

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

IALY GOMES FERREIRA

**DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL EM UMA CABECEIRA DE DRENAGEM
DO RIO DUAS BOCAS (RESERVA BIOLÓGICA DE DUAS BOCAS - ES)**

**VITÓRIA
2019**

IALY GOMES FERREIRA

**DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL EM UMA CABECEIRA DE DRENAGEM
DO RIO DUAS BOCAS (RESERVA BIOLÓGICA DE DUAS BOCAS - ES)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia, sob orientação do professor Dr. Eberval Marchioro e Coorientação do Dr. Pablo, de Azevedo Rocha.

**VITÓRIA
2019**

IALY GOMES FERREIRA

**DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL EM UMA CABECEIRA DE DRENAGEM
DO RIO DUAS BOCAS (RESERVA BIOLÓGICA DE DUAS BOCAS - ES)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação do professor Dr. Eberval Marchioro.

Aprovado em 13 de Setembro de 2019.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. André Luiz Lopes de Faria
Programa de Pós-Graduação em Geografia
(membro externo)
Universidade Federal de Viçosa

Prof. Ph.D. André Luiz Nascentes Coelho
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Pablo Azevedo Rocha
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Eberval Marchioro (Orientador)
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Universidade Federal do Espírito Santo

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

Ao primeiro *Homo Sapiens*, pela capacidade de criar uma ordem imaginária tão significativa aos seres humanos.

A minha família, pelos cuidados e criação ilibada, além da educação preservada com muito amor e o rigor necessário.

A minha esposa, Juliana Sarcinelli, que destina boa parte do seu tempo em entender e suportar os meus asseios, minhas dedicações, ideias e pensamentos diferentes e, às vezes, quase insuportáveis. Sinceramente, amo muito.

Aos meus amigos que, apesar de não estarem presentes, tenho enorme apreço e respeito e sempre em momentos assim lembro com carinho de todos. Vocês são responsáveis pelo caráter desta pessoa aqui.

A minha nova família, que me acolheu como filho, Dona Neida Sarcinelli, minha sogra, e Evandro Faria, meu sogro. Meu muito obrigado, muito amor envolvido.

A todos os amigos do Laboratório de Monitoramento e Modelagem de Sistemas Ambientais (Lamosa), em especial aqueles que dedicaram uma parte do seu tempo para me ajudar com os trabalhos de campo.

À Pró-Reitoria de Extensão da Universidade Federal do Espírito Santo, pela concessão de bolsa de extensão ao Lamosa.

À equipe do Laboratório de Solos da Universidade Federal de Viçosa, que me acolheu como um membro da equipe. Em especial ao Claudio e ao Igor Rodrigues de Assis, muito atenciosos. Obrigado pelo cafezinho mineiro e o pão de queijo.

À equipe do Laboratório de Geografia Física/UFES, em especial, Prof. Pablo e Thais. À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), por proporcionar financiamento dos meus estudos e, assim, poder me dedicar melhor a eles.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Eberval Marchioro, por me dar uma oportunidade que sempre estive em busca. Além de ir a campo me ajudar em diversos lugares, se sacrificou e disponibilizou seu tempo comigo. Grande amigo.

Agradeço ao meu coorientador Dr. Pablo de Azevedo Rocha, por me ajudar nos trabalhos de campo e no laboratório e também me auxiliar sempre com minha dissertação. Grande amigo.

A Izadora Ramos, da Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geografia, pela dedicação e carisma em sempre querer ajudar.

Por fim, agradeço aqueles que, diretamente e indiretamente, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento deste projeto.

Imagino que todo escritor tenha em mente um cenário em que os leitores de sua obra possam extrair proveito da leitura”

(Daniel Kahneman)

RESUMO

A variabilidade da água no interior dos solos de uma vertente remete-se como um tema importante na atualidade, pois contribui para a recarga de água dos sistemas hídricos, principalmente aqueles associados a cabeceiras fluviais. Em função disso, este trabalho analisou a dinâmica da água subsuperficial em uma cabeceira de drenagem tipo anfiteatro, sob cobertura vegetal de Mata Atlântica da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES) (REBIO). Para desenvolver o estudo foi utilizado o Sensor de Matriz Granular (*GMS#watermark*), além de outros equipamentos já instalados em campo. Foram abertos perfis de solo na porção alta, média e baixa das duas vertentes, descritos pelo levantamento topográfico convencional, de modo a orientar os locais de instalação dos sensores e avaliar as propriedades físicas e hídricas da cabeceira de drenagem. Tal verificação permitiu indicar a qual profundidade tais sensores poderiam atuar, correlacionados com a espessura dos horizontes ao longo dos perfis das encostas. Posteriormente, esses dados foram analisados intra vertentes e entre vertentes, para avaliar como ocorreria a variabilidade da água subsuperficial ao longo da cabeceira de drenagem. Os resultados encontrados demonstram a eficiência dos sensores em monitorar o fluxo permanente de água subsuperficial, em um relevo côncavo, em solos em sua totalidade arenosos. Demonstrando que a tecnologia aliada à busca por informações referentes ao comportamento da água subsuperficial no solo é de suma importância para conhecer os processos de recarga de águas subterrâneas e, conseqüentemente, possibilitar a implantação de práticas de conservação nas bacias hidrográficas, evidenciadas no cenário nacional pela crise hídrica de proporções significativas e que afetam desde a agricultura até o abastecimento às populações urbanas inteiras.

PALAVRAS-CHAVE: Bacias hidrográficas. Sensor de umidade do solo. Percolação da água no Solo.

ABSTRACT

The variability of water within the soils of a slope is an important issue today, as it contributes to the water recharge of water systems, especially those associated with river headwaters. As a result, this work analyzed the dynamics of subsurface water in an amphitheater-type drainage head under vegetation cover of the Two Mouth Biological Reserve (ES) (REBIO). To develop the study was used the Granular Array Sensor (GMS # watermark), as well as other equipment already installed in the field. Soil profiles were opened in the high, medium and low portion of the two slopes, described by the conventional topographic survey, in order to guide the sensor installation locations and to evaluate the physical and water properties of the drainage head. This verification allowed us to indicate how deep such sensors could act, correlated with the thickness of the horizons along the slope profiles. Subsequently, these data were analyzed within and between slopes, to assess how subsurface water variability along the drainage head would occur. The results show the efficiency of the sensors to monitor the permanent flow of subsurface water, in a concave relief, in all sandy soils. Demonstrating that the technology combined with the search for information regarding the behavior of subsurface water in the soil is extremely important to know the groundwater recharge processes and, consequently, enable the implementation of conservation practices in the watersheds, evidenced in the national scenario by water crisis of significant proportions that affect everything from agriculture to supplying the entire urban population.

KEYWORDS: River basins. Soil moisture sensor. Percolation of water in Soil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização do anfiteatro (Área de Estudo), dentro da Bacia Hidrográfica de Duas Bocas, Sub bacia do Córrego Pau- Amarelo.....	18
Figura 2 - Mapa da normal climatológica (distribuição da chuva anual de 1983 a 2013) da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.	20
Figura 3 - Comportamento térmico e média pluviométrica Mensal para o município de Cariacica/ES, para normal climatológica de 1983-2013.	20
Figura 4 - Mapa da Caracterização Geológica da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.	22
Figura 5 - Mapa da Distribuição pedológica da Bacia de Duas Bocas.....	26
Figura 6 - Distribuição Hidrográfica da Bacia de drenagem de Duas Bocas.....	29
Figura 7 - Uso e cobertura da Terra para Bacia hidrográfica de Duas Bocas.....	31
Figura 8 - Classificação dos segmentos de uma cabeceira de drenagem conforme proposta de Hack e Goodlett (1960). A área de contornos côncavos adjacente ao canal é individualizada como Foot Slope modificado de Hack e Goodlett (1960).	33
Figura 9 - Perfil do Solo generalizado, em formação.....	44
Figura 10 - Componentes do solo e arranjo das partículas que controlam o tempo de viagem da água no solo. Unidades estruturais básicas e a relação dos vazios interpersonais (estruturais) e texturais.....	45
Figura 11 - Fluxos possíveis em relação aos perfis do solo.	46
Figura 12 - Exemplo de Métodos Diretos de Monitoramento utilizando Solução Traçadora fluorescente	48
Figura 13 - Exemplos de métodos indiretos de monitoramento.....	49
Figura 14 - Sensor de Matriz Granular (GMS) utilizados para o desenvolvimento deste trabalho.....	51
Figura 15 - Descrição dos Equipamentos utilizados, Kit RTK e Posição dos receptores na área de estudo.	55
Figura 16 - Esquema do Processamento pelo método PPP IBGE.	57
Figura 17 - Levantamento Topográfico com os pontos cotados e os produtos que podem ser gerados.	58
Figura 18 - Abertura das Trincheiras para descrição dos perfis do solo em Horizontes.	61

Figura 19 - Adaptador para coleta de solos, anéis de Kopeck e coleta de amostra indeformada.....	62
Figura 20 - Análise das Amostras, mostrando algumas das etapas, 1 – Agitador mecânico de amostra, 2 – Provetas com material solo mais NaOH e água, 3 – Bancada com amostras em provetas em repouso, 4 – Pipetando as análises em suspensão. 5 – Pesagem das amostras secas em estufa, 6 – Secagem das amostras em estufa, 7 – Preparação das amostras para testes de condutividade hidráulica, 8 – Preparação das amostras para o teste de umidade pelo método de Richards, 9 – Amostras prontas para o teste de condutividade hidráulica, 10 e 11 – Cilindros de pressão para aplicação do método de Richards.	63
Figura 21 Amostra secas e indeformadas, eparados para análise em laboratório....	63
Figura 22 - Posicionamento dos sensores pluviométricos, e modelo do pluviômetro, software e cabo de dados.	67
Figura 23 - Experimento montado para calibração dos sensores GSM e temperatura.	69
Figura 25 - Posicionamento dos Sensores e Datalogers em campo, numerados em topos sequência de 1 a 8 conforme (Quadro 3).	73
Figura 26 - Disposição dos sensores no solo, configuração do Monitor#900M e método de umedecimento do sensor Watermarker para posterior inserção no solo.	73
Figura 27 - Declividade da Cabeceira de Drenagem.....	75
Figura 28 - Compartimentação das estruturas e tipologias do Anfiteatro e seus respectivos perfis Longitudinais e Transversais.	81
Figura 29 - Perfil estratigráfico da Amostra 1, identificando os horizontes amostrados.	82
Figura 30 - Perfil estratigráfico da Amostra 2, identificado com os horizontes amostrados.	85
Figura 31 - Perfil estratigráfico da Amostra 3, identificado com os horizontes amostrados.	86
Figura 32 - Perfil estratigráfico da Amostra 4, identificado com os horizontes amostrados.	87
Figura 33 - Perfil estratigráfico da Amostra 5, identificado com os horizontes amostrados.	89
Figura 34 - Perfil estratigráfico da Amostra 6, identificado com os horizontes amostrados.	90

Figura 35 - Perfil estratigráfico da Amostra 7, identificado com os horizontes amostrados.....	91
Figura 36 - Perfil estratigráfico da Amostra 8, identificado com os horizontes amostrados.....	92

LISTA DE FLUXOGRAMA

Fluxograma 1 - Fluxograma de desenvolvimento da pesquisa.....	54
Fluxograma 2 - Operações principais de geoprocessamento realizadas.....	59
Fluxograma 3 - Operações principais de geoprocessamento realizadas.....	60

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Frequência das declividades internas ao Cabeceira de drenagem.	74
Gráfico 2 - Frequência das Morfometrias dentro do Anfiteatro.	79
Gráfico 4 - Precipitação Anual na Sede da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES).96	
Gráfico 3 - Frequência de Precipitação pluvial diária na sede da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES).	96
Gráfico 5 - Precipitação Pluviométrica diária, mensal, para área de Estudo.....	97
Gráfico 6 - Condutividade Hidráulica expressa em cm/h de acordo com a posição Topográfica dos 8 perfis analisados em diferentes profundidades.	100
Gráfico 7 - Curvas de retenção de água, para os perfis amostrados.....	102
Gráfico 8 - Curvas de retenção de água, para os perfis amostrados.....	103
Gráfico 9 - Monitoramento dos sensores localizados na porção Topo 1 e Topo 2..	108
Gráfico 10 - Representação gráfica do monitoramento na porção Holow M e Hollow I.	109
Gráfico 11 - Representação gráfica do monitoramento na porção Slope M1 e Slope M2.....	110
Gráfico 12 - Representação gráfica do monitoramento na porção Slope I1 e Slope I2.	111
Gráfico 13: Comportamento dos sensores TOPO 1 na primavera de 2017.	114

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	18
3.1 CLIMA	19
3.2 GEOLOGIA	21
3.3 GEOMORFOLOGIA	23
3.4 PEDOLOGIA	24
3.5 HIDROLOGIA	27
3.6 USO E COBERTURA DA TERRA	30
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	32
4.1 CABECEIRA DE DRENAGEM	32
4.2 CARACTERÍSTICAS QUE INFLUENCIAM O FLUXO DE ÁGUA NO SOLO ..	36
4.3 ENTRADAS E RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO	39
4.3.1 Precipitação	39
4.3.2 Infiltração	39
4.3.3 Percolação	41
4.4 SOLO COMO MATRIZ PARA MOVIMENTAÇÃO E RETENÇÃO DE ÁGUA ..	42
5 MONITORAMENTO DA ÁGUA NO SOLO	47
5.1 MÉTODOS DIRETOS.....	47
5.2 MÉTODOS INDIRETOS VOLUMÉTRICOS.....	49
5.3 MÉTODOS INDIRETOS: Tensiômetros e GMS.....	50
6 MATERIAIS E METODOS	53
6.1 DISTRIBUIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO E ALOCAÇÃO DOS SENSORES DE HUMIDADE (GMS).....	60
6.2 COLETA DE AMOSTRAS E ANÁLISES LABORATORIAIS DE SOLO.....	62
6.3 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS	64
6.4 MONITORAMENTO PLUVIOMÉTRICO	67

6.5 MONITORAMENTO DA VARIAÇÃO DA UMIDADE NO SOLO, PERCOLAÇÃO	69
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES	74
7.1 COMPARTIMENTAÇÃO DA CABECEIRA DE DRENAGEM.....	74
7.2 COMPARTIMENTAÇÃO DOS SEGMENTOS DO RELEVO DA CABECEIRA DE DRENAGEM.....	77
7.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS PERFIS DO SOLO	82
7.4 CLASSIFICAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL	95
7.5 CARACTERÍSTICAS HIDRICAS DO SOLO	98
7.6 DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL DA CABECEIRA DE DRENAGEM	104
7.7 DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL E PRECIPITAÇÃO.	112
CONCLUSÕES.....	115
REFERÊNCIAS	118

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento do relevo envolve a formação de vales, sendo que as unidades geomorfológicas côncavas constituem zonas preferenciais de convergência de água e sedimentos (AVELAR; COELHO NETTO, 1992a, 1992b; COELHO NETTO, 2007). Essas unidades se tornam o centro das atenções quando se fala em dinâmica de fluxos de água no solo, uma vez que apresentam condições diferenciadas, favorecendo ou até dificultando a convergência de água e sedimentos.

De certo modo, os fluxos de água no solo são evidenciados, primeiramente, pela unidade de maior representatividade dos fluxos e conseqüente contribuição para a rede de drenagem. Destacam-se nesse ponto as cabeceiras de drenagem, responsáveis pela concentração dos fluxos superficiais e subsuperficiais, além de conectar encostas e canais de drenagem (PAISANI et al., 2016).

Os primeiros autores que abordaram esse assunto apresentaram conceitos importantes para reconhecimento das cabeceiras de drenagem, definindo-as como Hollow, concavidade, canal de primeira ordem, anfiteatro entre outros (HACK, 1960; AVELAR; COELHO NETTO, 1992a e 1992b; MEIS; MONTEIRO, 1979; PAISANI; OLIVEIRA, 1998; PAISANI et al. 2006).

Notavelmente, apesar de haver diversos estudos envolvendo a dinâmica da água no solo, a maioria deles se preocupa em apontar a responsabilidade desta na formação das feições geomorfológicas e sua implicação na moldura do relevo, além de fazer monitoramento comparativo entre métodos diferentes de mensurações hidrológicas (SOUZA et. al., 2002; SOUZA; MENDES; MAHLER; FERNANDES, (2001,2002); SOUZA; FERNANDES; CATALDI, 1999).

Em contrapartida, os estudos que envolvem diretamente a dinâmica da água no solo estão ligados à disponibilidade de água para as plantas, direcionando os trabalhos para áreas agrícolas, pois o que se deseja saber é o comportamento das plantas sob diferentes manejos de irrigação (SANTOS; PEREIRA, 2004; CALBO; SILVA, 2005; FREITAS et al., 2011; BÓRQUEZ-LÓPES et al., 2013).

De certa forma, os estudos ligados a cabeceiras de drenagem possibilitam compreender melhor os fatores que influenciam ou não esses fluxos, as propriedades físicas e hídricas dos solos, a orientação e a morfologia das encostas, e o papel das chuvas na variabilidade da água em subsuperfície.

Para compreender isso, a melhor forma de entender como esses fluxos se comportam é, de certa forma, fazer o monitoramento *in loco* da dinâmica da água pelos perfis do solo. Desse modo, existem diversos métodos que são utilizados para fazer monitoramento, destacando-se os diretos, procedimentos envolvendo a adição de traçadores e os métodos indiretos (ATKINSON, 1978). Todas as técnicas têm interesse em comum, que é verificar a variabilidade da água pelos perfis do solo, sendo que, ultimamente, os métodos indiretos têm sido os mais escolhidos e os que apresentam melhores resultados (MUÑOZ-CARPENA et al., 2004).

Com relação aos métodos indiretos e monitoramento de água no solo, os que mais se destacam são os Sensores de Matriz Granular (*Granular Matrix Sensor - GMS*), não só por se apresentar como um equipamento barato e prático, mais por proporcionar um monitoramento preciso, maior durabilidade e manutenção, pouco desgaste advindo dos ácidos presentes no solo e grande possibilidade de trabalhar em diversas faixas e perfis.

O sensor mede a tensão de água no solo, operando com base no princípio da resistência elétrica (LARSON, 1993; HAWKINS, 1985), sendo aplicado diretamente para controle de sistemas de irrigação. No entanto, sua utilização para monitoramento e compreensão da variabilidade de água em subsuperfície de cabeceiras de drenagem com floresta é importante para os estudos hidrogeomorfológicos, uma vez que se pode analisar sua variabilidade no tempo e no espaço.

E os estudos de cabeceiras de drenagens em bacia hidrográfica vêm tendo relevância, pois permitem verificar as múltiplas inter-relações entre os aspectos do relevo (orientação e forma da encosta), pedológicos (textura, estrutura entre outros).

Assim sendo, os estudos se correlacionam e se somam e trazem junto uma gama de informações inerentes ao ambiente estudado, o que torna a quantificação e a amostragem, por meio de métodos confiáveis, como o *GMS* é, uma escolha capaz de mostrar o comportamento da bacia hidrográfica, em especial a área em questão, ou seja, um anfiteatro, a cabeceira de drenagem, representativo das condições daquele ambiente florestal.

2 OBJETIVOS

Analisar a dinâmica da água subsuperficial em uma cabeceira de drenagem do rio Duas Bocas, no interior da Reserva Biológica de Duas Bocas, no município de Cariacica/ES.

Específicos:

Determinar e comparar as propriedades físicas e hídricas dos solos da cabeceira de drenagem.

Examinar o papel da precipitação pluvial na variabilidade da água subsuperficial.

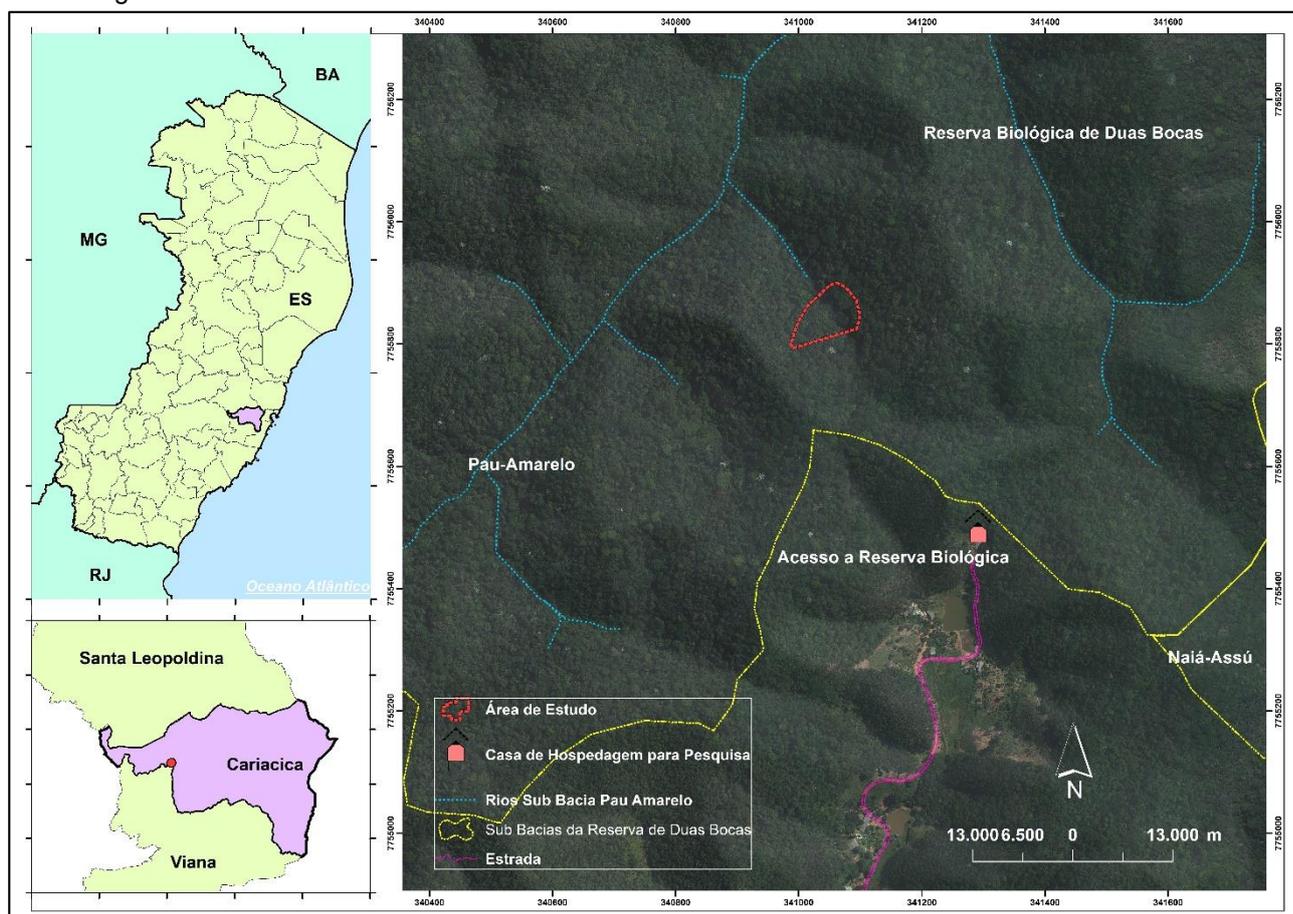
Identificar e compartimentar as formas topográficas em cabeceiras de drenagem.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A cabeceira de drenagem na qual este estudo foi realizado encontra-se entre as coordenadas UTM 24S 7755900, 7755780 e 340950, 341100, com altitude variando entre 617,30 m a 674,81 m (Figura 1).

A área total do anfiteatro é de 7.286,62 m² ou 0,728662 ha, com 336,06 m de perímetro, recoberta em toda sua extensão por Floresta Ombrófila Densa, submontana e montana, com diversidade biológica em bom estado de conservação (CUPERTINO, 2018).

Figura 1 - Localização do anfiteatro (Área de Estudo), dentro da Bacia Hidrográfica de Duas Bocas, Sub bacia do Córrego Pau- Amarelo.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Essa área insere-se dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Duas Bocas (BHRDB), no município de Cariacica, na Região Metropolitana de Vitória/ES. Sua localização é importante porque tem boa representatividade amostral das cabeceiras de drenagem que, somadas, contribuem com os rios existentes dentro da área da reserva. A área em estudo tem boa representatividade relacionada às características hidrológicas da Bacia do Rio Duas Bocas devido à presença de fatores diversos, tais

como a orientação, topografia, clima, geologia, uso e cobertura da terra, aspectos físicos e hídricos do solo, além de ter relevância quanto aos aspectos ecológicos para manutenção dos recursos hídricos.

3.1 CLIMA

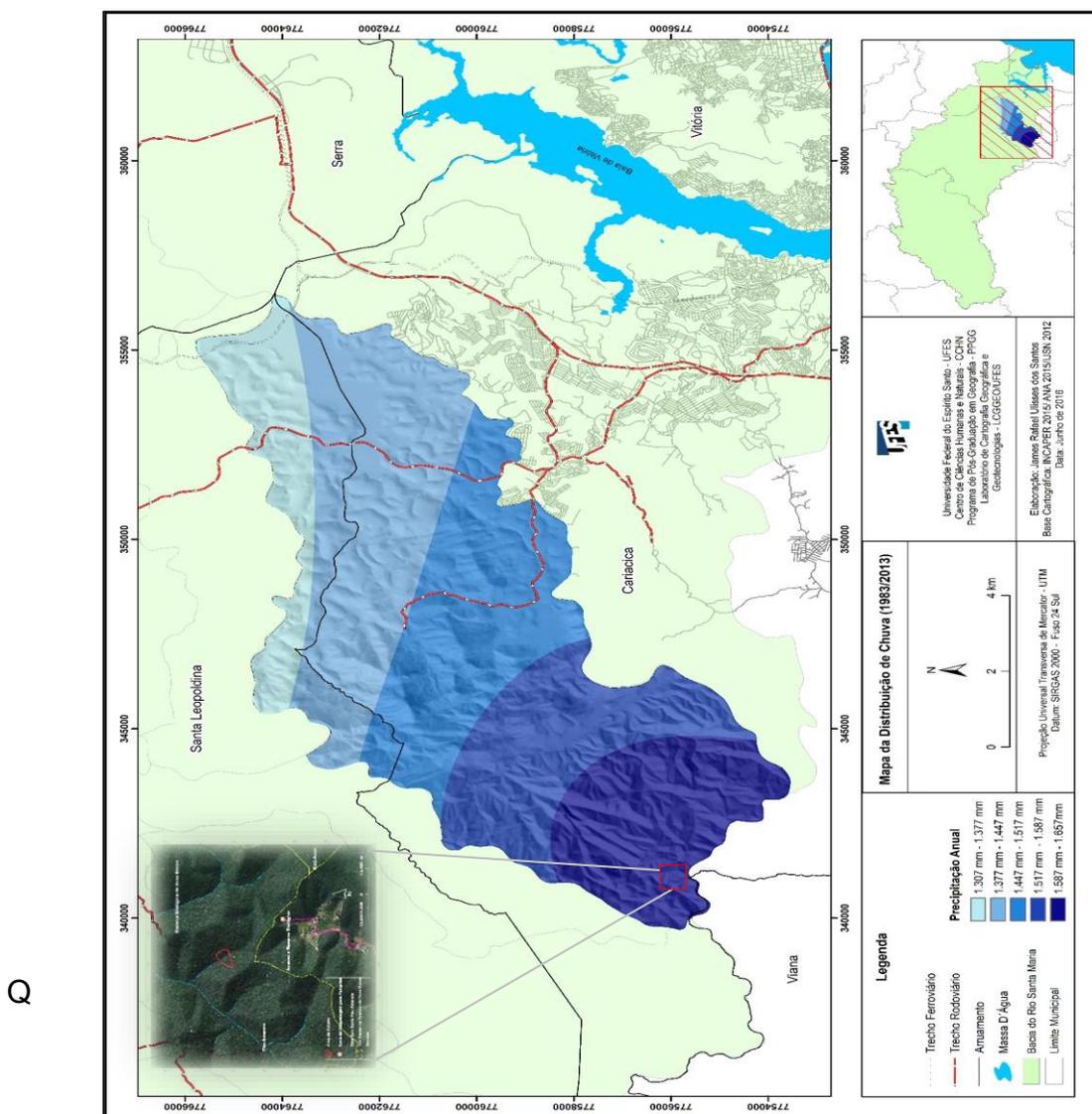
Bastos et al (2015), baseado em informações médias de precipitação pluvial de 15 estações vizinhas para períodos consecutivos de 30 anos, deu origem a uma Normal Climatológica do período de 1983 a 2013, conforme a Figura 3, na qual é possível verificar uma precipitação pluviométrica anual na área de estudo entre 1.587 e 1.656 mm.

