



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE**  
**CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH**  
**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS – DCG**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGeo**

**AVALIAÇÃO DA DESCONEXÃO ENCOSTA-CANAL NA BACIA DO RIACHO  
GRANDE/PB**

**ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS**

**RECIFE, 2014**

**ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS**

**AVALIAÇÃO DA DESCONEXÃO ENCOSTA-CANAL NA BACIA DO RIACHO  
GRANDE/PB**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito principal para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa

RECIFE, 2014

Catálogo na fonte  
Bibliotecária Divonete Tenório Ferraz Gominho, CRB4-985

B277a Barros, Ana Clara Magalhães de.

Avaliação da desconexão encosta-canal da bacia do riacho grande/PB / Ana Clara Magalhães de Barros. – Recife: O autor, 2014.

138 f. il. ; 30cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-graduação em Geografia, 2014.

Inclui referências.

**1. Geografia. 2. Bacias hidrográficas. 3. Mapeamento geomorfológico. 4. Paisagem. I. Correa, Antonio Carlos de Barros. (Orientador). II. Título.**

910 CDD (22.ed.)

UFPE (BCFCH2014-161)

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE**  
**CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH**  
**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS – DCG**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGeo**

**ANA CLARA MAGALHÃES DE BARROS**

**Título:** “Avaliação da Desconexão Encosta-Canal na Bacia do Riacho Grande/PB”

**BANCA EXAMINADORA**

**TITULARES:**

**Orientador:** \_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa**

**1º Examinador:** \_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg**

**2º Examinador:** \_\_\_\_\_  
**Profª Drª. Simone Cardoso Ribeiro**

**APROVADA em 10 de março de 2014**

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Antonio Carlos de Barros Correa, pela orientação e confiança nestes anos de trabalho.

Ao Prof. Osvaldo Girão, pelo apoio e discussões acerca do trabalho.

À Bruno Tavares, pelos trabalhos de campo, por compartilhar dos ensinamentos da Geomorfologia e pelas considerações sobre o trabalho.

À Jonas Souza, por me apresentar à temática da (des)conectividade da paisagem e pela amizade de todos esses anos.

À Joana Matias, pela inestimável ajuda no processamento das amostras.

À Daniel Rodrigues pela ajuda nos momentos difíceis.

À Edmário Menezes pela ajuda na formatação do trabalho e pelas palavras de coragem.

À Adriana Cassiano, Flávia Jorge, Drielly Fonseca, Jéssica Menezes, Keyla Alencar e Kleython Monteiro pela amizade e palavras de conforto.

Aos demais amigos do GEQUA, Antonio Carlos Rocha, Cláudio Cabral, Danielle Gomes, Débora Meira, Évio Marcos de Lima, Geislan Lima, Larissa Menezes, Leandro Diomério, Maria Cleide, Renata Azambuja, Rhaíssa Tavares, Rodrigo Amorim e Wemerson Flávio pelo apoio nos dois anos de trabalho.

À minha mãe, pelo amor, dedicação e compreensão.

Ao PPGEO, sobretudo a Eduardo Vêras, por todo auxílio no decorrer do trabalho.

À CAPES, pelo financiamento deste trabalho.

*Vivendo se aprende; mas o que se aprende,  
mais, é só a fazer outras maiores perguntas. –*

**João Guimarães Rosa**

## RESUMO

### BARROS, A. C. M. – Avaliação da desconexão encosta-canal na bacia do riacho Grande/PB

Este trabalho trata da investigação geomorfológica no âmbito da estocagem e transferência de sedimentos, tanto ligada a processos operantes atualmente, como a processos pretéritos. Neste contexto, a proposta teórica da (des)conectividade da paisagem surgiu como guia, admitindo que a transferência de água e sedimentos longitudinal, lateral e verticalmente nem sempre é livre de impedimentos. Elementos de desconexão podem ser expressos na paisagem como áreas de estocagem intermediária de sedimentos. Visando conhecer os depósitos que compõem estas áreas de estocagem e propor uma tipologia para as mesmas, foram confeccionados mapeamentos que serviram como base para a criação desta tipologia. Juntamente com a geração dos dados de gabinete, foram realizados trabalhos de campo no intuito de conhecer com mais afinco os caracteres físicos da bacia e realizar coletas de sedimentos das áreas de estocagem. As análises laboratoriais das amostras de sedimentos se detiveram em seus aspectos granulométricos e morfoscópicos, para obter dados que permitam fazer inferências sobre os processos formadores de tais depósitos, mas também estabelecer relações entre eles. As análises de granulometria foram realizadas com base no método de Gale & Hoare (1991), utilizando-se o peneiramento seco para as frações de areia e cascalho, enquanto que a separação das frações silte e argila foi feita em granulômetro à laser, com base na metodologia do Laboratório de Geografia Física da UCL. Os dados numéricos obtidos foram processados no Software Sysgran 3.0, onde foram gerados dados estatísticos através dos parâmetros de Folk & Ward (1957) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). A análise da morfoscopia, com base na esfericidade e arredondamento dos grãos foi feita com base na metodologia de Tucker (1995). A análise dos dados obtidos neste trabalho identificou certo padrão longitudinal para as áreas de estocagem, que se refletiu na proposição da tipologia para estas áreas. A avaliação destes elementos de desconexão permitiu identificar a atuação de uma dinâmica de transferência de sedimentos em cascata, gerada pela atuação de fluxos operantes em pulsos, de maneira tal que os vales permaneceram entulhados de sedimentos.

**Palavras chave:** (des)conectividade, áreas de estocagem, tipologia

## ABSTRACT

**BARROS, A. C. M. – An appraisal of slope-channel disconnectivity on riacho Grande's Basin, Paraiba.**

This work deals with the geomorphological investigation regarding storage and transfer of sediments, both linked to currently operative processes, as to preterit processes. In this context, the theoretical aim of the (des)connectivity of the landscape arised as a guide, taking into consideration that the transference of water and sediments longitudinal, lateral and vertically is not always free of impediments. (Dis)connectivity elements can be expressed on the landscape like areas of intermediate storage of sediments. Aiming to know the deposits that compose this areas of storage and to suggest a tipology for the same ones, mappings were made that served as the basis for the creation of this tipology. Together with the generation of the data gabinet, some fieldworks were held in order to know more deeply the physical characteristics of the basin and to make collections of sediments in the storage area. The laboratory analysis of sediment samples concentrated in their granulometric and morphoscopic character to obtain data which permit to make inferences about forming processes oh these deposits, but also estabilish relations between them. The granulometric analysis was made acoording to Gale & Hoare (1991) method, by dry sieving to sand and gravel particle sizes, while clay and silt were measured by the Laser SediGraph, based on methods proposed on Physical Geography Laboratory of the UCL. The numeric data obtained was processed in the Software Sysgran 3.0, generating statistic data according to Folk & Ward (1957) parameters and diagrams of Shepard (1954) and Pejrup (1988). The application of microscopy techniques analyzed roundness and sphericity, based on Tucker (1975) method. The data obtained in this work revealed a longitudinal pattern into the storage areas that allowed us to purpose a tipology to these storage areas. The appraisal of the disconnectivity elements identified a dynamics of sediment cascading transfer by the work of flows in pulsing, so that the valleys are still filled of sediments.

**Key words:** (dis)connectivity, storage, tipology

# SUMÁRIO

<b>1 – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
<b>2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>17</b>
2.1 - ABORDAGEM SISTÊMICA DA PAISAGEM .....	17
2.2 – (DES)CONECTIVIDADE DA PAISAGEM: ESTRUTURAÇÃO DO CONHECIMENTO A CERCA DA DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SISTEMAS FLUVIAIS .....	23
2.2.1 - Sistemas Fluviais .....	23
2.2.2 - Noções de Equilíbrio, Estabilidade e Limiares de Mudança. ....	27
2.2.3 - Sensitividade da Paisagem .....	31
2.2.4 - (Des)Conectividade da Paisagem .....	33
2.2.5 - Elementos de (des)conectividade.....	36
2.3 – A NOÇÃO DE SEDIMENTAÇÃO EM CASCATA.....	45
<b>3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>48</b>
3.1 - LOCALIZAÇÃO.....	48
3.2 - ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	49
3.3 - ASPECTOS HIDROGRÁFICOS.....	55
3.4 - ASPECTOS PEDOLÓGICOS .....	58
3.5 – COBERTURA DA TERRA .....	61
3.6 - ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	66
<b>4 – ASPECTOS METODOLÓGICOS .....</b>	<b>71</b>
4.1 – MAPEAMENTOS .....	71
4.2 – TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS .....	74
4.3 – ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS: GRANULOMETRIA E MORFOSCOPIA .....	74
<b>5 – RESULTADOS .....</b>	<b>80</b>
5.1 – COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E FLUVIAL .....	80
5.2 – MAPEAMENTO DE ELEMENTOS DE DESCONEXÃO ENCOSTA-CANAL .....	92
5.3 – DADOS SEDIMENTOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS.....	95

5.4 – PROPOSTA DE TIPOLOGIA DE ELEMENTOS DE DESCONEXÃO	
ENCOSTA-CANAL.....	120
<b>6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>129</b>
<b>7 – REFERÊNCIAS .....</b>	<b>132</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Modelo hipotético de transferência em cascata. Adaptado de Lang & Honscheit (1999). .....	46
Figura 2 - Mapa de Localização da Bacia do riacho Grande .....	48
Figura 3 - Mapa Geológico da bacia do riacho Grande e entorno. Adaptado de CPRM (2000). .....	54
Figura 4 - Mapa Hidrográfico da bacia do riacho Grande .....	57
Figura 5 - Mapa de Solos da bacia do riacho Grande.....	60
Figura 6 - Mapa de Cobertura da Terra da bacia do riacho Grande. ....	65
Figura 7 - Média mensal de precipitação em milímetros – Posto Manaíra. Fonte: Hdroweb. ...	69
Figura 8 - Sequências de níveis hierárquicos na classificação dos estilos fluviais proposta por Brierley et al., 2002. ....	73
Figura 9 - Diagrama de TUCKER, 1995. ....	79
Figura 10 - Mapas base para a elaboração do Mapa Geomorfológico. Modelo Digital de Terreno e Mapa de Declividade, respectivamente. ....	80
Figura 11 - Mapa Geomorfológico da bacia do Riacho Grande. ....	81
Figura 12 - Perfil AB.....	82
Figura 13 - Perfil CD.....	82
Figura 14 – Cimeira Dissecada.....	83
Figura 15 - Encostas com cobertura coluvial .....	84
Figura 16 - Encostas sem cobertura coluvial.....	84
Figura 17 - Pedimento escalonado a 400 e 500m. ....	85
Figura 18 - Plaiño aluvial.....	86
Figura 19 - Plaiño Aluvial.....	86
Figura 20 - Leito rochoso no trecho confinado do riacho Grande. ....	88
Figura 21 - Trecho não confinado do riacho Constantino.....	89
Figura 22 - Trecho não confinado do riacho Araras.....	89
Figura 23 - Trecho não confinado em floodout. A – Floodout; B – Canal principal. ....	90
Figura 24 - Mapa de Compartimentação Fluvial .....	91
Figura 25 - Mapa de elementos de desconexão encosta-canal .....	94
Figura 26 - Localização do ponto BRG 1. ....	95
Figura 27 - Perfil longitudinal do riacho onde se encontra o ponto BRG 1.....	96
Figura 28 - Vista panorâmica dos pontos de coleta .....	96
Figura 29 - Vista dos pontos de coleta .....	96
Figura 30 - Perfil BRG 1a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). ....	97
Figura 31 - Perfil BRG 1b e 1c e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). ....	98
Figura 32 - Porcentagem de frações das amostras coletadas no ponto BRG 1.....	100
Figura 33 - Localização do ponto BRG 2. ....	101
Figura 34 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o ponto BRG 2. ....	102

Figura 35 - Vista panorâmica do ponto BRG 2. ....	102
Figura 36 - Margens erosivas onde se localiza o perfil 2a. ....	102
Figura 37 - Gráfico de porcentagem de frações para o ponto BRG 2. ....	103
Figura 38 - Perfis BRG 2a e 2b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) .....	105
Figura 39 - Localização do ponto BRG 3. ....	106
Figura 40 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o perfil BRG 3.....	107
Figura 41 - Vista da margem erosiva e nível de terraço sobreposto de dentro do canal .....	108
Figura 42 - Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto BRG 3.....	108
Figura 43 - Perfil BRG 3a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).....	110
Figura 44 - Perfil BRG 3b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).....	111
Figura 45 - Perfil BRG 3c e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).....	112
Figura 46 - Localização do ponto BRG 4 .....	113
Figura 47 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o ponto BRG 4. ....	114
Figura 48 - Vale preenchido e área fonte ao fundo. ....	114
Figura 49 - Riacho Araras cortando o vale preenchido. ....	114
Figura 50 - Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto BRG 4.....	117
Figura 51 - Perfil BRG 4a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).....	118
Figura 52 - Perfil BRG 4b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).....	119
Figura 53 - Modelo ilustrativo da Tipologia 1a.....	121
Figura 54 - Tipologia 1a – Recorrência de fácies .....	122
Figura 55 - Modelo ilustrativo da Tipologia 1b.....	123
Figura 56 - Tipologia 1b .....	123
Figura 57 - Modelo ilustrativo da Tipologia 2 .....	124
Figura 58 -Tipologia 2.....	125
Figura 59 - Modelo ilustrativo da Tipologia 3 .....	127
Figura 60 - Tipologia 3 .....	127

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção .....	77
Tabela 2 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do Grau de Assimetria..	77
Tabela 3 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de Curtose .....	77
Tabela 4 - Assimetria, Curtose e Grau de Seleção para as amostras do ponto BRG 1. ....	100
Tabela 5 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 1. ....	100
Tabela 6 - Assimetria, curtose e grau de seleção para as amostras do ponto BRG 2.....	104
Tabela 7 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 2. ....	104
Tabela 8 - Assimetria, curtose e grau de seleção para as amostras do ponto BRG 3.....	109
Tabela 9 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 3. ....	109
Tabela 10 - Assimetria, Curtose e Grau de Seleção para as amostras do ponto BRG 4. ....	117
Tabela 11 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 4. ....	117



## 1 – INTRODUÇÃO

Este estudo parte do pressuposto inicial de que a região semiárida do Nordeste do Brasil necessita de estudos voltados para a análise de seu sistema físico, sobretudo para a compreensão do funcionamento de ambientes fluviais, visto que existe a necessidade de otimização do uso dos recursos hídricos nesta região e que as características processuais dos ambientes fluviais semiárido são diferenciadas em relação àqueles submetidos a condições de umidade, mais frequentemente estudados.

É neste contexto que se inserem pesquisas no âmbito da Geomorfologia Fluvial, como subdivisão da Geomorfologia que visa a interpretação e análise da paisagem através do estudo de processos fluviais. Este estudo busca, portanto, compreender a desconexão da transmissão de sedimentos das encostas para a rede de canais, através da criação de uma tipologia para os elementos causadores de desconexão presentes na paisagem, que se configuram como áreas de estocagem de sedimentos entre as encostas e os canais.

Para tanto, estas áreas de estocagem localizadas entre encostas e canais serão analisadas sob a abordagem da (des)conectividade da paisagem, a qual considera a bacia de drenagem sob a ótica sistêmica. Desta maneira, a bacia de drenagem passa a ser vista como um sistema fluvial, cujos compartimentos podem estar desconectados em relação à dinâmica de transferência de sedimentos. O conhecimento da (des)conectividade, portanto, se insere no contexto da Geomorfologia Fluvial, como uma base para conhecer a dinâmica dos fluxos de água e sedimentos ao longo das bacias de drenagem.

A proposta teórica da (des)conectividade da paisagem (BRIERLEY *et al.*, 2006) admite que nem sempre a transmissão de fluxos de água e sedimentos está livre de

impedimentos e que dentro de uma bacia de drenagem existem áreas de produção, transmissão e estocagem de sedimentos. Estas áreas nem sempre condizem com o esquema proposto por Schumm (1977), em que de produção, transmissão e estocagem de sedimentos são colocadas em zonas uniformes e ordenadas dentro de um sistema fluvial.

Conectividade da paisagem, portanto, é a possibilidade de interação e circulação de água e sedimentos entre os compartimentos dos sistemas fluviais, admitindo a possibilidade que hajam elementos de desconexão impedindo esta circulação (BRIERLEY *et al.*, 2006; SOUZA, 2011). Estes elementos são classificados por Fryirs *et al.* (2007a) de acordo com sua posição na paisagem, podendo interromper ligações laterais, longitudinais ou verticais (BRUNSDEN, 2001). Assim, podem haver elementos de desconexão que evitam a entrada de sedimentos na rede de canais, a movimentação de sedimentos ao longo dos canais e as interações verticais e retrabalhamentos dos sedimentos (FRYIRS *et al.*, 2007a). A avaliação destes impedimentos e de seu comportamento perante eventos causadores de distúrbio permite estimar quando e onde haverá estocagem de sedimentos e a maneira pela qual os depósitos e formas sedimentares serão retrabalhados ou removidos (FRYIRS *et al.*, 2007b; SOUZA, 2011; SOUZA & CORREA, 2012a).

Utilizando esta abordagem teórica juntamente com a noção de sedimentação em cascata, serão avaliados os elementos de desconexão entre as encostas e os canais, sobretudo no que diz respeito à desconexão na transmissão de sedimentos. Os elementos de desconexão encosta-canal na bacia do riacho Grande se expressam na paisagem sob a forma de áreas de estocagem de sedimentos localizadas nestas áreas intermediárias, impedindo ou restringindo a entrada de sedimentos das encostas para a rede de canais.

A noção de cascata se insere no contexto deste trabalho quando se considera os aspectos da recorrência de fluxos de energia no ambiente semiárido, que apresentam, de maneira geral, alta magnitude em contraste com a baixa frequência em que ocorrem. Estes aspectos que constituem a tendência da ocorrência de fluxos espasmódicos capazes de remobilizar sedimentos no contexto do semiárido, caracterizam uma transmissão de sedimentos ao longo das bacias de drenagem ou sistemas fluviais, como incompleta. Desta maneira, os sedimentos produzidos nas cabeceiras de drenagem muitas vezes não chegam a ser remobilizados a ponto de formar depósitos sobrepostos sobre o nível de base.

Portanto, buscou-se neste estudo detectar a razão da formação e a permanência de áreas de estocagem entre encostas e canais, tentando estabelecer a razão da desconexão entre estes compartimentos, julgando que para tal fosse necessário criar um modelo interpretativo para os diferentes tipos de elementos de desconexão existentes na bacia. Para tanto foram confeccionados mapeamentos geomorfológico, de compartimentação fluvial e de desconectividade da bacia, foram obtidos dados sedimentológicos e estratigráficos para a caracterização dos elementos de desconexão e, por fim, foi proposta uma tipologia para os depósitos que se configuram como elementos de desconexão entre encostas e canais na bacia.

## 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 - ABORDAGEM SISTÊMICA DA PAISAGEM

A Geografia Física, enquanto subdivisão da Geografia, busca compreender os aspectos físicos da paisagem a partir de uma visão totalizadora da natureza através da compreensão das relações entre seus atributos físicos e seus respectivos processos, bem como o impacto humano sobre eles (CHRISTOPHERSON, 1994 *apud* CORRÊA, 2005 p.171).

Por muito tempo a ideia de paisagem esteve ligada às representações da natureza, surgida do sentimento estético originário da contemplação do mundo real. A análise desta categoria na Geografia Física, no entanto, perpassa a noção de paisagem como uma representação de valor unicamente estético. Segundo Besse (2006), mesmo sendo uma dimensão do visível, a paisagem é resultado de uma produção, da qual a percepção humana inicialmente só capta a aparência externa. Portanto, seria de competência do geógrafo tentar ultrapassar esta exterioridade para compreender sua natureza.

Com sua evolução, este termo passa de uma “dimensão artística para uma dimensão científica”, o que se deve, em grande parte, às contribuições trazidas por Humboldt em sua busca pela compreensão de relações causais (MONTEIRO *et al.* no prelo). Besse (2006) coloca que é possível dizer que a análise geográfica da paisagem está relacionada com o conceito de fisionomia, com as características de determinada paisagem e com o que a diferencia, tomando um caráter mais real e objetivo, que vai

além de uma aparência sensível. O autor coloca ainda que, ao considerar a paisagem sob a ótica de sua fisionomia, atribui-se a ela uma “*densidade ontológica própria*”, sendo necessário compreendê-la como uma “*totalidade expressiva*” (BESSE, 2006).

Esta ideia totalizadora, para Vitte (2007), também pode ser atribuída a uma herança humboldtiana, quando ele define o objeto de estudo da Geografia Física como “a superfície da Terra (...), procurando compreender a lógica dos fenômenos, tanto físicos quanto humanos, sob uma perspectiva sintética” (p. 38). Esta afirmativa carrega certa sintonia holística, através da busca pela compreensão totalizadora da paisagem e não somente a compreensão de suas características e fenômenos isoladamente. Seguindo esta lógica de busca da compreensão da paisagem de maneira totalizadora, Ab’Saber diz que a paisagem:

Pode ser vista como um conjunto de elementos e processos circunscritos a um dado espaço, como também concebida a partir dos seus limites temporais, pois a paisagem é o somatório de elementos e processos físicos que atuam e atuaram e atuam ainda hoje. (AB’SABER, 2003 *apud* MONTEIRO, no prelo).

Ainda nesta perspectiva, Bertrand (2004) coloca que:

A paisagem não é uma simples adição de elementos geográficos disparatados. É, em uma determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução (p. 141).

Nestas afirmações, a admissão da necessidade de se pensar na paisagem sob a ótica holística, destacam e reafirmam a importância da compreensão da paisagem em sua totalidade para que seja possível compreender seu funcionamento.

Com a formulação e desenvolvimento da Teoria Geral dos Sistemas - que teve suas bases na termodinâmica - foi trazida uma base teórica mais firme para o enfoque

integrador da Geografia, sobretudo no que diz respeito ao estudo dos atributos físicos das paisagens. Para a Geografia, a contribuição da Teoria Geral dos Sistemas reside na tentativa de proporcionar um maior entendimento da relação entre sociedade e natureza, tornando possível o entendimento dos fenômenos em sua totalidade, considerando também as suas particularidades. Christofolletti (1990) ressalta, portanto, que os sistemas de interesse geográfico são aqueles que possuem características espaciais, que têm expressão real e materializam-se em panoramas paisagísticos perceptíveis. Para Vitte (2007), a contribuição da Teoria Geral dos Sistemas para a Geografia reside no fato de que:

O espaço passou a ser visto como um conjunto estruturado de objetos e/ou atributos no qual as inter-relações estruturais e funcionais criaram uma inteireza que obviamente não se encontraria quando desagregado. O objeto da Geografia passa a ser compreendido como o estudo da organização espacial, que resultaria da interação de dois subsistemas: o geossistema e o sistema sócio-econômico e cultural (p.39).

É possível afirmar, portanto, que o arcabouço metodológico da Geografia Física contemporânea deriva da Teoria Geral dos Sistemas, inserida nesta disciplina pelos trabalhos de Chorley & Kennedy (CORRÊA, 2005). Haigh (1985) traz uma definição de sistema com ênfase às suas conexões quando afirma que:

Um sistema é a totalidade que é criada pela integração de um conjunto estruturado de partes componentes, cujas inter-relações estruturais e funcionais criam uma inteireza que não se encontra implicada por aquelas partes componentes quando desagregadas. (p.5, Haigh *apud* CHRISTOFOLETTI, 1999).

Chorley e Kennedy em 1971 propuseram uma classificação estrutural dos sistemas que podem ser de grande utilidade para o campo da Geografia Física, onde se destacam os sistemas de processos-respostas. Estes sistemas, segundo Graf (1988), “representam uma combinação por meio da qual arranjos de massa e energia em cascata

passam através de elementos em sistemas morfológicos” (p.32 tradução nossa) . Na análise deste tipo de sistema é dado foco na identificação das relações entre os processos atuantes e as formas que deles resultam, de modo que alterações nos *inputs* recebidos refletem em alterações nas formas da paisagem e vice-versa, visando um novo estado de equilíbrio.

Deve-se considerar, ainda, as intervenções humanas que podem agir sobre variáveis-chave, ocasionando modificações na distribuição de matéria e energia no sistema e as formas a ele relacionadas. A partir da análise da interação entre processo e forma, pode-se então pensar em atividades de planejamento de determinada área (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Outra perspectiva de análise da paisagem influenciada pela Teoria Geral dos Sistemas é a que admite a existência de Geossistemas. Este termo representa uma corrente de pensamento que teve seu nascedouro na Rússia, a partir da ideia de Complexos Territoriais Naturais, de Dokutchaev. Na verdade este termo indica uma nova concepção nos estudos destes Complexos Territoriais Naturais, que por sua vez representavam uma “unidade espacial funcional integrada da natureza” (CAVALCANTI *et al.*, 2010, p. ). Na perspectiva de Sotchava (1977), os Geossistemas podem ser definidos como:

Dimensão do espaço terrestre em que os diversos componentes da natureza se encontram em conexões uns com os outros, apresentando uma unidade definida, interagindo com a esfera cósmica e com a sociedade humana (*apud* CAVALCANTI, 2010 p. 542).

Para Nascimento & Sampaio (2005), a concepção dos Geossistemas acrescentou à Geografia Física um caráter metodológico mais coeso para o estudo de paisagens. Sua compreensão fornece informações sobre a dinâmica da natureza de maneira integrada,

servindo de base para o planejamento ambiental. Geossistemas podem ser definidos ainda como “Formações naturais, experimentando, sob certa forma o impacto dos ambientes social, econômico e tecnogênico” (SOTCHAVA, 1977, p.9). Desta forma, Geossistemas se desenvolvem influenciados por fenômenos naturais, sociais e econômicos, que alteram sua estrutura. Passa-se então a considerar a perspectiva da comparação de escalas de modificações naturais com as escalas de modificações antrópicas (CORRÊA, 2005).

No campo da Geografia Física, mas especificamente na Geomorfologia, a influência da Teoria Geral dos Sistemas e a noção de equilíbrio dinâmico tiveram o papel de direcioná-la para o estudo de modelos de processo-resposta na escala dos próprios processos (CORRÊA, 2005). Para Monteiro *et al.* (no prelo) a abordagem sistêmica trouxe uma remodelagem para a Geografia Física, que se limitava à taxonomia e sistematização da paisagem. Isto pode ser evidenciado, por exemplo, na concepção de Christopherson (2000), que, influenciado por estas proposições, considera a paisagem como um sistema aberto, variável e dependente e inputs e outputs de matéria e energia (CHRISTOPHERSON, 2000 *apud*. MONTEIRO *et al.* no prelo).

Para este trabalho se parte da premissa de que a bacia de drenagem pode ser analisada como um sistema. Neste sentido, de acordo com Coelho Netto (1998), “a bacia de drenagem pode ser considerada um sistema aberto, que recebe energia da atuação climática e das forças tectônicas e perde energia a partir da saída de água, sedimento e nutrientes da área da bacia” (COELHO NETTO, 1988 *apud* SOUZA, 2011). Para Mattos e Perez Filho (2004), o entendimento do funcionamento e organização de uma bacia hidrográfica deve-se pautar na análise dos seus elementos ou subsistemas componentes e como tais elementos ou subsistemas funcionam em conjunto. De modo que:

Analisar separadamente os processos que ocorrem nas vertentes e aqueles que acontecem nos canais fluviais não permite compreender como o sistema bacia hidrográfica funciona enquanto unidade organizada complexa (MATTOS e PEREZ FILHO, 2004, p. 17).

Guerra e Mendonça (2007) defendem também a análise de bacias hidrográficas através da perspectiva sistêmica:

As bacias hidrográficas podem ser consideradas sistemas abertos, em termos de *inputs* de energia, oriundos da precipitação, e dos *outputs*, relacionados à água e sedimentos oriundos da erosão fluvial e das encostas existentes no âmbito das bacias (apud SOUZA, 2011, p. 38).

Direcionando a perspectiva sistêmica para a análise de bacias hidrográficas, Schumm (1977) considera a importância de se analisá-las em sua inteireza, afirmando que para haver uma compreensão dos depósitos, morfologia e comportamento do rio, devem-se compreender os controles que atuam à montante.

Sob uma perspectiva funcional, pode-se entender como partes componentes de um sistema fluvial: o comportamento dos rios; a rede de canais; os interflúvios; e as características associadas aos depósitos sedimentares, sendo estes divididos em três zonas, onde predominam um tipo de relação com os sedimentos: zona de produção, zona de transferência, e zona de deposição (SCHUMM, 1977 *apud* SOUZA, 2008).

No entanto, deve-se ressaltar que os processos que ocorrem em cada uma destas três zonas funcionais são apenas dominantes, podendo existir produção, transporte e deposição de sedimentos em cada uma das três, ainda que estes processos não sejam tão expressivos (SCHUMM, 1977). Cada uma destas zonas pode ser considerada como um sistema aberto, com seus próprios atributos morfológicos (SCHUMM, 1977). “Na paisagem, um sistema morfológico pode estar estatisticamente relacionado com um sistema em cascata, produzindo um sistema de processo-resposta que envolve: forma,



Sob o paradigma sistêmico de análise de paisagens, a definição de bacias de drenagem se sintoniza com os chamados sistemas fluviais. Com relação à definição de bacias, Coelho Netto (1998) coloca que “a bacia de drenagem é uma área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, num determinado ponto de um canal fluvial” (p. 97-98). Christofolletti (1981), por sua vez, coloca a bacia de drenagem no contexto do paradigma sistêmico quando reconhece que:

[...]o transporte dos sedimentos é governado pelos fatores hidrológicos, que o transporte dos sedimentos é responsável por fatores hidrológicos que controlam as características e o regime dos cursos de água. Os fatores hidrológicos, cujos mais importantes são a quantidade e a distribuição da precipitação, a estrutura geológica, as condições topográficas e a cobertura vegetal influenciam a formação do material intemperizado na bacia hidrográfica e o carregamento desses materiais até o rio (CHRISTOFOLETTI, 1981 *apud.* SOUZA, 2011, p.43).

Esta afirmativa, portanto, coloca a bacia de drenagem como um sistema fluvial, cujo funcionamento é interdependente de seus próprios atributos físicos e admite a existência de *inputs* e *outputs* em forma de matéria e energia. Portanto, para a compreensão do funcionamento destes sistemas fluviais, é necessário atentar para a existência de atributos ou variáveis e as inter-relações entre estes atributos, que os configuram como um todo organizado.

Neste trabalho, realizado sob o enfoque geomorfológico, matéria e energia serão consideradas apenas como água e sedimentos, onde a água será o principal *input* e fonte de energia para a movimentação de sedimentos.

A análise da movimentação e estocagem de sedimentos em sistemas fluviais, pautada na existência das relações de *input* e *output* e na existência de relações entre os atributos deste sistema, se configura como uma ferramenta para compreender os

processos, pretéritos e atuais, que vêm moldando-o. Assim, os processos desencadeadores de alterações e ajustes nos sistemas atuam como *inputs* por meio dos quais ocorre o deslocamento de matéria e energia ao longo dos sistemas.

Como os sistemas são considerados como um conjunto único composto de atributos que se inter-relacionam entre si para dar forma a este conjunto único, alterações nos *inputs* de determinado sistema serão refletidas em seus *outputs*. O mesmo é afirmado por Chorley *et al.* (1984), quando os autores colocam que “mudanças nas entradas dos sistemas produzem mudanças nos produtos e nas formas ou estruturas dos componentes internos do sistema” (tradução nossa, p.13).

