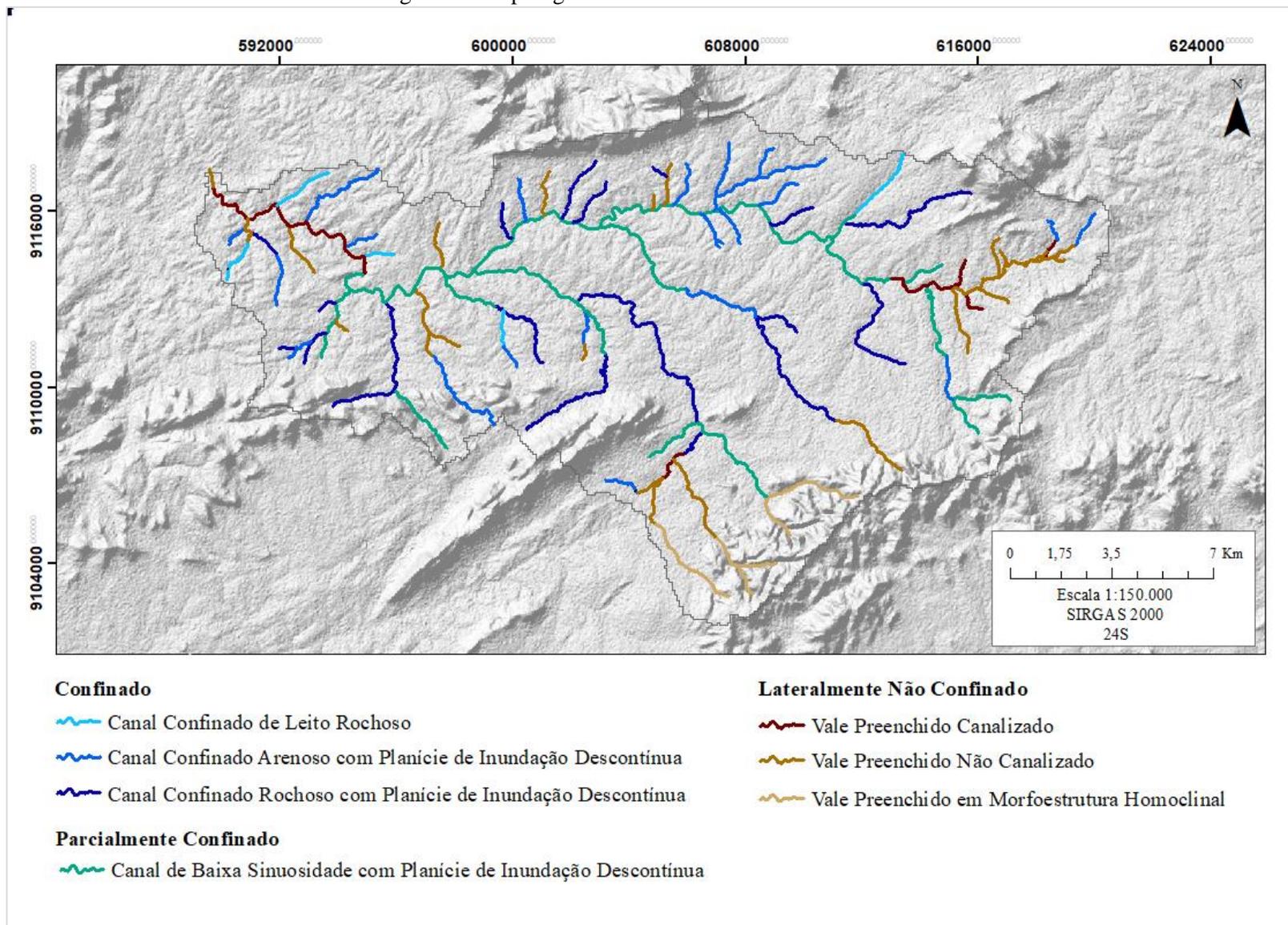
O perfil longitudinal do canal principal (figura 25) reflete as diferentes compartimentações da bacia do Riacho Grande. Até a cota de 530 metros, o perfil apresenta um comportamento majoritariamente erosivo, característico dos vales confinados. À jusante, o perfil torna-se mais suave, evidenciando o predomínio de processos deposicionais, expressos pelos vales lateralmente não confinados, relacionados à presença de elementos que rompem as ligações de transferência dentro do canal, sejam de origem estrutural ou antrópica, criando zonas de acumulação de sedimentos. Entre as cotas de 500 a 450 metros, o rio assume uma dinâmica mista marcada por processos erosivos e deposicionais característicos de uma zona de transferência de sedimentos, onde o canal torna-se parcialmente confinado. Nesse trecho, os *knickpoints* registram a existência de controles estruturais no canal, indicados pela sequência de soleiras rochosas. Em seguida, o perfil torna-se mais suave, evidenciando os processos deposicionais já próximos ao seu exutório.

Figura 25 - Perfil longitudinal do Riacho Grande.



Com base na compartimentação fluvial e visando entender a dinâmica relacionada ao caráter e comportamento dos rios, foram subdivididos segmentos com características distintas, distribuídos em tipologias que representassem em escala local o contexto paisagístico em que estão inseridos. Desse modo, considerando as unidades de paisagem, a compartimentação fluvial e as características geomorfológicas locais, foram definidas na Bacia do Riacho Grande sete tipologias (figura 26): canais confinados rochosos, canais confinados rochosos com planícies de inundação descontínua, canais confinados arenosos com planícies de inundação descontínua, canais de baixa sinuosidade com planícies de inundação descontínua, vale preenchido canalizado, vales preenchido não canalizado e vales preenchidos em morfoestrutura homoclinal.

Figura 26 - Tipologias fluviais na Bacia do Riacho Grande



5.1 CONFINADO

Os vales confinados na Bacia do Riacho Grande referem-se àqueles com ausência de planícies de inundação ou com sua distribuição irrisória e ocasional, geralmente associadas a controles litológicos e estruturais, como falhas e/ou lineamentos. São canais únicos, contínuos, de baixa ordem, predominantemente de controle erosivo, com baixa sinuosidade e perfis longitudinais e laterais de média a alta declividade.

Em relação ao caráter e comportamento, subdividem-se em três diferentes tipologias com características singulares: canal confinado rochoso, canal confinado rochoso com planície de inundação descontínua e canal confinado arenoso com planície de inundação descontínua.

5.1.1 Canal Confinado Rochoso

A tipologia em análise refere-se ao canal confinado de leito rochoso, com geometria influenciada por controles estruturais, apresentando alto gradiente no perfil longitudinal e no perfil lateral. O segmento representado na figura 27, com 3,0 Km de extensão, encontra-se numa área de contato entre as diferentes litologias do Complexo Afogados da Ingazeira e do Complexo São Caetano, com vale estreito em “V” encaixado em linha de fraqueza da Z.C. Afogados da Ingazeira. Esse controle é verificado em planta pela presença de inflexões e de *knickpoints* na seção longitudinal do rio.

Com baixa incidência na bacia do Riacho Grande, os canais dessa tipologia apresentam margens estáveis e encostas íngremes, com a manutenção do contato direto entre o leito rochoso, onde há o predomínio de ações erosivas para sua evolução. Situam-se em áreas fonte e de transferência de sedimentos, com deposição pontual relacionada ao desenvolvimento de pequenos bolsões de sedimentos aprisionados à montante de soleiras rochosas e/ou na confluência entre tributários (figura 28), sendo retrabalhados durante eventos de alta magnitude. A distribuição de barramentos artificiais também contribui para a gênese dessas feições deposicionais.

Figura 27 - Canal Confinado Rochoso.

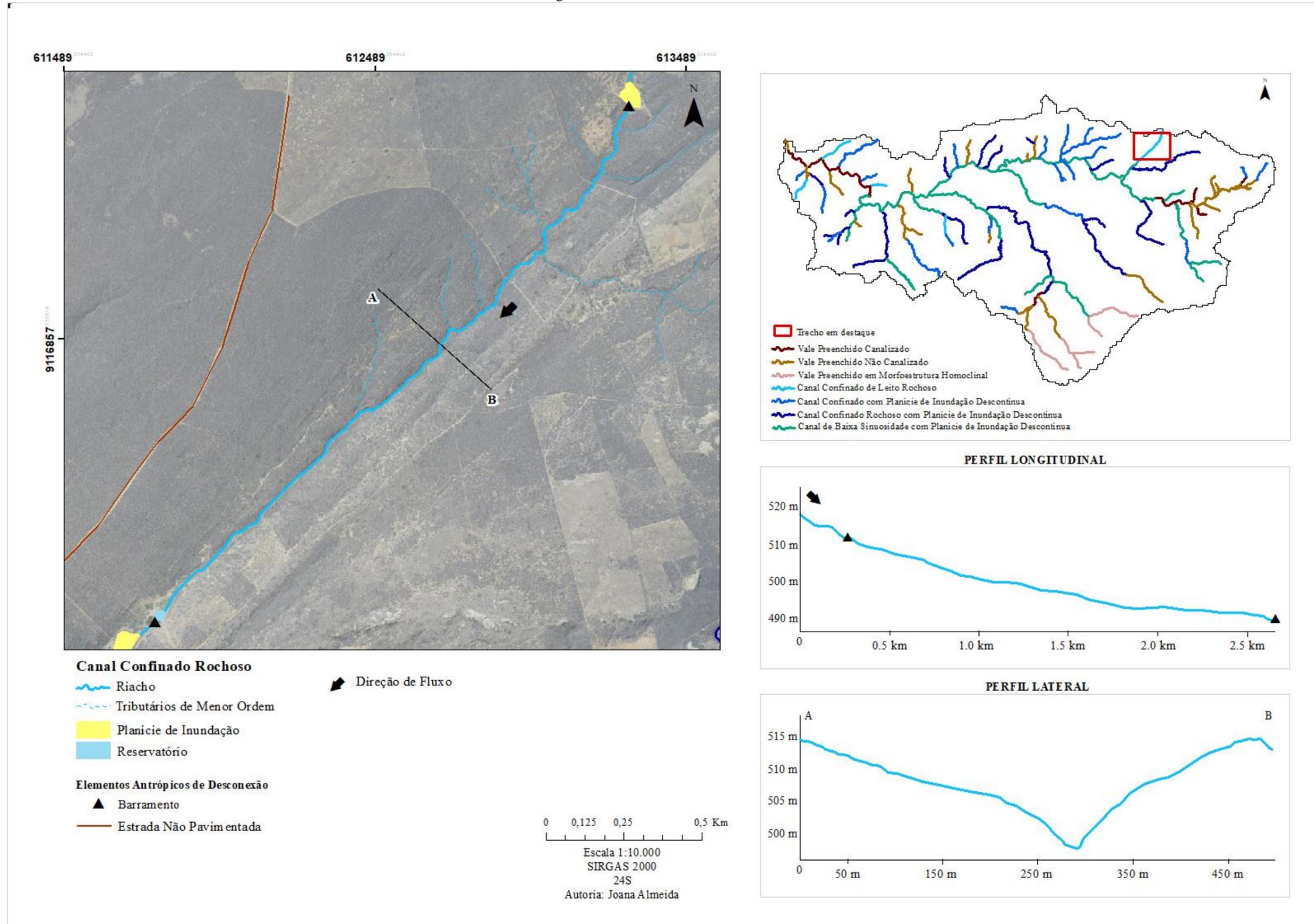
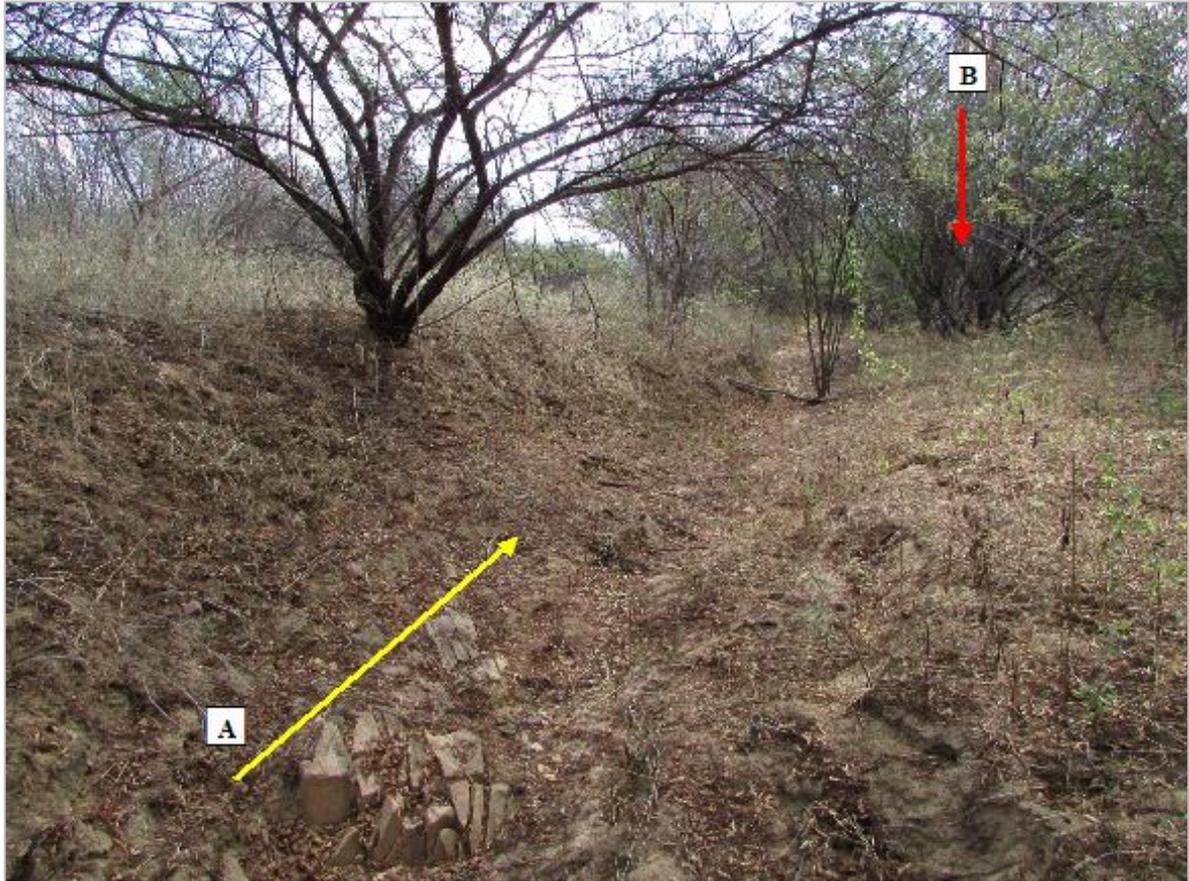


Figura 28 - Sedimentos aprisionados próximos a confluência. A – Direção de fluxo do canal em análise. B – Confluência



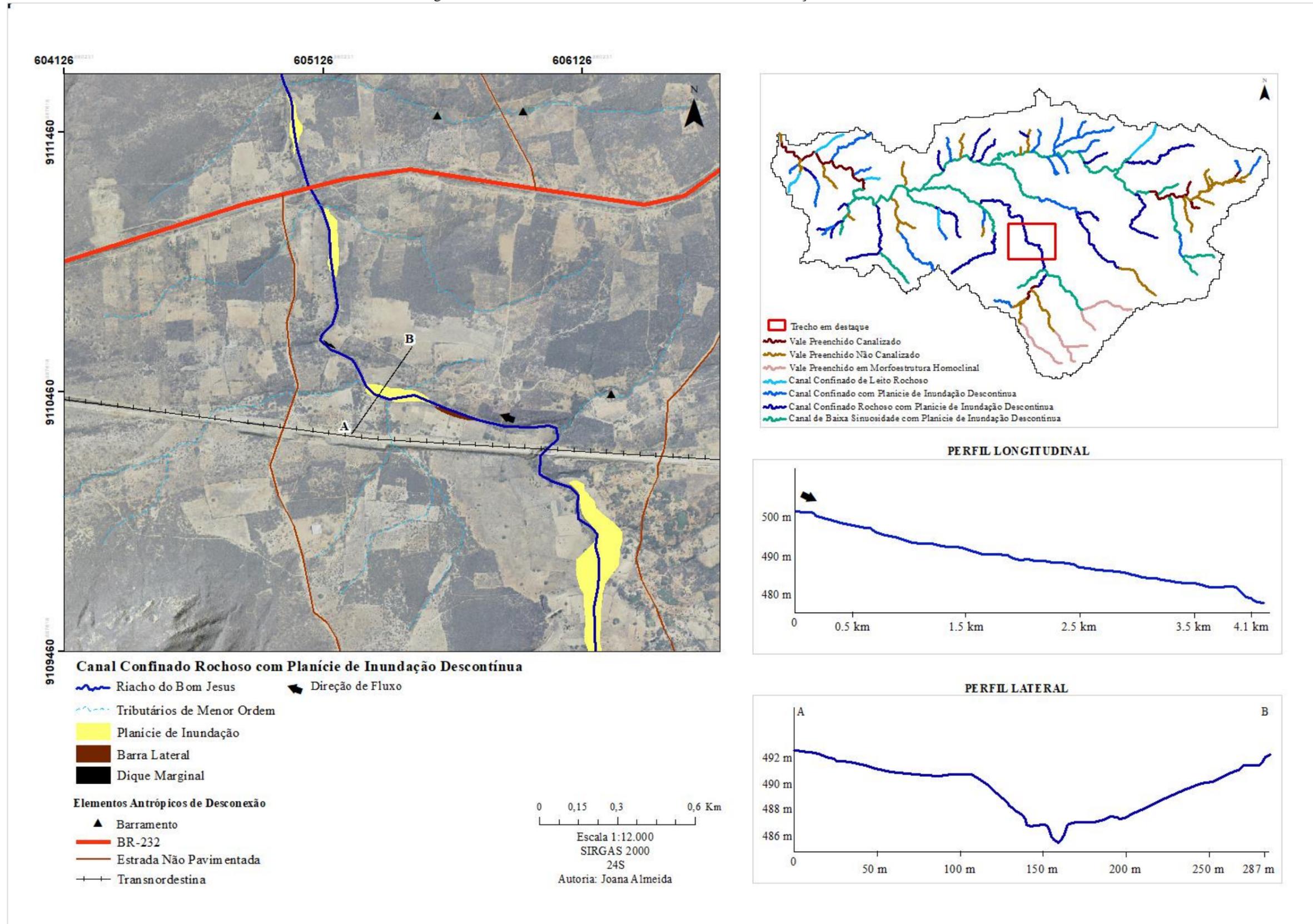
Acervo da autora. Outubro/2019

Durante a baixa vazão o dreno não apresenta fluxo, tornando evidente a presença de rupturas e sequência de soleiras-piscinas/poças. Na alta vazão, apresenta alta capacidade e competência do fluxo, contribuindo como área fonte para o segmento adjacente. O trecho em destaque apresenta baixo impacto antrópico em seu curso, destacando-se o desenvolvimento da vegetação arbustiva densa. As intervenções antrópicas ocorrem de modo pontual, sob a forma de barramentos artificiais e estradas não pavimentadas.

5.1.2 Canal Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua

A tipologia em questão destaca-se em planta como canais únicos, contínuos, de leito rochoso, com a presença de planícies de inundação ocasionais (figura 29). Localizam-se em setores de transição entre trechos de alta e baixa capacidade de transferência de sedimentos. Possuem entalhe profundo do canal com margens assimétricas, com distinção de resistência, alterando a capacidade de ajuste do rio.

Figura 29 - Canal Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua



Os canais confinados rochosos com planícies de inundação descontínuas são bastante expressivos na bacia do Riacho Grande, individualizados pela sinuosidade média, localizam-se em áreas tipicamente de erosão e transporte, com o desenvolvimento de algumas feições deposicionais durante a intermitência do fluxo (figura 30). Entre as unidades geomórficas formam-se barras laterais, planícies de inundação em bolsão e sequência de soleiras e piscinas/poças. Os processos deposicionais ocorrem pelo extravasamento do fluxo nas margens convexas e suaves, enquanto as margens côncavas e íngremes são controladas pela litologia. Em planta, esses canais tornam-se mais largos próximos ao contato com o segmento a jusante, evidenciando o comportamento transitório entre feições deposicionais. Essas feições, por sua vez, ocorrem como zonas de acumulação temporárias, compostas majoritariamente por sedimentos cascalho-arenosos, sendo retrabalhadas nos períodos de alta vazão.

Figura 30 - Deposição de planície em bolsão em canal de leito rochoso. A – Ruptura. B – Deposição de sedimentos em bolsão. Seta vermelha indica direção de fluxo.



Acervo da autora. Outubro/2019.

O segmento em destaque na figura 29, com 4,1 Km de extensão, refere-se ao Riacho do Bom Jesus, localizado no contato entre as rochas metassedimentares do Complexo São Caetano e dos granitoides da Suíte Intrusiva Terra Nova, além da presença da Z.C. Afogados da Ingazeira. Esses controles são expressos por inflexões no canal e *knickpoints* observados no perfil longitudinal. O gradiente mais suave com sucessão de rupturas indica o controle estrutural sobre os processos deposicionais ao longo do segmento, com a sequência de bolsões de sedimentos arenosos e cascalhosos aprisionados à montante de soleiras rochosas.

Nessa tipologia, estabelecida em pedimento dissecado, além dos controles estruturais, intervenções antrópicas exercem influência no comportamento fluvial e na paisagem. Pequenos assentamentos rurais estão localizados diretamente no entorno, apresentando culturas de ciclo curto nas encostas sob cobertura eluvial e pecuária de animais de pequeno a médio porte. Devido à expansão dessas práticas, há a construção de barramentos e reservatórios rompendo a ligação no próprio canal, além de estradas não pavimentadas e a instalação permanente da ferrovia Transnordestina. Essas intervenções remobilizam os sedimentos das encostas transferindo-os para a rede de drenagem. Durante a baixa vazão esses sedimentos permanecem aprisionados, até que um pulso de energia durante a alta vazão retrabalhe-os.

5.1.3 Canal Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua

Tipologia mais expressiva entre os canais confinados, os trechos em análise (figura 31) caracterizam-se por canais únicos e contínuos, com leito escavado em sedimentos que recobrem o pedimento dissecado do Complexo São Caetano. Apresentam afloramentos rochosos pontuais no meio do canal e/ou nas margens, relacionados a linhas de fraqueza transversais à direção do fluxo, com a deposição de sedimentos a montante das soleiras rochosas formando planícies em bolsão ocasionais. Por apresentarem margens assimétricas têm-se a deposição de barras laterais e planícies de inundação rasas contíguas às margens íngremes de maior resistência (figura 32).

Os segmentos em análise destacam-se pelo domínio da incisão do leito em relação aos processos erosivos nas margens (figura 33), observado no perfil lateral pela dissecação profunda do talvegue. Portanto, a resistência das margens limita a capacidade de ajuste e a migração lateral do canal, restringindo os espaços de acomodação de sedimentos a setores pontuais do rio relacionados aos controles estruturais na área, como verificado em planta através da disposição de feições deposicionais ligadas a inflexões no canal.

Localizam-se adjacentes aos canais parcialmente confinados, contribuindo para esses setores como áreas fonte e de transferência de sedimentos durante os eventos de alta magnitude e baixa frequência. Em relação ao uso e cobertura da terra, os setores da bacia do Riacho Grande apresentam baixa intervenção antrópica, pontualmente marcada pela construção de barramentos artificiais e estradas.

Figura 31 - Canal Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua

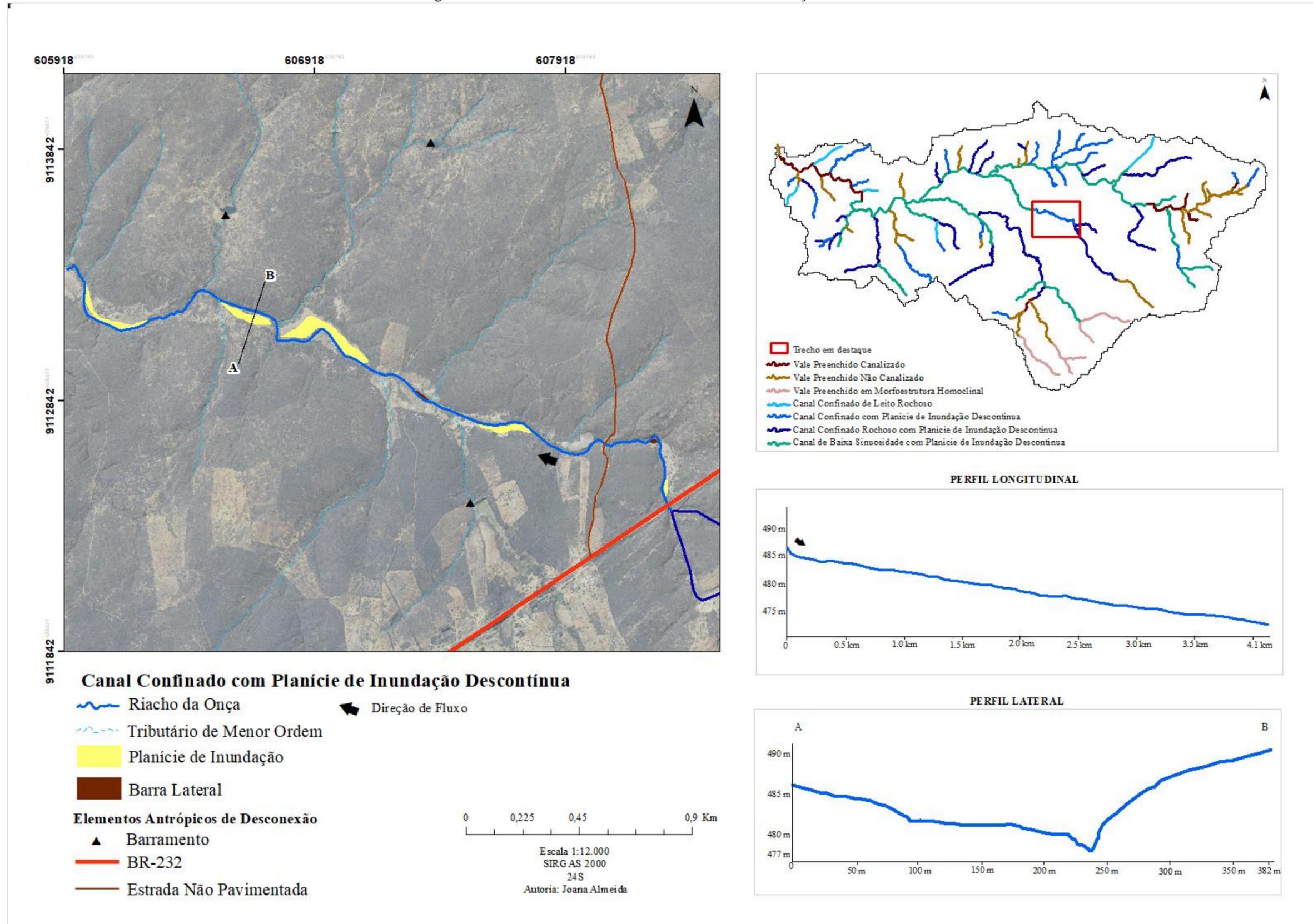
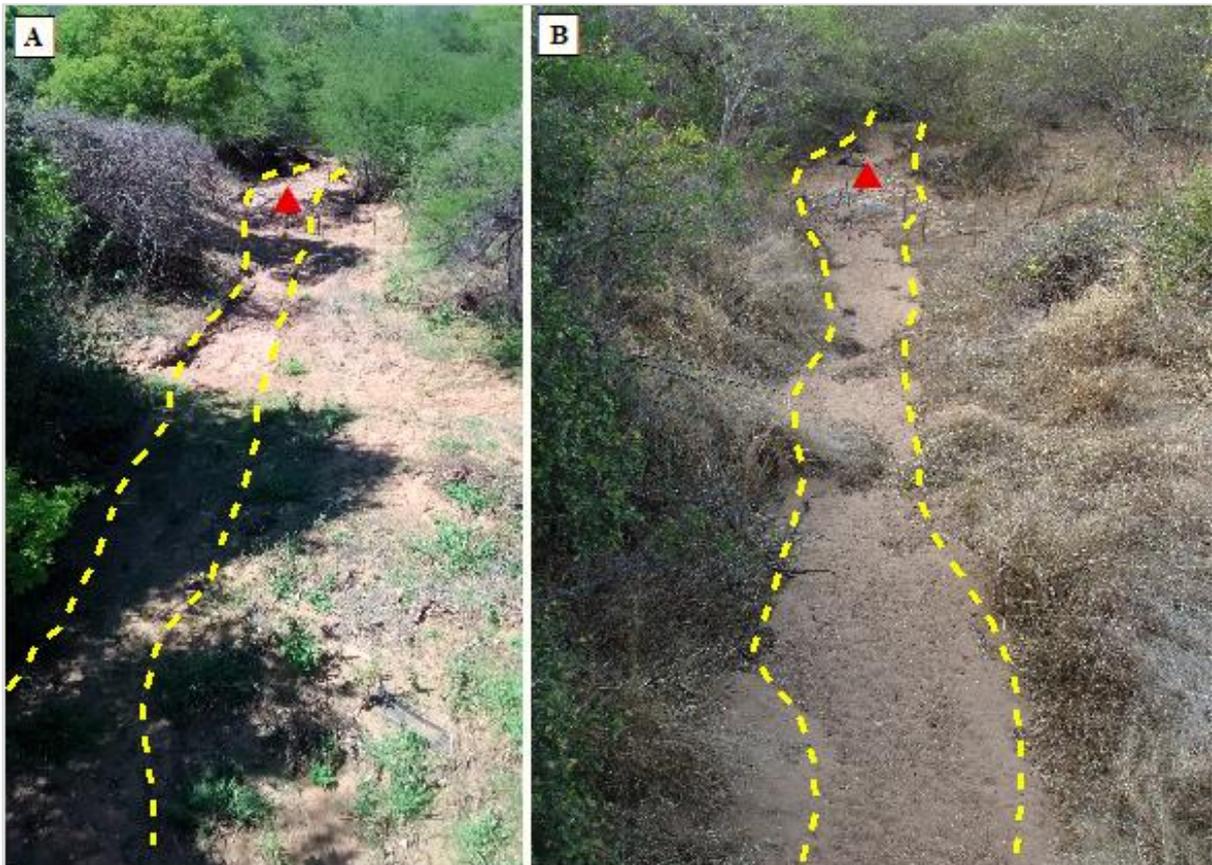


Figura 32 - Canal escavado arenoso com planície em bolsão adjacente à margem com afloramentos rochosos. A – Planície em bolsão. Seta amarela – direção do fluxo. Seta preta – barramento.



Acervo da autora. Dezembro/2015

Figura 33 - Canal escavado de leito arenoso. A – Incisão do canal (2014). B – Preenchimento do canal (2019). Marcador vermelho indica soleira rochosa.



Acervo da autora. Dezembro/2015 e Outubro/2019

5.2 PARCIALMENTE CONFINADO

Na bacia do Riacho Grande, os vales parcialmente confinados foram identificados, de acordo com o caráter e comportamento fluvial, como canais de baixa sinuosidade com planícies de inundação descontínuas. Situam-se comumente à jusante dos vales confinados e assumem o destaque de zona de transferência de sedimentos para a rede de drenagem. No geral, são bastante representativos na área de estudo, sobretudo no que se refere ao canal principal, tratando-se de tipologias transicionais, caracterizadas pela conjunção de controles erosivos e processos deposicionais.

5.2.1 Canal de Baixa Sinuosidade com Planícies de Inundação Descontínuas

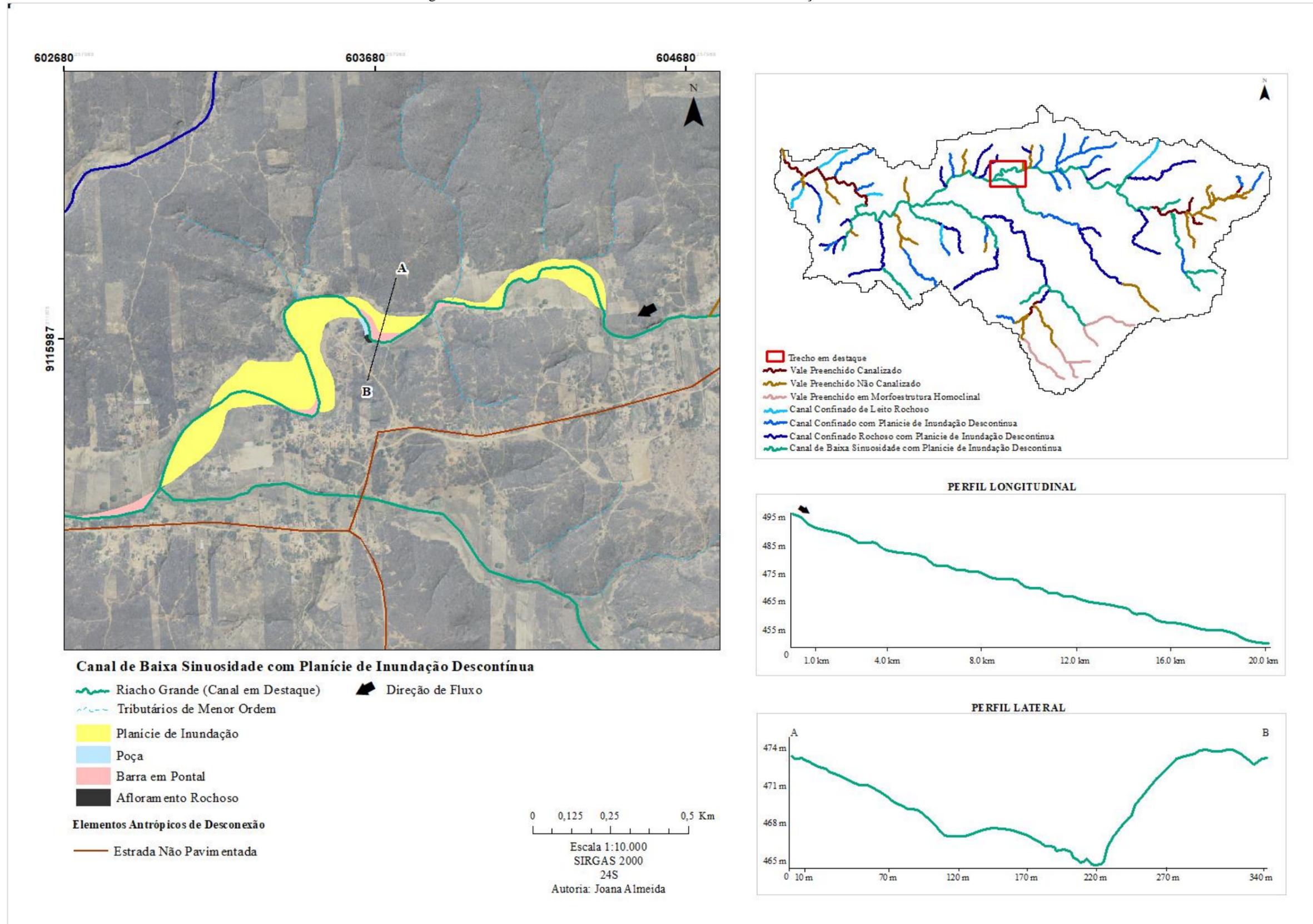
Diferente dos canais confinados, os canais de baixa sinuosidade com planícies de inundação ocasionais caracterizam-se pela concomitância de processos erosivos e deposicionais. Em alguns segmentos verificou-se a predominância do comportamento deposicional em relação ao erosivo. Portanto, as morfologias de acumulação são mais expressivas nessa tipologia, com a formação de barras em pontal e planícies de inundação. Possuem vales alargados, com canais descontínuos, de baixa energia e competência, com a deposição de material siltico-arenoso no leito e nas margens. O trecho apresenta capacidade de ajuste de moderada a alta, com a migração lateral do canal, a partir da atuação dos processos erosivos nas margens côncavas e deposição nas margens convexas, além do extravasamento do fluxo (figuras 34 e 35).

Figura 34 - Canal de baixa sinuosidade. A – As setas indicam a deposição de sedimentos na margem convexa, com extravasamento do fluxo adjacente. B – Poça adjacente a soleira rochosa (indicada pelo marcador vermelho) e barra longitudinal a jusante.



Acervo da autora. Dezembro/2015

Figura 35 - Canal de Baixa Sinuosidade com Planície de Inundação Descontínua



Encaixados em pedimento detrítico, situam-se nos setores à montante dos canais lateralmente não confinados, onde as intervenções antrópicas são intensificadas pelas atividades agropecuárias devido ao aproveitamento dos bolsões de sedimento e das áreas planas e alagáveis. Essas práticas contribuem para a remobilização dos sedimentos das margens depositando-os no leito. O maior trecho dessa tipologia refere-se ao canal principal da bacia, o Riacho Grande, apresentando impacto antrópico direto com a construção de barramentos para o represamento de água. Como resultado tem-se o aprisionamento de sedimentos à montante da parede da barragem, impulsionando a gênese de morfologias agradacionais.