Em termos sazonais, Bastos et al., (2015) verificaram que os mês de maior e menor acumulado de precipitação pluvial foram, respectivamente, dezembro, com 222,60 mm, e junho, com 50,90 mm. Já o trimestre mais chuvoso foi de novembro, a janeiro, com acúmulo de 605,90 mm, e o mais seco foram os meses de junho, julho e agosto, com valores chegando a 171,00 mm, de acordo com a Figura 3. Além disso, a ReBio de Duas Bocas, em que se encontra a área de estudo, mostra comportamento térmico variando entre 24°C, nos meses mais frios do inverno e ultrapassando os 33°C, nos meses do verão. Entretanto, os ventos predominantes, neste caso, de nordeste (NE), ao longo do ano, sofrem alterações constantes devido às entradas de massa de ar polar, que os modificam e os direcionam para os quadrantes sudestes (SE) e sul (S) entre os meses de abril e setembro. (CORREA, 2011; MARCHIORO, 1996, 2012; NIMER, 1972; OLIVEIRA FILHO, 2010; SANT'ANNA NETO, 2005; SILVA, 2013) (Figura 2).

Marchioro (2012) também verificou em seus estudos os mecanismos naturais atmosféricos e as variações pluviométricas, originadas na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e na Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), que estão associadas aos Sistemas Frontais e às linhas de instabilidades (LI).

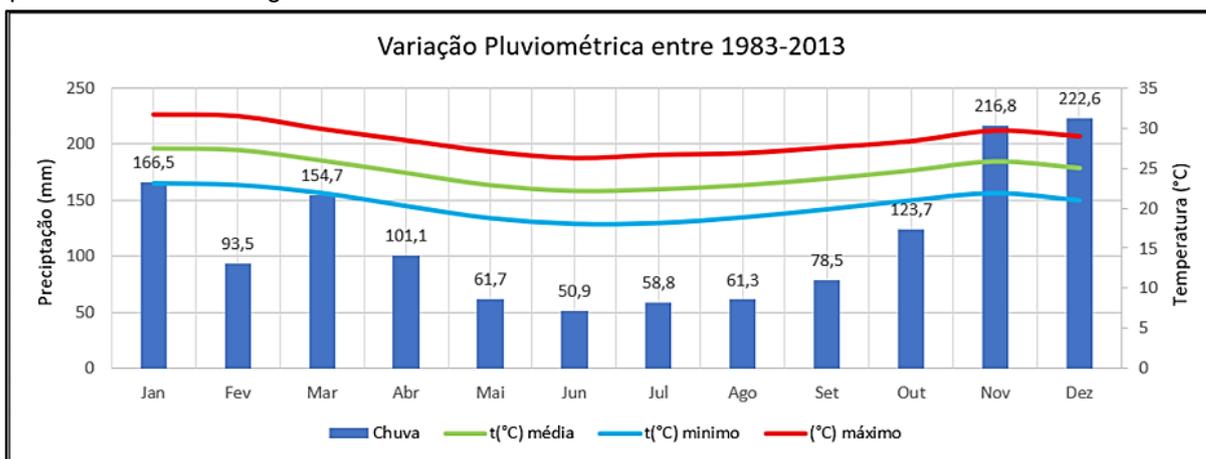
Essas variações, segundo Bastos et al., (2015), são maiores em dezembro, com 222,60 mm, e menores em junho, com 50,90 mm. Desse modo, os meses de novembro a janeiro têm um total acumulado de 605,90 mm e tendem a ser menores nos meses de junho a agosto, com valores chegando a 171,00 mm (Figura 2).

Figura 2 - Mapa da normal climatológica (distribuição da chuva anual de 1983 a 2013) da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.



Fonte: Elaborado por Santos (2016), adaptado pelo Autor (2018).

Figura 3 - Comportamento térmico e média pluviométrica Mensal para o município de Cariacica/ES, para normal climatológica de 1983-2013.



Fonte: Elaborado por Bastos et al. (2015), adaptado pelo Autor (2018).

3.2 GEOLOGIA

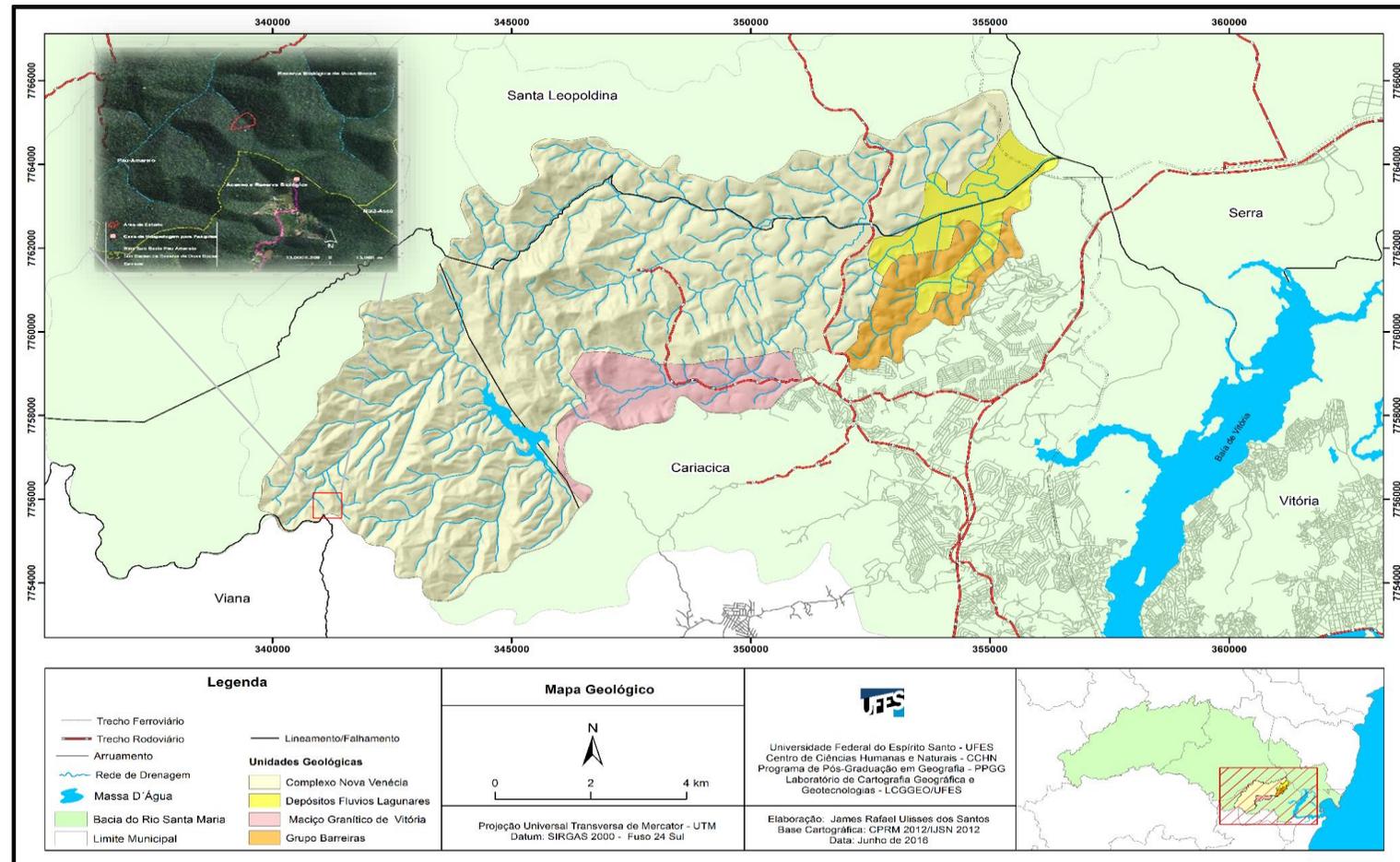
A área de estudo encontra-se inserida na Unidade Geológica Complexo Nova Venécia (CPRM, 2012) (Figura 4), e compõe o embasamento do Cinturão Móvel Atlântico. Apresenta litologia de rochas formadas por gnaisses bandados, milionitos e migmatitos, estes em sua maior expressão.

Normalmente, mostram-se com textura granulepidoblática (apresenta grãos minerais equidimensionais, sem orientação preferencial e abundância de minerais foliáceos (micas, cloritas)) em uma orientação planar, paralela ou subparalela. Machado et. al. (1983) afirmam também que as rochas gnáissicas bandadas e migmatíticas originaram-se a partir de rochas sedimentares e ígneas, sendo necessários estudos mais aprofundados e com mais dados para desvendar a origem delas.

Quanto à estrutura, o complexo Nova Venécia, presente na área objeto deste estudo, é uma unidade tectônica e não estratificada, traduzindo em dobramentos mais apertados e conseqüente bandamento, laminação, cataclase e recristalização mais pronunciada (MACHADO FILHO et. al., 1983).

A unidade geológica Complexo Nova Venécia (única na área do anfiteatro da Bacia de Drenagem de Duas Bocas) apresenta-se com provável idade proterozóica inferior, composta por rochas arqueanas e metassedimentos, além de depósitos na própria calha, colocados lado a lado por esforços compressivos e, provocados, provavelmente, por choque de placas no Proterozóico Superior (MACHADO FILHO et. al., 1983).

Figura 4 - Mapa da Caracterização Geológica da bacia hidrográfica do rio Duas Bocas.



Fonte: Elaborada por Santos (2016), adaptado pelo Autor (2018).

3.3 GEOMORFOLOGIA

Segundo Machado Filho et. al. (1983), a área encontra-se na Unidade Geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba. O termo adotado advém dos conjuntos de relevos que funcionam como degraus de acesso aos seus diferentes níveis topográficos.

A unidade Geomorfológica é caracterizada por sulcos estruturais, orientados no sentido aproximado norte-sul e com falhas menores intercruzadas (MACHADO FILHO et. al., 1983).

No entanto, o IJSN (2012) caracteriza a unidade limitada por frentes escarpadas adaptadas às falhas voltadas para noroeste e com caimento topográfico para sudeste, sugerindo blocos basculhados em decorrência de impulsos epirogenéticos relacionados com a atuação dos ciclos geotectônicos. Essa discordância pode ser verificada devido à variação entre as escalas adotadas pelos autores. Machado filho et.al. (1983), adotaram a escala de 1:250.000, enquanto, IJSN (2012) trabalhou com duas escalas diferentes, sofrendo refinamento do projeto nas escalas de 1:1000.000, (relatórios nos volumes 32 e 34 dos anos de 1983 e 1987) (SANTOS, 2016).

3.4 PEDOLOGIA

O levantamento pedológico adotado como referência foi o EMBRAPA de 1978, reclassificado em 1999, 2006 e 2013, disponível na escala de 1:400.000. Estudos direcionados à Bacia Hidrográfica de Duas Bocas colaboraram para a identificação de cinco classes de solos: CAMBISSOLO HÁPLICO - CX, GLEISSOLO - G, LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO - LVA, LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO/ARGISSOLOS E NEOSSOLOS LITÓLICOS - RL (SANTOS; LÓPEZ, 2016; CUPERTINO; LEMOS, 2018).

Na área de estudos na ReBio de Duas Bocas existem as classes de solo LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, NEOSSOLOS LITÓLICOS e os CAMBISSOLOS. Os solos deste grupamento apresentam,

[...] evolução avançada com atuação expressiva de processo de latolização (ferralitização), resultando em intemperização intensa dos constituintes minerais primários, e concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, com inexpressiva mobilização ou migração de argila, ferrólise, gleização ou plintização (EMBRAPA, 2013, p.83).

Os LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS, compreendem cerca de 31,82% da área da bacia, apresentando-se como solos de boa drenagem e profundidade, sendo de baixa fertilidade, característica esta considerada natural, com baixa propensão à erodibilidade e à textura argilosa (ROSS, 1994). Associados a esse solo encontram-se os ARGISSOLOS (LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS associado a ARGISSOLOS), com presença equilibrada de ambas as características do solo anterior (EMBRAPA, 2013). No entanto, a erodibilidade apresentada é média, e a textura se mostra de argilosa a muito argilosa (ROSS, 1994).

Segundo Pruski (2009a), diferentes tipos de solos no Brasil já apresentam seus valores de erodibilidade determinados, principalmente com uso de simuladores de chuvas.

Assim, ao considerar o levantamento citado anteriormente, é nessa área que se verifica a cabeceira de drenagem em estudo.

Quanto aos NEOSSOLOS LITÓLICOS, segundo a EMBRAPA (2013), aparecem em um total de 2,66% da área da Bacia, diferenciados por material orgânico pouco espesso. Em relação ao seu material de origem, não se mostram com expressivas alterações; esse fator decorre da baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos (EMBRAPA, 2013). Conseqüentemente, destacam-se por apresentar forte nível de erodibilidade e presença de textura argilosa média (ROSS, 1994).

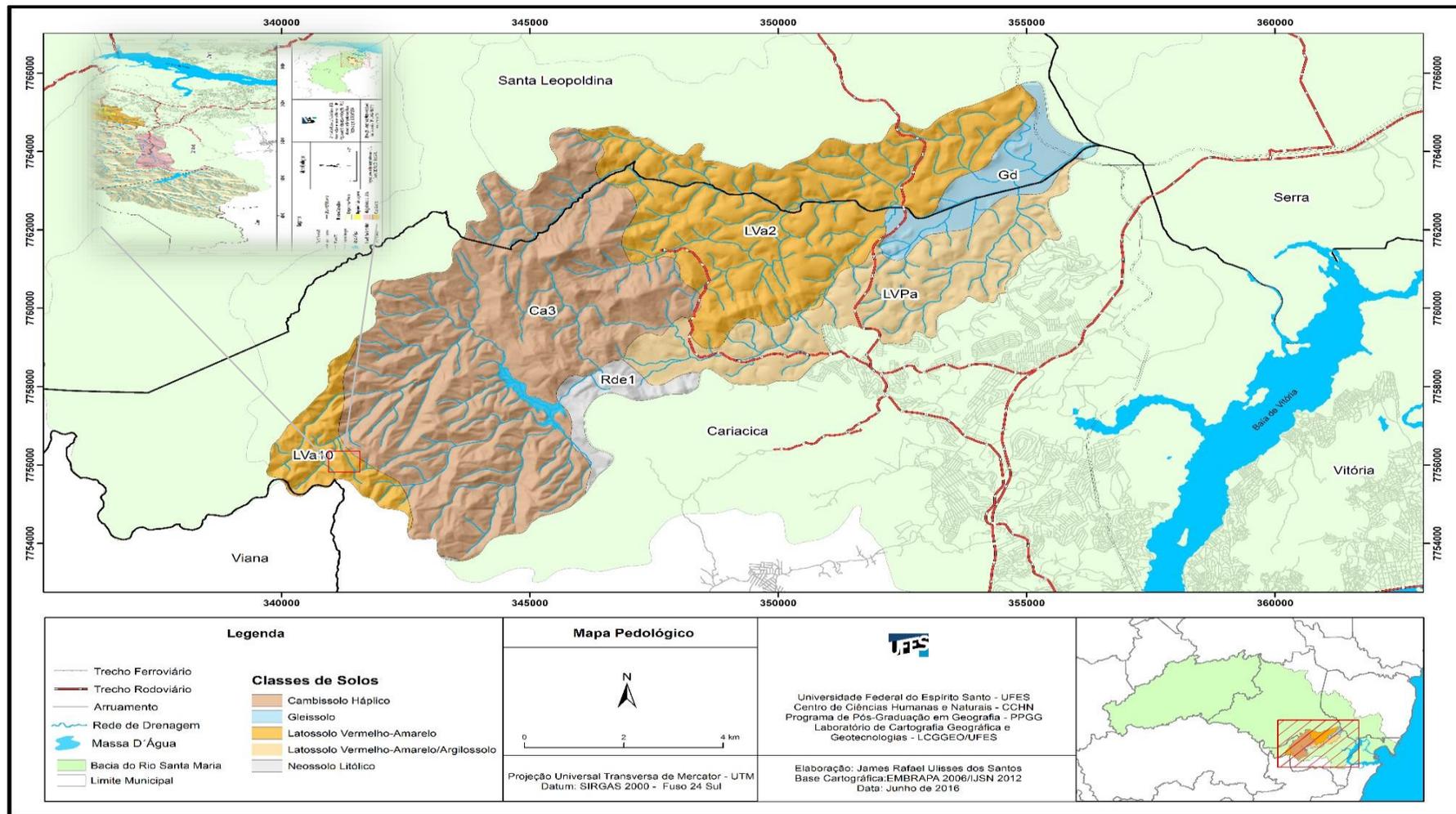
Por fim, os CAMBISSOLOS, em especial os HÁPLICOS, sobressaem em relação à área de abrangência destacando-se em um total de 44,41% da área da Bacia, constituídos por material mineral, pedregoso, cascalhento e mesmo rochoso (EMBRAPA, 2013). Constituem solos de acentuada a imperfeita drenagem, e variação de profundidade, com presença desde solos rasos a profundos e de textura argilosa média, com forte erodibilidade (ROSS, 1994).

Além disso, esses solos se mostram com critério: desenvolvimento (expressão) de horizontes diagnósticos B LATOSSÓLICO, em sequência a qualquer A, e quase nulo ou pouco acentuado aumento de teor de argila de A para B (EMBRAPA, 2013, p.83). Por conseguinte, Cupertino (2018), em estudos hidrossedimentológicos no reservatório de Duas Bocas, observou que uma área representativa de 413,5 ha de Latossolo vermelho-amarelo com horizonte Bw e textura argilosa apresenta fator de erodibilidade (K) igual a 0,02 (EMBRAPA, 1997).

No entanto, como a área de estudo se encontra sob cobertura vegetal, constatou-se em boa parte dos perfis dos solos a presença de concreções, podendo estar ligadas diretamente com a hidrologia, a litologia, o clima e aspectos geológicos regionais (STOLT et al., 1993). A gênese desses materiais está relacionada com a segregação, mobilização, transporte e concentração do ferro no perfil do solo (ANJOS, et al., 2007, p.1037), ocorrendo no terço inferior de vertentes e em planícies aluviais, associadas a períodos de elevada umidade (ANJOS, et al., 2007, p.1036), conforme mostra a Figura 5.

Outro fator relacionado ao solo da área de estudo é o fator vulnerabilidade. Esse fator estudado por Cupertino (2018) apresentou para área de estudo um comportamento de classes médias e altas devido à elevada precipitação. Ao observar os mesmos fatores, Cupertino (2018) verificou que as variáveis de declividade, o uso e a cobertura da terra influenciaram na suscetibilidade de solos como Cambissolos Háplicos, aos processos erosivos.

Figura 5 - Mapa da Distribuição pedológica da Bacia de Duas Bocas.



Fonte: Elaborada por Santos (2016), adaptado pelo Autor (2018).

3.5 HIDROLOGIA

A Bacia Hidrográfica de Duas Bocas é uma das principais sub-bacias do rio Santa Maria da Vitória (ES). A denominação “Duas Bocas”, conforme a tradição oral, é resultado do encontro dos rios Panelas e Naiá-Assú, que desaguam na atual área coberta pela Represa de Duas Bocas (ANDRÉ, 2012).

Duas Bocas, no que lhe concerne, era um importante entreposto comercial estabelecido ao longo do rio Pau Amarelo, que ligava a região do Baixo Rio Santa Maria da Vitória (ANDRÉ, 2012). A partir de 1909, a bacia hidrográfica, notoriamente acompanhada pelos interesses do Estado que, preocupado com o desenvolvimento populacional da Grande Vitória, iniciou a construção da primeira represa, construída com aço e concreto importados da Alemanha (ANDRÉ, 2012).

Mais tarde, com a conclusão das primeiras desapropriações, concluídas em 1911, o Estado potencializou as obras e completou a captação de água do rio Pau Amarelo, conseguindo trazer água do interior das Matas de Cariacica para a Praça Santos Dumont (que no ano seguinte seria reformada e rebatizada como Praça Oito de Setembro), no centro da capital do Estado (ANDRÉ, 2012).

Por fim, com a construção da terceira represa a partir de 1951, e a construção da rede de abastecimento inaugurada naquele mesmo ano, terminaram as obras que configuram o estabelecido hoje como reservatório de Duas Bocas, importante bacia hidrográfica para fins de dessedentação humana e uso urbano. Hoje, é administrado pela Companhia Espírito-Santense de Saneamento (Cesan) e a administração da bacia de captação em Duas Bocas transferida à Secretaria de Agricultura, Terras e Colonização (SEAG; ESTADO DO ESPÍRITO SANTO, 1996)

Além do mais, a bacia hidrográfica se impõe com diversidade de tributários, verificados em relação às nascentes conservadas sob cobertura vegetal. De acordo com (MARCHIORO,1996; PERRONE,1995; BARROSO; MARCHIORO,1999), as cabeceiras dos principais córregos que originam a bacia citada anteriormente nascem dentro da ReBIO de Duas Bocas, destacando os córregos: Pau-Amarelo, Naia-Assú, Panelas e Sertão Velho.

Segundo Perrone (1995), o córrego Pau-Amarelo representa o canal principal, é o maior contribuinte do rio e da represa, representando uma vazão média de 137,5 l/s. Já o segundo e também importante, o córrego Naia-Assú, tem uma vazão média de 20 a + 50 l/s (MARCHIORO, 1996). Lemos (2018), também em estudos no rio Pau-Amarelo, encontrou valores médios próximos a 0,05 m³/s, enquanto Souza (2018), em estudos ainda preliminares, encontrou valores médios de 0,21 m³/s, chegando a mensurar 1,4 m³/s em

épocas de maiores vazões, demonstrando a importância hidrica da presente bacia, (Figura 6).

Trabalhos recentes como o de Bastos et al., (2015) mostraram, por meio de técnicas da normal climatológicas, o comportamento da chuva no período de 1983 a 2013, verificando entradas com precipitações anuais que variam entre 1.587 a 1.656 mm.

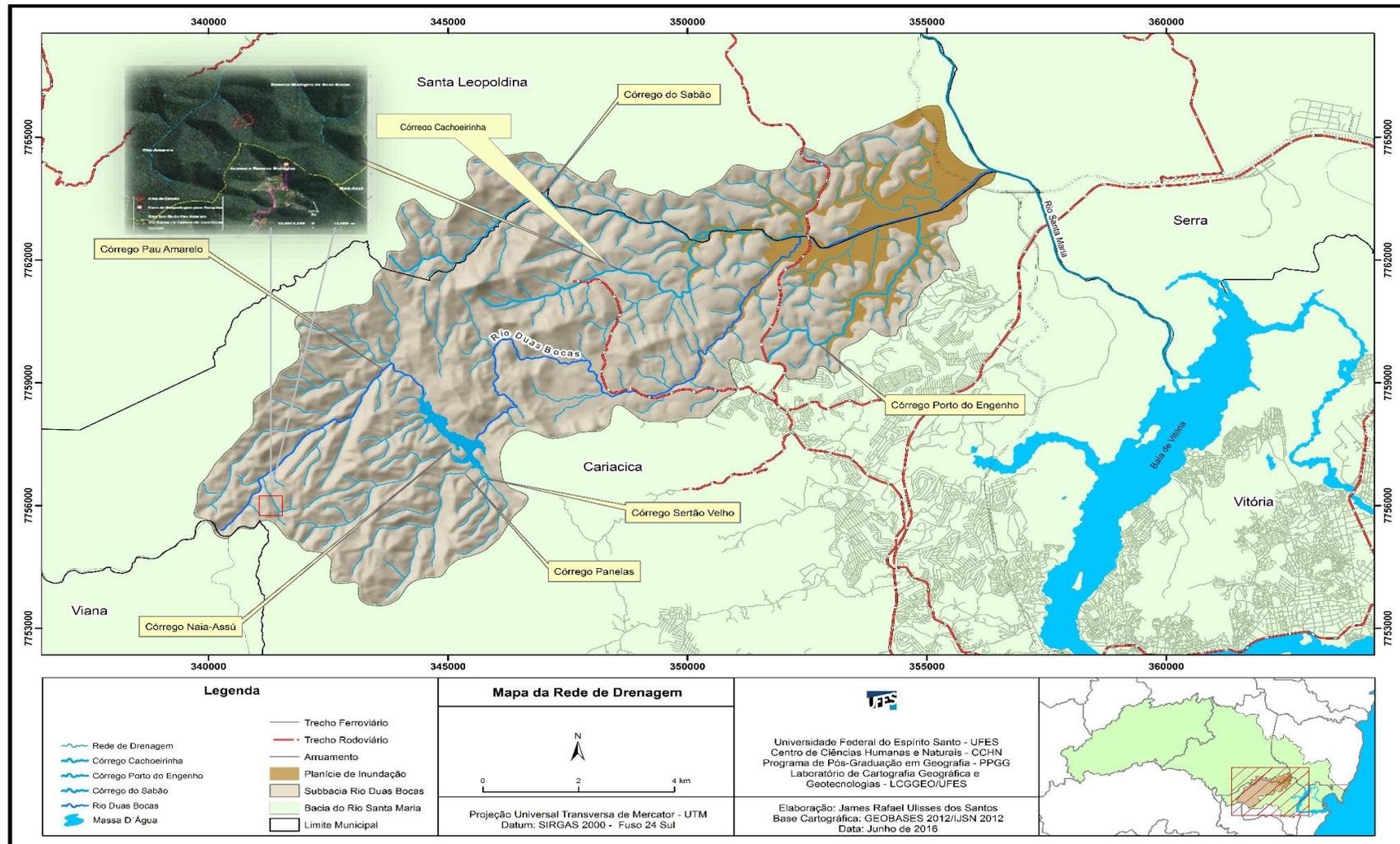
López (2016), ao analisar a interceptação dentro da bacia, verificou que os dosséis interferem nas perdas por interceptação e, conseqüentemente, nos percentuais de chuva interceptada, sendo que o número de eventos e os índices pluviométricos interferem na quantificação da interceptação.