Os *outputs*, por sua vez, estão subordinados à forma e funcionamento do sistema, podendo se diferenciar entre si. Chorley & Kennedy (1971) reconhecem a existência de tipos distintos de *outputs* e afirmam que estes podem ser a evacuação de matéria e energia do sistema, ou podem se refletir em modificações na forma do sistema. No primeiro caso, ocorre a saída propriamente dita de matéria e energia do sistema, que irá se transformar em *input* para o sistema adjacente, enquanto que no segundo o *output* reflete a mudança gerada pelo *input* sobre o sistema, modificando algumas de sua forma.

A teoria de sensibilidade de paisagens segue esta perspectiva de que *inputs* são responsáveis potenciais por distúrbio nos sistemas, podendo se refletir em modificações da forma dos sistemas que, por sua vez, pode ser considerada como um *output* ou resposta a determinado distúrbio. Em suas proposições iniciais sobre sensibilidade de paisagens, Brunsdon & Thornes (1979), adotam a ideia de sistemas processos-resposta, considerando como pressuposto que para dado conjunto de condições ambientais, através da operação de processos constantes, haverá uma tendência de se produzir

formas características ao longo do tempo (CHORLEY & KENNEDY, 1971). Os autores colocam ainda que os processos que atuam na paisagem podem ser caracterizados por conjuntos de forças cuja variação temporal pode ser descrita pelas distribuições de magnitudes e frequências de sua aplicação e por um conjunto de materiais que são capazes de resistir às forças de graus variados (BRUNSDEN & THORNES, 1979). Christofolletti (1999 *apud* Mattos & Perez Filho, 2004) reconhece a validade da análise do comportamento de sistemas sob a ótica dos sistemas de processo-resposta quando coloca que:

Entendendo os sistemas geomorfológicos como sistemas “processos-respostas”, as alterações nas entradas e/ou processos seriam proporcionalmente compensadas por ajustes nas formas dos sistemas de tal modo que ele se manteria num estado de contínua auto-regulação (p. 16).

No entanto, Chorley & Kennedy (1971) ressaltam que a análise de sistemas não deve considerá-los de modo simplista, baseada em ideias de equilíbrio estático e afirmam que:

O estado de um sistema aberto ou fechado não pode, portanto, ser descrito com referência a um equilíbrio estático (*steady-state*). A estrutura interconectante de tais sistemas transmite a qualidade de auto-regulação, o que leva a tipos distintos de equilíbrio. Sistemas complexos abertos e fechados são compostos de feedbacks de subsistemas integrados que operam de maneira auto-regulatória e enriquece o sistema pelo fornecimento de maior flexibilidade de respostas (p. 13, tradução nossa).

A ideia de que processos são capazes de gerar formas de ajuste características é válida quando considerada em termos de proporções. No entanto, a geração de determinados tipos formas em decorrência dos tipos de processos em operação no sistema ocorre de modo muito mais complexo em sistemas naturais. As formas resultantes de ajustes do próprio sistema dependem de uma gama de fatores, principalmente aqueles relativos ao arranjo de seus atributos e funcionamento, bem

como a magnitude e frequência dos *inputs* para o sistema, de maneira tal que alterações nos *inputs* nem sempre causarão alterações nos *outputs* ou modificações nas configurações dos sistemas.

Seguindo a premissa de que os sistemas possuem arranjo e funcionamento próprios, a existência de estados de equilíbrio estático parece pouco provável. Por isso, admite-se também a existência de uma diversidade de estados de equilíbrio, partindo da noção de que os sistemas, em linhas gerais, funcionam em busca de ajustes, determinadas pela sua capacidade de auto-regulação.

### 2.2.2 - Noções de Equilíbrio, Estabilidade e Limiares de Mudança.

Se a paisagem e os processos que a moldam são considerados como parte de um sistema aberto onde cada forma está ajustada a todas as outras, é necessário que se tenha a noção de equilíbrio, estabilidade e limiares de mudança.

A utilização do termo “estabilidade” faz referência a componentes específicos do sistema e não o sistema como um todo e frequentemente se funde com o termo “equilíbrio” - já muito utilizado na Geomorfologia - que reflete a capacidade de um sistema manter seu padrão de organização geral quando submetido a distúrbios (MATTOS & PEREZ FILHO, 2004). Neste contexto, Bracken (2012) coloca que o uso do termo equilíbrio tem gerado interpretações um tanto confusas, sobretudo “se este termo faz referência a processos e/ou formas da paisagem” (p. 29, tradução nossa).

O estado de equilíbrio dos sistemas nem sempre se configura como um estado de equilíbrio estático (*steady-state*) devido às oscilações na magnitude e frequência das forças aplicadas sobre eles. Segundo Bracken (2012), a natureza complexa e

multivariada de sistemas geomorfológicos faz com que, em termos dinâmicos, não se possa assumir *a priori* que eles exibirão necessariamente um comportamento equilibrado. Deve ser considerada ainda a possibilidade dos sistemas apresentarem uma dinâmica de funcionamento que seja capaz de absorver as modificações causadas por tais oscilações para que as características dos sistemas sejam preservadas (CHRISTOFOLETTI, 1999; BRACKEN, 2012).

Christofoletti (1999) distingue o conceito de resistência e resiliência, onde, segundo ele: “Resistência é a capacidade do sistema permanecer sem ser afetado pelos distúrbios, de modo que flutuações nas forças controladoras não causam alterações no sistema” enquanto “a resiliência reflete a capacidade do sistema em retornar às suas condições originais após ser afetado pela ação de distúrbios externos, absorver mudanças, que permitem certo grau de flutuações no estado de ajuste final em torno das condições iniciais” (p. 114). Ambos os conceitos representam características que os sistemas podem apresentar em maior ou menor grau, guiando o seu limiar de alteração e a magnitude de mudanças que ocorrem quando estes limiares são ultrapassados. WOLMAN e MILLER (1960) utilizam uma perspectiva semelhante quando consideram que o resultado de um processo não depende somente da magnitude da força aplicada sobre um sistema, mas também da frequência da aplicação, para eles existe uma frequência particular na qual a maioria do trabalho geomorfologicamente efetivo ocorre.

A possibilidade de haver manutenção do estado de equilíbrio de um sistema mesmo com flutuações nas suas forças controladoras já havia estado presente nos trabalhos de Hack (1972) na tentativa de explicar a evolução do relevo considerando que há um balanço entre forças opostas que atuam na mesma proporção para produzir um estado estável através de um ajuste entre variáveis.

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

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

Esta afirmação destaca a importância dos atributos dos sistemas e suas interações, que os configuram de modo particular, de modo que seu funcionamento e, conseqüentemente, sua resposta aos processos gerados pelas chamadas forças de distúrbio (BRUNSDEN, 2001) são também influenciados pelas infinidades de componentes que formam o sistema.

A existência e magnitude dos limiares de alteração dos sistemas estão subordinadas ao caráter e comportamento destes, que por sua vez estão inter-relacionados com o nível de interação entre os seus atributos. Portanto, é possível assumir que um sistema é capaz de absorver as forças de distúrbio aplicadas sobre ele,

desde que a magnitude destas forças não ultrapasse o limiar de alteração deste sistema (SCHUMM, 1977). Para Schumm (1977), “um dos principais problemas é saber sob quais condições de *stress* haverá uma mudança dramática no sistema geomorfológico com mudanças significativas na paisagem” (p.7). Este problema se deve à natureza complexa e multivariada dos sistemas ambientais de modo geral, onde se admite a existência de um complexo de limiares que coexistem nestes sistemas. No entanto, Graf (1988) coloca a necessidade de se fazer simplificações para a compreensão destes complexos de limiares no funcionamento dos sistemas:

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

Ainda é necessário ressaltar que, além de partes dos sistemas que podem ser ignoradas devido à existência de um complexo de limiares em sistemas ambientais e a utilidade de simplificações, é necessário que haja uma avaliação da conexão entre suas partes.

Schumm (1979) classifica os limiares em intrínsecos e extrínsecos, que são definidos em relação ao tipo de variável que causa as modificações. O autor classifica ainda os limiares em geomorfológicos como:

Um limiar de estabilidade das paisagens que é excedido tanto por modificações intrínsecas da própria forma ou por uma mudança progressiva de determinada variável externa (SCHUMM, 1979, p. 488).

A respeito da discussão acerca do equilíbrio em sistemas geomorfológicos, Bracken (2012) ressalta, portanto, que a demonstração da existência de paisagens em

equilíbrio - incluindo-se aqui a diversidade de estados [dos sistemas] considerados genericamente como equilibrados, “depende da definição do estudo em relação a uma definição constante e precisa, e a coleta de dados de alta qualidade e multivariados em relação a representações bem interpretadas de relações de processos” (p. 29, tradução nossa). Esta afirmativa surge agregada à admissão de que os sistemas apresentam uma variedade de comportamentos que podem ser considerados como equilibrados e vincula a noção de equilíbrio e estabilidade às escalas temporais e espaciais em que são trabalhados.

### 2.2.3 - Sensitividade da Paisagem

O conceito de sensitividade considera a “probabilidade de uma dada mudança nos controles de um sistema ou as forças aplicadas sobre ele produzir uma resposta sensível, reconhecível e persistente.” (BRUNSDEN 2001, p.99, tradução nossa). Este conceito está estreitamente relacionado com a estabilidade das paisagens, que pode ser definida como sendo função da distribuição espacial e temporal de forças de distúrbio e de resistência. Ou seja:

A estabilidade é a relação entre resistências e distúrbios nas paisagens, com as devidas diferenças espaciais e temporais. Ela pode ser medida pela proporção da magnitude das forças de distúrbio e da magnitude e eficiência do limiar de mudança, a partir do qual o sistema passa a ter respostas perceptíveis. Na paisagem, a ampla capacidade de modificações no relevo é reconhecida como sensitividade a mudanças (BARROS *et al.*, 2010, p. 112).

As mudanças ocorrem temporal e espacialmente como função de processo-resposta normal das especificações do sistema e envolve transporte de material, evolução morfológica e rearranjo estrutural, o que pode alterar progressivamente estas

especificações e conseqüentemente seu desempenho ao longo do tempo (BRUNSDEN, 2001).

Considera-se como forças de distúrbio a aplicação constante de energia de um controle climático, tectônico, biótico, antrópico e etc. sobre a estrutura geológica, morfológica de um sistema (BRUNSDEN, 2001). Estas forças atuam causando modificações na paisagem, que irão ocorrer somente quando as forças de distúrbio forem capazes de ultrapassar o limiar de mudança do sistema em questão.

Já a resistência do sistema às forças de distúrbio está subordinada às suas especificações, dependendo de sua estrutura, força, ligações de transmissão, capacidade da absorção de choque e resiliência (BRUNSDEN, 2001).

A resistência estrutural é relacionada à organização do sistema, diz respeito à localização dos componentes e da transmissão de energia e matéria entre eles (BARROS et al. 2010). São definidos três tipos de relações de ligação dentro de um sistema, que são: *Coupled*: nesta relação existe livre transmissão de matéria e energia; *Decoupled*: em que a transmissão de matéria e energia foi temporariamente interrompida; *Not Coupled*: em que não há nenhuma ligação entre as partes do sistema (BRUNSDEN, 2001; HARVEY, 2001). A magnitude e frequência de eventos de cheia e produtores de sedimentos atuam na sensibilidade de sistemas fluviais, o que pode ser modificado pelas características de ligação dentro deles. Quando existe livre transmissão de matéria e energia, considerados aqui água e sedimentos, os efeitos dos eventos de distúrbio podem ser propagados ao longo do sistema, que irá procurar se ajustar às novas condições. No entanto, onde a transmissão se encontra interrompida, estes efeitos são espacialmente restritos e os sistemas têm menor probabilidade de se ajustar uniformemente (HARVEY, 2001). As formas que atuam interrompendo as ligações entre partes do sistema são chamadas de barreiras de transmissão. Estas

barreiras de transmissão podem ser expressas na paisagem por formas como planícies de inundação, originadas pelo aumento no suprimento de sedimentos para o canal fluvial através de um evento de grande magnitude. Estas formas atuam interrompendo/dificultando o fornecimento de sedimento da encosta para o canal e podem vir a ser retrabalhadas por outro evento de grande magnitude (BRUNSDEN, 2001; HARVEY, 2001).

O modo pelo qual os subsistemas/elementos do sistema (ou compartimentos da paisagem, para melhor entendimento) se organizam e funcionam num conjunto, influencia a transmissão de fluxos de matéria e energia (água e sedimentos) e a forma com que o sistema responde a forças de distúrbio aplicadas sobre ele, o que já foi abordado na questão da resistência estrutural, no contexto da sensibilidade de paisagens (BRUNSDEN e THORNES, 1979). “O conceito de ligação, introduzido na geomorfologia por Brunsdén e Thornes (1979) no contexto da sensibilidade da paisagem, versa sobre essa questão e pode ser definido como a conectividade, capacidade de transmissão, entre os componentes do sistema.” (HARVEY, 2002 *apud* SOUZA, 2011, p.67).

#### 2.2.4 - (Des)Conectividade da Paisagem

A conectividade de paisagens se configura como um conceito chave a ser considerado na compreensão do funcionamento de uma bacia e, segundo BRIERLEY *et al.* (2006), é a possibilidade de interação e circulação de energia e matéria entre os compartimentos da paisagem. Como a operação de processos geomorfológicos, por sua vez, está subordinada à configuração da paisagem em questão, em diversos níveis escalares temporais e espaciais, Brierley *et al.* colocam que “as relações espaciais resultantes [da operação de processos geomorfológicos] determinam padrões e taxas de

fluxos de água, sedimento e nutrientes” (2006, p. 165, tradução nossa). Como a análise das características e comportamento da paisagem fornece condições para interpretar a operação de processos geomorfológicos num dado sistema, pode-se dizer que:

É a partir da relação entre as partes que pode-se compreender o sistema, e essa relação em um sistema fluvial dá-se a partir da transmissão de energia e material entre os elementos do sistema, assim é essencial compreender essa relação e seu comportamento no espaço e no tempo. (SOUZA, 2011, p. 69).

Portanto, Brierley *et al.*, (2006) & FRYIRS *et al.*, (2007b) consideram a (des)conectividade como resultante de processos geomorfológicos subordinados às características da bacia em que estão inseridos e, que do mesmo modo, as respostas geomorfológicas à alterações variam de bacia para bacia.

A propagação de respostas de distúrbio na bacia depende, portanto, da conectividade entre compartimentos adjacentes e como estes compartimentos se ajustam entre si, o que muda ao longo do tempo (BRIERLEY *et al.*, 2006). Compartimentos conectados, onde há livre circulação de água e sedimentos, estão sujeitos a alterações desencadeadas por forças de distúrbio geradas à montante enquanto que nos compartimentos desconectados, onde a circulação de água e sedimentos encontra-se total ou parcialmente interrompida por algum elemento de desconectividade, os efeitos das forças de distúrbio geradas à montante são mínimos (BRIERLEY *et al.*, 2006).

A este respeito, Harvey (2001) coloca que:

A natureza e continuidade de ligações longitudinais, laterais e verticais são controladas por conjuntos de processos distintos em posições distintas da bacia, tanto que os fluxos podem estar conectados ou desconectados em diferentes períodos de tempo (p. 175, tradução nossa).

A análise da (des)conectividade pode se dar em níveis escalares hierarquicamente distintos e, nestes níveis distintos, afetam o modo pelo qual as respostas do sistema a eventos causadores de distúrbio são transmitidas ao longo das bacias (BRIERLEY *et al.*, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007a). Estes níveis escalares hierárquicos em que a (des)conectividade pode ser considerada podem ser locais, zonais e na escala da própria bacia. No entanto, a conectividade entre os compartimentos de determinada bacia é o determinante de primeira ordem do comportamento da bacia analisada (FRYIRS *et al.*, 2007b).

Brierley & Fryirs (2005) e Fryirs *et al.* (2007a) criticam o chamado “*Jerky Conveyor Belt*” ou Cinturão Espasmódico de Transporte (tradução nossa), descrito por Schumm (1977) e Kondolf (1994) com base na variabilidade do fluxo de energia, e colocam que é necessário que se considere também as relações entre disponibilidade e distribuição de sedimentos nos canais e a maneira pela qual eles disseminam as respostas de distúrbio na bacia, questões que balizam o conhecimento de sua (des)conectividade.

Considerando-se a possibilidade de existirem elementos na bacia que funcionam como impedimentos ao transporte de sedimentos nas diversas escalas espaciais e temporais, pode-se assumir que nem sempre os registros sedimentológicos presentes no nível de base da bacia representam a história dos eventos de distúrbio das áreas à montante. Nesta perspectiva Fryirs *et al.* (2007b), colocam que “Qualquer fator que impede o transporte de sedimentos, impede a distribuição de sedimentos para o exultório da bacia”, de modo que “a distribuição de áreas de estocagem de sedimentos fluviais e a frequência com que os sedimentos são adicionados ou removidos refletem o grau de conectividade e desconectividade” (p. 299, tradução nossa). Assim, a

capacidade de dado fluxo promover modificações geomorfológicas é influenciada pela posição e escala relativa dos impedimentos dentro da bacia.

#### 2.2.5 - Elementos de (des)conectividade

Impedimentos à movimentação de sedimentos dentro em uma bacia, que atuam como elementos de desconectividade, interrompem parcial ou totalmente a taxa de transferência de sedimentos e, por conseguinte, determina o quão uma instabilidade geomorfológica pode ser propagada na bacia, moldando a direção e o ritmo das mudanças geomorfológicas. A desconectividade gerada por estes impedimentos, por sua vez, pode se alterar em escalas espaço-temporais distintas, refletindo a facilidade e frequência com que estas formas podem ser rompidas e redepositadas (FRYIRS *et al.*, 2007a). Daí a importância do reconhecimento da existência de limiares de mudança, que governam as respostas do sistema aos eventos geradores de forças de distúrbio.

Brierley *et al.*, (2006) e Fryirs *et al.*, (2007a) diferenciam as feições geomorfológicas que impedem a transmissão sedimentos de acordo com o tipo de ligação que interrompem, podendo ser longitudinais, laterais e verticais.

A ligação longitudinal representa a interação dentro da rede de canais; entre alto curso e baixo curso, canal secundário e canal principal. A lateral é a relação do canal com a paisagem ao redor; entre a encosta e o canal ou entre as planícies de inundação e o canal. Já a ligação vertical diz respeito à interação superficial e subsuperficial de água e de sedimentos, como textura do leito, o regime de transporte no canal.

As formas que podem interromper/diminuir a conectividade entre os compartimentos da paisagem são classificadas por Brierley *et al.*, (2006) e Fryris *et al.*,

(2007a) de acordo com sua posição na paisagem. Deste modo, “*Buffers*”, “*Barries*” e “*Blankets*” funcionam como elementos de desconexão lateral, longitudinal e vertical, respectivamente. Assim, os *Buffers* são formas que evitam a entrada de sedimentos na rede de canais, como por exemplo, planícies de inundação; os *Barries* podem impedir a movimentação dos sedimentos ao longo do canal, como por exemplo, soleiras rochosas; os *Blankets* evitam as interações verticais e o retrabalhamento dos sedimentos, como por exemplo, sedimentação em lençol na chamada zona hiporreica.

#### 2.2.5.1 – (DES)CONNECTIVIDADE LONGITUDINAL

A desconectividade longitudinal é aquela em que as ligações longitudinais são total ou parcialmente interrompidas pelos chamados *Barriers*. As ligações longitudinais atuam dentro do próprio canal fluvial e são, portanto, responsáveis pela transmissão de sedimentos dentro da rede de drenagem. Elas incluem interações entre cabeceira e foz de um canal e entre tributário e canal principal, guiando a capacidade de transferência ou acúmulo de sedimentos no vale (BRIERLEY *et al.*, 2006).

*Barriers* são elementos de desconectividade que interrompem a transferência de água e sedimentos longitudinalmente dentro dos canais, como barras fluviais e soleiras rochosas, que podem chegar a exercer influência no nível de base local ou perfil longitudinal dos canais (BRIERLEY *et al.*, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007a). Soleiras rochosas ou barras fluviais podem ocasionar uma descontinuidade de transporte de sedimentos em um nível local, enquanto que constrições do vale, como no caso da açudagem, podem modificar o regime de transporte de sedimentos de uma bacia pelo aumento do nível de base local, levando à indução da sedimentação à montante do novo nível de base (FRYIRS, 2013; SOUZA, 2011).

No entanto, Brierley *et al.*, (2006), sugerem que em determinados trechos a configuração do vale pode favorecer o transporte de água e sedimentos ao longo dos canais como aumento no gradiente e menor rugosidade do leito, por exemplo.

#### 2.2.5.2 - (DES)CONECTIVIDADE VERTICAL

A desconectividade vertical, menos conhecida, é aquela onde as ligações entre superfície e sub-superfície se encontram total ou parcialmente interrompidas. Ela determina a presença, distribuição e papel dos *blankets*, que impedem as trocas entre os compartimentos de superfície e subsuperfícies, e seu potencial retrabalhamento (BRIERLEY *et al.*, 2006).

Este tipo de desconectividade pode ser mais comumente observado na chamada zona hiporreica, que ocorre “*abaixo do leito e margens dos rios*” (FRYIRS & GORE, 2012, p. 112, tradução nossa), onde se dão os intercâmbios entre águas superficiais e subsuperficiais que guiam a transformação biogeoquímica da água, mediada pelos biofilmes microbianos ativos (BOULTON *et al.*, 1997 e BOULTON, 2007 *apud* FRYIYRS & GORE, 2012).

Segundo Fryirs & Gore (2012), as trocas que ocorrem na zona hiporreica são dependentes das configurações da estrutura física e sedimentologia dos rios, de modo tal que elas são mais efetivas em rios de leito cascalhoso.

Formas de desconectividade vertical, designadas por Brierley *et al.* (2006) como Blankets, podem interromper total ou parcialmente estas ligações de troca entre águas superficiais e subsuperficiais e podem ser de origem antrópica ou natural. Brierley & Fryirs (2008) colocam que geralmente após distúrbios nestas ligações de

troca de águas ocorrem mudanças na estrutura e funcionamento dos rios, podendo também impactar o funcionamento do ecossistema fluvial.

O estabelecimento destas formas de desconectividade vertical, em rios de baixo transporte, pode se dar através de um sobre suprimento de sedimentos, que poderiam levar à formação de *sediment slugs*, que por sua vez podem reduzir a heterogeneidade do leito e remover a variabilidade topográfica necessária para que haja a produção de diferenças de pressão que guiam as trocas envolvidas na zona hiporreica (FRYIRS & GORE, 2012). Já em rios cujo suprimento de sedimentos é alto, ocorre sedimentação intersticial, o que leva à redução da porosidade do leito e, portanto, inibindo a troca de água entre superfície e subsuperfície. Neste caso, são formadas camadas de sedimentos através da deposição de sedimentos de textura fina sobre as barras ou sobre o leito dos rios que preenchem os interstícios entre os clastos (FRYIRS & GORE, 2012; GARTNER *et al.*, 2012).

#### 2.2.5.3 – (DES)CONNECTIVIDADE LATERAL

A desconectividade lateral é definida como aquela em que são apresentados impedimentos à transferência de matéria e energia das encostas para a rede de canais ou entre canais tributários. Neste tipo de desconetividade, os sedimentos das encostas nem sempre são capazes de atingir a rede de canais devido à presença de *buffers* (BRIERLEY *et al.*, 2006), que podem se expressar na paisagem como formas de estocagem de sedimentos localizadas entre a baixa encosta e os canais como planícies de inundação ou terraços. No entanto, esta forma de desconectividade também pode se dar entre dois canais, quando sedimentos de determinado canal tributário entra em confluência com um canal principal, podendo os dois canais estar conectados ou não.

Neste caso, admite-se que existe uma desconectividade tanto lateral como longitudinal, que pode se manifestar na paisagem sob a forma de *floodouts*.

- **Planícies de inundação**

Planícies de inundação são definidas como superfícies adjacentes aos canais fluviais, separadas destes pelas margens e composta de materiais transportados e depositados pelo extravazamento dos próprios canais durante fases de enchentes (WOLMAN & LEOPOLD, 1957 *apud*. GRAF, 1988; SUGUIO, 1998). Assim, admite-se que elas são feições que guardam registros de eventos de fluxo de magnitude elevada. Knox (1985 *apud*. DANIELS, 2003) coloca que “As planícies de inundação fornecem registros excelentes das condições geomorfológicas e hidrológicas pretéritas porque preservam sedimentos derivados de enchentes em sua arquitetura deposicional” (p. 225). Os sedimentos estocagem de planícies de inundação, portanto, encontram-se parcialmente inacessíveis aos processos fluviais contemporâneos, necessitando de eventos de fluxos de alta magnitude para o retrabalhamento, ou até remoção, destas formas (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

As planícies de inundação formadas em condições ditadas por climas semiáridos, com fluxos predominantemente efêmeros, geralmente diferem nas relações entre morfologia, sedimentologia e hidrologia daquelas originadas em ambientes úmidos, de modo que aquelas formadas por canais de regime efêmeros são caracterizadas pela atuação de fluxos instáveis e não uniformes (DANIELS, 2003). Estas condições de formação das planícies somadas a possíveis perdas de fluxo para jusante podem resultar em padrões variáveis de transporte e deposição (GRAF, 1982 *apud* DANIELS, 2003).

O processo de formação e a morfologia das planícies de inundação são subordinados ao caráter e comportamento dos rios que as formam, assim, as planícies de inundação são dependentes da quantidade e do calibre de sedimentos disponíveis, da energia dos canais para o transporte de sedimentos, da configuração dos vales e do histórico de processos de retrabalhamento (BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008). Desta forma, modificações nos controles acima descritos poderão ser capazes de gerar modificações nas planícies.

É possível distinguir diferentes tipos de processos que levam à formação das planícies de inundação, onde os principais são os de acreção vertical e o de acreção lateral. No entanto, elas podem se formar por uma combinação destes processos.

A acreção lateral se dá pela deposição de sedimentos como “barras em pontão”, que vão sendo incorporadas à planície de inundação na medida em que os canais migram. Estes sedimentos correspondem à carga de fundo dos canais e, portanto, possuem a textura grossa (NANSON & CROKE, 1992; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008;).

A acreção vertical corresponde ao processo mais conhecido de formação de planícies. Ele se dá pela deposição de sedimentos transportados como carga suspensa presentes nos chamados fluxos de extravazamento de canais. Os depósitos de extravazamento de fluxo ocorrem devido à perda de energia e diminuição da profundidade do fluxo ao ultrapassar as margens dos canais (NANSON & CROKE, 1992; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008; GUPTA, 2011) devido ao “aumento da área de contato, associada com a rugosidade da superfície da planície de inundação reduz muito a velocidade do fluxo e uma fina camada de sedimento é depositada na planície de inundação” (CHARLTON, 2008 p. 134, tradução nossa).

Charlton (2008) observa ainda que há uma diminuição da textura dos materiais depositados para as áreas lateralmente mais distante dos canais, de modo que apenas as partículas de textura muito menor são carreadas para a borda da área inundada.

Além destes processos de acreção de sedimentos aluviais, as planícies de inundação podem sofrer influência de processos de encosta. Sobre esta questão, Bigarella & Suguio (1969), colocam que:

Seu preenchimento [da planície de inundação] é realizado, muitas vezes, por uma sucessão sedimentar de origem diversa, composta por depósitos de canais anastomosados e uma sequência rítmica de lobos colúvio-aluvionares, os quais se encontram interdigitados com depósitos típicos das inundações (p.82).

No entanto, as interações das planícies de inundação com os processos de encosta podem variar com a largura dos vales, sendo mais intensas onde os vales são mais estreitos e tendem a diminuir na medida em que os vales se alargam (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

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

- **Terraços**

Terraços são formas de relevo derivadas da deposição de sedimentos fluviais, cuja gênese se assemelha à das planícies de inundação. Muitos autores consideram-nos como planícies de inundação abandonadas, visto que estas formas se encontram em

níveis que não são atingidos pelas cheias (BRIGARELLA & SUGUIO, 1969; RITTER *et al.*, 1995; BRIERLEY & FRIYRS, 2005; SUGUIO, 1998). Bigarella & Suguio (1969) consideram morfologicamente os terraços como “uma áreas planas limitadas por escarpas em direção ao curso atual dos rios, situando-se bem acima destes e não sendo atingidos pelas águas nem mesmo durante as enchentes” (p. 73).

Por serem feições constituídas de sedimentos aluviais, mas que se encontram acima dos canais atuais, Ritter *et al.* (1995) definem terraços como “planícies de inundação abandonadas que foram formadas quando o rio seguiu em seu nível mais alto do que o presente” (p. 240, tradução nossa). Como estas formas, de modo geral, não são mais atingidas tão frequentemente pelos rios, mesmo em situações de fluxo de extravazamento de canal, Brierley & Fryirs (2005), consideram os terraços como planícies de inundação inativas.

A formação dos terraços em sua fase de deposição se dá do mesmo modo que nas planícies de inundação, majoritariamente por acresção lateral e vertical. No entanto a questão chave para o entendimento da formação dos terraços é o que os levou a estar em níveis acima do rio atual. Sobre esta questão, Ritter *et al.* (1995) colocam que: “Na verdade a presença de um terraço demanda um episódio de incisão e indica que alguma mudança significante deve ter ocorrido entre as condições que prevaleciam durante a formação de sua superfície e aquelas que produziram a escarpa” (p. 241, tradução nossa). Fases de incisão, por sua vez, podem ter início a partir do rebaixamento do nível de base ou por mudanças no clima para fases que permitam um aumento na intensidade e frequência de fluxos de canais (RITTER, 1995). Neste contexto, Bigarella & Suguio (1969) colocam que:

Em geral, mudanças ambientais levam os rios a erodirem os seus próprios depósitos previamente formados. A literatura clássica

geralmente refere estas mudanças como tectônicas, isto é, a região pode ter sido levantada ou basculada alternando o nível de base dos rios. Entretanto, mudanças muito mais importantes são devidas a modificações de clima, as quais afetam a hidrodinâmica do sistema fluvial influenciando na descarga líquida ou na carga sedimentar do rio (p. 73).

Por serem formas que registram condições de fluxos pretéritos e refletem mudanças climáticas ou estruturais ocorridas na paisagem, os terraços constituem importantes indicadores de sua história geomorfológica.

- **Floodouts**

Floodouts são formas deposicionais caracterizadas pela morfologia lobular, assemelhando-se a um leque, localizadas em trechos finais de canais fluviais. A gênese dos floodouts está associada a situações de baixo gradiente, onde os rios se tornam incapazes de transportar toda sua carga sedimentar ou manter a continuidade dos canais, gerando um colapso na drenagem, a partir do qual ocorre a deposição de sedimentos em forma de leque (BRIERLEY & FRYIRS, 2005). Sobre a gênese dos floodouts, Grenfell et al. (2012) colocam que “na medida em que o canal perde seu confinamento e o fluxo se espalha lateralmente, ele perde sua capacidade de transporte em decorrência do aumento da resistência friccional, resultando em deposição do material transportado” (p. 17, tradução nossa). A criação desta estrutura sedimentar ocasiona um aumento no gradiente à jusante e diminuição à montante, em decorrência do aumento do nível de base gerado pela deposição do *floodout*, ocasionando a deposição de sedimentos à montante (GRENFELL et al., 2012).

Os *floodouts* compreendem sedimentos na fração areia imediatamente à jusante do ponto em que sua formação se inicia. No entanto, podem terminar em áreas

pantanosas devido à diminuição da granulação dos sedimentos que vão se acumulando à jusante (GRENFELL *et al.*, 2012). O perfil transversal dos floodouts, segundo Brierley & Fyirs (2005), tende a ser convexo. Grenfell *et al.* (2012), colocam que suas laterais tendem a cair de uma altitude central para baixo, de modo que os fluxos originários das encostas não atinjam o centro do vale.