5.3 LATERALMENTE NÃO CONFINADO

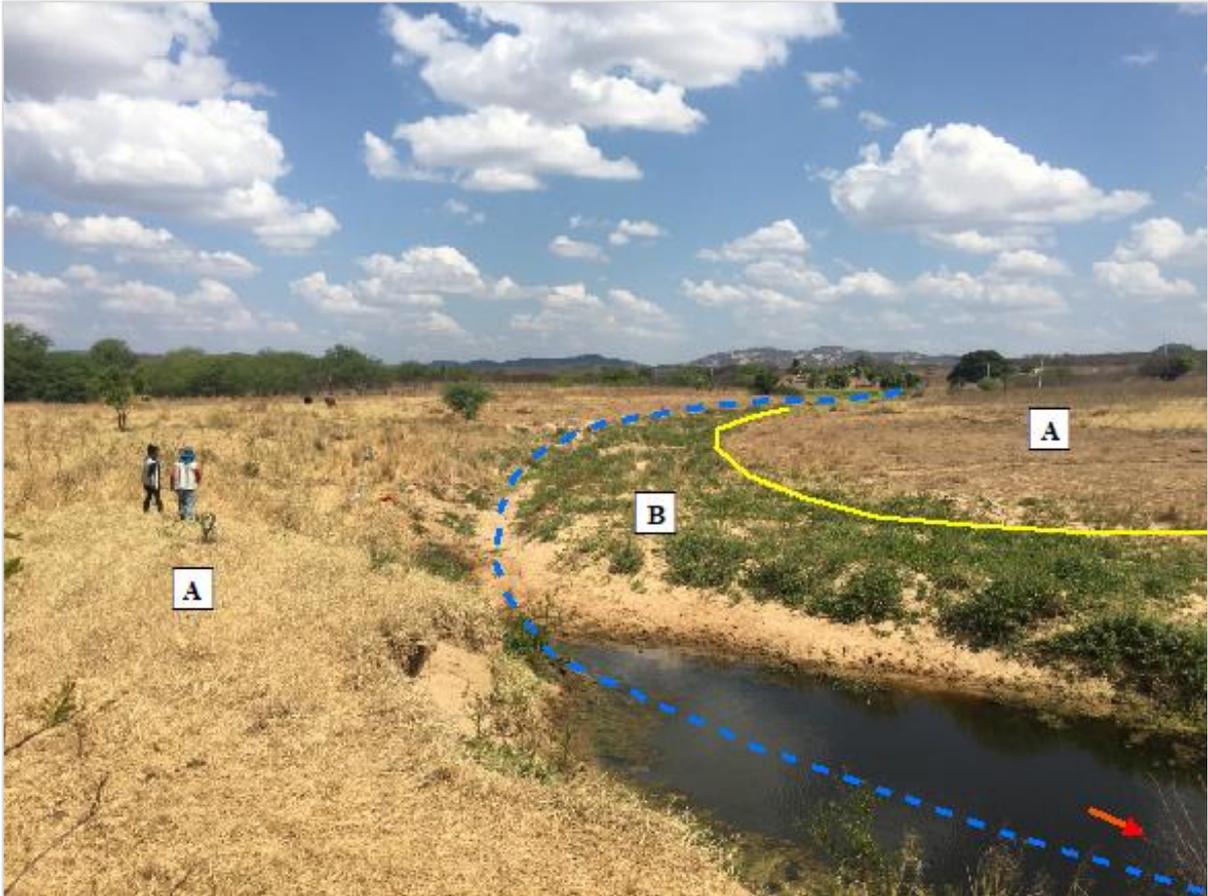
Os vales lateralmente não confinados estão localizados nos setores de baixas declividades da bacia do Riacho Grande, com a predominância de formas deposicionais, e canais com alta capacidade de ajuste lateral e vertical. Apresentam plainos aluviais largos, rasos e bilaterais, com a incisão descontínua de canal único ou múltiplos canais rasos, entretanto em sua maioria, os canais são ausentes. Com alta incidência de intervenções antrópicas, seu uso é recorrente para o desenvolvimento das atividades agropecuárias, bem como para a implantação de barramentos para armazenamento de água. Esses barramentos, típicos de regiões secas, influenciam na distribuição de sedimentos ao longo do canal, criando plainos aluviais à montante.

Considerando tais particularidades locais de cada trecho em planta, os vales lateralmente não confinados foram subdivididos em: vale preenchido canalizado, vale preenchido não canalizado e vale preenchido em morfoestrutura homoclinal.

5.3.1 Vale Preenchido Canalizado

Os segmentos identificados por preenchimento canalizado, referem-se aos canais de baixa sinuosidade, com vale alargado e preenchido, com fluxo canalizado e contínuo no depósito aluvial, formando canais únicos e rasos (figura 36). São canais de baixa energia, com encostas suaves e baixo gradiente, apresentando comportamento majoritariamente deposicional, com a acumulação de sedimentos ao longo do vale formando plainos aluviais largos e contínuos, a partir do extravasamento de fluxo durante as cheias. Situam-se sobre os setores de baixas declividades dos Pedimentos Dissecados dos Complexos São Caetano e Floresta. Nessas áreas a intensa atividade antrópica, voltada para práticas agropecuárias de pequeno a médio porte, facilita os processos erosivos e a instabilidade das margens, promovendo a transferência de sedimentos para dentro do canal.

Figura 36 - Trecho de preenchimento canalizado, Riacho Varzinha. A – Planície de Inundação. B – Barra Lateral Arenosa. Seta vermelha – direção de fluxo.



Acervo da autora, outubro/2019

O segmento em destaque na figura 37, trata-se do Riacho Varzinha, que apresenta encostas suaves e perfil longitudinal uniforme, evidenciando a dissipação de energia e predomínio dos processos deposicionais, com a formação de barras em pontal e dique marginal adjacentes ao plano aluvial. As barras em pontal têm sua gênese na deposição de sedimentos arenosos nas margens contíguas aos afloramentos rochosos/matacões associados a controles estruturais de lineamentos NE-SW (figura 39). Esses controles podem ser observados em planta por meio das inflexões na drenagem. Nesse trecho observa-se a presença de áreas alagáveis durante o período de estiagem, enquanto no período chuvoso o fluxo preenche todo o vale acima do nível do plano aluvial, retrabalhando os sedimentos e depositando-os.

Figura 37 - Vale Preenchido Canalizado.

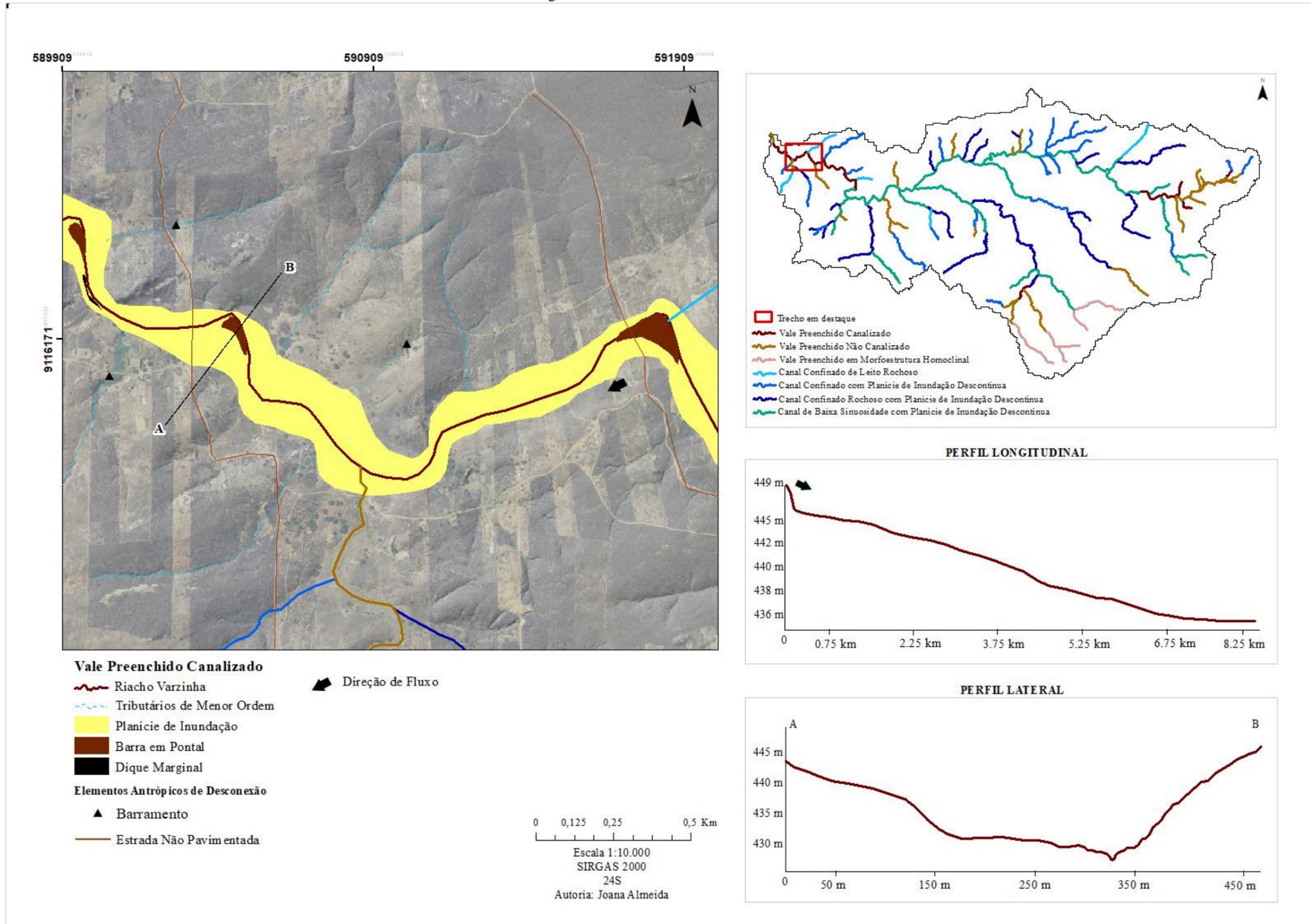


Figura 38 - Barra em pontal adjacente a afloramento rochoso. A – Barra em pontal arenosa.



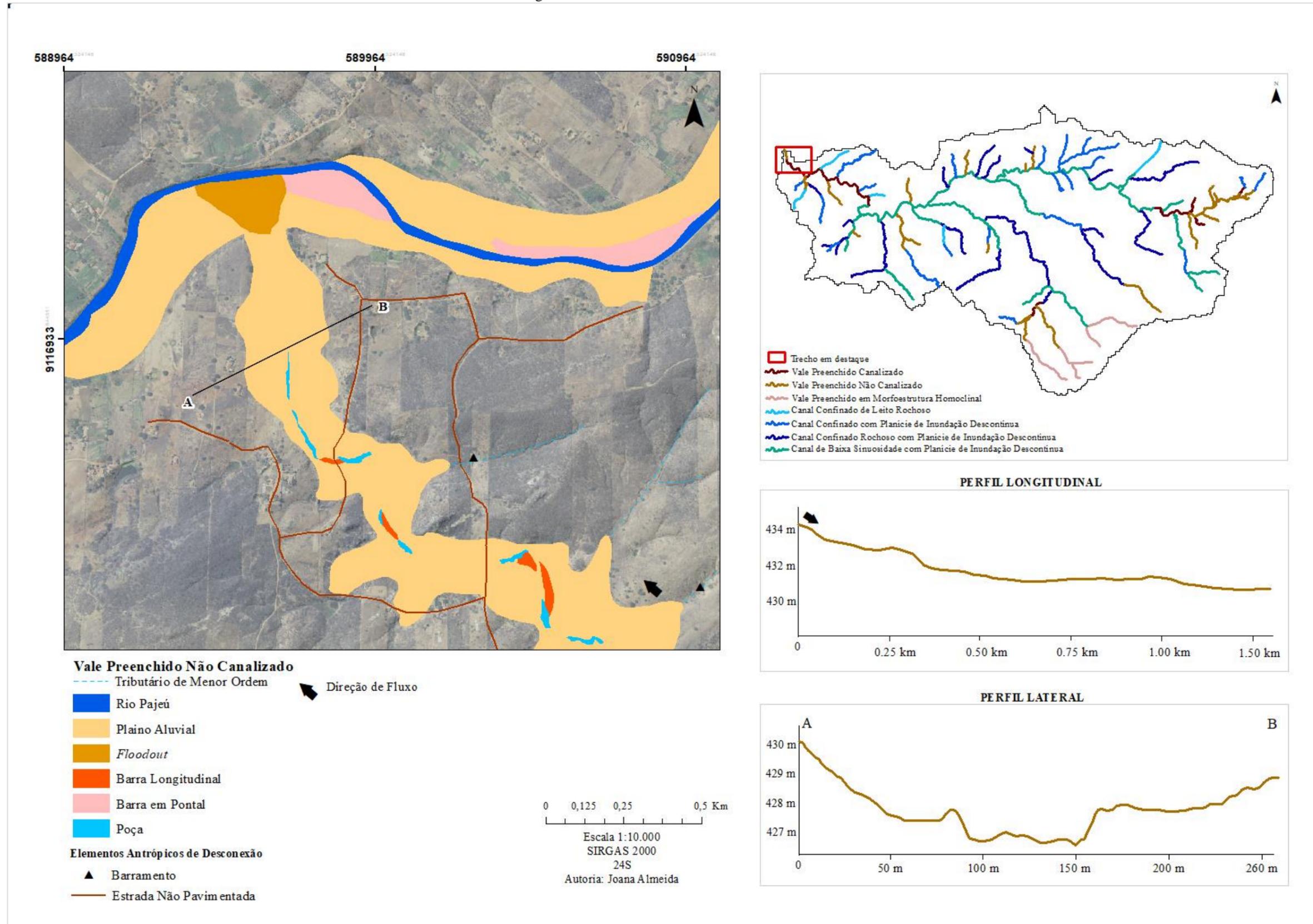
Acervo da autora. Outubro/2019

Em relação às particularidades no comportamento do trecho, com aproximadamente 8,5 Km de extensão, têm-se a dominância dos controles erosivos até a cota de 445 m. Esse controle está associado à diferença de nível de base local, resultado da construção de barragem no segmento à montante. Essa diferença altimétrica acarreta a atuação de processos erosivos locais como a dissecação do canal. À medida que o fluxo caminha à jusante, sua energia e competência decrescem, engendrando morfologias agradacionais no meio de canal.

5.3.2 Vale Preenchido Não Canalizado

Os vales preenchidos não canalizados (figura 39) tratam-se de segmentos aluviais largos e planos, de baixa sinuosidade, preenchidos e conservados, com ausência de fluxo canalizado. Situam-se sobre os setores com baixa declividade lateral e longitudinal, caracterizando-se pela baixa capacidade e competência do fluxo, com a maior expressividade dos processos agradacionais.

Figura 39 - Vale Preenchido Não Canalizado.



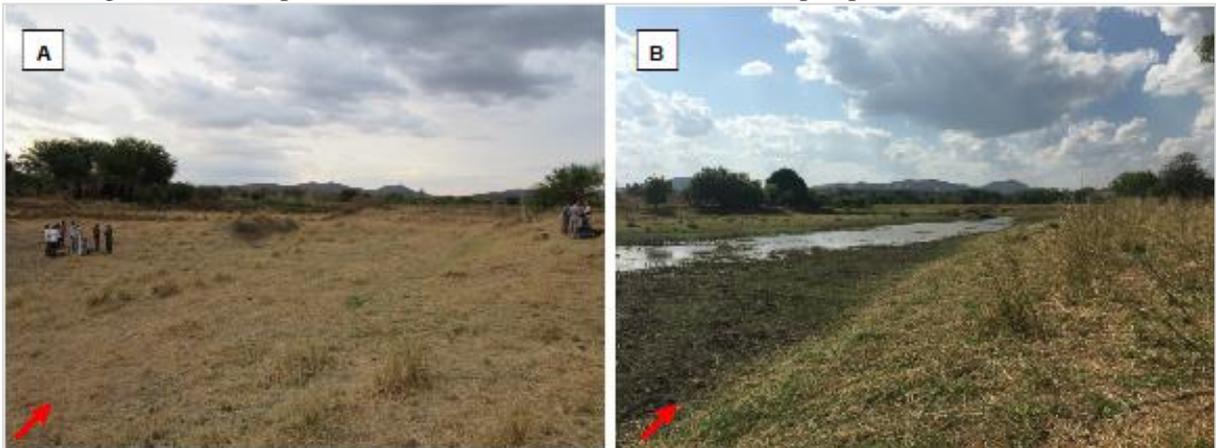
Configuram-se como sistemas de baixa energia, com a predominância de morfologias deposicionais, sobretudo no meio do canal, associadas a eventos de vazão espasmódicos. Para Brierley e Fryirs (2005) tratam-se de morfologias temporárias elaboradas pelo material do próprio leito (figura 40). Nessa tipologia pode ser frequente a presença de ravinas descontínuas e pequenas poças, que estão associadas aos estágios de baixa vazão, onde o fluxo é limitado às depressões ou pequenas incisões na superfície do vale, com acumulação de carga de sedimentos suspensos. Durante os períodos de maior fluxo, o vale é coberto por uma lâmina d'água, pela qual os materiais são remobilizados e rapidamente depositados à medida que a energia do fluxo é dissipada em direção à jusante (figuras 41 e 42), resultando na formação de *floodouts*.

Figura 40 - Morfologia de meio de canal. A – Barra longitudinal. Seta vermelha indica direção do fluxo



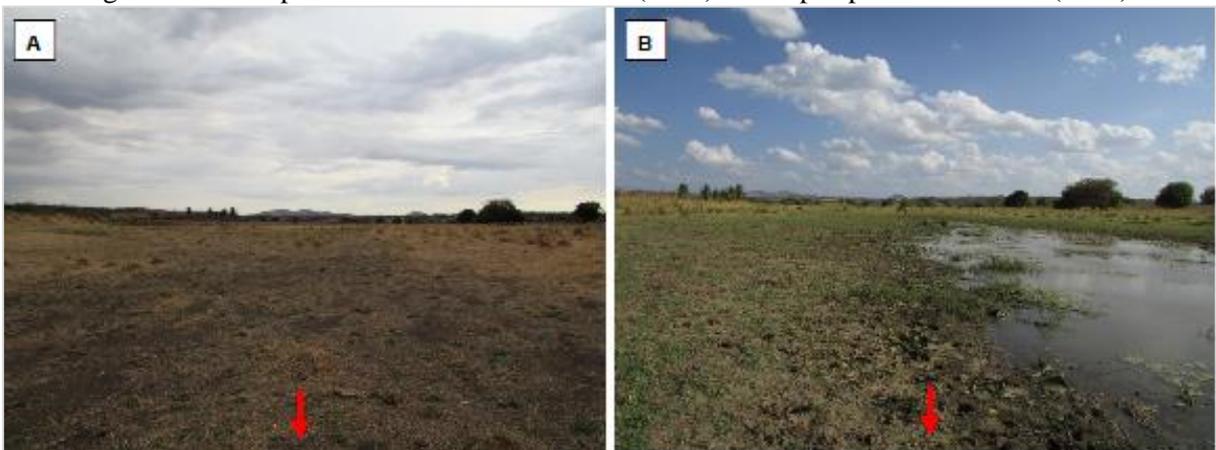
Acervo da autora. Outubro/2019

Figura 41 - Vale preenchido. A – Período seco (2015). B – Após período chuvoso (2019).



Acervo da autora. Dezembro/2015 e outubro/2019

Figura 42 - Vale preenchido. A – Período seco (2015). B – Após período chuvoso (2019).



Acervo da autora. Dezembro/2015 e outubro/2019

Os vales preenchidos localizam-se em diferentes setores da Bacia do Riacho Grande, normalmente adjacentes aos trechos parcialmente confinados ou vales preenchidos com controles estruturais dominantes, caracterizando-se como receptáculos para os sedimentos oriundos desses canais e outros canais tributários, resultando na estocagem de sedimentos entre confluências, promovendo a desconexão na relação canal-canal e canal-tributários. Nessas áreas têm-se a intensificação das atividades antrópicas, tanto nas margens quanto no meio do canal, com a prática de atividades agropecuárias que induzem processos erosivos locais. Para o desenvolvimento dessas práticas é comum a instalação de poços amazonas (figura 43).

Figura 43 - atividade agropecuária no leito do vale. A – Perfuração de poço amazonas em depósito aluvial (poço com profundidade aproximada de 5 metros).



Acervo da autora. Outubro/2019

5.3.3 Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal

Em relação aos vales preenchidos, destacam-se na Bacia do Riacho Grande aqueles sob a influência de controles morfoestruturais impostos pelo planalto homoclinal de Betânia (figura 44). Possuem cabeceiras em anfiteatro, onde os processos erosivos resultam da convergência do fluxo superficial para o eixo das concavidades. O entulhamento dos espaços de acomodação adjacentes ocorre por meio de sedimentos arenosos, que origina extensos plainos aluviais (figura 45). Esse mecanismo é evidente na análise do perfil longitudinal do trecho em destaque, onde o rio apresenta um comportamento erosivo acima da cota de 700 m, seguido pela gradual suavização do gradiente a partir da cota de 650 m, indicando o início do processo de acumulação no fundo do vale.

Figura 44 - Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal

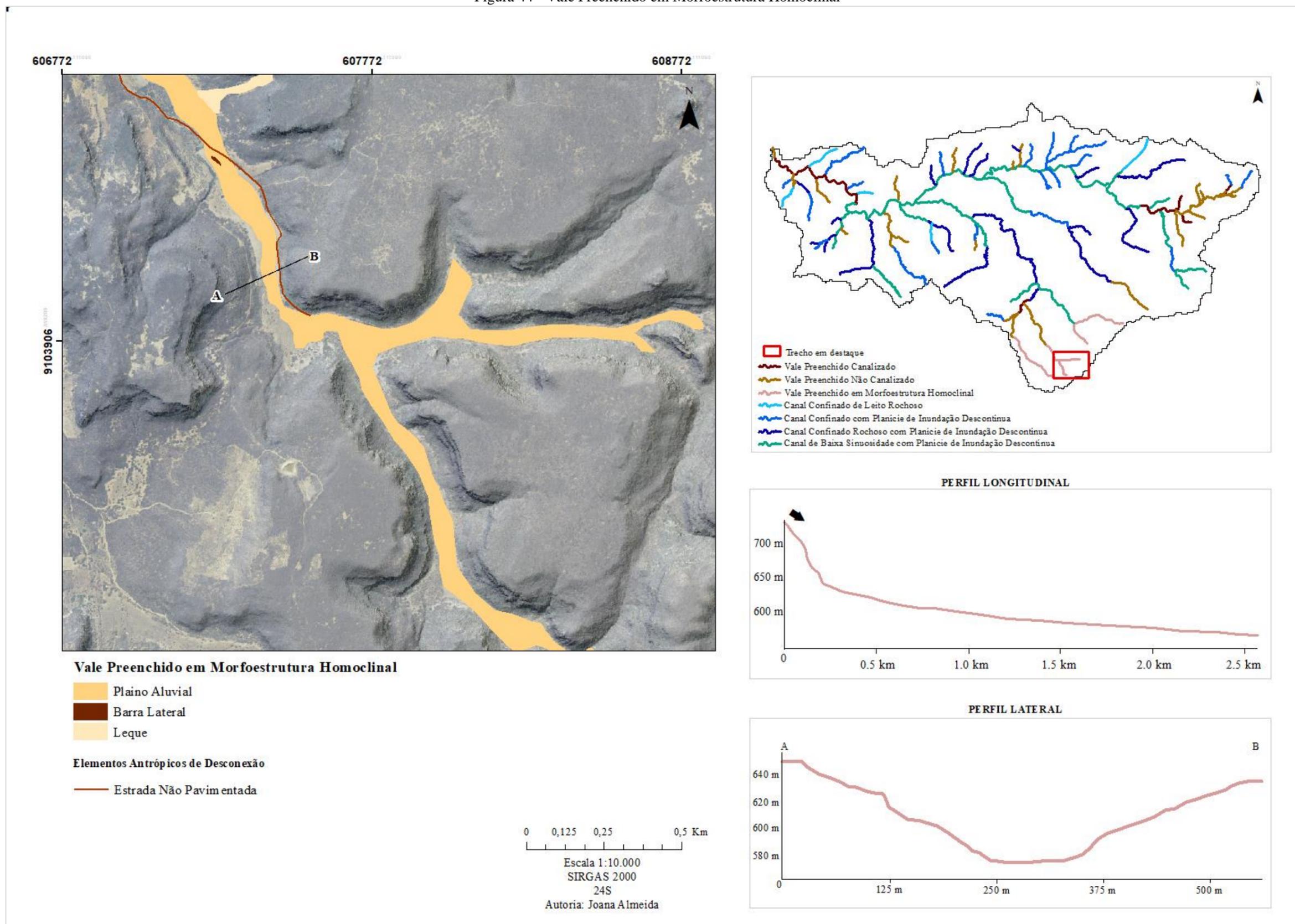
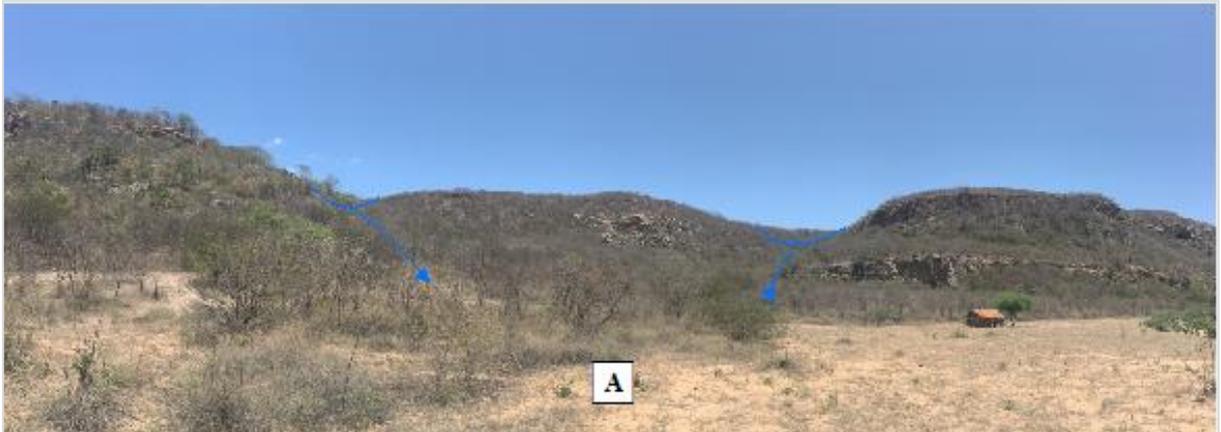


Figura 45 - Cabeceiras de drenagem. A – Estocagem de sedimentos em plaino aluvial adjacente.



Acervo da autora. Outubro/2019

A configuração espacial dos canais, herdada do entrincheiramento da rede de fraturas sub-verticais que secciona o planalto homoclinal paralelamente ao mergulho das camadas sedimentares resulta na elaboração de vales assimétricos irregulares que se alargam em direção à jusante, com encostas de baixa declividade, e capacidade de ajuste lateral limitada pelos afloramentos rochosos. Os plainos aluviais dessa tipologia diferenciam-se dos demais pelo aporte de sedimentos grosseiros, majoritariamente arenosos, como reflexo da proximidade da área fonte (figura 46).

Figura 46 - Plaino aluvial. Seta vermelha indica direção de fluxo.



Acervo da autora. Outubro/2019

Esses segmentos são caracterizados, quanto às relações de uso e cobertura da terra, pela baixa incidência de atividades antrópicas, com intervenções dentro do canal por meio das atividades de pecuária extensiva, enquanto as encostas encontram-se recobertas pela caatinga arbustiva conservada. Em virtude do caráter arenoso dos plainos aluviais, na área foi identificada a distribuição expressiva de poços amazonas com profundidades que variam de 3 a 7 metros, auxiliando na manutenção das práticas agropecuárias locais.

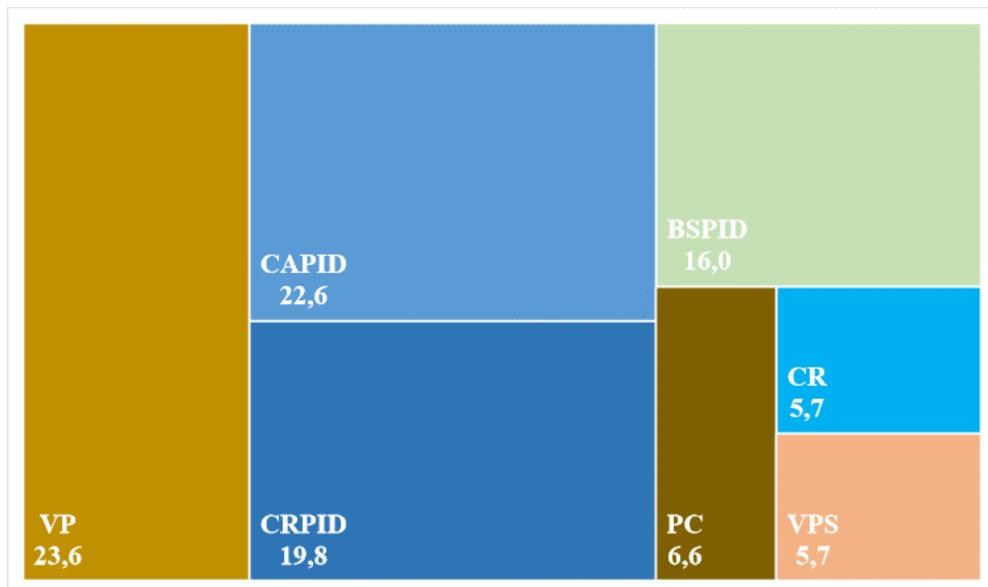
No geral, a análise da compartimentação e tipologias fluviais possibilita compreender a dinâmica fluvial na Bacia do Riacho Grande, resultando em um guia inicial sobre a diversidade dos sistemas fluviais semiáridos e a sua relação com o contexto paisagístico em que se inserem, tornando-se essencial para a interpretação dos processos de produção e acumulação de sedimentos nos diferentes setores da bacia. Com esse intuito, o quadro 1 apresenta uma síntese das características e do comportamento das tipologias fluviais identificadas na Bacia do Riacho Grande, como ponto de partida para o aprofundamento dos estudos fluviais semiáridos.

Quadro 1 - Tipologias fluviais na Bacia do Riacho Grande – Resumo.

Tipologia	Características			Comportamento
	Forma em Planta	Unidades Geomórficas	Material do Leito	
Confinado Rochoso	Canal único, retilíneo e contínuo - confinado	Barra lateral cascalho-arenosa e planície em bolsão	Rochoso	Capacidade de ajuste limitada. Remobilização de sedimentos grosseiros durante as cheias
Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua	Canal único e contínuo, de baixa sinuosidade – confinado	Barra lateral, planície em bolsão descontínua	Rochoso	Ajuste limitado aos setores de sedimentação.
Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua	Canal único e contínuo, de baixa sinuosidade – confinado	Barra lateral arenosa, planície em bolsão descontínua	Arenoso	Incisão do canal. Capacidade de ajuste limitada a setores pontuais.
Canal de Baixa Sinuosidade com Planície de Inundação Descontínua	Canal único, descontínuo, de baixa sinuosidade – parcialmente confinado	Barra em pontal, sequência de poças e soleiras rochosas, planícies de	Arenoso	Capacidade de ajuste de moderada a alta. Migração lateral do canal. Extravasamento do fluxo.

		inundação descontínuas		
Vale Preenchido Canalizado	Vale preenchido com fluxo canalizado e contínuo – Lateralmente não confinado	Planície de inundação contínua, barra em pontal, dique marginal	Arenoso a silte-arenoso	Alta capacidade de ajuste. Incisão e preenchimento
Vale Preenchido Não Canalizado	Vale preenchido – Lateralmente não confinado	Plaino aluvial, barra longitudinal, sequência de poças, <i>floodout</i>	Silte-arenoso	Alta capacidade de ajuste. Processo de corte e preenchimento
Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal	Vale preenchido, não canalizado – Lateralmente não confinado	Plaino aluvial, barra lateral	Arenoso	Capacidade de ajuste lateral limitada por controles estruturais.

Figura 47 - Percentual da ocorrência de tipologias na Bacia do Riacho Grande. BSPID: Baixa Sinuosidade com Planície de Inundação Descontínua. CRPID: Confinado Rochoso com Planície de Inundação Descontínua. CAPID: Confinado Arenoso com Planície de Inundação Descontínua. CR: Confinado Rochoso. PC: Vale Preenchido Canalizado. VP: Vale Preenchido Não Canalizado. VPS: Vale Preenchido em Morfoestrutura Homoclinal.



6 DINÂMICA E CONECTIVIDADE DA PAISAGEM: A MORFOGÊNESE DOS VALES PREENCHIDOS/PLAINOS ALUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE

A conectividade da paisagem está relacionada à continuidade do fluxo de materiais entre diferentes setores da paisagem, seja através da relação encosta e canal, entre os diferentes segmentos do próprio canal, ou ainda a relação canal e subsuperfície (WAINWRIGHT et al., 2011; FRYIRS, 2013; WOHL et al., 2017). Nesse cenário admite-se a ocorrência de elementos que interrompem essas ligações. Esses elementos podem ser naturais, quando relacionados aos controles estruturais e aspectos fisiográficos da bacia hidrográfica, ou antropicamente induzidos. Nessa perspectiva, trabalha-se com a ideia de que tais elementos desconectantes atuam na gênese de morfologias deposicionais, como os plainos aluviais/planícies em bolsão/planícies de inundação, criando zonas de acumulação de sedimentos a montante desses bloqueios e preenchendo os fundos de vale.

A estrutura previamente analisada de estilos fluviais complementa a análise da conectividade da paisagem e a sua relação com a gênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande, a partir da identificação prévia das áreas de acumulação nos diferentes segmentos de canais. Inclui-se na análise da conectividade da paisagem, os controles morfoestruturais, as modificações de uso e cobertura da terra e os *inputs* climáticos na região, com o intuito de compreender de forma integrada a dinâmica dos plainos aluviais semiáridos.

6.1 CONTROLES ESTRUTURAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE: ELEMENTOS DE DESCONEXÃO NATURAIS

Os controles estruturais que condicionam a configuração da rede de drenagem na bacia do Riacho Grande foram identificados no tópico anterior como importantes elementos de desconexão, responsáveis pelo aprisionamento de sedimentos em setores distintos. Esses controles estruturais atuam como discontinuidades físicas, como sequências de rupturas/*knickpoints* e soleiras rochosas, que bloqueiam o fluxo longitudinal e criam zonas de acumulação de sedimentos transitórias ou permanentes (GRANT et al., 2017).

Nessa perspectiva, Wohl et al. (2017) utilizaram o gradiente dos rios, a partir de modelos digitais de elevação, para indicar essas discontinuidades longitudinais. Assim como Barros et al. (2017), que a partir de indicadores morfométricos, relacionaram os controles estruturais sobre a sedimentação de fundos de vale no semiárido nordestino. Nessa sequência, buscou-se compreender o papel dos controles litológicos e estruturais enquanto elementos de desconexão entre canais, responsáveis pelos espaços de acomodação de sedimentos em diferentes setores

da bacia do Riacho Grande, utilizando dados litológicos e estruturais pré-existentes integrados a análise de índices morfométricos.

Os bloqueios naturais atuam sobre os processos de sedimentação, com a formação de planícies de inundação ao longo do canal principal e dos seus tributários. Na bacia do Riacho Grande, as áreas de estocagem de sedimentos estão localizadas ao longo do canal principal e em tributários de maior ordem, associadas a anomalias de drenagem (figura 48), que podem ser respostas aos controles regionais exercidos por lineamentos de direção preferencial NE-SW e pelas zonas de cisalhamento transcorrente sinistral de Afogados da Ingazeira e de Logradouro (BRASILINO, et al., 2017; LIMA et al., 2017). Essas estruturas estão dispostas em sua maioria de forma transversal às linhas de drenagem principais, sendo marcadas por inflexões do sentido da drenagem em planta e rupturas no gradiente/quebra de patamares. Essas inflexões também estão associadas ao contato entre as suítes intrusivas neoproterozoicas Recanto – Riacho do Forno e Terra Nova e ao complexo metamórfico Floresta, consonantes aos *trends* regionais.

Pode-se observar que entre as zonas de cisalhamento Afogados da Ingazeira e de Logradouro há a criação de um espaço de acomodação formando extensos vales preenchidos por sedimentos colúvio-aluviais em contextos distintos. Um setor está alicerçado sobre as rochas metamórficas do Complexo Floresta, composto por ortogneisses, quartzo diorítico, tonalítico e granodiorítico, expressos na paisagem por uma superfície aplainada dissecada (BRASILINO, et al., 2017; LIMA et al., 2017). Enquanto o outro setor refere-se ao predomínio das litologias siliciclásticas que estruturam o planalto sedimentar homoclinal de Betânia.

Nesse contexto, uma anomalia de 1ª ordem é encontrada na cabeceira do Riacho do Bom Jesus (figura 49), localizada na escarpa do planalto homoclinal, sob influência dos controles exercidos pela zona de cisalhamento de Logradouro e de falhas extensionais. Essa anomalia a 600 m de altitude, indica uma cabeceira em anfiteatro desarticulada do vale preenchido adjacente (figura 45). O planalto homoclinal de Betânia, conhecido localmente como Serra dos Preás, corresponde a uma morfoestrutura em anfiteatro com predominância de declividades médias e elevadas, a altitudes que variam de 850 a 500 metros. Esse compartimento de relevo corresponde à expressão superficial da bacia sedimentar de Betânia, preenchida por sedimentos siliciclásticos da Formação Tacaratu, aprisionados em depressões estruturais do embasamento, delimitadas por falhas reativadas imediatamente após o Devoniano e no Cretáceo (CPRM, 2001).