Lobo (2017) verificou a importância do escoamento pelo tronco, observando que fatores como a rugosidade dos troncos foi um dos principais motivos para influenciar o volume de precipitação escoado pelo tronco. Além disso, a intensidade da precipitação não é um fator determinante do índice de escoamento pelo tronco.

Cupertino (2018) analisou a contribuição e o aporte hidrossedimentológico no reservatório de Duas Bocas e constatou que fatores como a forma, a morfometria, a declividade e a rede de drenagem são inerentes ao escoamento e à produção de sedimentos. O mesmo autor afirmou que a cobertura natural bem preservada permite o controle natural pela bacia dos processos hidrossedimentológicos para o reservatório de Duas Bocas (CUPERTINO, 2018).

Lemos (2018), ao analisar os fluxos hidrossedimentológicos e de nutrientes no rio Duas Bocas, ressaltou a importância da represa de Duas Bocas em minimizar os fluxos hidrossedimentológicos e de nutrientes, provenientes dos córregos à montante da barragem.

Figura 6 - Distribuição Hidrográfica da Bacia de drenagem de Duas Bocas.



Fonte: Elaborado por Santos (2016), adaptado pelo Autor (2018).

3.6 USO E COBERTURA DA TERRA

A cobertura vegetal está diretamente relacionada ao suporte que as condições do meio físico natural oferecem para o desenvolvimento do potencial ecológico (ROSS, 2009). Condições de geomorfologia, clima e hidrologia, além das imposições estatais com consequentes desapropriações a partir de 1909 possibilitaram, além da manutenção e conservação, a plena restauração do ambiente primário daquela paisagem conforme mostra a Figura 7. Santos (2016) destacou em seu estudo sobre vulnerabilidade erosiva da Bacia Hidrográfica do Rio Duas Bocas (ES) que a área em questão detém uma abrangência e diversidade de coberturas e uso da terra, destacando-se a Florestal (Mata nativa) em sua maior porção, com 48,27%, na sequência, a pastagem (31,51%), a banana (6,78%), edificações (2,33%), brejo (2,29%), macega (2,19%), o café (1,8%), outros cultivos anuais (1,48%), afloramento rochoso (1,26%), massa d'água (0,73%), silvicultura (0,55%), solo exposto (0,39%), coco bahia (0,27%) e jaqueira (0,15%).

A área de estudo, cabeceira de drenagem do rio Duas Bocas, encontra-se nos limites da Reserva Duas Bocas, com vegetação predominante, de acordo com Veloso (1992), de “Floresta Ombrófila”, sendo o termo de origem grega e significa “amigos das chuvas”. Essa denominação determina uma situação bioecológica praticamente sem período seco. No sistema de classificação de Köppen, essa situação corresponde a climas úmidos: tropical úmido (tipo A megatérmico, com temperatura média do mês mais frio superior a 18°C) ou temperado quente (tipo C, mesotérmico, com temperatura mês mais frio entre -3°C e 18°C). (MARTINS, 2009, p. 78).

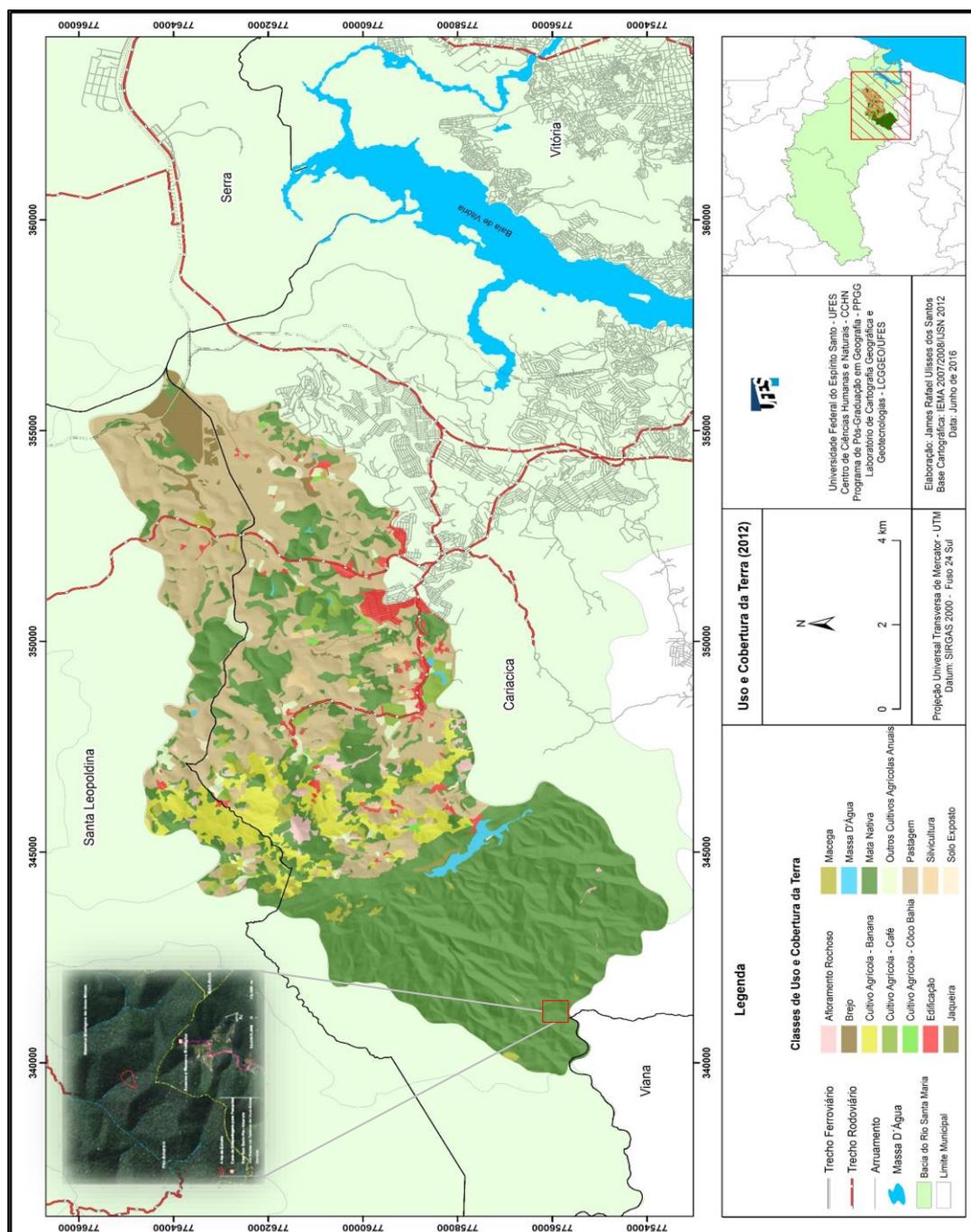
Ao atribuir a classificação segundo Veloso (1992), a área em questão está entre a faixa latitudinal 16°S-24°S, apresentando variação hipsometria de 617,3 - 674,815 m, dentro da faixa altitudinal de 500 - 1500 m, o que corresponde a uma subclasse denominada Floresta Ombrófila Densa Montana.

Segundo Martins (2009, p. 80), a floresta Ombrófila Densa;

[...] São mais exuberantes nas áreas de clima tropical chuvoso de floresta (Af), onde não há estação seca, como no domínio da floresta amazônica ocidental ou na mata atlântica de parte do litoral sudeste do Brasil. No entanto, também estão presentes em áreas de influência do clima tropical de monção (Am) e de climas temperados chuvosos e quentes (Cfa,Cfb) [...] Destacam-se ao longo de sua extensão atlântica em sua flora, a sapopema (*Sloanea guianensis*), o cedro (*Cedrela fissilis*) a canjerana (*Cabralea canjerana*), guapuruvu (*Schyzolobium parahyba*), o palmito-juçara (*Euterpe edulis*), a quaresmeira (*Tibouchina mutabilis*), a peroba (*Aspidosperma parvifolium*), pau-ferro (*Caesalpinia férrea*), o pau-brasil (*Caesalpinia echinata*), o jacarandá-da-bahia (*Dalbergia nigra*) a maçaranduba (*Manilkara salzmannii*) (MONTOVANI,2003. pag. 80).

Somado a isso, a floresta também se assemelha à subclasse Floresta Ombrófila Densa Montana, uma vez que nos topos de morros é característica a presença de nevoeiros muitas horas por dia, em quase todos os dias do ano, mesmo na estação seca (MARTINS, 2009, p. 82), denominada por Hueck (1956), Mata de Neblina, e por Klein (1978), de Matinha Nebular. Ademais, apresentam em seu interior populações densas de bromélias e orquídeas terrícolas, pteridófitas, líquens e musgos que dão a essa formação fisionomia característica e semelhante a das florestas sobre restingas (MONTOVANI et al., 1990; JOLY et al., 1991).

Figura 7 - Uso e cobertura da Terra para Bacia hidrográfica de Duas Bocas.



Fonte: Elaborado por Santos (2016), adaptado pelo Autor (2018).

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 CABECEIRA DE DRENAGEM

As cabeceiras de drenagem são reconhecidas como importantes unidades de análise de fluxos hidrossedimentológicos, uma vez que concentram fluxos hidrológicos superficiais e subsuperficiais, podendo gerar ou não canais fluviais. Além disso, são unidades de relevo importantes na conexão entre dois setores geomorfológicos distintos, encosta e canal de drenagem. (PAISANI et al., 2016).

Em termos mundiais, as cabeceiras de drenagem são tratadas como *Hollow* (HACK, 1960) e, no Brasil, como concavidade (AVELAR; COELHO NETTO, 1992a e 1992b) e rampas (MEIS; MONTEIRO, 1979). Paisani e Oliveira (1998), Paisani et al. (2006) definiram cabeceiras de drenagem como uma área côncava situada à montante de um canal de primeira ordem, designada de *valley head*, *zero-order*, *basin*, *hillslope hollow*, anfiteatro, vale não canalizado, entre outras. Já Hack e Goodler (1960) salientaram que são vales não canalizados ou sub-bacias não canalizadas, caracterizando-se por uma conformação topográfica em planta, e formando uma cabeceira de drenagem em forma de anfiteatro (MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991).

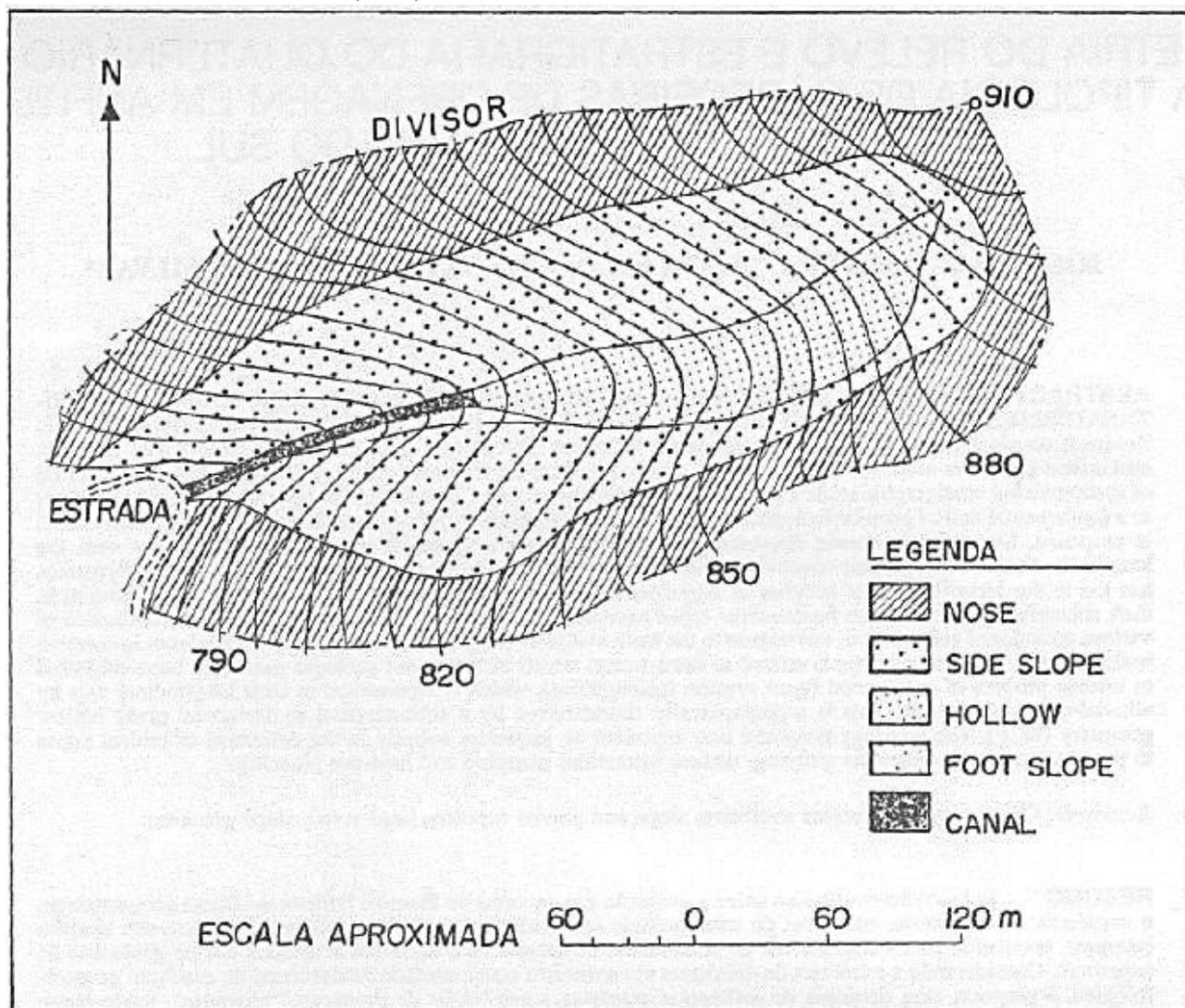
As formas geométricas do relevo convexas, côncavas ou retilíneas estão ligadas diretamente com a ação de processos erosivos deposicionais atuantes, sendo que as unidades geomorfológicas côncavas constituem zonas preferenciais de convergência de água e sedimentos (AVELAR; COELHO NETTO, 1992a, 1992b; COELHO NETTO, 2007).

Diversos autores ressaltam a existência de unidades côncavas com distintas configurações, em regiões sob condições climáticas e geológicas variadas, refletindo uma certa diversidade quanto à natureza dessas concavidades (DAVIS, 1899; HIGGINS, 1982; OLIVEIRA; MEIS, 1985; MONTGOMERY; DIETRICH, 1988; COELHO NETTO; FERNANDES, 1988; COELHO NETO; FERNANDES, 1990; AVELAR; COELHO NETTO, 1992a, 1992b).

Acerca disso, Hack e Goodelett (1960), em seus estudos diversos sobre cabeceira de drenagem, apresentaram uma classificação dos segmentos das cabeceiras de drenagem em: a) *Nose* ou saliência/interflúvio – definido como áreas de contorno convexas em planta e perfil; b) *Side slope* ou encosta lateral, áreas retilíneas em planta e perfil, existentes entre o segmento convexo e o fundo de vale; c) *Hollow* ou reentrância/concavidade, a parte central da cabeceira de drenagem cujos contornos são côncavos em planta e perfil; d) *Footslope* ou base da encosta, área caracterizada por

contornos côncavos adjacentes ao canal fluvial; e) *Channelway*, áreas adjacentes ao canal fluvial, conforme a (Figura 8).

Figura 8 - Classificação dos segmentos de uma cabeceira de drenagem conforme proposta de Hack e Goodlett (1960). A área de contornos côncavos adjacente ao canal é individualizada como Foot Slope modificado de Hack e Goodlett (1960).



Fonte: Elaborado por Hack e Goodlett (1960).

Com o intuito de compreender melhor as particularidades dos seguimentos propostos por Hack e Goodlett (1960), Coelho Netto (1992a) usou o termo *Hollows* para expressar as zonas de convergência de fluxos, delineados pelas curvas de nível côncavas para fora do domínio das encostas, por conseguinte, procurou analisar o papel do substrato geológico no controle do desenvolvimento das formas côncavas do relevo.

Ao compreender o comportamento de tais unidades em se reproduzir em diferentes escalas e modificar a paisagem (compondo um sistema de hierarquia e densidade variável), Montgomery (1997) citou em seu trabalho sobre "Resposta hidrológica de um vale íngreme e sem canal para chuvas naturais" a terminologia vales sem canal (*unchanneled valleys*), termo também citado por Dietrich et al. (1986).

A expressão *unchanneled valley*, além de incluir a unidade côncava das encostas, refere-se a um sistema de drenagem por meio do qual os principais fluxos d'água superficiais e/ou subsuperficiais convergem para a rede de drenagem canalizada (HORTON, 1945; DUNNE, 1970; ANDERSON; BURT, 1978; COELHO NETTO, 1985; FERNANDES, 1990).

Hack e Goodlett (1960), quando introduziram a perspectiva tridimensional à análise das formas topográficas em cabeceiras de drenagem (*Nose*, *Side Slope* e *Hollow*), evidenciaram que esses diferentes segmentos de encostas apresentaram comportamentos hidrológicos distintos, refletindo na distribuição da umidade e da vegetação.

Acerca dessa diferença de comportamento, as áreas de contribuição acima da cabeceira de drenagem (*Nose*) apresentam uma diminuição dos fluxos com o aumento do gradiente topográfico (DIETRICH et al. 1986; MONTGOMERY; DIETRICH, 1988; DIETRICH; DUNNE, 1993). No entanto, os estudos estão baseados em zonas de clima temperados. Em estudos realizados na Região Sudeste brasileira não confirmaram essa relação, apontando que os canais de ordem zero podem começar muito próximo aos divisores (FREITAS et al., 1995).

Já o comportamento na porção lateral das cabeceiras de drenagem (*side slope*) favorece o surgimento de zonas de fluxos laterais subsuperficiais, morro abaixo, denominados interfluxos. Esse movimento lateral é paralelo às camadas de menor permeabilidade e resulta da combinação das forças da gravidade e do gradiente de pressão (ZASLAVSKY; ROGOWSKI, 1969; WARD, 1975; HUGGINS, 1979). Diferente da porção *side slope*, a porção *Hollow* tem uma forte correlação da concentração de fluxos de água subterrânea, fato que corrobora para sua saturação e fortalecimento do escoamento superficial devido à diminuição da infiltração (PAISANI et al., 2014).

Internamente, as cabeceiras de drenagem possuem inter-relações com os fluxos de água em superfície e subsuperfície, podendo ser assim determinadas em função do:

- [...] i) – Escoamento proporcional em função do raio das curvas de níveis; ii) – Escoamento proporcional à função linear do comprimento da encosta; iii) – Escoamento proporcional a uma função de potência de comprimento de encosta;
- iv) – Escoamento proporcional a uma função de potência do comprimento do canal;
- v) – Transitório entre o declive lateral e o canal (EMMETT, 1978. pag. 180).

Dunne (1978) destacou que a forma da encosta e sua declividade, controlam a profundidade do lençol freático e a distribuição da umidade do solo no início da chuva. O perfil vertical da encosta e suas formas (contornos côncavos, convexos e retos) influenciam a profundidade do lençol freático abaixo da superfície do solo e, portanto, o escoamento superficial (MULLER FILHO; SARTORI, 1999).

Com base nessa perspectiva, Ruhe (1975), ao combinar os três tipos de forma possíveis em planta e perfil (contornos côncavo, convexo e reto), estabeleceu nove geometrias básicas de encostas dentro da perspectiva tridimensional. Moura et al. (1991) analisaram essas geometrias e determinaram o comportamento hidrológico dessas combinações, destacando que as formas côncavas em planta tendem à concentração de fluxos e de canais de escoamento superficiais, podendo gerar voçorocas e canais de primeira ordem.

Ao analisar esses fatores, Moura et al. (1991) propuseram uma tipologia de padrões de evolução de cabeceiras de drenagem em anfiteatro tendo como base a integração de conhecimentos sobre a dinâmica da sedimentação quaternária do Planalto SE do Brasil. Eles propuseram, ao estudar a “Evolução geomorfológica e descontinuidades geométricas e estratigráficas nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro”, que as feições geomorfológicas estão associadas a fenômenos (movimento de massa, erosão, entulhamento, deposição, etc.) e a dinâmica de evolução diferenciada.

Segundo Moura et al. (1991), essas características acabam produzindo anfiteatros com geometrias diferenciadas, que são classificados de acordo com os fenômenos e a dinâmica de evolução. Eles foram descritos por Moura e outros (1991) como *Hollow* côncavo em planta e perfil (HC – *hollow* côncavo), *hollow* côncavo em planta e retilíneo em perfil (HCP – *hollow* côncavo-plano). Segundo esses autores, os subdividiram (HC e HCP) de acordo com a evolução em relação à drenagem principal e segundo o grau de reafeiçoamento evidenciado pelo ângulo de articulação das encostas laterais com o eixo longitudinal.

Os *hollows* côncavos se subdividem em: *hollow* côncavo articulado (HCA), *hollow* côncavo suspenso (HCS) e *hollow* côncavo suspenso embutido (HCS_e). Os *hollows* côncavos planos têm somente um subtipo denominado *hollow* côncavo-plano reafeiçoado (HCP_r). Para Moura e outros (1991), a distribuição espacial dos tipos de cabeceiras de drenagem apresentados pode ser obtida por meio de mapeamentos das feições geomorfológicas associadas à estrutura de subsuperfície em escala apropriada.

No entanto, apesar dos anfiteatros representarem a maioria das formas em encostas, pouco se sabe sobre suas características geométricas, além da descrição qualitativa como feições que apresentam reentrâncias de contornos côncavos em planta e perfil (DIETRICH et al., 1986). Esses conceitos se somam, segundo Coelho Netto et al. (1988) e Coelho Netto e Fernandes (1990), a estudos anteriores de formação de cabeceiras de drenagem, apontando que a dissecação dos vales pela incisão de canais ou voçorocas nos eixos das concavidades associa-se aos mecanismos de fluxos d'água subsuperficiais.

4.2 CARACTERÍSTICAS QUE INFLUENCIAM O FLUXO DE ÁGUA NO SOLO

A água está diretamente envolvida com os diversos processos, tem propriedades únicas relacionadas à variedade deles, tanto na parte física, química quanto na parte biológica dos solos. Esses processos influenciam quase todos os aspectos de desenvolvimento e comportamento dos solos (LIBARDI, 2005; LIMA, 2008).

Os estudos sobre comportamento e características da água no solo são realizados dentro das cabeceiras de drenagem, com base em conclusões sobre propriedades e características da água, parâmetros físicos do solo (textura, estrutura, morfologia das partículas), geomorfológicos e climáticos (LIBARDI, 2005; RANZINI 2002; LIMA, 2008).

A interação solo-água, parte do primeiro princípio, ou seja, de que a estrutura e a propriedade da água influenciam a movimentação desta dentro dos perfis do solo. A água tem uma estrutura polar forte em pontes de hidrogênio que ligam duas moléculas de hidrogênio e uma molécula de oxigênio. Essa estruturação apresenta ainda uma forte polaridade influenciada pela simetria dessas moléculas que, por consequência, acabam gerando uma atração no solo por íons carregados eletrostaticamente e por superfícies coloidais. Cátions como H^+ , Na^+ , K^+ e Ca^{2+} e as superfícies das argilas dificultam a movimentação da água pelos perfis do solo devido ao estado de ligação com esses componentes (LU e LIKOS, 2004).

Essas ligações por meio das pontes de hidrogênio influenciam em muito a retenção e a movimentação da água no solo, devido, principalmente, à atração entre as moléculas de água (coesão) e a atração das moléculas pelas superfícies sólidas (adesão) (MARINHO, 2005; LU; LIKOS, 2004). Consequentemente, a adesão (adsorção) pelas superfícies das partículas sólidas do solo forma uma estrutura de retenção em bloco, aderindo outras partículas por coesão e controlando o movimento e a disponibilidade de água no solo.

Outra propriedade importante inerente ao comportamento da água no solo é a tensão superficial que, segundo Libardi (2005), compreende o trabalho por unidade de área gasto para distender a superfície desse líquido. De modo geral, é uma força que atua na superfície, em direção ao líquido, que faz com que a água se comporte como se sua superfície fosse coberta com uma membrana elástica, o que pode ser facilmente constatado observando insetos caminhando sobre a água em um lago (LIBARDI, 2005).

Esse fator é determinante sobre outro fenômeno que influencia a movimentação de água no solo, a capilaridade, que corresponde à capacidade de movimentação ascendente da água no solo devido às forças de tensão superficial (coesão) e à atração da água por superfícies sólidas (adesão ou adsorção) (LIBARDI 2005). No entanto, esses movimentos

não tão somente ocorrem no sentido ascendente, ocorrem nos diversos sentidos do solo, devido à atração entre os poros do solo e a água.

Em consequência a esses fenômenos, a energia na qual a água tende a se movimentar no solo, é afetada por forças que contribuem para diminuí-la próximo às superfícies das partículas pelas forças de adesão ou de atração da água pelos sólidos do solo (matriz), pela atração da água aos íons e outros solutos e, por fim, pela força da gravidade, que sempre puxa a água para baixo. Portanto, a variação da energia impulsiona a água em sentido descendente.

Esses fatores somados estão diretamente relacionados ao potencial mátrico (Ψ_m) que, definitivamente demonstra, que a diferença energética entre duas zonas adjacentes de solo estimula a movimentação da água. Aliado a esse fator, Marques (2008) destaca que, apesar de o potencial mátrico (Ψ_m) descrever a diferença energética entre duas zonas, é a condutividade hidráulica saturada (k) que define a velocidade com que a água se movimenta ao longo do perfil do solo. Em laboratório, a condutividade hidráulica saturada (k) é calculada de acordo com a (Equação 1):

$$K = Q \times L / A \times H \times t \text{ (cm/h)}$$

Equação: 1

Onde: k é a condutividade hidráulica expressa em cm/h, Q é o volume do percolado em ml, ou seja, o valor da última leitura quando não há variação entre os valores anteriores, ou a média das duas leituras quando há alguma variação, L é a altura do bloco do solo em cm, H é a altura do bloco do solo e da coluna em cm, A é área do cilindro em cm^2 e t é o tempo em horas (FERNANDES et al.1983; EMBRAPA,1979).

Uma vez que a condutividade hidráulica se mostra como um dos fatores a ser observado para avaliar a movimentação de água, Beltrán (1986) destaca que a fluidez da água é proporcional a sua viscosidade e densidade, à macroporosidade do solo, que é em função da textura e da estrutura do solo.

A textura do solo está intimamente ligada à retenção de umidade no solo, e a quantidade de argila determina a proporção de porosidade e, conseqüentemente, a água retida nesses espaços. Já a estrutura está relacionada ao arranjo das partículas em agregados.

Assim, enquanto a textura do solo diz muito sobre a proporção relativa das classes de tamanho de partículas de um solo (areia, silte e argila), a estrutura refere-se aos espaços vazios ou porosos e conseqüente arranjo desses (granular, laminar, prismática e colunar, blocos angulares e subangulares). Esses fatores somados apresentam um destaque,

mostrando-se primordiais na variação da velocidade e condutividade hidráulica em solos (LAMBE, 1974; LU; LIKOS, 2004).

O conhecimento desses fatores iniciais, que influenciam a movimentação da água no solo, é importante para entender os processos de movimentação da água no solo, mostrando que o assunto é importante para estudos na Geografia e entre outras ciências, principalmente devido à disponibilidade de água para os rios e para as plantas, transporte de solutos no solo, denudação do relevo e recarga hídrica (STEUDLE (1994, 2000, 2001); HARTUNG et al., 2002).