### 2.3 – A NOÇÃO DE SEDIMENTAÇÃO EM CASCATA

Noções de sedimentação em cascata inserem no contexto de abordagens da (des)conectividade da paisagem por representar um modelo interpretativo de transferência de sedimentos, considerando que esta nem sempre se dá continuamente. No contexto das bacias de drenagem, Nistor (1990) coloca que:

Uma cascata de sedimentos é a série de transferência de sedimentos pela qual os sedimentos se movem da superfície de uma bacia de drenagem para a rede de canais da bacia e, conseqüentemente, para o exultório da bacia (p.3, tradução nossa).

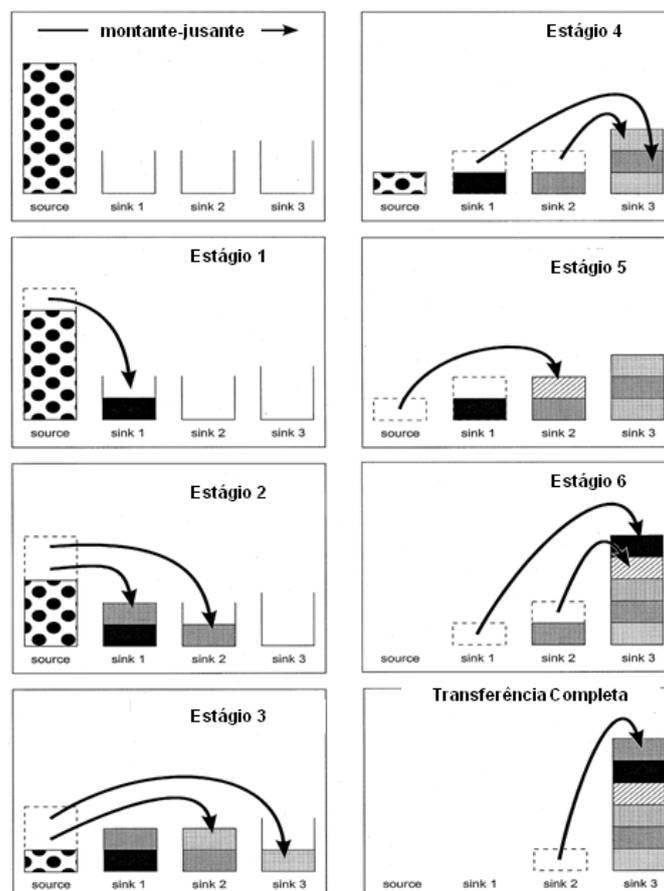
No entanto, é sabido que devido a pouca eficiência de transporte de sedimentos nas bacias, existem discrepâncias entre erosão e distribuição de sedimentos, de modo tal que apenas uma fração dos sedimentos produzidos e erodidos nas bacias chega ao seu nível de base local, o que torna possível afirmar que a distribuição de sedimentos é atenuada por estocagens de sedimentos ao longo da bacia (FRYIRS, 2013). Assim, Phillips (2003) coloca que:

(...) onde os sedimentos estão estocados, os tipos de formas onde estão estocados e a recorrência de seu retrabalhamento podem ser considerados como um guia do fluxo de sedimentos em bacias (*apud* FRYIRS, 2013, p.30, tradução nossa).

Seguindo esta mesma perspectiva, Lang & Honscheit (1999) utilizaram o termo sedimentação em cascata para designar um modelo de evolução da paisagem que pressupõe que a transferência de sedimentos não se dá continuamente, admitindo a existência de pequenas bacias de acumulação onde os sedimentos podem ficar retidos antes de atingirem o nível de base local (LANG & HONSCHEIT, 1999).

De modo geral, a sedimentação em cascata tem início a partir de uma área fonte de materiais, que são transportados como uma “onda de sedimentos” (LANG & HONSCHEIT, 1999, p. 102, tradução nossa), responsável pelo preenchimento do que os autores chamam de pequenas bacias de acumulação (“*sinks*”). Estas bacias de acumulação são verdadeiros espaços de acumulação de sedimentos, onde estes permanecem estocados até que, na ocorrência de um fluxo capaz de ultrapassar o limiar de mudança destes depósitos, os mesmos podem ser retrabalhados ou obliterados, e então os sedimentos antes retidos nas bacias de acumulação são mobilizados (Figura 1) até que o fluxo perca sua capacidade de transporte ou que este encontre barreiras, que podem ser tidas como impedimentos à conectividade da paisagem.

Figura 1 - Modelo hipotético de transferência em cascata. Adaptado de Lang & Honscheit (1999).



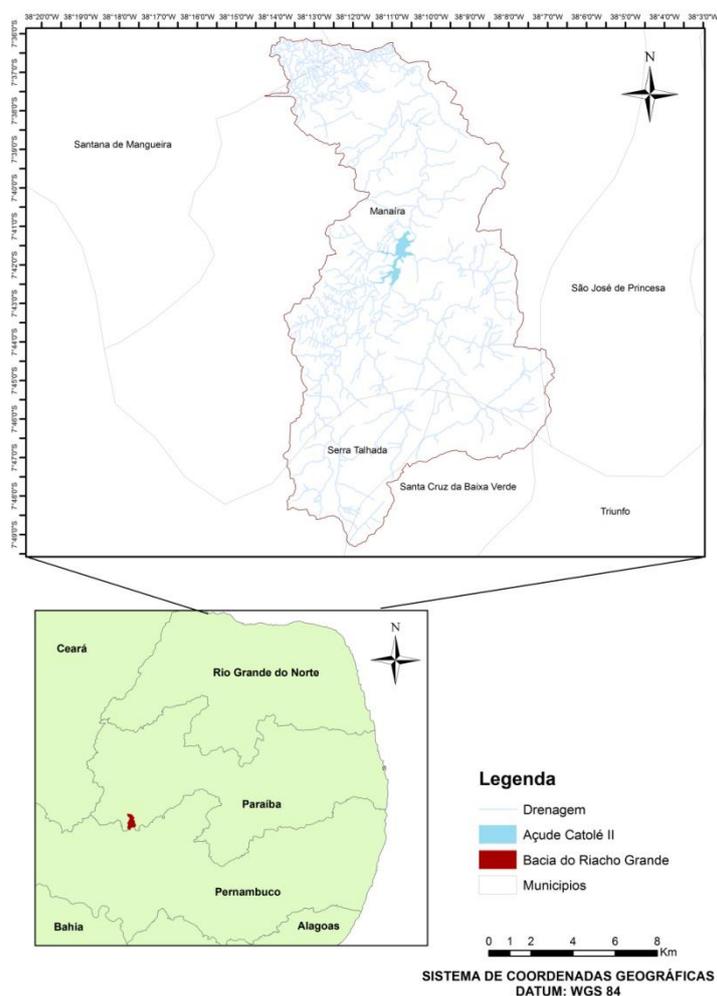
Considerando-se a existência de uma série destas bacias de acumulação dispostas ao longo de determinada bacia de drenagem, admite-se que, na medida em que os depósitos sofrem uma remoção de sedimentos, estes podem receber sedimentos de depósitos à montante e, desta maneira, sedimentos mais antigos podem manter-se estocados sobre sedimentos mais recentes. Assim, admitindo-se a existência de uma dinâmica de transferência de sedimentos em cascata, reconhece-se que nem sempre os sedimentos chegarão a formar depósitos sobrepostos sobre o nível de base ou ainda que haja necessariamente uma sequência cronológica na disposição das camadas sedimentares.

### 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 - LOCALIZAÇÃO

A bacia do Riacho Grande possui uma área de aproximadamente 194km<sup>2</sup> e está localizada em sua maior parte no estado da Paraíba, com cabeceiras de drenagem no estado de Pernambuco. Em sua porção paraibana, abrange os municípios de Manaíra e São José de Princesa - pertencentes à Microrregião de Serra do Teixeira - e o município de Santana de Mangueira - pertencente à Microrregião de Itaporanga. As cabeceiras de drenagem localizadas no estado de Pernambuco estão inseridas nos municípios de Serra Talhada e Santa Cruz da Baixa Verde, ambos na Microrregião do Sertão do Pajeú (Figura 2).

Figura 2 - Mapa de Localização da Bacia do riacho Grande



## 3.2 - ASPECTOS GEOLÓGICOS

### 3.2.1 - Contextualização Geotectônica

Para a compreensão do contexto geológico da bacia do Riacho Grande (Figura 3), é necessário contextualizar a bacia no âmbito da geotectônica regional. A bacia se encontra em uma área de contato entre o maciço da Serra da Baixa Verde e o Terreno Piancó-Alto Brígida, totalmente inserida nos domínios da chamada Zona Transversal da Província Borborema (CORREA *et al.*, 2010; BRITO NEVES *et al.*, 2001; BRITO NEVES *et al.*, 2003; MEDEIROS, 2004).

O chamado Domínio da Zona Transversal faz parte da compartimentação da Província Borborema (BRITO NEVES *et al.*, 1995), caracterizado pela amalgamação/colagem de terrenos de idade predominantemente Mesoproterozóica, sendo todo o conjunto da Zona Transversal formado e metamorfizado no Neoproterozóico, através do Evento Cariris Velhos seguido do Brasiliano, onde foram intrudidas diversas rochas graníticas (CORREA *et al.*, 2010; SILVA, 2012). O Domínio da Zona Transversal está situado em uma faixa ao sul do Lineamento Patos e ao Norte do Lineamento Pernambuco, que correspondem às principais Zonas de Cisalhamento destrais de direção E-W e ainda é cortado por Zonas de Cisalhamento sinistrais de direção NE-SW (BRITO NEVES *et al.*, 2001; CORREA *et al.*, 2010; SILVA, 2012). Na compartimentação morfoestrutural proposta por Correa *et al.* (2010), a Zona Transversal é colocada como uma “área morfologicamente mais afetada pelos arqueamentos que atuaram sobre o planalto, exibindo as cimeiras mais elevadas e os relevos mais vigorosos” (p. 46), onde se destacam “uma série de intrusões de idade brasileira que resultaram em uma série de maciços residuais, alguns com expressiva

área aflorante” (p. 47), dentre os quais está o maciço da Serra da Baixa Verde. Uma subdivisão do Domínio da Zona Transversal proposta por Santos (1995, 1996, 2000) e Santos & Medeiros (1998, 1999) compreende 4 subdomínios que são: Terreno Piancó-Alto Brígida, Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe.

### 3.2.2 - Granitóides Intrusivos do Neoproterozóico

Estes granitoides são corpos intrusivos cuja gênese remonta ao Evento Brasileiro/Neoproterozóico e que estão presentes em abundância na Província Borborema. Destacam-se aqui os granitoides inseridos na área da bacia do Riacho Grande: o sienito álcali-feldspático da suíte peralcalina e o granodiorito cálcio-alcalino da suíte homônima.

- **O Sienito Álcali-Feldspático do tipo Triunfo**

O sienito álcali-feldspático do tipo Triunfo é representado na paisagem pelo maciço da Serra da Baixa Verde que corresponde a um corpo granitoide plutônico de idade Neoproterozóica (550-750 Ma), cuja origem remonta às intrusões de corpos graníticos que ocorreram na Província Borborema no Ciclo Brasileiro (CPRM, 2000; CORREA, 2001; CORREA, 2010).

Sua constituição litológica é de sienitos alcalifeldspáticos, que são rochas peralcalinas ultrapotássicas saturadas em sílica (CPRM, 2000). Estes sienitos geralmente são leucocráticos com textura equigranular média, podendo ocorrer fenocristais de microclina (CPRM, 2000; CORRÊA, 2001).

O maciço da Serra da Baixa Verde se encontra confinado na Zona Transversal e se encontra estruturalmente alongado no sentido NE-SW em consonância com os

*trends* regionais, como as Zonas de Cisalhamento sinistrais que cortam a Zona Transversal, sobretudo pela Zona de Cisalhamento Serra Talhada (CORREA, 2001).

- **O Granodiorito cálcio-alcálico do tipo Itaporanga**

A Suíte Calcálica de Médio e Alto Potássio está representada na bacia do Riacho Grande, pela ocorrência de granitos e granodioritos (Ny2a) do tipo Itaporanga, localizados em uma área de contato entre o sienito alcalifeldspático de Triunfo e as metamórficas do Terreno Piancó-Alto Brígida. Estes granitos e granodioritos normalmente são porfíricos (BRITO NEVES *et al.*, 2003), com foliação magmática, contendo enclaves e pórfiros de microclina com estrutura zonada e seus principais minerais máficos são biotita e hornblenda (CPRM, 2000; BRITO NEVES *et al.*, 2003).

### 3.2.3 - Terreno Piancó-Alto Brígida

O terreno Piancó-Alto Brígida é limitado ao norte pelo Lineamento Patos e a sul pelo lineamento Pernambuco. Este terreno é formado por complexos metassedimentares e metavulcanossedimentares com forte presença de granitoides intrusivos do Neoproterozóico (CPRM, 2000; MEDEIROS, 2004). Estes complexos possuem uma orientação geral ENE-WSW em total consonância com os *trends* regionais.

As unidades Complexo Metavulcanossedimentar Riacho Gravatá e Complexo Metavulcanossedimentar Poço dos Cachorros, foram individualizadas e referidas por Neto *et al.* (1994) e Bittar *et al.* (1996) (*apud* MEDEIROS, 2004) como sendo do “final do Mesoproterozóico ao início do Neoproterozóico, tendo sido afetadas pelo evento Cariris Velhos (1 Ga)” (p. 47). Já o chamado Complexo Cachoeirinha corresponde a

rochas metassedimentares de idade Neoproterozóica (CPRM, 2000; MEDEIROS, 2004).

- **Rochas Metavulcanossedimentares – Complexo Riacho Gravatá**

O Complexo Riacho Gravatá (Mrg1 e Mrg2) corresponde a uma faixa ENE-WSW de rochas vulcano-sedimentares com metamorfismo de baixo grau que se encontra limitada a norte e a sul por falhas (CPRM, 2000). Este complexo corresponde a uma porção do Complexo Salgueiro (SILVA FILHO, 1985 *apud* CPRM, 2000) e é constituído dos seguintes litotipos: quartzitos, xistos, metarenitos, metavulcânicas básicas e ácidas, formações ferríferas e metacalcário. Segundo a classificação da CPRM (2000), em Mrg1 predominam as rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias e os quartzitos e em Mrg2 predominam quartzitos, xistos, filitos, metavulcânicas básicas e metarenitos.

- **Rochas Metavulcanossedimentares - Complexo Poço dos Cachorros**

O Complexo Poço dos Cachorros (Mpc) trata-se de um pacote espacialmente relacionado ao Complexo Riacho Gravatá, e cuja designação também é atribuída a Campos Neto *et al.* (1994a *apud* CPRM, 2000). As rochas dominantes são biotita-clorita-anfibólio xistos esverdeados e associam-se lateralmente com filitos grafitosos. Verifica-se ainda a presença de intercalações de quartzo-clorita xistos e a presença de rochas metabásicas (CPRM, 2000).

- **Ortognaisses Monzograníticos - Complexo Serra dos Quintos**

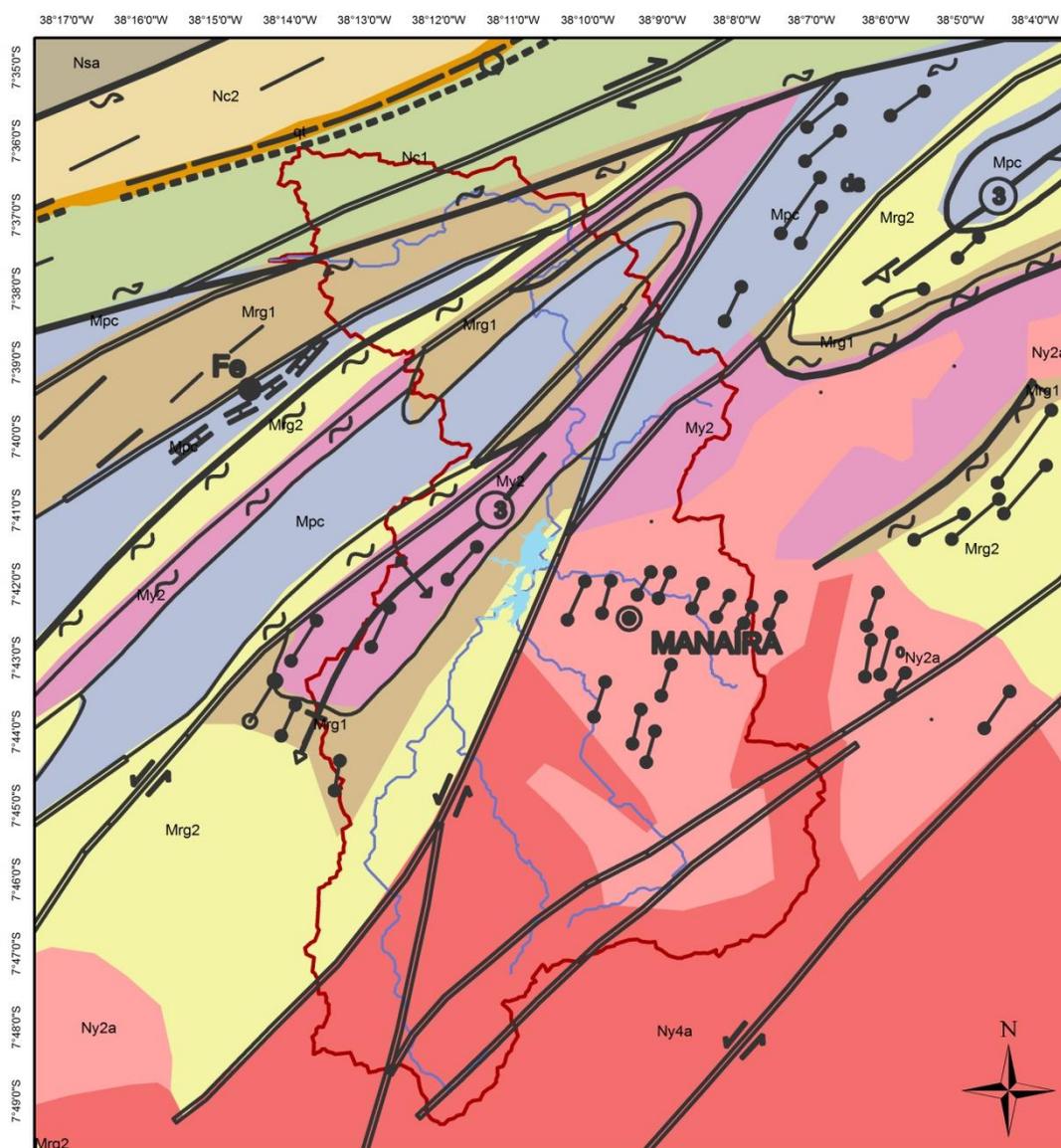
Na bacia do Riacho Grande, especificamente, litotipos do chamado Complexo Serra dos Quintos ocorrem em forma de ortognaisses monzograníticos protomilonitizados a milonitizados (My2), que são rochas de aspecto gnáissico

ortoderivadas que ocorrem em janelas estruturais, possivelmente remanescentes de núcleos mais antigos. Possuem coloração cinza e apresentam-se bastante compactos, mas com certa heterogeneidade composicional, onde há a predominância de quartzo, microclina e plagioclásio e, como minerais acessórios, biotita, muscovita e epidoto, com textura porfirítica. Estruturalmente apresentam-se como protomilonitos e mionitos, podendo ser derivados de granitoides ou rochas migmatíticas (CPRM, 2000).

- **Rochas Metassedimentares - Complexo Cachoeirinha**

O Complexo Cachoeirinha é um conjunto litológico metassedimentar que se caracteriza por apresentar um baixo grau de metamorfismo. A unidade Nc1, presente na bacia do Riacho Grande, corresponde à parte basal, composta por metaconglomerados polimíticos, metagrauvascas, metarenitos, quartzitos e metacalcários. Embora, segundo Silva Filho (1985 *apud* CPRM, 2000) estes litótipos se interdigitem, verifica-se acamamento e granocrescência ascendente. Santos *et al.* (2002) aplicou a terminologia de Grupo Cachoeirinha, dividindo-o em: Formação Santana do Garrote e Formação Serra do Olho d'Água (*apud* MEDEIROS, 2004).

Figura 3 - Mapa Geológico da bacia do riacho Grande e entorno. Adaptado de CPRM (2000).



**Legenda**

- Rios Principais
- Estruturas
- ▭ Bacia do Riacho Grande
- ▭ Açude Catolé II
- Litologias**
- ▭ Mpc - Complexo Poço dos Cachorros - Rochas Metavulcanossedimentares
- ▭ Mrg1 - Complexo Riacho Gravata - Rochas Metavulcanossedimentares
- ▭ Mrg2 - Complexo Riacho Gravata - Rochas Metavulcanossedimentares
- ▭ Msc - Complexo São Caetano - Rochas Metavulcanossedimentares
- ▭ My2 - Complexo Serra dos Quintos - Ortognaisses Monzograníticos
- ▭ My4 - Suite Granítica Cariris Velhos - Augen-Ortognaisses
- ▭ Nc1 - Complexo Cachoeirinha - Rochas Metassedimentares
- ▭ Nc2 - Complexo Cachoeirinha - Rochas Metassedimentares
- ▭ Nsa - Complexo Salgueiro - Rochas Metavulcanossedimentares
- ▭ Ny2a - Suite Calcicalcina de Médio a Alto Potássio - Granitos e Granodioritos do tipo Itaporanga
- ▭ Ny4a - Suite Pralcalina - Sienitos Álcali-Feldspáticos do tipo Triunfo
- ▭ qt - Complexo Cachoeirinha - Quartzitos

Fonte: CPRM, 2000



SISTEMA DE COORDENADAS GEOGRÁFICAS  
DATUM: WGS 84

### 3.3 - ASPECTOS HIDROGRÁFICOS

A Serra da Baixa Verde, como já dito anteriormente, é um importante divisor de águas entre os estados de Pernambuco e Paraíba. Em um contexto regional esta se configura como divisor de águas entre as bacias do rio Pajeú e do rio Piancó, nos estados de Pernambuco e Paraíba. A bacia do Riacho Grande, por sua vez, situa-se na vertente paraibana da Serra da Baixa Verde e configura-se como uma importante cabeceira para a bacia do rio Piancó.

Corrêa (2001), em sua análise da rede de drenagem da Serra da Baixa Verde, observou “A predominância de rios intermitentes e cursos d’água efêmeros de 1ª e 2ª ordem, além de inúmeras cabeceiras de ordem zero, sem canais definidos.” (p.30). Estas mesmas configurações são observadas na bacia do riacho Grande, cujas cabeceiras estão localizadas na Serra da Baixa Verde. Além destas configurações, destaca-se a existência de diversas áreas alagadiças nos níveis mais elevados da bacia em decorrência da topografia plana da Serra da Baixa Verde e do impedimento da drenagem devido, muitas vezes, à presença de grandes áreas de estocagem de sedimentos, o que também foi observado por Correa (2001) e Souza (2011) nas vertentes ao sul da serra.

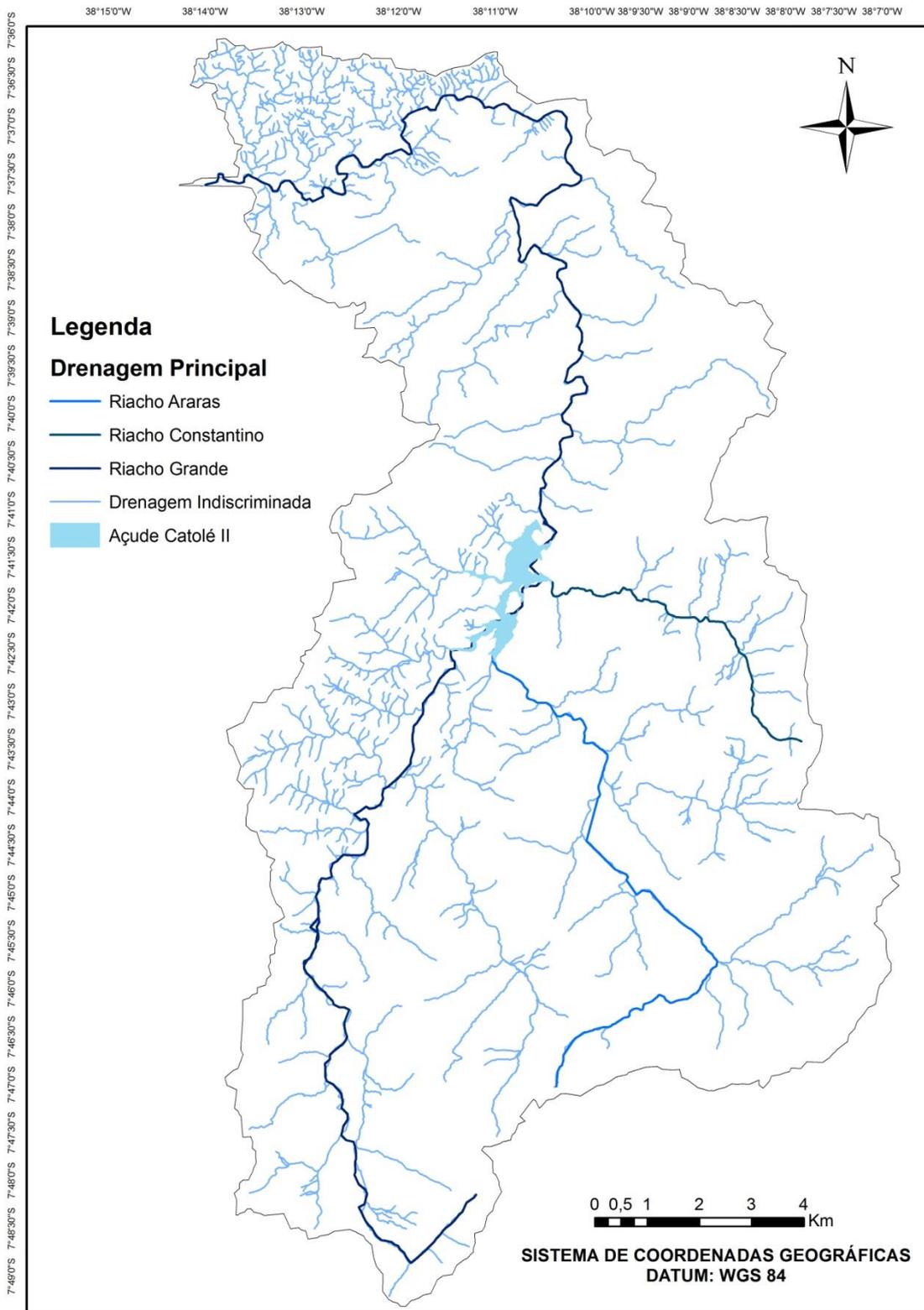
Quanto à densidade da drenagem ao longo da bacia, é possível observar que desde os compartimentos mais próximos a Serra da Baixa Verde até as proximidades da cidade de Manaíra apresentam uma rede de drenagem mais desenvolvida do que nos demais, com canais mais extensos e em maior quantidade. Isto reflete, entre outros fatores, a diferenciação da disponibilidade hídrica entre os compartimentos da bacia (Figura 4). No entanto, foi observada uma área onde a densidade da drenagem destaca-

se sobremaneira, com canais de baixa ordem e extensão. Esta área está localizada no setor mais ao norte da bacia e está inserida no Planalto Sertanejo, caracterizado pela estruturação de um relevo bastante dissecado que está estruturado pelos complexos de rochas metamórficas das antigas faixas de dobramento (CPRM, 2000).

No médio curso do Riacho Grande, destaca-se a presença do açude Catolé II, principal reservatório de água local e responsável pelo abastecimento do município de Manaíra. Além do açude Catolé II, observa-se ainda a existência de inúmeras barragens de pequeno porte nos cursos d'água de menor ordem e de lagos naturais nas superfícies planas dos domínios da serra da Baixa Verde.

A rede de drenagem na bacia do Riacho Grande possui uma direção predominantemente para NE, obedecendo à direção preferencial do sistema hidrográfico Piancó-Piranhas (CORRÊA, 2001), onde se encontra inserida. O riacho Grande possui um padrão predominantemente retilíneo, adaptando-se à principal linha de falha presente na bacia, o que resulta em um controle estrutural da Zona de Cisalhamento Serra Talhada e, posteriormente, da Zona de Cisalhamento Juru-Belém. No entanto, em seu terço inferior, o padrão de drenagem do riacho Grande é modificado, apresentando um padrão aparentemente meandrante antes de seu curso infletir para W, onde volta a apresentar um padrão retilíneo. No setor em que o padrão do riacho modifica-se subitamente, este encontra o substrato rochoso, onde se verifica uma sequência de *knickpoints*, bem como uma área de heterogeneidade litológica, fatores que contribuem para estas alterações.

Figura 4 - Mapa Hidrográfico da bacia do riacho Grande



### 3.4 - ASPECTOS PEDOLÓGICOS

Para o mapeamento das classes de solos presentes na bacia do Riacho Grande, foram utilizados dados do mapeamento de solos na escala de 1:500.000 para todos os municípios do Nordeste (EMBRAPA, 1972) (Figura 5). Portanto, para a escala de trabalho utilizada neste estudo não é adequada para ilustrar as classes de solos presentes na bacia, de modo que o mapeamento de solos utilizado se configura apenas como um instrumento de visualização mais generalista. As classes encontradas na área de estudo, conforme a classificação da EMBRAPA (2006) são basicamente os Cambissolos, Argissolos e Neossolos. No compartimento da bacia correspondente à Serra da Baixa Verde e suas vertentes, verifica-se o predomínio de Cambissolos Hálpicos e Argissolos Vermelho-Amarelos, enquanto que nos demais há o predomínio de Neossolos Litólicos.

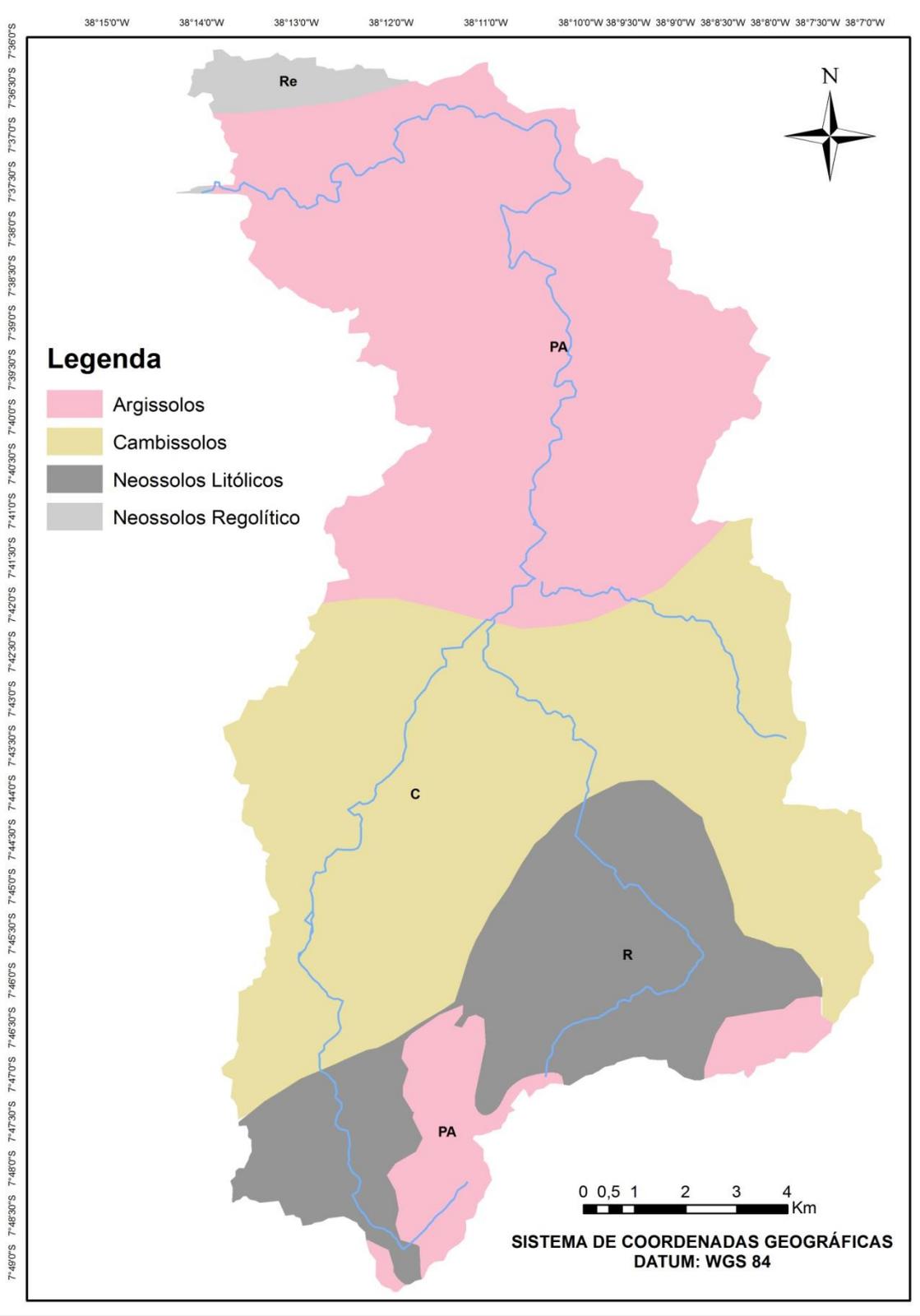
Os Cambissolos correspondem a uma classe de solos de pedogênese em grau pouco avançado, mas que a alteração do material de origem pode ser evidenciada pela quase total ausência da estrutura deste. Seu horizonte característico é o B incipiente, em sequência a qualquer horizonte superficial, caracterizado por ter sido submetido a alterações físicas e químicas em graus pouco avançados, mas suficientemente capazes de desenvolver sua cor e unidades estruturais (EMBRAPA, 2006).