Figura 48 - Anomalias de drenagem na bacia do Riacho Grande

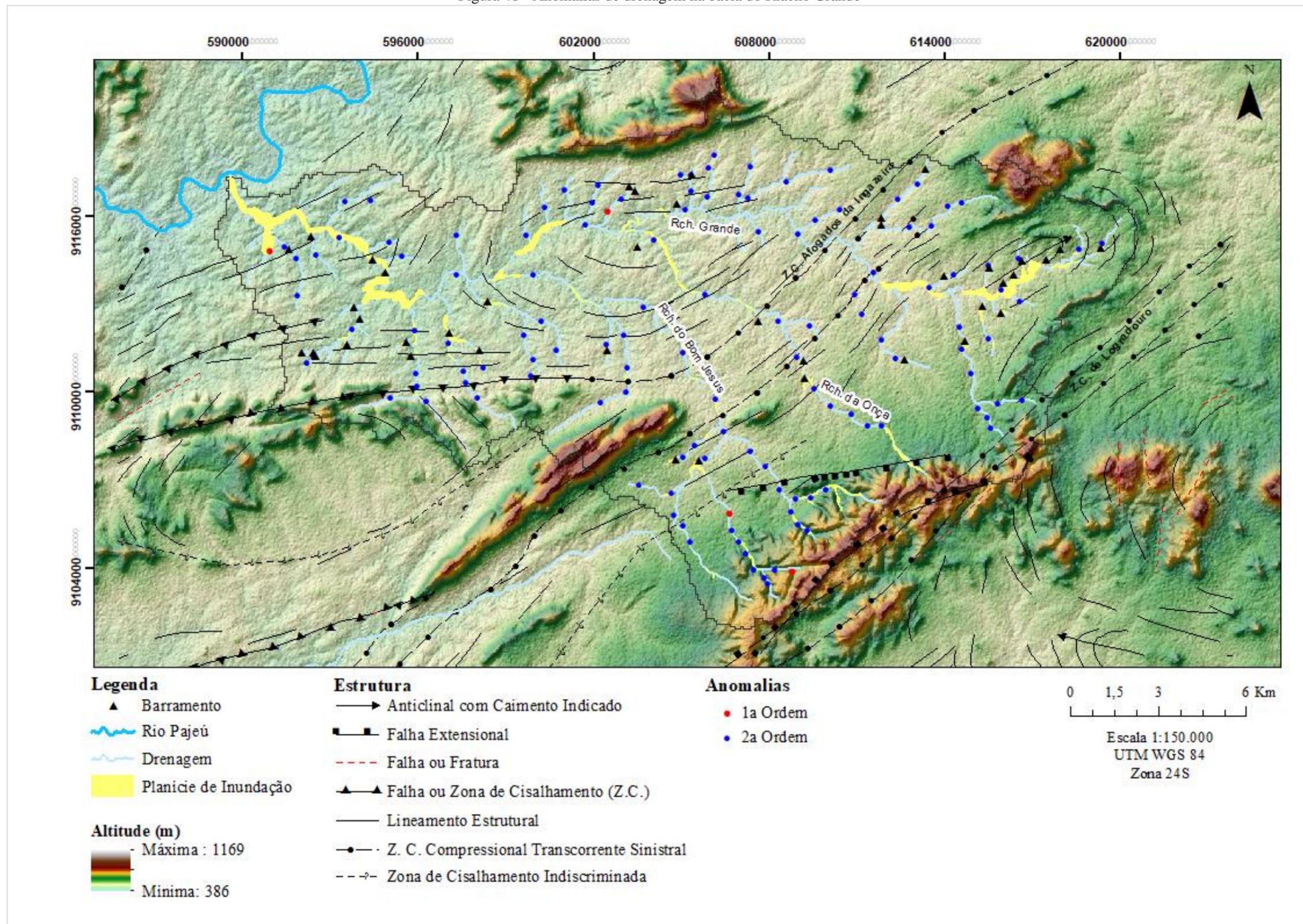
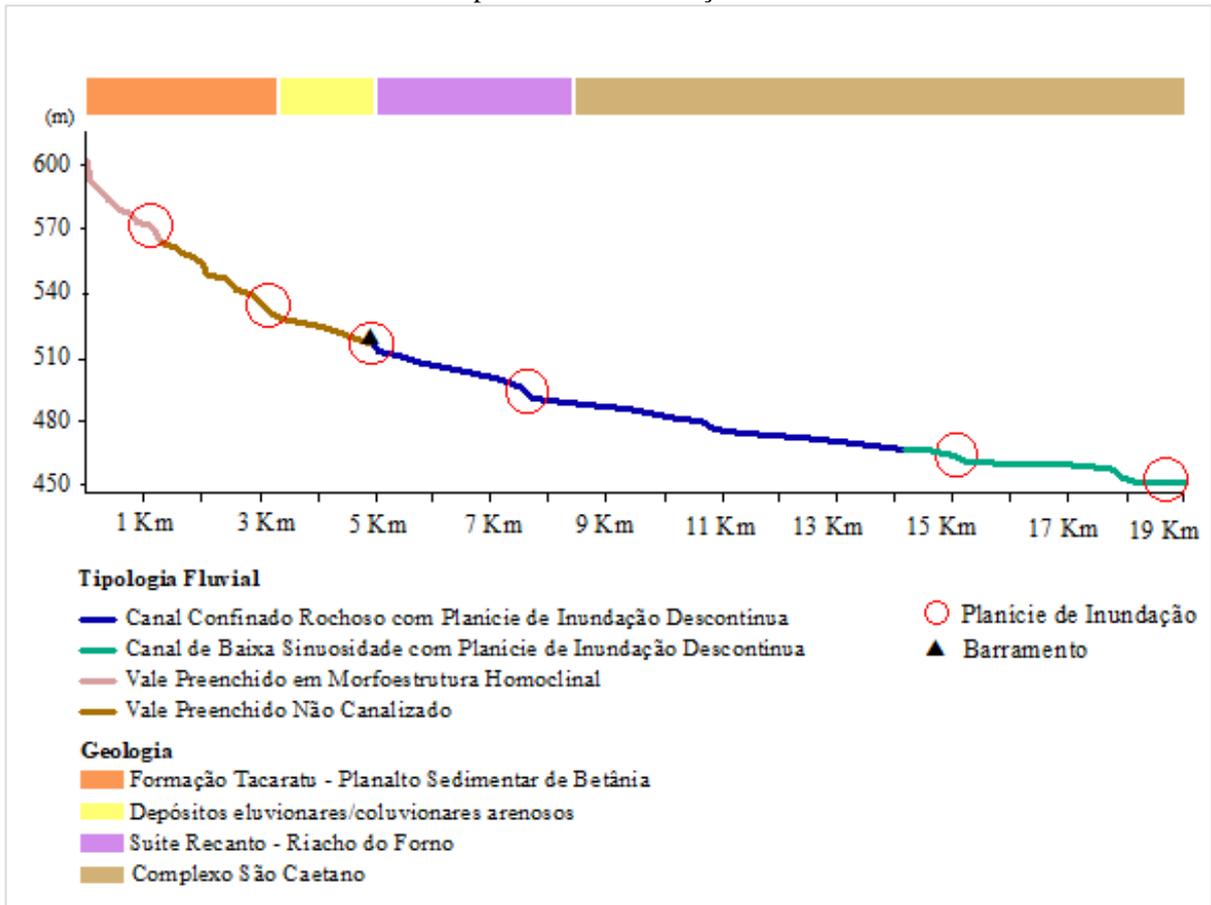


Figura 49 - Perfil longitudinal do Riacho do Bom Jesus – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação



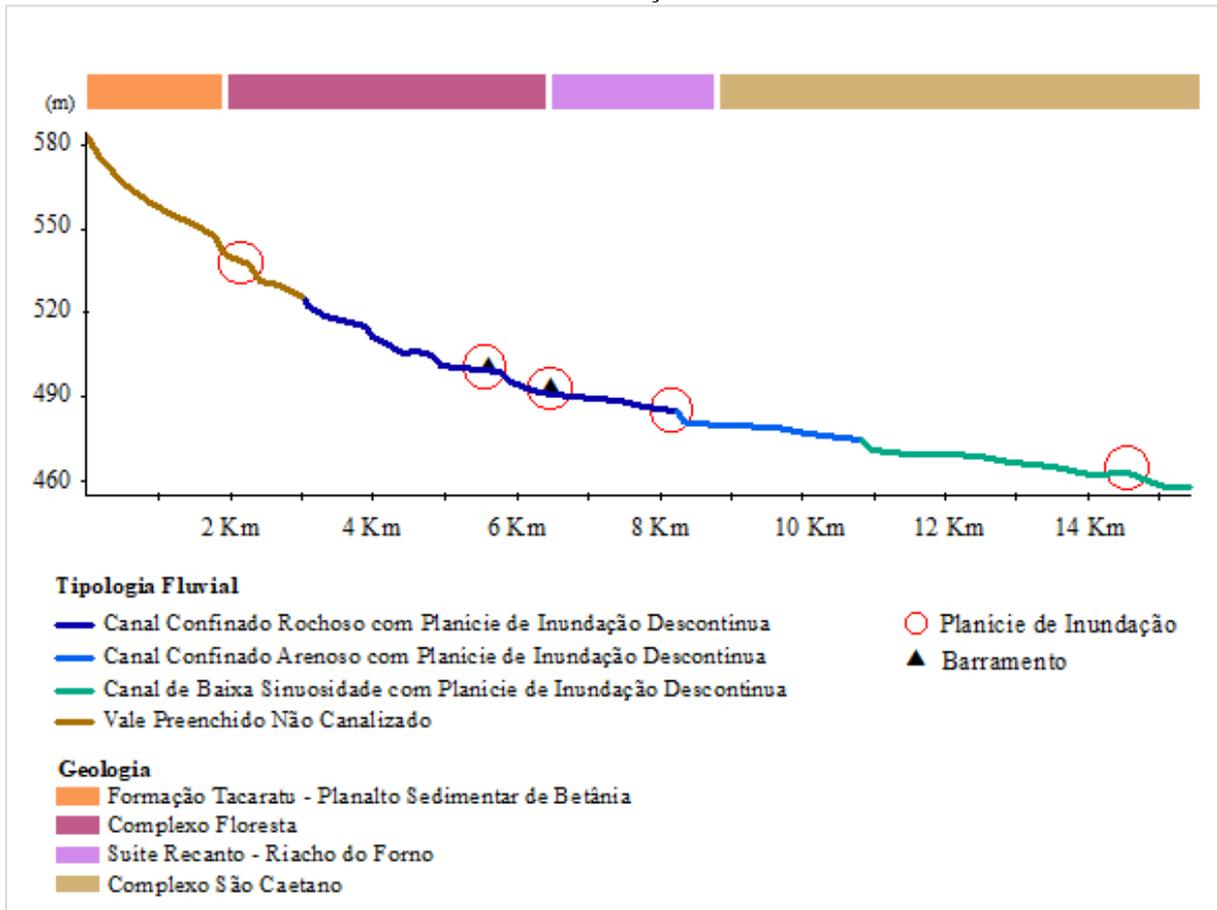
Org. pela autora

O segmento adjacente apresenta um vale em glácis com cobertura colúvio-eluvial e incisão por múltiplos canais. Essa faixa de depósitos quaternários está condicionada aos controles estruturais exercidos pelo contato entre as suítes intrusivas Recanto – Riacho do Forno e Terra Nova, com sentido NE-SW seguindo *trend* regional da Z.C. Afogados da Ingazeira. Em função da disposição da drenagem em relação ao quadro estrutural acima descrito, define-se uma anomalia de 1ª ordem, marcada por uma ruptura a aproximadamente 540 m de altitude, com sedimentos estocados à montante. À jusante da zona de cisalhamento o canal torna-se confinado, com a presença de inflexões e soleiras rochosas que acumulam sedimentos em pequenos bolsões até tornar-se parcialmente confinado com o aprisionamento de sedimentos aluviais na desembocadura com o canal principal.

O Riacho da Onça tem comportamento semelhante, com cabeceiras sobre as escarpas do planalto homoclinal de Betânia, com preenchimento de fundo de vale, conforme análise do RDE e perfil longitudinal (figura 50), influenciado por zonas de fraqueza perpendiculares ao canal, que atuam como impedimento à transferência contínua de água e sedimentos para jusante. Em seguida, o canal torna-se confinado sob a imposição de fraturas congruentes com

os *trends* regionais e lineamentos associados à Z.C. Afogados da Ingazeira, resultando em quebras de patamares e inflexões na drenagem com a associação da deposição de barras laterais e planícies em bolsão, sobretudo devido à formação de barramentos condicionados por soleiras rochosas que conduzem ao aumento da deposição de sedimentos cascalho-arenosos à montante. Em seguida o fundo de vale é preenchido por sedimentos aprisionados na confluência do canal principal com o Riacho Grande.

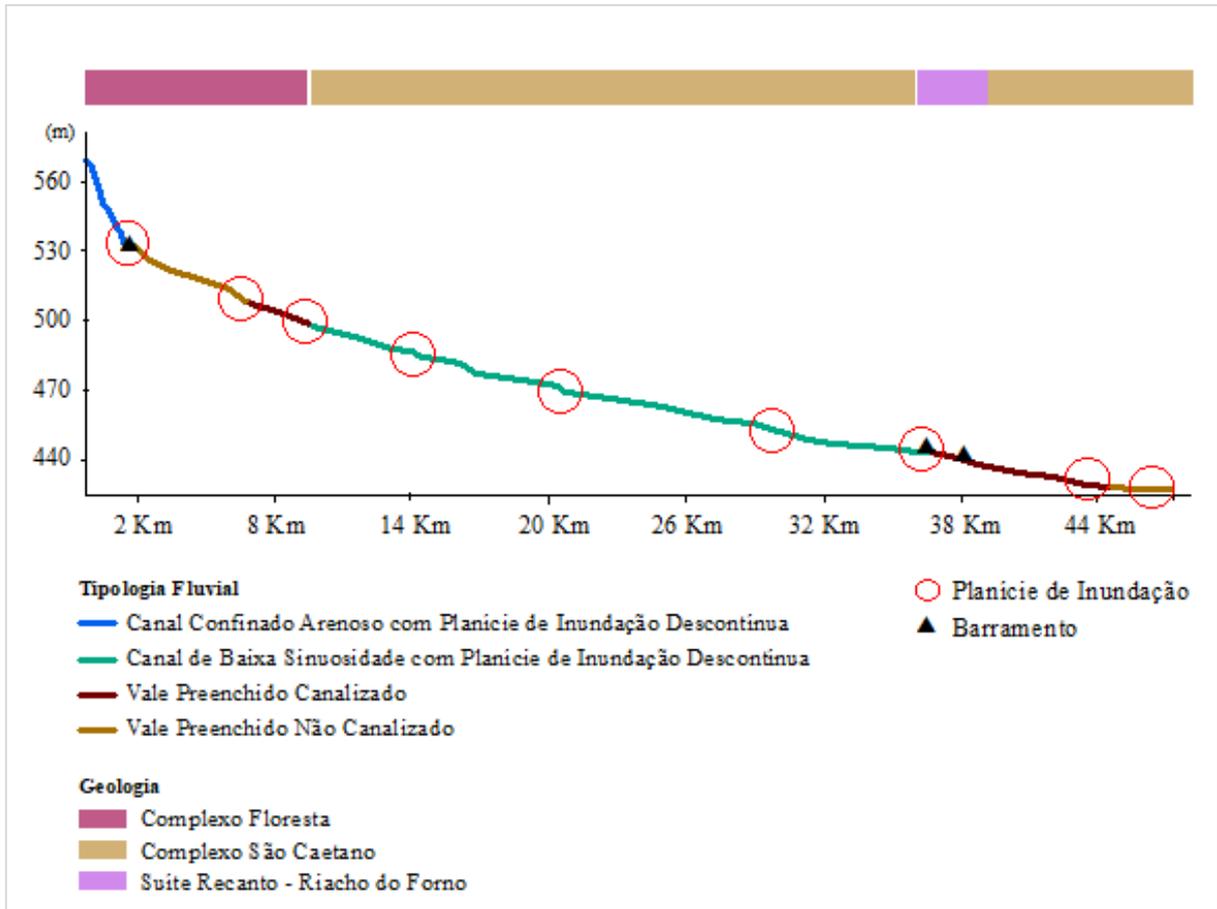
Figura 50 - Perfil longitudinal do Riacho da Onça – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação



Org. pela autora

O Riacho Grande, encontra-se totalmente inserido sobre o embasamento cristalino, com suas cabeceiras esculpidas nos ortognaisses granodioríticos do Complexo Floresta no Terreno Alto Pajeú (LIMA et al., 2017), no domínio de uma estrutura em anticlinal com expressiva concentração de lineamentos estruturais, o que se reflete numa sequência de descontinuidades, expressas como anomalias de 2ª ordem. Esses controles atuam sobre a dinâmica deposicional local, resultando em um contínuo de vales alargados e preenchidos entre os patamares de 540 a 490 metros de altitude (figura 51).

Figura 51 - Perfil longitudinal do Riacho Grande – destaque em amarelo para a formação de planícies de inundação



Org. pela autora

No geral, as anomalias indicam descontinuidades em resposta à configuração litológica e estrutural regional e local, que condicionam *a priori* a compartimentação fluvial na bacia do Riacho Grande e a distribuição dos vales preenchidos nos setores próximos as cabeceiras do rio principal e dos tributários de maior ordem. Desse modo, verificou-se que as Z.C. Afogados da Ingazeira e de Logradouro, de orientação NE-SW, em concordância com os lineamentos estruturais desses setores, operam sobre a sedimentação dos fundos de vale. Na paisagem esses controles são observados através das sequências de soleiras rochosas, que atuam como barreiras naturais sobre a estocagem de sedimentos nos canais, formando extensos plainos aluviais à sua montante.

No setor onde atuam os condicionantes estruturais da Serra dos Preás (Planalto homoclinal de Betânia), foram identificadas cabeceiras desarticuladas, que estão subordinadas a falhas extensionais, com a conseqüente mudança no nível de base e preenchimento de vale adjacente. Para tanto, anomalias de 1ª ordem foram destacadas indicando essas rupturas que atuam na gênese dos vales preenchidos locais.

Outro ponto importante a ser destacado é a implementação de barramentos artificiais sobre essas descontinuidades, catalisando a retenção de sedimentos nos fundos de vale. Na área foi identificada uma alta densidade de barramentos artificiais, prática comum no semiárido nordestino, sobretudo por se tratarem de ambientes propícios à ocupação e desenvolvimento de atividades econômicas rurais, devido à maior capacidade de retenção hídrica nos sedimentos dos plainos aluviais (ALMEIDA, 2015; ALMEIDA, 2017; BARROS et al., 2017).

6.2 MUDANÇAS NO USO E COBERTURA DA TERRA NA BACIA DO RIACHO GRANDE: O IMPACTO DOS BARRAMENTOS NA CONFIGURAÇÃO FLUVIAL

Os plainos aluviais/vales preenchidos na bacia do Riacho Grande, como discutido anteriormente, têm sua gênese associada aos controles estruturais e variações litológicas regionais. No entanto, as mudanças de uso e cobertura da terra, como a intensificação de intervenções antrópicas para o abastecimento hídrico e desenvolvimento econômico na região, influenciam na dinâmica do sistema fluvial e evolução dessas morfologias em escala local e curto intervalo temporal.

As mudanças antrópicas podem ter impactos diretos ou indiretos na conectividade da paisagem, rompendo as interações de fluxo entre as encostas e no próprio canal e tributários, contribuindo no desenvolvimento de feições agradacionais. Assim, cabe destacar os elementos que compõem a dinâmica de uso e cobertura da terra na bacia do Riacho Grande, com o intuito de compreender a sua relação com a conectividade da paisagem e espacialização de morfologias aluviais. Em vista disso, predominam as áreas de vegetação nativa conservada, que se referem aos setores de manutenção da caatinga densa. Estão localizadas nas encostas dos pedimentos dissecados com cobertura detrítica e ocupam a maior porção da área total da bacia, mantendo um significativo papel na estabilização do solo frente aos processos erosivos.

Contudo, na bacia do Riacho Grande, é comum a retirada da cobertura vegetal para o desenvolvimento de práticas agropecuárias tradicionais, principalmente a pastagem. As áreas de contato entre as encostas suaves dos pedimentos detríticos e as margens e leito dos rios também se encontram voltadas às atividades agropecuárias, com exposição do solo, sobretudo ao longo do canal principal e seus tributários. Isso se dá devido ao aproveitamento da água armazenada em subsuperfície nos depósitos aluviais, o que resulta na remobilização dos sedimentos encosta-canal e dentro do canal, com o entulhamento das confluências. Por tratar-se de uma bacia fluvial exclusivamente rural, as atividades agrícolas mistas e pecuária são responsáveis pela sua dinâmica econômica, portanto os setores de solo exposto, devem-se ao

desenvolvimento de atividades como o preparo do solo às lavouras de ciclo curto e pecuária de pequeno porte.

Apesar de sua ocorrência ser espacialmente restrita na bacia, destaca-se ainda os solos expostos sem atividades antrópicas, que se referem às superfícies rochosas nas encostas de alta declividade dos maciços estruturais. Sobre essas áreas há o domínio do processo de escoamento superficial difuso.

Nessa perspectiva, construiu-se mapeamentos de uso e cobertura da terra em escalas temporais distintas, considerando o período de 1988 a 2018, com foco na análise da dinâmica espacial das intervenções antrópicas e conseqüentemente, dos elementos de desconexão na formação e desenvolvimento dos plainos aluviais/vales preenchidos da bacia do Riacho Grande. Em **1988** (figura 52) destacaram-se as áreas com cobertura vegetal nativa sobre pedimento dissecado e nos patamares elevados do planalto sedimentar de Betânia, totalizando 64% da bacia do Riacho do Grande. Enquanto as áreas destinadas a atividades antrópicas rurais ocupavam 32%, com o destaque para os terrenos destinados a práticas tradicionais de pecuária, com a manutenção de manchas de vegetação herbácea sobre as áreas alagáveis próximas ao leito do canal principal e tributários de maior ordem.

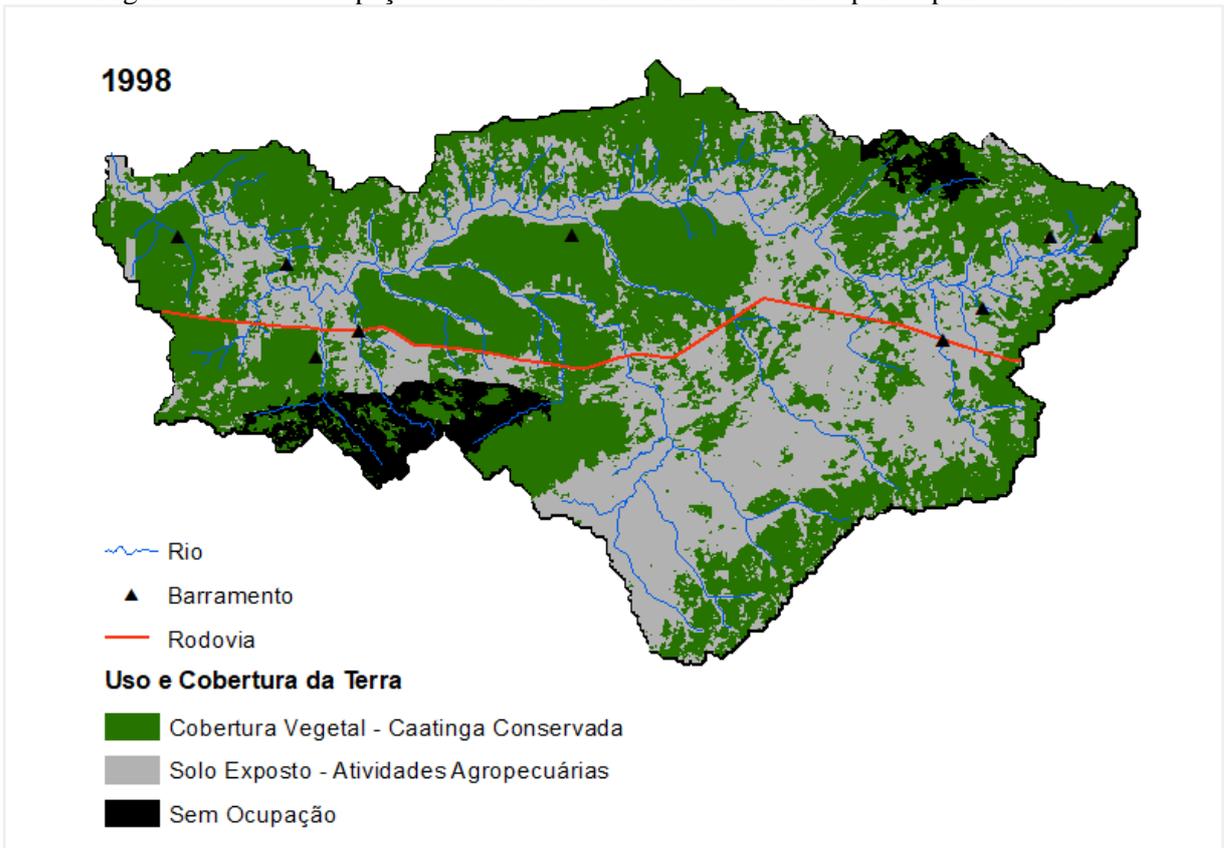
Figura 52 - Uso e cobertura da terra na bacia do Riacho Grande para o período de 1988



Org. da autora

Para o período de **1998** (figura 53), houve diminuição de 14,9% da cobertura vegetal, enquanto destacou-se um aumento significativo das áreas destinadas às práticas agropecuárias em 25% em relação a 1988. Em contrapartida, esse aumento não é refletido quanto ao número de barramentos na região. Em relação à espacialização de barramentos, não houve expressivos avanços, pelo contrário, alguns barramentos foram rompidos, provavelmente após episódios de alta magnitude de anos anteriores. Nesse sentido, considera-se que o ano de 1998 foi extremamente seco, com precipitação anual total de 169,6 mm, contudo, o ano anterior foi muito úmido com precipitação anual total de 836,9 mm, distribuídos em eventos diários regulares de magnitude moderada, que segundo Souza e Corrêa (2015; 2020) não possuem energia suficiente para provocar o rompimento generalizado de barragens. A energia suficiente para romper esses barramentos é liberada durante eventos de alta magnitude, conforme destacou-se na análise de precipitação diária, como ocorreu durante um evento extremo de precipitação em 1996, ano extremamente seco, da ordem de 135 mm em 24h.

Figura 53 - Uso e ocupação do solo na bacia do Riacho Grande para o período de 1998

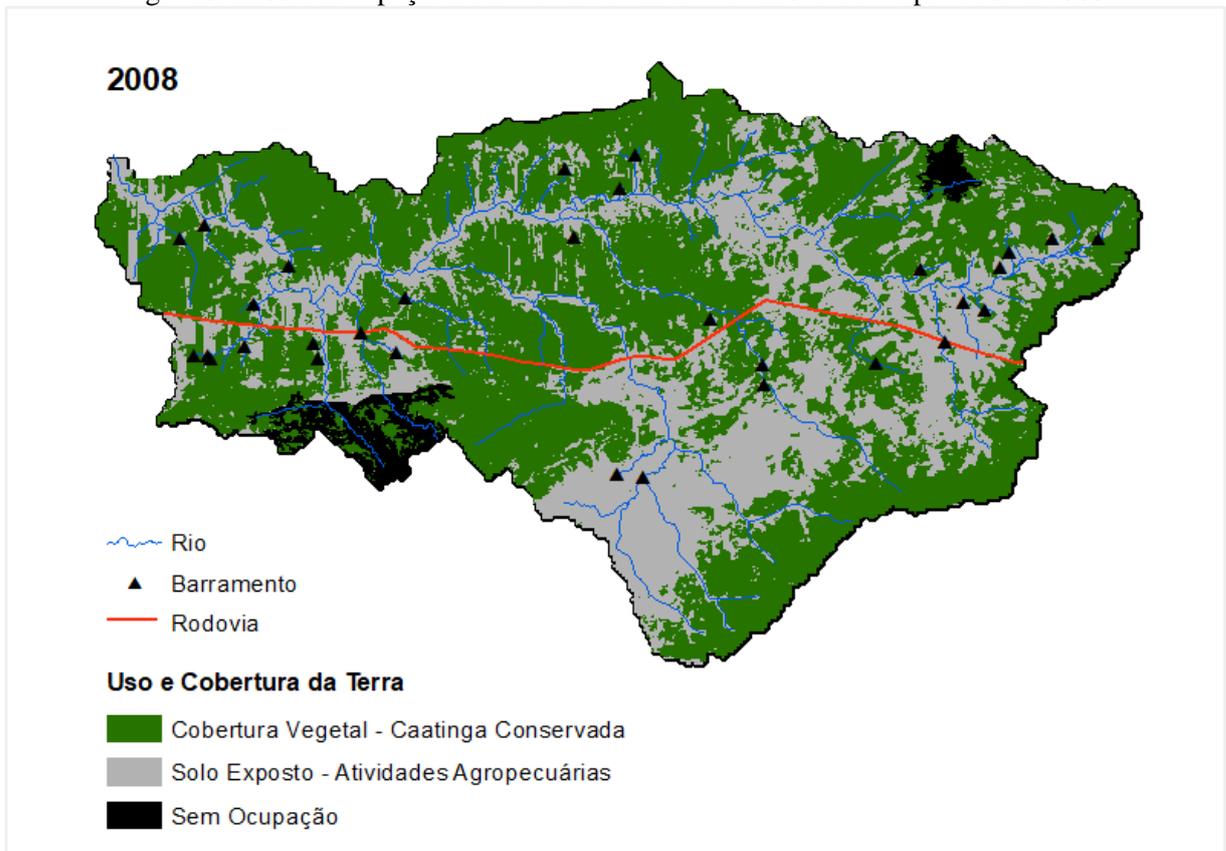


Org. da autora

Do período de 1998 a **2008** (figura 54) notou-se uma diminuição de 10,9% na área total destinada às atividades rurais, seguida por um aumento de 11,8% da cobertura vegetal. Essas alterações refletem os ciclos intermitentes da agropecuária tradicional na região semiárida.

Apesar da menor exposição do solo para essas atividades, os barramentos aumentaram significativamente na bacia do Riacho Grande no período em destaque, totalizando 31 barramentos, um aumento de 70,9%, em relação a 1998. No geral houve a predominância de anos secos, sobretudo entre 1998 a 2002, alternando entre anos extremamente secos, com precipitação anual de apenas 169,6 mm, e secos, com valores anuais totais entre 521,4 a 578,6 mm. Na sequência há alternância de anos úmidos a muito úmidos e secos, sem nenhum registro de rompimento de barramentos.

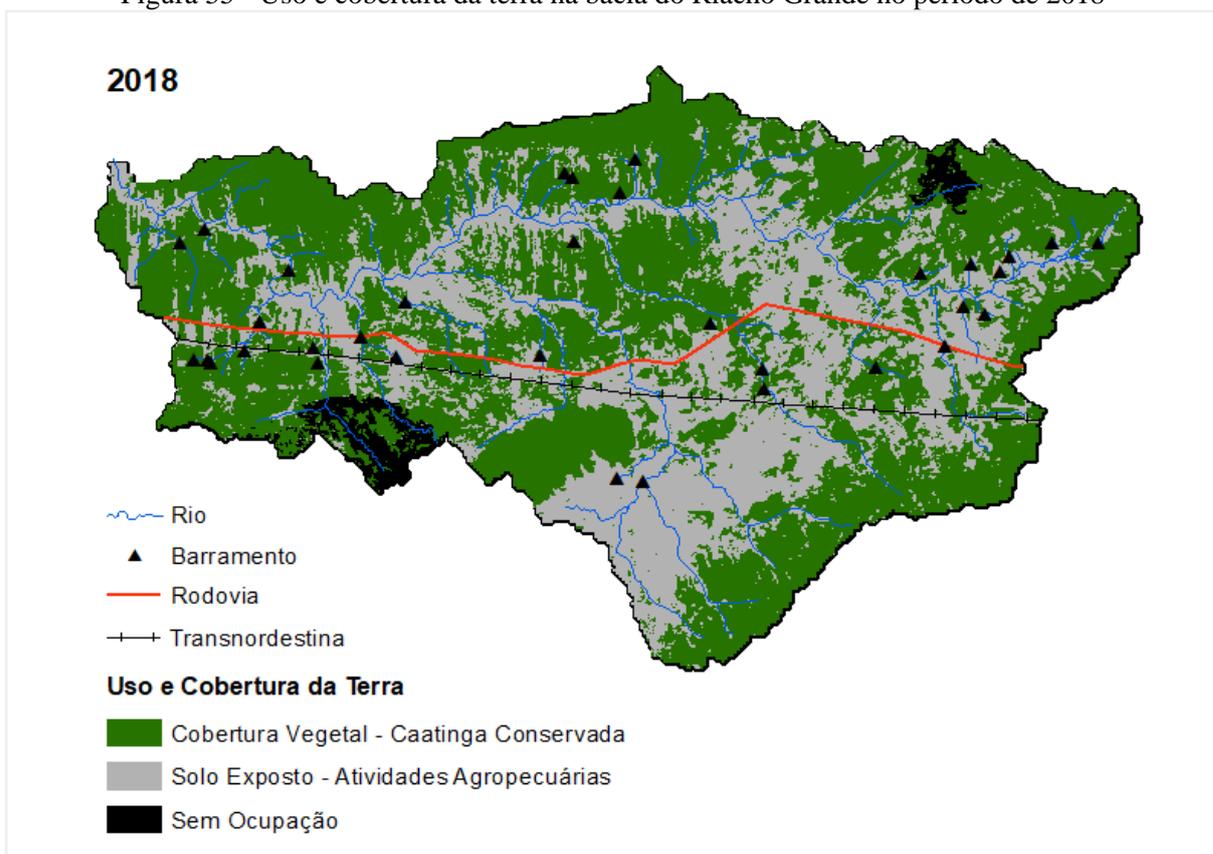
Figura 54 - Uso e ocupação da terra na bacia do Riacho Grande no período de 2008



Org da autora

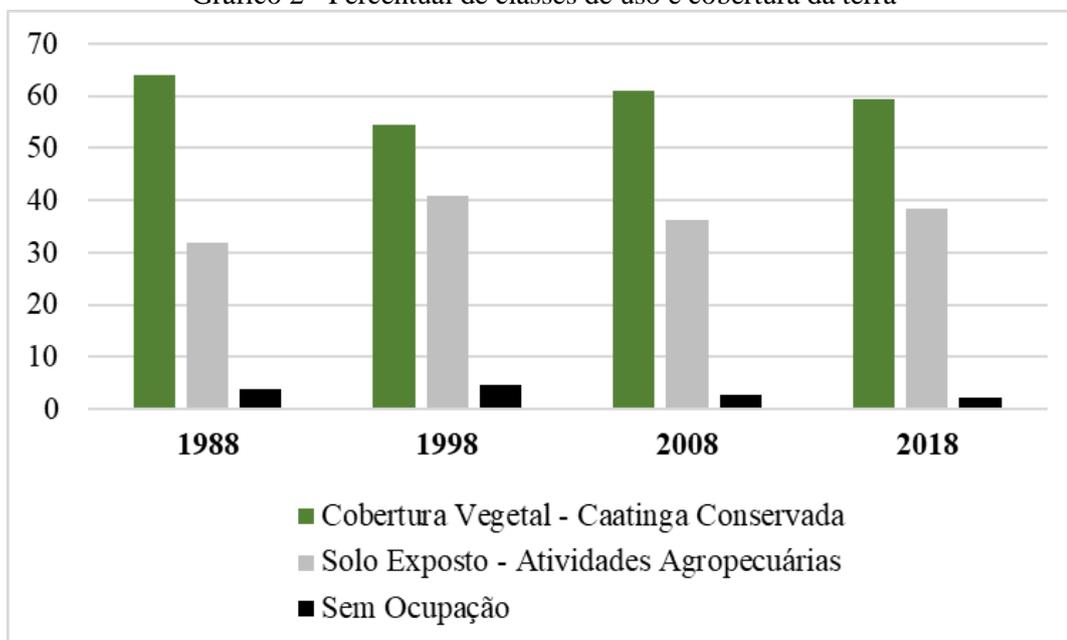
De 2008 a **2018** (figura 55) houve um aumento de 5,6% em área total de solo exposto a atividades agropecuárias, consequentemente uma redução de 2,5% na área com cobertura vegetal preservada. Esse cenário não difere tanto em relação ao anterior, sobretudo quanto a instalação de novos barramentos e reservatórios, com um aumento de 16,2% em relação a 2008.

Figura 55 - Uso e cobertura da terra na bacia do Riacho Grande no período de 2018



Org. da autora

Gráfico 2 - Percentual de classes de uso e cobertura da terra



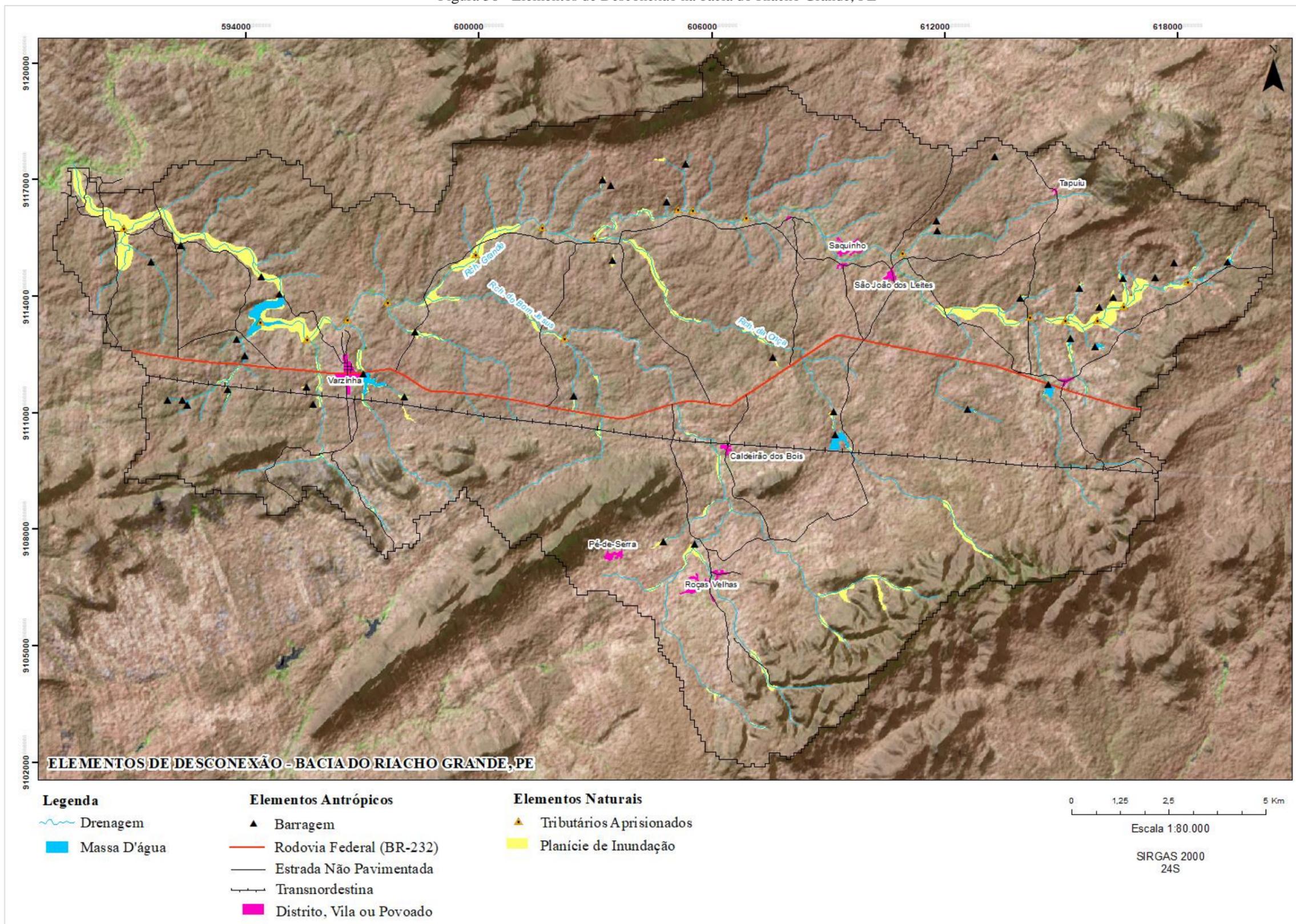
Diante do exposto, o mapeamento de uso e cobertura da terra constitui-se como base para a identificação dos elementos de desconexão, integrado aos mapeamentos de declividade

e geomorfológico, tendo em vista a ideia central proposta pela abordagem da conectividade da paisagem, complementando os dados antes propostos por Almeida et al. (2016) e Almeida e Corrêa (2020). À vista disso, foram identificados os elementos de desconexão que atuam diretamente rompendo o fluxo longitudinal aprisionando sedimentos nos fundos de vale.