Com desse entendimento é possível compartimentar as experiências e se apropriar de informações sobre os primeiros estudos baseados nas mensurações da movimentação da água no solo, realizadas por Henry Darcy em 1856, que correlacionou a velocidade de percolação com a permeabilidade, definindo esta como a maior ou menor facilidade com que a água percola através de um solo (KIRKBY, 1978). Estudos posteriores ao de Darcy explicaram que a movimentação da água no solo ocorre em uma tendência de se alcançar um estado de equilíbrio energético (GAVANDE, 1972; KIRKBY, 1978).

Estudos realizados por Portocarrero (2009) e Nogueira (2008) mostraram a importância de utilizar sensores de matriz granular para medir o comportamento da água no solo. Sendo estes determinados diretos ou indiretamente em campo por meio de vários instrumentos, como os tensiômetros, os blocos de gesso, os sensores de condutividade térmica e os sensores de matriz granular (PORTO CARRERO, 2009).

Além disso, a determinação da umidade do solo é essencial para estudos de movimento e de disponibilidade d'água no solo, da erosão e muitos outros problemas (BERNARDO, 1989).

Em momento de crise hídrica que vem sendo discutida em diversos meios, compreender como a água subsuperficial se comporta em ambiental natural, principalmente em cabeceiras de drenagem, tal como a Mata Atlântica de Encosta da ReBIO de Duas Bocas, em Cariacica (ES), contribui para elaborar medidas de planejamento ambiental. Segundo Guerra (2008, p. 100), qualquer que seja a alteração na composição ambiental de certa porção da bacia de drenagem pode afetar outras áreas situadas à jusante.

4.3 ENTRADAS E RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

4.3.1 Precipitação

A retenção da água no solo depende de características da chuva (intensidade e precipitação total) das características físicas do solo (textura, estrutura e profundidade), além das características do uso e cobertura do solo da cabeceira de drenagem e, de suas características.

O conhecimento da variabilidade e da intensidade da precipitação são fatores importantes para o monitoramento hidrológico, sendo estudados através de registros pluviométricos e a disponibilidade destes em séries históricas representativas.

Durante eventos chuvosos, fatores como vento e interceptação pela copa das árvores, evaporação entre outros, acabam por dificultar a chegada da água ao solo. Os ventos acabam por influenciar o tamanho das gotas e sua aderência as diversas categorias de copas das árvores, estes que, por conseguinte em ambientes florestados, se somam ao microclima que desempenha função primordial de controle da evapotranspiração, caracterizados por alta umidade relativa (LIBARDI, 2005).

A água que se acumula na copa e as que adentram a floresta podem ser considerados como fatores influenciadores na infiltração, percolação e erosão dos solos em cabeceiras de drenagem (KELLMAN; ROULET, 1990). No entanto, árvores jovens e arbustos dos estratos inferiores são em boa partes responsáveis por estes fatores, apresentando intensificação de alguns processos hidrológicos, em especial escoamento pelo tronco, este, representando um aumento de até dez vezes a mais em relação aos estratos superiores (SILVA JUNIOR, 2008).

Estes aspectos hidrológicos de entrada somam-se a outros importantes aspectos da vegetação em encostas, participando a interceptação pelas copas das árvores o atravessamento pelas Copas (*Throughfall*), o fluxo pelos troncos (*Stemflow*), a infiltração, a extração de água pelas raízes, a evapotranspiração, o escoamento superficial (*runoff*) e o escoamento subsuperficial.

4.3.2 Infiltração

Robert Elmer Horton (1933), aos 40 anos, descreveu pela primeira vez na íntegra o modelo clássico da hidrologia de encosta, embora sua teoria da infiltração e do escoamento superficial, já tivesse sido publicado, dois anos antes com mesmo tema (CHORLEY, 1978).

Uma visão ao qual a superfície do solo age como uma peneira capaz de separar a chuva em dois componentes básicos (HORTON, 1937a).

Uma parte passa pelo escoamento superficial e segue para o mar como escoamento superficial; o outro vai inicialmente para o solo e daí através do fluxo de água subterrânea para o fluxo subsuperficial então é devolvido ao ar por processos evaporativos (CHORLEY, 1978).

A infiltração é definida como o processo de entrada de água no solo. Mais especificamente, a capacidade de infiltração é o fluxo volumétrico máximo de água através da superfície do solo (em unidades de velocidade) (KNAPP, 1978), estando intimamente conectado à percolação e ao fluxo volumétrico da água através do solo no sentido vertical.

Como a maioria das medidas é direcionada para determinar a taxa máxima de infiltração para o controle da erosão, os termos capacidade de infiltração e taxa de infiltração se tornaram sinônimos (KANAPP, 1978). No entanto, Segundo Libardi (2005) o termo taxa de infiltração refere-se à quantidade de água que atravessa a unidade de área da superfície do solo por unidade de tempo expressa em mm.h^{-1} ; enquanto, a capacidade de infiltração, refere-se à quantidade de água que uma dada superfície pode absorver. Neste sentido, Musgrave e Holtan (1964) salienta três fatores que podem influenciar tal variabilidade: i) a quantidade de água disponível na superfície do solo; ii) a superfície do solo e iii) a capacidade de o solo conduzir a água infiltrada para longe da superfície.

Segundo Kanapp (1978) ao verificar a condição para infiltração é importante notar que o solo obedece a um rito para que ocorra.

[...] a capacidade de um solo para admitir a água depende do tamanho, número e interconexão dos vazios e sua potencial mudança de tamanho devido ao expansão dos minerais da argila durante o molhamento. A água só entra no corpo do solo quando existe um filme de água nas entradas vazias. Se o solo tiver sido seco por evaporação, ele deve ser umedecido antes que a infiltração possa realmente começar, exceto nos macro vazios. Solos com grandes unidades estruturais, cujo eixo principal fica no plano horizontal, serão particularmente restritivos à infiltração. Para qualquer solo, o teor de umidade antecedente é importante, pois, determina o potencial de pressão através da superfície do solo. Outros fatores à parte, um solo bastante seco terá uma capacidade de infiltração inicial maior do que o mesmo solo com maior teor de umidade (KANAPP, 1978. pag. 45-46).

Este rito observado por Kanapp (1978), é influenciado diretamente por fatores como, classe de solo, cobertura do solo, grau de umidade do solo, umidade antecedente, efeito da precipitação sobre o solo e compactação devido ao homem ou animais. Outros fatores como porosidade do solo, decomposição de raízes, características físicas e químicas da água e do solo e presença de ar nos vazios do solo influenciam positiva ou negativamente de acordo com sua presença ou ausência.

A precipitação é um importante fator-controle do ciclo hidrológico, portanto, da regulação das condições hidrológicas, ecológicas e geográficas de uma determinada região (GUERRA; CUNHA, 2008 p. 100).

Cerceado por estes aspectos hidrológicos e agrupando a vegetação junto ao solo e a atmosfera, sob um ponto de vista físico, Hillel (1998) descreve que os processos de transferência são interdependentes como elos de uma cadeia. Diversos são os textos que reconhecem no sistema, uma sucessão energética, tendendo a diminuição de potencial total da água ao longo dos três componentes (solo-planta-atmosfera) de forma interligada (REICHARDT; TIMM, 2004). Por conseguinte, mensurar a variabilidade da água no solo e os seus registros pontuais e, por área, se mostra importante para o conhecimento do seu comportamento ao longo regime de chuvas (GUERRA; CUNHA, 2008).

Outros autores citam ainda que os solos determinam o volume do escoamento da chuva, a sua distribuição temporal e as descargas-máximas, tanto em superfície como em subsuperfície. Em solos com boa infiltração, o fluxo d'água subterrânea pode alimentar os canais abertos (os rios) durante longos períodos de estiagem (GUERRA, 2008).

4.3.3 Percolação

A percolação, é um dos principais processos inerentes ao estudo de hidrologia de cabeceiras de drenagem, da mesma forma, estudar processos voltados a água no solo se tornou a partir da década de 1950 um dos quesitos, para se entender a dinâmica da água.

A água tem acesso ao meio subterrâneo por meio do processo de infiltração no solo (ARANHA; SOUZA, 2013). Por conseguinte, a infiltração e a percolação no interior do solo são comandadas pelas tensões capilares nos poros e pela gravidade (ARANHA; SOUZA, 2013). Em consequência a umidade do solo é realimentada pela infiltração, sendo aproveitada em parte pelos vegetais, que a absorvem pelas raízes, mas a água que o solo não absorve percola para o lençol freático (SILVEIRA, 2001). Harding (1937), descreve que embora, Horton considerasse a recarga do corpo principal das águas subterrâneas como uma consequência inevitável e completa da infiltração de superfície, as visões atuais sobre as relações entre a infiltração e as flutuações do lençol freático não são de forma alguma tão claras.

Chorley (1978) descreve que apesar de Horton em seus estudos sobre armazenamento e escoamento superficial de água, se mostrarem precursores, este, não enfatizou a movimentação difusa lateral, sendo este fenômeno mais compreendido por

Lowdermilk (1934), onde considerou um pensamento contemporâneo, quanto a movimentação da água ao nível subsuperficial. De certa forma a percolação apresenta características primordiais de movimentação de água pelos horizontes do solo, não tão somente no sentido vertical, mas também nos sentidos descendentes horizontais, (Figura 11).

A medição do fluxo pluvial subsuperficial é uma tarefa difícil que tem sido tentada de várias maneiras por um número de pesquisadores. O empreendimento é complicado pela necessidade de identificar um fenômeno para uma encosta ou bacia única. (WHIPKEY; KIRKBY, 1978). Whipkey e Kirkby (1978) em estudos sobre percolação enfatizarão que a medição das descargas a partir de parcelas de encosta, proporciona a contabilização do fluxo e verifica que esta direção é um passo importante para as futuras contabilizações do fluxo subsuperficial.

A percepção da importância do fluxo subterrâneo para a geração de vazão tem surgido de dois grandes conflitos entre observações em pequenas parcelas e as suposições de modelos hidrológicos tradicionais de bacias inteiras (WHIPKEY; KIRKBY, 1978). O primeiro conflito surge porque os modelos de bacias integrais associam um hidrograma de inundação de corrente de pico a um fluxo terrestre generalizado de sua captação, causado por intensidades de precipitação em excesso da capacidade de infiltração do solo (WHIPKEY; KIRKBY, 1978). Observações de campo mostram que o escoamento superficial não precisa ocorrer (PIERCE, 1965; RAWITZ et al., 1970), ou pode estar confinado a apenas uma pequena parte da bacia, e que as capacidades de infiltração não precisam ser excedidas (BETSON, 1964; DICKISON; WHITELEY, 1970).

Conclui-se que picos de inundação podem ser gerados em pelo menos algumas circunstâncias, por fluxo subsuperficial (WHIPKEY; KIRKBY, 1978). O segundo conflito entre bacias inteiras e pequenas parcelas surge porque os fluxos baixos, muito depois das chuvas, estão normalmente associados às águas subterrâneas (WHIPKEY; KIRKBY, 1978). Longas curvas de recessão, com fluxos que duram por um mês ou mais, podem, contudo, ocorrer em alguns casos sem qualquer corpo de água subterrânea identificável (HEWLETT, 1961). Mais uma vez, deve-se concluir que os fluxos de subsuperfície podem ser adequados para suprir essas vazões baixas (WHIPKEY; KIRKBY, 1978).

4.4 SOLO COMO MATRIZ PARA MOVIMENTAÇÃO E RETENÇÃO DE ÁGUA

O solo pode ser definido como uma coleção heterogênea de fragmentos de matéria inorgânica de vários tamanhos e composição mineralógica, bem como materiais orgânicos,

ar e água (KNAPP, 1978). Knapp (1978) cita que a variação do tamanho e a composição interna devido a vários fatores estruturais, em conjunto com o tamanho das partículas (textura), são um dos principais fatores determinantes para a retenção de água no solo.

Em consequência, com a variação dos vazios no solo e a variação de tamanhos das partículas podem ocorrer transporte de material coloidal (argila, óxidos de ferro, gomas etc.) e entupimento dos vazios do solo (KNAPP, 1978).

[...] exemplo extremo disso é a areia, onde não há formação de estrutura e toda a condução da água é entre partículas individuais (através de vazios texturais). Em outros solos, minerais de argila atuam como pontes devido a sua alta carga eletronegativa. Os cátions metálicos divalentes, então, atuam como ligações entre essas partículas minerais de argila, um processo que também é verdadeiro para a fração orgânica coloidal (KNAPP, 1978.pag. 45-46).

Assim sendo, solos argilosos tenderão a agregar (flocular) em unidades estruturais com a adição de cátions divalentes (daí o uso de cal contendo Ca^{2+} na agricultura) (KNAPP, 1978). Na presença de cátions monovalentes (isto é, Na^+ , H^+), o mesmo solo será disperso e a estrutura desaparecerá (KNAPP, 1978). As unidades estruturais básicas, de acordo com a Figura 9, e a relação dos vazios interpersonais (estruturais) e texturais são mostradas na (Figura 10).

Essas relações, tanto estruturais (agregação das partículas primárias do solo, (areia, silte e argila)) como texturais, interferem diretamente na migração de água no solo, que é proporcional ao grau de estruturação dos solos, e estão relacionadas ao seu desenvolvimento estrutural, exprimindo coesão entre as partículas e a aderência entre as unidades estruturais, são classificados segundo sua estruturação em fraco, moderado e forte, e segundo suas classes de estruturas, em função das dimensões das unidades estruturais, em muito pequena, pequena, média, grande e muito grande.

Solos com estruturas laminares, normalmente estão associados a Argissolos e Planossolos. Esses solos apresentam restrição de permeabilidade em subsuperfície, que interfere na infiltração e no regime hídrico, com evidências de processos de redução, com ou sem segregação de ferro (EMBRAPA, 2013).

Os solos com estrutura prismática estão mais associados aos Nitossolos e aos Luvisolos, e a estrutura colunar é típica do Planossolo Nátrico. Os Nitossolos são profundos, bem drenados, de coloração variando de vermelha a brumada; já os Luvisolos variam de bem a imperfeitamente drenados, sendo normalmente pouco profundos (EMBRAPA, 2013).

Os solos com estrutura em blocos estão mais associados aos Argissolos, Nitossolos e Chernossolos. O primeiro apresenta profundidade variável, desde forte a imperfeitamente

drenados, de cores avermelhadas ou amarelas, e mais raramente brunadas, ou acinzentadas; o segundo evidenciado anteriormente; e os Chernossolos apresentam-se de bem a imperfeitamente drenados (EMBRAPA, 2013).

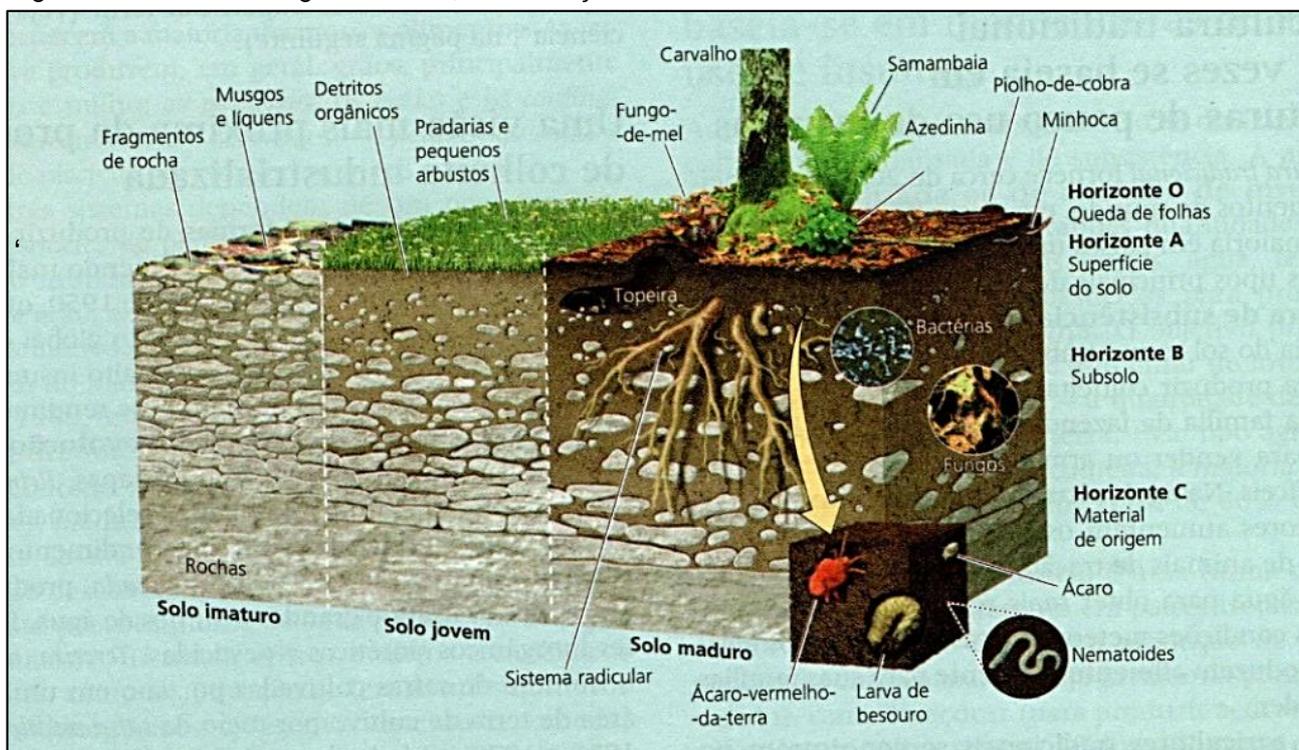
Por conseguinte, os solos de estrutura granular, que são comumente encontrados em solos de horizonte superficiais do tipo A chernozênico, A moderado e A proeminente, assim como no horizonte B dos Latossolos, apresentam:

[...] Profundidade alta, variando de fortemente a bem drenados, embora ocorram solos que têm cores pálidas, de drenagem moderada ou até mesmo imperfeitamente drenada o que é indicativo de formação em condições atuais, ou pretéritas com um certo grau de gleização (EMBRAPA, 2013. pag. 82).

Além do mais, em uma abordagem geral, Kanpp demonstrou que,

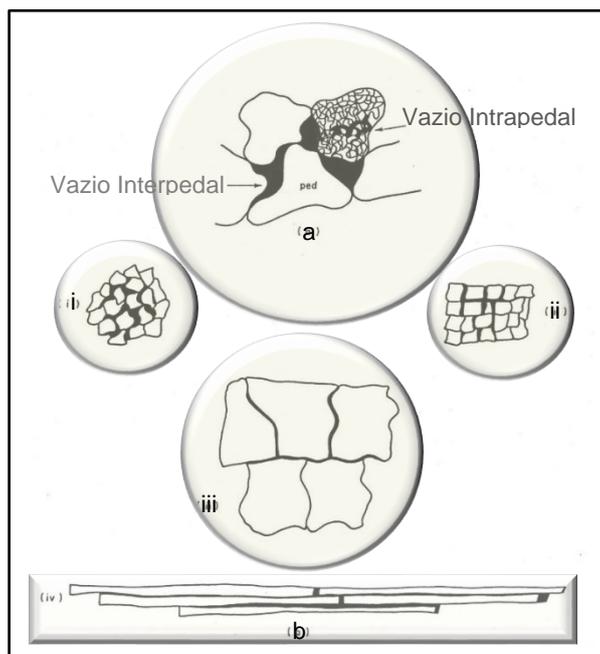
[...] os determinantes do desenvolvimento do solo são cruciais para enfatizar que a condução e armazenamento da água ocorrem em dois níveis distintos. Como se a premissa for inegavelmente verdadeira, os vazios interestruturais são provavelmente maiores que os vazios texturais, portanto, mais importantes para o fluxo saturado. No entanto, quanto maiores e mais angulares as unidades estruturais se tornam, menos água elas conduzem, embora sua importância relativa possa ser tão grande. Os vazios estruturais são principalmente não-capilares e, como tal, tornam-se pouco importantes em uma ampla faixa de condições de fluxo insaturado. Solos mais ácidos e aqueles com uma fração dominante de finos desenvolvem pedúnculos angulares que são frequentemente muito grandes (às vezes maiores do que 15 cm), limitando assim a oportunidade do fluxo de água interpedal vazio. No entanto, o fluxo interpedal ainda pode ser o processo de escoamento dominante em altos conteúdos de umidade devido ao pequeno tamanho dos vazios de textura. Além do desenvolvimento de vazios texturais e estruturais, os túneis são criados pela fauna e flora (KNAPP, 1978. pag 46-47).

Figura 9 - Perfil do Solo generalizado, em formação.



Fonte: Elaborado por (MILLER; SPOLLMAN, 2015).

Figura 10 - Componentes do solo e arranjo das partículas que controlam o tempo de viagem da água no solo. Unidades estruturais básicas e a



Fonte: Elaborado por (KNAPP, 1978). a) diferentes escalas de espaços vazios (mostrados em preto) i) estrutura granular, ii) estrutura em blocos, iii) estrutura prismática b) estrutura em placa. Adaptado pelo Autor (2018).

No entanto, os estudos primordiais de água no solo começaram por meio de pesquisas pioneiras do engenheiro hidráulico francês Henry Darcy em 1856 (FEITOSA; MANOEL FILHO, 1997). Orientado por diretrizes empíricas, ele elaborou uma equação que descreve o movimento de um fluido em um meio poroso, homogêneo e saturado sob condições de regime laminar (MORAIS, 2012).

Somado a esse estudo, Whipkey e Kirkby (1978) descreveram os componentes físicos da descarga da encosta em resposta ao evento de chuva resumidos da seguinte forma, em ordem de rapidez de resposta.

[...] i) – **Fluxo superficial excessivo de infiltração**. Onde a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração, o escoamento superficial pode ocorrer em uma grande parte da bacia e provavelmente domina todo o pico do hidrograma;
 ii) – **Saturação por fluxo terrestre**. Este se apresenta como: (a) dentro da área de solos previamente saturados, toda a chuva será direcionada como escoamento superficial. Tanto a saturação como o excesso de infiltração, o escoamento superficial responde sem demora à chuva, e a forma hidrográfica do produto é formada pelos tempos em que viajam sobre a superfície de captação para os riachos e ao longo deles. (b) O crescimento da área saturada durante a tempestade pode ocorrer tanto pelo fluxo rápido e descendente de água subterrânea, como pela adição de água percolada verticalmente. Após o atraso necessário para a saturação atingir a superfície do solo, mais chuva é adicionada a outras formas de escoamento superficial. A maioria dos estudos sugere que o último mecanismo é muito mais importante do que o primeiro, a menos que o fluxo de subsuperfície seja excepcionalmente rápido.

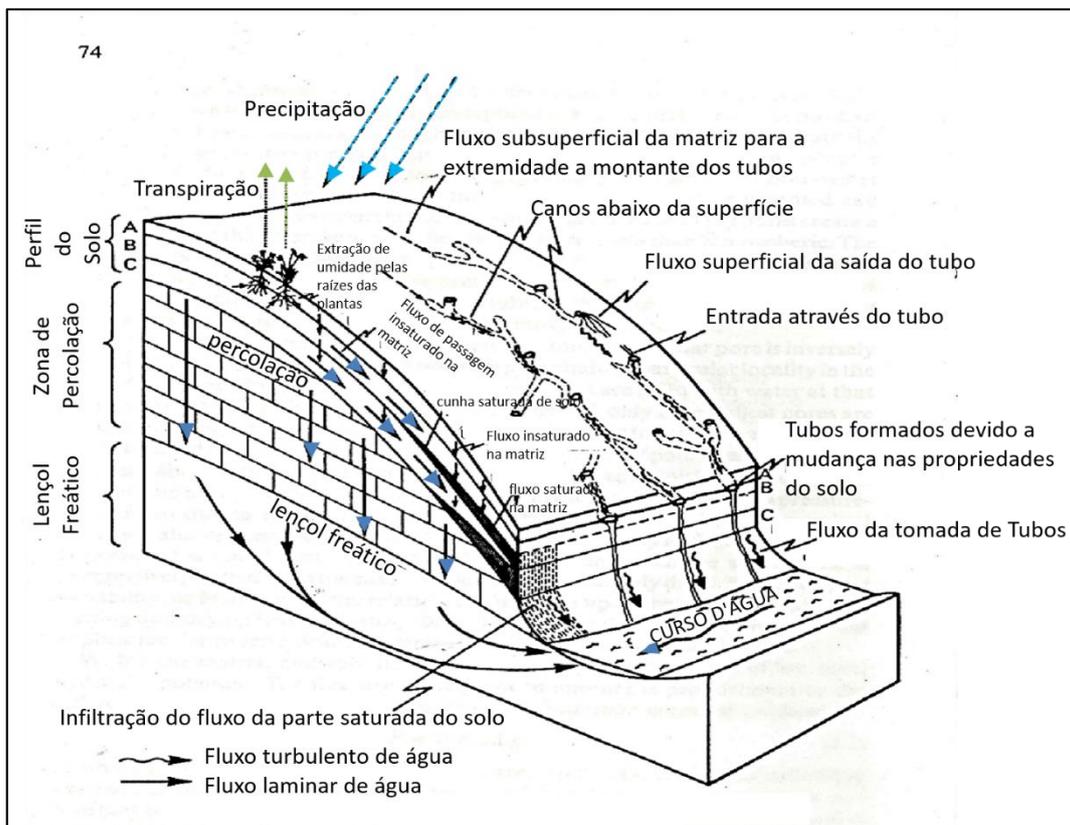
iii) – **Fluxo de retorno.** O fluxo subsuperficial pode retornar à superfície durante uma tempestade, caso em que é geralmente muito menos importante do que o fluxo terrestre de saturação que o acompanha. O fluxo de retorno pode também ocorrer, no entanto, após a cessação da chuva, caso em que pode ser uma contribuição importante e razoavelmente rápida para a hidrografia. Isso pode acontecer se o fluxo abaixo da superfície for forçado para a superfície por um afinamento de camadas de solo permeáveis, ou se a espessura do subsolo for aumentada pela convergência das linhas de fluxo em um oco, ou pela redução das velocidades de fluxo em uma concavidade (Dunne & Black 1970)

iv) – **Fluxo subsuperficial saturado.** O fluxo que continua até a base do declive dentro do solo é sempre mais lento do que o fluxo terrestre, a menos que tubos grandes estejam envolvidos. No entanto, o fluxo é saturado o suficiente para ser considerado como um contribuinte para o pico hidrográfico, especialmente onde o fluxo as categorias acima são pequenas. Os desfaseamentos envolvidos são os primeiros a percorrer até a camada saturada e, em segundo lugar, os tempos de percurso ao longo dela.

v) – **Fluxo subsuperficial insaturado.** Mesmo uma resposta mais lenta está associada ao fluxo insaturado, que só pode produzir o pico do hidrografo se nada mais estiver presente. No entanto, pode continuar por muitas semanas e ser o componente dominante da descarga de baixo fluxo.

vi) – **Fluxo de águas subterrâneas.** A diferença entre o fluxo de solo saturado subsuperficial e o fluxo de água subterrânea é que os tempos de percolação, gradientes hidráulicos e permeabilidades tendem a ser mais baixos para o último. se houver um fluxo apreciável de água subterrânea, tende a se comportar mais como um fluxo de saturação insaturado do que saturado a seus tempos de resposta. Onde solos e rochas são permeáveis, o fluxo de água subterrânea tende a substituir o fluxo subsuperficial insaturado como o fornecedor dominante de baixo fluxo para os fluxos (WHIPKEY; KIRKBY, 1978, pag.131) (Figura 11).