Os Argissolos, conforme EMBRAPA (2006) são aqueles apresentam uma pedogênese já em grau avançado, com atuação do processo de mobilização de argila de sua porção mais superficial para subsuperfície. O horizonte diagnóstico é o B textural, que se expressa pela textura franco-arenosa ou mais fina, onde houve incremento de argila.

Já a classe dos Neossolos corresponde àqueles solos ainda em vias de formação, devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos ou à natureza do material de origem. Estes solos não apresentam manifestações de atributos diagnósticos

que caracterizam os processos de formação dos solos, tanto que a diferenciação de horizontes é mínima e as características do material de origem ainda encontram-se preservadas.

Figura 5 - Mapa de Solos da bacia do riacho Grande



### 3.5 – COBERTURA DA TERRA

A ocupação moderna da área de estudo, remonta ao século XVIII, a partir da colonização europeia, responsável pelo estabelecimento de fazendas de gado e missões religiosas. Em sua análise da ocupação da bacia do riacho do Saco, situada no alto Pajeú, Souza (2011), considera que o estabelecimento das populações nesta área, adjacente à bacia do riacho Grande, seja antigo o suficiente para que o sistema fluvial já se encontre em adaptação aos novos controles e limiares de mudança estabelecidos em decorrência dos impactos antrópicos gerados pela ocupação humana (*apud* CORREA, 1997; BRUNSDEN, 2001).

Para o mapeamento de uso e ocupação da bacia do riacho Grande (Figura 6) foram utilizadas as suas categorias de uso e ocupação predominantes, baseadas nas propostas do IBGE (2006), onde “a maioria das nomenclaturas usadas para mapeamento relacionadas ao espaço utiliza terminologias de uso da terra dirigidas para compilação das atividades humanas” (p. 24).

Portanto, em um primeiro nível hierárquico, foram separadas as áreas de corpos d’água e em seguida, as demais áreas seriam subdivididas em antrópicas ou naturais, mas no caso da área de estudo, foram subdivididas em áreas conservadas, onde foi observada uma continuidade entre áreas de cobertura vegetal natural e em áreas mais visivelmente antropizadas, subdivididas em áreas de cultivo, urbana e de solo exposto (IBGE, 2006). Não foi utilizada a categoria de pastagem, por se assemelhar bastante com as áreas de solo exposto. Assim, as áreas consideradas aqui como sendo solo exposto, podem ser utilizadas para pastagem ou apenas áreas de degradação total da

vegetação. A área classificada como urbana corresponde ao principal núcleo urbano do município de Manaíra.

### **Corpos d' água**

Os corpos d'água ilustrados no mapa foram os principais riachos da bacia e o Açude Catolé. O Açude Catolé representa o principal corpo d'água da bacia e, com volume máximo de 10,50 hm<sup>2</sup> (VIEIRA *et al.*, 2012), é responsável pelo abastecimento d'água do município de Manaíra. Os principais riachos responsáveis pelo suprimento de água para o açude são o riacho Grande, riacho Arara e riacho Constantino. Aparecem ainda, algumas manchas que correspondem às barragens de pequeno e médio porte mais representativas para a escala do mapa de uso e ocupação, no entanto, observações em escala mais detalhada revelam uma presença constante destes represamentos. A construção de pequenas barragens é uma prática comum no semiárido nordestino e representam a principal alternativa para o armazenamento d'água durante as estações secas. Estas barragens de menor porte, muitas vezes, são construídas com muito pouco ou nenhum aporte tecnológico e casos como a bacia do riacho Mulungu, onde há “rompimentos recorrentes e generalizados das barragens” (SOUZA & CORREA, 2012b, p.157) durante os períodos de fluxo contínuo nos canais, têm se repetido no semiárido nordestino. Outro ponto a ser observado é que, a alta taxa de produção de sedimentos nos ambientes semiáridos limita a vida útil destas barragens, que podem ser recorrentemente entulhadas de sedimentos.

### **Vegetação Conservada**

As áreas classificadas como vegetação conservada foram aquelas que apresentaram continuidade na cobertura vegetal. É sabido que a ocupação antiga da área levou à diminuição gradativa da vegetação natural, seja pelas ocupações urbanas ou

pelo desenvolvimento da agropecuária e que a diferença de ocupação reflete-se diretamente na cobertura vegetal (SOUZA, 2011). Assim, as áreas de vegetação conservada são predominantemente aquelas de difícil acesso e/ou em vertentes de declividade acentuada.

No caso da bacia do riacho Grande, é possível fazer uma distinção dos tipos de vegetação de acordo com as cotas altimétricas com a quantidade de precipitação, com no trabalho de Correa (1997) para a Serra da Baixa Verde, onde o autor propõe uma zonação altitudinal, resultando em floresta sub-caducifólia, caatinga e vegetação de transição. Para Corrêa (1997), a vegetação situada acima da cota altimétrica dos 900 metros é considerada como floresta sub-caducifólia em decorrência do aumento do volume da precipitação e diminuição da temperatura nesta área (apud SOUZA, 2011). Nas cotas até 700 metros, portanto, a vegetação dominante é a “caatinga hiperxerófila nas altitudes inferiores e hipoxerófila nas altitudes superiores, o que segue a lógica do aumento da umidade ao se aumentar a altitude” (CORREA, 1997 apud SOUZA, 2011. p. 16).

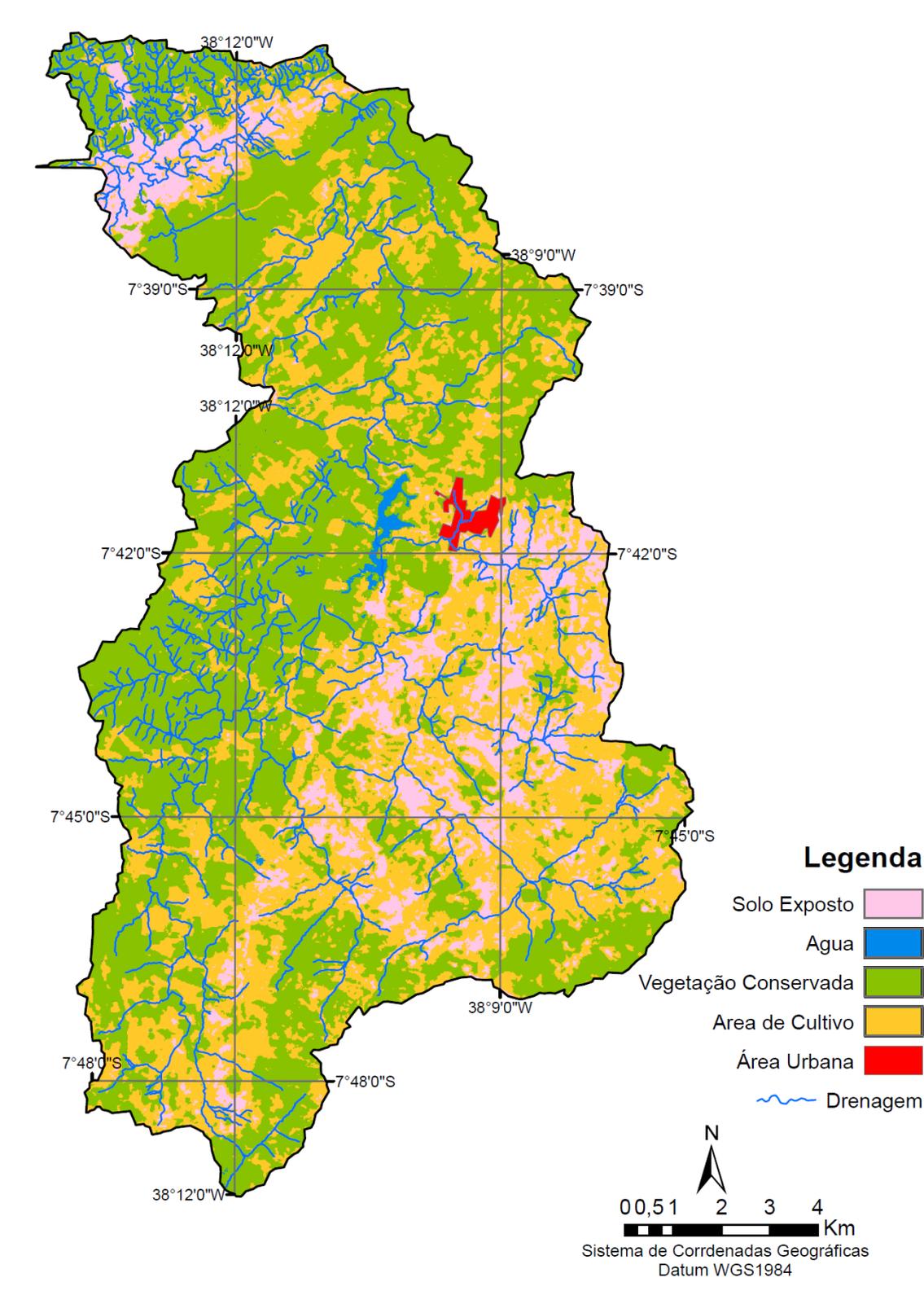
### **Áreas de Cultivo**

As áreas de cultivo estão distribuídas por toda a bacia. Entretanto há um adensamento na área localizada entre as vertentes da Serra da Baixa Verde até o entorno do núcleo urbano do município de Manaíra. Esta área corresponde ao setor de menor declividade da bacia, onde é notável a presença dos canais de maior volume e de áreas planas com grandes concentrações de sedimentos que, em épocas de maior disponibilidade hídrica se tornam alagadiças, representando, muitas vezes o leito dos riachos. Estas áreas são localmente chamadas de “baixios” e são comumente utilizadas para agricultura ou pastagem devido à sua capacidade de retenção de umidade.

## **Solo Exposto**

As classes de solo exposto são aquelas onde não foi observada cobertura vegetal. Esta classe pode englobar também áreas de pastagem, já que nestas áreas de pastagem a cobertura vegetal é de porte muito pequeno. As áreas de solo exposto estão concentradas no setor da bacia destacado acima, onde a grande concentração de atividades agropecuárias de subsistência levou à gradativa remoção da vegetação natural. Estas manchas de solos descobertos sofrem intensamente os processos de erosão e frequentemente exibem linhas paralelas de voçorocas.

Figura 6 - Mapa de Cobertura da Terra da bacia do riacho Grande.



### 3.6 - ASPECTOS CLIMÁTICOS

#### 3.6.1 – O clima como desencadeador de processos geomorfológicos

A compreensão do clima sob o qual uma bacia de drenagem se encontra inserida é essencial para análises de seu sistema físico, inclusive para a estudos direcionados à processos geomorfológicos fluviais. Segundo Graf (1988), no que tange a processos fluviais em terras secas, o “entendimento da variação temporal e espacial da precipitação é um pré-requisito para entender as variações do comportamento fluvial” (p. 69). Neste contexto, as precipitações representam a principal fonte de energia cinética para os ambientes fluviais, que, seguindo a perspectiva sistêmica representam *inputs* para a operação de processos geomorfológicos. No entanto, nem sempre as formas observadas na paisagem tiveram sua gênese subordinada às condições climáticas atuais, de modo que se faz necessário buscar informações que levem ao conhecimento de possíveis condições paleoclimáticas.

Para estabelecer possíveis cenários paleoclimáticos da área, responsáveis pela formação das áreas de estocagem de sedimentos trabalhadas aqui, é crucial que se utilizem dados contemporâneos como um ponto inicial, especialmente nos termos da dinâmica atmosférica e padrões de teleconexões sinóticas regionais ou continentais. Este tipo de abordagem é especialmente relevante porque os processos superficiais envolvidos na deposição dos sedimentos destas áreas de estocagem não aparentam ter operado durante o tempo histórico. Portanto, estabelecer os mecanismos climato-meteorológicos que levam à ocorrência de eventos extremos, pode ajudar a entender como desencadeadores climáticos do Pleistoceno tardio poderiam ter funcionado especialmente se aceito que aqueles padrões de circulação sub-recentes na América do

Sul Tropical foram afetados em intensidade e distribuição espacial desde o início do último máximo glacial ao invés de terem sido totalmente substituídos por sistemas distintos (BRÄUNING, 2009).

### 3.6.2 – O contexto climático do Nordeste semiárido

Sob as condições atuais, a precipitação anual na área atinge de 600 a 800 mm, e apresentando revelando grande variabilidade interanual e interdecadal, concentrada no final do verão a meados do outono (PETERSON & HAUG, 2006). As precipitações são majoritariamente associadas com chuvas convectivas decorrentes do deslocamento da ZCIT para o sul (PETERSON e HAUG, 2006). Outros mecanismos produtores de chuva como linhas de instabilidade e células de convecção de mesoescala operam em uma escala menor, mais local, mas diretamente subordinadas aos pulsos da ZCIT (PETERSON e HAUG, 2006).

Entre as maiores interferências neste movimento de descida da ZCIT para sul, a mais largamente reconhecida por causar o início de secas severas no Nordeste do Brasil são aquelas relativas a episódios quentes de ENOS (El Niño Oscilação Sul) (HAYLOCK *et al.*, 2006). Portanto teleconexões importantes existem entre eventos de El Niño moderados a severos no Pacífico Sul e secas generalizadas no Nordeste continental (OLIVEIRA *et al.*, 1999). A ausência de condições como as de El Niño, por sua vez, favorece a ocorrência chuvas normais ou acima do normal na área de estudo. Teleconexões de paleo-ENOS podem também fornecer uma fonte confiável de informações para interpretar os mecanismos que desencadearam os processos de sedimentação na bacia.

Embora os resultados de alguns estudos indiquem uma similaridade entre a circulação atmosférica contemporânea e aquela do último glacial e penúltimo interglacial, a combinação de dados sedimentares e biogênicos, juntamente com datações por rádio-carbono e análises de isótopos de oxigênio, também sugerem que as principais células de circulação atmosférica e distúrbios atmosféricos que controlam a precipitação e a seca na região modificaram suas posições e intensidade com o tempo, o que levou a mudanças regionais significantes na cobertura vegetal e respostas erosivas das formas de relevo.

Estudos sedimentológicos permitiram a combinação de dados de vários ambientes-fonte (MARTIN & SUGUIO, 1992; MARTIN *et al.*, 1993) e têm mostrado que controles da sedimentação no Holoceno médio a tardio no Nordeste do Brasil foram fortemente influenciados por eventos extremos como o El Niño, que, embora diferindo em intensidade de seus homólogos históricos, ainda apresentavam bastante similaridade em sua distribuição genética e espacial com eventos modernos.

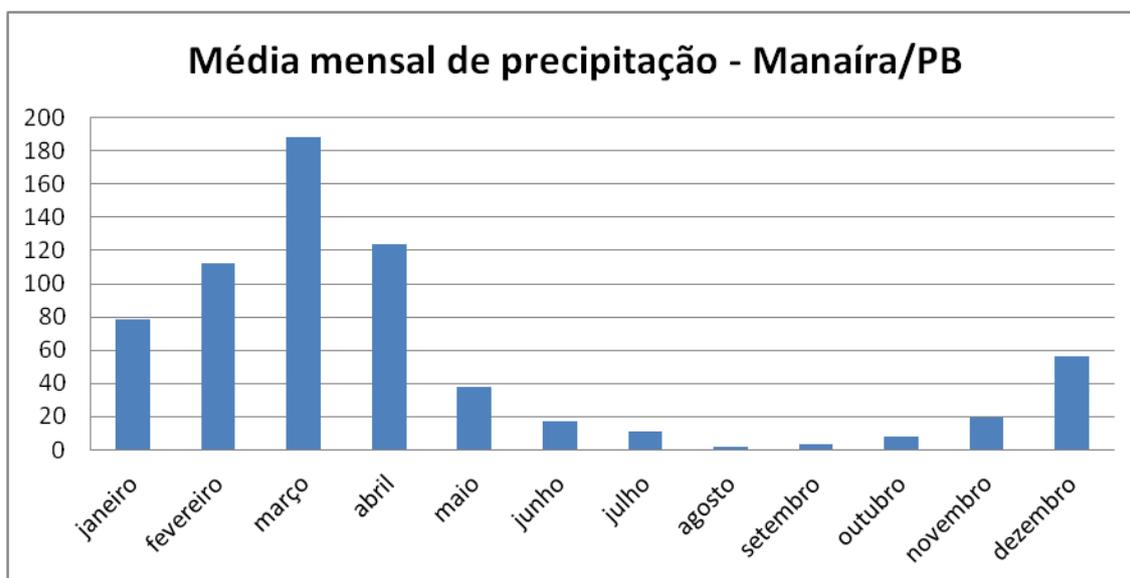
### 3.6.3 – O contexto local da bacia do riacho Grande

Situada na vertente norte da Serra da Baixa Verde, a bacia do riacho Grande apresenta condições climáticas que estão estreitamente relacionadas com a influência do relevo. Em sua análise climática da Serra da Baixa Verde e entorno, Correa (2001) destaca a influência do relevo com a distribuição espacial do clima, através de uma zonação altitudinal no que se refere à temperatura e precipitação. O autor caracteriza a Serra da Baixa Verde como um brejo de altitude e exposição, cuja posição geográfica o torna capaz de “beneficiar-se de praticamente todos os sistemas de circulação perturbada que atingem o centro oriental da zona semiárida nordestina” (CORREA, 2001, p. 77 e 78). Neste caso a orografia atua como intensificador das precipitações

independente de sua origem sinótica (CANDIDO e NUNES, 2008 *apud* SOUZA no prelo). Ainda no contexto da influência do relevo sobre os aspectos climáticos, há a atuação de chuvas a barlavento e sombra pluvial a sotavento (CORREA, 2001), o que faz com que a bacia do riacho Grande se encontre sob condições climáticas menos úmidas do que as vertentes a sul da serra.

Dados de precipitação total do posto Manaíra, analisados no período de 51 anos revelaram que a precipitação (Figura 7) se concentra no período de janeiro a abril, sobretudo no mês de março, onde o total de precipitação apresentou um valor de 188 mm. Este valor contrasta com aqueles dos meses que vão de agosto a outubro, bastante reduzidos em relação àqueles apresentados no período de janeiro a abril. A análise destes dados, portanto, confirma a ideia de concentração das precipitações ao longo de um ano, contrastando com fases muito secas.

Figura 7 - Média mensal de precipitação em milímetros – Posto Manaíra. Fonte: Hdroweb.



Este estudo, portanto, utiliza-se da ideia de que os processos geomorfológicos que mobilizaram os sedimentos que compõem as áreas de estocagem de sedimentos

aqui tratadas foram decorrentes de condições climáticas em que as precipitações foram de magnitude maior do que as observadas atualmente. Assim, as condições climáticas posteriores àquelas que mobilizaram os sedimentos se mostraram ineficazes de obliterar estas áreas de estocagem.

## **4 – ASPECTOS METODOLÓGICOS**

### **4.1 – MAPEAMENTOS**

O mapeamento geológico foi adaptado dos dados da CPRM (2000) através do georreferenciamento e vetorização da folha Serra Talhada (SB.24-Z-C), na escala de 1:250.000, mantendo toda a classificação contida na folha. Para o mapa de solos, em decorrência da escassez dos dados pedológicos para o estado da Paraíba, seguiu-se procedimentos semelhantes àqueles para a confecção do mapa geológico. Assim, o mapa de solos da bacia do riacho Grande foi elaborado através da adaptação ao mapa de solos do Levantamento Exploratório-Reconhecimento de Solos do Estado da Paraíba (EMBRAPA, 1972), na escala de 1:500.000 através do georreferenciamento e vetorização dos mapas dos municípios de Manaíra, São José de Princesa, Santana de Mangueira e Curral Velho.

Para a elaboração do mapa de Cobertura da Terra, foi utilizada uma cena do sensor CCDIXS CBERS 2, disponibilizadas gratuitamente pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de ponto e órbita 149/109 da data de 30 de setembro de 2006. A escolha foi feita tomando como base a quantidade de nuvens que cobriam a área, para facilitar a visualização dos alvos analisados. Com estes dados, foi feita uma classificação supervisionada das categorias observadas na bacia. Para a classificação supervisionada foi feito o empilhamento de bandas na composição falsa cor e utilizados dados obtidos em campo através do GPS-Garmim Etrex VistaHcx, onde foram extraídas amostras de pixels correspondentes às categorias observadas em campo, para servir como base à classificação automática do software ArcGIS 9.3.

#### 4.1.1 – MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO, DE COMPARTIMENTAÇÃO DE CANAIS E DE ELEMENTOS DE DESCONEXÃO

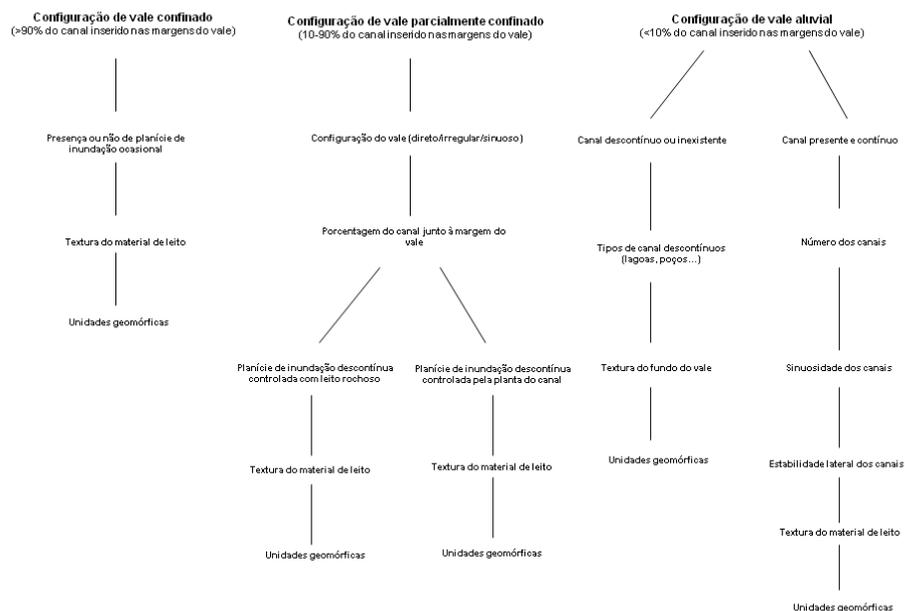
A identificação das unidades geomorfológicas e seu mapeamento foram elaborados com o suporte de modelos numéricos previamente confeccionados: MDT (Modelo Digital de Terreno), mapa de curvas de nível e um mapa de declividade da bacia. Os dados para a elaboração destes mapas foram obtidos a partir de imagens ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), com resolução espacial básica de 30m.

O mapeamento geomorfológico seguiu as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento geomorfológico de detalhe da UGI (União Geográfica Internacional), como detalhado em Demek (1972). Esta metodologia favorece o uso de quatro elementos para o entendimento das peculiaridades geomórficas da área: morfometria, morfologia, gênese e cronologia relativa. No entanto, não se deve considerar o mapeamento como documento isento de falhas, desconsiderando os limites metodológicos de aquisição de dados tanto em campo como em gabinete. Assim, o mapeamento geomorfológico foi elaborado como uma representação capaz de apontar, em linhas gerais, as interrelações entre a forma, suas dimensões, materiais formadores e processos em vigência e pretéritos.

Para o mapa hidrográfico, de compartimentação de canais e de elementos de desconexão, foram utilizados dados obtidos em campo através do GPS - Garmim Etrex VistaHcx e de imagens QUICKBIRD georreferenciadas, disponibilizadas no software Google Earth de 23/10/2009. Desta maneira a posição e geometria dos canais foram corrigidas, refinando as informações sobre a rede de drenagem, inclusive sobre o confinamento dos canais fluviais.

A classificação dos canais foi realizada com base na proposta teórico-metodológica dos Estilos Fluviais (Figura 8), proposta por Brierley *et al.*, (2002), voltada para a compreensão do funcionamento das bacias de drenagem como um sistema fluvial. No entanto, para a dimensão deste trabalho, foi utilizada apenas a configuração do vale, que representa o primeiro nível hierárquico de classificação dos canais dentro da proposta dos estilos fluviais. Este primeiro nível hierárquico prevê a classificação dos canais em função do confinamento do vale, onde canais confinados são aqueles onde o vale não apresenta planícies de inundação, semiconfinados, onde há a presença de planícies de inundação descontínuas e não confinado, onde há a presença de planícies de inundação contínuas (BRIERLEY *et al.*, 2002; BRIERLEY & FRYIRS, 2005; SOUZA, 2011).

Figura 8 - Sequências de níveis hierárquicos na classificação dos estilos fluviais proposta por Brierley *et al.*, 2002.



## 4.2 – TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS

Foram realizados três trabalhos de campo para reconhecimento da área e coleta de materiais. A coleta de materiais foi realizada no mês de dezembro de 2012 e concentrou-se na sub-bacia do riacho Araras, em decorrência da dificuldade de acesso às demais áreas. Foram selecionadas, portanto, quatro áreas representativas onde a coleta foi realizada nas margens dos canais e rampas lateralmente adjacentes quando o acesso a estas foi possível. As amostras para análise das propriedades sedimentológicas foram coletadas em sacos plásticos com cerca de 1000g de amostra, distribuídos em 4 pontos de coleta, cada um georreferenciado com o uso do GPS de mapeamento Garmin Etrex Vista HCx.

## 4.3 – ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS: GRANULOMETRIA E MORFOSCOPIA

### 4.3.1 – Granulometria

Para tentar estabelecer o tamanho das partículas em sedimentos detríticos, a análise sedimentológica se configura como um parâmetro primordial na análise das propriedades físicas dos sedimentos e, segundo Suguio (2003) é empregada na classificação de sedimentos detríticos em rudáceos, arenáceos e lutáceos. O autor afirma que as razões pelas quais as análises granulométricas de sedimentos são importantes residem no fato dessas fornecerem bases para uma descrição mais precisa dos sedimentos. A distribuição granulométrica pode ser característica de sedimentos de determinados ambientes deposicionais; o estudo detalhado da granulometria pode fornecer informação sobre os processos físicos e os hidrodinâmicos, atuantes durante a deposição, além da distribuição granulométrica estar relacionada a outras propriedades, como a porosidade e a permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com base nas características

granulométricas. Assim, primeiramente a análise granulométrica se concentra na quantificação de cada fração, cujos dados foram plotados em gráficos e diagramas, constituindo uma segunda fase de análise. Suguio (1973) coloca que, devido à heterogeneidade da maior parte das amostras, se faz necessário combinar métodos de análise distintos, tendo por conveniência o limite de frações grossas e finas a granulação de 63 $\mu$ m (ou 0,062mm). Segundo o autor, “esta granulação corresponde ao extremo inferior de granulação para as diversas classes de areia na classificação de Wentworth” (p. 45). Desta forma, optou-se por utilizar o peneiramento seco para as frações grossas, enquanto que a fração fina foi quantificada com a utilização de granulômetro à laser. Ambas as análises foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LabGEQUA) da UFPE.

- **Granulometria de areias e cascalho**

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

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

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

- **Granulometria de finos**

Para a separação das frações silte e argila, foi utilizado granulômetro à laser com sistema óptico de captação com 38 sensores da marca Ingke Scientific/Wurtech. A preparação das amostras seguiu a metodologia do Laboratório de Geografia Física da UCL (University College London), que ratifica que as frações acima de 63 $\mu$ m devem ser removidas e analisadas através do peneiramento. As etapas de preparação das amostras estão descritas a seguir:

- A matéria orgânica deve ser removida, assim como os materiais de textura acima de 63 $\mu$ m através de lavagem com água deionizada;
- Separar 150ml da água que saiu da lavagem da amostra, contendo materiais finos em suspensão;
- Diluir 2g de dispersante (hexametáfosfato de sódio) em 150ml de água deionizada, adicionar à água com sedimentos em suspensão e agitar levemente, apenas para evitar a decantação das frações mais grossas.

Os valores obtidos em grama para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), tendo sido calculado o diâmetro médio, o grau de seleção (Tabela 1), o grau de assimetria (Tabela 2) e curtose (Tabela 3). Para classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Shepard (1954) e Pejrup (1988) utilizando o programa Sysgran 3.0.

Tabela 1 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção

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

Tabela 2 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do Grau de Assimetria

<b>Assimetria</b>	<b>Valor</b>
<b>Assimetria muito negativa</b>	- 1,00 a – 3,0
<b>Assimetria negativa</b>	- 3,0 a – 0,10
<b>Aproximadamente simétrica</b>	- 0,10 a 0,10
<b>Assimetria positiva</b>	0,10 a 0,30
<b>Assimetria muito positiva</b>	0,30 a 1,00

Tabela 3 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de Curtose

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

A partir dos resultados obtidos pelos parâmetros de Folk & Ward (1957) os valores foram plotados no gráfico de Shepard (1954). Este autor idealizou um diagrama que fornece as características ambientais da deposição, quanto à energia e à viscosidade, para os grupos de amostras provenientes de diferentes perfis. Através de parâmetros médios, desvio padrão e curtose de Folk & Ward (1957), Shepard (1954) produziu 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. Utilizando dados granulométricos de amostras sedimentológica atuais e análise discriminatória multivariável, o autor criou várias combinações para o parâmetro diâmetro médio, desvio padrão e curtose, tendo encontrado a melhor discriminação entre os ambientes e os diferentes processos deposicionais através da seguinte fórmula, plotada em escala bi-logarítmica, lançando o primeiro valor na ordenada e o segundo na abscissa:

$$(\sigma^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Mz) \cdot S \sigma^2$$

Onde:

- $(\sigma^2)^{1/2}$  é igual a média da variância de um conjunto n de amostras sendo  $n \geq 2$ ;
- $S(Kg)$  é igual ao desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras;
- $S(Mz)$  é igual ao desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras; e
- $S \sigma^2$  é o desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras.