Sendo assim, no que tange a análise dos elementos de desconexão presentes na área de estudo (figura 56), destacam-se aqueles de caráter antrópico, que possuem impacto indireto ou direto na gênese de feições aluviais, como as estradas, pavimentadas ou não, que são caracterizadas como impedimentos longitudinais, que atuam impedindo a transferência entre o fluxo de sedimentos na própria rede de canais, e laterais, que impedem os sedimentos provenientes das encostas de alcançarem os canais. No decorrer dos eventos de baixa magnitude, quando o fluxo não tem competência suficiente para ultrapassá-las, o sedimento fica retido nas laterais das estradas, ou seguem-nas paralelamente modificando a rede de canais (ALMEIDA et al., 2016). Com base nos mapeamentos de uso e cobertura da terra em cenários temporais distintos, tem-se a rodovia federal BR-232, que constitui um elemento de desconexão permanente, devido à impossibilidade de rompimento ou livre circulação canal-canal/encosta-canal imposta pela solidez da construção, mesmo em eventos de alta magnitude, o que resulta no entulhamento dos sedimentos sob as pontes e nas suas laterais. Entre o mesmo tipo de impedimento, em 2018, a ferrovia Transnordestina insere-se como elemento de desconexão longitudinal/lateral, alterando a dinâmica entre a rede de canais.

Apesar da não espacialização nos mapeamentos inseridos nesse trabalho, segundo Almeida et al. (2016) e Almeida e Corrêa (2020), os aglomerados populacionais devem ser considerados como elementos de desconexão, pois atuam de forma diferenciada na transmissão de energia e matéria no sistema de drenagem, alterando a morfologia natural dos rios, do relevo e das relações entre superfície e subsuperfície, devido à impermeabilização dos solos. Portanto, para os autores, os aglomerados humanos atuam nas três esferas de conectividade. Constituem-se enquanto impedimentos laterais, devido à modificação entre a transferência encosta-canal, através de obras para a viabilização da ocupação, alterando a morfologia das encostas, modificando também a relação escoamento superficial e infiltração de água no solo e a obstrução dos cursos naturais. Essas morfologias construídas podem atuar ainda como impedimentos longitudinais, como no caso da instalação de vias de acesso, e mesmo como impedimentos verticais, com a diminuição da capacidade de infiltração de água no solo, devido à ampliação de atividades que vedam a camada superficial, evitando a livre circulação superfície-subsuperfície, reduzindo, portanto, a oferta de água aos aquíferos aluviais livres.

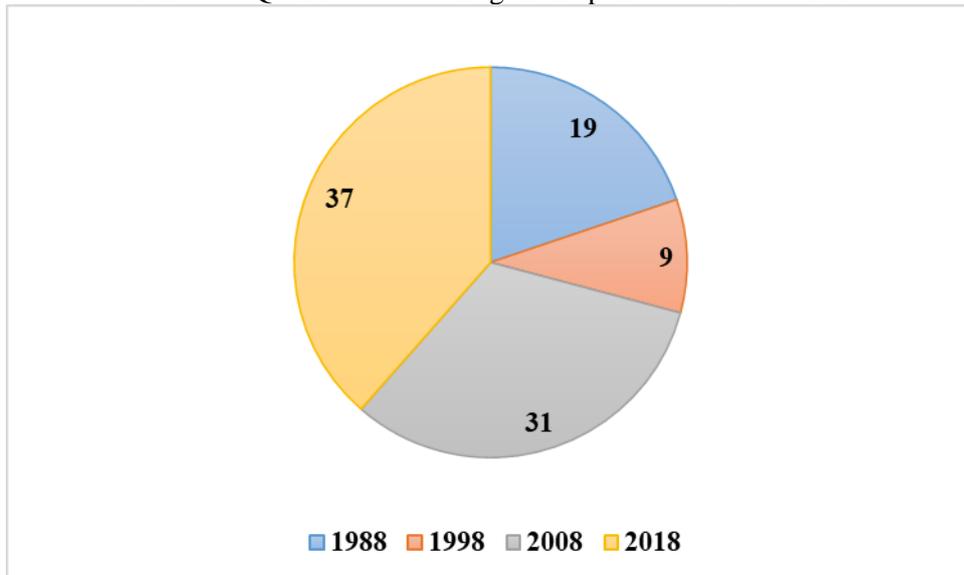
Figura 56 - Elementos de Desconexão na bacia do Riacho Grande, PE



Fonte: Almeida e Corrêa (2020). Org. da autora

Esses aglomerados estão localizados sobretudo próximos aos setores aluviais da bacia do Riacho Grande, exercendo um impacto direto sobre a disponibilidade de sedimentos à rede de drenagem. À vista disso, cabe destacar a instalação de barramentos para o desenvolvimento de atividades econômicas nesses núcleos populacionais. Conseqüentemente, notou-se o expressivo aumento na quantidade de barragens na bacia do Riacho Grande ao longo das últimas décadas (gráfico 3), constituindo-se como formas de impedimento responsáveis pelas maiores alterações nos processos de transmissão ao longo do canal. Esses barramentos atuam como impedimentos longitudinais (barreiras), que diminuem a capacidade de livre circulação do fluxo entre os canais tributários e o principal - rompendo a interação canal principal-tributário - e ao longo dos próprios canais. No entanto, por se tratar de construções rústicas, sem o devido aparato estrutural e tecnológico, é bastante comum que durante os eventos de alta magnitude ocorram rompimentos dessas barragens, alterando o cenário de conectividade dentro da bacia (ALMEIDA et al., 2016; ALMEIDA e CORRÊA, 2020).

Gráfico 3 - Quantidade de barragens no período de 1988 a 2018



Org. da autora

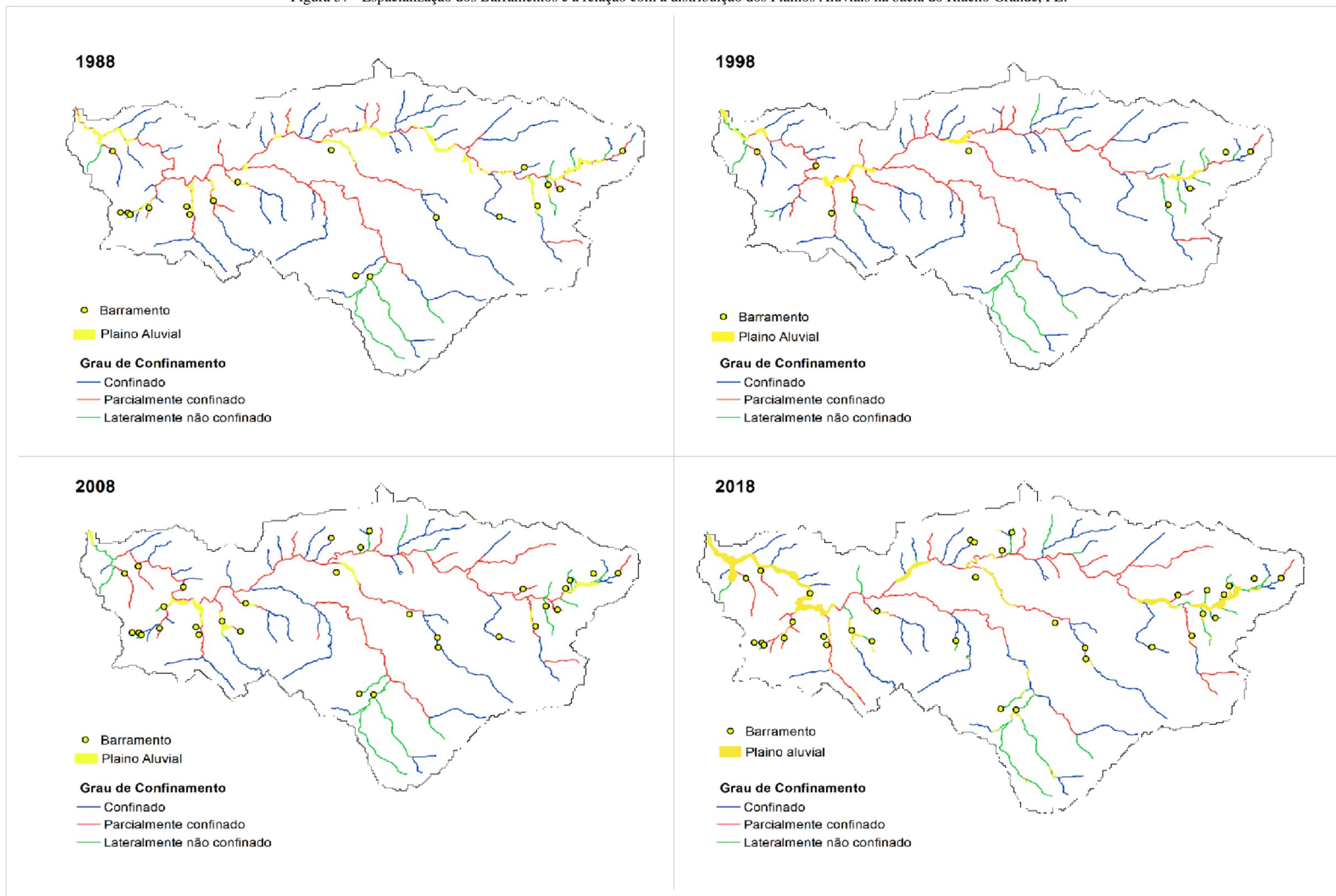
Em relação aos elementos desconectantes, foram mapeados 40 tributários diretos do Riacho Grande, dentre estes, 18 (cerca de 45%) deságuam livres de impedimentos, enquanto os outros 22 (cerca de 55%) apresentam sua confluência obstruída por algum tipo de interferência antrópica, em que cabe destacar a relação com a presença dos barramentos artificiais. Nessa perspectiva, a intensificação na construção dos barramentos/reservatórios gera respostas complexas na paisagem, no que tange a mudanças no arranjo espacial das morfologias aluviais e nas tipologias fluviais associadas à sedimentação nos fundos de vale na bacia do Riacho

Grande (figura 57). Nesse sentido verifica-se o ajuste dos canais proporcional ao aumento do número de barramentos artificiais, com a alteração de sua configuração em relação ao grau de confinamento do vale, sobretudo nos canais de leito arenoso, devido à sua maior capacidade de ajuste. Portanto, dos 105 trechos analisados, 44,7% adaptaram-se às mudanças com a evolução de segmentos confinados para parcialmente confinados e lateralmente não confinados, no período de 1988 a 2018 (tabela 5), devido ao crescimento acentuado dos impedimentos longitudinais artificiais.

Tabela 5 - Evolução dos canais em relação ao grau de confinamento, 1988 a 2018

	1988	1998	2008	2018
Confinado	57	58	50	51
Parcialmente confinado	30	24	31	16
Lateralmente não confinado	14	21	24	38

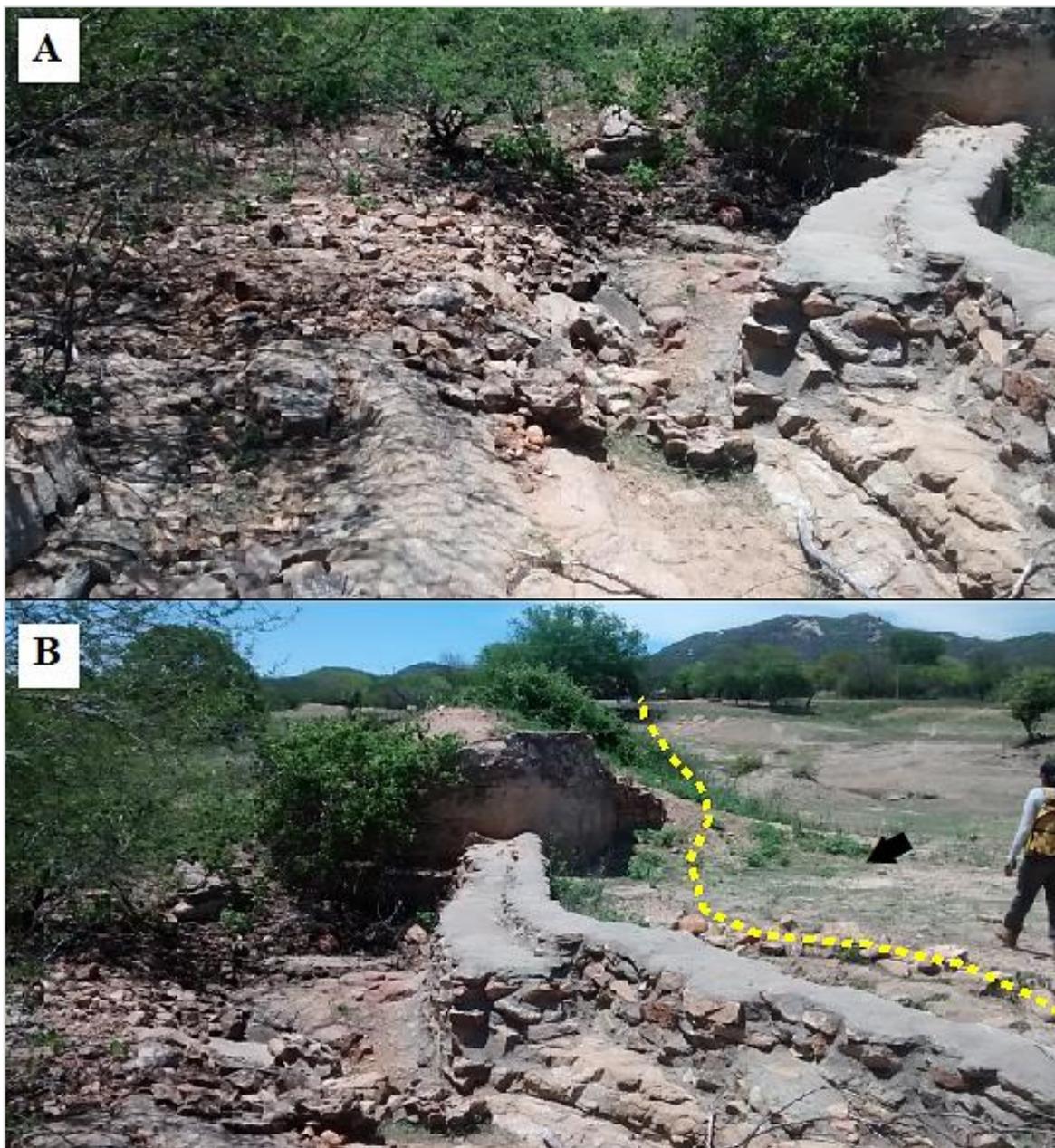
Figura 57 - Espacialização dos Barramentos e a relação com a distribuição dos Planos Aluviais na bacia do Riacho Grande, PE.



Org. da autora.

Os canais sobre leito rochoso, com capacidade de ajuste baixa e moderada, transitam de confinados a parcialmente confinados, com o desenvolvimento de barras arenosas e planícies de inundação em bolsão descontínuas, limitadas aos setores adjacentes à parede da barragem (figura 58).

Figura 58 - Vale preenchido a montante de barramento rompido em canal de leito rochoso. A – Leito rochoso. B – Vale preenchido em destaque amarelo. Seta indica direção do fluxo.



Acervo da autora. Dezembro/2014

Essas alterações no padrão de confinamento estão relacionadas à dinâmica promovida pelas atividades antrópicas sobre a cobertura superficial, atuando no engendramento de formas deposicionais, que se localizam ao longo do canal principal e nas confluências entre os

tributários. Trata-se das planícies de inundação/plainos aluviais e do aprisionamento de tributários. Ambos se formam a partir dos processos agradacionais relacionados à dinâmica do próprio canal fluvial ou entre o canal e a encosta.

As planícies de inundação/plainos aluviais representam as formas deposicionais geradas a partir do extravasamento do fluxo, formando vales preenchidos, de superfície aplainada, que têm seu processo evolutivo relacionado à alternância entre fases de preenchimento e incisão. Quando das fases de preenchimento do vale, há a deposição gradual com a alta produção de sedimentos. Nas fases de corte/incisão, associadas aos episódios de fluxo de moderado a alta magnitude, ocorre a incisão do depósito, com a formação de pequenos canais, únicos ou múltiplos. Seu preenchimento está relacionado, além da transmissão de sedimentos entre canais, à transferência de materiais remobilizados das encostas através da remoção da cobertura vegetal para a manutenção de atividades agropecuárias tradicionais (ALMEIDA e CORRÊA, 2020).

A partir da espacialização dos plainos aluviais, verifica-se no geral um aumento gradativo em área (km²) do período de 1998 a 2018. No entanto, pode-se observar que no cenário mapeado em 1998, ocorreu uma diminuição espacial dessas morfologias em relação à área total da bacia. Da mesma forma, se deu o aprisionamento de tributários, que também funcionam como barreiras, quando da deposição de sedimentos na confluência entre canais, entulhando a desembocadura dos tributários (tabelas 6 e 7). Parte disso, se deve à relação entre a energia do fluxo e a sedimentação à montante das planícies de inundação no canal principal, ou devido à acresção de barras arenosas e diques marginais, ou ainda a controles estruturais. Essas morfologias de deposição, geradas a partir da alteração na entrada de energia e matéria no sistema devido à interrupção longitudinal promovida por barramentos, por outro lado, constituem-se formas de desconexão laterais e longitudinais. As planícies de inundação interrompem as ligações entre a encosta e o canal e no próprio canal, enquanto o aprisionamento dos tributários, está relacionado à relação entre o canal principal e os tributários.

Tabela 6 - Área em % de Planícies de Inundação em relação a área total da bacia do Riacho Grande

	1988	1998	2008	2018
Planície de Inundação	1,27	0,66	0,62	2,39

Tabela 7 - Quantidade de tributários aprisionados na Bacia do Riacho Grande

	1988	1998	2008	2018
Tributário Aprisionado	10	7	6	18

Cada elemento desconectante irá afetar a conectividade entre os compartimentos da paisagem de diferentes formas conforme suas características. Considerando essas diferenças, para construção dos cenários de conectividade, analisou-se a relação entre as forças de mudança, como os *inputs* de energia e a declividade, e as forças de resistência, que nesse caso se relacionam aqueles elementos de desconexão que necessitam de um grande *input* de energia para serem rompidos, como é o caso dos barramentos artificiais, tomando por base os trabalhos de Brierley e Fryirs (2006) e Souza e Corrêa (2020). De forma geral, os impedimentos artificiais e as transformações geradas a partir de sua instalação, promovem uma maior resistência aos eventos de baixa e moderada magnitude. Desse modo, a conectividade foi analisada por sub-bacias e como se dá a transmissão de energia e matéria entre elas. As sub-bacias conectadas se referem àquelas em que há a livre circulação de energia e matéria entre os diferentes compartimentos, seja por ausência de impedimentos ou por superação dos elementos especializados. Enquanto as sub-bacias desconectadas são aquelas em que ocorre a interrupção ou diminuição do fluxo de transporte.

Os tributários diretos e de baixa ordem no setor do Vale do Riacho Grande não apresentam morfologias deposicionais significativas, devido ao controle estrutural presente nos canais, com alta declividade/gradiente, que impede o acúmulo de sedimentos, além da baixa espacialização de elementos de desconexão. Como assinalado no capítulo anterior, os tributários nesse setor, apresentam-se como canais confinados, com gradiente elevado e leito rochoso, características que facilitam a livre circulação de água e sedimentos entre os compartimentos. No vale do Riacho Grande, o fluxo manteve sua continuidade até 2008, quando devido a elementos de desconexão tornou-se desconectado.

As sub-bacias do Riacho Laguna, do Riacho do Bom Jesus e do Riacho da Onça, apresentam canais em sua maioria parcialmente confinados, com morfologia primariamente controlada pela estrutura e intensificada pelas mudanças constantes de uso e cobertura da terra. Nesse setor é recorrente a formação de plains aluviais, devido ao preenchimento de fundos de vale à montante de barramentos e reservatórios. Gradativamente os vales tornam-se preenchidos, passando a interromper a transferência de sedimentos das encostas para o canal (impedimento lateral). Desta forma, o cenário permanece desconectado.

À vista disso, é expressivo o aumento das áreas desconectadas de acordo com a intensificação dos elementos de desconexão (tabela 8). Ou seja, os barramentos diminuem a relação de transferência entre os compartimentos da paisagem, aumentando o processo de preenchimento e suprimindo a incisão ou operando de forma inexpressiva.

Tabela 8 - Evolução das áreas conectadas e desconectadas na bacia do Riacho Grande, PE.

	Conectado		Não Conectado	
	Área (Km ²)	%	Área (Km ²)	%
1988	176,9	56	139	46
1998	230	72,8	85,9	27,2
2008	142,8	45,2	173,2	54,8
2018	127,8	40,5	188,1	59,5

Entre 1988 a 2018 ocorreu um aumento das áreas desconectadas relacionado às constrições geradas pelos barramentos artificiais. Em 1988 as sub-bacias desconectadas correspondiam a 46% do total da bacia do Riacho Grande (figura 59), consequência da interposição de 19 barramentos e morfologias associadas. Esse cenário foi modificado até 1998 (figura 60), com a diminuição dos barramentos longitudinais (9 no total) e aumento da relação entre os processos erosivos locais e a incisão dos canais arenosos, com remobilização dos sedimentos para as planícies de inundação, assim reestabelecendo a relação encosta-canal e canal principal-tributários. Nesse cenário permaneceram desconectadas as sub-bacias do Riacho da Onça e do Riacho Laguna, devido às barragens, assim como setores do Vale do Riacho Grande em decorrência do predomínio dos controles estruturais transversais ao canal, como o trecho lateralmente não confinado adjacente à cabeceira do Riacho Grande.

Figura 59 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 1988

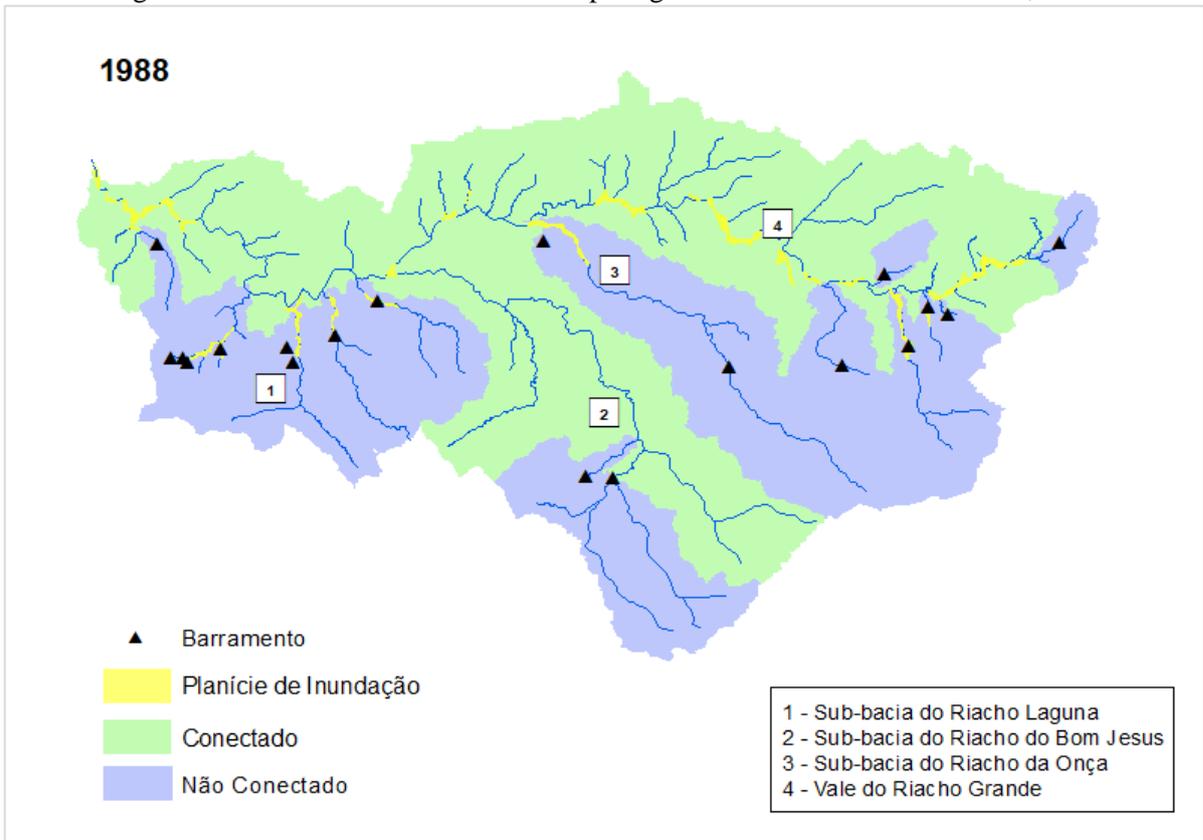
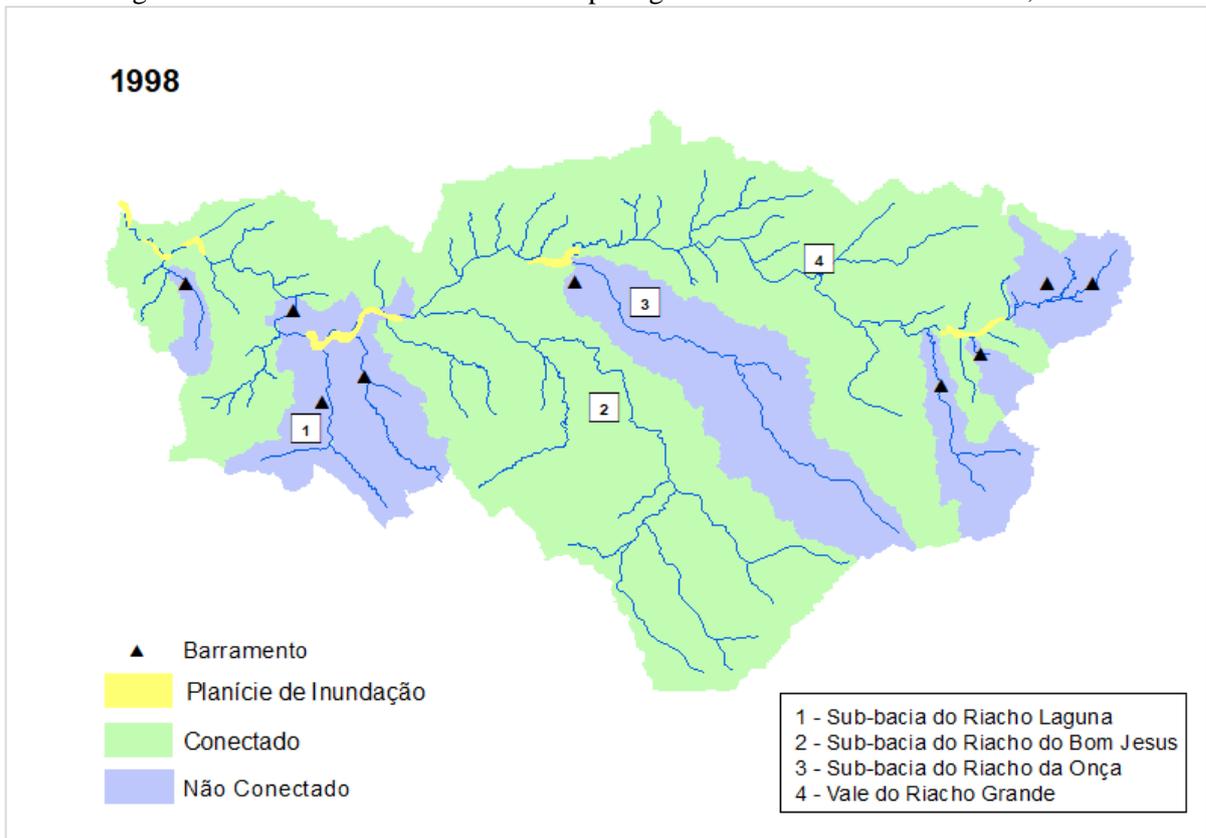
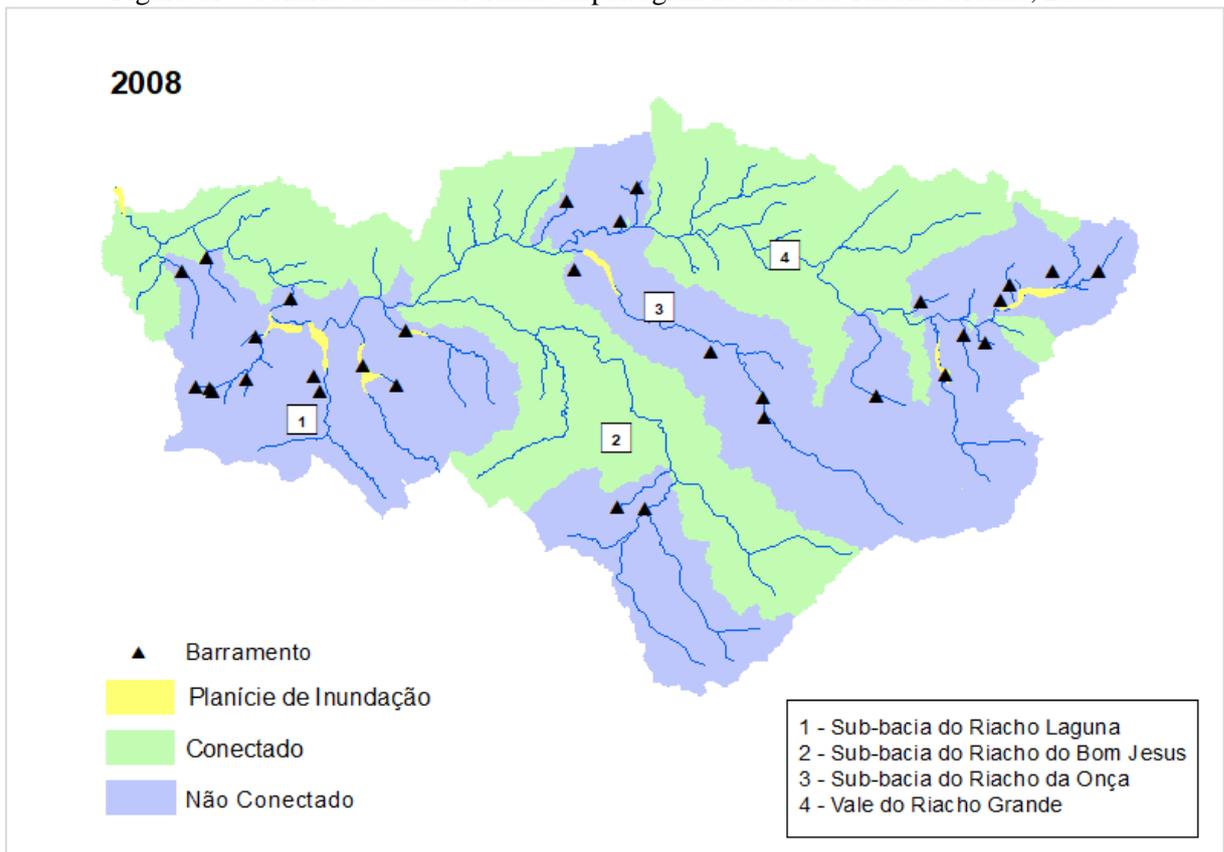


Figura 60 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 1998.



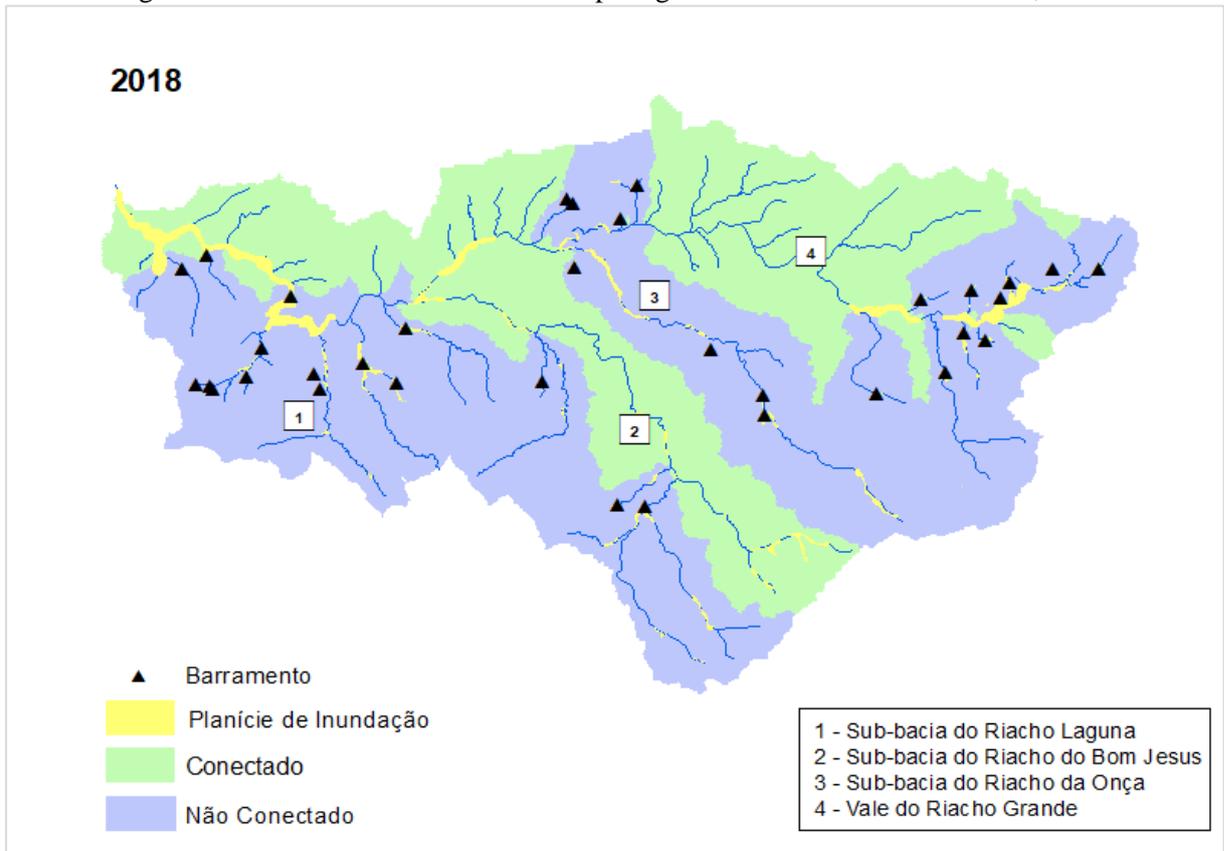
Em 2008, o cenário de conectividade esteve relacionado ao predomínio de áreas não conectadas (figura 61), que representaram 54,8% da área total da bacia. Os 31 barramentos artificiais mapeados nesse período condicionaram o fluxo e a sedimentação à montante, com o gradual desenvolvimento de planícies de inundação/plainos aluviais.

Figura 61 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 2008.



No cenário referente ao período de 2018 (figura 62), o aumento no número de barramentos longitudinais (37 barragens) refletiu sobre as áreas não conectadas, que representaram 59,5% da área total da bacia do Riacho do Grande, com aumento significativo dos plainos aluviais, 2,39% em relação à área total da bacia, em comparação aos 0,66% de 2008. Admite-se que os barramentos longitudinais alteraram de forma mais expressiva o cenário de conectividade na bacia do Riacho Grande do que os demais tipos de bloqueios, do mesmo modo que provocou mudanças relevantes na configuração fluvial e na paisagem no período destacado.