Figura 11 - Fluxos possíveis em relação aos perfis do solo.



Fonte: Rotas de fluxo seguidas por escoamento superficial em encostas. Elaborado por (ATKINSON, 1978, p.74). Adaptado pelo Autor (2018).

5 MONITORAMENTO DA ÁGUA NO SOLO

Segundo Atkinson (1978), os métodos de mensuração e monitoramento de umidade em encostas dividem-se em três categorias: i) Métodos envolvendo a interceptação do fluxo (Métodos Diretos); ii) Métodos envolvendo a adição de traçadores e iii) Métodos indiretos.

[...] Quanto aos métodos podemos destacar que: i) Toda a parte do fluxo é interceptada e canalizada para um dispositivo de medição para determinar sua descarga. Estes são aplicáveis ao fluxo de matriz e tubo (pipe). ii) Compostos radioativos ou corantes fluorescentes são adicionados ao fluxo e detectados em um ponto a uma certa distância descendente. Dessa maneira, a velocidade pode ser determinada e, sob circunstâncias ideais, a descarga. Os métodos rastreadores são aplicáveis ao fluxo de matriz e tubo (pipe); iii) Em que medições são feitas do conteúdo de umidade e potencial hidráulico sobre todo o perfil de declive ou parcela experimental. Os resultados são usados para calcular o fluxo de umidade na matriz do solo aplicando a lei de Darcy e a equação de continuidade. Este método é adequado apenas ao fluxo da matriz (ATKINSON, 1978, pag. 323-349).

5.1 MÉTODOS DIRETOS

Os métodos de determinação direta de umidade do solo têm por finalidade, como o próprio nome diz, determinar a mensuração resultante diretamente, e se apresentam como métodos baratos, no entanto, lentos e destrutivos.

Acerca dos métodos diretos de mensuração da umidade, os primeiros autores deram ênfase a medir a velocidade e a descarga em encostas sob diferentes situações de cobertura vegetal (HEWLETT, 1961; HEWLETT; HIBBERT, 1963; WIPKEY, 1965). Esses métodos, segundo Atkinson (1978), podem ser empregados de modo bem simples, cavando um fosso ou vala na encosta, ou expondo uma seção vertical no banco de córregos ou encostas. O mesmo autor cita que, de certa forma, há cuidados a serem tomados ao se empregar qualquer técnica baseada na coleta de água que vaza de uma face livre, uma vez que irá coletar somente o fluxo saturado (ATKINSON, 1978).

Outro método direto de mensuração da umidade, denominado método termo gravimétrico, utiliza a razão entre a massa de solo úmido e a massa do mesmo solo seco. O processo surge inicialmente com a coleta de uma amostra de solo, pesa-se o mesmo (solo úmido) e o leva a uma estufa (105°C) durante 48 horas; após esse período, a amostra é novamente pesada (solo seco) (EMBRAPA, 1997; BENEDÍ; MUÑOZ-CARPENA, 2005; SÁ et al, 2008).

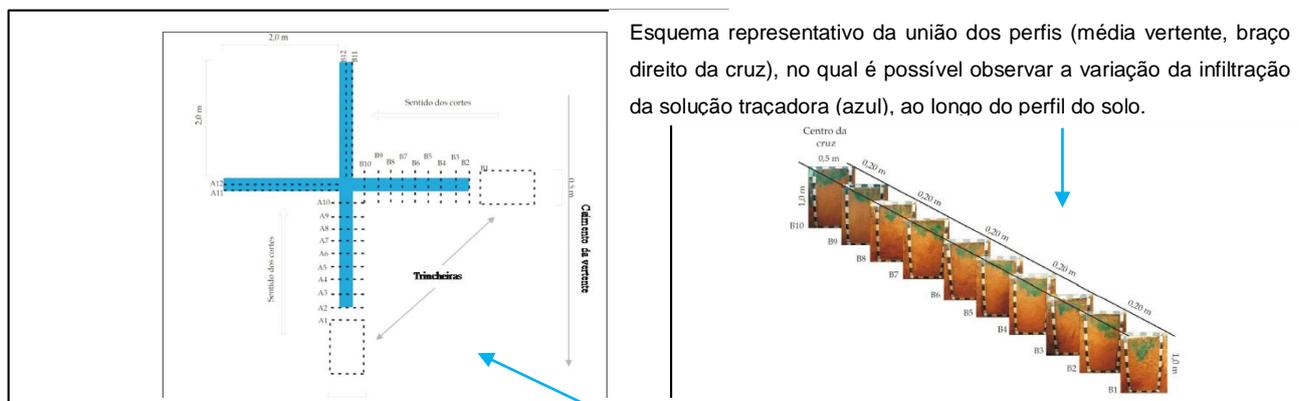
Outros autores mostraram técnicas que consistiam em uma série de calhas cavadas em uma face vertical ou escalonada do solo (ATKINSON, 1978). De certa forma, as mensurações diretas que consistiam nesse emprego de aparatos foram mostradas em trabalhos precursores de autores como (VAN'T WOUDT, 1954; TSUKAMOTA, 1961;

HEWLETT; HIBBERT,1963; WHIPKEY,1965; WEYMAN,1970,1974; DUNNE; BLACK, 1974; KIRKBAY; CHORLEY,1967).

Quanto aos métodos envolvendo traçadores, para Atkinson (1978), estes têm um papel importante para registrar as entradas e as saídas além da direção do fluxo de água no solo. Sendo que dois métodos são os mais destacados, estudados e aplicados, os métodos radioativos e fluorescentes, destacando-se os trabalhos com métodos radioativos de Pilgrim (1966), com a utilização de isótopos radioativos, e de Biggin (1971), na utilização de tritium.

Outros trabalhos precusores estão baseados nos métodos de traçadores fluorescentes, com destaque para os trabalhos de Filds (1969), de Reynolds (1966), de Corey (1968), que apresentaram bons resultados na verificação da velocidade, infiltração e percolação do traçador no solo. Em outros trabalhos utilizando traçadores foram identificadas variações tanto na profundidade quanto na dispersão do traçador em diferentes profundidades, e em diferentes direções, seguindo, de certa forma, a declividade da vertente estudada (NOGUEIRA et al., 2011), conforme Figura 12.

Figura 12 - Exemplo de Métodos Diretos de Monitoramento utilizando Solução Traçadora fluorescente



Esquema representativo da união dos perfis (média vertente, braço direito da cruz), no qual é possível observar a variação da infiltração da solução traçadora (azul), ao longo do perfil do solo.

Esquema representativo dos cortes de perfil de solo, mostrando a seqüência dos cortes com relação ao alinhamento dos mesmos em relação à cruz, bem como a posição das trincheiras.

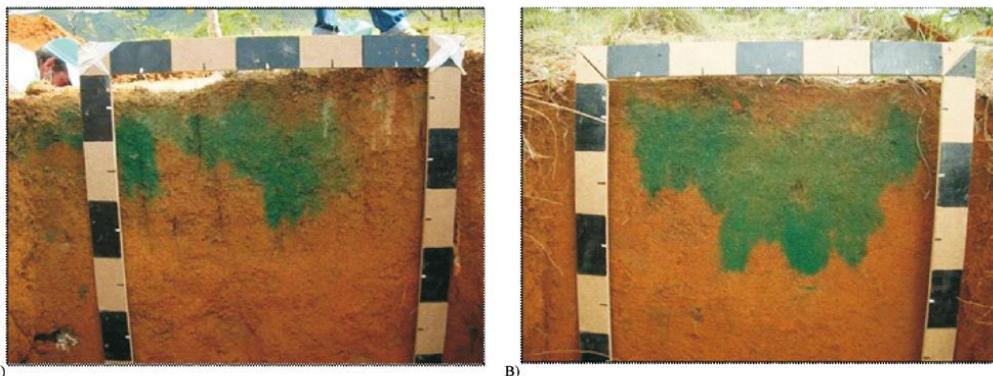


Figura 4 - Perfil da alta vertente, onde se nota:

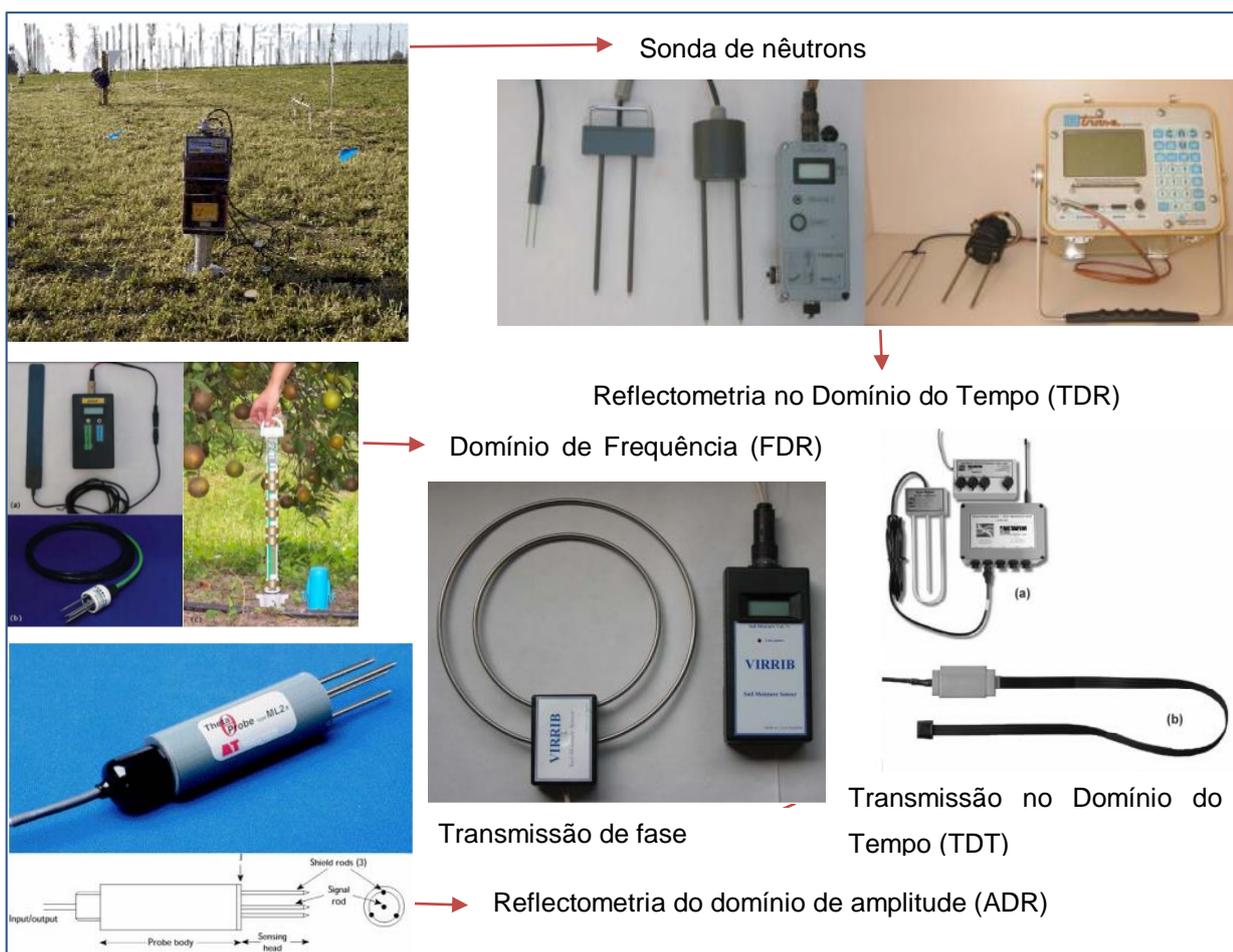
- a) Uma percolação mais desordenada da solução traçadora (em azul);
- b) Perfil da média vertente, onde se nota uma melhor delimitação da solução (em azul).

5.2 MÉTODOS INDIRETOS VOLUMÉTRICOS

Todos os métodos sob essa definição estimam o volume de água em um volume de amostra de solo não perturbado. Essa quantidade é útil para determinar a saturação do solo (ou seja, a fração do volume total do solo preenchido com a solução do solo) (MUÑOZ-CARPENA et al., 2004). Os métodos indiretos são descritos, segundo MUÑOZ-CARPENA et al., (2004), conforme a Figura 13.

[...] i) **Sonda de nêutrons**: método baseado na emissão de nêutrons que são desacelerados ao colidir com átomos de hidrogênio, criando uma nuvem de nêutrons proporcional a quantidade de água no solo; ii) **Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)**: método baseado na determinação tempo que leva para um pulso eletromagnético (onda) se propagar ao longo de uma linha de transmissão (TL) que está rodeado pelo solo; iii) **Domínio de Frequência (FDR)**: método baseado na capacidade elétrica de um capacitor que utiliza o solo como meio dielétrico, para determinar a frequência ressonante (amplitude) que é relacionada a quantidade de água no solo; iv) **Reflectometria do domínio de amplitude (ADR)**: método baseado relaciona a impedância do solo com a quantidade de água, através da variação da amplitude de uma onda eletromagnética; v) **Transmissão de fase**: este método relaciona a umidade com a mudança de fase ocasionada pela transmissão de uma onda pelo solo; vi) **Transmissão no Domínio do Tempo (TDT)**: este método está baseado na análise do tempo decorrido na propagação de um pulso em uma linha de transmissão, parecido com o TDR, mas requer uma conexão elétrica no começo e no fim da linha de transmissão (MUÑOZ-CARPENA ET AL., 2001. p.1-7).

Figura 13 - Exemplos de métodos indiretos de monitoramento.



Fonte: Elaborado por (MUÑOZ-CARPENA et al.,2004), adaptador pelo Autor (2018).

5.3 MÉTODOS INDIRETOS: Tensiômetros e GMS

Segundo Muñoz-Carpena et al., (2001), os tensiômetros consistem em um tubo selado cheio de água, com uma cerâmica porosa na ponta, equipado com um medidor de vácuo analógico. A sucção do solo tende a extrair água da cerâmica, gerando um vácuo parcial que é registrado no medidor de vácuo.

Do mesmo modo, para Atkinson (1978), esse instrumento consiste em um copo cerâmico poroso, saturado com água, que é instalado em bom contato hidráulico com a umidade do solo na profundidade requerida.

Estudos com tensiômetros começaram a evoluir a partir de meados do século XXI, resultando em desenvolvimento de novos *designers* e modelos. No entanto, com as limitações de faixa de medição, tempo de resposta e calibração, chegando a tão somente a 15 bar, esses tensiômetros acabariam por evoluir para sensores de resistência elétrica.

Segundo Miranda (2003), os sensores de resistência elétrica podem ser de gesso, nylon, fibra de vidro ou outros materiais, embora os mais usados sejam de bloco de gesso e de matriz granular (*GMS*).

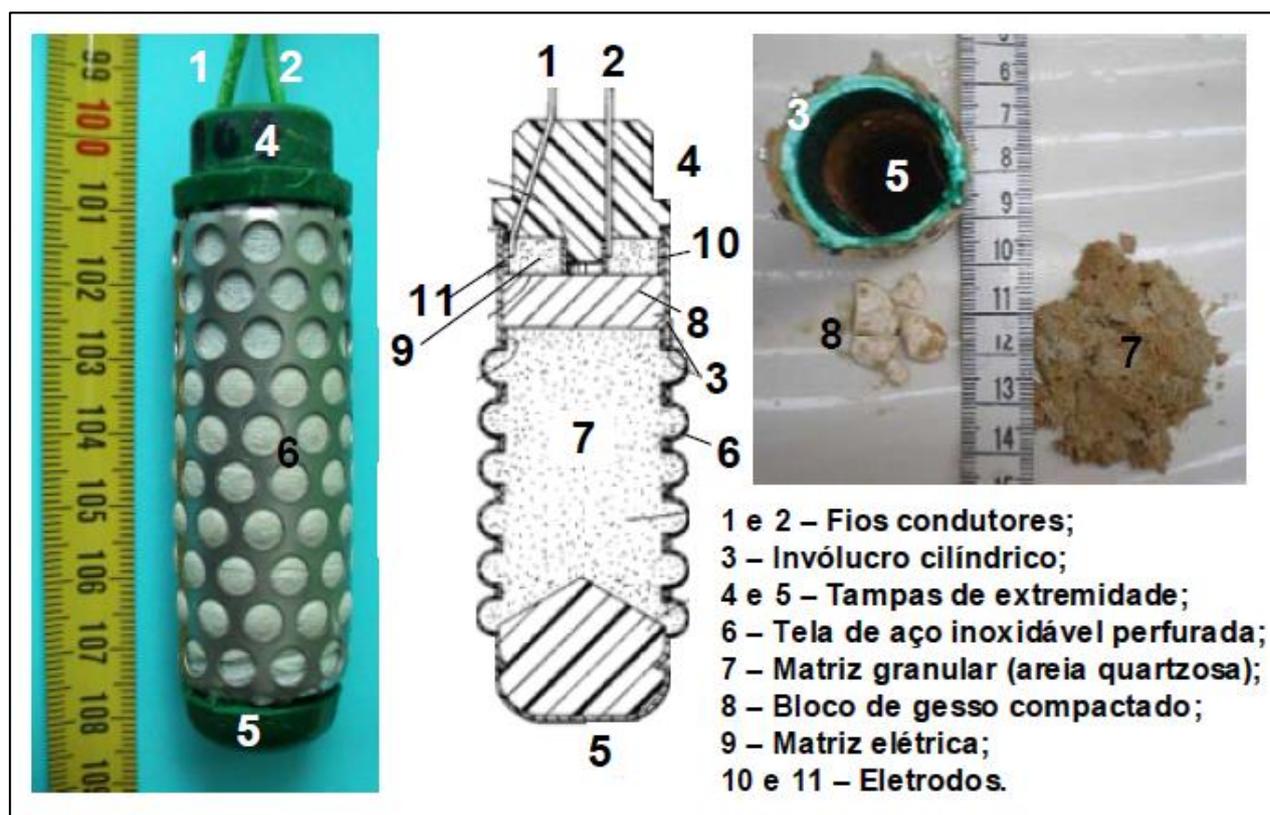
Os sensores de matriz granular são considerados muito superiores aos sensores de bloco de gesso, uma vez que não apresentam problemas, como o efeito da salinidade na condutividade elétrica, independem da umidade do solo, não apresentam dissolução do gesso, o que provoca estabilidade nas mensurações (PHENE et al., 1975).

Outros fatores positivos são destacados por Yoder et al., (1998) acerca da amplitude quanto à determinação da umidade; enquanto o sensor de bloco de gesso se apresenta na faixa entre 10 a 1500 Kpa, o sensor de matriz granular se mostra competente para mensurar a faixa de 0 a 2000 kpa.

O *Granular Matrix Sensor (GMS)* é um instrumento desenvolvido com a finalidade de medição de sucção do tipo resistivo e foi patenteado por Larson (1993) e Hawkins (1985). Segundo Mendes et al., (2007), o GMS foi desenvolvido para controlar sistemas de irrigação com base na medição da sucção do solo.

Mendes et al., (2007) ainda citam que o sensor permite a medição da condutividade elétrica do solo, que é feita por meio de dois eletrodos envolvidos por uma matriz granular. De certa forma, o *Granular Matrix Sensor (GMS)* tem um desenvolvimento facilitado por se mostrar promissor referente à redução de mão de obra, à não necessidade de amostragem destrutiva e à facilidade com conexões com outros sistemas eletrônicos (YODER et al., 1998), conforme mostra a Figura 14.

Figura 14 - Sensor de Matriz Granular (GMS) utilizados para o desenvolvimento deste trabalho.



Fonte: Elaborado por (MENDES et al., 2007) adaptado pelo Autor (2018).

O Sensor de Matriz Granular é um instrumento com ampla aplicação, variando desde monitoramentos e modificações hidrológicas (LAWALL, 2010), assim como servindo para avaliação de práticas vegetativas e estabilização de taludes (PORTO CARRERO, 2009; MENDES et al., 2007).

Em grande parte dos trabalhos, os estudos estão correlacionados diretamente ao manejo e à irrigação (SANTOS; PEREIRA, 2004; CALBO; SILVA, 2005; FREITAS et al., 2011; BÓRQUEZ-LÓPES et al., 2013). Bórquez-López et al., (2013) procuraram em seus

estudos relacionar a otimização do uso dos sensores *GMS* para minimizar o desperdício de água e proporcionar a indicação correta da quantidade de água para cultivo de Tomate.

Enquanto isso, Santos e Pereira (2004) trabalharam com *GMS* visando definir critérios para o manejo da irrigação para alface tipo *americana*, *cv. Raider*. Outros autores se preocuparam com fatores relacionados aos sensores, como faixa de monitoramento, precisão dos sensores, tempo de resposta e calibração, e, ainda, em avaliar a variação de práticas agrícolas e a variação da cobertura, do uso e da ocupação da terra utilizando o *GMS*. (LAWALL, 2010; MARTINS et al., 2010; LEÃO, 2004; MENDES et al., 2007; OLIVEIRA, 2004; COSTA, 2014).

No que tange ao monitoramento de água em cabeceira de drenagem, os principais trabalhos estão voltados à mensuração do potencial matricial para fins de monitoramento hidrológico e comparação entre diferentes métodos de mensuração hidrológicos, como tensiômetros, *TDR* e *GMS* (SOUZA et. al., 2002; SOUZA; MENDES; MAHLER; FERNANDES, (2001,2002); SOUZA; FERNANDES; CATALDI, 1999).

6 MATERIAIS E METODOS

Os dados submetidos aos tratamentos compreenderam um intervalo de um ano de monitoramento, entre outubro de 2017 a outubro de 2018. Apesar das restrições a um período curto de observações, o presente estudo relaciona a disponibilidade de registros completos, não desrespeitando o interesse plausível quanto à observação de estudos hidrológicos.

Para viabilizar as etapas metodológicas, buscou-se trabalhar com um grupo de informações topográficas planialtimétricas, com nível de detalhamento, precisão e acurácia que possibilitasse representar a superfície da área de estudo e, assim, identificar os locais para análise pedológica, espacialização dos sensores, entre outros estudos.

Outras composições a respeito dos dados cartográficos complementares e subsidiários aos estudos e etapas do desenvolvimento da pesquisa encontram-se retratados na Tabela 1 e no Fluxograma 1 a seguir.

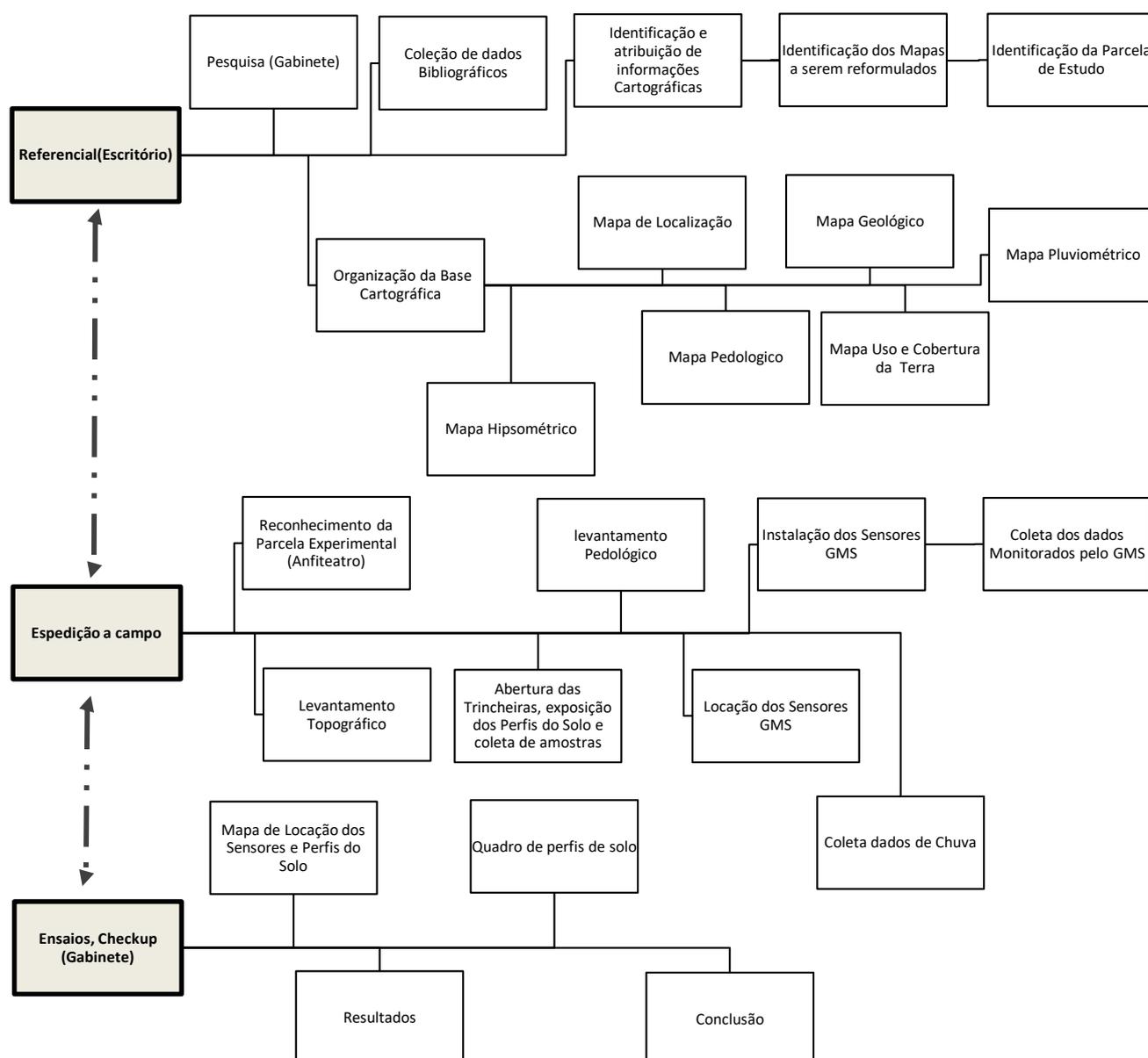
Tabela 1 - Base de dados cartográficos utilizados dentro da pesquisa.

Referencial	Base Cartográfica	Escala
Machado Filho et. al. (1983)	Dados Vetoriais de Geologia Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória	1:1.000.000
IEMA (2015)	Ortofoto (Ortomosaico)	1:5.000
Machado Filho et. Al (1983), refinado por IJSN	Dados Vetoriais de Geomorfologia	1:250.000
SANTOS (2016)	Dados Vetoriais de Pluviosidade	-
SANTOS (2016)	Dados Vetoriais de Uso e Cobertura da terra	-
BASTOS (2015)	Dados Numéricos de Pluviosidade	-
EMBRAPA (1979,1999,2006 E 2013)	Dados Vetoriais de Solos	1:400.000
IJSN (2012)	Base de dados Vetoriais do Estado do Espírito Santo –ES	1-5.000
HIPARC (2012)	Curvas de Nível	5 m
FERREIRA (2018)	Curvas de Nível	0,3 a 0,5 m
FERREIRA (2018)	Pontos cotados	-
FERREIRA (2018)	Referência de Nível	-
FERREIRA (2018)	Pontos de Controle	-

Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Para esta primeira etapa foram utilizados dois métodos de obtenção de dados topográficos, englobando estações totais e Sistema de Navegação Global por Satélite (*Global Navigation Satellite System – GNSS*) Datum Sirgas 2000 Zona 24 S. Além disso, para aumentar a acurácia dos dados e possibilitar que a área fosse toda recoberta, foram instalados em campo 2 marcos geodésicos e estabelecidos neles pontos de apoio. Esses pontos de apoio foram rastreados com ajuda do GNSS, estabelecendo-se, desse modo, uma rede geodésica dentro da área de estudo. Para o rastreo e posicionamento dos equipamentos em campo utilizou-se como base o manual técnico de posicionamento e georreferenciamento de imóveis rurais, disponibilizados pelo INCRA (2013).