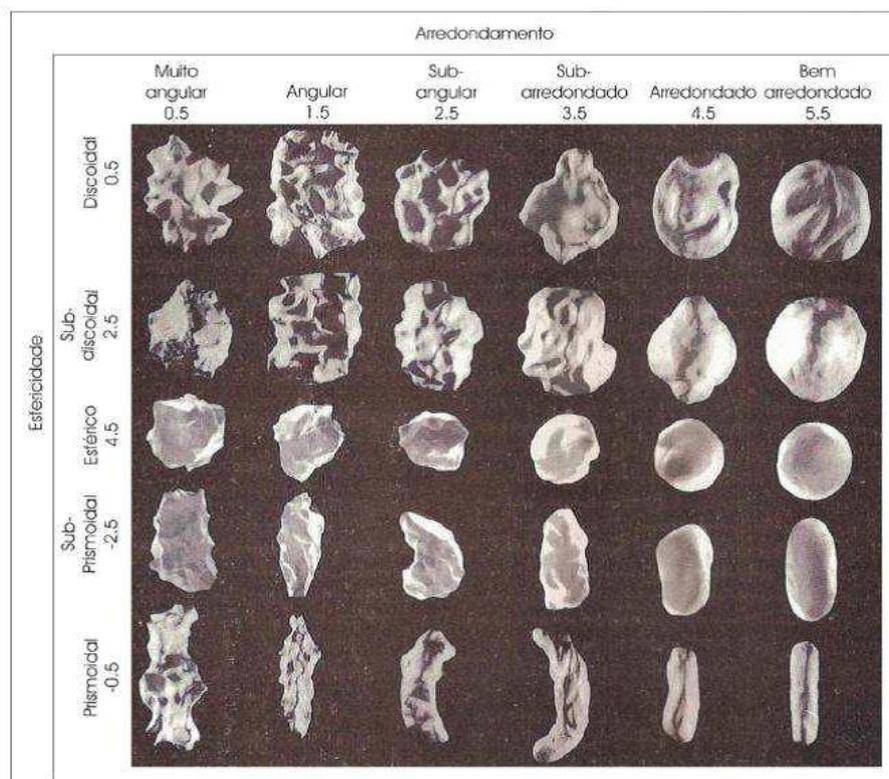
#### 4.3.2 – Morfoscopia

O estudo das partículas consiste basicamente na observação dos seguintes parâmetros:

- Forma do grão que é geralmente expressa em termos geométricos onde as formas mais comuns são prismáticas, esféricas, tabulares, lamelares e elipsoidais;
- O arredondamento dos grãos que significa a agudeza dos ângulos e arestas de um fragmento ou partícula clástica. Geralmente é expresso por angular, subangular, subarredondado e arredondado;
- A esfericidade significa a relação entre a forma de um grão e a esfera circunscrita a esse grão.

Deste modo, o método visual é baseado na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o método descrito por Tucker (1995). A metodologia consiste primeiramente na separação de 100 gramas de amostra, a qual parte foi submetida à lavagem numa solução de água corrente. Após secagem a amostra foi analisada em lupa binocular tecnival (com aumento de 4x e 2x) onde foram observados os seguintes parâmetros: forma, arredondamento, esfericidade e brilho (Figura 9). Visando tornar o grau de arredondamento avaliado mais objetivo, foram definidos categorias (Figura 9): muito angular (0,5); angular (1,5), subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5) e para o grau de esfericidade foram definidas as seguintes categorias: esfericidade alta (0,5 a 4,5); esfericidade média (-2,5) e baixa esfericidade (-0,5).

Figura 9 - Diagrama de TUCKER, 1995.



## 5 – RESULTADOS

### 5.1 – COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E FLUVIAL

A compartimentação geomorfológica e fluvial da bacia do riacho Grande constituem os resultados iniciais deste trabalho, visto que procuram estabelecer uma base para a identificação e classificação dos elementos de desconexão encosta-canal presentes na bacia.

#### 5.1.1 – COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

O mapeamento geomorfológico (Figura 11) foi elaborado a partir de dados de modelagem numérica (Figura 10) e visitas a campo, tomando como base para a compartimentação do relevo a diferença entre unidades distintas e sua homogeneidade.

Figura 10 - Mapas base para a elaboração do Mapa Geomorfológico. Modelo Digital de Terreno e Mapa de Declividade, respectivamente.

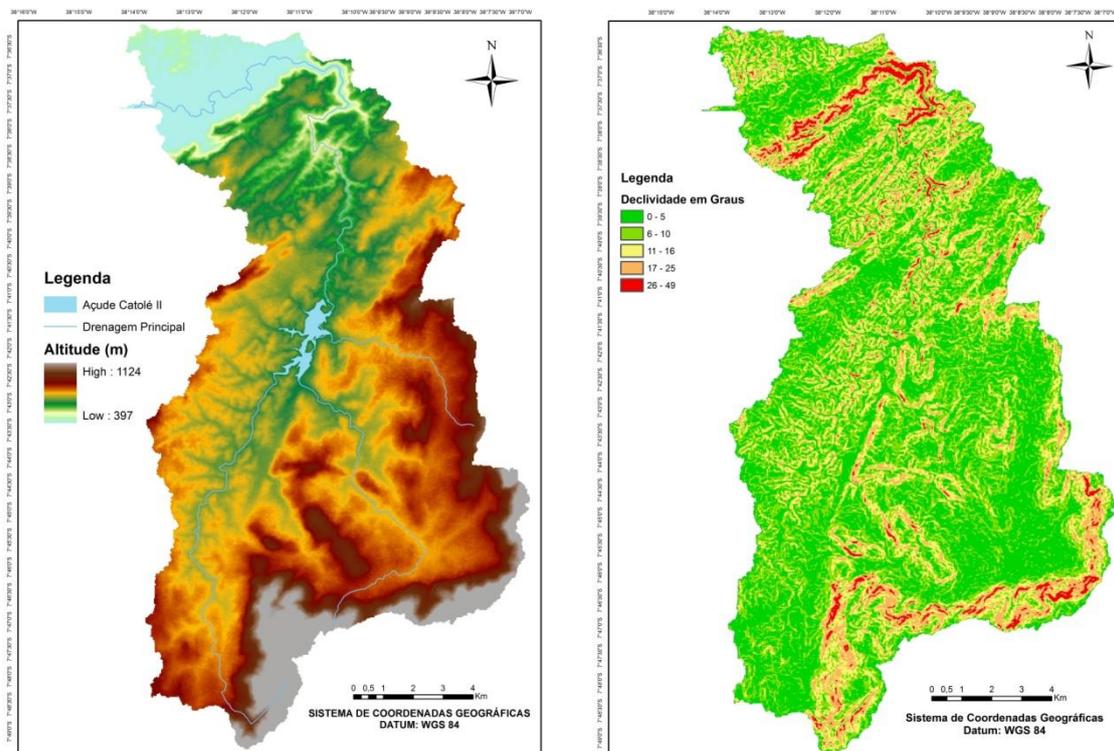


Figura 11 - Mapa Geomorfológico da bacia do Riacho Grande.

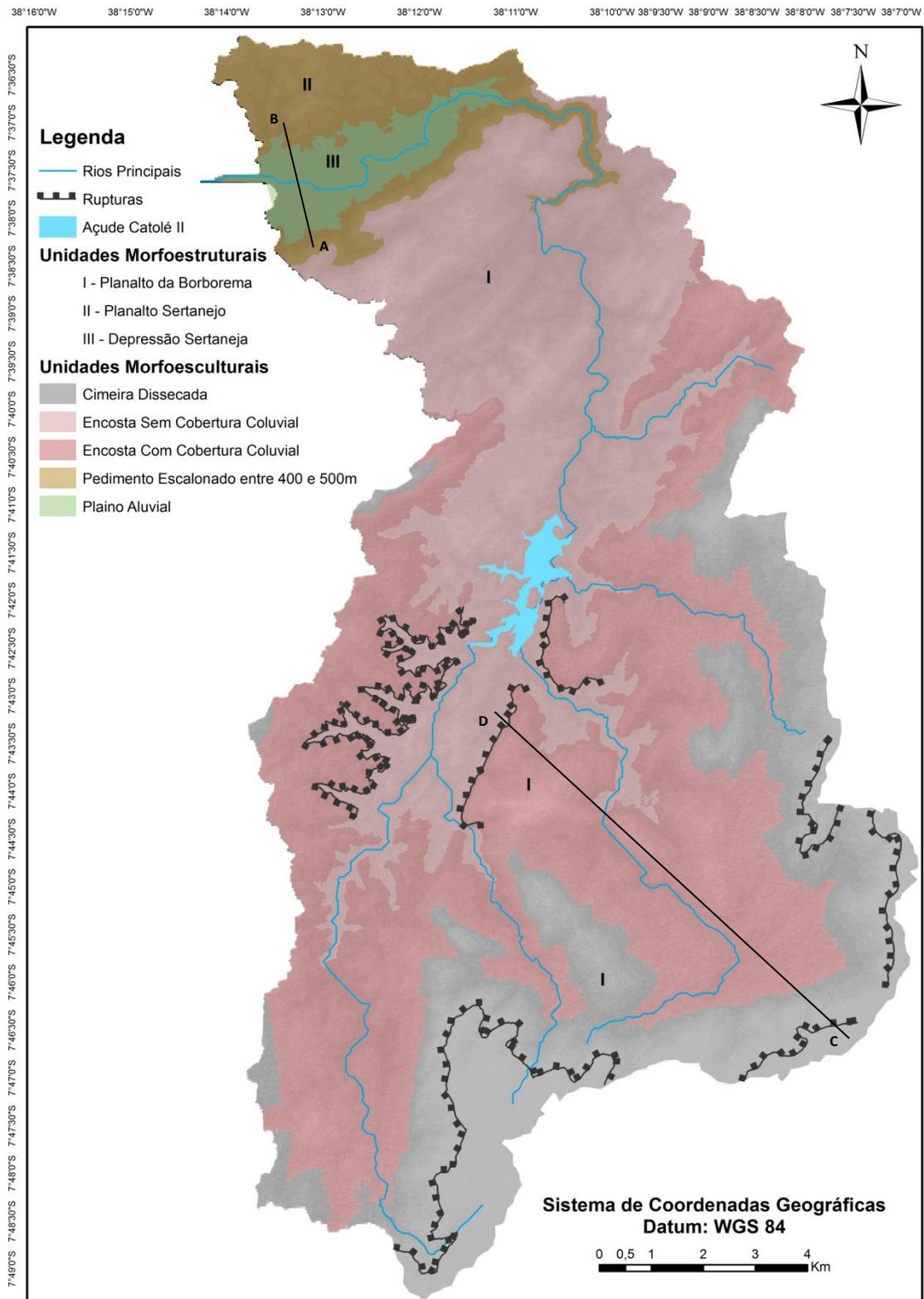


Figura 12 - Perfil AB

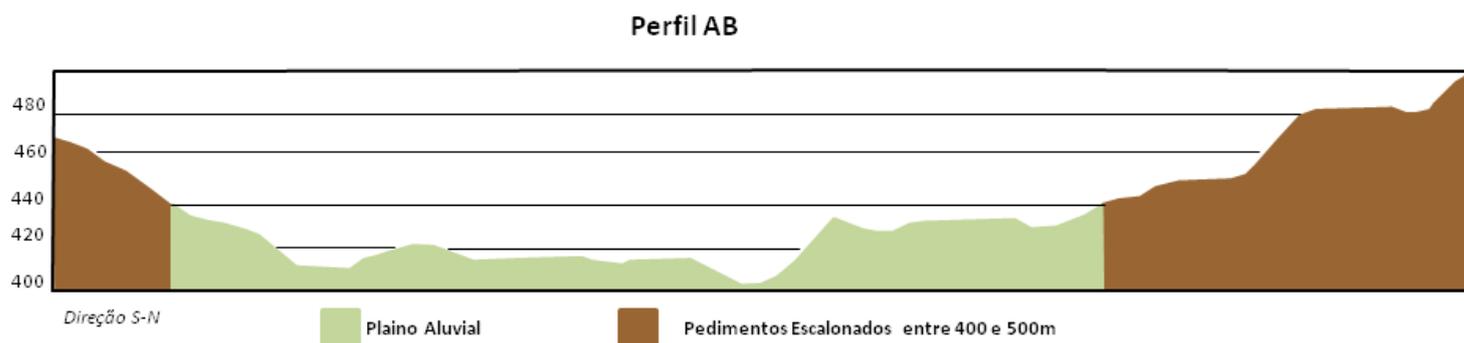
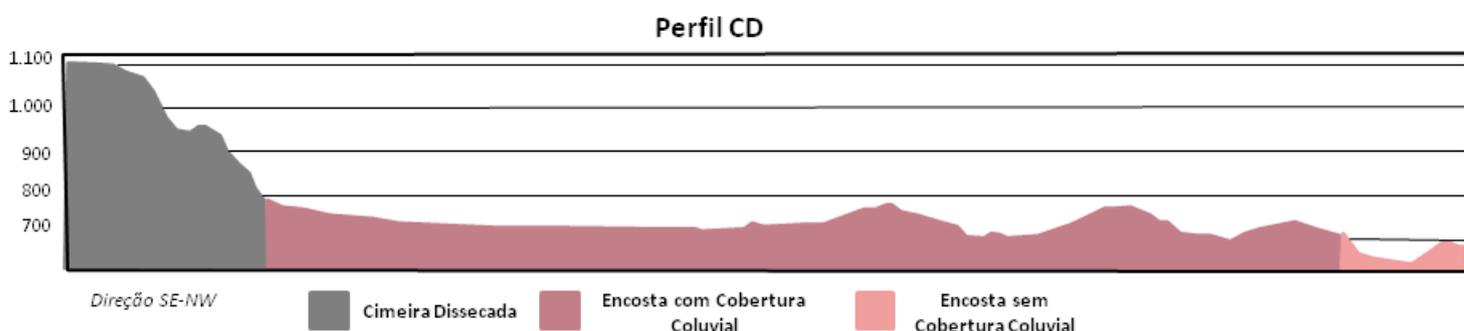


Figura 13 - Perfil CD



- **Cimeira Dissecada**

A superfície de cimeira corresponde aos níveis mais elevados da bacia, entre 1.124m e 800m, que se encontram no maciço da serra da Baixa Verde, com aspecto suave ondulado e topos planos. Esta unidade (Figura 14) se encontra bastante dissecada pela drenagem proveniente dos níveis mais altos do maciço. Segundo Corrêa (2001), as cimeiras do maciço articulam-se em duas subunidades: aquelas acima dos 1.000 metros e aquelas que se encontram entre 1.000 e 800 metros. A superfície mais elevada apresenta um manto de intemperismo pouco espesso, revelando frequentemente o sienito, rocha sobre a qual esta unidade se encontra esculpida (CORREA, 2001). O nível menos elevado desta unidade ocorre ao redor da superfície somital, majoritariamente na porção ao norte do maciço, onde “estas superfícies transitam em

rampas suaves para os fundos dos vales (...) talvez denotando certo controle litológico dos granodioritos, além do controle estrutural regional.” (CORREA, 2001, p. 35).

Figura 14 – Cimeira Dissecada



- **Unidades de Encosta**

Ainda inseridas no contexto morfoestrutural do Planalto da Borborema, as unidades de encosta da bacia do riacho Grande fazem parte do compartimento de encostas ocidentais do planalto (Figuras 15 e 16). Estas unidades apresentam forte dissecação com formas aguçadas convexas, estruturadas nos sienitos e granodioritos e nos complexos metamórficos que circundam o maciço da Serra da Baixa Verde em seu setor norte (CORREA *et.al.*, 2010). Segundo Correa (2001), esta área está articulada morfoestruturalmente ao planalto como um patamar tectônico que antecede o maciço da Baixa Verde, referido como degrau Manaíra (MONTEIRO, 1988 *apud* CORREA, 2001).

As unidades com cobertura coluvial (Figura 15) são aquelas imediatamente próximas ao maciço e, portanto, aquela que se beneficia das chuvas orográficas. Estas são justamente mais aproveitadas para agricultura, o que as torna muito susceptíveis aos processos de voçorocamento dos materiais inconsolidados (CORREA, 2001).

Figura 15 - Encostas com cobertura coluvial



Figura 16 - Encostas sem cobertura coluvial



- **Pedimento Escalonado entre 400 e 500 metros**

Foi identificada na bacia, uma unidade de pedimentos (Figura 17), em sua porção mais ao norte, em uma posição de transição entre as unidades de encostas e o plano aluvial do riacho de Santana. Este compartimento está estruturado em uma área de contato entre uma sequência de rochas metavulcanossedimentares e metassedimentares dos complexos Riacho Gravatá, Poço dos Cachorros e Cachoeirinha. Este setor apresenta um conjunto de falhas transcorrentes com movimento sinistral, vinculadas à ZC Juru-Belém, de direção NE-SW, seguindo o direcionamento dos trends regionais que ocorrem na zona transversal. A influência deste contexto estrutural sobre a qual os pedimentos - genericamente definidos como áreas aplainadas, estão subordinados lhes confere o aspecto escalonado (PEULVAST & SALES, 2002), tidos como degraus estruturais que, no contexto da bacia do riacho Grande se encontram a 400 e 500 metros.

Figura 17 - Pedimento escalonado a 400 e 500m.



- **Plaino Aluvial**

Esta unidade se refere à área mais baixa e notavelmente plana localizada próximo ao exultório da bacia (Figuras 18 e 19). Segundo Correa (2001), o que caracteriza esta unidade é a morfologia plana, apesar de abarcar formas deposicionais, erosivas e de aplainamento. Composta pela planície fluvial e terraço superior, esta superfície de estocagem de sedimentos fluviais, é ladeada pelos pedimentos que, no caso da bacia, estão estruturalmente escalonados. A sedimentação do leito e de extravazamento dos canais aqui se confundem no mesmo depósito (CORREA, 2011).

Figura 18 - Plaino aluvial



Figura 19 - Plaino Aluvial



### 5.1.2 – COMPARTIMENTAÇÃO FLUVIAL

A compartimentação fluvial, como já dito anteriormente, foi baseada na proposta teórico-metodológica dos estilos fluviais (FRYIRS *et al.*, 2009; BRIERLEY & FRIYRS, 2005), onde os canais são classificados de acordo com o confinamento do vale (Figura 24). Esta proposta está fundamentada na utilização da geomorfologia fluvial como ferramenta à gestão de recursos hídricos, visando identificar precisamente a capacidade de ajuste dos rios a determinadas modificações ambientais (FRYIRS *et al.*, 2009), diretamente ligados à (des)conectividade da paisagem. Seguindo esta perspectiva, a bacia de drenagem se configura como um conjunto próprio de atributos, podendo ser analisada em três campos: pela planta do canal, pelas unidades geomórficas da bacia, e pela textura do leito (BRIERLEY e FRYIRS, 2005 *apud* SOUZA, 2011). Assim, a proposta teórico-metodológica é estruturada em diversos níveis hierárquicos de escalas de análise, onde a determinação da configuração do vale é a etapa primária. O confinamento representa um controle básico na morfologia dos canais e na diferenciação de zonas processuais ao longo dos mesmos (BRIERLEY & FRIYRS, 2005). Portanto, na bacia do riacho Grande foi feita uma classificação genérica do confinamento dos canais, no intuito de estabelecer uma compartimentação fluvial para a bacia, classificando os canais apenas em confinados e não confinados, agrupando a classe de parcialmente confinados aos canais confinados. Foi dado destaque ainda a um trecho não confinado em *floodout* em decorrência da dimensão espacial do mesmo.

- **Canais Confinados**

Os canais confinados (Figura 20), caracterizados pela ausência de planícies de inundação em decorrência do não extravazamento do fluxo, se encontram em menor quantidade na bacia, assumindo maior expressão à jusante do açude Catolé. Aqui o canal se encontra entrincheirado em vale estreito com aparência de garganta, correndo sobre um leito rochoso. Neste trecho observa-se um forte controle estrutural em decorrência do contato entre uma diversidade de litologias e pela adaptação do riacho à principal linha de falha da bacia, a ZC Serra Talhada. Este controle estrutural é evidenciado nos canais pela presença inflexões abruptas e uma sequência de knickpoints.

Figura 20 - Leito rochoso no trecho confinado do riacho Grande.



- **Canais Não Confinados**

Os canais não confinados (Figuras 21 e 22) representam aqueles onde há o extravazamento do fluxo e a formação de planícies de inundação. Estes canais podem assumir uma diversidade de formas em planta, inclusive variando anualmente, no caso do contexto de ambientes semiáridos. No caso da bacia do riacho Grande, há o predomínio de canais não confinados, sobretudo nas proximidades do maciço da Serra da Baixa Verde, onde o contexto climático diferenciado parece ter permitido uma maior

mobilização de sedimentos, formando grandes áreas de estocagem que atualmente se localizam entre encostas e canais.

Figura 21 - Trecho não confinado do riacho Constantino.



Figura 22 - Trecho não confinado do riacho Araras.



No contexto dos canais não confinados da bacia do riacho Grande é comum encontrar áreas onde não há uma incisão de canal visível, visto que os canais perdem energia ao se depararem com as áreas muito planas, onde o vale se encontra preenchido

de sedimentos. Nestes casos, em períodos chuvosos, os canais podem se transformar em verdadeiros pântanos. Há ainda cenários onde a incisão é bem estabelecida, mas o canal aparenta estar confinado dentro do pacote espesso de sedimentos, não sendo capazes de extravazar as margens.

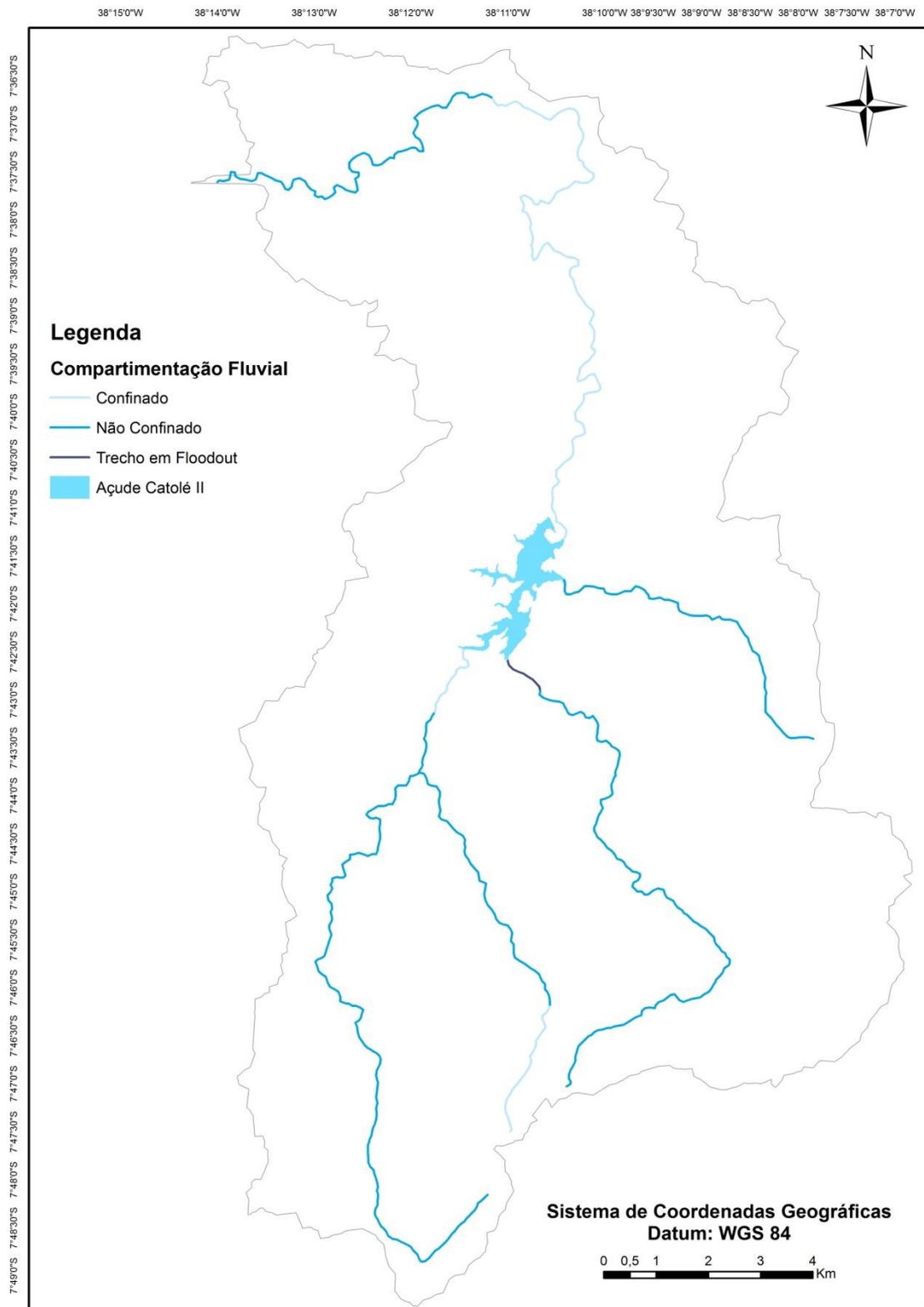
- **Canal Não Confinado em Floodout**

O canal não confinado em *floodout* (Figura 23) representa uma variação dos canais confinados presente em apenas um trecho da bacia e classificado à parte devido à sua grande expressão espacial. O trecho em *floodout* na bacia do riacho Grande corresponde ao trecho inferior do riacho Araras, com uma extensão longitudinal de aproximadamente 600 metros. O *floodout* (ou leque terminal) é uma forma de desconexão expressa por um depósito lobular (BRIERLEY & FRYIRS, 2005), localizado na confluência do riacho Araras com uma drenagem indiscriminada, logo à montante do açude Catolé. Neste trecho, em decorrência do grande entulhamento do vale e do baixo gradiente, o canal não é capaz de manter-se contínuo, de modo tal que não há uma incisão bem desenvolvida.

Figura 23 - Trecho não confinado em floodout. A – Floodout; B – Canal principal.



Figura 24 - Mapa de Compartimentação Fluvial



## 5.2 – MAPEAMENTO DE ELEMENTOS DE DESCONEXÃO ENCOSTA-CANAL

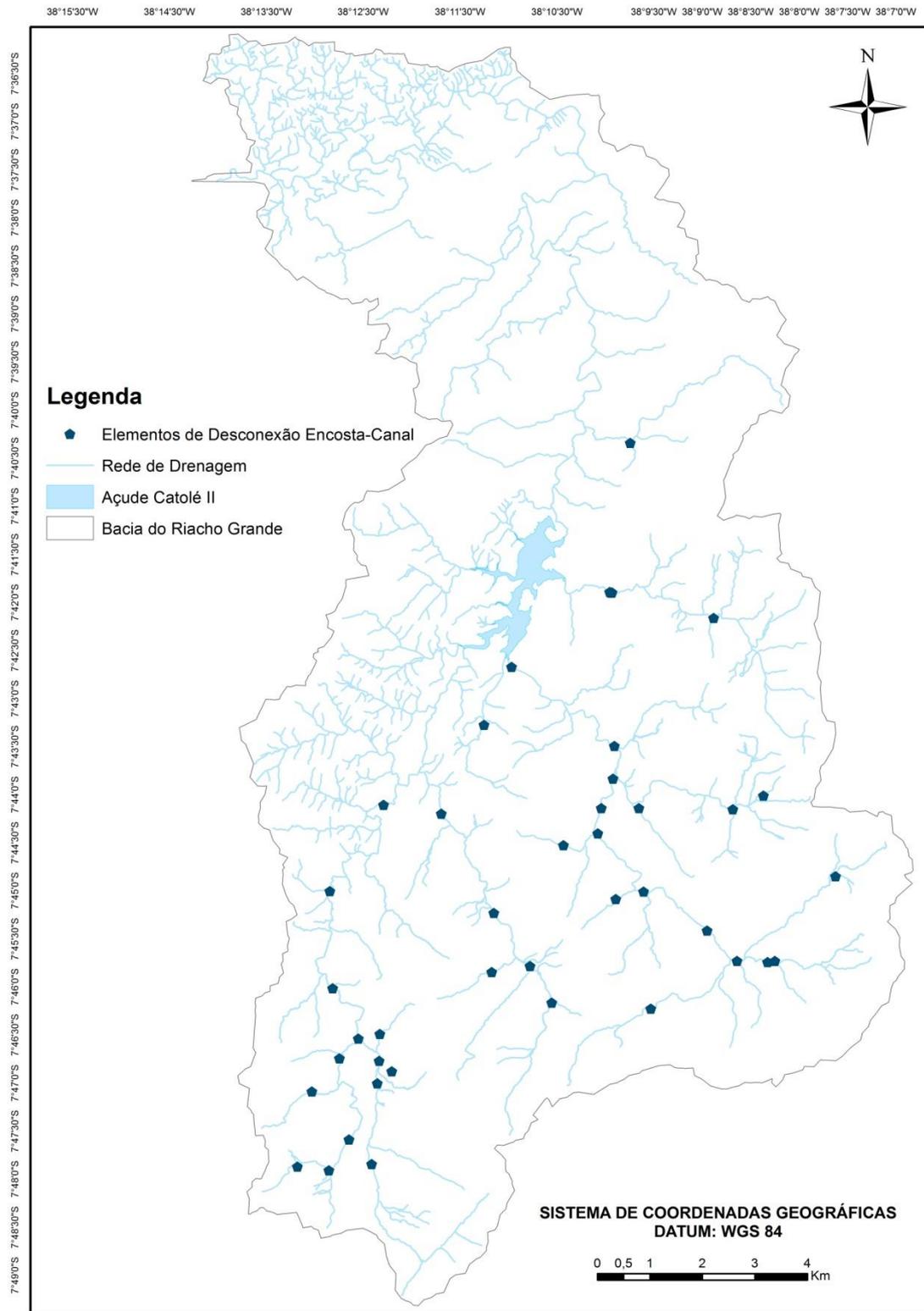
O mapeamento de elementos de desconexão (Figura 25) concentrou-se sobre aqueles em que a desconexão se dá lateralmente, ou seja, entre encostas e canais. Sua elaboração teve como base a identificação em campo e em imagens, de trechos onde se encontram vales entulhados de sedimentos, servindo como impedimento à livre transmissão dos materiais de encostas para a rede de canais. Estes elementos ocorrem quase que totalmente em canais não confinados, onde há a presença de planícies de inundação ou demais depósitos aluviais.

Ao observar tais características na bacia do riacho Grande, nota-se a presença de canais não confinados em quase que todas as suas porções próximas das áreas prioritariamente fonte de sedimentos, em contraste com o predomínio de trechos confinados de leito rochoso verificados à jusante do Açude Catolé. Portanto, como não poderia deixar de ser, os pontos classificados como elementos de desconexão encosta-canal estão inseridos nos canais considerados como não confinados, lembrando que, para esta classificação de desconexão, foram escolhidos pontos representativos da estocagem de sedimentos.

Desta maneira, a análise do mapa de elementos de desconexão mostra a concentração destas áreas de estocagem como relativamente próxima da área fonte, o que corrobora a ideia de uma possível atuação de ciclos em que a quantidade de energia fornecida para a remobilização de material para as redes de drenagem. Isto corrobora para uma possível atuação de fluxos espasmódicos que, em determinado momento perderam energia para a mobilização destes sedimentos, que não chegaram a atingir o

nível de base da bacia, mantendo-se estocado em áreas cujo processo majoritário seria o transporte (SCHUMM, 1977).