Figura 62 - Cenário de conectividade da paisagem na bacia do Riacho Grande, 2018



Cabe destacar que a conectividade da paisagem se refere a um produto das características estruturais, do uso e cobertura da terra (artificiais) e dos *inputs* climáticos. Assim, atribui-se as alterações dos cenários de conectividade no semiárido nordestino, com fluxo ineficiente grande parte do ano e alto grau de estocagem, não só ao rompimento da transferência de fluxo devido à instalação de elementos artificiais de desconexão, mas ao comportamento da precipitação e a transmissão de fluxo por pulsos, como destacaram Souza e Corrêa (2020). O cenário mantém-se conectado durante os episódios pulsáteis de precipitação, porém, nota-se que mesmo durante os eventos de alta magnitude, algumas áreas permanecem desconectadas, ora devido a barramentos artificiais mais robustos, ora devido às características estruturais do embasamento geológico.

Diante do exposto, observa-se que os impedimentos funcionam como um sistema em cascata, em que a sequência de impedimentos aumenta a resistência em relação às entradas de energia (SOUZA e CORRÊA, 2020). Ou seja, um impedimento gera outras formas de desconexão, que se sobrepõem, e dificultam ainda mais os processos erosivos e de livre circulação entre os compartimentos. Os barramentos antrópicos induzem a formação de planícies de inundação à montante, que se constituem formas de desconexão longitudinais e

laterais. Conseqüentemente, a agradação dessas planícies de inundação entulha as confluências com canais tributários, aprisionando-os. Essa configuração, por seu turno, representa uma maior resistência às baixas entradas de energia.

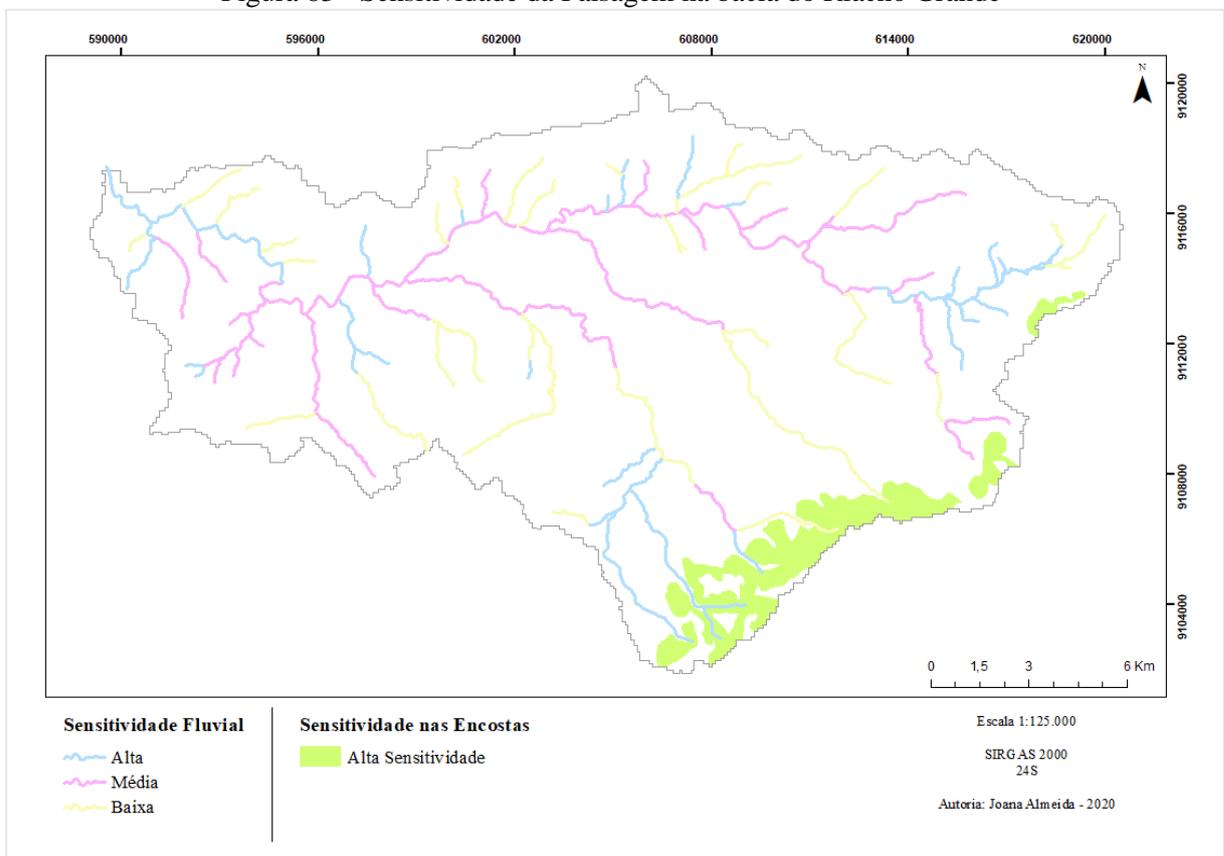
Diante do exposto, admite-se que a conectividade da paisagem controla a evolução dos ambientes fluviais (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; ALMEIDA e CORRÊA, 2020; SOUZA e CORRÊA, 2020). Portanto, a compreensão sistemática dos controles estruturais e dos impactos humanos na conectividade da paisagem, fornece uma representação sobre os efeitos dos diferentes tipos de perturbações e como essas atuam interrompendo ou aumentando a conectividade em sistemas fluviais. Nesse sentido, considera-se a análise da conectividade da paisagem, como uma ferramenta necessária para a melhor compreensão do papel das interações ambientais na alteração dos fluxos de sedimentos numa bacia hidrográfica e as respostas da paisagem frente a essas mudanças (POEPPL et al., 2017).

7 A DINÂMICA FLUVIAL NA BACIA DO RIACHO GRANDE A PARTIR DA SENSITIVIDADE DA PAISAGEM E DA MORFOESTRATIGRAFIA DE RADAR

No presente tópico, propõem-se com a análise da sensibilidade da paisagem, o entendimento da dinâmica ambiental e evolução dos plainos aluviais/vales preenchidos da bacia do Riacho Grande. Deste modo, a análise se refere a um modelo de evolução geomorfológica de curto a médio prazo, baseado na compreensão de como os processos superficiais se comportam após mudanças nos *inputs* e/ou mudanças de resistência do sistema, sejam essas naturais ou antrópicas (SOUZA e CORRÊA, 2014; 2015; KLEINA e SANTOS, 2017; FRYIRS, 2017). Para tanto, inicialmente, se fez necessário identificar as áreas que respondem, mais rapidamente, a essas mudanças.

Assim, cabe destacar a dinâmica da sensibilidade nos diferentes compartimentos da paisagem, assumindo que nas áreas fluviais, a sensibilidade é intrínseca à capacidade de ajuste dos canais, enquanto nas encostas relaciona-se às características integradas como litologia, geomorfologia, uso e cobertura da terra e declividade. Sendo assim, analisando-se o conjunto de atributos físicos-ambientais, identifica-se na bacia do Riacho Grande distintas áreas mais propensas a mudanças, ou seja, de alta sensibilidade (figura 63).

Figura 63 - Sensitividade da Paisagem na bacia do Riacho Grande



Org. da autora

Quando investigada a dinâmica de uso e cobertura da terra no tópico 6.2, verificou-se o crescimento das áreas sob uso agrícola de 1988 a 2018, o que confirma a baixa resistência para mudanças nesses setores da bacia do Riacho Grande. A substituição da vegetação nativa por atividades agropecuárias tradicionais, como pecuária e o desenvolvimento de culturas temporárias, associada a eventos de precipitação de alta magnitude resulta no aumento do volume do fluxo escoado, que por seu turno, atua como *input* de energia para os processos erosivos naqueles setores de alta declividade e solos arenosos e argilo-arenosos.

Logo, na bacia do Riacho Grande, em relação à sensibilidade nas encostas, os setores de alta sensibilidade se referem àquelas de alta declividade e em forma de anfiteatro do planalto sedimentar de Betânia. Nesses espaços, caracterizados pela alta declividade, concentração de fluxo e cobertura sedimentar arenosa combinada à vegetação de caatinga arbustiva aberta, o resultado é a convergência de fluxo com tendência para formação de voçorocas. Essas características atuam na facilitação da formação de rede de canais e no fornecimento de um grande volume de sedimentos para os canais à jusante, que não têm energia suficiente para evacuá-los completamente, ou a transferência é rompida por elementos de desconexão, ocorrendo o preenchimento dos fundos de vale e a formação de plainos aluviais/vales preenchidos (SOUZA e CORRÊA, 2015).

Em relação à sensibilidade nos cursos fluviais, destacam-se os trechos de alta sensibilidade, que se referem aos segmentos de drenagens onde há crescente desenvolvimento de atividades antrópicas, intensificando processos erosivos nas margens e o acúmulo de sedimentos nos fundos de vale. Essas alterações constantes promovem significativos ajustes fluviais, como mudanças na sinuosidade e alargamento do rio. Já os trechos de média sensibilidade apresentam pequenas alterações de uso e ocupação da terra, portanto uma probabilidade moderada de ocorrências de erosões e mudanças na paisagem. Por fim, os trechos de baixa sensibilidade representam aqueles segmentos de ocorrência reduzida ou baixa probabilidade de transformações na paisagem, ou seja, áreas com baixa capacidade de ajustes, como rios de leito e margens rochosas controlados pelos elementos estruturais do embasamento (SOUZA, 2015; KLEINA e SANTOS, 2017).

Nas áreas baixas da bacia do Riacho Grande, próximas às margens dos rios, onde há o predomínio de lavouras de ciclo curto e pecuária, os setores de alta sensibilidade estão associados a segmentos de canais aluviais onde se concentram sedimentos aluviais e coluviais. Os canais aluviais ou canais lateralmente não confinados, apresentam maior capacidade de ajuste às mudanças, com eventual evolução na tipologia dos canais. Essa evolução nas tipologias, ocorre de forma sequencial, quando a configuração dos canais é modificada de forma

transitória e pontual ou permanente. As mudanças permanentes estão associadas a mudanças estruturais de ordem tectônica. Como discutido nos tópicos anteriores (6.1 e 6.2), com exceção dos canais predominantemente de controle estrutural, destacam-se na bacia do Riacho Grande, canais com controles antropogênicos sobre a evolução de tipologias/estilos, sobretudo no que diz respeito à elevação do nível de base local a partir da sedimentação de fundos de vale à montante de barramentos.

Nessa sequência, avaliando a resposta a mudanças e capacidade de ajuste dos canais lateralmente não confinados, observou-se a partir da geometria interna dos depósitos aluviais, a dinâmica dos plainos aluviais em diferentes tipologias associadas na bacia do Riacho Grande. Assim, foram selecionados quatro trechos nos diferentes contextos paisagísticos, de modo a verificar mudanças de curto prazo relacionadas às forças de perturbação recentes, com o auxílio de dados de precipitação local disponíveis, destacando o total de precipitação anual e dados diários.

7.1 CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E INPUTS DE ENERGIA NA BACIA DO RIACHO GRANDE

A partir da observação de dados diários de precipitação, é possível compreender o comportamento da precipitação na região e a sua atuação enquanto força de perturbação na dinâmica do sistema fluvial semiárido. Desse modo, considerando os totais anuais de precipitação entre o período de 1990 a 2019 para a bacia do Riacho Grande e entorno (tabela 9), com uma média anual de 620 mm, verifica-se uma alta variabilidade da precipitação entre as médias mínima, com 409,2 mm, e máxima, com 827,8 mm. A variabilidade é marcada pela existência de anos em que os valores estiveram abaixo da média mínima, como em 1998 com 169,6 mm, ou em que superaram a média máxima, com 920,4 mm em 2004. No geral, três anos apresentaram precipitação abaixo da média mínima, enquanto seis estiveram acima da média máxima. Esse fato reflete a suscetibilidade da bacia a episódios extremos de precipitação ou de seca, que para Barros (2018) são capazes de interferir sobre a operação de processos superficiais. Nesse sentido, cabe destacar os contrastes entre os totais de precipitação em anos seguidos, sobretudo nos anos chuvosos após anos secos, que resultam na mobilização de grandes volumes de sedimentos. Para o período citado, observa-se os anos de 1993 e 1994, que registraram 238,4 mm e 829,5 mm, respectivamente.

Entende-se que a variabilidade climática no Nordeste semiárido reflete mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos Pacífico e Atlântico, que se manifestam com os extremos em casos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e pelo gradiente de Temperatura

da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico Tropical, controlando o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (MARENGO et al., 2016, 2017). Logo, como sinalizado na tabela x, seis totais anuais se apresentaram acima do limite superior, considerado anômalos com possibilidade de grandes volumes de precipitação, correspondendo aos anos de 1994, 1996, 1997, 2004, 2009 e 2011, enquanto os valores abaixo do limite inferior correspondem aos anos de 1993, 1998 e 2012. Pode-se observar que esses anos considerados anômalos demonstraram uma boa correlação com as fases positivas e negativas do Dipolo do Atlântico, que atuam de forma isolada ou simultânea com episódios de ENOS quente/positivo e ENOS frio/negativo (SILVA et al., 2017).

Tabela 9 - Índice de Anomalia de Chuva, total de precipitação anual e ocorrência ENOS e Dipolo do Atlântico, período de 1990 a 2019, Serra Talhada – PE

ANO	CLASSE	IAC	TOTAL ANUAL	ENOS	DIPOLO	SECA
1990	Muito seco	-1,6	508,2	NORMAL	POSITIVO	-
1991	Seco	-2,0	478,9	NORMAL	NEGATIVO	-
1992	Seco	-0,3	596,9	ENOS QUENTE	POSITIVO	SIM
1993	Extremamente seco	-5,4	238,4	NORMAL	NORMAL	SIM
1994	Muito úmido	3,0	829,5	NORMAL	NEGATIVO	-
1995	Úmido	1,9	751,3	ENOS QUENTE	NEGATIVO	-
1996	Extremamente úmido	4,0	896,1	NORMAL	NEGATIVO	-
1997	Muito úmido	3,1	836,9	NORMAL	POSITIVO	SIM
1998	Extremamente seco	-6,4	169,6	ENOS QUENTE	POSITIVO	SIM
1999	Seco	-0,6	576,4	ENOS FRIO	NEGATIVO	-
2000	Seco	-0,8	565,6	ENOS FRIO	NEGATIVO	-
2001	Seco	-1,4	521,4	NORMAL	NORMAL	SIM
2002	Seco	-0,6	578,6	NORMAL	NEGATIVO	SIM
2003	Úmido	1,9	748,2	ENOS QUENTE	NEGATIVO	-
2004	Extremamente úmido	4,3	920,4	NORMAL	NORMAL	-
2005	Úmido	1,7	740,5	NORMAL	POSITIVO	SIM
2006	Seco	-0,1	614,5	NORMAL	NORMAL	-
2007	Úmido	1,9	750,7	ENOS QUENTE	POSITIVO	SIM
2008	Muito úmido	2,4	787,8	ENOS FRIO	NEGATIVO	-
2009	Muito úmido	3,9	889	NORMAL	NEGATIVO	-
2010	Seco	0,0	617,3	ENOS QUENTE	NEUTRO	SIM
2011	Muito úmido	3,6	868,1	ENOS FRIO	NEGATIVO	-
2012	Extremamente seco	-6,0	198,3	ENOS FRIO	POSITIVO	SIM
2013	Muito seco	-2,4	449,9	NORMAL	POSITIVO	SIM
2014	Seco	-0,1	615,8	NORMAL	NEGATIVO	SIM
2015	Seco	-1,9	488,5	ENOS QUENTE	POSITIVO	SIM
2016	Muito seco	-2,1	473,1	ENOS QUENTE	POSITIVO	-
2017	Seco	-0,6	574,3	NORMAL	-	-
2018	Úmido	1,8	745,2	ENOS FRIO	-	-

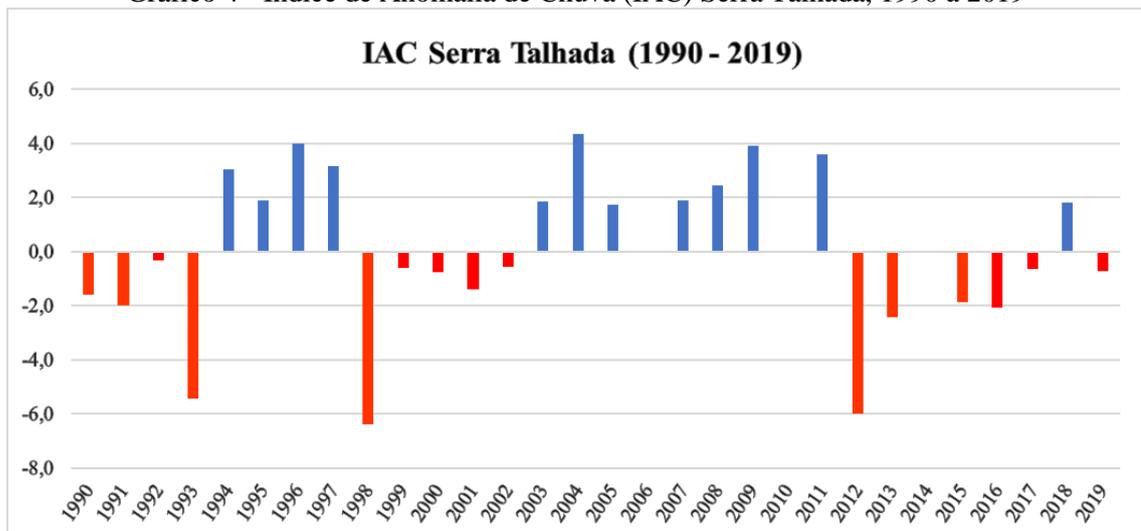
2019	Seco	-0,7	569,4	ENOS QUENTE	-	-
------	-------------	-------------	-------	--------------------	---	---

Fonte: Santos et al, 2020

A maioria das anomalias positivas refletem a ocorrência simultânea de fases negativas do ENOS e do Dipolo do Atlântico, que quando atuam conjuntamente promovem o deslocamento zona de convergência intertropical para o norte de sua posição normal. Em contrapartida, as anomalias negativas estão associadas às fases positivas do ENOS e do Dipolo (SANTOS et al., 2020).

Com o intuito de obter um indicador direto sobre o comportamento da precipitação, ressaltando o grau de severidade e duração dos períodos secos e chuvosos, foi aplicado o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) para a série de 1990 a 2019 (gráfico 4), com base em Rooy (1965). A série possibilitou afirmar a predominância de anos secos em relação aos anos chuvosos. Iniciando em anos secos, de 1990 a 1993, com transição de um ano extremamente seco para muito úmido, em 1994, e assim segue até 1997, variando entre anos úmidos a extremamente úmidos. Destacando os extremos entre 1997, ano muito úmido com precipitação total anual de 836,9 mm, e 1998, ano extremamente seco, com 169,6 mm e IAC negativo (-6,4). Aqui cabe ressaltar a atuação simultânea de um episódio de *El Niño* forte e fase positiva do Dipolo (SANTOS, et al., 2020), dando início a outro período seco até 2002. No período de 2003 a 2009 observa-se uma sequência de anos úmidos, com exceção para 2006, que foi um ano seco.

Gráfico 4 - Índice de Anomalia de Chuva (IAC) Serra Talhada, 1990 a 2019

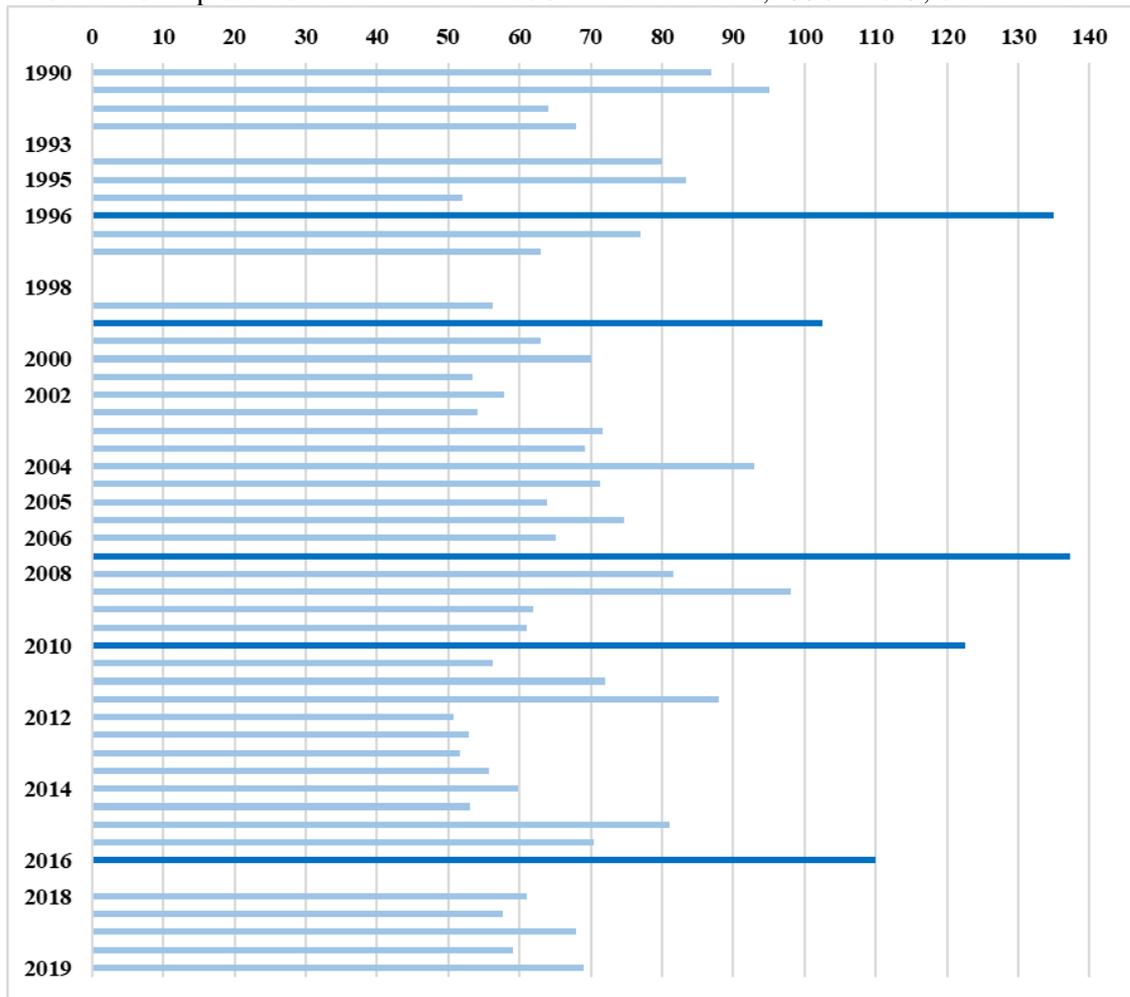


Em 2010 inicia-se uma sequência de anos com déficit de precipitação, com exceção para 2011, com chuvas acima da média, identificado como muito úmido, com 868,1 mm. Essa exceção é marcada pela ocorrência conjunta de um episódio de *La Niña* moderado e da fase

negativa do Dipolo do Atlântico (MARENGO et al., 2017; SANTOS et al., 2020). Para Marengo et al. (2016), a maior parte do Nordeste tende a receber um volume maior de precipitação durante episódios de *La Niña*, no entanto em 2012 há um maior déficit de precipitação, com 198 mm. Essa anomalia é consistente com a atuação de águas superficiais mais frias que o normal no Atlântico Equatorial e Tropical Sul, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação (NÓBREGA et al., 2016; MARENGO et al., 2016, 2017).

No entanto, Barros (2018) sinaliza para a recorrência de eventos de precipitação de alta magnitude de caráter pulsatório/baixa frequência do semiárido, que podem estar presentes mesmo em anos considerados secos a extremamente secos, representando importantes *inputs* de energia para os sistemas fluviais dada sua capacidade de romper limiares de mudança e mobilizar sedimentos. Esses eventos de precipitação considerados extremos, foram aqueles em que o total de precipitação foi maior ou igual a 50mm no período de 24 horas (gráfico 5) (SANTOS et al., 2012; SANTOS, 2014; MASCIOLI et al., GOUVEIA et al., 2018; BARROS, 2018).

Gráfico 5 - Episódios de chuva acima de 50 mm em 24 horas, 1990 a 2019, Serra Talhada



Org. a autora

Como observado no gráfico acima, tais eventos de precipitação são recorrentes entre o período analisado. Isto demonstra a importância de tais eventos sobre a dinâmica fluvial no semiárido, capazes de romper os limiares de mudança, sobretudo quando se reduz a análise e verifica-se a ocorrência desses eventos extremos durante anos considerados secos. Entre o período de 1990 a 2019, foram identificados 22 eventos extremos de precipitação em anos secos a extremamente secos (tabela 10). Desses destacam-se os anos de 2010 e 2016, com episódios de 122,5 e 110 mm em 24 horas, respectivamente.

Tabela 10 - Eventos extremos diários em anos secos, 1990 a 2019, Serra Talhada

ANO	TOTAL ANUAL (mm)	DATA	EVENTOS EXTREMOS (mm)
1990	508,2	26/06/1990	87
1991	478,9	24/01/1991	95
		25/03/1991	64
1992	596,9	03/04/1992	68
1999	576,4	14/03/1999	56,2
		25/10/1999	102,5
		20/12/1999	63
2000	565,6	23/02/2000	70
2001	521,4	13/03/2001	53,4
2002	578,6	18/01/2002	57,8
2006	614,5	18/02/2006	65,2
2010	617,3	09/04/2010	122,5
2012	198,3	20/02/2012	50,8
2013	449,9	21/03/2013	52,8
		20/12/2013	51,6
		21/12/2013	55,8
2014	615,8	30/03/2014	59,8
		17/11/2014	53
		19/11/2014	81
2015	488,5	23/02/2015	70,5
2016	473,1	30/03/2016	110
2019	569,4	05/04/2019	69

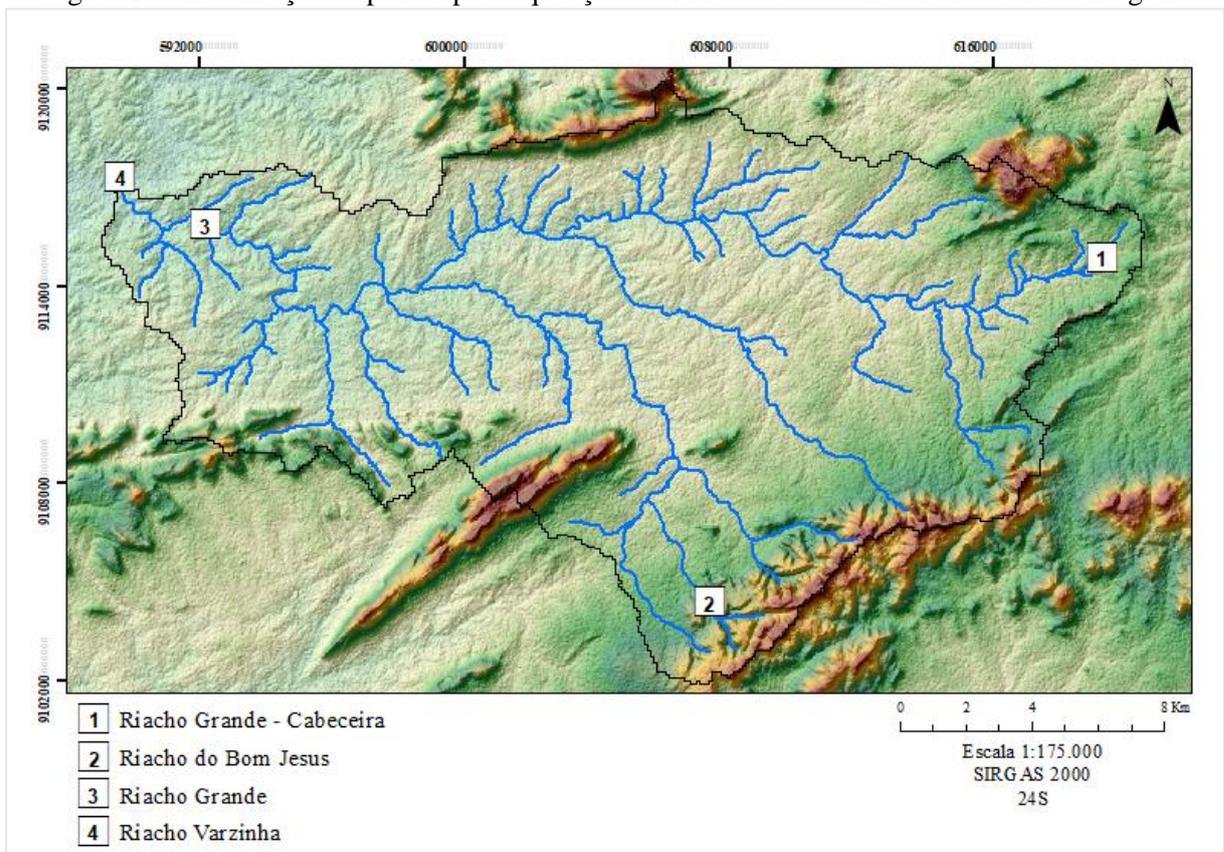
Nessa perspectiva, ressalta-se a importância dos eventos extremos em anos secos capazes de remobilizar sedimentos e promover a dinâmica de transferência entre os compartimentos da paisagem. Em consonância com o proposto por Barros (2018), o papel dos *inputs* climáticos sobre a sedimentação nos planos aluviais no semiárido decorre da ação dos eventos extremos mesmo em anos secos, sejam eles associados ou não a anomalias na circulação atmosférica global.

7.2 O ESTUDO DA DINÂMICA FLUVIAL A PARTIR DA GEOMETRIA INTERNA DOS PLAINOS ALUVIAIS NA BACIA DO RIACHO GRANDE

As entradas de energia que rompem os limiares de mudança nas áreas de plainos aluviais são observadas na bacia do Riacho Grande a partir da análise temporal recente de imagens de alta resolução associadas ao estudo da geometria interna desses depósitos através da análise da arquitetura deposicional por meio de imagens de radar. Essas mudanças se caracterizam pela dinâmica de corte e preenchimento nesses setores, associados aos diferentes *inputs* de precipitação, enquanto força de perturbação sobre o sistema fluvial, que conseqüentemente, altera o cenário de conectividade longitudinal, durante e logo após determinados eventos de precipitação, tornando-o conectado ou parcialmente conectado.

Nessa perspectiva, foram selecionadas quatro áreas de plainos aluviais na bacia do Riacho Grande, em contextos paisagísticos distintos (figura 64), integrando os resultados discutidos nos tópicos anteriores com a evolução dos depósitos reconstruída a partir de sua geometria e arquitetura deposicional por imagem de radar.

Figura 64 - Localização de pontos para aquisição de GPR e coleta de material de leito e margem

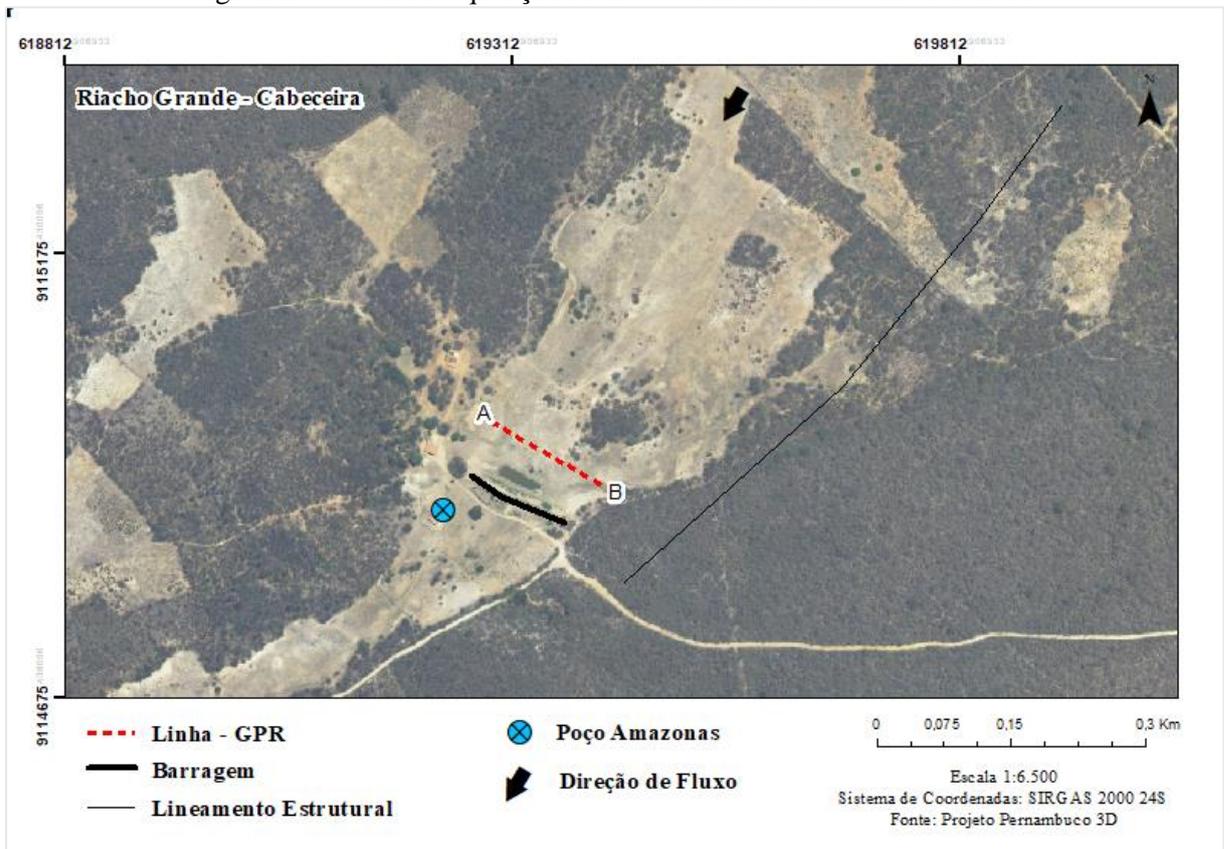


Org. da autora

Desse modo, destacamos o primeiro trecho em análise, que compreende a um segmento de Vale Preenchido Não Canalizado, situado a $8^{\circ}0'20.09''S$ e $37^{\circ}55'1.62''W$, a 536 metros de

altitude, com extensão de 2,5 km, adjacente a cabeceira do canal principal – o Riacho Grande (figura 65), sob o domínio de rochas cristalinas do Complexo Floresta e controle de lineamentos estruturais E-W. Nesse trecho, a construção de uma barragem na década de 80, culminou na formação de um plano aluvial à montante, preenchendo o fundo do vale. Os segmentos à jusante correspondem a vales preenchidos contínuos, associados a controles estruturais exercidos pela Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira, de direção NE-SW, refletidos na paisagem sob a forma de cristas assimétricas e soleiras rochosas dispostas transversalmente em relação ao canal. Nesse caso, os barramentos artificiais no trecho incrementam a desconexão longitudinal natural promovida pelos controles estruturais.

Figura 65 - Linha de Aquisição do GPR – Cabeceira do Riacho Grande



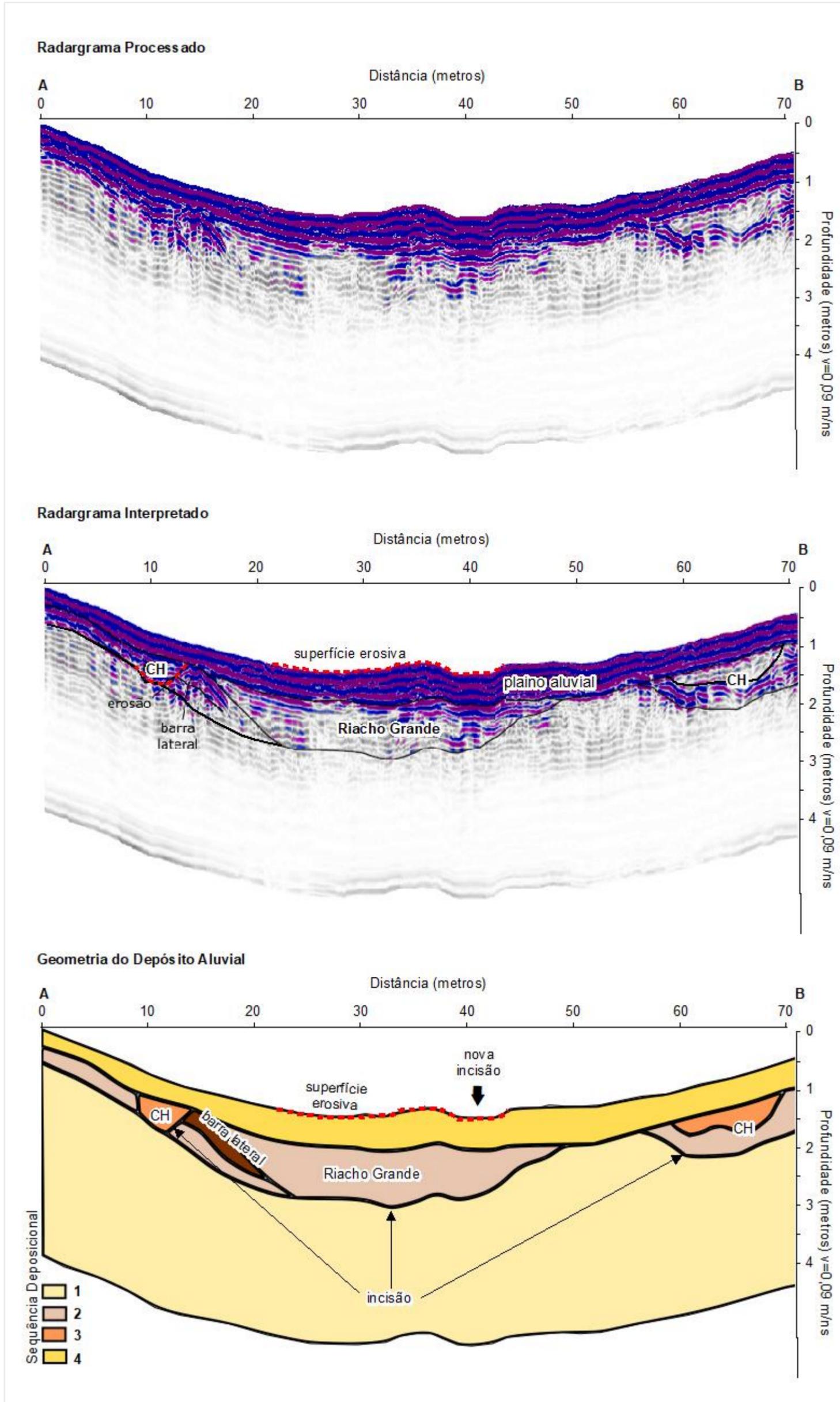
Org. da autora

Neste setor predominam sedimentos nas frações areia grossa a areia fina (ALMEIDA, 2017), com substituição da cobertura vegetal nativa por pastagem, o que facilita a atuação do escoamento superficial difuso. A vegetação arbustiva está restrita às encostas limitando a interação encosta-canal.