Fluxograma 1 - Fluxograma de desenvolvimento da pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

A sigla *Global Navigation Satellite System (GNSS)* é uma denominação genérica que contempla sistemas de navegação com cobertura global, além de uma série de infraestruturas espaciais como o *Satellite Based Augmentation System (SBAS)* e, terrestre (*Ground Based Augmentation System - GBAS*) que associadas aos sistemas proporcionam maior precisão e confiabilidade (INCRA, 2013).

Assim sendo, os sistemas que se apresentam com esta finalidade de acordo com (INCRA, 2013) são:

NAVSTAR-GPS (Navigation System with Timing and Ranging – Global Positioning System), mais conhecido como GPS. Sistema norte-americano; *GLONASS (Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema)* - Sistema russo; *Galileu* - Sistema europeu; *Compass/Beidou (China's Compass Navigation Satellite System – CNSS)* Sistema chinês. Segundo INCRA (2013), em um posicionamento por *GNSS* se destacam: a) Posicionamento relativo (estático, estático-rápido, semicinemático (stop and go), cinemático e a partir do código C/A), b) *RTK* e *DGPS* (convencional, em rede e diferencial GPS (DGPS) e c) Posicionamento por ponto preciso (PPP).

Para os pontos de apoio foi utilizado o método de posicionamento *RTK* (real time kinematic) convencional. Nesse posicionamento foi utilizadoo Kit *RTK* da marca *Javad*, modelo *TRIUMPH-1*, composto por dois receptores e um coletor de dados *Victor* (Figura 15), no qual um receptor denominado Base ficou previamente instalado fora da área de abrangência do levantamento, e o outro receptor denominado *Rover*, que possibilitou o rastreamento dos 2 (dois) marcos de apoio dentro da área de estudo.

Figura 15 - Descrição dos Equipamentos utilizados, Kit RTK e Posição dos receptores na área de estudo.



Fonte1: Elaborado pelo Autor (2018).

Esse procedimento para determinar posições sobre a Terra e a exatidão obtida depende bastante da geometria dos satélites, ou seja, das posições dos satélites visíveis durante a observação MACCORMAC (2016). Esse efeito é expressado pelo *Dilution of Precision* (DOP) ou Diluição de Precisão. Segundo Mac Cormac (2016, p.254), “Este fator é calculado pelo equipamento, GNSS usando o método dos mínimos quadrados para determinar o efeito da geometria do satélite sobre a exatidão da medição”, e o valor obtido é chamado de Diluição da Precisão Geométrica (GDOP). “A Diluição de Precisão Posicional (PDOP) é igual ao GDOP corrigido dos erros de medição de tempo.”

O mesmo autor ainda cita que, embora um bom GDOP (valor baixo) possa ser calculado para certa área e período, as observações feitas podem ainda serem ruins se elas forem afetadas por obstáculos tais como árvores, prédios ou morros.

Apesar disso, uma vez estabelecido o local de instalação do receptor base, este foi utilizado como referência para as coletas dos dados do receptor *rover*. Como o método de posicionamento consiste no RTK convencional, este se apresenta, segundo o INCRA (2013), transmitindo os dados de correção por meio de um link de rádio do receptor instalado no vértice de referência ao receptor (*rover*) que percorre os vértices de interesse.

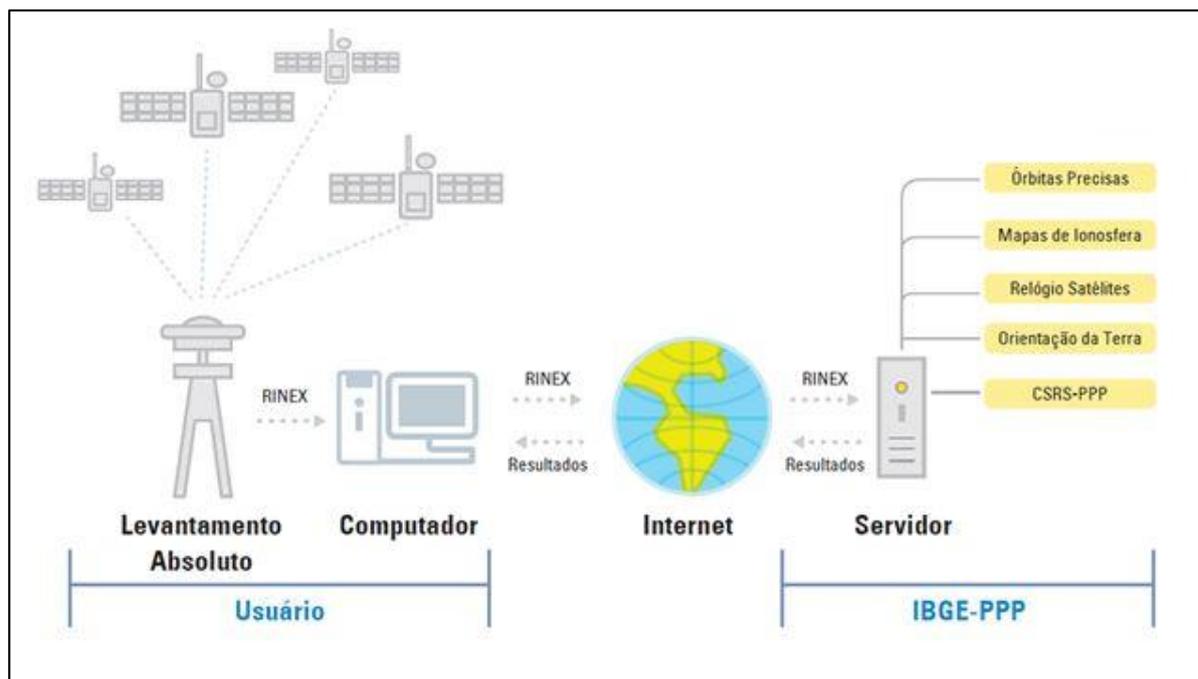
No entanto, para que a correção seja estabelecida de modo correto, a referência do posicionamento deve partir de um vértice conhecido. Neste caso, utilizou-se o método de posicionamento por ponto preciso (PPP), como apresentado na Figura 16. Assim, com o posicionamento por ponto preciso, as coordenadas do vértice (base) de interesse são determinadas de forma absoluta, portanto, dispensa o uso de receptor instalado sobre um vértice de coordenadas conhecidas.

De acordo com o IBGE (2018), o posicionamento PPP se caracteriza:

[...] O IBGE-PPP (Posicionamento por Ponto Preciso) é um serviço online gratuito para o pós-processamento de dados GNSS (Global Navigation Satellite System), que faz uso do programa CSRS-PPP (GPS Precise Point Positioning) desenvolvido pelo NRCan (Geodetic Survey Division of Natural Resources of Canada). Ele permite aos usuários com receptores GPS e/ou GLONASS, obterem coordenadas referenciadas ao SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas) e ao ITRF (International Terrestrial Reference Frame) através de um processamento preciso. O IBGE-PPP processa dados GNSS (GPS e GLONASS) que foram coletados por receptores de uma ou duas frequências no modo estático, ou cinemático (IBGE, 2018.pag 1).

Assim, com base na interpolação entre os dados da base e os dados coletados do *rover*, foi estabelecida a precisão para os marcos dentro da área de estudo. Uma vez que os marcos foram estabelecidos, passou-se a utilizar outro método de captura dos dados dentro da floresta, pois como discutido anteriormente, os sistemas GNSS têm dificuldade para responder internamente a áreas recobertas com floresta

Figura 16 - Esquema do Processamento pelo método PPP IBGE.



Fonte: IBGE (2018), disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias-novoportal/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico/16334-servico-online-para-pos-processamento-de-dados-gnss-ibge-ppp.html?&t=o-que-e>.

Para fazer o levantamento topográfico da área estabelecida foram utilizados os métodos de poligonação com estações totais, estabelecendo a poligonal enquadrada, apoiada nos marcos previamente rastreados com auxílio do GNSS. A partir desses pontos de apoio utilizou-se o procedimento metodológico de irradiação, o que possibilitou a varredura da área e a coleta dos dados sob a cobertura florestal e, assim, uma distribuição homogênea por toda a área que se propôs estudar.

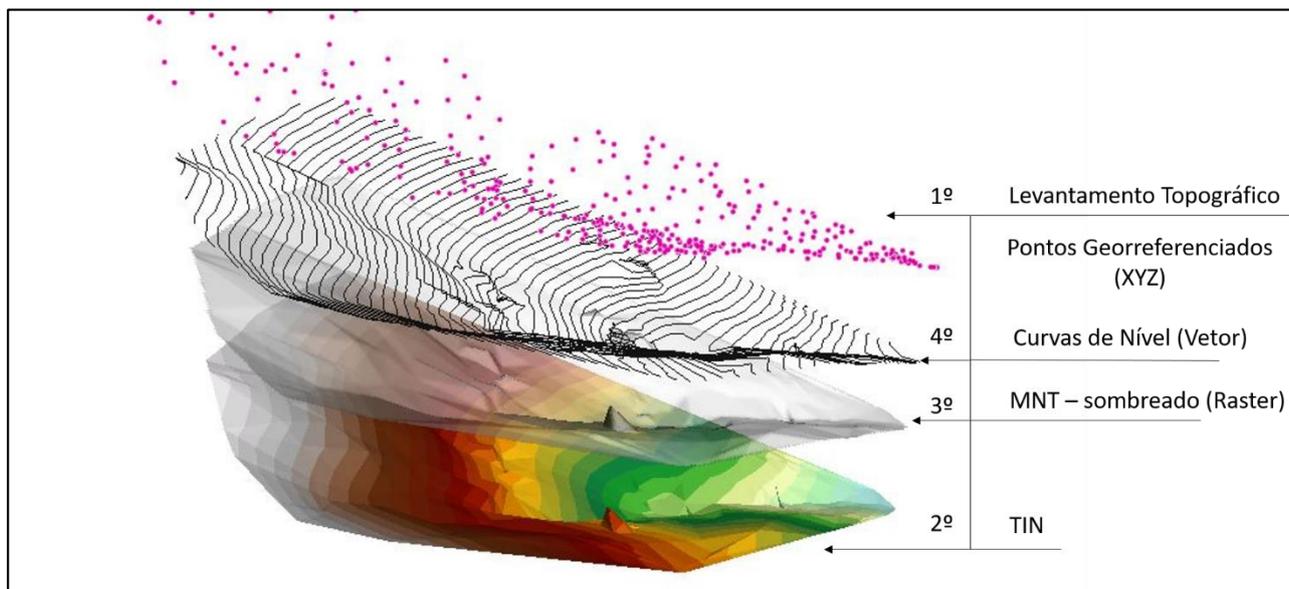
Segundo McCormac (2016), ao usar esse procedimento muitos obstáculos podem ser evitados e o corte de vegetação é reduzido ao mínimo. Além disso, as interferências podem ser minimizadas quando se utiliza o caminhar desviando dos obstáculos, como árvores e galhos que possam atrapalhar a visualização do prisma.

Esses procedimentos foram necessários, visto que esse método possibilitou ajustar os dados coletados pelo método GNSS, bem como contribuiu com o método de coleta por meio da estação total, além de proporcionar a translação dos dados topográficos.

Uma vez estabelecido os métodos para o devido levantamento topográfico planialtimétrico, procedeu-se ao levantamento de modo que os pontos coletados abrangessem toda a área de contribuição do anfiteatro, sendo que os pontos coletados

foram estendidos até a linha de cumeada (*Nose*). Estes métodos possibilitaram a geração de um modelo representativo através de curvas de nível (Figura 17).

Figura 17 - Levantamento Topográfico com os pontos cotados e os produtos que podem ser gerados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Segundo MacCormarc (2016), a equidistância é determinada pela finalidade do mapa e pelo terreno que está sendo mapeado (íngreme ou suavemente inclinado). Neste caso foi escolhido esse nível de detalhamento, uma vez que MacCormarc (2016) recomenda que mapas voltados para planejamento de projetos de armazenamento de água obedeçam a uma acurácia nos intervalos de 0,3 a 0,5 m. Além do mais, para confeccionar todos os produtos cartográficos temáticos foi utilizado o *software* ArGIS 10.1™. (ESRI, 2012).

Somado a isso, Hack e Goodelett (1960,) em seus diversos estudos sobre cabeceira de drenagem, apresentaram uma classificação tridimensional à análise das formas topográficas em cabeceira de drenagem (*Nose, side Slope e Holow*). Assim, foi possível por meio do levantamento topográfico compartimentar tais formas dentro da cabeceira de drenagem objeto deste estudo.

Com uma combinação visual, o anfiteatro pôde ser agrupado segundo a classificação morfológica das concavidades topográficas, proposto por Hack (1961) como *Concavidade Estrutural* (CE) ou *Concavidade Aberta* (CA), pois a CE apresenta porção superior larga e base estreita, sendo associada a forte controle das estruturas geológicas subjacentes, sobre os processos geomorfológicos responsáveis por sua origem e evolução, com eixo longitudinal variável.

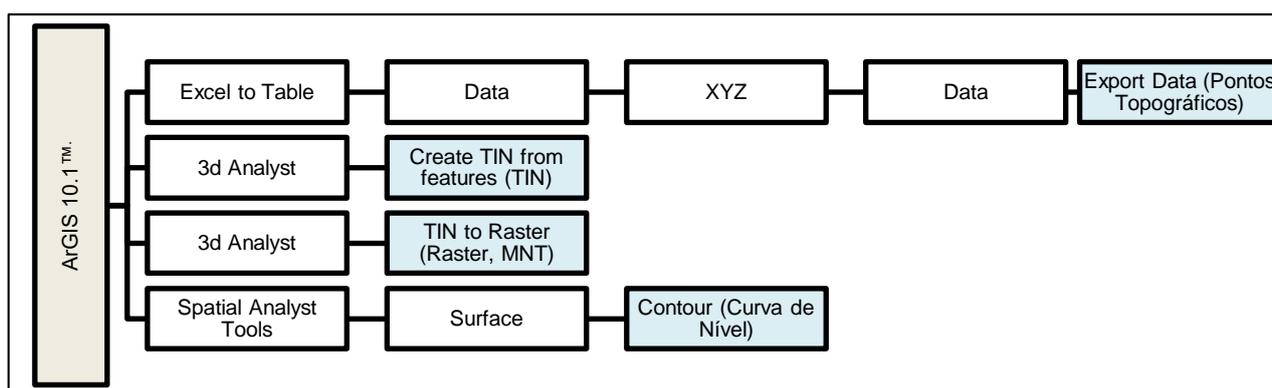
Já a CA apresenta base larga inferior, com um fundo de vales rasos e com eixo longitudinal curto e, em geral, é topograficamente nivelada (ou ajustada) com o fundo de vale fluvial adjacente (AVELAR; COELHO NETTO, 1992).

A respeito dessas compartimentações, é possível, ainda, extrair informações do comportamento da água, visto que a superfície plana começa a desenvolver certa declividade e colabora com fluxo subsuperficial lateral da água e sua instalação (MONIZ, 1996).

Outros autores, como Moura et al. (1991), definiram padrões geomorfológicos-estratigráficos de cabeceiras de drenagem em anfiteatro, considerando a conexão do eixo da cabeceira (*hollow* principal) com a rede de drenagem adjacente (coletora ou formadora), bem como as descontinuidades geométricas verificadas na zona de articulação das encostas com as reentrâncias da topografia (*hollows* e fundos de vale).

De posse dos pontos cotados coletados em campo pela topografia convencional, foi possível elaborar o modelo numérico do terreno (MNT) e as curvas de nível utilizando o software *ArGIS 10.1™*. (ESRI, 2012) e a rotina *Excel to Table -> Data -> XYZ -> Data -> Export Data (Pontos Topográficos) + 3d Analyst -> Create TIN from features (TIN) + 3d Analyst -> TIN to Raster (Raster, MNT) e Spatial Analyst Tools -> Surface -> Contour (Curva de Nível)*, conforme o Fluxograma 2 a seguir.

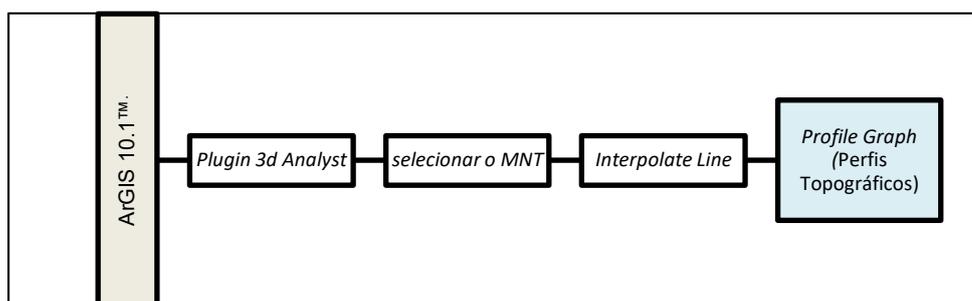
Fluxograma 2 - Operações principais de geoprocessamento realizadas.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Os perfis topográficos transversais e longitudinais ao eixo central (*Hollow*) (Figura 22), utilizou-se o software *ArGIS 10.1™*. (ESRI, 2012) e a rotina, habilitar o *Plugin 3d Analyst -> selecionar o MNT -> Interpolate Line -> Profile Graph* (Fuxograma 3).

Fluxograma 3 - Operações principais de geoprocessamento realizadas.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Uma vez que foram mapeadas as informações de forma da vertente, segundo Hack e Goodelett (1960), os estudos se voltaram a identificar os locais aos quais os sensores seriam instalados. Por fim, com os dados topográficos já obtidos, esses foram utilizados para a compartimentação da cabeceira de drenagem, com base em critérios de declividade, curvas de nível e perfil topográfico e proposta de Meis e Monteiro (1979).

6.1 DISTRIBUIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO E ALOCAÇÃO DOS SENSORES DE HUMIDADE (GMS)

Para alocar os sensores procedeu-se com expedição a campo e abertura dos perfis do solo. A primeira decisão a ser tomada para o planejamento da amostragem foi definir se a área deveria ser seletivamente amostrada – amostragem por critérios; aleatoriamente amostrada ou dividida em subáreas para amostragem – amostragem aleatória estratificada (DICK et al., 1996).

Neste caso, os perfis foram distribuídos aleatoriamente dentro da área do anfiteatro, constituindo uma distribuição que perpez todas as classes de relevo (*Nose, side slope e hollow*). Esses perfis possibilitaram identificar profundidade, transição de horizontes, cor, estrutura, entre outros. Para descrever os perfis de solos foram abertas trincheiras de 1,0 por 1,0 m, conforme estabelecido por Santos et.al. (2013). Excepcionalmente, foram abertas trincheiras com profundidade e larguras superiores às apresentadas, por vezes assim dimensionadas: 1,5m por 2,0m. A abertura dos perfis foi realizada com a ajuda de equipamentos mecânicos e manuais (Figura 18). Com a abertura das trincheiras procedeu-se à separação dos horizontes, sub-horizontes e camadas. Segundo Santos et al. (2013), a diferenciação deve ser feita pela variação perceptível das características morfológicas assinaladas (cor, textura, estrutura etc.), avaliadas em conjunto.

Durante a separação dos perfis foi feita também em campo, com auxílio de uma prancheta, a coleta de informações referente à distribuição de raízes; atividades biológicas;

presença de linha de pedra (*stone line*), de concreções ou nódulos; acúmulo de sais; compactação; local de descrição (trincheira, corte etc.). A abertura das trincheiras realizada em diferentes posições no anfiteatro permitiu identificar as profundidades dos horizontes e de sua transição. Com a identificação da espessura dos horizontes, da zona de transição e das profundidades dos perfis de solo foi possível alocar os sensores GMS em três profundidades distintas. Também para a alocação dos sensores GMS na cabeceira de drenagem foram estabelecidos três transectos, sendo um no sentido longitudinal, perfazendo o eixo central do anfiteatro e dois transectos no sentido lateral, sendo um no terço superior e outro no inferior.

Uma vez definido a posição para a alocação dos GMS, foi realizada uma abertura no solo por meio de um trado com dimensões semelhantes às verificadas no GMS. Antes da inserção dos GMS em solo, os mesmos foram saturados em balde com água, para evitar problemas de vácuo e, perda de contato entre solo e sensor. De maneira geral os sensores GMS foram instalados entre as profundidades de 15 cm, 30 cm e 60 cm.

Figura 18 - Abertura das Trincheiras para descrição dos perfis do solo em Horizontes.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

A escolha dessas profundidades da necessidade de se monitorar água subsuperficial em profundidades não muito distantes da zona de raízes. Também é relevante salientar que, preliminarmente, os sensores foram testados em laboratório para verificar possíveis problemas de funcionamento e de carga dos *datalogers*.

6.2 COLETA DE AMOSTRAS E ANÁLISES LABORATORIAIS DE SOLO

Para analisar a influência das propriedades físico-hídricas dos solos nos processos de movimentação de água, a pesquisa contou com uma abrangência amostral de 8 perfis de solo, dos quais foram coletadas amostras de solo deformada e indeformada em diferentes posições do anfiteatro, que são coincidentes com os pontos de alocação dos GMS.

Em relação às amostras indeformadas, procedeu-se à coleta utilizando um extrator de solo adaptado similar, tipo *Uhland*, em conjunto com anéis volumétricos, tipo kopeck (Figura 19).

As amostras indeformadas passaram por um processo de secagem ao ar livre durante duas semanas. Ao terminar esse período, iniciou-se o processo de analisá-las.

Figura 19 - Adaptador para coleta de solos, anéis de Kopeck e coleta de amostra indeformada.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Todas as amostras foram tratadas, com os ensaios seguindo a metodologia da EMBRAPA (1997) (Figura 20).

Em laboratório, as análises seguiram um cronograma técnico já pré-determinado, obedecendo à sequência das análises físicas do solo, começando pela análise granulométrica (Dispersão Total), método da pipeta, posteriormente, as análises hídricas, sendo seguidas pela condutividade hidráulica e, posteriormente, a curva característica ou curva de retenção de água no solo, pelo método do extrator de Richards (Figura 21).

Figura 20 - Análise das Amostras, mostrando algumas das etapas, 1 – Agitador mecânico de amostra, 2 – Provetas com material solo mais NaOH e água, 3 – Bancada com amostras em provetas em repouso, 4 – Pipetando as análises em suspensão. 5 – Pesagem das amostras secas em estufa, 6 – Secagem das amostras em estufa, 7 – Preparação das amostras para testes de condutividade hidráulica, 8 – Preparação das amostras para o teste de umidade pelo método de Richards, 9 – Amostras prontas para o teste de condutividade hidráulica, 10 e 11 – Cilindros de pressão para aplicação do método de Richards.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Figura 21 Amostra secas e indeformadas, eparados para análise em laboratório



Fonte: Elaborado pelo autor (2018).

6.3 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS

De acordo com metodologia da EMBRAPA (1997), buscou-se caracterizar as: propriedades físicas do solo, tais como a porosidade total, a densidade aparente, a textura e hídricas, entre elas, a curva de retenção da água no solo e a condutividade hidráulica.

Acerca das propriedades físicas referentes à porosidade total (macro e micro), o princípio básico é a determinação dos poros totais do solo ocupado por água ou ar obedecendo cálculos:

$$\text{Porosidade total} = 1 - [(a / b)] * 100$$

Equação: 2

Em que a = densidade solo e b = densidade partícula, no entanto a porosidade total também pode ser estabelecida segundo:

$$\text{Porosidade total} = (\text{Microporosidade} + \text{Macroporosidade})$$

ou

$$\text{Porosidade total} = \text{Porcentagem de saturação em volume}$$

Equação: 3

Às análises de densidade aparente obedecem a três princípios laboratoriais, destacados pelo método do anel volumétrico, método da proveta e método do torrão. No entanto, para este trabalho foi utilizado o método do anel volumétrico, que obedece ao princípio baseado na coleta de amostras de solo com estrutura indeformada por meio de um anel de aço (*Kopeck*) de bordas cortantes e volume interno de 50cm³.

O procedimento se alinha à determinação inicial do volume do anel ou cilindro contendo a amostra, pesagem e anotação, bem como transferência para lata de alumínio numerada e de peso conhecido, submetendo o conjunto à pesagem, colocar em estufa a 105°C e, após 24 a 48 horas, retirar, deixar esfriar e pesar. É importante verificar a presença de raízes e enrugamentos, sendo necessário, caso isso ocorra, retirá-los e a homogeneização da amostra contida no anel. Segue-se com o cálculo abaixo:

$$\text{Densidade aparente (g/cm}^3\text{)} = a / b$$

Equação: 4

Sendo que a = peso da amostra seca a 105°C (g) e b = volume do anel ou cilindro (cm³).

A densidade aparente é expressa em g/cm³, respeitando-se duas casas decimais para os resultados de análises laboratoriais (Figura 23).

A curva característica da água no solo foi realizada com um aparelho conhecido como extrator de Richards, no qual a amostra é submetida a diferentes tipos de pressão (-

10,-30,-60,-100, -800 e -1500 KPa). O método baseia-se em alocar amostras de solo saturadas em placas de cerâmica ou membranas, previamente saturadas e submetidas a diferentes pressões.

É importante mencionar que cada extrator foi submetido a pressões individuais e não à variação dessa pressão por extrator; ao alcançar a pressão correspondente à placa específica para determinada pressão, cessa-se a aplicação da pressão, ou seja, -10 KPa, -30KPa e -1500 KPa (Figura 23).

Em cada placa porosa foram distribuídos anéis de borracha, por duplicata, recebendo as amostras peneiradas em malha de 2 mm, posteriormente, adicionou-se água até cobrir a placa e saturar as amostras. Esse procedimento foi executado aguardando-se um prazo de 12h para permitir a saturação completa das placas e das amostras de solo.

Após terem sido submetidas a diferentes pressões e verificada a ausência de drenagem pelo extrator, as pressões foram encerradas, retirando-se as amostras e as transferindo para um recipiente de 0,01 g (M_R) (massa do recipiente), pesando o conjunto (M_R) + (M_{Solo}) + ($M_{Água}$).

Posteriormente, as amostras foram levadas para uma estufa a 100-105°C, durante 48h; na sequência, ficou descansando até atingir a temperatura ambiente em um dessecador e, em seguida, foi pesada em um recipiente de 0,01 g ($M_{(R+Solo)}$). Foram obtidos os devidos valores de conteúdo de água base gravimétrica (U) utilizando a seguinte equação:

$$U = \frac{(M_{(R+Solo+Água)}) - (M_{(R+Solo)})}{M_{(R+Solo+)} - (M_R)} = \frac{M_{(Água)}}{M_{(Solo)}}$$

Equação: 5

Logo em seguida, a curva característica da água no solo foi construída representando graficamente os diferentes pontos experimentais.