Figura 25 - Mapa de elementos de desconexão encosta-canal



### 5.3 – DADOS SEDIMENTOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS

O primeiro ponto de coleta situa-se a  $38^{\circ}10'46.9''$  W e  $7^{\circ}45'48''$  S, a cerca de 740 metros de altitude (Figura 26). O ponto foi definido como um vale preenchido de sedimentos (Figuras 28 e 29), inserido na unidade de Encostas com Cobertura Coluvial, próximo da área fonte (Figura 27). Há a presença de um canal com incisão bastante visível, mas aparentemente em processo inicial de erosão do vale. As coletas foram realizadas da margem do canal para as rampas lateralmente adjacentes, na medida em que foram observados knickpoints locais.

Figura 26 - Localização do ponto BRG 1.

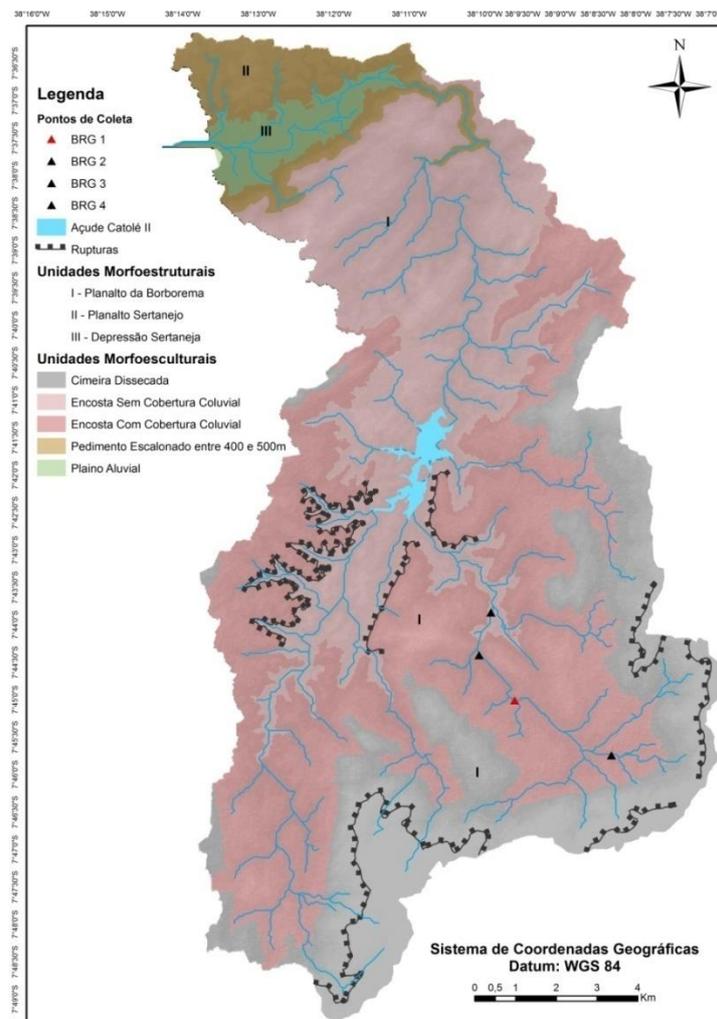


Figura 27 - Perfil longitudinal do riacho onde se encontra o ponto BRG 1.

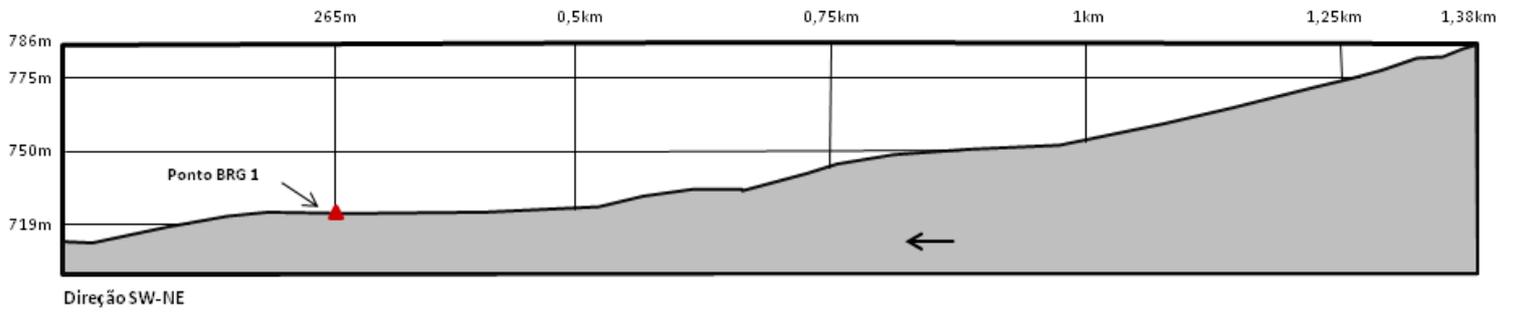


Figura 28 - Vista panorâmica dos pontos de coleta



Figura 29 - Vista dos pontos de coleta



Figura 30 - Perfil BRG 1a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

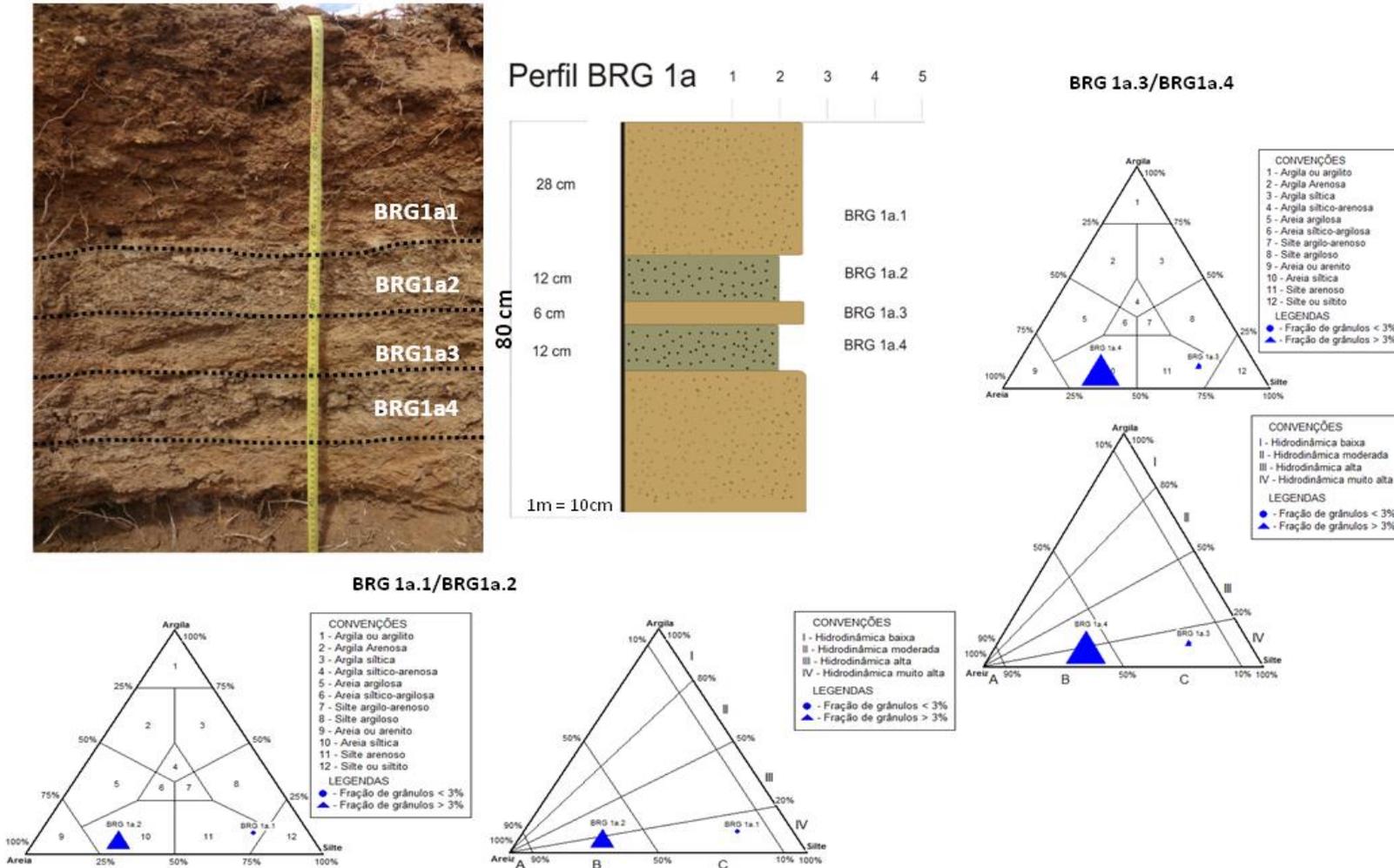
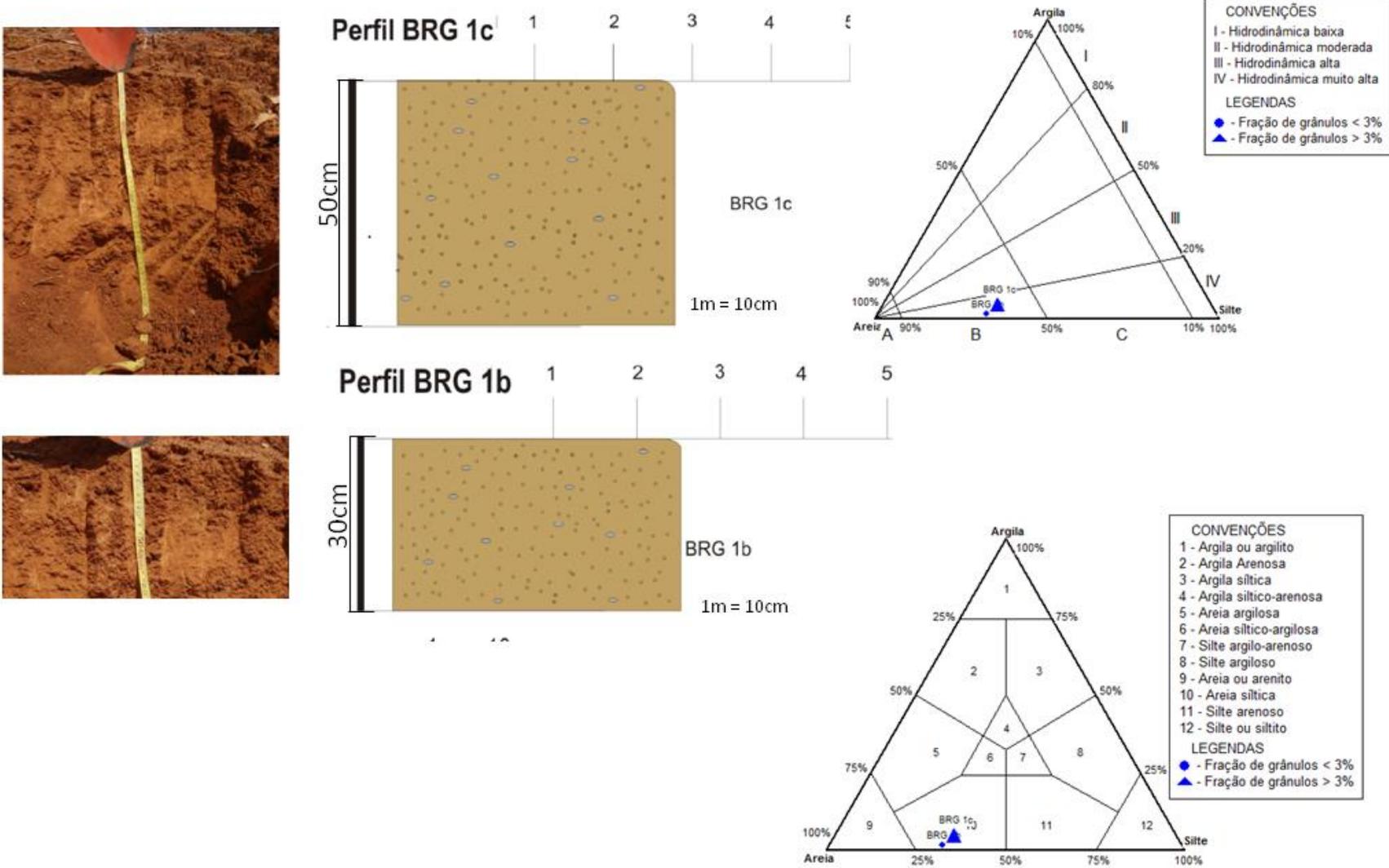


Figura 31 - Perfil BRG 1b e 1c e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).



O perfil BRG 1a (Figura 30) corresponde à margem erosiva do canal. Este perfil é composto de quatro litofácies distribuídas em 80cm de comprimento e distintas pela textura e coloração. De modo geral, o perfil possui um grau de seleção muito pobre para todas as suas camadas e a hidrodinâmica do processo de sedimentação indica que esta varia entre alta e muito alta, revelando que a sedimentação se deu em um contexto geral de baixa viscosidade (Figura 30).

As amostras do perfil BRG 1a apresentam uma alternância de características sedimentológicas, expressa por seus aspectos granulométricos e valores de curtose e assimetria. Granulometricamente esta alternância se dá em litofácies de areia siltica e silte arenoso (Figura 30). Assim, enquanto as amostras BRG 1a.1 e BRG 1a.3 são compostas majoritariamente por silte, as amostras BRG 1a.2 e 1a.4 são compostas majoritariamente pela fração areia (Figura 30). Esta característica do perfil indica a atuação de microciclos, o que é corroborado pela mesma alternância entre os dados de assimetria e curtose (Tabela 4), entre amostras aproximadamente simétricas e simétricas e platicúrticas e leptocúrticas.

O perfil BRG 1b (Figura 31), foi aberto na rampa mais próxima do canal, com 30cm de comprimento, devido à forte compactação do material. Este perfil é formado por um único pacote de sedimentos muito pobremente selecionados. O perfil BRG 1c (Figura 29), por sua vez, foi aberto na rampa imediatamente superior à anterior, com 50cm de comprimento e também formado por um único pacote de sedimentos com grau de seleção muito pobre. Em ambos os perfis o material é classificado como silte arenoso, em uma proporção de cerca de 60% de areia para 30 a 40% de silte (Figura 32), com assimetria positiva. A diferenciação de ambos os perfis se dá nos valores de curtose, que classifica o material do perfil BRG 1b como mesocúrtico e o BRG 1c como platicúrtico (Tabela 4).

Os dados de morfoscopia (Tabela 5), por sua vez, não revelam a mesma alternância entre os dados das amostras do perfil BRG 1a. Em relação ao arredondamento, as amostras variam desde arredondadas à angulares, todas brilhantes e com a esfericidade alta. Apesar de se verificar uma grande diversidade no arredondamento das amostras, algumas apresentaram uma tendência de variação entre sub-arredondadas e sub-angulares.

Figura 32 - Porcentagem de frações das amostras coletadas no ponto BRG 1.

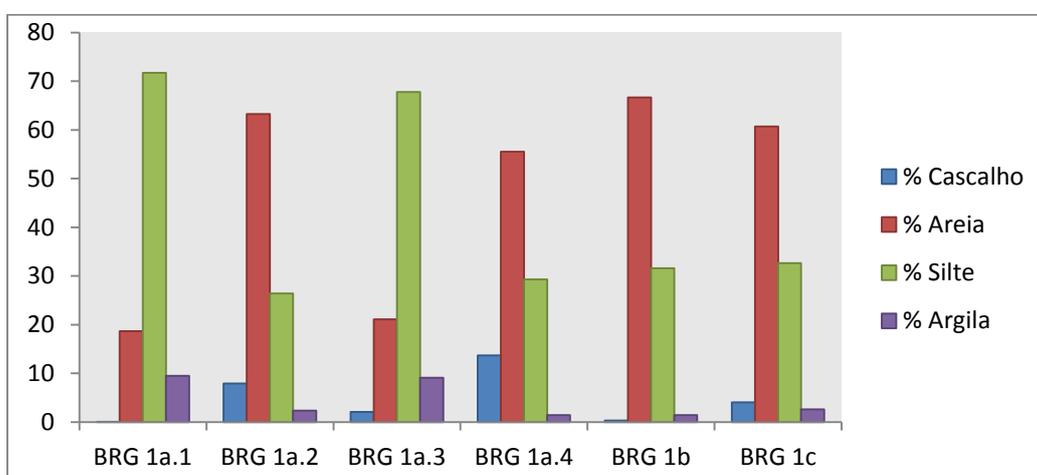


Tabela 4 - Assimetria, Curtose e Grau de Seleção para as amostras do ponto BRG 1.

Amostra	Assimetria	Curtose	Grau de Seleção
<b>BRG 1a.1</b>	Aproximadamente Simétrica	Leptocúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 1a.2</b>	Muito Positiva	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 1a.3</b>	Aproximadamente Simétrica	Leptocúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 1a.4</b>	Muito Positiva	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 1b</b>	Positiva	Mesocúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 1c</b>	Positiva	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado

Tabela 5 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 1.

Amostra	Arredondamento	Esfericidade	Brilho
<b>BRG 1a.1</b>	Sub-Arredondado	Alta	Transparente
<b>BRG 1a.2</b>	Arredondado	Alta	Transparente

<b>BRG 1a.3</b>	Sub-Angular a Sub-Arredondado	Alta	Transparente
<b>BRG 1a.4</b>	Angular	Alta	Transparente
<b>BRG 1b</b>	Sub-Angular a Angular	Alta	Transparente
<b>BRG 1c</b>	Sub-Angular a Sub-Arredondado	Alta	Transparente

O segundo ponto de amostragem está situado a 38°11'7.5" W e 7°45'15.3" S, em uma altitude de aproximadamente 700 metros (Figura 33). Este ponto se encontra mais distante das cabeceiras de drenagem da bacia do que o primeiro ponto (Figura 34). Este ponto também foi definido como um vale preenchido por sedimentos, mas com o canal aparentemente maior e com maior potencial de incisão do vale (Figuras 35 e 36).

Figura 33 - Localização do ponto BRG 2.

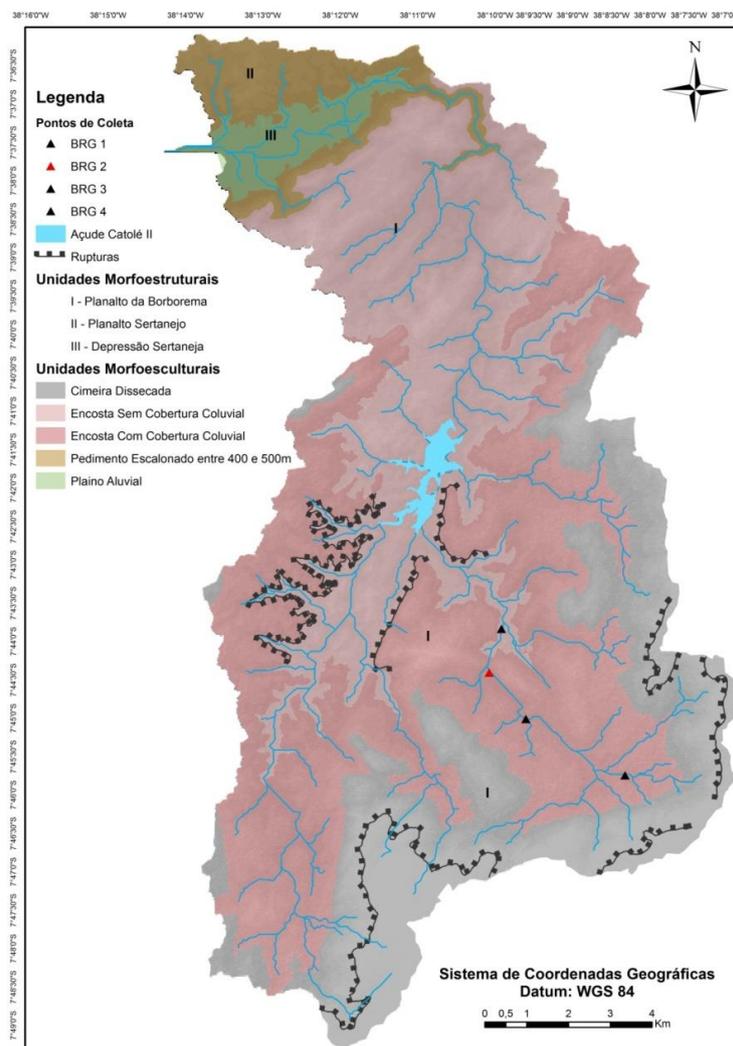


Figura 34 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o ponto BRG 2.

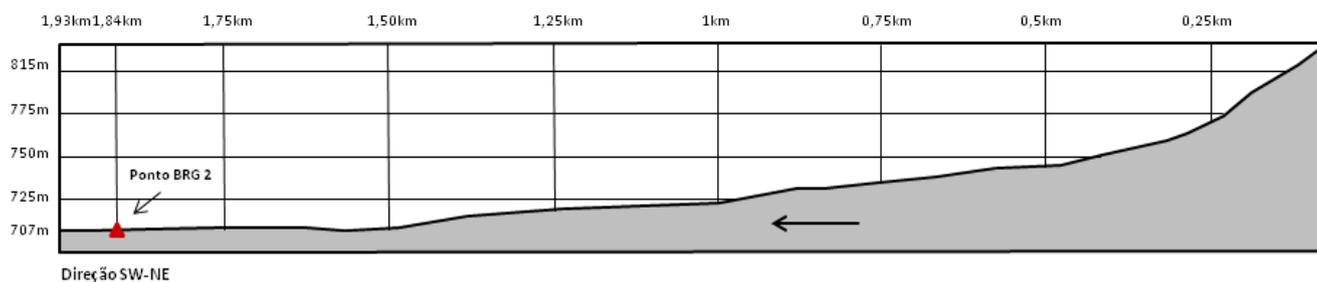


Figura 35 - Vista panorâmica do ponto BRG 2.



Figura 36 - Margens erosivas onde se localiza o perfil 2a.



O perfil BRG 2a (Figura 38) corresponde à margem do canal e possui um comprimento de 1m, classificado granulometricamente como um silte arenoso (Figura 38), muito pobremente selecionado, cuja proporção é de cerca de 60% de silte para 35% de areia (Figura 37).

O perfil BRG 2b (Figura 38) situa-se na rampa lateral, que, devido à forte compactação do material, foi aberto apenas em 50cm. Este perfil apresenta o grau de seleção muito pobre e granulometricamente é classificado como uma areia siltica, com cerca de 40% de silte e 60 % de areia (Figura 38). Os perfis acima citados apresentam uma discreta variação na hidrodinâmica, de muito alta a alta, o que indica uma diferença na viscosidade do fluxo, sendo o BRG 2a menos viscoso que o BRG 2b. A diferença entre o material dos perfis se dá também pelos valores de curtose e assimetria, que foi negativa para o perfil BRG 2a e aproximadamente simétrica para o perfil BRG 2b (Tabela 6). Os valores de curtose, por sua vez, classificaram os materiais do perfil BRG 2a e BRG 2b como platicúrtico e mesocúrtico, respectivamente (Tabela 6).

A classificação morfoscópica para a amostra BRG 2a apresentou uma maioria de grãos angulosos, enquanto que a BRG 2c apresentou uma maioria de grãos subangulosos e ambas as amostras apresentaram um padrão de esfericidade alta, assim como observado para todos os pontos de coleta (Tabela 7).

Figura 37 - Gráfico de porcentagem de frações para o ponto BRG 2.

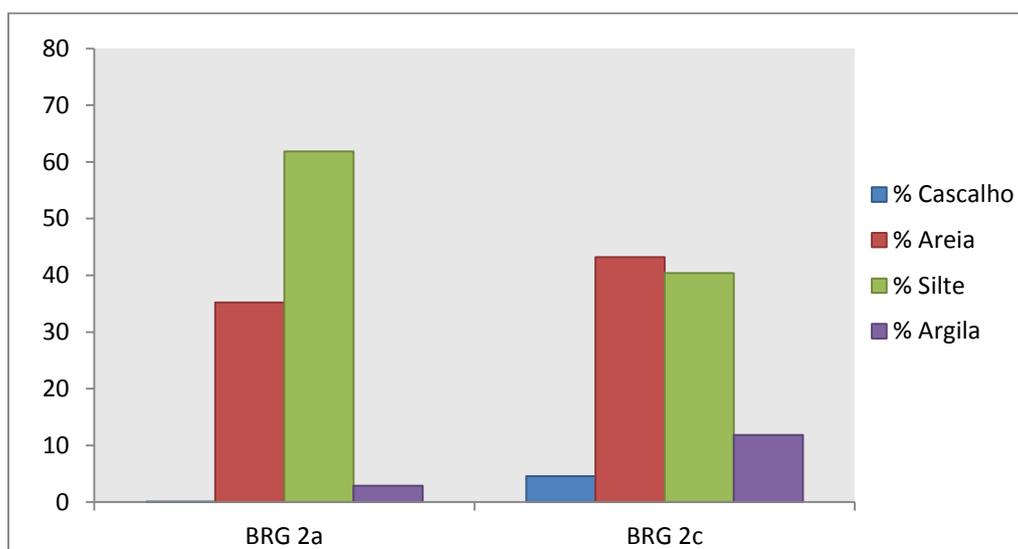


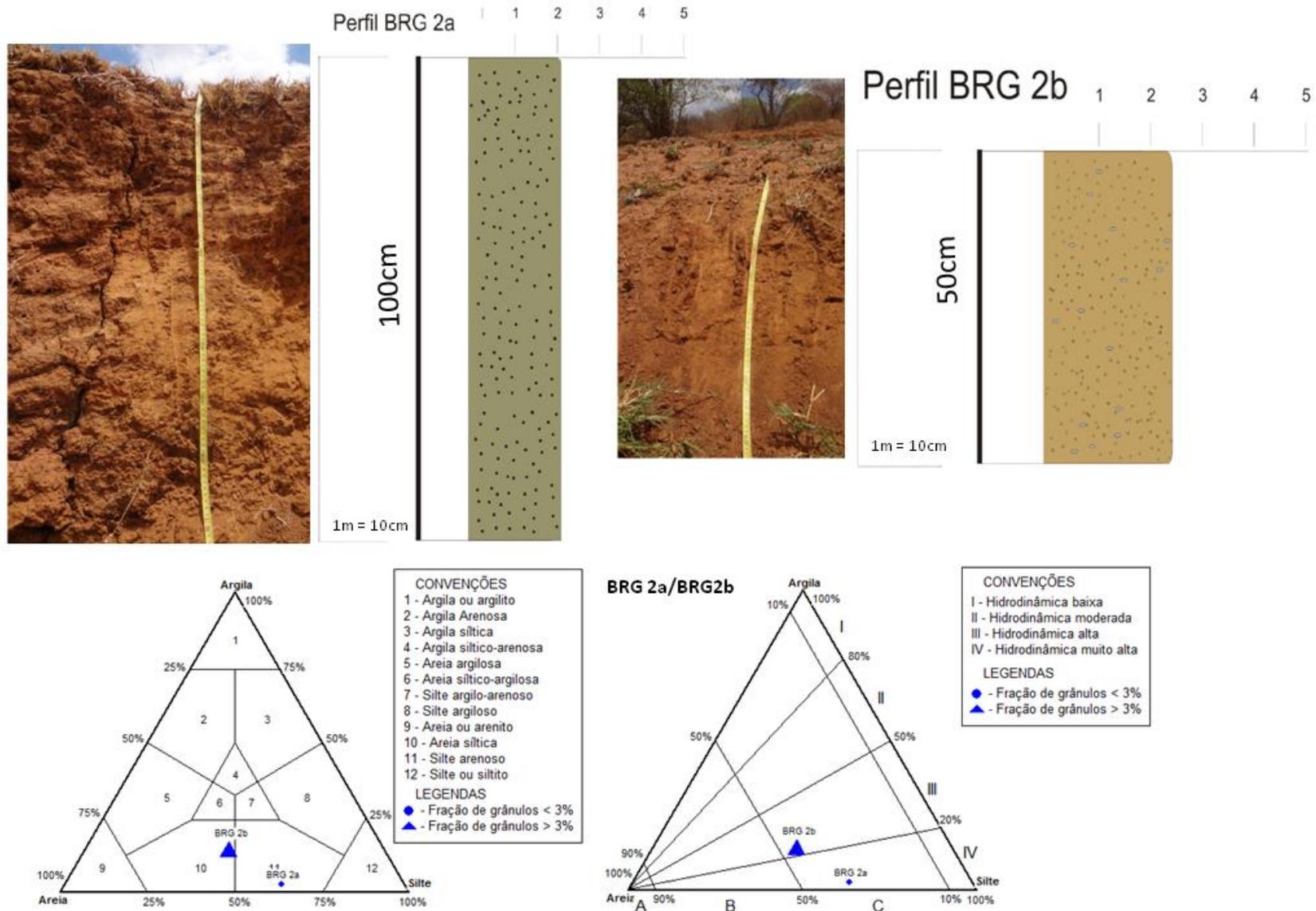
Tabela 6 - Assimetria, curtose e grau de seleção para as amostras do ponto BRG 2

<b>Amostra</b>	<b>Assimetria</b>	<b>Curtose</b>	<b>Grau de Seleção</b>
<b>BRG 2a</b>	Negativa	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 2b</b>	Aproximadamente Simétrica	Mesocúrtica	Muito Pobremente Selecionado

Tabela 7 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 2.

<b>Amostra</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Esfericidade</b>	<b>Brilho</b>
<b>BRG 2a</b>	Angular	Alta	Brilhante
<b>BRG 2b</b>	Sub-Angular	Alta	Brilhante

Figura 38 - Perfis BRG 2a e 2b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988)



O ponto 3 está situado a  $38^{\circ}11'43.4''$  W e  $7^{\circ}44'10.5''$  S, a aproximadamente 650m de altitude (Figura 39). Este ponto se encontra mais próximo ao exultório da sub-bacia bacía que os anteriores (Figura 40). Ele é definido como um canal cortando um vale preenchido de sedimentos, no entanto, com uma incisão muito mais amadurecida e com a presença de um segundo nível de depósito sobreposto à margem erosiva do canal.

Figura 39 - Localização do ponto BRG 3.