Nesse ponto foi realizada a aquisição de um radargrama sobre um barramento seco (figura 66), com 70 metros de largura e 4 metros de profundidade, entretanto abaixo de 2.5 metros de profundidade observa-se uma camada basal onde o sinal de reflexão é muito baixo, supondo que nesse setor, o aluvião esteja saturado. Visto que a profundidade de penetração diminui rapidamente em sedimentos úmidos (DOOLITTLE e COLLINS, 1995). Isso reduz a quantidade de dados analisados a uma profundidade de 1,5 a 2 metros.

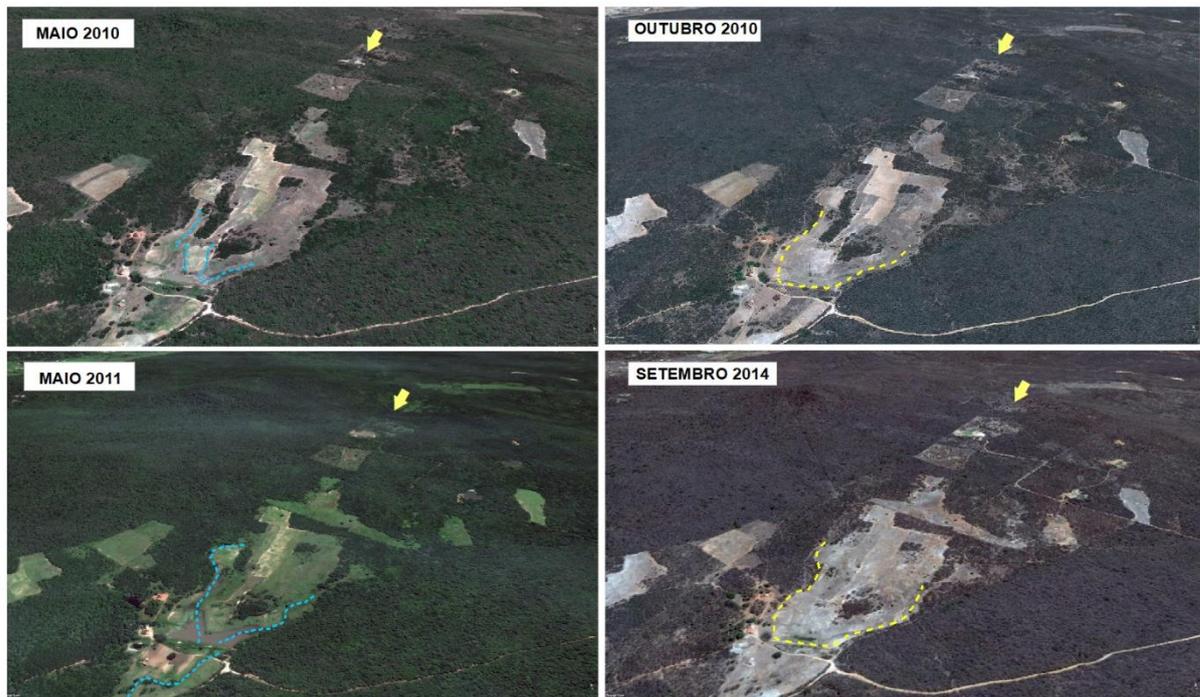
Em relação à arquitetura deposicional, em superfície observa-se a incisão incipiente de um canal fluvial, enquanto na camada subjacente destacam-se paleocanais preenchidos, marcados por refletores acanalados a 1,5 metros de profundidade, abaixo da deposição em lençol e formação de plaino aluvial no leito da barragem, representado no radargrama por uma superfície plana com refletores concordantes. Esses canais se referem ao canal principal – Riacho Grande e à incisão e preenchimento de um canal tributário de baixa ordem (CH). Nota-se que o canal tributário, à direita do radargrama, foi preenchido e posteriormente sofreu uma nova incisão, sendo preenchido novamente. Esse comportamento é observável considerando a diferença na intensidade dos refletores, que caracterizam diferentes fácies por uma distinção da composição granulométrica, inferindo que os depósitos compostos majoritariamente por areia e cascalhos, possuem alta reflectância, enquanto aqueles compostos por materiais de granulometria mais fina, apresentam baixa reflectância com alvos difusos (DOOLITTLE e COLLINS, 1995; LIMA et al., 2009; NUNES et al., 2019). Destacam-se ainda superfícies de erosão, que estão associadas aos processos impulsionados pelas entradas de energia, representadas pelo truncamento de refletores que refletem o contato erosivo entre fácies sedimentares.

Figura 66 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plano aluvial a montante de barramento. CH: canal preenchido



Nesse sentido, pode-se considerar que a dinâmica fluvial, em relação ao radargrama em questão, está associada a dois momentos de acumulação e remoção de sedimentos. Esses dois momentos estariam separados pela construção da barragem nos anos 80. Ou seja, refletem uma fase anterior à construção do barramento, com a incisão dos canais fluviais preenchidas pela fase de acumulação pós barramento. Entretanto, sabendo-se que a taxa de sedimentação à montante de barramentos apresenta valores elevados no semiárido brasileiro (BARROS, 2018), admite-se que a colmatação das incisões, em conjunto com as análises de imagens recentes de alta resolução (figura 67) nas quais verificam-se constantes mudanças na morfologia de canais, trata-se de um comportamento pós-barramento.

Figura 67 - Análise temporal de mudanças no trecho de Vale Preenchido próximo a cabeceira do Riacho Grande. Seta amarela indica direção do fluxo. Tracejado azul indica incisão. Tracejado amarelo indica deposição



Fonte: Google Earth Pro

Assim, a partir da geometria deposicional gerada pela descrição dos refletores no radargrama, considera-se que o preenchimento dos antigos canais está associado a um momento posterior à construção da barragem, com a deposição em lençol preenchendo o fundo do vale a montante do barramento (1), e posterior incisão e preenchimento do canal principal e tributários, associada à subida do nível de base pela geração do espaço artificial de acumulação (2,3). Embora não se possa definir a temporalidade exata dos eventos, supõe-se que os dados

do radargrama refiram-se à dinâmica pós-barramento, a partir de *inputs* de energia de 1980 até o presente (tabela 9).

O segundo trecho trata-se do plano aluvial em Vale Preenchido em Estrutura Homoclinal, localizado adjacente às cabeceiras do Riacho do Bom Jesus, a $8^{\circ}6'15.86''S$ e $38^{\circ}1'28.58''W$, a 580 metros de altitude, no domínio do Planalto Sedimentar de Betânia (figura 68). Esse ponto se refere ao segmento mapeado no tópico 5.3.3 que apresenta cobertura vegetal conservada sobre as encostas íngremes e nas margens, promovendo uma maior estabilidade lateral. Entretanto, a ausência de cobertura vegetal no plano aluvial, majoritariamente arenoso, diminui a resistência aos processos erosivos do meio de canal.

Figura 68 - Linha de Aquisição do GPR – Riacho do Bom Jesus

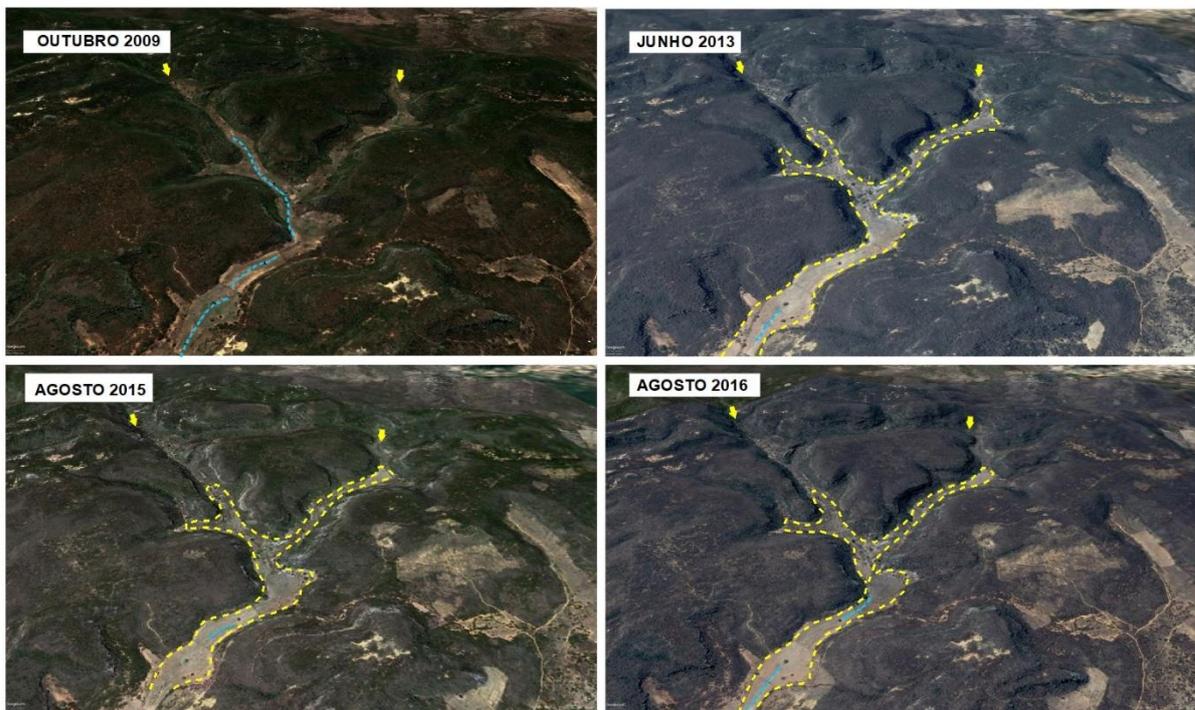


Org. da autora

Nesse trecho foi realizada aquisição de um radargrama (figura 69) perpendicular à direção do fluxo no setor de vale preenchido confinado entre os *canyons* do Planalto Sedimentar de Betânia, medindo 85 metros de largura e aproximadamente 4,5 metros de profundidade.

Nos primeiros 4 metros, destacam-se alvos de reflexão, que em relação à geometria, correspondem a uma incisão incipiente e preenchimento de múltiplos canais rasos, com refletores acanalados e com truncamento erosivo entre fácies, dominantes em tipologia entrelaçada. Os refletores planos-paralelos em profundidade acima de 1 metro marcam o processo de deposição em lençol formando na paisagem um largo plaino aluvial. Essa dinâmica está relacionada à atuação dos *inputs* de energia resultante dos eventos extremos iguais ou superiores a 100 mm em 24 h ou eventos sucessivos acima de 50 mm diários (figura 70).

Figura 70 - Ajustes em trecho de vale preenchido sedimentar. Seta amarela indica direção de fluxo. Tracejado azul indica incisão. Tracejado amarelo indica deposição.



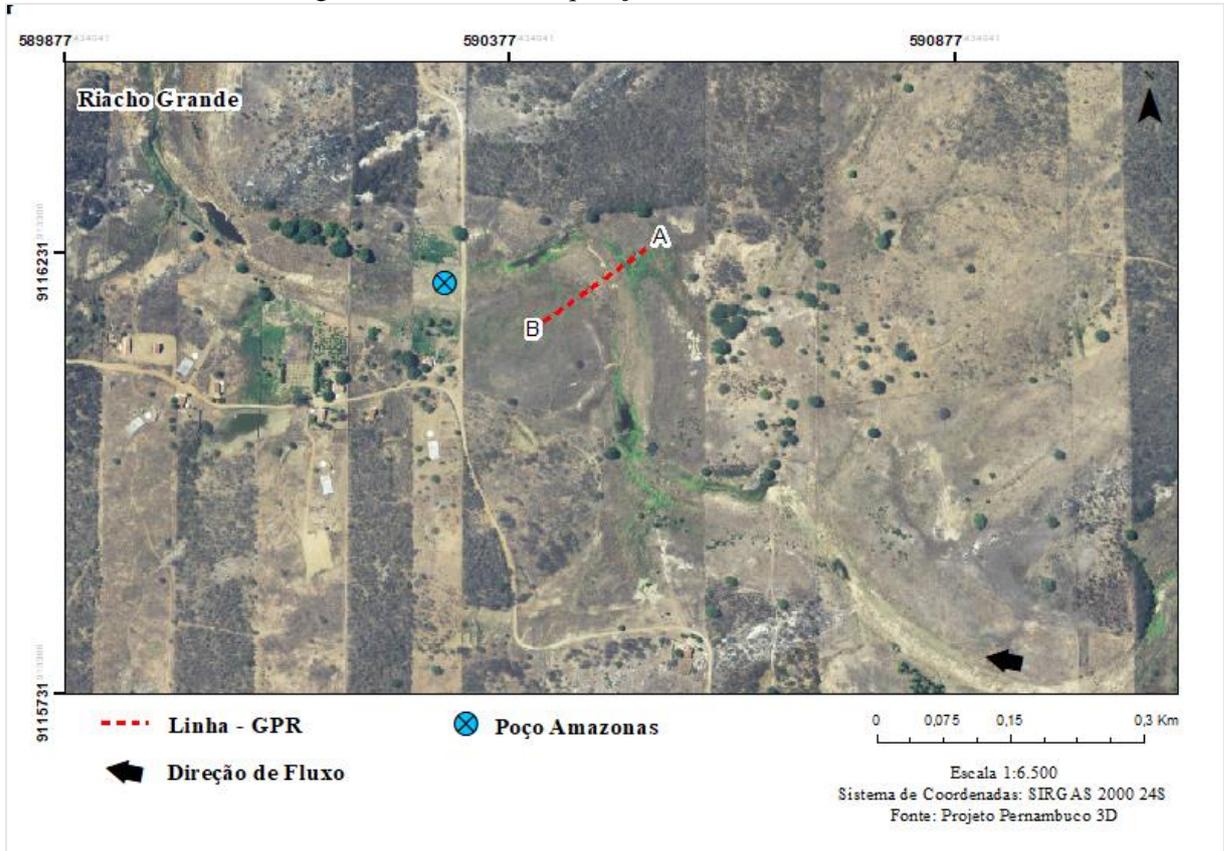
Fonte: Google Earth Pro

Nota-se ainda a reflexão moderadamente contínua com alvos difusos que sinalizam a saturação do aluvião (LIMA et al., 2009), destacando o importante papel do aquífero livre nesse setor da bacia, onde a partir da medição de poços perfurados, a espessura da sedimentação aluvial atinge uma média de 7 metros.

O terceiro trecho em análise, situado a $7^{\circ}59'41.82''S$ e $38^{\circ}10'42.15''W$, a 434 metros de altitude, próximo à confluência do Riacho Grande com o Riacho Varzinha, encaixado sobre pedimento detrítico do Complexo São Caetano, se refere ao tópico 5.3.1, apresentando largo plaino aluvial, com a incisão de canal único de fluxo descontínuo, preenchido por sedimentos arenosos, em um setor de baixa declividade próximo ao exutório da Bacia do Riacho Grande. De acordo com a medição de poços rasos instalados no leito arenoso, a profundidade mínima da sedimentação é de 6 metros. Entretanto, a aquisição do radargrama com base no alcance do

senal de reflexão, coletado perpendicular ao fluxo (figura 71), englobando o canal fluvial e a planície de inundação à margem esquerda com largura de aproximadamente 60 metros, atingiu 4 metros de profundidade.

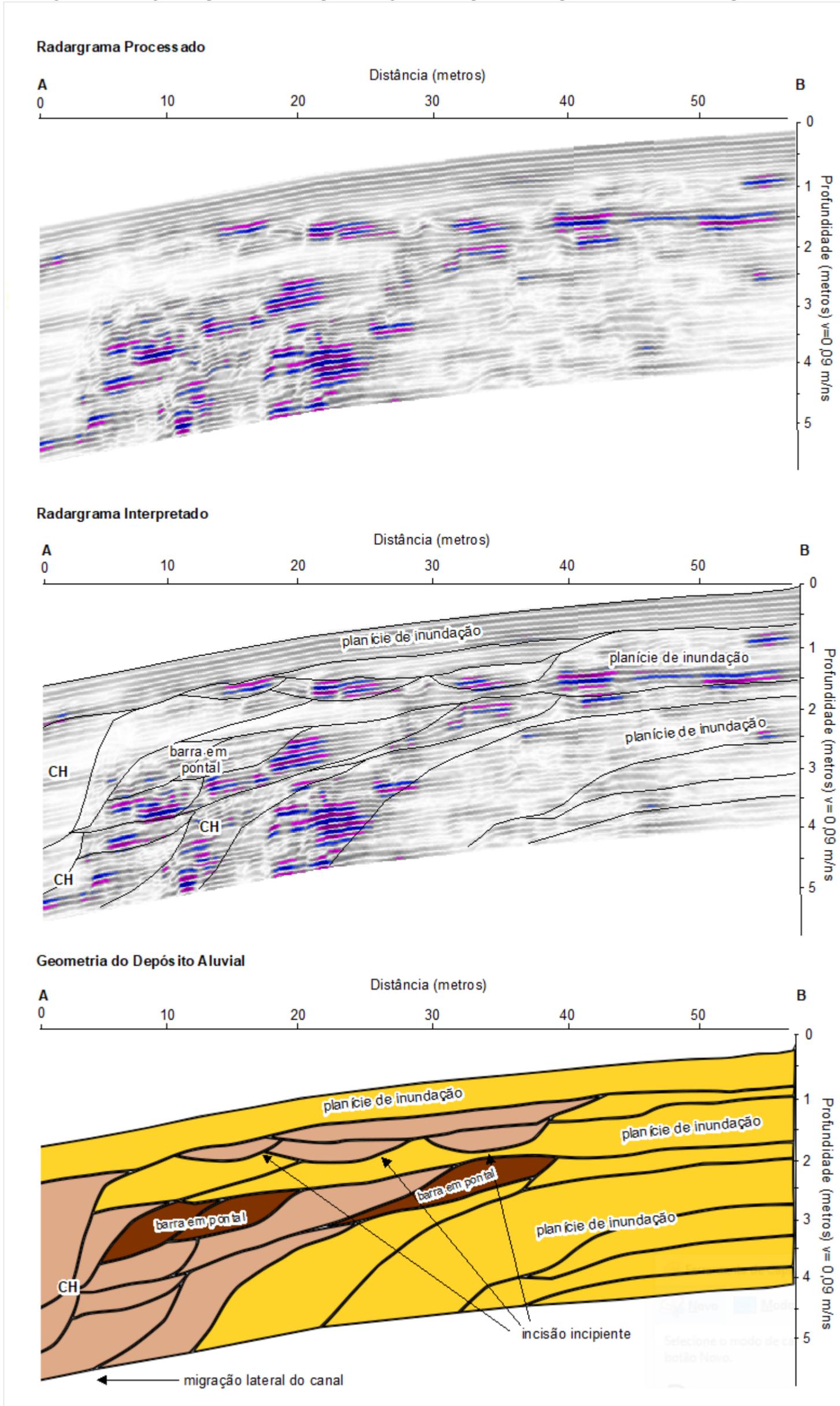
Figura 71 - Linha de Aquisição GPR – Riacho Grande



Org. da autora

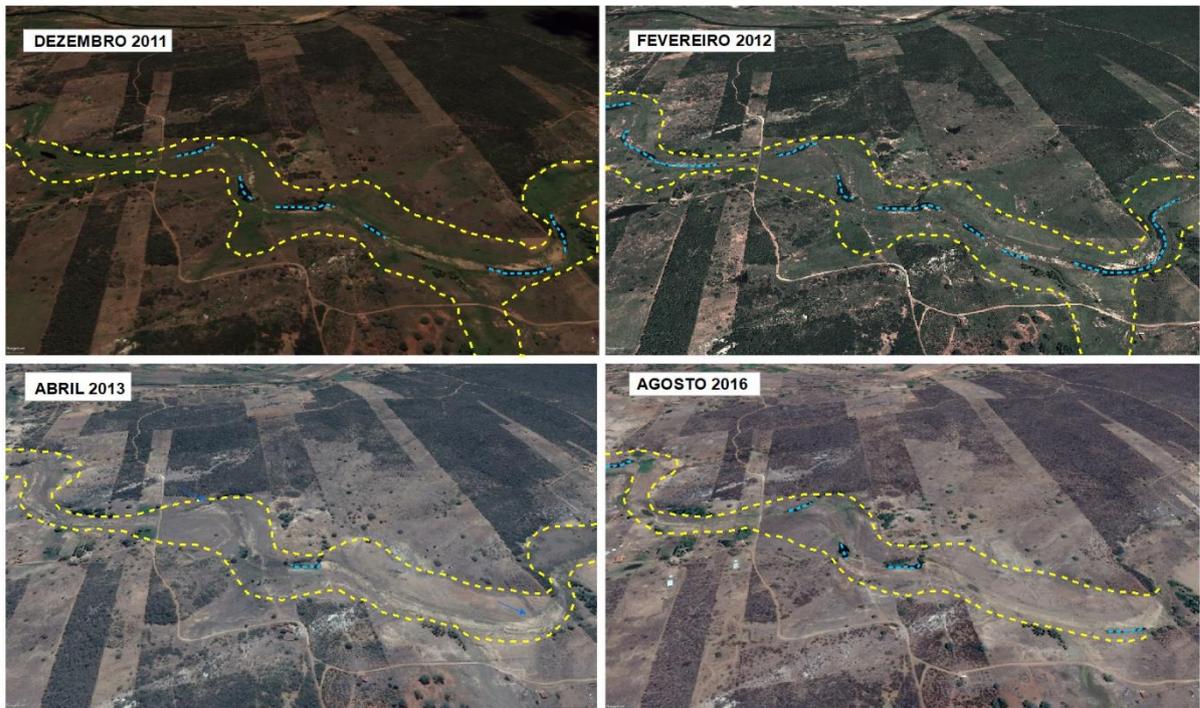
Analisando a arquitetura interna do depósito aluvial (figura 72), observou-se no primeiro metro do radargrama a evidência da deposição em lençol por extravasamento de fluxo formando uma planície de inundação, com refletores que apresentam comportamento concordante (plano-paralelo) com inclinação suave à margem esquerda, com a incisão incipiente de pequenos canais. Abaixo do primeiro metro, pode-se observar truncamentos nos refletores que se referem a superfícies de erosão, que marcam a incisão e migração lateral do canal principal, adjacentes a refletores de ângulos suaves em sigmoidal, caracterizando a acreção lateral de barras em pontal. Nesse processo destacam-se ainda refletores planos que correspondem a formação de planícies de inundação.

Figura 72 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plano aluvial (CH – canal preenchido)



Esses ajustes estão em destaque na figura 73, em que verificou-se em planta, o vale preenchido com incisão descontínua de um canal único, associada à atuação de eventos de alta magnitude, sejam esses bem distribuídos em anos úmidos, como em 2011, com precipitação anual de 868,1 mm; ou pontuais, sobretudo em anos secos, como em 2012, ano extremamente seco, com precipitação anual de 198,3 mm. Nesse sentido, destaca-se o predomínio de processos erosivos e ajustes lateral e vertical do canal, e após os episódios de precipitação observa-se um predomínio da sedimentação sobre os processos erosivos, com o preenchimento das incisões anteriores.

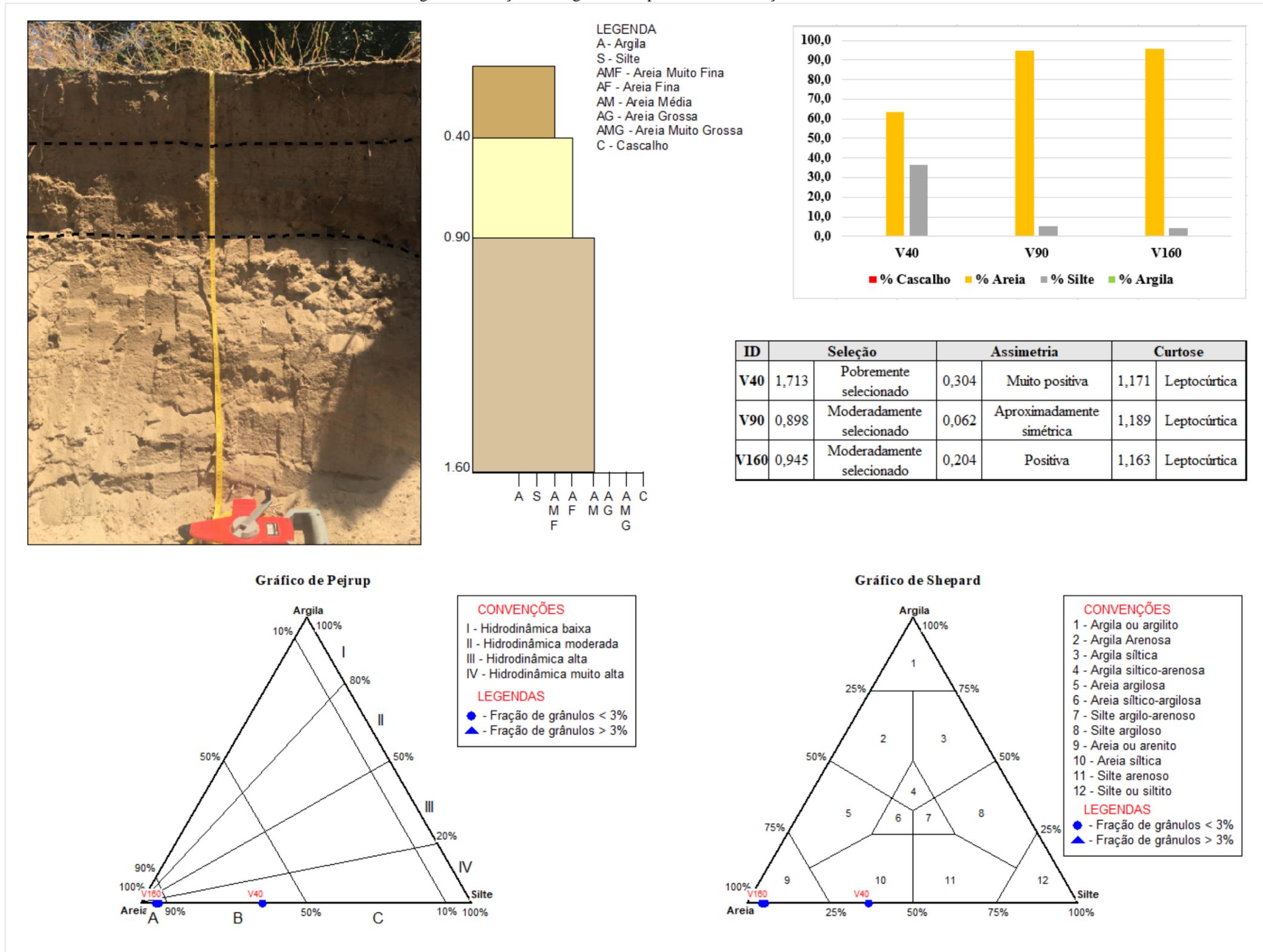
Figura 73 - Ajustes no trecho 03. Tracejado amarelo indica o preenchimento da planície de inundação. Tracejado azul indica a incisão.



Fonte: Google Earth Pro

No presente trecho, foi analisada uma seção estratigráfica a partir de trincheira aberta em depósito de planície de inundação à margem direita (figura 74), com 1.60m de profundidade, composta por sedimentos de textura que variam entre areia média a areia muito fina. Dentro da coluna, destaca-se uma camada basal de 70 cm de profundidade composta por material arenoso, na fração de areia média, moderadamente selecionada, que vai da base até 90 cm. Em seguida, destaca-se um pacote de 50cm, composto por areia fina, que se estende até os 40 cm em direção ao topo. Por fim, uma camada de areia muito fina com 40 cm de espessura compõe o topo do perfil, de assimetria muito positiva e hidrodinâmica muito alta. Observa-se no perfil, um padrão de deposição em lençol, associado a fluxos unidirecionais, com estratificações plano-paralelas, concordante ao padrão verificado no perfil de radar.

Figura 74 - Seção estratigráfica em planície de inundação no trecho 03



Org. da autora

O último trecho em análise (figura 75), refere-se ao largo plano aluvial no exutório da bacia do Riacho Grande, situado a $7^{\circ}59'9.40''S$ e $38^{\circ}11'12;16''W$, em 432 m de altitude, com o desenvolvimento de morfologia em *floodout* desconectando a confluência com o rio Pajeú. O trecho se refere ao tópico 5.3.2, com a predominância de atividades agropecuárias tradicionais no leito e margens do rio, com a remoção da cobertura vegetal facilitando a remobilização de sedimentos no setor encosta-canal.

Figura 75 - Linha de Aquisição de GPR – Riacho Varzinha Exutório

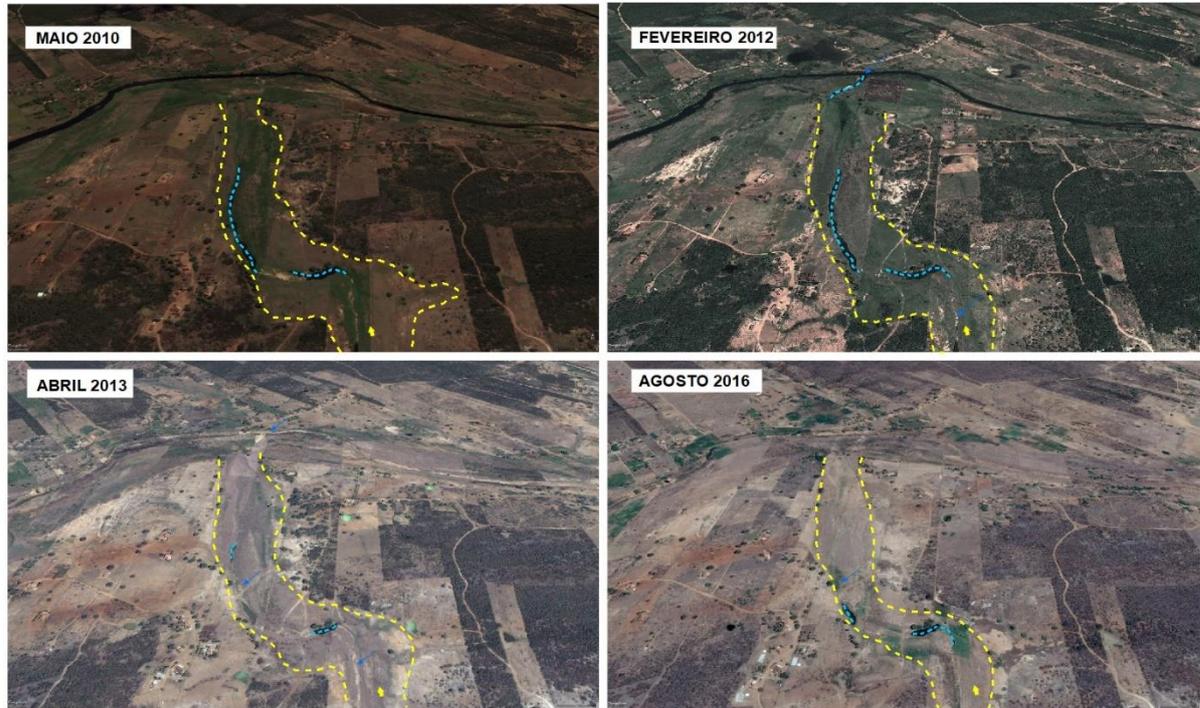


Org. da autora

Em planta observa-se a dinâmica fluvial relacionada ao corte e preenchimento do plano aluvial associada às entradas de energia no sistema (figura 76). Como em maio de 2010, onde verificou-se o entulhamento do exutório do canal principal, e a incisão incipiente e descontínua do plano aluvial. Em contrapartida, em fevereiro de 2012, observa-se a conexão parcial e temporária no exutório, com a incisão de um canal único e descontínuo no depósito em *floodout* e alargamento do plano aluvial. Esse cenário conectado parcialmente está associado ao *input* de energia pontual, com o posterior preenchimento de pequenas incisões, e constrição da confluência entre o riacho Varzinha e o rio Pajeú. Nesse setor da bacia predominam os processos deposicionais, e apesar da ocorrência de eventos de alta magnitude, a conexão entre os diferentes compartimentos da paisagem acontece de modo temporário, logo após os eventos

de alta magnitude. A dinâmica recorrente está associada à incisão rasa e descontínua adjacente a barras arenosas de meio de canal.

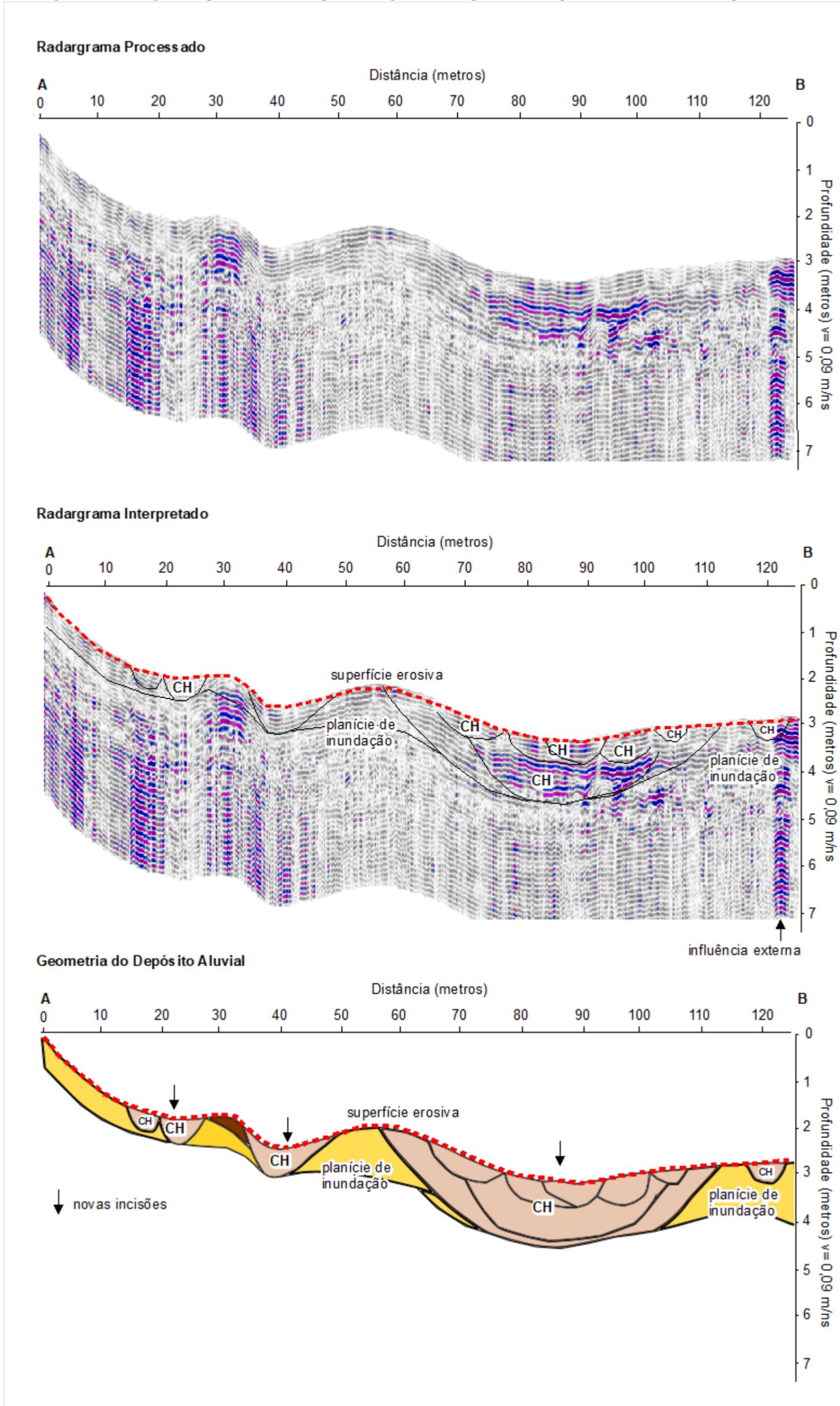
Figura 76 - Ajustes no trecho 04. Tracejado amarelo indica a dinâmica de preenchimento do plaino aluvial. Tracejado azul indica incisão. Seta amarela indica a direção de fluxo



Fonte: Google Earth Pro

A dinâmica acima descrita se reflete na geometria interna do canal a partir da aquisição do radargrama (figura 77), com aproximadamente 120 metros de largura e 7 metros de profundidade. No entanto, dos 7 metros de alcance do sinal, apenas 1,5 metro apresentou dados viáveis, devido ao forte ruído proveniente das camadas silto-argilosas subjacentes. A composição granulométrica dos materiais analisados nesse ponto, resultou em respostas distintas aos radargramas anteriores. Os depósitos compostos majoritariamente por areia e cascalhos, possuem alta reflectância, enquanto o presente aluvião, composto por materiais mais finos, apresentou baixa reflectância com alvos difusos e menor profundidade de aquisição.