A condutividade dos solos também foi obtida, ela foi definida em laboratório seguindo primeiramente com a coleta da amostra indeformada em campo, utilizando-se anéis de Kopeck, sendo, estes levados ao laboratório de análise de solo onde são preparados com um fragmento de tecido na sua extremidade inferior. Este é imerso em um recipiente contendo água até a 4/5 de sua altura por um período de 24 horas, para eliminação de bolhas de ar presas nos poros do solo. Após a saturação do solo contido no anel volumétrico, este recebe na parte superior uma fina camada de lã de vidro, que protegerá o solo do impacto da água utilizada no ensaio.

Na parte superior do anel é conectado um tubo de igual diâmetro de 5 cm de altura, sendo posteriormente o conjunto (tubo + anel de Kopeck) transferido e acoplado a uma haste, onde o conjunto em sua parte superior receberá uma coluna de água de espessura.

Essa espessura será mantida por meio de um sistema tipo frasco de *Mariotte*, mantendo, assim, a carga constante. Um funil, por fim, na parte inferior recolhe a água percolada para uma proveta. A água que está no recipiente tipo *Mariotte* deve ser nivelada à água que se encontra no tubo conectado ao anel por meio do princípio dos vasos comunicantes.

Após estabelecer a manutenção e a constância da percolação de água pelo conjunto, cronometra-se o tempo t para o recolhimento de um volume de água na proveta Q . É importante considerar adequado os valores de Q e de t que apresentarem produtividade em cinco determinações sucessivas.

Desse modo, a condutividade hidráulica representa a velocidade com que a água se movimenta através do solo, sendo obtida por meio da aplicação da equação de Darcy.

$$K = Q \times L \frac{1}{A \times H \times t} \left(\frac{cm}{h} \right)$$

Equação: 6

Onde:

K = condutividade hidráulica em cm/h;

Q = volume do percolado em ml, ou seja, o valor da última leitura quando não há variação entre os valores anteriores, ou a média das duas leituras quando há alguma variação;

L = altura da coluna de água em cm;

H = altura do bloco do solo e da coluna em cm;

A = área do cilindro em cm²;

t = tempo em horas.

6.4 MONITORAMENTO PLUVIOMÉTRICO

A estação de monitoramento utilizada localiza-se na sede da área estudada, local denominado barragem de Duas Bocas, ao lado do alojamento, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 Zona 24S 345502,00 / 7757645,00, altitude de 210 m, distante cerca de 4.5 km em relação da área monitorada, com pluviômetros do tipo RG4-M, com taxa de medição máxima de 127 mm/hora, sendo que o mecanismo foi montado em uma caçamba basculante de material 100% inoxidável, memória suficiente para armazenar até 3200 mm de chuva, com área de captação de 181,46 cm², e os dados podiam ser acessados por meio de uma entrada USB.

Os pluviômetros foram compostos por uma balança dupla com chave magnética, funil de coleta, funil para passagem de água e sensor para precipitação pluviométrica, que quantificava a massa da água que acionava a balança (BARRIOS LOPEZ, 2016) (Figura 22), o pluviômetro e os sensores estavam completamente nivelados horizontalmente em relação ao solo.

Figura 22 - Posicionamento dos sensores pluviométricos, e modelo do pluviômetro, software e cabo de dados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Os dados coletados pelo pluviômetro foram associados e armazenados em um *datalogger*, a cada 30 minutos. A chuva que incidia sobre a área do pluviômetro era

conduzida para o funil principal devido à forma e o desnível da área de contato e o sensor basculante do pluviômetro, este dividido em básculas duplas tipo gangorra. Enquanto um lado da gangorra basculante recebia a incidência de água advinda da parte superior do pluviômetro e preparava para registrar a chuva. a outra parte era posicionada para uma primeira marcação e registro.

No momento em que a báscula era movimentada pela chuva, gerava um pulso elétrico que era enviado ao datalogger, que o integrava e armazenava na memória, gerando uma medição. Ao mesmo tempo, o pulso gerado pela água da chuva na caçamba representava 0,2 mm, cada pulso gerado no período de 30 minutos era somado, representando um único evento.

Em relação à coleta de dados armazenados no *datalogger* foi respeitado um intervalo de aproximadamente 15 dias para baixá-los. Isso ocorreu devido à exposição às intempéries; poderiam ocorrer entupimento do funil e acúmulo de sujeiras (remoção de folhas, galhos, poeiras e lodo) na parte interna dos pluviômetros e consequente interrupção das informações de monitoramento.

Nesse contexto, foram programadas expedições de campo com um intervalo de aproximadamente 15, sendo os dados descarregados utilizando um notebook e um cabo para transferir os dados/Base-U1, e o software *BHW (HOBOWare)*, que intermediou a captura dos dados do *datalogger* e os traduziu em dados visuais gráficos e informações numéricas importantes para a elaboração de mapas e de informações do comportamento da chuva.

Os dados descarregados foram convertidos em informações no formato (.txt), as quais foram tratadas após a realização de cada expedição a campo, sendo estes importados para o software *Microsoft Office Excel*. Os dados foram pré-classificados e filtrados, descartando-se os índices pluviométricos com valor zero e identificando os números de acordo com os eventos chuvosos, intensidade em relação a cada variação pluviométrica e quantificação do total acumulado de precipitação pluvial anual e mensal.

A classificação diária das chuvas obedeceu a proposta do Instituto Nacional de Meteorologia, assim descrito: 0mm; 0,1-2,5mm; 2,6-5mm; 5,1-10mm; 10,1-15mm; 15,1-25mm; 25,1-50mm; 50,1-100mm; 100,1-150mm e >150mm.

Após refinar as informações obteve-se a identidade para aplicar as análises estatísticas e a quantificação da chuva por períodos específicos.

6.5 MONITORAMENTO DA VARIAÇÃO DA UMIDADE NO SOLO, PERCOLAÇÃO

Os sensores de matriz granular consistem de eletrodos embebidos em um material granular de quartzo, cercado por uma membrana sintética e uma malha de aço inoxidável, com seu interior composto por gesso, para a proteção contra os efeitos de salinidade (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005; SHOCK et al., 2013). Ainda sobre o sensor, Portocarrero (2009) afirma que as leituras em resistência ($k\Omega$) obtidas dos sensores devem ser convertidas por meio do sistema de aquisição de dados (*Datalogger*) para valores de sucção (kPa), utilizando-se equações de calibração, como de Shock et al. (1998).

Quanto à Calibração do Equipamento é importante proceder: i) Colocar os GMSs em um recipiente com água para saturar (até atingir 0kPa); ii) Monitorar os GMSs para verificar possíveis defeitos durante uns cinco dias; iii) Após o monitoramento, instalar os GMSs nas profundidades desejadas (PORTOCARRERO, 2009).

Para obedecer a esse procedimento, o conjunto sensores *GMS* e sensor de temperatura foram instalados em um solo no Laboratório de Monitoramento e Modelagem de Sistemas Ambientais (Lamosa), completamente úmido nas profundidades de (10-20-30 cm), em um total de quatro sensores *GMS* e um sensor de temperatura. Os sensores monitoraram a variação da temperatura e a umidade durante cinco dias, sendo que após este período foi verificado o comportamento para identificação de possíveis erros e inconsistências (Figura 23).

Figura 23 - Experimento montado para calibração dos sensores *GMS* e temperatura.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Uma vez realizado os testes de calibração e de posse das informações relacionadas à topografia e dos perfis do solo, os sensores foram levados a campo para o procedimento de instalação.

Em campo, os sensores foram separados em um conjunto, contendo um *datalogger* tipo *monitor#900M* da IRROMETER Company, Inc. Riverside, California – USA, seis sensores GMS 200SS-15 e dois geotermômetros 200TS (Figura 27), transdutores de nível (4-20 mA). Seu princípio de funcionamento e operação é bem simplificado, apresenta automação em relação à coleta de dados, sendo alimentado por bateria de 9 Volts, situada no corpo do circuito impresso, que lê, exibe e armazena dados de até oito usuários, entradas de sensores selecionáveis.

É projetado para o ar livre e a instalação dos sensores ocorre diretamente em campos conectados às entradas tipo fios duplos (macho, sensor) e entrada tipo clip (fêmea, *datalogger*); os registros dos dados obedecem a um intervalo selecionado pelo usuário que pode ser baixado localmente ou remotamente para exibição gráfica na tela do computador.

O descarregamento e a conexão aos dados monitorados ocorrem de forma simplificada por meio de um cabo serial USB (serial no *datalogger* e USB no *notebook*), e a visualização gráfica permite uma interpretação mais fácil dos dados, facilitando práticas de programação que melhoram a eficiência do monitoramento.

O *Monitor#900M* conta ainda com gabinete tipo caixa lacrada impermeável, o que permite suportar variações climáticas, tanto em ambientes chuvosos, florestas e em secos a pleno sol. É possível, por meio da sua tela simplificada, visualizar as informações de monitoramento em tempo real, sem a possibilidade de comunicação direta com o computador.

No *Display LCD* são mostradas informações de hora, situação da bateria (*Hight* e *Low*), quantidade de registros, nome do *datalogger*, além da informação sobre cada sensor individualizado por porta, sendo, neste caso, temperatura e umidade (°C e centibar (Cb)). O próprio *monitor#900M* converte os valores de resistência (Ω) obtidos em valores de sucção (kPa), valendo-se da equação de calibração de (SHOCK et al., 1998).

O acesso ao *setup* do *monitor#900M* é simplificado com a interface no *notebook*, por meio do software *WaterGraph*, que proporciona a configuração de todo o sistema de monitoramento, assim como permite selecionar por porta o tipo de sensor a ser utilizado, a temperatura, a umidade, o GMS, o pluviômetro, entre outros.

Além disso, o acesso ao *setup* do *datalogger* permitiu configurar o tempo (horário), e o tempo (duração) de monitoramento por cada sensor, individualizando a porta para cada sensor (Figura 24).

Uma vez estabelecidos os sensores em campo, as coletas se intensificaram visando proporcionar um monitoramento que possibilitasse comparar as informações de chuva com

as informações coletadas pelos sensores, facilitando, assim, um direcionamento que correlacionasse positivamente ou não essa relação.

Os dados de percolação de água no solo foram analisados em dinâmica e seu comportamento subsuperficial, e a dinâmica da água no solo em consonância com as entradas de água pelo sistema atmosférico, a chuva. Esses dados, então dispostos, foram analisados em estações do ano e mensais, de acordo com o posicionamento dos sensores dentro do anfiteatro.

Em campo, as configurações referentes ao *datalogger monitor#900M* foram estabelecidas com intervalo de monitoramento de 30 minutos, proporcionando 85 dias de armazenamento de dados (autonomia). No entanto, visando atender a uma programação em conjunta com a coleta de dados pluviométricos, estes foram feitos em torno de 15 dias.

Posteriormente, a instalação dos sensores ocorreu na porção alta, média e baixa vertente do anfiteatro, com programação de leitura definida anteriormente.

Os sensores foram inseridos subverticalmente por meio de um furo piloto feito por um trado mecânico, aproveitando-se de suas paredes, de modo a proporcionar a conservação do solo em seu estado indeformável.

O conjunto *datalogger* e sensores foram ordenados, primeiramente, no sentido longitudinal do *Hollow*, na parte alta média e baixa e na porção de terço médio, no sentido transversal ao eixo principal, nas partes médias. Na porção terço inicial, no sentido transversal ao eixo principal, nas partes médias.

Cada *datalogger*, composto por seis sensores GMS e dois sensores de temperatura, foi disposto de acordo com a profundidade e a orientação topográfica. Os sensores GMS foram dispostos entre as profundidades distintas (15, 30, 60 cm) e os sensores de temperatura ao mesmo modo (15 e 60 cm).

Ao mesmo tempo, os sensores ficaram dispostos na parte superior (a) e inferior (b), tomando-se como referência a instalação do *datalogger*. Cada *datalogger* foi identificado com um nome para facilitar a conformação em relação à topografia, e os respectivos sensores receberam identificação de profundidade e localização em relação ao *datalogger*.

Além disso, os *datalogger* foram georreferenciados, conforme a Tabela 2. Importante salientar que antes da instalação dos sensores em campo, eles foram saturados em balde com água (Figura 24).

Tabela 2 - Identificação dos dataloggers e seus respectivos posicionamentos. A seta indica sentido do posicionamento de cima para baixo. Indicado em negrito o decréscimo de cota no sentido longitudinal ao Hollow e indicando em sentido transversal em preto, as cotas de mesma localização dentro perfil topográfico.

Datalogger		Nome	Localização UTM (YXZ)
1		TOPO T1	7755873,900/341083,0291/ 669,917
2		TOPO T2	7755856,8292/341063,5648/ 653,276
3		HOLLOW M	7755827,5294/341024,4371/ 629,693
4	▼	SLOPE M1	7755832,7555/341013,0298/ 633,946
5		SLOPE M2	7755812,8469/341033,2907/ 636,538
6	↓	HOLLOW I	7755806,7938/341000,8578/ 621,117
7		SLOPE I1	7755826,2949/340996,2882/ 630,637
8		SLOPE I2	7755804,3989/341022,1905/ 632,161

Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

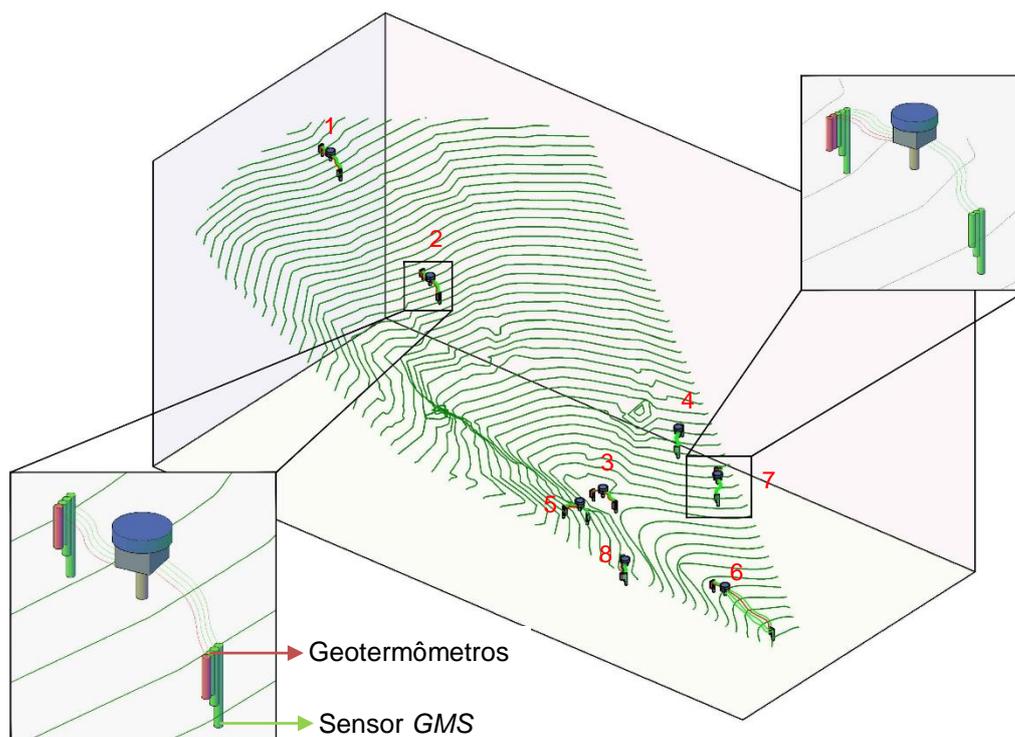
Em campo, os *dataloggers*, apesar de eles estarem completamente protegidos pela carcaça rígida, tipo caixa azul selada, receberam uma estrutura de madeira para apoio e foram protegidos com baldes afixados nessa estrutura para proteger do contato direto com o solo e da exposição direta à chuva e aos galhos de árvores que pudessem ocasionar danos a eles.

Uma vez por completo procedeu-se à comunicação entre os dataloggers em conjunto com os sensores (umidade GMS e Temperatura) previamente instalados dentro do solo.

A configuração e instalação foi realizada obedecendo a sequência de comunicação dos geotermômetros nos *loggers 1 e 8*, e a dos *GMS's* nos *loggers 2,3,4,5,6 e 7*, sendo essa sequência realizada para todos os Monitores#900M, seguindo a configuração de profundidade e a orientação topográfica para os sensores (Figura 25).

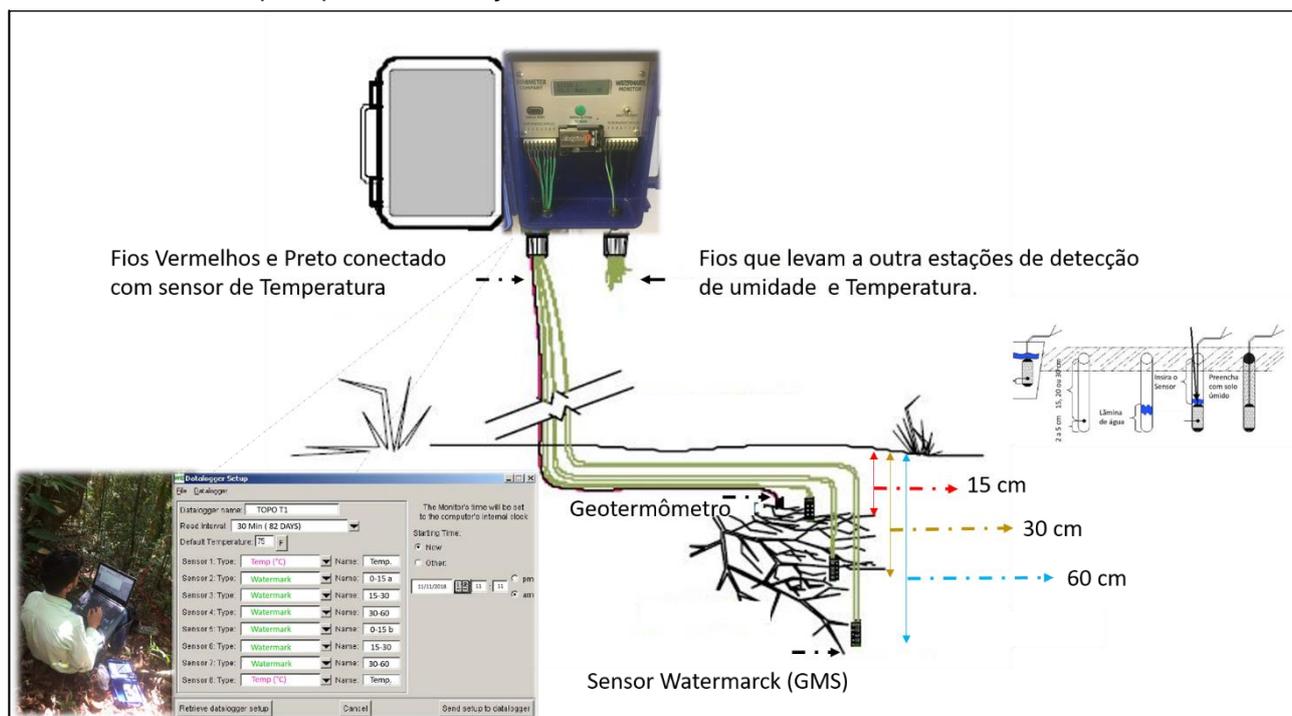
O período de monitoramento correspondeu a um intervalo de um ano, variando de 11 de novembro de 2017 a 11 de novembro de 2018, no qual foram encerradas as coletas de dados e as idas a campo (Figura 26).

Figura 24 - Posicionamento dos Sensores e Dataloggers em campo, numerados em topos sequência de 1 a 8 conforme (Quadro 3).



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Figura 25 - Disposição dos sensores no solo, configuração do Monitor#900M e método de umedecimento do sensor Watermark para posterior inserção no solo.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

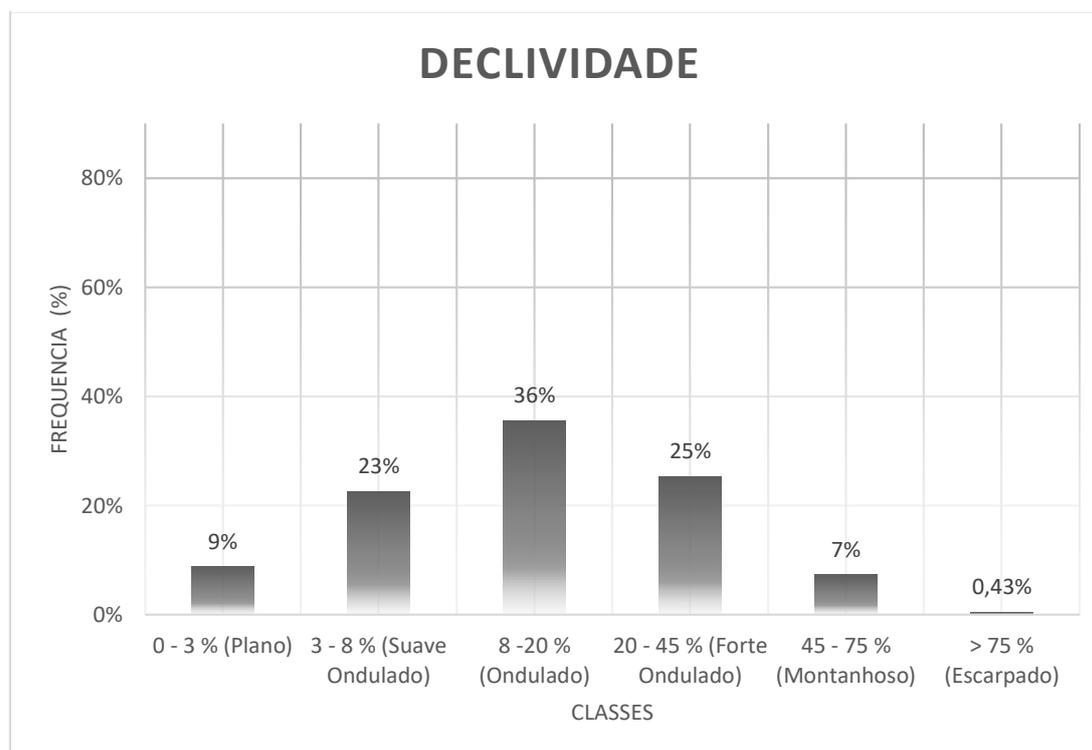
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 COMPARTIMENTAÇÃO DA CABECEIRA DE DRENAGEM

A cabeceira de drenagem do tipo Anfiteatro tem com área total de 7.286,62 m² área equivalente a 0,728662 ha (hectares), com perímetro de 336,06 m, com amplitude altimétrica de 57,51m, possuindo altimetria mínima de 617,30 m e máxima de 674,81 m. Em relação à declividade da cabeceira de drenagem, as classes de maior predominância são as classes de 8 – 20 % (relevo ondulado), com 36,00 % de representatividade, em seguida, observou-se a classe com inclinação de 20 – 45 % (suave ondulado), apresentando cerca de 25,00 % da área total do anfiteatro e, por fim, a inclinação de 3 – 8% (suave ondulado), representando 23% da área total (Gráfico 1).

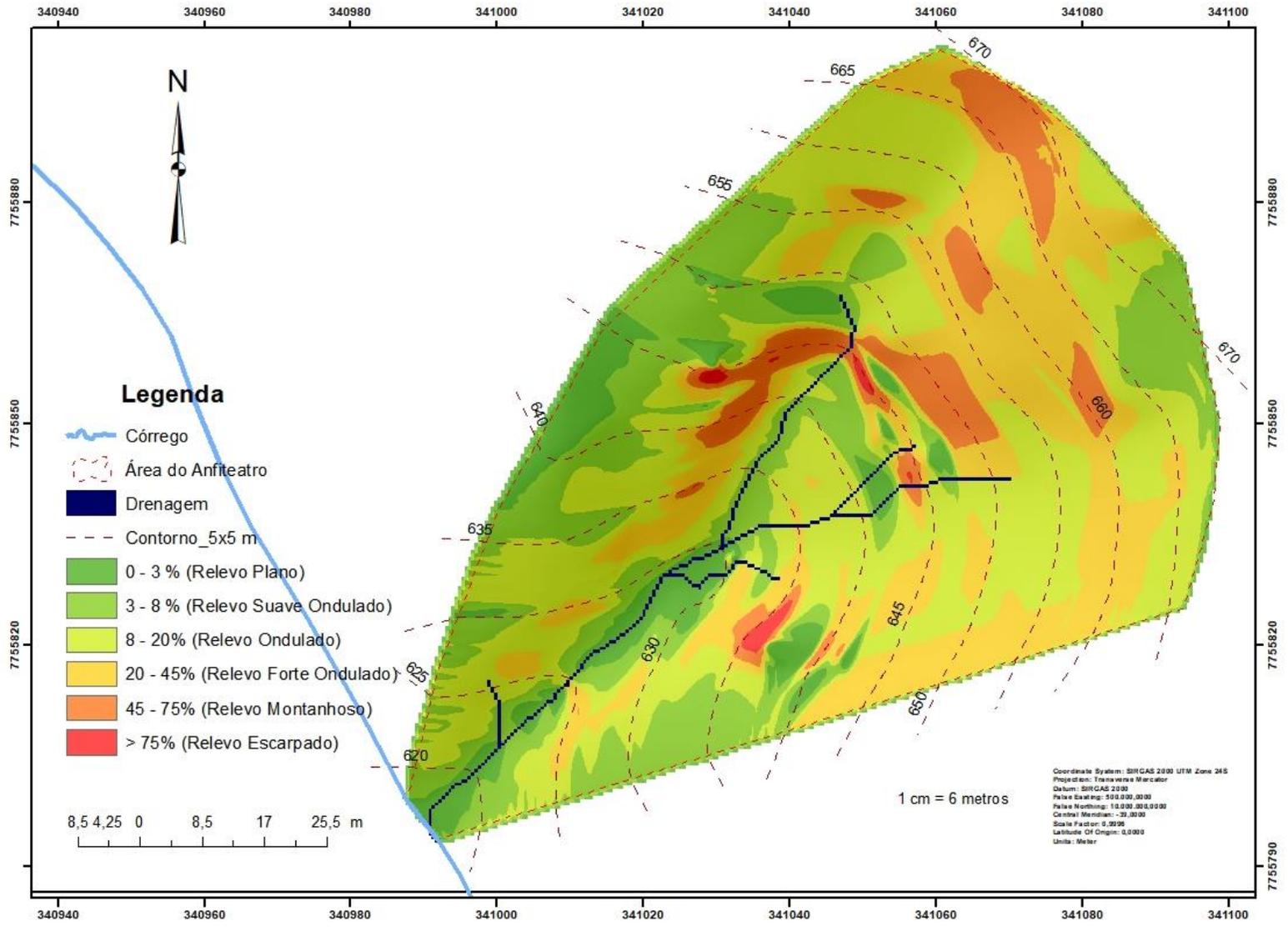
As classes menos expressivas foram as classes de 0 - 3%, com 9% da área, e as classes de 45 – 75%, e a > 75%, respectivamente, com 7%, e 0,43% da área total do anfiteatro, representando, respectivamente, relevo plano, montanhoso e escarpado. As cotas altimétricas e as classes de declividades predominantes verificadas nessa cabeceira de drenagem encontram-se em consonância com os obtidos por Santos (2016), e Marchioro et al. (2016) para o terço médio a superior da Bacia Hidrográfica do Rio Duas bocas.