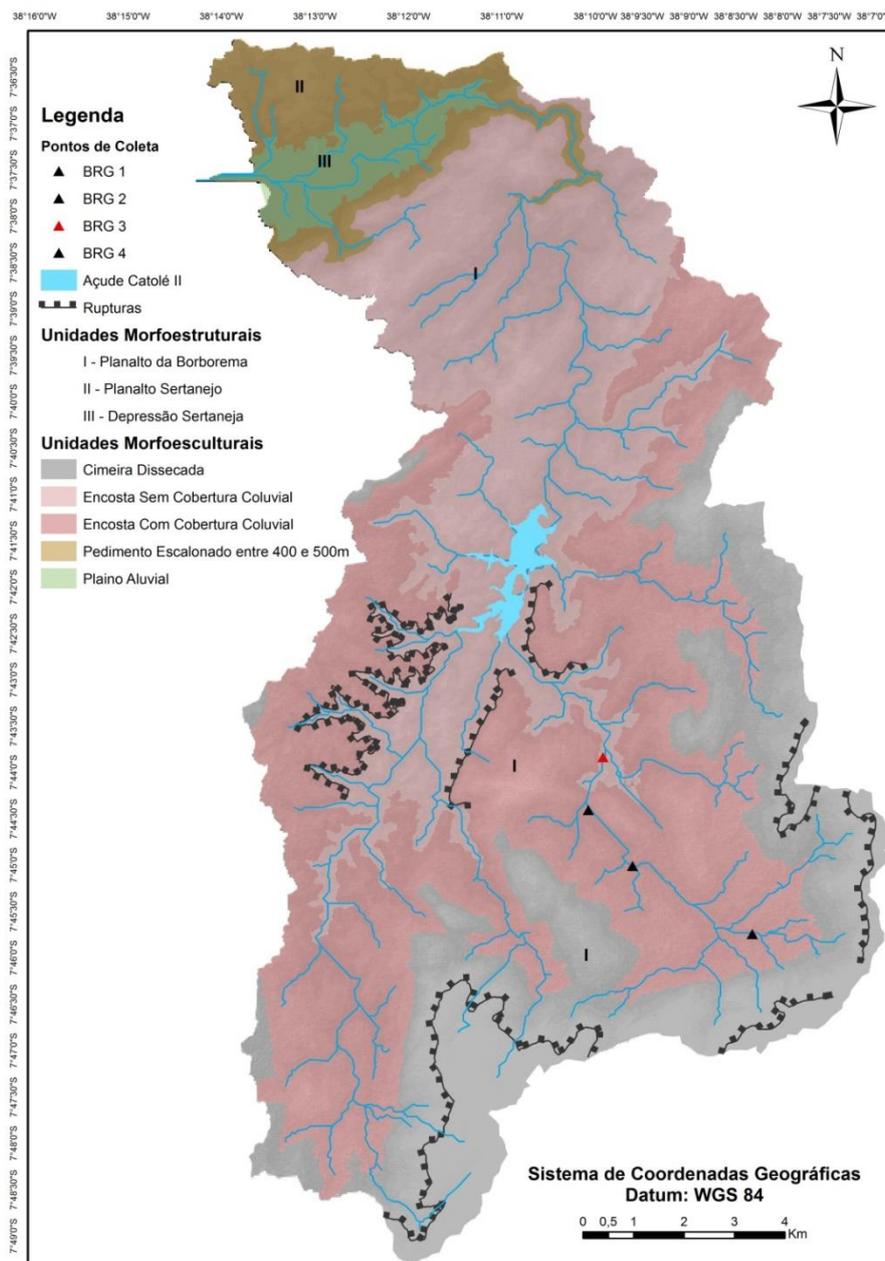
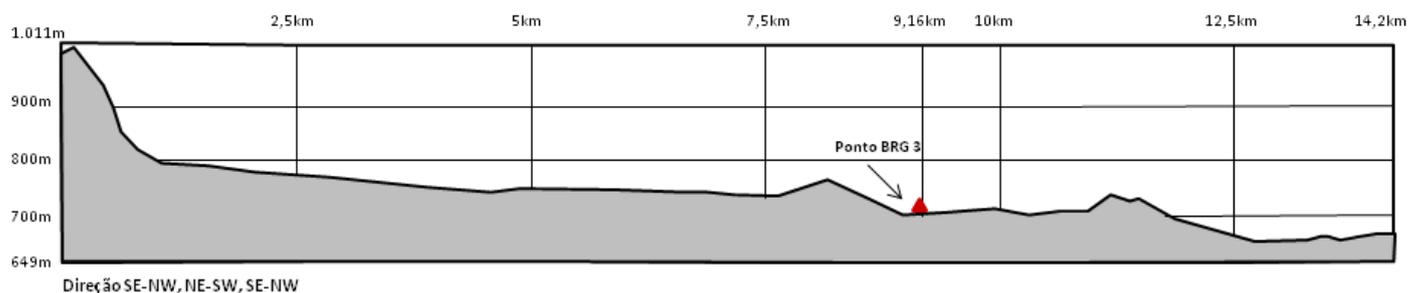


Figura 40 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o perfil BRG 3.



O perfil BRG 3a (Figuras 39 e 41) trata-se da margem inferior do canal, onde foram identificadas duas litofácies. A amostra coletada na base, BRG 3a.1, foi classificada como areia siltica é composta majoritariamente por fração areia (de 50 a 60%), pobremente selecionada, com uma porcentagem da fração cascalho em torno de 40% (Figura 40). Já a amostra coletada no topo do perfil, BRG 3a.2, muito pobremente selecionada, apresenta uma diminuição nas frações areia e cascalho (Figura 40) e um aumento na fração silte em torno de 20%, tendo sido classificada como um silte arenoso.

O perfil BRG 3b (Figuras 41 e 43), sobreposto ao 3a, possui 1,30m de comprimento, onde também foram identificadas duas camadas distintas, ambas muito pobremente selecionadas e com pouca diferenciação granulométrica. A camada BRG 3b.1 (base), classificada como areia siltica (Figura 43), possui uma pequena diferença entre as frações silte e areia (em torno de 55% de silte e 45% de areia). No entanto, a camada BRG 3b.2 apresenta uma pequena diminuição da fração silte e aumento na fração argila e areia, sendo esta última de maior expressão (Figura 42), o que caracteriza o material contido na amostra em silte arenoso (Figura 44).

O perfil BRG 3c (Figura 45), localizado na rampa lateral, apresenta características granulométricas semelhantes às da amostra BRG 3a.1, com um aumento nas frações areia e cascalho em relação às demais amostras.

A análise da assimetria e curtose dos materiais contidos nos perfis do ponto BRG 3 revelam uma certa alternância na assimetria (Tabela 8), seguindo uma sequência de aproximadamente simétricas e de assimetria positiva e, portanto na natureza direcional do fluxo transportador. Quanto à curtose, os materiais variam de muito leptocúrticos a platicúrticos do topo para a base (Tabela 8). Em relação aos dados de arredondamento, com exceção da amostra BRG 3a.2 que é majoritariamente angulosa, as amostras são sub-arredondadas. E em relação aos níveis de esfericidade, apenas a amostra BRG a.1 possui esfericidade média, sendo as demais de esfericidade alta (Tabela 9).

Figura 41 - Vista da margem erosiva e nível de terraço sobreposto de dentro do canal



Figura 42 - Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto BRG 3.

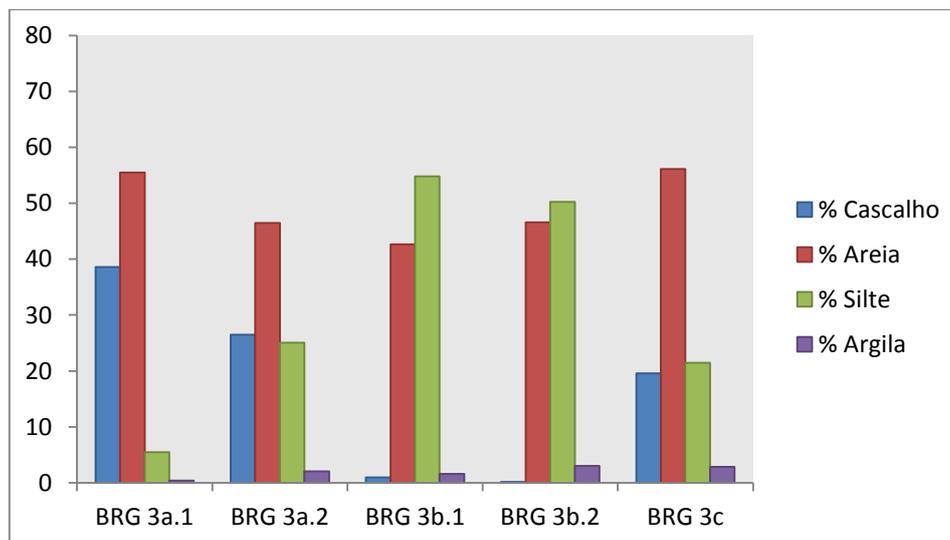


Tabela 8 - Assimetria, curtose e grau de seleção para as amostras do ponto BRG 3.

<b>Amostra</b>	<b>Assimetria</b>	<b>Curtose</b>	<b>Grau de Seleção</b>
<b>BRG 3a.1</b>	Aproximadamente simétrica	Muito leptocúrtica	Pobrememente Selecionado
<b>BRG 3a.2</b>	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Muito Pobrememente Selecionado
<b>BRG 3b.1</b>	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica	Muito Pobrememente Selecionado
<b>BRG 3b.2</b>	Positiva	Platicúrtica	Muito Pobrememente Selecionado
<b>BRG 3c</b>	Muito positiva	Platicúrtica	Muito Pobrememente Selecionado

Tabela 9 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 3.

<b>Amostra</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Esfericidade</b>	<b>Brilho</b>
<b>BRG 3a.1</b>	Sub-Arredondado	Média	Brilhante
<b>BRG 3a.2</b>	Angular	Alta	Brilhante
<b>BRG 3b.1</b>	Sub-Arredondado	Alta	Brilhante
<b>BRG 3b.2</b>	Sub-Arredondado	Alta	Fosco
<b>BRG 3c</b>	Sub-Arredondado	Alta	Fosco

Figura 43 - Perfil BRG 3a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

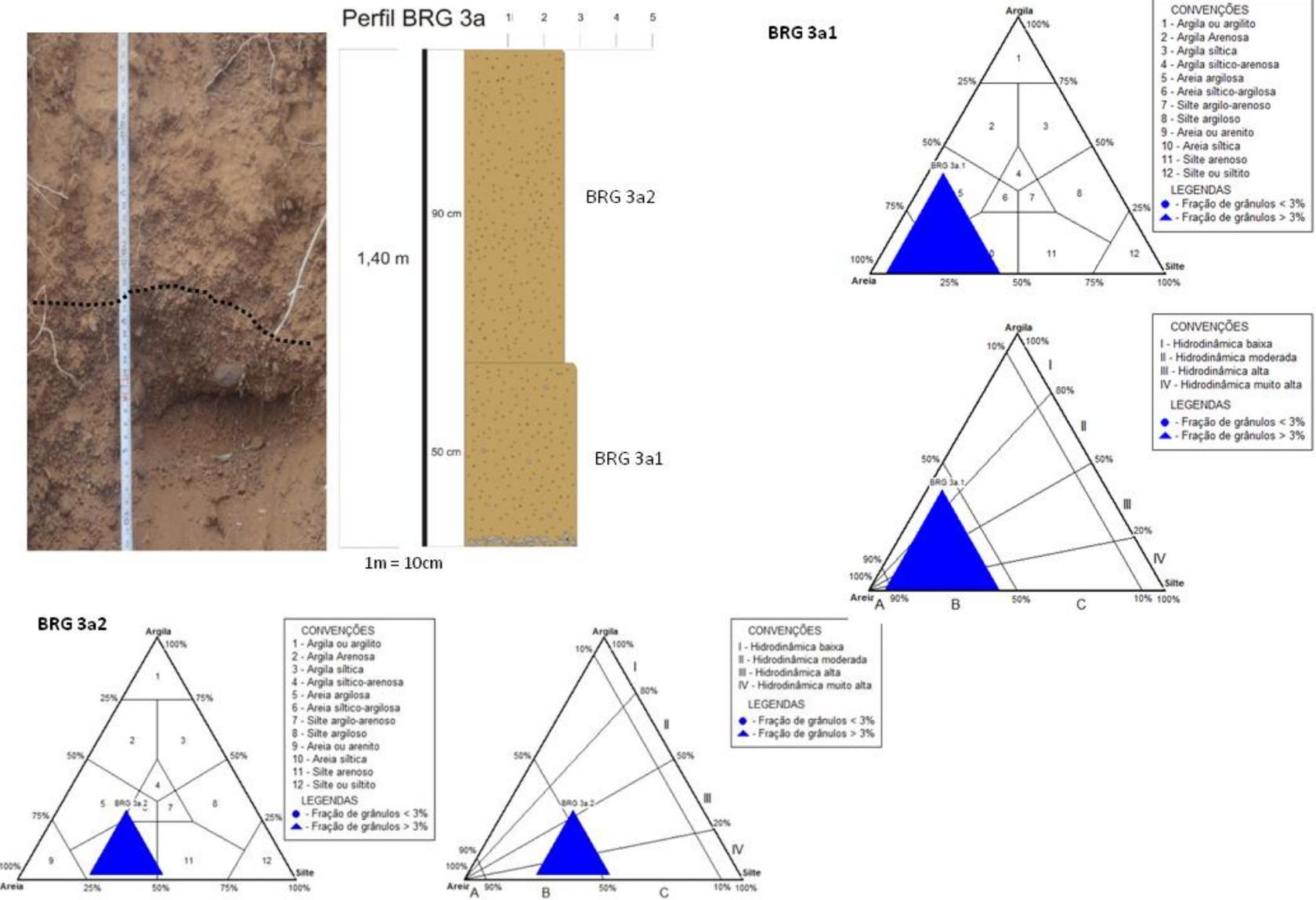


Figura 44 - Perfil BRG 3b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

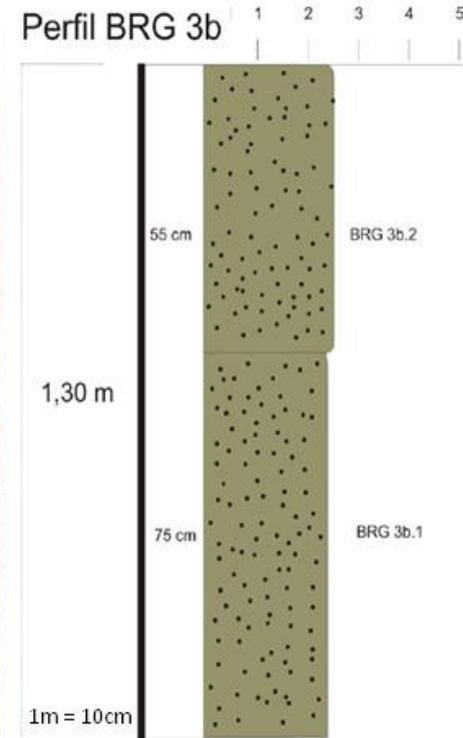
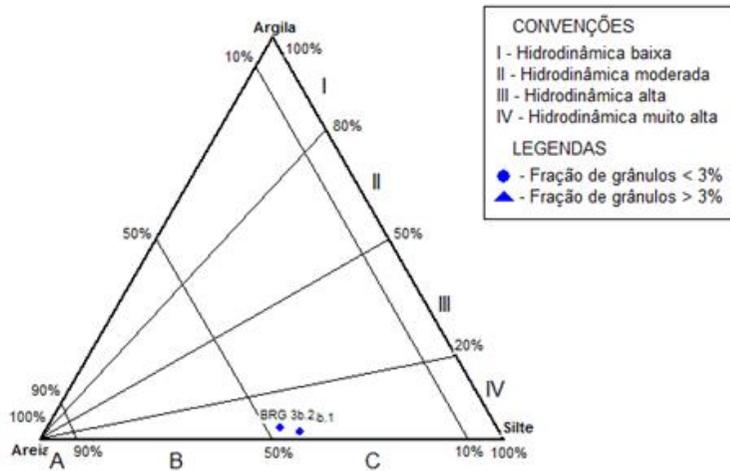
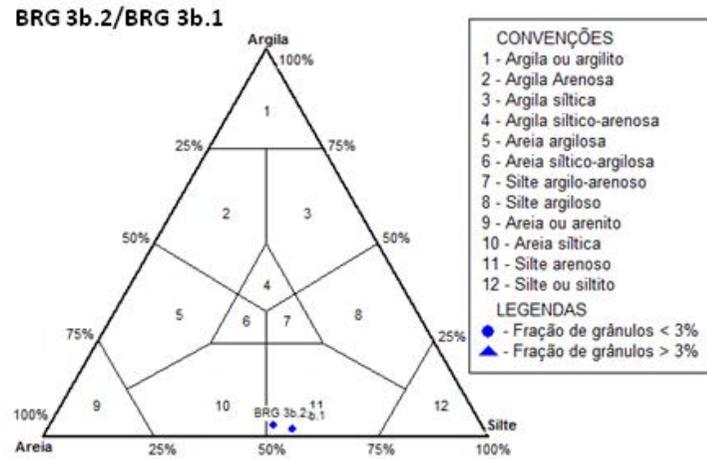
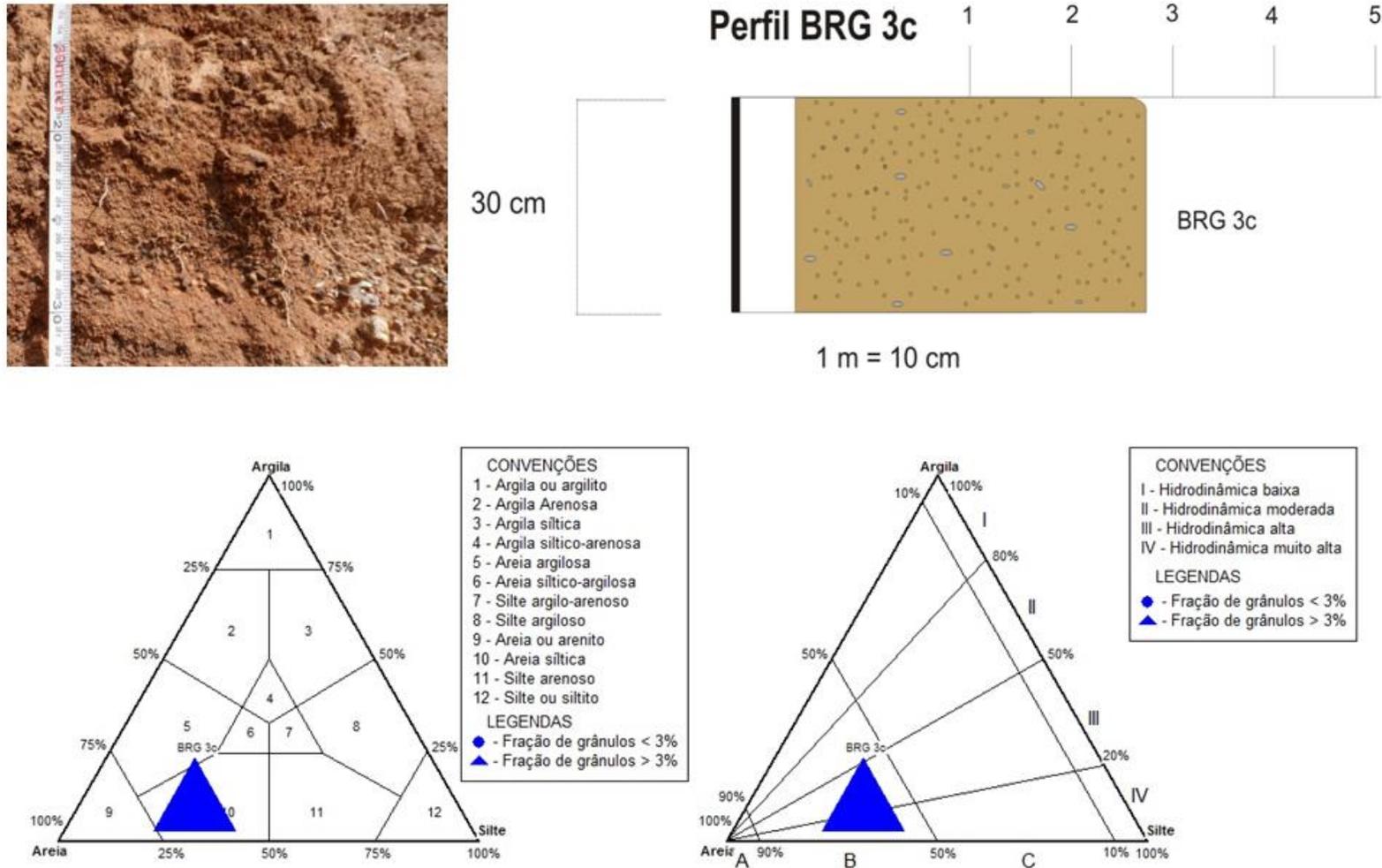


Figura 45 - Perfil BRG 3c e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).



O ponto 4 está localizado a  $38^{\circ}8'39''$  W e  $7^{\circ}45'46''$  S, a aproximadamente 750m de altitude (Figura 46). Este se encontra nas proximidades da principal área fonte de sedimentos da bacia, o maciço da Serra da Baixa Verde (Figura 47). Esta área representa um vale entulhado (Figura 46) de sedimentos onde há a confluência de canais que, em sua maioria, se espraiam ao atingir a área, apresentando apenas uma incisão de canal visível (Figura 48).

Figura 46 - Localização do ponto BRG 4

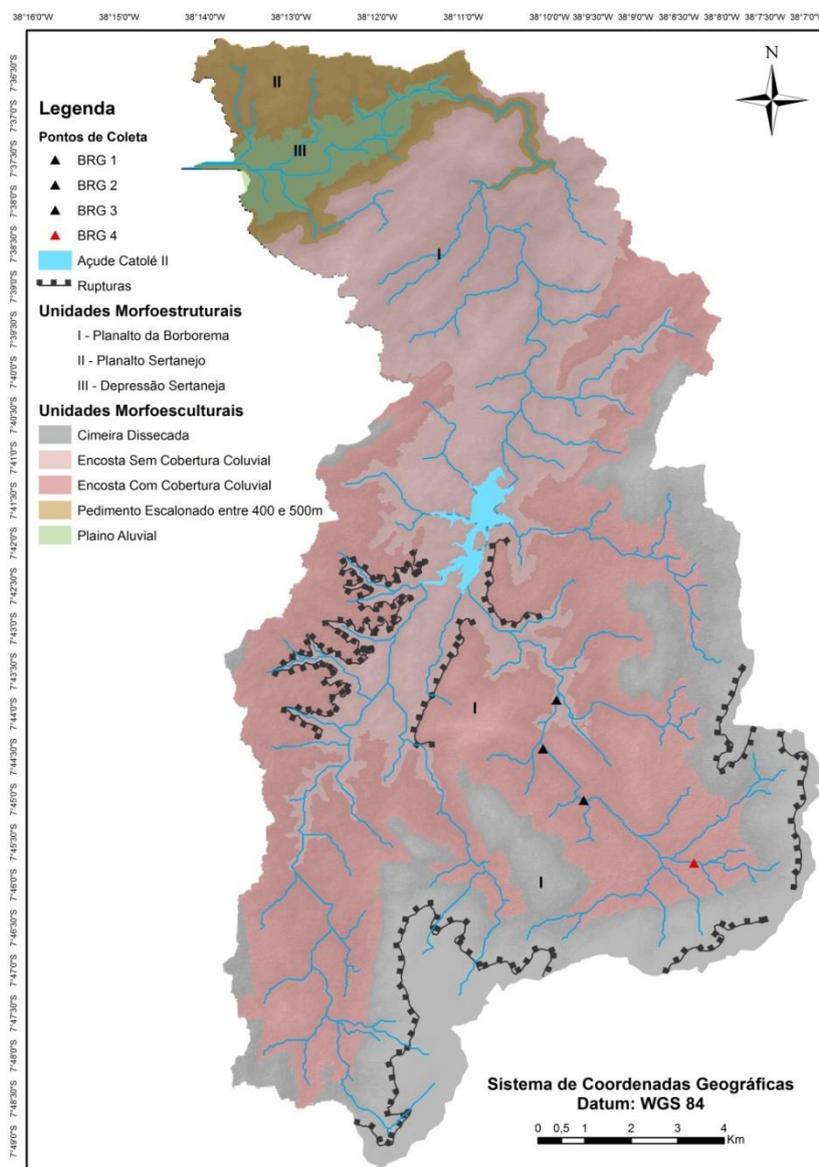


Figura 47 - Perfil longitudinal do canal onde se encontra o ponto BRG 4.

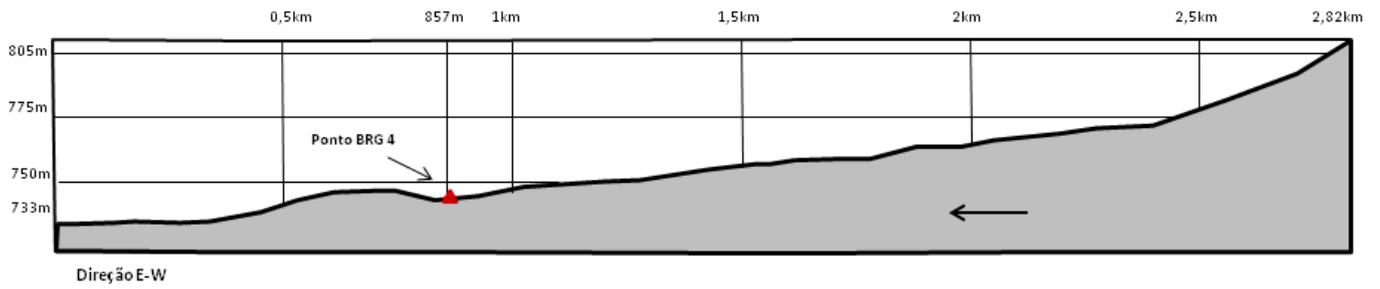


Figura 48 - Vale preenchido e área fonte ao fundo.



Figura 49 - Riacho Araras cortando o vale preenchido.



O perfil BRG 4a (Figura 51), localizado na margem do principal riacho da área, possui 65cm de comprimento, onde são encontradas três camadas granulometricamente distintas. Neste perfil, assim como no perfil BRG 1a, também se verifica uma alternância entre os dados de granulometria, com intercalação entre areia siltica e silte arenoso (Figura 50) e ainda uma variação discreta na hidrodinâmica e na assimetria. Já os dados de curtose não apresentam alternância entre as amostras (Tabela 10).

A litofácie BRG 4a.1 se encontra no topo do perfil e é classificado como areia siltica (Figura 51) muito pobremente selecionada, contendo em torno de 50% de sedimentos da fração areia para 35% de silte (Figura 50). Esta amostra apresenta um valor de assimetria que a classifica como aproximadamente simétrica, indicando um fluxo aproximadamente unidirecional, enquanto que os valores de curtose a coloca como platicúrtica. Já a BRG 4a.2 trata-se de um silte arenoso (Figuras 50 e 51) muito pobremente selecionado, com uma proporção de mais de 60% de silte para cerca de 25% de areia (Figura 50). Os valores de assimetria e curtose apontam para um material de assimetria negativa e mesocúrtico. A litofácies BRG 4a.3 apresenta uma granulometria predominantemente arenosa pobremente selecionada, com cerca de 60% de fração areia e 30% de cascalho para 10% de silte (Figura 50). Esta fácies mais espessa do perfil representa a carga de fundo do canal. Os dados gerados pelos diagramas de Shepard e Pejrup são bastante confusos, não sendo possíveis de colocar a amostra em classes definidas de hidrodinâmica e granulometria, em decorrência do diagrama de Shepard não englobar a fração cascalho, não sendo esta definida apenas pela porcentagem das frações. Os dados de curtose revelam uma amostra também mesocúrtica, enquanto que a assimetria é muito positiva, indicando um fluxo unidirecional (Tabela 10).

O perfil BRG 4b (Figura 52) foi aberto com 50cm de comprimento na rampa lateral à margem do canal onde se encontra-se o perfil BRG 4a. O material que compõe este perfil é um único pacote sedimentar, granulometricamente classificado como areia síltica (Figura 52) muito pobremente selecionada, com 55% de areia para 35% de silte e um discreto aumento da fração argila em relação às amostras anteriores (Figura 50). Os dados de assimetria e curtose apontam para uma amostra mesocúrtica de assimetria positiva (Tabela 11).

Figura 50 - Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto BRG 4.

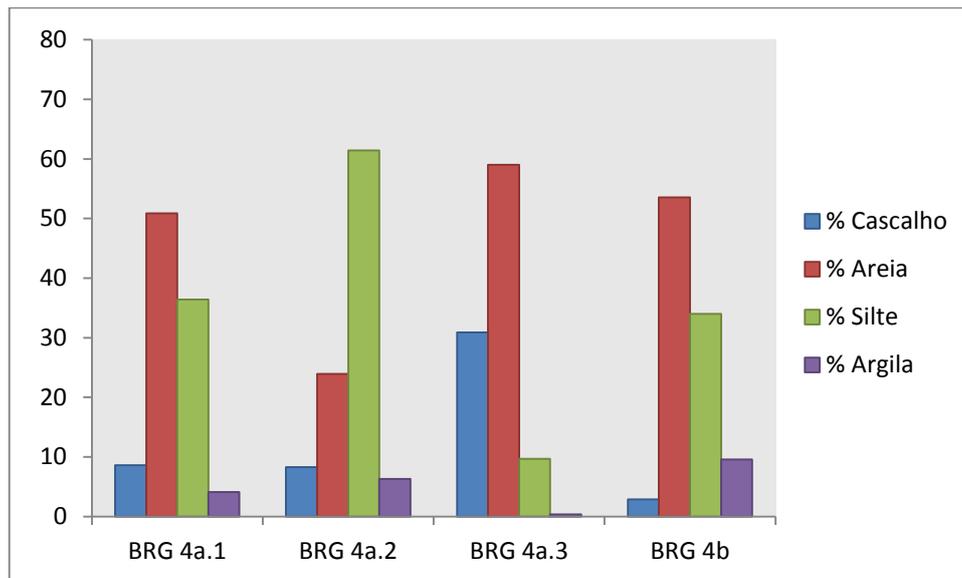


Tabela 10 - Assimetria, Curtose e Grau de Seleção para as amostras do ponto BRG 4.

Amostra	Assimetria	Curtose	Grau de Seleção
<b>BRG 4a.1</b>	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 4a.2</b>	Negativa	Mesocúrtica	Pobremente Selecionado
<b>BRG 4a.3</b>	Muito positiva	Mesocúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 4b</b>	Positiva	Mesocúrtica	Muito Pobremente Selecionado
<b>BRG 4c</b>	Positiva	Platicúrtica	Muito Pobremente Selecionado

Tabela 11 - Dados de morfoscopia para as amostras do ponto BRG 4.