Figura 77 - Radargramas (processado e interpretado) e geometria deposicional do plano aluvial (CH – canal preenchido)



Assim, de modo geral, pode-se verificar o preenchimento de pequenos canais rasos formados a partir de incisões no depósito aluvial pré-existente. No topo do radargrama destacam-se superfícies erosivas, relacionadas aos processos atuais de erosão e incisão de canais rasos e descontínuos. Observou-se a predominância de refletores planos, que indicam a deposição em lençol de planícies de inundação, sobretudo nos primeiros metros de profundidade de aquisição. O truncamento de refletores acanalados ressalta a formação e o preenchimento de pequenos canais próximos ao contato com a margem esquerda, com a deposição adjacente de uma barra de meio de canal, marcada no radargrama por refletores com inclinação sigmoidal. Ainda é possível destacar a incisão de um canal maior, com 60 metros de largura e 1.5 metros de profundidade, constantemente erodido e preenchido, com a sobreposição de pequenos canais incipientes, marcados por discordâncias erosivas.

Nessa perspectiva, a análise da geometria dos depósitos na bacia do Riacho Grande com o auxílio do GPR, possibilitou identificar a partir dos radargramas um conjunto de refletores marcados por truncamentos erosivos, que evidenciam incisões no depósito aluvial, bem como superfícies onduladas e côncavas, que marcam estruturas de corte e preenchimento. Essas reflexões em formato de calha representam pequenos canais preenchidos, e a sua predominância é característica da dinâmica de um sistema fluvial transicional (VANDENBERGHE; OVERMEEREN, 1999). Em outros termos, a análise empreendida promoveu a compreensão sobre os ciclos de agradação locais em resposta aos processos diários e sazonais e a eventos dinâmicos em uma escala temporal recente.

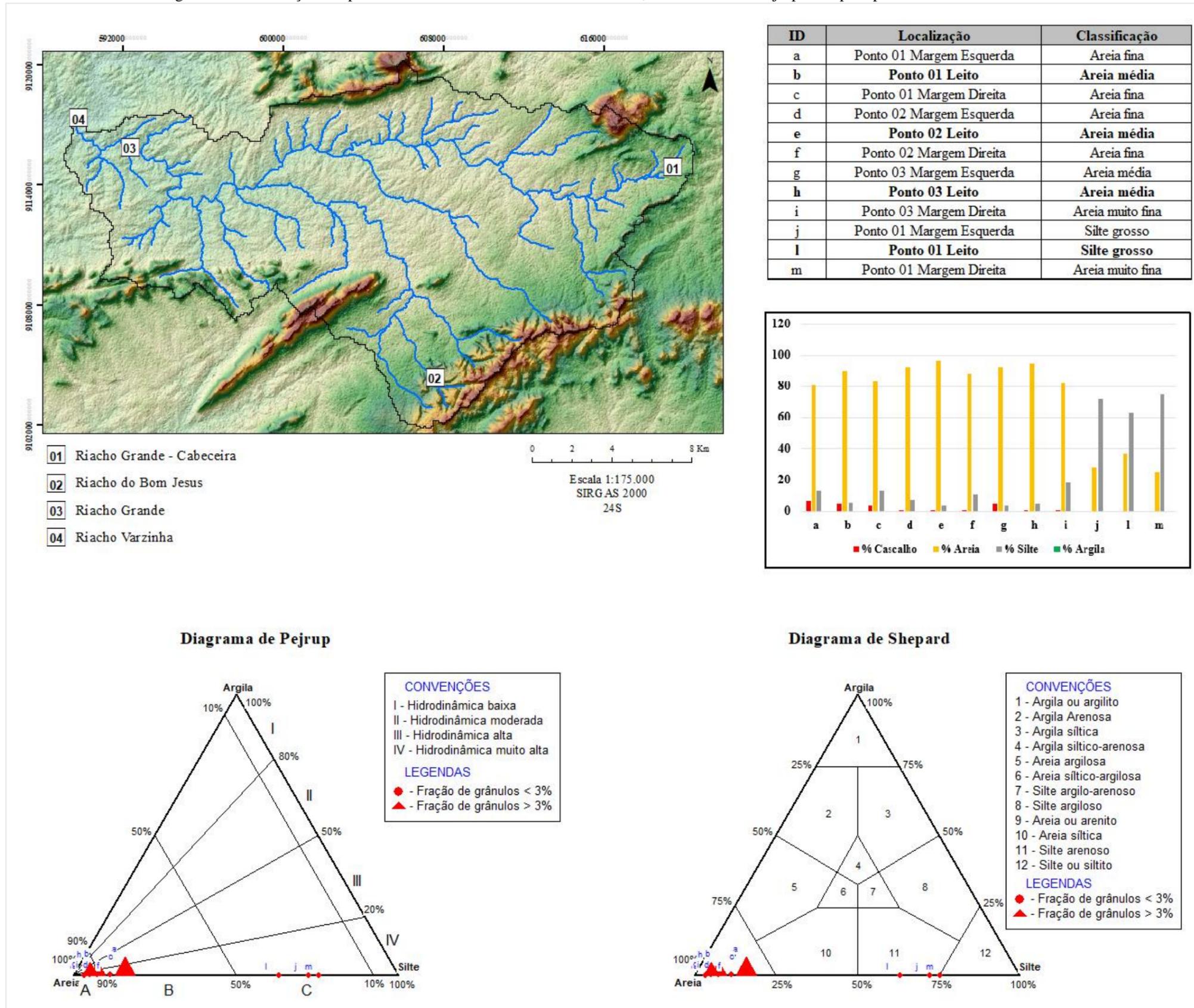
Verificou-se que apesar da existência de muitos fatores limitantes para utilização do GPR, como aqueles capazes de atenuar o sinal eletromagnético emitido pelo equipamento, como a presença de água e o conteúdo de sedimentos finos, como silte e argila (ANNAN, 2001), a metodologia proposta se mostrou eficiente no imageamento da geometria deposicional dos sedimentos aluvionares e a consequente compreensão da dinâmica fluvial nas condições estudadas. Assim, a análise integrada se mostrou eficaz podendo ser recomendada aos estudos fluviais no semiárido, tanto para fins socioeconômicos, como na investigação dos depósitos aluvionares para a instalação de poços rasos e barragens subterrâneas (LIMA et al., 2009), como para fins científicos, na compreensão da dinâmica e evolução das morfologias fluviais na região. Nesse sentido, sugere-se aliar à interpretação das fácies de radar ao estudo geocronológico dos depósitos aluviais, visto que as superfícies de radar representam uma estrutura interna geral e limitante, portanto, apresentam caráter cronológico.

7.2.1 Propriedades Físicas dos Sedimentos e a Dinâmica Fluvial na Bacia do Riacho Grande

Os materiais coletados do leito e das margens na bacia do Riacho Grande (figura 78), quanto a análise de Pejrup (1988) e Shepard (1954), apresentaram hidrodinâmica muito alta, onde observou-se a predominância de sedimentos arenosos, com exceção do vale preenchido no exutório da bacia, composto majoritariamente por alta porcentagem de silte, refletindo a diminuição progressiva das correntes fluviais. Além disso, essa configuração demonstra uma baixa resistência nas margens arenosas, que se encontram cobertas por espécies de caatinga herbácea ou expostas a intervenções antrópicas, favorecendo a atuação de processos erosivos locais. Como colocado por Santos e Souza (2020), as propriedades dos materiais se tornam um elemento controlador dos processos erosivos nas margens fluviais, relacionados a maior ou menor coesão e, conseqüentemente, maior ou menor resistência intrínseca à erosão. Entretanto, apesar das margens no exutório da bacia do Riacho Grande apresentarem material com maior coesão e resistência, a intensidade de atividades agropecuárias e retirada da vegetação nativa, impulsionam a remobilização dos sedimentos, facilitando os processos erosivos locais.

Quando se verifica a granulometria dos sedimentos coletados nos canais da bacia do Riacho Grande classificam-se predominantemente, como areia média. Com exceção do conjunto de amostras 04, coletadas no exutório do riacho Varzinha, que apresentou acentuada concentração de silte grosso. Esses resultados granulométricos mostram que, para todos os setores mapeados, o principal tamanho de grão transportado pela rede de drenagem na bacia do Riacho Grande corresponde a área média e fina, o que reflete a competência dos fluxos operantes. Entretanto, deve-se considerar à alta distribuição de elementos de desconexão, que impedem o livre transporte dos sedimentos até a rede de drenagem, limitando-os aos trechos adjacentes às suas áreas fontes. Sobretudo, quando se refere àqueles setores de baixa resistência, com erosão das margens e a conseqüente erosão-deposição local. Por outro lado, os materiais compostos por silte e areia muito fina são transportadas em suspensão e acumuladas ao longo do canal fluvial por longas distâncias, alcançando o exutório da bacia do Riacho Grande.

Figura 78 - Localização dos pontos de coletas na bacia do Riacho Grande, PE. Gráficos de Pejrup e Shepard para as amostras analisadas



Em relação a classificação de Folk e Ward (1957), o grão de seleção das amostras analisadas apresentou padrão moderadamente (27,8%) a pobremente selecionado (72,2%). Essa classificação consiste na avaliação da capacidade e efetividade de transporte (SUGUIO, 1973). Para a bacia do Riacho Grande, a seleção de sedimentos reflete a alta energia no transporte. Quanto ao grau de assimetria, que para Corrêa (2001) reflete o quanto uma distribuição varia em relação à curva de distribuição normal, fornecendo indicações sobre a natureza do fluxo de sedimentos, assim, as amostras se apresentaram aproximadamente simétrica (44,4%) a positiva (27,7%), em relação ao material do leito, enquanto as margens se apresentam aproximadamente simétrica a muito negativa (5,5%). Portanto, entende-se que há uma ciclicidade na intensidade de energia de fluxo, provocada por pulsos de precipitação, no entanto prevalecem os fluxos unidirecionais, de menor energia, transportando os sedimentos finos à jusante, enquanto nas margens há remoção de material através da atuação do escoamento superficial difuso. Quanto ao grau de curtose, as amostras variaram entre muito leptocúrtica a leptocúrtica, com exceção daquela que se refere ao material do leito do vale preenchido sedimentar (ponto 02), que apresentou grau de curtose mesocúrtica. Essas classificações refletem uma maior tendência ao transporte de sedimentos, caracterizando um ambiente de maior movimentação, atrelada ao caráter pulsátil da precipitação do semiárido nordestino.

Tabela 11 - Graus de seleção, assimetria e curtose para as amostras analisadas

ID	LOCAL	Seleção		Assimetria		Curtose	
a	Ponto 01 Margem Esquerda	1,706	Pobremente selecionado	-0,063	Aproximadamente simétrica	1,141	Leptocúrtica
b	Ponto 01 Leito	1,405	Pobremente selecionado	-0,003	Aproximadamente simétrica	1,420	Leptocúrtica
c	Ponto 01 Margem Direita	1,608	Pobremente selecionado	-0,063	Aproximadamente simétrica	1,075	Mesocúrtica
d	Ponto 02 Margem Esquerda	1,187	Pobremente selecionado	0,001	Aproximadamente simétrica	1,338	Leptocúrtica
e	Ponto 02 Leito	0,770	Moderadamente selecionado	0,017	Aproximadamente simétrica	0,976	Mesocúrtica
f	Ponto 02 Margem Direita	1,525	Pobremente selecionado	0,198	Positiva	1,480	Leptocúrtica
g	Ponto 03 Margem Esquerda	1,050	Pobremente selecionado	-0,155	Negativa	1,166	Leptocúrtica
h	Ponto 03 Leito	0,939	Moderadamente selecionado	0,132	Positiva	1,236	Leptocúrtica
i	Ponto 03 Margem Direita	1,398	Pobremente selecionado	0,413	Muito positiva	1,553	Muito leptocúrtica
j	Ponto 04 Margem Esquerda	1,077	Pobremente selecionado	-0,143	Negativa	2,502	Muito leptocúrtica
l	Ponto 04 Leito	1,502	Pobremente selecionado	0,218	Positiva	1,526	Muito leptocúrtica
m	Ponto 04 Margem Direita	1,212	Pobremente selecionado	-0,339	Muito negativa	3,201	Extremamente leptocúrtica

Gráfico 6 - Grau de seleção (%)

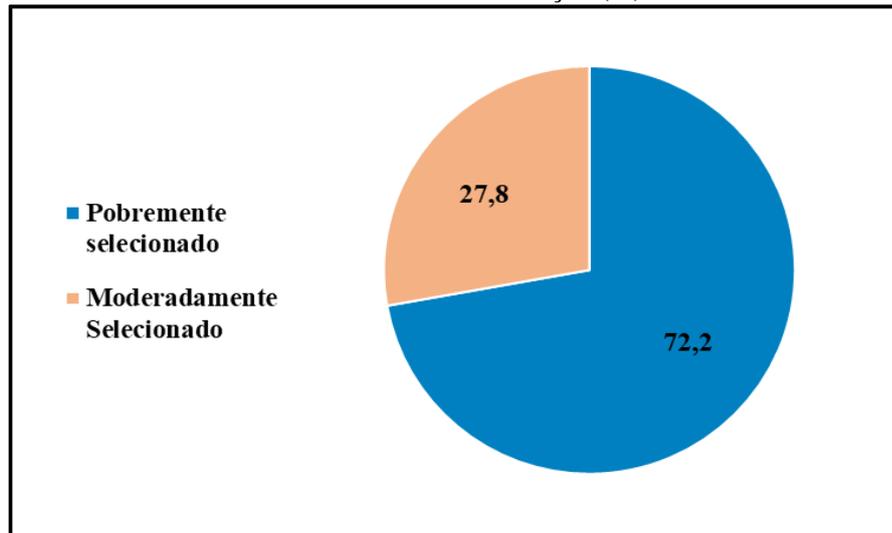


Gráfico 7 - Grau de assimetria (%)

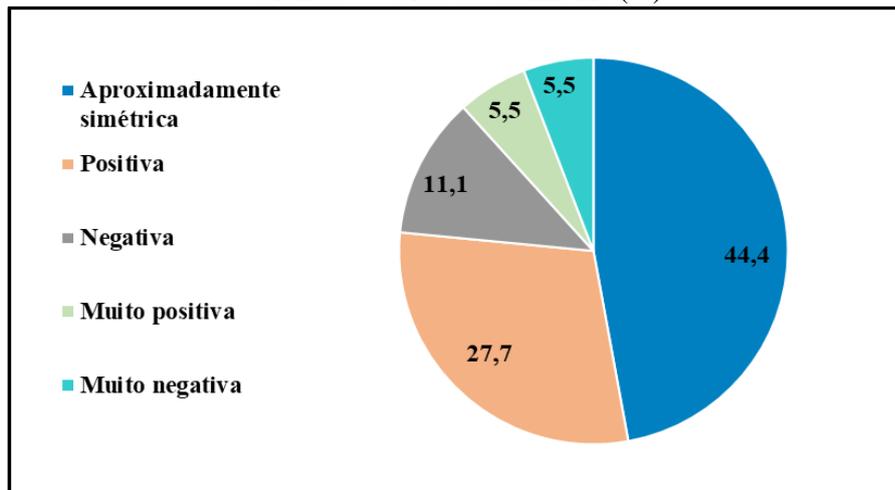
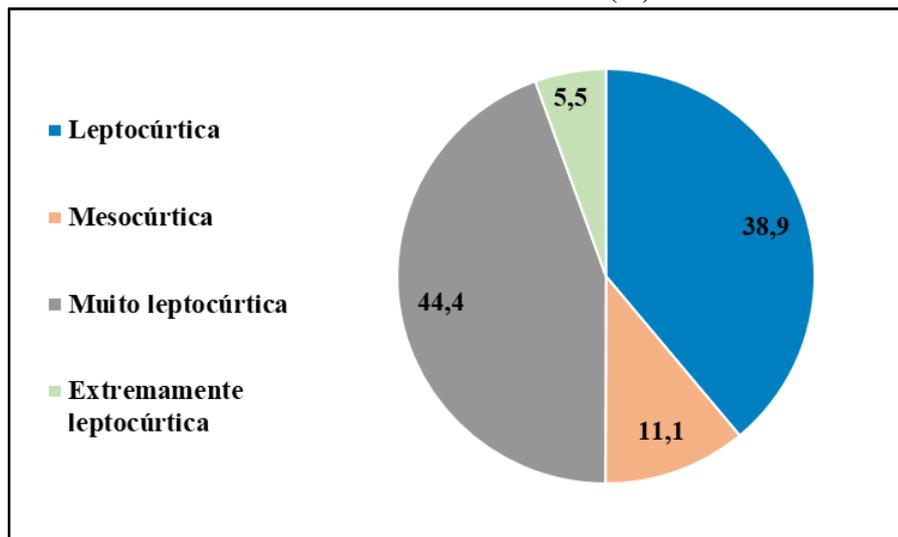


Gráfico 8 - Grau de Curtose (%)



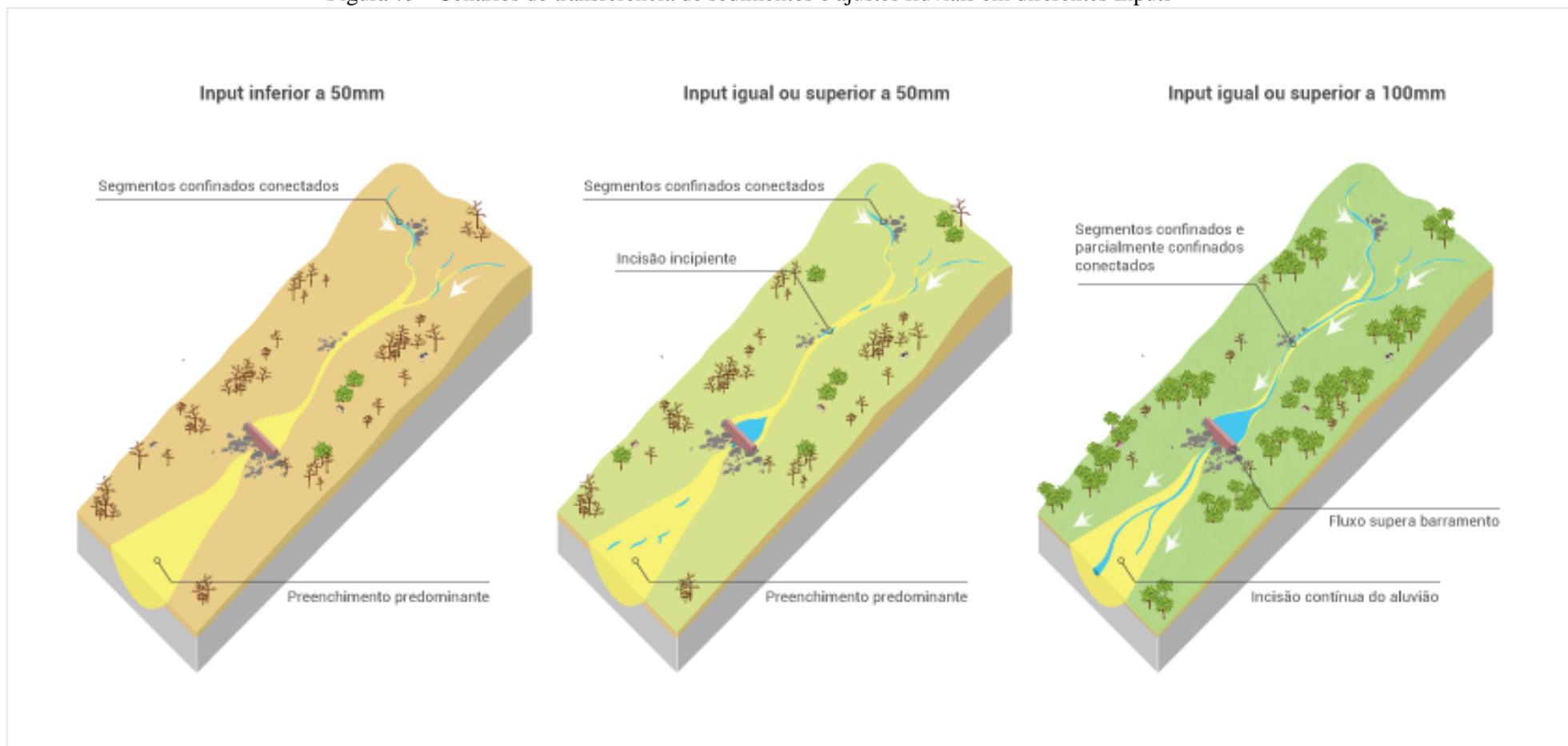
7.3 DINÂMICA DE TRANSFERÊNCIA DE SEDIMENTOS E LIMIARES DE MUDANÇA

No presente tópico, discute-se de forma integrada a dinâmica fluvial a partir da conectividade e sensibilidade da paisagem, agregando os resultados obtidos nos tópicos anteriores, buscando a compreensão dos limiares de mudança que estabelecem a conexão entre os compartimentos da paisagem na bacia do Riacho Grande e dos ajustes promovidos reconhecíveis a partir da geometria interna dos depósitos aluviais.

Desse modo, pode-se verificar que no semiárido a dinâmica de conectividade da paisagem está relacionada aos pulsos de energia no sistema fluvial, estabelecendo, então, uma conexão temporária. No entanto, o restabelecimento da conexão irá depender da magnitude do evento, recorrência e dos fatores locais de desconexão (SOUZA et al., 2016; SOUZA e CORRÊA, 2020). Nesse sentido, observa-se que o cenário na bacia do Riacho Grande é naturalmente desconectado por conta da atuação dos controles estruturais na evolução da drenagem, que ocorre por epigenia, com a interposição de cristas assimétricas e soleiras rochosas, seguindo o direcionamento dos lineamentos estruturais NE-SW e E-W, e que atuam como elementos de desconexão naturais, resultando na formação de planícies de inundação a montante desses impedimentos, que rompem as ligações longitudinais e laterais. Esse cenário de desconexão é ainda catalisado pelos barramentos artificiais, construídos a partir do aproveitamento dos bloqueios naturais impostos pelas soleiras rochosas. Nessa perspectiva, nas áreas em que há uma atuação conjunta de bloqueios antrópicos e naturais, o cenário de conexão é restabelecido após *inputs* de energia a partir de 100 mm de precipitação diária, enquanto nas áreas apenas com bloqueios naturais, *inputs* superiores a 50 mm diários são suficientes para que haja um restabelecimento da conexão, mesmo que de curta duração (figura 79).

Nas áreas sob o domínio dos controles naturais como elementos de desconexão, observou-se que após os eventos acima de 100 mm há o estabelecimento de um novo cenário de conexão entre os tributários e o canal principal, com o entrincheiramento dos depósitos aluviais entre as confluências, que antes aprisionavam os afluentes. Durante os períodos secos ou após eventos abaixo de 50 mm diários, essas áreas de baixa declividade permanecem desconectadas, visto que os eventos de menor magnitude não possuem competência para promover ligações. Verifica-se ainda que em períodos com uma maior frequência dos eventos extremos, mesmo aqueles iguais a 50 mm, há uma alteração do cenário da conectividade, apesar de transitória, para setores conectados ou parcialmente conectados (quadro 2).

Figura 79 - Cenários de transferência de sedimentos e ajustes fluviais em diferentes Inputs



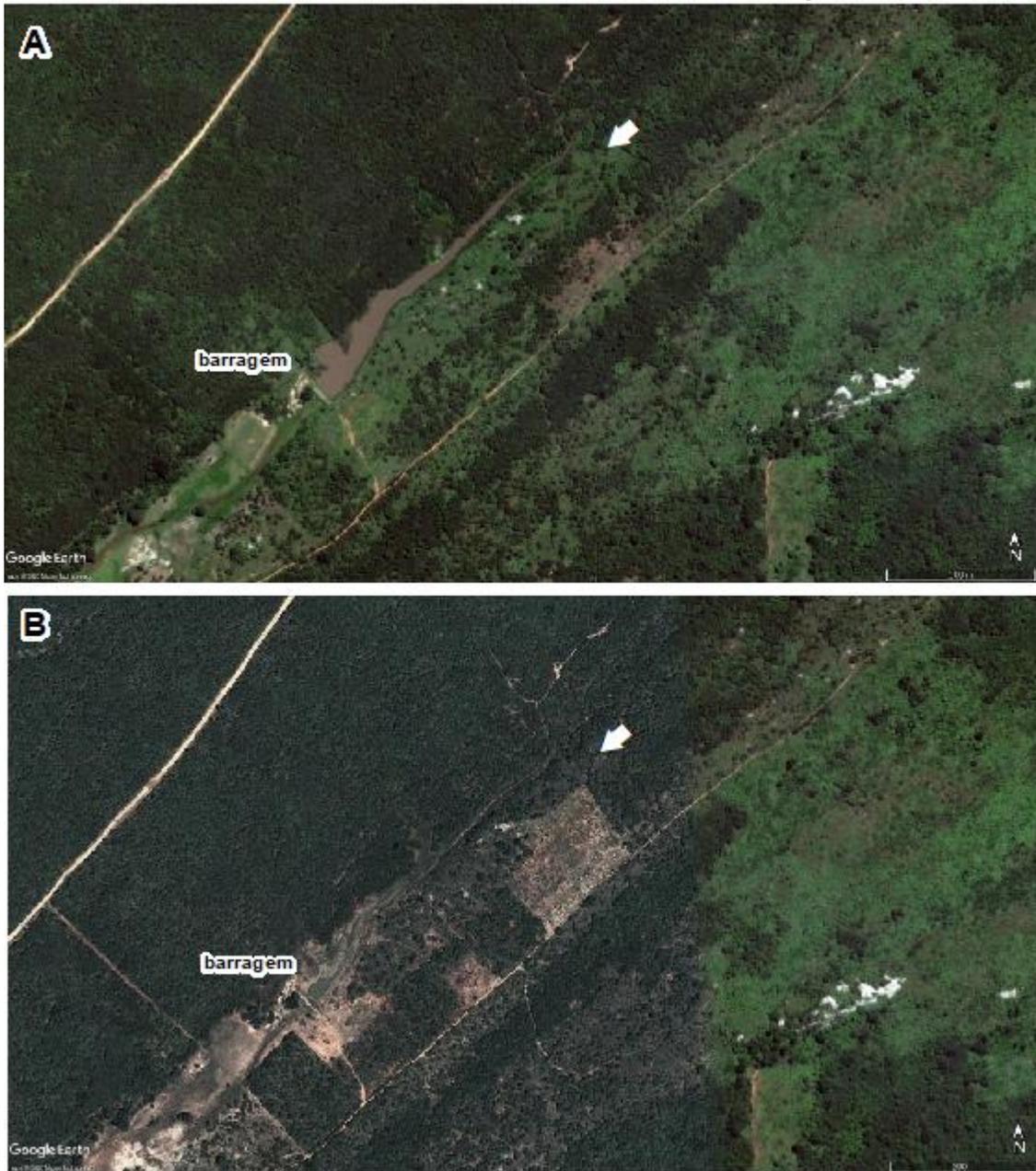
Org. a autora

Quadro 2 - Limiares de Mudanças e Cenários de Conectividade

Limiar de Mudança	Ajustes Associados	Cenário de Conectividade SEM Barramento Artificial	Cenário de Conectividade COM Barramento Artificial
<i>< 50 mm</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Formação de poças e barras de meio de canal. • Predomínio da deposição. 	Desconectado	Desconectado
<i>Igual ou > 50 mm</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Incisão incipiente nos depósitos aluviais que colmatam os fundos de vale. • Incisão descontínua de canais rasos. • Entrincheiramento de depósitos entre tributários. • Preenchimento supera a incisão. 	Parcialmente conectado	Desconectado
<i>Igual ou > 100 mm</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Incisão contínua do aluvião. • Alargamento do plano aluvial • Retomada da conexão longitudinal. 	Conectado	Parcialmente Conectado

A conectividade torna-se individualizada quando se refere à compartimentação dos canais e seus atributos físicos locais. Nos canais confinados, onde a atuação dos controles estruturais é predominante, com gradiente elevado e leito rochoso, com margens de baixa estabilidade lateral limitando a transferência de sedimentos encosta-canal, e ausentes de barramentos artificiais, a conexão é mantida, com o transporte de materiais a partir de eventos de menor intensidade, como aqueles iguais a 50 mm diários, remobilizando os sedimentos acumulados nas poças e entre confluências. Enquanto aqueles que possuem barragens, atuando na formação de planícies de inundação descontínuas em bolsão, que rompem a livre circulação longitudinal e lateral, é necessário a atuação de inputs maiores que 50 mm diários para superá-los. No entanto, a conexão é mantida instantaneamente durante e logo após esses episódios chuvosos, retornando ao cenário de desconexão em um curto intervalo de tempo (figura 80).

Figura 80 - Canal com barramento implantado em soleira rochosa. A: após evento superior a 50mm diário em maio/2011. B: dezembro/2011. Seta branca indica direção de fluxo.

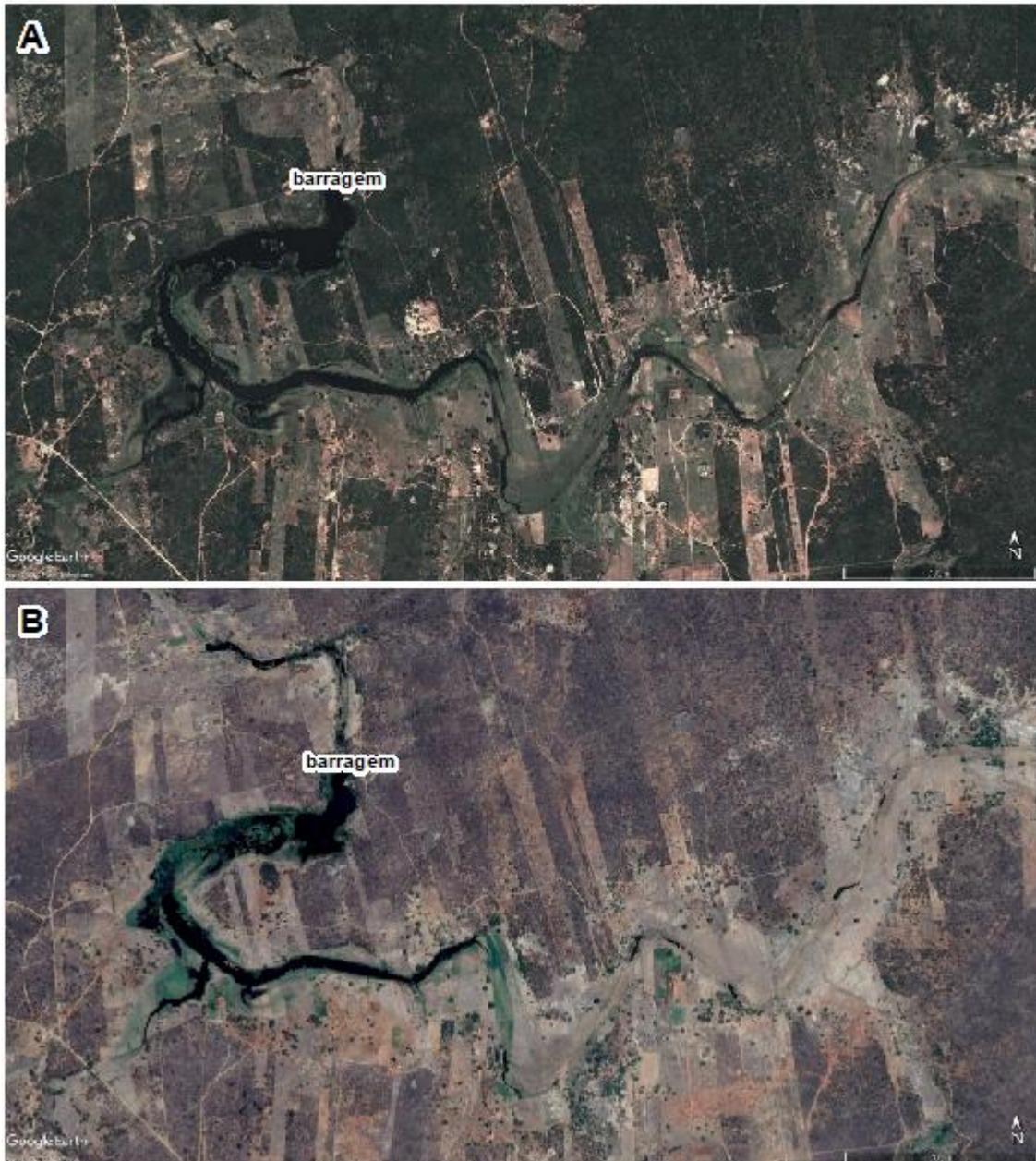


Fonte: Google Earth Pro

Enquanto nos canais parcialmente confinados, que apresentam a formação de planícies de inundação descontínuas, de média a alta estabilidade lateral e vertical, que permitem uma maior interação encosta-canal, têm-se um cenário desconectado durante os eventos até 50 mm diários, devido à baixa capacidade e competência para remobilizar o aporte significativo de sedimentos e promover a transferência e a conexão longitudinal, mesmo que de modo parcial. Este fato é notável sobretudo nos trechos dominados pela distribuição de barramentos artificiais, marcados pela subida do nível de base e entulhamento do vale pela sedimentação

excessiva à montante, reproduzindo um cenário de desconectividade. Entretanto, durante os eventos superiores a 50 mm diários, esses trechos encontram-se parcialmente conectados, relacionados ao entrincheiramento dos depósitos aluviais entre os tributários e no meio do canal, limitados aos setores à montante dos barramentos artificiais rústicos. Em contrapartida, durante os eventos superiores a 100 mm verificou-se uma continuidade do fluxo, tornando-se o cenário conectado (figura 81).

Figura 81 - Conectividade em setor com barramento artificial. A: após evento superior a 50 mm diário em 2012. B: após evento superior a 100 mm diário em 2016.



Fonte: Google Earth Pro

Nos setores de vales preenchidos e lateralmente não confinados é preciso que haja uma continuidade nos eventos de precipitação para a retomada da conectividade total entre o canal principal e os tributários. Do contrário a conexão é mantida de forma parcial, limitada ao próprio canal, mesmo durante e logo após os eventos superiores a 50 mm. Nos episódios iguais ou superiores a 100 mm verifica-se a manutenção da conectividade imediata. Ou seja, a conexão pode ser restabelecida durante e logo após os eventos de precipitação. Esse processo está relacionado aos vales preenchidos estruturalmente condicionados, naqueles em que predominam a intensificação das intervenções antrópicas sobre a sedimentação, mantém-se a desconectividade em quaisquer dos limiares de mudanças propostos (quadros 3 e 4).

Quadro 3 - Limiares de mudança entre os tipos de canais, sem barramentos artificiais

Limiar de Mudança	Confinados	Parcialmente Confinados	Lateralmente Não Confinados
<i>< 50 mm</i>	Parcialmente Conectado	Desconectado	Desconectado
<i>Igual ou > 50 mm</i>	Conectado	Parcialmente Conectado	Parcialmente Conectado
<i>Igual ou > 100 mm</i>	Conectado	Conectado	Conectado
<i>Eventos frequentes</i>	Conectado	Conectado	Conectado

Quadro 4 - Limiares de mudança entre os tipos de canais, com barramentos artificiais

Limiar de Mudança	Confinados	Parcialmente Confinados	Lateralmente Não Confinados
<i>< 50 mm</i>	Desconectado	Desconectado	Desconectado
<i>Igual ou > 50 mm</i>	Parcialmente Conectado	Desconectado	Desconectado
<i>Igual ou > 100 mm</i>	Conectado	Parcialmente Conectado	Desconectado
<i>Eventos frequentes</i>	Conectado	Conectado	Parcialmente Conectado

À vista disso, entende-se que nos canais desconectados por intervenções antrópicas, como a instalação de barramentos artificiais, é necessário a ocorrência de um evento de alta magnitude e baixa frequência para superar o limiar imposto pelo elemento desconectante, como os *inputs* extremos superiores a 100 mm diários. Nesse caso, a conexão acontece em sequência

imediate ao evento mas desfaz-se à medida que os processos de agradação sobrepõem-se à transferência do fluxo de água e sedimentos.

De acordo com as análises realizadas, afere-se que a conectividade fluvial está intrinsecamente relacionada às forças de perturbação atuantes sobre a dinâmica dos processos geomorfológicos em diferentes contextos paisagísticos e escalas temporais. Nessa perspectiva, Lima (2019) elaborou um panorama sobre a dinâmica da paleoconectividade fluvial em paisagens semiáridas, identificando três momentos associados ao preenchimento generalizado dos fundos de vale e posterior entrincheiramento e processos modernos de conectividade, controlados pela atuação de *inputs* climáticos, desde a transição Pleistoceno/Holoceno. Nesse sentido, cabe destacar que os fundos de vale no semiárido nordestino têm sido preenchidos e entrincheirados, restabelecendo os cenários de conexão e desconexão. Este comportamento possivelmente tem sido recorrente em diversas escalas temporais em resposta à ação de eventos climáticos regionais bem como em resposta a *inputs* locais e transitórios de energia, aos quais pode-se chamar de eventos aleatórios ou estocásticos (CORRÊA, 2001; AMORIM, 2015).

Entretanto, considerou-se na presente análise a dinâmica geomorfológica recente associada aos eventos climáticos pulsáteis, e à complexidade associada à intensificação antrópica sobre a conectividade fluvial nos últimos 100 anos, onde predominam os processos de corte e preenchimento (LIMA, 2019). As análises empreendidas se mostram sincrônicas ao proposto por Barros (2018) ao analisar a gênese dos vales preenchidos à montante de barragens, onde pode-se constatar a atuação de episódios de sedimentação desde 1917, com o acentuado crescimento na instalação dos barramentos na região desde então.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O reconhecimento dos controles regionais atuantes sobre as características físicas e os processos geomorfológicos em pequenas bacias hidrográficas tem levado ao desenvolvimento de modelos que resultam em produtos sistêmicos eficientes e viáveis ao planejamento e gestão ambiental e territorial, sobretudo diante da complexidade da paisagem nas regiões de terras secas. Nessa perspectiva, a proposta teórico metodológica de Estilos Fluviais, forneceu bases para a compartimentação e definição de tipologias fluviais, considerando os processos dominantes e morfologias associadas, de modo a compreender a sua evolução. Para tanto, se faz necessário entender as interações entre fluxo de água, sedimentos e cobertura vegetal, bem como o clima e os impactos antrópicos que moldam essas interações.

À vista disso, a configuração fluvial na bacia do Riacho Grande foi definida em 7 tipologias, que ressaltou a atuação dos controles estruturais como elemento fundamental na geometria dos canais e na distribuição de zonas de acumulação de sedimentos. Desse modo, entende-se que os controles estruturais condicionam espaços de acomodação de sedimentos preenchendo os fundos de vale. Ou seja, correspondem a elementos de desconexão, dispostos na paisagem através de cristas assimétricas e soleiras rochosas. Contudo, diante da semiaridez da região, é comum o aproveitamento dessas soleiras como base para a construção de barramentos artificiais e reservatórios, promovendo a criação de um novo contexto estrutural, seguido pela elevação artificial do nível de base gerado pela construção dos barramentos, limitando as interações laterais e longitudinais.

Como resultado da investigação da geometria interna dos depósitos de vales preenchidos, verificou-se que nesses setores é comum o processo de corte e preenchimento, que se caracteriza por fases em que há o predomínio do preenchimento de cicatrizes erosivas, e fases em que há incisões desses depósitos, que traduzem a operação dos processos atuais, associados aos controles climáticos presentes no semiárido e às formas de uso da terra (LIMA, 2020). Comumente, os canais são controlados por eventos de baixa magnitude, que atuam transportando sedimentos para o fundo do vale, preenchendo lentamente as incisões geradas pelos episódios erosivos anteriores. No entanto, as mudanças mais significativas são promovidas durante os eventos de alta magnitude que detém energia suficiente para promover incisões, que podem ser preenchidas novamente durante os eventos de baixa magnitude ou tornar-se incisões de maior permanência, reconectando o canal principal e tributários.

Desse modo, verifica-se alterações no cenário de conectividade fluvial, inerente ao caráter pulsátil da precipitação. Entretanto, não se deve esquecer a influência de elementos de desconexão antrópicos, no que diz respeito às transferências longitudinais, tornando-as

ineficientes. Nessa perspectiva, considerou-se um limiar de mudança igual ou superior a 100 mm diários para o restabelecimento de um novo cenário de conectividade fluvial nesses setores antropicamente condicionados. Isto é, esses fluxos de alta magnitude e baixa frequência possuem competência para a transferência de sedimentos, apesar da ubiquidade dos barramentos. A análise granulométrica, por sua vez, lançou luz sobre o papel dos pequenos canais tributários de baixa ordem, como área de contribuição de sedimentos para o canal principal, sobretudo aqueles destituídos de construções antrópicas, bem como sobre a eficiência da conexão lateral, encosta-canal, como fonte local de sedimentos.

Os ajustes nos canais como resposta ao impacto das forças de perturbação, e consequente alteração do cenário de conectividade, promovem também a mudança nas tipologias de compartimentação fluvial, baseadas no comportamento predominante, marcando a transitoriedade das tipologias fluviais associadas. Nesse sentido, compreende-se que a dinâmica de transferência de sedimentos e a formação dos plainos aluviais no semiárido está associada a processos superficiais recentes, impulsionados pelos *inputs* climáticos de curto prazo.

Portanto, diante do que foi explanado reitera-se a viabilidade das ferramentas utilizadas aos estudos em ambientes fluviais semiáridos, sobretudo as tecnologias mediadas por instrumentação sofisticadas, como o radar de penetração no solo, que possibilitou a compreensão dos processos dominantes na gênese dos plainos aluviais, a partir da recomposição da geometria interna dos depósitos. No entanto, é inegável a necessidade de estudos geocronológicos complementares, de modo a propiciar o aprofundamento dos estudos de geomorfologia fluvial de ambientes secos.

REFERÊNCIAS

- ABUBAKR, M.; GHONEIM, E.; EL-BAZ, F.; ZENELDIN, M.; ZEID, S. Use of Radar Data to Unveil the Paleolakes and the Ancestral Course of Wadi El-Arish, Sinai Peninsula, Egypt. *Geomorphology*, 194, p. 34-46, 2013.
- AGUIAR, J. C. M. **Radar de Penetração no Solo (GPR): Aspectos Geofísicos e Geodésicos, Processamento e Análise em Pavimento Flexível**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Informação: UFPE, Recife, 128p., 2005.
- ALCANTARA, V. C.; TORRES, F. S. M.; LIMA, E. A. M. Evolução Geológica. In: TORRES, F. S. M.; PFALTZGRAFF, P. A. S. **Geodiversidade de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014. 282f.
- ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. **Review on granitic rocks of Northeast South America**. In: *Symposium on Northeast South America Granites*, Recife, 1967. Proc. Recife, IUGS/UNESCO, 41p, 1967.
- ALMEIDA, I. R.; BORGES, W. R.; IANNIRUBERTO, M.; PIRES, A. C. B.; CUNHA, L. S.; ROCHA, M. P. **Modelagem de GPR de Canais Fluviais Atuais**. *12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro, p. 471-475, 2011.
- ALMEIDA, J. D. M.; LIMA, D.; FRANZEN, M.; LIMA, E. A. M.; COSTA, F. A. **Abastecimento público de água no Sertão de Alagoas e Pernambuco**. Recife: IV Workshop de Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco, 2012.
- ALMEIDA, J. D. M.; CORREA, A. C. B. **Dinâmica dos sedimentos em bacia do semiárido: conectividade e a relação com a qualidade de água como suporte para a gestão de recursos hídricos local**. In: 18ª Jornada de Iniciação Científica – FACEPE: Recife, 2014.
- ALMEIDA, J. D. M.; CORREA, A. C. B.; SOUZA, J. O. P. (Des)Conectividade da Paisagem em Ambiente Semiárido: Bacia do Riacho Grande, Sertão Central Pernambucano. In: LISTO, F. L. R.; MÜTZENBERG, D. S.; TAVARES, B. A. C. **E-book do I Workshop de Geomorfologia e Gearqueologia do Nordeste**. Vol. 1. Recife: GEQUA, 2016.
- ALMEIDA, J. D. M.; SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica e caracterização fluvial da bacia do Riacho Grande: abordagem da conectividade da paisagem**. Geo UERJ: Rio de Janeiro, n. 28, p. 308-331, 2016.
- ALMEIDA, J. D. M. **(Des)conectividade da Paisagem e Compartimentação Fluvial na Bacia do Riacho Grande, Sertão Central Pernambucano**. Dissertação (Mestrado): Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2017.
- ALMEIDA, J. D. M. **Dinâmica e Caracterização Fluvial da Bacia do Riacho Grande: Abordagem da Conectividade da Paisagem**. Monografia (Graduação): Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Ciências Geográficas, 53f., 2015.
- ALMEIDA, J. D. M.; ROCHA, A. C. P.; SILVA, O. G. **Riscos Geomorfológicos e Sensitividade da Paisagem na Bacia Hidrográfica do Rio Paratibe (BHRP) – Região**

Metropolitana do Recife. Revista Cerrados, Montes Claros – MG, v. 16, n. 1, p. 103-129, 2018.

ALMEIDA, J. D. M.; CORRÊA, A. C. B. **Conectividade da Paisagem e a Distribuição de Plainos Aluviais em Ambiente Semiárido.** Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v. 21, n. 1, p. 171-183, 2020.

ALVES, J. M. B.; SOUZA, E. B.; SILVA, R. A. A. **Um estudo observacional da relação da temperatura com o vento junto à superfície na bacia do oceano Atlântico Tropical.** Revista Atmosfera e Água, n.4, v.2, p.4-10, 1998.

ALVES, A. A. **Análise da Aplicabilidade do GPR e Eletrorresistividade na Detecção de Dutos.** Monografia. UFBA, Salvador, 80p., 2011.

ALVES, J. M. B.; SILVA, E. M.; SOMBRA, S. S.; BARBOSA, A. C. B.; SANTOS, A. C. S.; LIRA, M. A. T. **Eventos Extremos Diários de Chuva no Nordeste do Brasil e Características Atmosféricas.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 2, p. 227-233, 2017.

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, 2015.

ANNAN, A.P. Ground penetrating radar workshop notes. *Sensors & Software*, 130p., 1992.
ARAGÃO, J. O. R. **A previsão da precipitação no norte do Nordeste do Brasil para o período chuvoso de fevereiro a maio: os anos 1997/98.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, e Congresso da Flismet, 8, 1998, Brasília, Anais, São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998.

ASPRION, U., AIGNER, T. Aquifer architecture analysis using ground-penetrating radar: Triassic and Quaternary examples (S. Germany). *Environ. Geol.* 31, 66– 75, 1997.

BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P; CORREA, A. C. B. **Sensitividade da Paisagem na Bacia do Riacho do Mulungu, Belém de São Francisco, Pernambuco.** Revista de Geografia (Recife), v. 27, p. 108-120, 2010.

BARROS, A. C. M.; ALMEIDA, J. D. M.; SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica dos sedimentos em bacia do Semiárido: conectividade e a relação com o escoamento superficial como suporte para a gestão dos recursos hídricos local.** Revista GEONORTE, Edição Especial 4, v. 10, n. 10, 2014.

BARROS, A. C. M.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C. **Controles Estruturais sobre a Sedimentação de Fundo de Vale na Bacia do Riacho Grande/PB.** Clio Arqueológica, v. 32, n. 3, p. 1-36, 2017.

BARROS, A. C. M. **Tipologia e Dinâmica de Paisagens Não Canalizadas no Nordeste Semiárido.** Tese (Doutorado): Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.

BEST, J.L.; ASHWORTH; P.J.; BRISTOW, C.S.; RODEN, J. Three-Dimensional

Sedimentary Architecture of a Large, Mid-Channel Sand Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (4), p. 516-530, 2003.

BERES, M.; HAENI, F.P. Application of Ground-Penetrating Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29 (3), 1991.

BLUM, M. D.; TORNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level changes: a review and look forward. *Sedimentology*, v. 47, p.2-48, 2000.

BOMTEMPO, E. B.; LIMA FILHO, M. F. **Caracterização da Sucessão Sedimentar da Bacia de Fátima no Município de Afogados da Ingazeira - PE.** In: 6º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 2011.

BRACKEN, L. J.; WAINWRIGHT, J. Equilibrium in the balance? Implications for landscape evolution from dryland environments. In: GALLAGHER, K.; JONES, S.; WAINWRIGHT, J. **Landscape Evolution: Temporal and Spatial Scales of Denudation, Climate and Tectonics.** Geological Society Special Publication, London, p. 29-46, 2008.

BRACKEN, L. J.; et al. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiples scales. *Earth Surf. Process. Landforms*, 40, pp. 177-188, 2015.

BRASILINO, R. G.; LIMA, F. J. C.; MOR AIS, D. M. F.; HORN, B. L. D. **Projeto Alto Moxotó - Folha Betânia SC.24-X-A-II, Estado de Pernambuco: Mapa Geológico-Geofísico.** Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2017. 1 mapa colorido, 96,00 x 76,17cm. Escala 1:100.000. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras, 2017.

BRIDGE, J.S.; ALEXANDER, J.; COLLIER, R.E.L.L.; GAWTHORPE, R.L; JARVIS, J. Groud-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions. *Sedimentology*, 42 (6), p. 839-852, 1995.

BRIERLEY, G. et al. Post-European changes to the fluvial geomorphology of Bega catchment, Australia: implications for river ecology. *Freshwater Biology*, v. 41, p. 839-848, 1999.

BRIERLEY, G. et al. Application of the River Styles framework as a basis for river management in New South Wales, Australia. *Applied Geography*, 22, p. 91-122, 2002.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. **Geomorphology and River Management: applications of the River Styles framework.** Blackwell Publishing, 398p., 2005.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area*, 38.2, p. 165-174, 2006.

BRISTOW, C.S.; JOL, H.M. An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. In: BRISTOW, C.S., JOL, H.M. (Eds.). Ground Penetrating Radar in Sediments. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 211, 99–110, 2003.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Tectônica do Precambriano Nordestino.** Tese (Doutorado), São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198 p., 1975.

- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. **Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil**. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Tectonic Evolution of South America, Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182, 2000.
- 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 da Borborema**. Geologia USP Série Científica, v. 3, 2003.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KAZUCH, M.; SANTOS, E. J.; PETRONILHO, L. **A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova – ZTTTN – Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica**. Revista do Instituto de Geociências, USP: São Paulo, v. 5, n. 1, p. 57-80, 2005.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, New Series, v. 14, n. 4, pp. 463-484, 1979.
- BULL, W. B. Discontinuous Ephemeral Streams. *Geomorphology*, v. 19, p. 227-276, 1997.
- BURT, T. P.; ALLISON, R. J. Sediment Cascades in the Environment: An Integrated Approach. In: BURT, T. P.; ALLISON, R. J. **Sediment Cascades: An Integrated Approach**. Willey-Blackwell, 1ª ed., 483p., 2010.
- CARVALHO, R.R.; et al. **Origem e Proveniência das Sequência Siliciclástica Inferior da Bacia do Jatobá**. Estudos Geológicos, v. 20, n. 2, p. 113-127, 2010.
- CAVALCANTI, L. C. S. **Geossistemas do Semiárido Brasileiro: Considerações Iniciais**. Caderno de Geografia, v. 26, n. 2, 2016.
- CORDOVA, C. E. Floodplain Degradation and Settlement History in Wadi al-Wala and Wadi ash-Shallah, Jordan. *Geomorphology*, 101, p. 443-457, 2008.
- CORREA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia): Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2001.
- CORRÊA, A. C. B.; MACIEL, F.; SOUZA, J. O. P.; AZAMBUJA, R. N.; ARAÚJO, M. S. B. **Estilos Fluviais de uma Bacia de Drenagem no Submédio São Francisco**. Revista de Geografia, Recife, 26, 1, p. 181-215, 2009.
- CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. **Megageomorfolgia e morfoestrutura do Planalto da Borborema**. Revista do Instituto Geológico, v. 31, n. 1-2, 2010.
- CORRÊA, 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, 2011.
- CORRÊA, 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. J. T.; JORGE, M. C. O. Degradação dos solos no Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 127-169, 2014.

CORREIA, K.A; SILVA, M.W.C.; CUNHA, I.R.V.; MIRANDA, A.G.O.; MENDES, A.C.; LUCZYNSKY, E. **Método GPR aplicado para delinear o lençol freático em praias estuarinas e fluviais**. 15th International Congresso of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, pp. 704-709, 2017.

COSTA, I. P; BUENO, G. V.; MILHOMEM, P. S.; LIMA, E.; SILVA, H. S. R.; KOSIN, M. D. **Sub-bacia Tucano Norte e bacia do Jatobá**. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 445-453, 2007.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Programas levantamentos geológicos do Brasil: Serra Talhada, Folha SB. 24-Z-C. Estados de Pernambuco, Paraíba e Ceará. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2001.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: diagnóstico do município de Flores, estado de Pernambuco**. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005a.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: diagnóstico do município de Calumbi, estado de Pernambuco**. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005b.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: diagnóstico do município de Serra Talhada, estado de Pernambuco**. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005c.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Comportamento das Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro: Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá**, 2007.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Geodiversidade de Pernambuco**. Programa de levantamento geológico do Brasil: levantamento da geodiversidade. Recife, 2014.

DAVIS, J.L.; ANNAN, A.P. High resolution sounding using ground probing radar. *Geoscience of Canada*, 13 (3), p. 205-208, 1986.

DOOLITTLE, J. A.; COLLINS, M. E. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, v. 33, 1-3, p.101-108, 1995.

ÉKES, C.; FRIELE, P. Sedimentary architecture and post-glacial evolution of Cheekye fan, southwestern British Columbia, Canada. In: BRISTOW, C.S., JOL, H.M. (Eds.). Ground Penetrating Radar in Sediments. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 211, 99–110, 2003.

EMBRAPA. **Levantamento de Reconhecimento de Baixa e Média Intensidade dos Solos do Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. **Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe**

(SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências – USP Série Científica, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FARIA, S. H.; RODRIGUES, D. D.; MEDEIROS, N. G.; ARANHA, P. R. A. **Avaliação do GPR na estimativa da batimetria de uma caixa de decantação empregando o aplicativo gratuito “GPR Bathymetry” na análise dos radargramas.** Boletim de Ciências Geodésicas, v. 23, n. 1, 2017.

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.

FERGUSON, R. I. **Channel Forms and Channel Changes.** In: British Rivers (ed. J. Lewin). Allen and Unwin, London, p. 90-125, 1981.

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.

FOSTER, I. D. Lakes and Reservoirs in the Sediment Cascade. In: BURT, T.; ALLISON, R. J. **Sediment Cascades: An Integrated Approach.** Willey-Blackwell, 1ª ed., 483p., 2010.

FRAZIER, P.; PAGE, K. The effect of river regulation on floodplain wetland inundation Murrumbidgee River, Aaustralia. **Marine and Freshwater Research**, 57 (2): 133-141, 2006.

FREIRE, J. L. M.; LIMA, J. R. A.; CAVALCANTI, E. P. **Análise de aspectos meteorológicos sobre o Nordeste do Brasil em anos de El Niño e La Niña.** Revista Brasileira de Geografia Física, 03, p. 429-444, 2011.

FRYIRS, K. A. River Sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology. **Earth Surface and Processes and Landforms**, 42, 55-70, 2017.

FRYIRS, K. A. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at sediment delivery problem. **Earth Surface Process and Landforms**, 38, p. 30-46, 2013.

FRYIRS, K. A.; et al. Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, p. 49-67, 2007a.

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, 2007b.

FRYIRS, K.; BRIERLEY, G. The Character and Age Structure of Valley Fills in Upper Wolumla Creek Catchment, South Coast, New South Wales, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, p. 271-287, 1998.

FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. **Geomorphology**, 38, p. 237-265, 2001.

FRYIRS, K.; BRIERLEY, G. Naturalness and Place in River Rehabilitation. **Ecology and Society**, 14, 1, 2009.

FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. **Geomorphic Analysis of River Systems: an approach to reading the landscape**. Blackwell Publishing LTD, 1ª Ed., 2013.

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

GAUW, D. S. **Estudo Integrado de Análogo a Reservatórios Petrolíferos Fluviais: caracterização, parametrização e modelagem tridimensional de depósitos recentes do Rio Assu (Rio Grande do Norte/Brasil)**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica: UFRN, Natal, 2007.

GELL, P.; FLUIN, J.; TIBBY, J.; HANCOCK, G.; HARRISON, J.; ZAWADZKI, A.; HAYNES, D.; SYEDA, K.; LITTLE, F.; WALSH, B. Anthropogenic acceleration of sediment accretion in lowland floodplain wetlands, Murray-Darling Basin, Australia. *Geomorphology*, 108, p. 122-126, 2009.

GHARBI, M.; SOUALMIA, A.; DARTUS, D.; MASBERNAT, L. Floods Effects on Rivers Morphological Changes Application to the Medjerda River in Tunisia. *J. Hydrol. Hydromech.*, 64, 1, p. 56-66, 2016.

GOUDIE, A. S. **Arid and Semi-Arid Geomorphology**. Cambridge University Press, 2013.

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. Variability of Sediment Removal in a Semiarid Watershed. *Water Resources Research*, v. 19, n. 3, p. 643-652, 1983.

GRAF, W. L. **Fluvial Process in Dryland Rivers**. Caldwell: The Blackburn Press, 1988.

GRANT, G. E.; O'CONNOR, J.; SAFRAN, E. Excursions in Fluvial (Dis)continuity. *Geomorphology*, 277, p. 145-153, 2017.

HARVEY, A. M. Effective Timescales of Coupling in Fluvial Systems. *Geomorphology*, 44 (3), p. 175-201, 2002.

HEINZ, J., AIGNER, T. Three-dimensional GPR analysis of various Quaternary gravel-bed braided river deposits (southwestern Germany). In: BRISTOW, C.S., JOL, H.M. (Eds.). Ground Penetrating Radar in Sediments. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 211, 99–110, 2003.

HOOKE, J. M.; MANT, J. M. Geomorphological Impacts of a Flood Event on Ephemeral Channels in SE Spain. *Geomorphology*, v. 34, p. 163-180, 2000.

HOOKE, J. M. Morphological Impacts of Flow Events of Varying Magnitude on Ephemeral Channels in a Semiarid Region. *Geomorphology*, 252, p. 121-143, 2016.

HORTON, R. E. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 56, p. 275-370, 1945.

- JOYCE, H. M.; HARDY, R. J.; WARBURTON, J.; LARGE, A. R. G. Sediment continuity through the upland sediment cascade: geomorphic response of an upland river to an extreme flood event. *Geomorphology*, 317, p. 45-61, 2018.
- KELLERHALS, R. CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and Analysis of River Processes. *J. Hydraul. Div.*, ASCE, 102, p. 813-829, 1976.
- KENDALL, M. G. **Rank Correlation Methods**. Charles Griffin, London, 1975.
- KIRKBY, M.; BRACKEN, L. J.; SHANNON, J. The Influence of Rainfall Distribution and Morphological Factors on Runoff Delivery from Dryland Catchments in SE Spain. *Catena*, 62, 2, p. 136-156, 2005.
- KLEINA, M.; PAULA, E. V.; SANTOS, L. J. C. **Análise Comparativa dos Estilos Fluviais no Rio Sagrado (Morretes/PR) para os anos de 2006 e 2011**. Revista Geografar, Curitiba, v. 9, n. 1, p. 27-44, 2014.
- KLEINA, M.; SANTOS, L. J. C. **Sensitividade Fluvial da Drenagem Principal da Bacia Hidrográfica do Rio Sagrado – Serra do Mar Paranaense**. R. Ra'eGa, v. 41, p. 174-188, 2017.
- KNOX, J. C. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated. *Geomorphology*, 79, p. 286-310, 2006.
- KONDOLF, G. M. Profile: hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environ. Manag.*, 21 (4), p. 533-551, 1997.
- LANG, A.; HONSCHEIT, S. Age and Source of Colluvial Sediments at Vaihingen-Enz, Germany, *Catena*, v. 38, p.89-107, 1999.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Channel Patterns, Braided, Meandering and Straight. *U.S. Geol. Surv. Paper*. 282-B, 1957.
- LEOPOLD, M.; VÖLKEL, J.; HEINE, K. A ground-penetrating radar survey of late Holocene fluvial sediments in NW Namibian river valleys: characterization and comparison. *Journal of the Geological Society*, 163, 923-936, 2006.
- LECLERC, R.F.; HICKIN, E.J. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorphology*, 21 (1), p. 17-25, 1997.
- LEWIN, J. Enlightenment and the GM Floodplain. *Earth Surf. Process. Landf.* 38 (1), p. 17-29, 2013.
- LIMA, G.G. **Dinâmica de Conectividade Fluvial Holocênica em Paisagens Semiáridas**. Tese (Doutorado): Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 129f., 2019.
- LIMA, F. J. C.; BRASILINO, R. G.; LAGES, G. A. **Projeto Alto Moxotó - Folha Custódia SC.24-X-A-III, Estado de Pernambuco: Mapa Geológico-Geofísico**. Recife: CPRM -

Serviço Geológico do Brasil, 2017. 1 mapa colorido, 96,00 x 77,27cm. Escala 1:100.000. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras, 2017.

LIMA, R. N. S.; MARÇAL, M. S. **Avaliação da condição geomorfológica da bacia do Rio Macaé – RJ a partir da metodologia de classificação de Estilos Fluviais.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 14, n. 2, 2013.

LIMA, A. O; SOUZA, A. M.; SABADIA, J. A. B.; CASAS, A.; LIMA-FILHO, F. P. **Utilização do GPR para Locação de Barragens Subterrâneas no Semi-Árido Brasileiro.** Anais do Simpósio Brasileiro de Captação e Manejo de Água de Chuva. Caruaru, 2009.

LOPES, J. R. F.; SILVA, D. F. **Aplicação do Teste de Mann-Kendall para Análise de Tendência Pluviométrica no Estado do Ceará.** Revista de Geografia, Recife, v. 30, n. 3, p. 192-208, 2013.

MAIA, R. S. **Identificação e Caracterização dos Estilos Fluviais da Bacia do Riacho do Tigre-PB.** Monografia. Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Geociências, 78p., 2016.

MANN, H.B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245-259. 1945.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P. M. A.; ALVES, L. M. A seca de 2012-2015 no semiárido do Nordeste do Brasil no context histórico. *Climanálise*, v. 3, n. esp., p. 49-54, 2016.

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, 90, 2017.

MARREN, P. M.; GROVE, J. R.; WEBB, J. A.; STEWARDSON, M. J. The potencial for dams to impact lowland meandering river floodplain geomorphology. *The Scientific World Journal*, v. 2014, p. 1-24, 2014.

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, ano 5, n. 1, p. 11-18, 2004.

MENEZES, L. **Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplos para depósitos fluviais da Unidade Açu-3 – Bacia Potiguar.** Dissertação, Mestrado em Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MEYBECK, M.; VÖRÖSMARTY, C. J. Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to Anthropocene, C.R. *Geosciences*, 337, p. 107-123, 2005.

MIALL, A. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22 (4), p. 261-308, 1985.

MIALL, A. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 582p. 1996.

MIALL, A. **Fluvial Depositional Systems**. Springer Internacional Publishing, 2014.

MINELLA, J.P. G.; MERTEN, G. H. **Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão**. Cienc.Rural (online), v. 41, n. 3, p. 424-432, 2011.

MME – Ministério de Minas e Energia. **Relatório Técnico: análise das informações sobre os recursos hídricos subterrâneos no país**. Junho, 2009.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. **Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MOORMAN, B. J.; JUDGE, A. S.; SMITH, D. G. Examining fluvial sediments using ground penetrating radar in British Columbia. In: **Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 91-1A**, p. 31-36, 1991.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A Genetic Classification of Floodplains. **Geomorphology**, 4 (6), p. 459-486, 1992.

NEAL, A. Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Reviews**, 66 (3), p. 261-330, 2004.

NICOLL, T.; BRIERLEY, G. Within-Catchment Variability in Landscape Connectivity Measures in the Garang Catchment, Upper Yellow River. **Geomorphology**, 277, p. 197-209, 2017.

NOBRE, C.A.; MOLION, L.C.B. The climatology of drought prediction. **Kluwer Academic Publishers. The impact of variation on agriculture**, v. 2, 1988.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; SOARES, D. B. **Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Climatologia, 12, v. 18, 2016.

NUNES, J. G. S.; UAGODA, R.; CALDEIRA, D.; BRAGA, L. M.; HUSSAIN, Y.; CARVAJAL, H. M. **Aplicação do GPR para análise e diferenciação entre materiais aluvionares e coluvionares, embasadas em observações diretas, no Vale do Ribeirão Contagem – Distrito Federal (Brasil)**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 20, n. 2, 2019.

OLIVEIRA, D. C. **Detalhamento de Mapeamento de Solos em Ambientes Semiáridos**. Monografia, Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Geociências, 2016.

PARIZZI, M. G.; ARANHA, P. R. A.; COSTA, R. D.; SILVA-FILHO, J. A.; TUPINAMBÁS, M. M.; CAJAZEIRO, J. M. D. **Geofísica e Sedimentologia Aplicadas à Avaliação do Grau de Assoreamento de Trecho do Rio das Velhas em Rio Acima, Minas Gerais**. Geonomos, v. 19 (2), 2011.

PATIDAR, A.K.; MAURYA, D.M.; THAKKAR, M.G.; CHAMYAL, L.S. Fluvial geomorphology and neotectonic activity based on field and GPR data, Katrol hill range, Kachchh, Western India. *Quaternary International*, 159, p. 74-92, 2007.

PATTON, P. C.; SCHUMM, S. A. Ephemeral-Stream Processes: Implications for Studies of Quaternary Valley Fills. *Quaternary Research*, 15, p. 24-43, 1981.

PATTS, G. E.; THOMS, M. C. Channel aggradation below Chew valley lake, Somerset, UK. *Catena*, 13 (3), p. 305-320, 1986.

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

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, p.289-300, 1988.

PRINZIO, M.; BITELLI, M.; CASTELLARIN, A.; PISA, P.R. Application of GPR to the monitoring of river embankments. *Journal of Applied Geophysics*, 71, p. 53-61, 2010.

QUEIROZ, M. A. **Avaliação de Tendências em Séries de Precipitação Diária Máxima Anual na Faixa Central do Estado de Minas Gerais.** Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2013.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. *Knickpoint finder*: a software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, 76, p. 80-87, 2015.

RODRIGUES, S. W. O.; BRITO NEVES, B. B. **Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB).** Revista Brasileira de Geociências, 38 (1), p. 211-227, 2008.

ROSSETTI, D F.; GÓES, A. M.; SOUZA, L. S. B. **Estratigrafia da sucessão sedimentar pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo.** Brazilian Journal of Geophysics, v. 9 (2), 2001.

ROSGEN, D. L. A Classification of Natural Rivers. *Catena*, 22, p. 169-199, 1994.

SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. A. H.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, G. ***Knickpoint finder*: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo.** Boletim Paranaense de Geociências, v. 70, 2013.

SAMPAIO, M. A. F. **Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, Província da Borborema, Nordeste Brasileiro.** Tese (Doutorado): UFPE – Programa de pós-graduação em geociências, 258p., 2005.

SANTOS, C.J.S.; SOUZA, J.O.P. **Análise da Estabilidade Lateral em Trechos Fluviais da Bacia do Riacho do Tigre, Semiárido Paraibano.** Revista Caminhos da Geografia, v. 21, n. 75, p. 15-33, 2020.

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.

SANTOS, E. J. **Síntese da geologia do pré-cambriano da Folha Arcoverde – Nordeste do Brasil.** Recife: SUDENE, 33p. 1971.

SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, V. C. **Terrane and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil.** In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 7, resumos expandidos, p. 121-124, 1999.

SANTOS, K. L. et al. **Variabilidade espacial de atributos físicos em solos de vale aluvial no semiárido de Pernambuco.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 16, p. 828-835, 2012.

SANTOS, A. H. L. **Análise dos Estilos Fluviais e da Capacidade de Ajuste do Alto Curso do Rio Paraíba – PB.** Monografia. Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Geociências, 89p., 2017.

SANTOS, L. C. M. L. **Processos acrescionários na Porção Central de Gondwana: exemplos de Terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú da Província Borborema, NE do Brasil.** Tese (Doutorado), Universidade de Brasília, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 279 p., 2017.

SANTOS, F. A. S.; MENDES, L. M. S.; CRUZ, M. L. B. **Avaliação de ocorrência de eventos climáticos extremos na sub-bacia hidrográfica do rio Piracuruca.** Revista GEOgrafias, v. 20, n. 1, 2020.

SCHERER, C. M. S. Ambientes Fluviais. In: SILVA, A. J. C. L. P. et al. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil.** São Paulo: Beca-BALL Edições, 2008.

SCHUMM, S. A. Sinuosity of Alluvial Rivers in the Great Plains. **Bulletin of the Geological Society of America**, 74, p. 1089-1100, 1963.

SCHUMM, S.A. Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. In: ETHRIDGE, F.G. & FLORES, R. (eds.) **Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration.** Tulsa, SEMP. p. 19-29. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31), 1981.

SIAL, A. N. **Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitoides no espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro: *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, pp. 2697-2709, 1984.

SILVA FILHO, A. F. et al. **Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dykes.** Rev. Brasil. Geoc., v. 17 (4), p. 481-487, 1987.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P. **Geologia das rochas ultrapotássicas da região de Salgueiro, PE.** Anais 36º Congr. Bras. Geol., p. 1752-1763, 1990.

SILVA, D. N. F. **Reconstrução da Paisagem Geomorfológica através da Assinatura Geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco.** 167 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2012.

SILVA, A. R.; SANTOS, T. S.; QUEIROZ, D. E.; GUSMÃO, M. O.; SILVA, T. G. F. Variações no índice de anomalia de chuva no semiárido. *Journal of Environmental Analysis and Progress*, v. 02, n. 04, 377-384, 2017.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, p. 151-158, 1954.

SLOWIK, M. Reconstructing migration phases of meandering channels by means of ground-penetrating radar (GPR): the case of the Odra River, Poland. *Journal of Soils and Sediments*, 11, 1262–1278, 2011.

SMITH, N. D.; MARZOVA, G. S.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; GIBLING, M. R. Dam-induced and natural channel changes in the Saskatchewan River below the E.B. Campbell Dam, Canada. *Geomorphology*, 269, p. 186-202, 2016.

SOUZA, J. O. P. **Sistema fluvial e açudagem no semi-árido, relação entre a conectividade da paisagem e dinâmica da precipitação, na bacia de drenagem do riacho do saco, Serra Talhada, Pernambuco.** Dissertação (Mestrado): Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2011.

SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. **Sistema Fluvial e Planejamento Local no Semiárido.** Mercator: Fortaleza, v. 11, n. 24, p. 149-168, 2012.

SOUZA, J. O. P. **Modelos de Evolução da Dinâmica Fluvial em Ambiente Semiárido – Bacia do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco.** Tese (Doutorado): Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2014.

SOUZA, J. O. P.; BARROS, A. C. M.; CORRÊA, A. C. B. **Classificação de Canais Semiáridos pelo Semiárido, Bacia do Riacho do Saco, Pernambuco.** Revista Geonorte, Ed. Especial 4, v. 10, n. 1, p. 222-227, 2014.

SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. **Identificação de Áreas de Alta Sensitividade da Paisagem em Bacia Semiárida – Serra Talhada.** Revista GEONORTE, Ed. Especial 4, v. 10, n. 1, p. 145-150, 2014.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. **Análise da Sensitividade da Paisagem na Bacia do Riacho do Saco – PE.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 16, n. 4, 2015.

SOUZA, J. O. P.; BARROS A. C. M.; CORRÊA, A. C. B. Estilos Fluviais num Ambiente Semiárido, Bacia do Riacho do Saco, Pernambuco. *Finisterra*, LI, 102, p. 3-23, 2016.

- SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B.; BRIERLEY, G. An approach to assess the impact of landscape connectivity and effective catchment area upon bedload sediment flux in Saco Creek Watershad, Semiarid Brazil. *Catena*, v. 138, pp. 13-29, 2016.
- SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. **Cenários Evolutivos da Conectividade da Paisagem em Ambiente Semiárido – Bacia do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 21, n. 1, 2020.
- SOUZA, E. B.; NOBRE, P. **Uma revisão sobre o Dipolo no Atlântico Tropical.** Rev. Brasil. Meteor., v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) Analysis of Erosional Topology. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 11, p. 1117-1142, 1952.
- STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 6, p. 913-920, 1957.
- STUFIN, N.; SHAW, J.; WOHL, E.; COOPER, D. J. A Geomorphic Classification of Ephemeral Channels in a Mountainous, Arid Region, Southwestern Arizona, USA. *Geomorphology*, 221, p. 164-175, 2014.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. *Ambientes de Sedimentação e sua Importância: Ambiente Fluvial.* Ed. Universidade Federal do Paraná: Curitiba, 1979.
- SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia.** São Paulo: Edgar Blücher, 1973.
- SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar.** São Paulo: Edgar Blücher, 2003.
- RUELLAN, F. **O papel das enxurradas na zona semi-árida brasileira.** Notícia geomorfológica, Campinas, v. 2, n. 3, p.10-13, 1959.
- TAROLLI, P.; SOFIA, G. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology*, 255, p. 140-161, 2016.
- TAVARES, B. A. C. **Evolução Morfotectônica dos Pedimentos Embutidos do Planalto da Borborema.** Tese (Doutorado): Universidade Federal de Pernambuco, Programa de pós-graduação em geografia, 251p., 2015.
- THOMAZ, E. L.; MELQUIADES, F. L. **Discriminação de Marcadores de Proveniência de Sedimento em Bacia Rural por meio de EDXRF.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, n. 1, 2009.
- THORNDYCRAFT, V. R.; BENITO, G. GREGORY, K. J. Fluvial Geomorphology: a perspective on current status and methods. *Geomorphology*, 2007.
- TOOTH, S. Process, Form and Change in Dryland Rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 51, p. 67-107, 2000.

- TRIMBLE, S. W. Streams, valleys and floodplains in the sediment cascade. In: BURT, T.; ALLISON, R. J. (Eds.) **Sediment Cascades: An Integrated Approach**. Willey-Blackwell, 1^a ed., 483p., 2010.
- TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. Blackwell Scientific Publications, 1995.
- VANDENBERGHE, J.; VAN OVERMEEREN, R.A. Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sedimentary Geology*, 128, 245–270, 1999.
- 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*, 294, p. 20-39, 2017.
- VETTER, T.; RIEGER, A. K.; NICOLAY, A. Disconnected Runoff Contributing Areas: Evidence Provided by Ancient Watershed Management Systems in Arid North-Eastern Marmarica (NW-Egypt). *Geomorphology*, 212, p. 41-57, 2014.
- WAINWRIGHT, J.; TUMBULL, L.; IBRAHIM, T. G.; LEXARTZA-ARTZA, I.; THOMTON, S. F.; BRAZIER, R. E. Linking environmental régimes, space and time: interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 126, p. 387-404, 2011.
- WARD, J. V.; STANFORD, J. A. Ecological Connectivity in Alluvial River Ecosystems and its Disruption by Flow Regulation. *Regulated Rivers: Research Management*, 11, p. 105-119, 1995.
- WHITING, P. J.; BRADLEY, J. B. A Process-based Classification System for Headwater Streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 18, 7, 1993.
- WOHL, E. Legacy effects on sediments in rivers corridors. *Earth Sci. Rev.* 147, p. 30-53, 2015.
- WOHL, E.; MAGILLIGAN, F. J.; RATHBURN, S. L. Introduction to the Special Issue: Connectivity in Geomorphology. *Geomorphology*, 227, p. 1-5, 2017.
- WOODWARD, J.; ASHWORTH, P. J.; BEST, J. L.; SMITH, H. S.; SIMPSON, C. J. The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations. *Geol. Society*, London, Special Publications, 211, 127-142, 2003.
- WOOLFE, K. J.; BALZARY, J. R. Fields in the Spectrum of Channel Style. *Sedimentology*, v. 43, 5, 1996.