Amostra	Arredondamento	Esfericidade	Brilho
<b>BRG 4a.1</b>	Sub-Angular	Alta	Fosca
<b>BRG 4a.2</b>	Sub-Arredondado	Alta	Fosca
<b>BRG 4a.3</b>	Sub-Angular	Alta	Fosca
<b>BRG 4b</b>	Sub-Angular	Alta	Brilhante

Figura 51 - Perfil BRG 4a e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

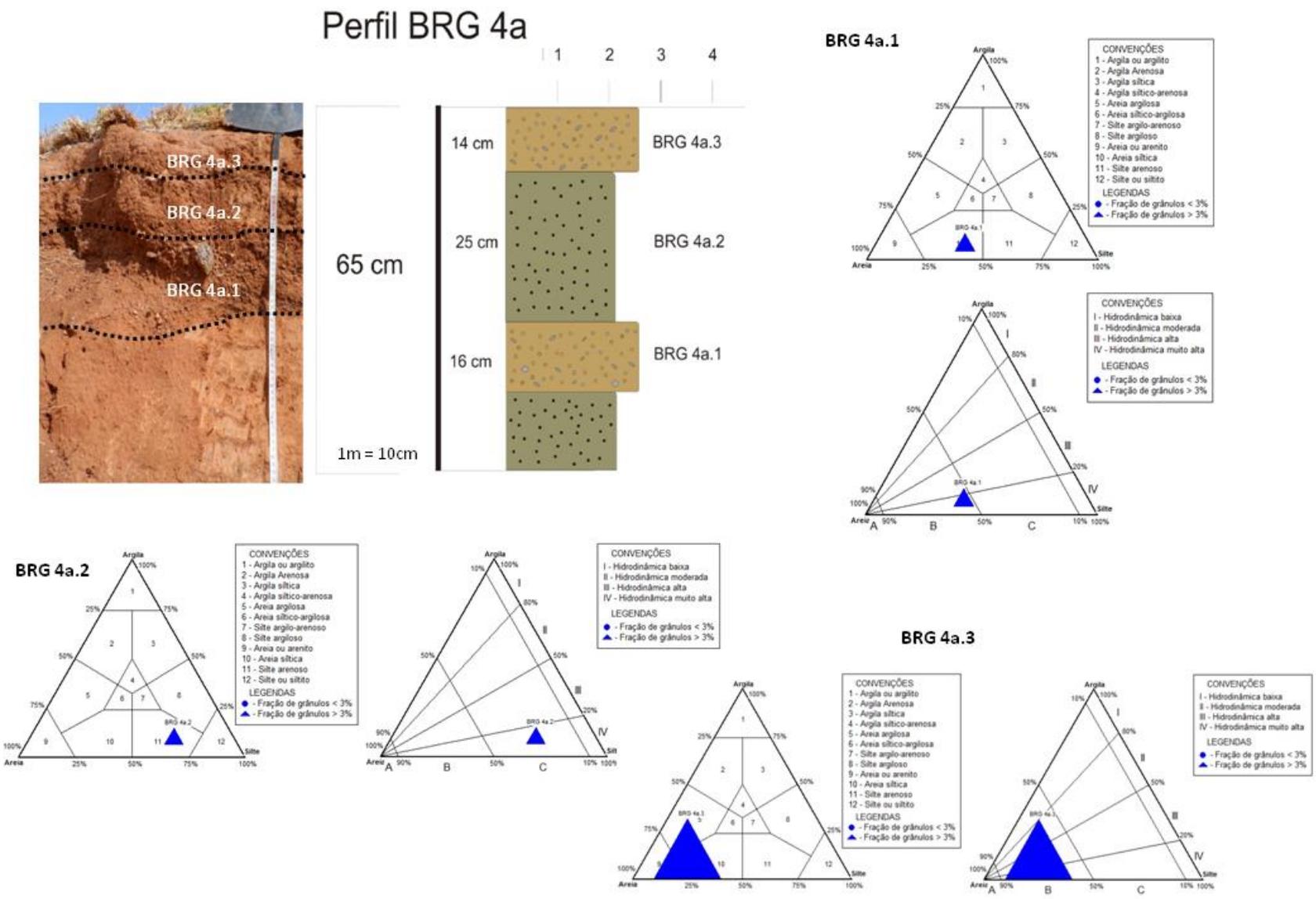
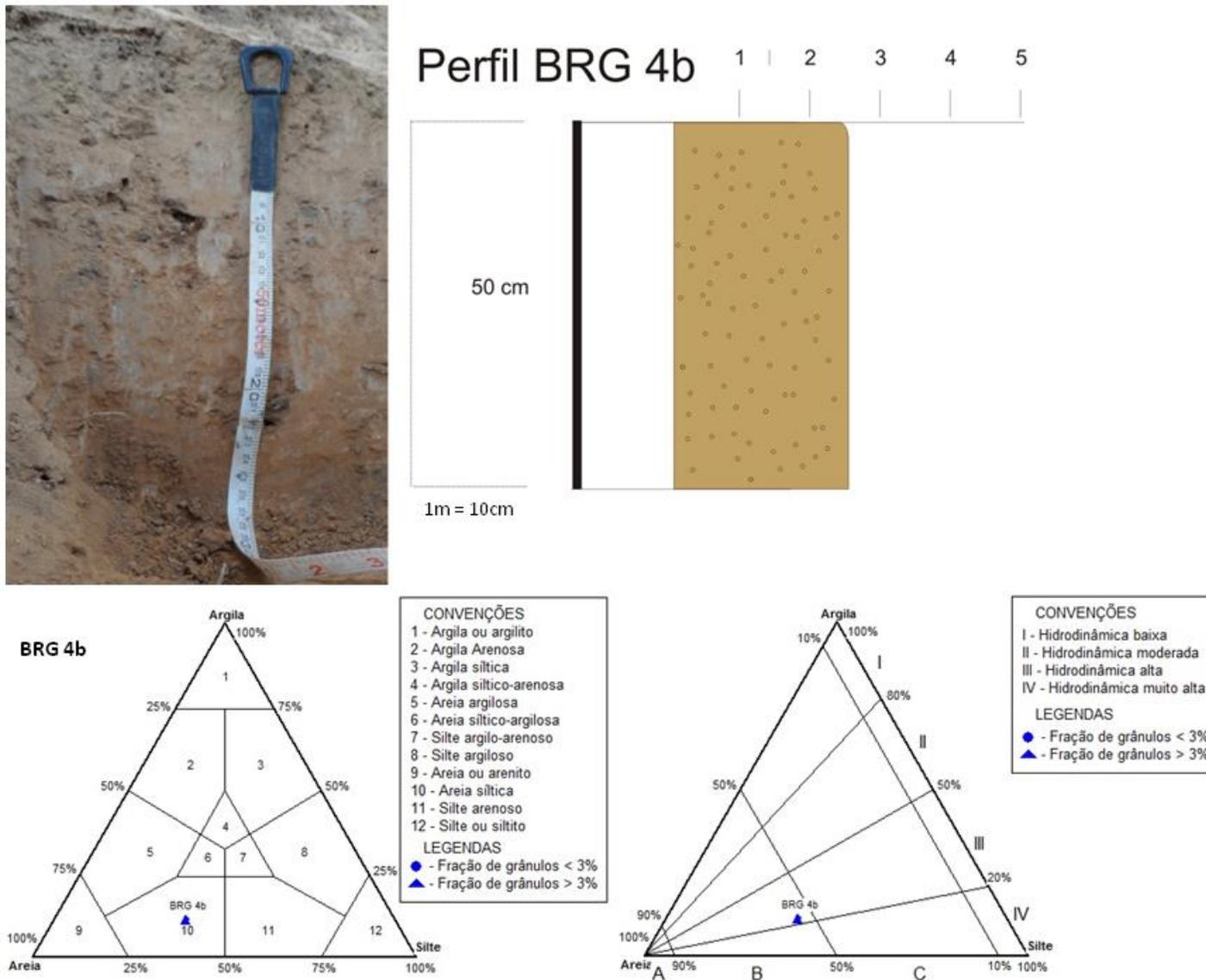


Figura 52 - Perfil BRG 4b e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).



#### 5.4 – PROPOSTA DE TIPOLOGIA DE ELEMENTOS DE DESCONEXÃO ENCOSTA-CANAL

A tipologia de desconexão entre encosta e canais é proposta com base nos dados de granulometria, morfoscopia e parâmetros estatísticos (Folk & Ward, 1957) das áreas analisadas, relacionando-as com sua distribuição espacial na bacia. É importante ressaltar que as áreas de amostragem foram selecionadas de acordo com sua recorrência na bacia, de modo tal que cada amostra analisada representa uma categoria que se repete em outros pontos da bacia.

- **Tipo 1: Evidência de Microciclos**

Este tipo de depósito de desconexão encosta-canal caracteriza-se basicamente pela quantidade de litofácies no perfil das margens dos canais, em decorrência da proximidade das áreas fonte de sedimentos. Este tipo de desconexão encosta-canal reflete a ocorrência de microciclos, responsáveis pelo transporte de sedimentos para a rede de canais em uma extensão muito curta. Esta proximidade da área fonte se reflete na preservação da fração silte, que mesmo variando entre suas fácies, ainda permanece alta. Isto é verificado nas variações desta tipologia, onde a mais próxima possui um percentual maior de silte. Apesar da proximidade da área fonte, os dados de morfoscopia para esta tipologia revelaram uma esfericidade alta e uma ampla variação entre grãos angulosos e sub-arredondados, todos com proporções muito parecidas. Este fato pode estar relacionado com algum tipo de transporte do material anterior ao seu transporte fluvial, fazendo com que, mesmo com seu pouco transporte fluvial os grãos apresentem graus de arredondamento e esfericidade característicos de um transporte mais longo. As variações desta tipologia estão descritas a seguir:

- **Tipo 1a: Recorrência de Fácies**

O depósito com recorrência de fácies (Figura 53) se encontra muito próxima da área fonte, onde foi observada a presença de um canal em estágio pouco desenvolvido de incisão do vale (Figura 54). Nesta variação do tipo 1, foi observada a alternância de litofácies com propriedades sedimentológicas semelhantes, dispostas intercaladamente no perfil. Assim, há uma repetição nas propriedades, de modo tal que fluxos de tendência aproximadamente unidirecional foram responsáveis pelo transporte de frações mais finas, enquanto que fluxos unidirecionais transportaram as frações mais grossas do perfil.

Figura 53 - Modelo ilustrativo da Tipologia 1a

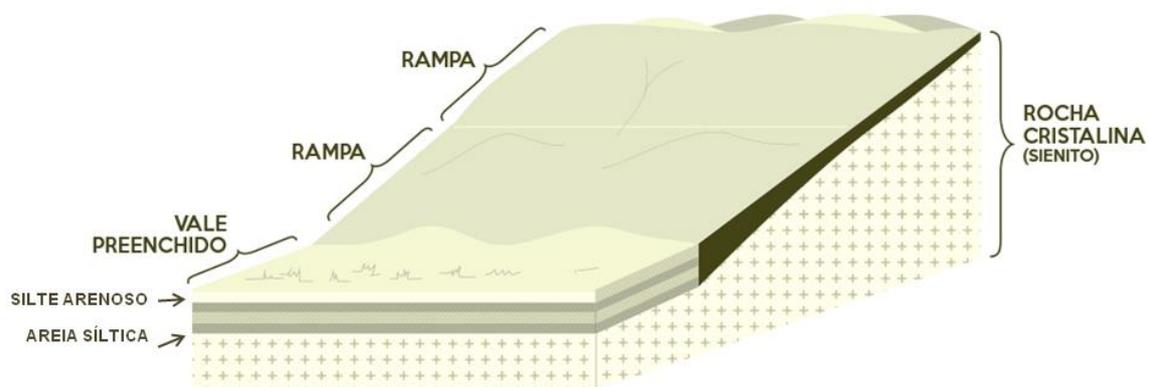


Figura 54 - Tipologia 1a – Recorrência de fácies



As rampas laterais, por sua vez, são compostas de um único pacote de areia síltica, apresentando um fluxo de hidrodinâmica muito alta com a tendência do fluxo intermediária em relação aos descritos acima. Estas características revelam uma atuação de microciclos repetitivos, que possivelmente ficaram melhor registrados em decorrência do transporte muito curto e de o material ser originado de apenas um canal, ao invés de uma confluência de vários canais, como ocorre no tipo 1b.

- **Tipo 1b: Fácies Aleatórias**

Este tipo de depósito (Figura 55) é caracterizado pela sua maior extensão e menor proximidade da área fonte, encontrando-se frequentemente na confluência de mais de dois canais. Sua localização quase sempre em canais parcialmente laterais a laterais ao maciço da Serra da Baixa Verde (Figura 56) e, conseqüentemente contando com o fornecimento de materiais de uma quantidade maior de canais, estes de maior potencial

de transporte de sedimentos, visto que se beneficiam da maior disponibilidade hídrica das vertentes do maciço.

Figura 55 - Modelo ilustrativo da Tipologia 1b

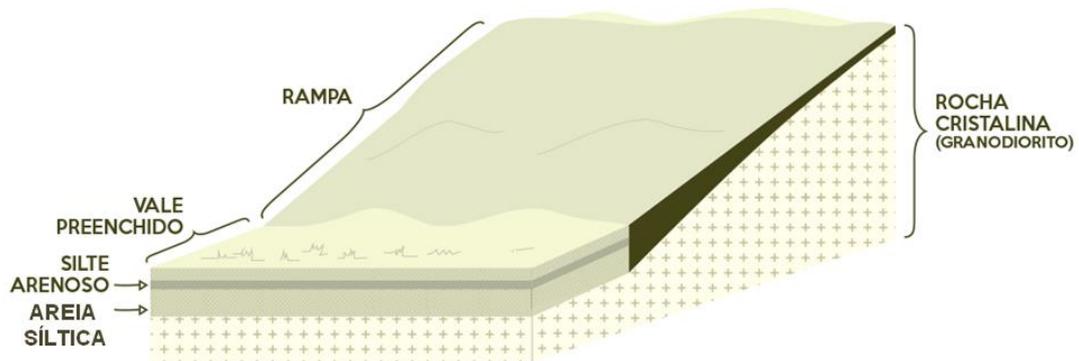


Figura 56 - Tipologia 1b



Nestes depósitos é comum a migração de canais ou a presença de canais descontínuos, de modo que muitas vezes, mesmo se localizando em uma área de

confluência de canais, apenas uma incisão possui expressão espacial. Seu caráter sedimentológico revela a presença de três fácies, mas sem a recorrência nas propriedades das fácies do tipo anterior, sendo esta apenas na granulometria, que se alterna em areia siltica e silte arenoso. Esta tipologia é caracterizada pela atuação de ciclos distintos, com os parâmetros estatísticos das fácies não recorrentes.

- **Tipo 2: Pacote Único**

Este tipo de elemento de desconexão (Figura 57) representa um depósito formado por um pacote único de sedimentos, não evidenciando a presença de fácies distintas, de forma que sua gênese aparentemente é mais simples do que as demais tipologias. Este é composto por apenas um canal (Figura 58), cuja margem apresenta uma perfil formado por um pacote cuja classe granulométrica foi definida como silte arenoso enquanto que a pequena rampa lateral foi definida como areia siltica.

Figura 57 - Modelo ilustrativo da Tipologia 2

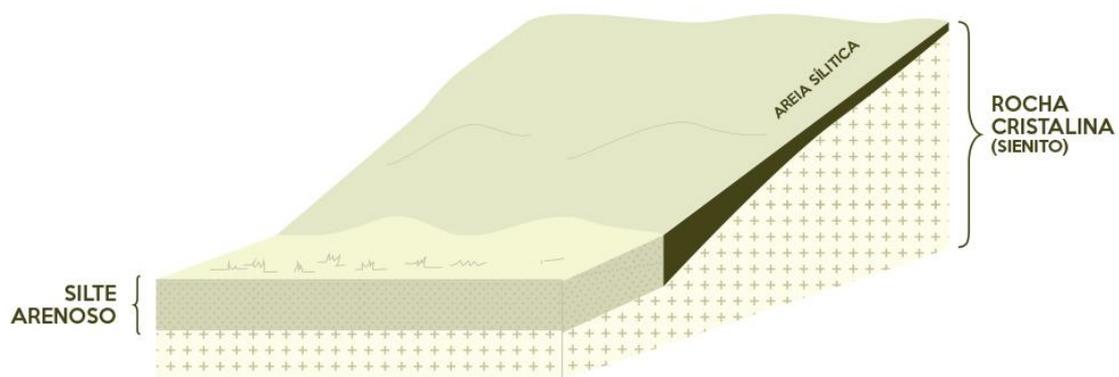


Figura 58 -Tipologia 2



Os dados de assimetria obtidos com os parâmetros de Folk & Ward (1957) levam a inferir que o pacote que forma a margem do canal teria sido decorrente de um fluxo de baixa viscosidade, de tendência bidirecional, enquanto que aquele que levou à sedimentação da pequena rampa lateral seria um fluxo de viscosidade maior devido à composição granulométrica do material compreender frações mais grosseiras e de caráter unidirecional. Estes dados levam a crer que esta tipologia pode ter sido formada em dois momentos diferentes, quando um primeiro fluxo de baixa magnitude seria responsável pelo depósito do silte arenoso e em um segundo momento um fluxo de magnitude maior teria transportado a areia siltica. Assim, no momento em que iniciou-se a incisão destes depósitos, o novo canal removeu a areia siltica, deixando-a apenas na rampa lateral e deixando exposto o silte arenoso.

- **Tipo 3: Depósito em Dois Níveis**

Este tipo de elemento de desconexão (Tipologia 3) aparece na bacia do riacho Grande com certa frequência, ocorrendo em áreas longitudinalmente mais distantes das cabeceiras. Caracteriza-se por sua compartimentação em dois níveis distintos (Figuras 59 e 60) no formato de degraus, havendo dois perfis em cada margem do canal. Esta tipologia se encontra encaixada em um vale mais estreito que os demais, com pequena extensão lateral dos depósitos. O nível inferior é composto por materiais cuja classe modal de granulometria foi definida como areia siltica, enquanto que a do nível superior

foi definida como silte arenoso. No entanto, cada perfil é composto de duas litofácies distintas, que apesar de se tratarem de materiais da mesma classe granulométrica, se distinguem pela proporção das frações. Assim, considerando-se os perfis dos dois níveis, há uma granodercercência ascendente, verificada não apenas pela distinção entre os dois perfis, mas também nas litofácies de cada um deles. É necessário ressaltar, portanto, que os dados obtidos no diagrama de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para a fácies basal (BRG 3a.1) do perfil inferior, imediatamente próxima ao fundo do canal, apresentaram dados confusos, aparentando que possivelmente o material que a compõe ainda guarda muitas das características originárias do manto de intemperismo. Outra possibilidade para a geração de dados confusos para esta fácies é a quantidade da fração cascalho, que passa dos 30% e, que em decorrência de o diagrama de Shepard (1954) não apresentar uma categoria própria que seja definida por uma grande quantidade de cascalho, gere dados confusos. Assim, a classificação granulométrica para esta baseia-se na proporção de areia e silte observada nos parâmetros de Folk & Ward (1957). A aplicação dos revelaram uma intercalação nos dados de assimetria entre as quatro fácies dos dois perfis, enquanto que a curtose de cada perfil foi a mesma para as duas fácies. Assim, o perfil mais próximo da base aparenta ter sido formado em duas fases, em que a primeira teria tido uma tendência mais bidirecional e capacidade de transporte maior, enquanto em uma segunda fase o fluxo teria sido unidirecional e com menos capacidade de transporte de frações grosseiras. Por outro lado, o perfil localizado no segundo nível teria sido formado inicialmente em uma fase de fluxo de tendência menos unidirecional e uma fase de fluxo mais unidirecional, com uma diferença muito pequena na granulometria do material transportado. A análise do perfil aberto na rampa lateral para o ponto definido pra representar esta tipologia revelou um caráter distinto das demais rampas que, mesmo esta se tratando de uma areia síltica como as demais, apresenta uma

maior quantidade da fração cascalho. Esta maior quantidade da fração cascalho na amostra da rampa lateral levanta a questão de se esta área que hoje representada pela pequena rampa lateral já representou o fundo de um canal.

Figura 59 - Modelo ilustrativo da Tipologia 3

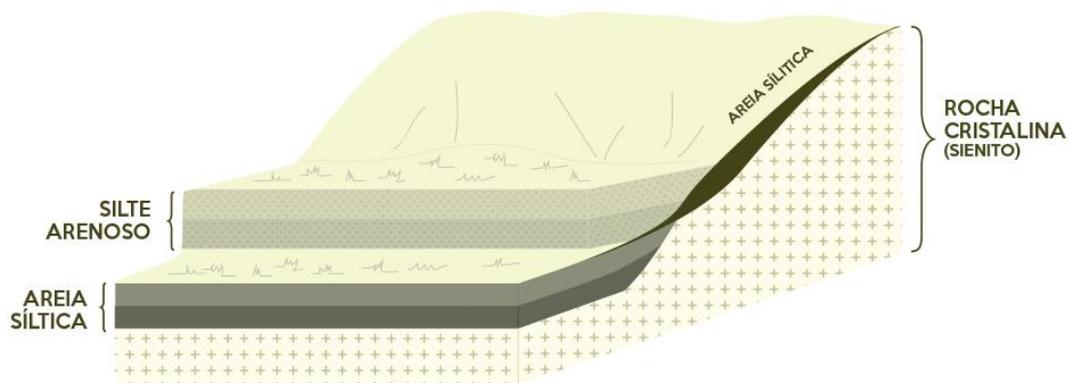


Figura 60 - Tipologia 3



Os dados de morfoscopia, assim como nas tipologias anteriores, apresentaram uma esfericidade alta, podendo esta ser mais relacionada a um retrabalhamento do material anterior ao seu transporte fluvial, já que este foi curto, ou a combinação destes dois fatores. O arredondamento dos grãos apresentou uma variação desde sub-angulosos à sub-arredondados, com pouca diferença nas porcentagens destas classes. Esta tipologia, aparenta uma sedimentação em ciclos, operando de maneira diferente daqueles evidenciados na tipologia 1 (com recorrência de fácies) em decorrência de sua posição na bacia e o conseqüente aumento da captação, com a contribuição de uma quantidade de canais muito maior do que nas demais tipologias. Desta maneira, a compartimentação deste tipo de elemento de desconexão possui uma inter-relação com a atuação de fluxos de magnitudes distintas, tanto na deposição dos sedimentos que preencheram o vale, como na escavação deste vale em dois ou mais momentos, gerando os dois níveis observados nesta terceira tipologia.

## 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A avaliação dos elementos de desconexão encosta-canal permitiu identificar e caracterizar estas áreas de estocagem intermediárias encontradas na bacia do riacho Grande e, a partir daí, elaborar uma tipologia para estes depósitos. A partir dos mapeamentos de elementos de desconexão encosta-canal evidenciou-se uma concentração na distribuição espacial dos depósitos nas proximidades das áreas fonte da bacia, corroborando a ideia de uma atuação pretérita de fluxos espasmódicos de alta magnitude como responsável pela gênese da estocagem intermediária. Por outro lado, o contexto estrutural da bacia, sobretudo como responsável pela existência de espaços de acomodação, também representa um dos condicionantes para a chamada estocagem intermediária na bacia.

As análises sedimentológicas permitiram fazer uma individualização das áreas de estocagem intermediárias, dividindo-as pelo número de fácies, e não necessariamente por diferenças texturais, visto que as características texturais são controladas pela dinâmica de transporte em pulsos. Assim, foram classificados três tipos de depósitos. O primeiro são os de fácies única, onde há apenas um tipo de processo de sedimentação e ao mesmo tempo há a possibilidade de remoção de um depósito, antes de um novo preenchimento. O segundo seria os de fácies múltiplas e alternantes, onde há o preenchimento a partir de um mesmo mecanismo, mas em momentos distintos, ora mais úmidos e ora mais secos, o que gera alternância de características nos depósitos; estas áreas apresentam baixa declividade possibilitando a conservação das fácies. Por fim o terceiro tipo apresenta múltiplas fácies com características diversas, resultante da presença de diversas fontes de sedimento, tal qual afluentes.

As análises granulométricas revelaram que as áreas amostradas são compostas majoritariamente de areia fina e silte, este comumente excedendo os 30% por amostra. Isto reflete o resultado de uma quebra imperfeita dos minerais primários que comumente não chegam a ser transformados em argila sob condições de clima semiárido. Estas concentrações de silte foram mais expressivas no ponto de amostragem que se localiza mais próximo da área fonte (Tipo 1a), onde a fração silte chega a 70% das amostras, corroborando a ideia de que a esta elevada proporção poderia indicar uma contribuição pretérita de materiais de encosta no preenchimento. Nos tipos 1a e 1b foi identificado um maior número de fácies dentro do vale, o que remete à atuação de microciclos de mobilização de sedimentos, o que não foi observado nos demais depósitos. O grau de seleção manteve um padrão geral, de modo que 80% das amostras foram classificadas como muito pobremente selecionadas e 20% pobremente selecionadas. Segundo Camargo Filho & Bigarella (1998), graus de seleção pobre ou muito pobre revelam a heterogeneidade de frações por amostra, indicando que o tipo de transporte do material não foi capaz de selecionar os grãos. Em relação à assimetria, parâmetro que indica a natureza do fluxo, unidirecionais quando positivas e bidirecionais quando negativas (CAMARGO FILHO & BIGARELLA, 1998), 87,5% das amostras apresentaram uma variação desde aproximadamente simétricas a assimetrias muito positivas, enquanto que 12,5% das amostras apresentaram valores negativos de assimetria. Assim, pode-se considerar que no ambiente deposicional houve o predomínio de fluxos com tendência unidirecional, característicos de ambientes fluviais. A curtose, parâmetro que mede o grau de achatamento da distribuição granulométrica em relação àquela de distribuição normal, geralmente relacionado com o grau de seleção (McCANNUS, 1988), apresentou uma grande variação, em contraste

com o grau de seleção, que apresentou muito pouca variação para os pontos amostrados na bacia.

A cronologia dos elementos de desconexão representa uma das limitações deste trabalho, por não terem sido utilizados métodos de datação do registro sedimentar. No entanto, trabalhos como o de Corrêa (2001), utilizando métodos de datação por Luminescência Opticamente Estimulada, tem se desenvolvido no estudo do entorno do maciço da Serra da Baixa Verde. Idades obtidas pelo autor, majoritariamente para depósitos coluviais, apontam para uma fase de coluvionamento geral na transição Holoceno/Pleistoceno e para uma fase de ótimo climático no Holoceno Superior/Médio para o maciço como um todo. Porém idades muito mais recentes (0,22Ka e 0,09Ka) foram obtidas por Correa (2001) em áreas de baixa encosta, o que o autor relaciona com a colonização e introdução da cultura do café e com chuvas torrenciais que teriam ocorrido no início da década de 1910 após secas prolongadas do final do século XIX. Portanto, para os depósitos de estocagem intermediária aqui estudados, infere-se que estes possivelmente estejam relacionados a estas idades mais recentes obtidas por Correa (2001), mas outra limitação deste trabalho reside na profundidade dos depósitos, que não foi considerada. No entanto, em um sentido mais geral, podem-se relacionar as estocagens intermediárias trabalhadas aqui com o padrão de uso da terra estabelecido desde a colonização da área e com o regime pluvial de concentração da precipitação em contraste com grandes fases de estiagem.

## 7 – REFERÊNCIAS

BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. Sensitividade da Paisagem na bacia do riacho Salgado, Belém de São Francisco. **Revista de geografia - Recife**, Recife, v. Especial - VIII SINAGEO, 2010.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global. Esboço Metodológico. *Ra'e Ga – O Espaço Geográfico em Análise*, n. 8, p. 141-152, 2004.

BESSE, J.M. **Ver a Terra**. Seis ensaios sobre a paisagem e a geografia. São Paulo: Perspectiva, 2006.

BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K. Ambiente Fluvial. Curitiba, Editora da Universidade Federal do Paraná. 1969.

BRACKEN, L. J.; WAINWRIGHT, J. Equilibrium in the balance? Implications for landscape evolution from dryland environments. **Geological Society, London, Special Publications** v.296, p. 29-46, 2008.

BRÄUNING, A. Climate variability of the tropical Andes since the late Pleistocene. **Advances in Geosciences**, v. 22, p. 13-25, 2009.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A.; OUTHET, D.; MASSEY, C. Application of the River Styles Framework as a basis for river management in New South Wales, Australia. **Applied Geography**, v. 22, p. 91-122, 2002.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Oxford: Blackwell Publishing, 2005.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. **Area**, v. 38 (2), p. 65-174, 2006.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.25, p.279-296, 1995b.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A. H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Revista do Instituto de Geociências – USP, série científica**, v.1, p.59-78, 2001c.

BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos na Província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, v. 3, p.25-38, 2003.

BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape Sensitivity and Change. **Transactions of the Institute of British Geographers, New Series**, v. 4, n. 4, p. 463-484, 1979.

BRUNSDEN, D. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. **Catena**, v. 42, n. 2-4, p. 99-123, 2001.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORREA, A. C. B.; ARAÚJO FILHO, J. C. Fundamentos para o Mapeamento de Geossistemas: Uma Atualização Conceitual. **Revista de Geografia da UNESP, Rio Claro**, v. 35, n. 3, p. 539-551, 2010.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2008.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical Geography: a system approach**. Londres, Prentice Hall Inc. Co., 1971.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. Londres, Methuen, 1984.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 1981.

CHRISTOFOLETTI, A. A. A aplicação da abordagem em sistemas na geografia física. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 52, nº 2, p. 21-35, 1990.

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

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

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

CORRÊA, A. C. B. **Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia. Recife. 1997.

CORREA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema**, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, p. 386, 2001.

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

CORREA, A. C. B.; TAVARES, B. DE A. C.; MONTEIRO, K. A.; Cavalcanti, L. C. S.; LIRA, D. R.. **Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema**. Revista do Instituto Geológico, v. 31, p. 35-52, 2010.

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

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

DEMEK, J. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Praga: Academia, 1972. 520p.

EMBRAPA. Levantamento Exploratório – **Reconhecimento de solos do Estado da Paraíba**. Escala 1:500.000. 1972.

EMBRAPA - CENTRO NACIONAL DE PESQUISAS DE SOLOS. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2ª. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006.

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.; SPINK, A.; BRIERLEY, G. Post-European settlement response gradients of river sensitivity and recovery across the upper Hunter catchment, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, p. 897-918, 2009.

FRYIRS, K.; GORE, D. Sediment tracing in the upper Hunter catchment using Elemental and mineralogical compositions: Implications for catchment-scale suspended sediment (dis)connectivity and management. **Geomorphology**, v.193, p. 112-121, 2012.

FRYIRS, K. (Dis)connectivity in catchment sediment cascades: A fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms, State of Science Series**. p.38, p.30-46. 2013.

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.

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

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

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

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

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

HACK, J. T. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. **Notícia Geomorfológica**, v. 12, n. 24, p. 3-37, 1972.

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

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

HIDROWEB, Dados Hidrológicos do Posto Manaíra. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>> Acesso em 3 de Nov. 2013.

IBGE. **Manual Técnico de Uso da Terra**. 2ª. ed. Rio de Janeiro. 2006.

JAIN, V.; FRIYRS, K.; BRIERLEY, G. Where do floodplain begins? The role of total stream power and longitudinal profile form on floodplain initiation processes. **Geological Society of America Bulletin**, v. 120, n. 1/2, p. 127-141, 2008.

KONDOLF, G. M; PIÉGAY, H. **Tools in Fluvial Geomorphology**. West Sussex: John Willey & Sons, 2003.

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

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 99, p. 119-160, 1992.

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

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

MEDEIROS, V. C. **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2004.

MONTEIRO, K. A. A paisagem na geografia: uma pequena discussão. No prelo.

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

NASCIMENTO, F. R.; Sampaio. J. L. F. Geografia Física, geossistemas e estudos integrados da paisagem. **Revista da Casa da Geografia de Sobral**, v.6/7, n.1, p. 167-178, 2005.

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

OLIVEIRA, P.E. de; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** v. 152, p. 319–337, 1999.

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

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

PEULVAST, J.P.; SALES, V.C. Aplainamento e Geodinâmica: Revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator**, n. 1, p. 113-150, 2002.

RITTER, D.F.; KOCHER, R.C.; MILLER, J.R. **Process Geomorphology**. Dubuque: W.C. Brown Publishers, 1995.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SCHUMM, S. A. Geomorphic Thresholds: the concept and its applications. **Transactions of the Institute of British Geographers, New Series**, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.

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

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

SOTCHAVA, V. B. **O estudo de geossistemas**. São Paulo: Instituto de Geografia USP, 1977.

SOUZA, J. O. P. **Sistema fluvial e planejamento local: um caso semi-árido – micro-bacia do riacho Mulungu, Belém de São Francisco – PE**. 2008. Monografia (Graduação). Universidade Federal de Pernambuco. Departamento de Ciências Geográficas. Recife, p. 43. 2008.

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 Geografia. Recife, p. 169. 2011.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Conectividade e área de captação efetiva de um sistema fluvial semiárido: bacia do riacho Mulungu, Belém de São Francisco-PE. **Sociedade e Natureza**, v. 24, n. 2, p. 379-332, 2012a.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercator**, v. 11, p. 149-168, 2012b.

SOUZA, J. O. P. Caracterização e espacialização da precipitação em bacia hidrográfica com relevo complexo: Sertão Central Pernambucano – bacia do Riacho do Saco. No prelo.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Edgar Blücher, 1973.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgar Blücher, 2003.

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

UCL, SediGraph Method. Disponível em: < <http://www.geog.ucl.ac.uk/about-the-department/support-services/laboratory/laboratory-methods/particle-size-analysis/sedigraph-method>> Acesso em 20 de jan. 2014.

VIEIRA, A. R.; CURI, R. C.; CURI, W. F.; SANTOS, V. S.; Simulação via Programação Linear Sequencial com Artíficos de Linearização, para Sistema de Recursos Hídricos Parte 1 e Parte 2: Modelo e Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 1, p. 33-51, 2012.

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

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