Gráfico 1 - Frequência das declividades internas ao Cabeceira de drenagem.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Figura 26 - Declividade da Cabeceira de Drenagem.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

As áreas planas ocupam 9% da área total da cabeceira de drenagem, correspondendo a 641,61226 m² e estão relacionadas predominantemente ao fundo da cabeceira de drenagem, porção denominada como concavidade ou *hollow* com declividade entre 0 – 3 %, (plano), sendo que em algumas regiões isoladas, na cabeceira de drenagem, ocorreu suavização do relevo indicando transição e conectividade entre anfiteatros adjacentes (Figura 27).

A classe de 3 – 8% (suave ondulado) ocorrem predominantemente nas proximidades das concavidades, podendo ser denominadas de base da encosta ou *footslope*, e em algumas porções mais planas dos divisores de água ou saliências (*nose*), correspondem a 23% com área de 1.644,7938 m². Enquanto isso, há em regiões da encosta lateral ou *sideslope* um relevo forte ondulado em 25 % da área total, o que corresponde uma área de 1.842,4952 m² (Figura 27).

No que se refere à cabeceira de drenagem, esta apresentou em sua área total uma maior distribuição do relevo ondulado entre 8 – 20%, com 36% da área total do anfiteatro, o que corresponde a 2.595,5947 m², distribuídas dentro das porções *Sideslope* e *Nose*. Já o relevo montanhoso, 45 – 75% corresponde a 530,9403 m² ou 7%, e o escarpado a 0,43% com área de 31,1838 m². Esses dois presentes dentro das zonas de transição do *footslope* para o *hollow*, indicando uma transição abrupta neste sentido.

Ao considerar as características morfométricas e morfológicas observadas na cabeceira de drenagem estudada foi possível verificar um acúmulo de material deposicional na porção *hollow*. Com o estreitamento da cabeceira de drenagem ficou perceptível uma suavização do relevo em sentido ao *hollow* e ao canal principal, indicando intenso transporte de materiais advindos à montante da encosta.

Apesar de o relevo contribuir com a intensificação do fluxo de sedimentos e o acúmulo de água em sentido ao *hollow*, no período observado não foi possível identificar a posição no relevo em que houve um afloramento do lençol freático, mesmo nos períodos de maior volume de chuva.

Quanto à compreensão dos processos que envolvem a formação do relevo da cabeceira de drenagem, foi possível observar que a cabeceira estudada apresentou rebaixamento do relevo em sentido ao *hollow* e conseqüente formação de morfologias próprias associadas à dinâmica da água.

A conseqüência desse processo é a formação de feições geomorfológicas como *sideslope*, *footslope*, *nose* e o próprio *hollow*, que estão associadas a erosões ocasionadas pelos fluxos de água, tanto superficial, quanto subsuperficial.

Na escala da bacia hidrográfica do rio Duas bocas, as feições geométricas denominadas de cabeceiras de drenagem “hollow” estão relacionadas ao relevo forte ondulado e montanhoso, com declividade de 30%-45%, 45%-60% e acima de 60% (SANTOS, 2016). Segundo Coelho Neto (2003), essa feição geralmente possui topografia côncava (para cima), podendo variar em suas características morfológicas, tamanho, profundidade e declividade.

Dunne (1990), Coelho Neto e Fernandes (1990), Avelar e Coelho Neto (1994), Coelho Neto et al. (1998) demonstraram que os mecanismos erosivos nas cabeceiras de drenagem estão associados à ação dos fluxos d'água subsuperficiais. Também Legrand (1962), Hedddadj e Odoux (1999) destacam que a variabilidade de água nas cabeceiras de drenagem tem intrínseca relação como as características físico-hídricas dos solos, corroborando para o movimento de água para o sistema fluvial do rio Duas Bocas.

Por fim, estudos conduzidos por Botelho e Silva (2004) indicaram a forma de as cabeceiras de drenagem estabelecerem áreas de convergência de fluxo de água superficial e subsuperficial, sendo importante para a manutenção do sistema fluvial perene, como verificado para o curso fluvial do rio Duas Bocas.

7.2 COMPARTIMENTAÇÃO DOS SEGMENTOS DO RELEVO DA CABECEIRA DE DRENAGEM

Levando-se em consideração a classificação dos segmentos da cabeceira de drenagem utilizando-se análise topográfica em conjunto com combinação visual em campo apresentados por Ruhe (1975), Hack e Goodlett (1960), Hack (1961), aplicados por Avelar e Coelho Netto (1992), Kirkby (1994) e Moniz (1996), foram identificadas as classes reentrância (*hollow*), encosta lateral (*sideslope*), zona de transição entre *sideslope* e *hollow* (*footslope*) e saliência (*nose*).

No que se refere à cabeceira de drenagem, esta apresentou concavidade topográfica tipo *hollow côncavo (HC)*, com geometria inclinada convergente, para seu eixo longitudinal, evidenciando processos de erosão de solos. Tem mais de uma incisão dos canais de abertura, do vale por descalçamento da encosta adjacente, seguido por deslizamentos e erosão subsequente, e união das incisões dos canais na transição entre *footslope* e *hollow*, evoluindo para um único canal de drenagem ou reentrância (*hollow*). Esse diagnóstico pôde ser verificado ao se observar uma brusca variação em perfil vertical, em transição dentro das feições geomorfológicas identificadas (Figura 28).

A porção *holow* está presente em 4,33% da área total da cabeceira de drenagem, apresentando área de 315,78 m², com contornos côncavos, inserido na parte central da cabeceira de drenagem, a feição *sideslope* está presente em 39,82 % da área total com 2.901,40 m², e a feição *footslope* está presente em 12,68% da área total, com 923,68 m², correspondendo à zona de transição abrupta de declividades entre o *sideslope* e o *holow*, e, por conseguinte, ocupando maior área no anfiteatro, e a feição *nose*, com 43,17% da área da cabeceira de drenagem correspondente a 3.145,76 m².

Com relação ao comportamento vertical do anfiteatro foi possível verificar a distribuição em perfis transversais A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E' e longitudinal ao eixo principal. O corte representativo do perfil A-A' apresentou extensão de 67,68 m, com variações de altitude em sua extensão de A para A' de 667,8432 m, 662,79 m, 667,01 m e 668,19 m, representando um perfil em que a primeira incisão de canais se mostrou na cota 662,79 m, seguido de uma suavização do relevo em sua extensão.

O perfil B-B' apresentou extensão de 80,96 m, com variações de altitude em sua extensão de B para B' de 659,01 m, 651,04 m, 652,35 m, 652,5327 m, 662,91 m, demonstrando a continuidade da incisão do canal em 652,35 m e a conectividade entre canais na transição entre *sideslope* e o *footslope*, e consequente alargamento do anfiteatro.

A partir do perfil C-C', que apresentou extensão de 70,91 m foi possível observar um estreitamento da cabeceira de drenagem, com variações de altitude que vão de 646,95 m, 634,90 m, a 649,19 m, esse estreitamento já retomou o encaixe morfológico da transição entre o *footslope* e o *holow* e foi possível perceber a formação do canal principal da cabeceira de drenagem e consequente tendência à concentração de fluxos por contribuição da variação decrescente da declividade neste sentido.

Nesse perfil foi observada a presença de um canal efêmero em períodos chuvosos, e durante o monitoramento, ocorrendo em determinados períodos um empocamento nesse sentido do perfil.

O perfil D-D' possui extensão de 50,82 m, apresentando variações que vão dos seus 639,07 m para 628,71 m a 637,47 m, o que retomou a morfologia *holow* presente neste perfil. Por conseguinte, o perfil E-E' apresentou extensão de 30,76 m, com variações de altitudes de 629,35 para 622,11 m a 626,31 m, indicando o estreitamento final da cabeceira de drenagem e encaixe total da porção *holow*.

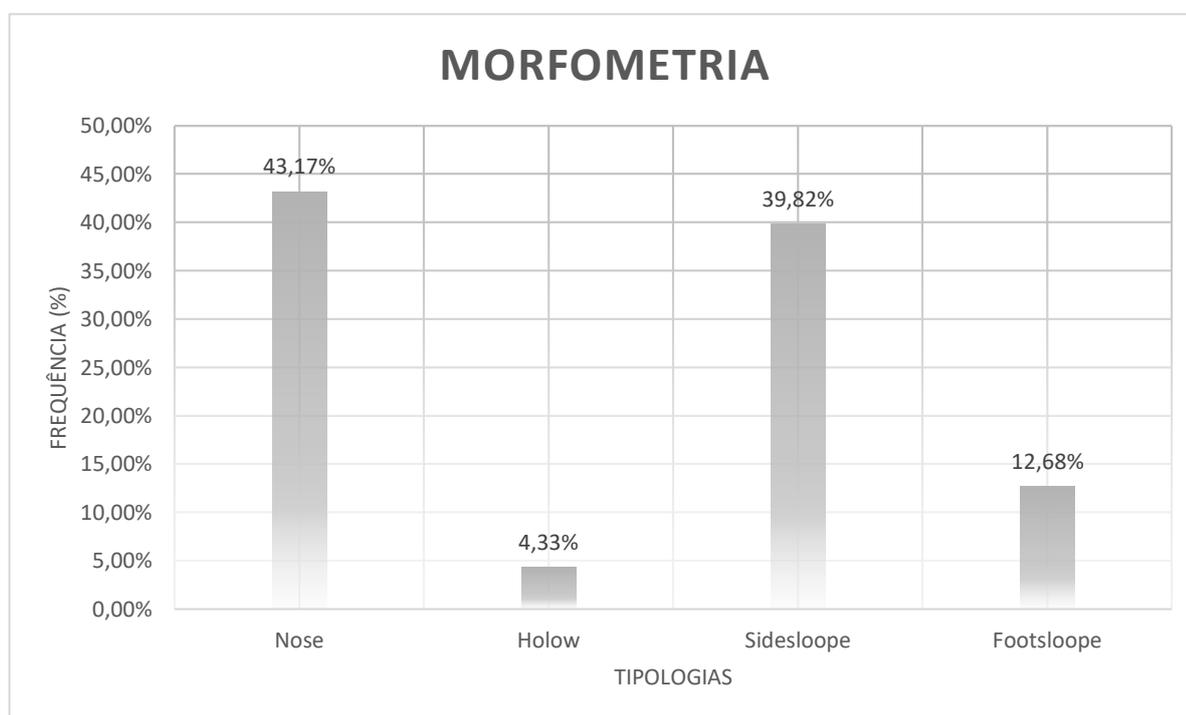
Ao analisar os perfis transversais observou-se que, no sentido de A para A' e em todos os respectivos perfis nesse sentido, eles apresentaram suavização das encostas, notando-se que a lateral do anfiteatro nesse sentido é menos declivosa, o que também foi

percebido em campo, indicando a não simetria da cabeceira de drenagem, por conseguinte, terreno não homogêneo (Figura 28).

Quanto ao perfil longitudinal da cabeceira de drenagem, este abrange 129,42 m do topo à base da saída do *hollow*, apresentando variação de declividade dos seus iniciais 673,91 m, perpassando em toda sua extensão pelas cotas decrescentes de 667,01 m, 652,35 m, 634,90 m, 628,71 m, 622,11 m e 617,75 m na saída do *hollow*, indicando uma tendência natural de direcionamento dos fluxos, provenientes do fator topográfico, visualizados pela conformação côncavas das curvas de nível.

Outra informação que se pôde extrair do perfil longitudinal foi a transição abrupta entre as feições geomorfológicas, indicando início e fim dessas feições entre as cotas 667,01 m e 652,35 m, transição entre *nose* e *sideslope*, entre as cotas 652,35 m e 634,90 m transição entre *sideslope* e *footslope*, entre as cotas 634,90 m e 628,71 m transição entre *footslope* e *hollow* e entre as cotas 628,71 m, 622,16 m a 617,75 m extensão do *hollow*.

Gráfico 2 - Frequência das Morfometrias dentro do Anfiteatro.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018)

Considerando-se as características apresentadas pela cabeceira de drenagem e a proposta de Moura et.al. (1991), a cabeceira de drenagem foi classificada como do tipo *hollow* côncavo plano (HCP). Esta apresenta, de maneira geral, uma ruptura entre as encostas laterais e a reentrância plana, horizontal a sub-horizontal, resultante do entulhamento de sedimentos de processos erosivos passados e atuais.

Avelar e Coelho Netto (1992a) destacam em seus estudos sobre a evolução de cabeceiras de drenagem que as concavidades predominam em todas as litologias estudadas, independentemente das variações de densidades de fraturas.

Do ponto de vista hidrológico, para Coelho Netto et al. (1988) e Fernandes (1990), a topografia côncava tem papel determinante nas descargas críticas dos fluxos d'água subsuperficial, ocasionando o surgimento de água subsuperficial aos cursos fluviais.

Ainda de acordo com Peixoto et al. (1989), os anfiteatros como o de Duas Bocas, estão atualmente, em sua maioria, em processo de reirarquização hidrográfica pela retomada erosiva.

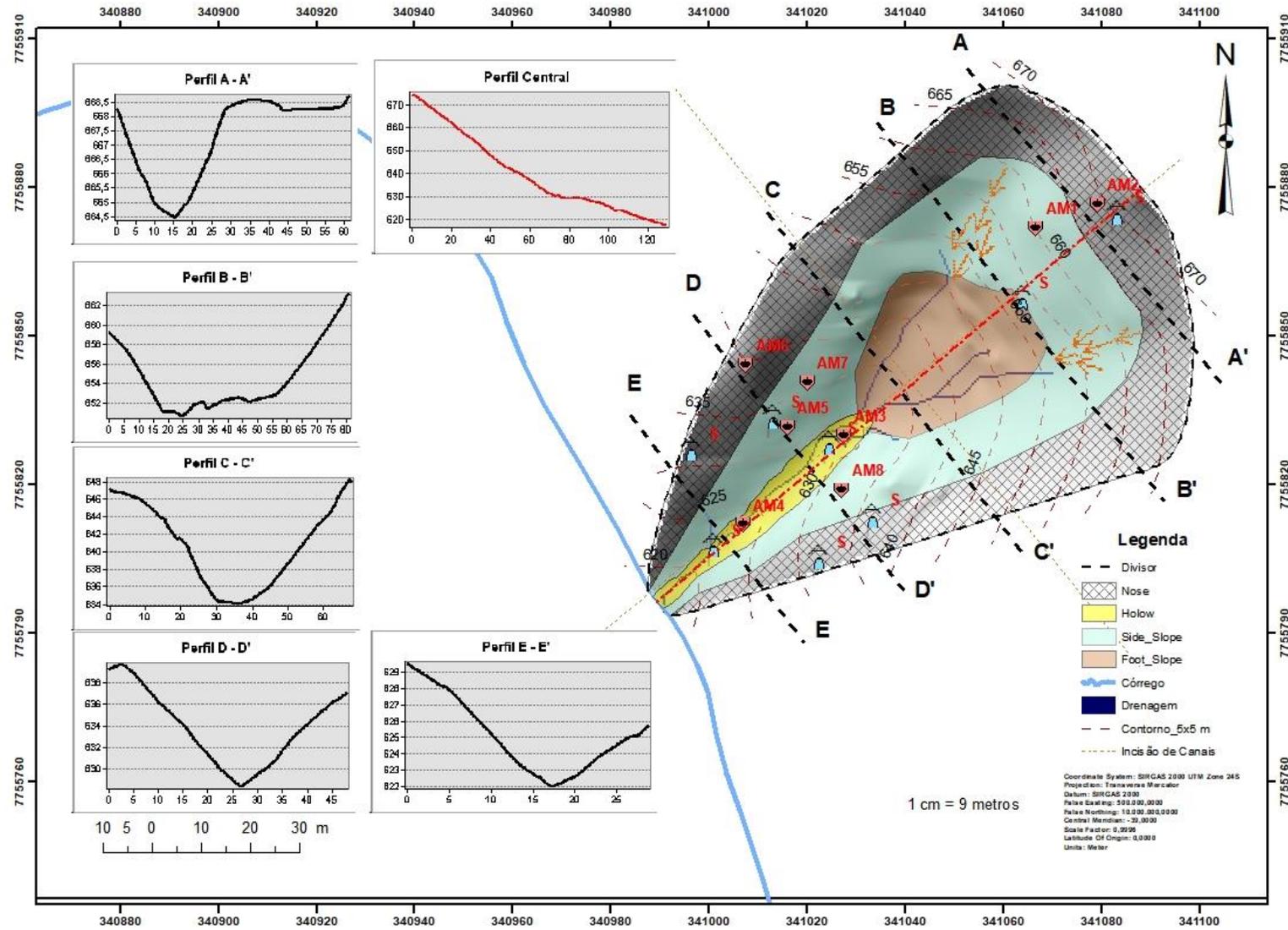
Kikby (1994) ainda destaca que o espaçamento entre canais de cabeceiras de drenagem parece estar relacionado, ao menos em parte, com o balanço entre os processos de encosta e, no canal, com o transporte de água e sedimentos. Por outro lado, os trabalhos envolvendo cabeceiras de drenagem como destacado por Moura et al. (1991) e Dietrich e Dunne (1993) demonstraram uma dependência inversa entre a área que converge para as cabeças de canais, denominadas de área fonte (source-área), e o gradiente topográfico do vale para provimento de água.

As cabeceiras de drenagem em forma de anfiteatro, ou simplesmente anfiteatros, constituem as unidades fundamentais de evolução geomorfológica. Essa evolução de maneira geral refere-se à remoção dos pacotes sedimentares acumulados nos ciclos de aggradação e remoção dos depósitos de encosta (COELLHO NETO, 2003).

Quanto à formação de canais e ao aparecimento de água na superfície advindo do afloramento do lençol no canal principal do anfiteatro, estudos têm demonstrado que a flutuação desse fluxo persiste como uma característica morfológica que identifica a capacidade de drenagem da feição (DIETRICH et al., 1986; DUNNE, 1970; MONTGOMERY, 1997).

Dietrich et al. (1986) acrescentaram ainda que pouco se conhece sobre as características geométricas além da descrição qualitativas como feições que apresentam reentrâncias de contornos côncavos em planta e perfil.

Figura 27 - Compartimentação das estruturas e tipologias do Anfiteatro e seus respectivos perfis Longitudinais e Transversais.



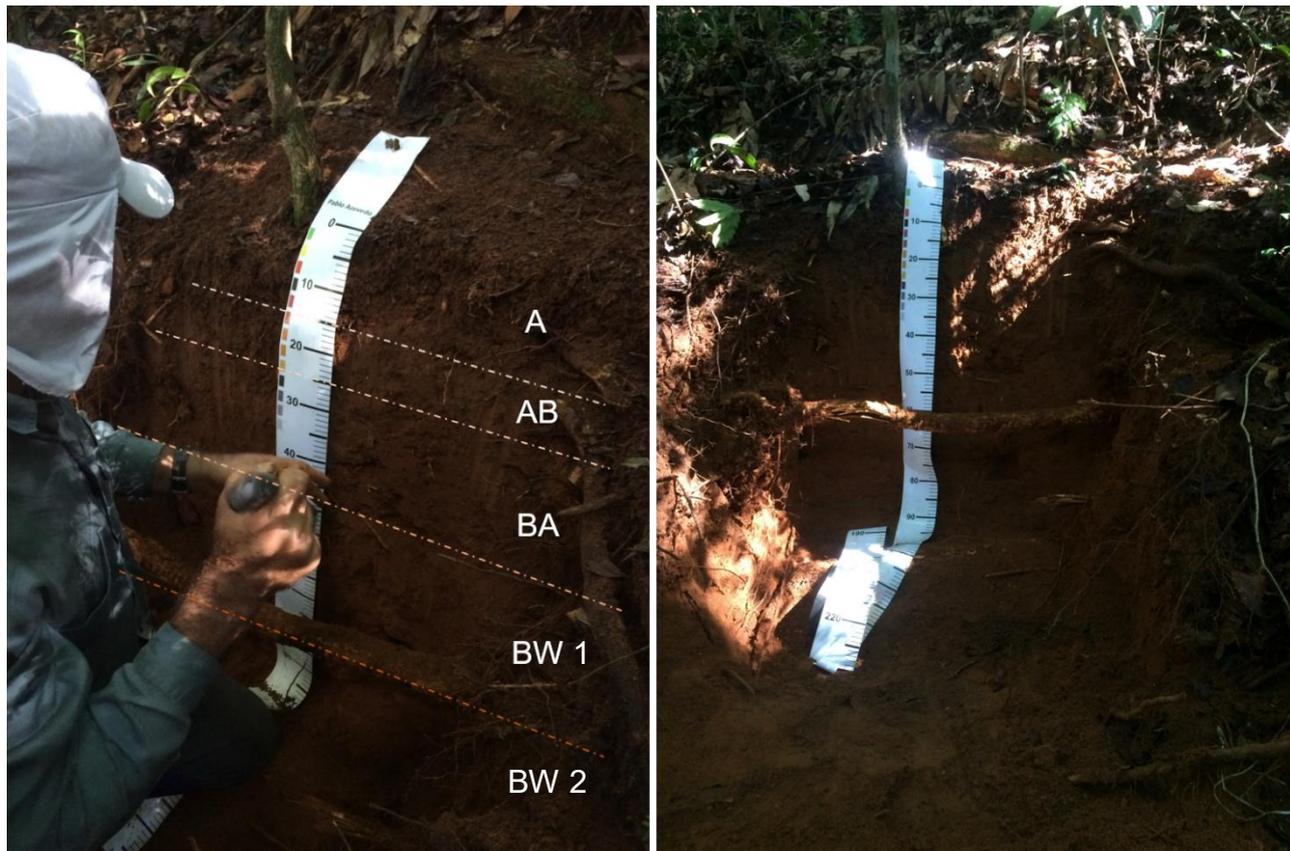
Fonte: Elaborado pelo Autor 2018.

7.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS PERFIS DO SOLO

Os indicadores físicos dos solos assumem importância fundamental por estabelecerem inter-relações com os processos hidrológicos, tais como taxa de infiltração, escoamento superficial e subsuperficial, erosão e deposição de sedimentos (GOMES; FILIZOLA, 2006). Em função dessa importância, neste item serão apresentadas e discutidas algumas características físicas dos solos constantes na Tabela 3, que possuem representação espacial na cabeceira de drenagem.

O perfil solo AM1 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada de *nose*, a uma altitude de 660m, nas coordenadas UTM 341066,3276 / 7755871,8087 SIRGAS 2000-ZONA 24S, apresentando quatro horizontes distintos, com profundidades de 0 a 1 m, Figura 35. O primeiro horizonte, com profundidades que variam de 0-15 cm, horizonte AB, seguidos, respectivamente, por profundidades de 15-25 cm, horizonte BA, 25-45 cm horizonte BW1, 45-70 + cm BW2. Apresentou em seus horizontes três classes texturais (franco-arenosa, franco-argilo-arenosa e argilo-arenosa), com tendência de diminuição da fração granulométrica em profundidade, assim como foi observado na verificação das

Figura 28 - Perfil estratigráfico da Amostra 1, identificando os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

análises de solos com um aumento da fração argila e a diminuição das frações de areia. O maior valor encontrado da fração areia foi observado entre as profundidades de 0-15 cm, expressada em 0,827 kg/kg, enquanto a fração argila se mostrou em sua maior porção nas profundidades de 45-70 cm, expressada em 0,359 kg/kg.

Com relação às microporosidades, os valores encontrados estão em consonância com os valores de tendência a aumentar as frações argila e conseqüente diminuição da fração areia, apresentando valores menores no horizonte A, com 0,095, ou 20% de porosidade, saltando para o horizonte BW1, com 0,179 ou 39% de porosidade. Observou-se também que houve inversão de valores quanto à macroporosidade, destacando valores iniciais de 0,38 ou 80% no horizonte A, para 0,28 ou 61%, no horizonte BW1.

Quanto à curva de retenção, os valores encontrados apresentaram forte correlação em todos os estratos do solo, com tendência à diminuição e conseqüente similaridade, com a microporosidade do solo. Os valores de umidade dentro do horizonte A, em conseqüência da variação de pressão, apresentaram valores que variaram de 0,077 m³/m³ a 30Kpa de pressão, para 0,037 m³/m³ a uma pressão de 1500 Kpa Tabela 3. Já em outros horizontes do solo para o mesmo perfil essa tendência se manteve (Tabela 3). Outra importante evidência encontrada foi a variação entre as profundidades do solo, sendo observado que conforme a profundidade crescia, os valores de umidade cresciam acompanhando os valores de microporosidade e os valores de argila. O que se observou foi que independentemente da pressão aplicada, esses valores tendiam ao crescimento à medida que a profundidade do solo aumentava.

Com relação á análise da densidade do solo, este apresentou uma maior valor no horizonte A de 1,5 g/cm³ para a Amostra 1 (AM1), mostrando uma similaridade para com todos os perfis analisados, não se afastando da média de 1,35 g/cm³ em todas as profundidades analisadas para cada perfil estudado. Em alguns perfis, essa variação se encontrou em torno de 1,43 g/cm³ e 1,5 g/cm³, como observado no horizonte A e AB da Amostra 3 (AM3), no horizonte A e AC da Amostra 4 (AM4), com valores respectivos de 1,46 g/cm³ e 1,57 g/cm³.

O que se observou foi uma leve tendência à diminuição desses valores em maiores profundidades, em correspondência houve diminuição da fração areia em maiores profundidades e conseqüente aumento da fração argila (Tabela 3).

Tabela 3 - Análise de solo dos perfis e respectivos dados de Condutividade, Retenção e Classificação Textural do Solo.

Amostra	Horizonte	Perfis (cm)	Condutividade	Retenção de Água (Kpa)					Porosidade			Porosidade em %		Densidade (g/cm ³)		Areia			Silte	Argila	Classificação textural
			(cm/h)	30 Kpa	50 Kpa	100 Kpa	800 Kpa	1500 Kpa	Micro	Macro	Total	Micro(%)	Macro (%)	Particula	Solo	Grossa	Fina	Total			
AM1	A	0-15	184,7	0,077	0,074	0,069	0,058	0,037	0,095	0,38	0,47	20%	80%	2,75	1,5	0,657	0,17	0,827	0,029	0,144	Franco-Arenosa
	AB	15-25	121,65	0,099	0,092	0,082	0,071	0,066	0,128	0,36	0,48	27%	74%	2,65	1,4	0,535	0,196	0,731	0,083	0,185	Franco-Arenosa
	BA	25-45	108,14	0,124	0,113	0,109	0,09	0,064	0,148	0,33	0,48	31%	69%	2,67	1,4	0,464	0,168	0,632	0,096	0,272	Franco-Argilo-Arenosa
	BW1	45-70	167,3	0,155	0,144	0,131	0,115	0,105	0,179	0,28	0,46	39%	61%	2,57	1,4	0,395	0,131	0,526	0,115	0,359	Argilo-Arenosa
	BW2	70+	-	0,151	0,144	0,136	0,109	0,094	0,174	-	-	-	-	-	-	0,437	0,11	0,547	0,129	0,324	Franco-Argilo-Arenosa
AM2	A	0-12	153,76	0,11	0,106	0,102	0,093	0,074	0,13	0,41	0,54	24%	76%	2,67	1,2	0,577	0,2	0,777	0,076	0,146	Franco-Arenosa
	AB	12-28	182,66	0,113	0,106	0,095	0,077	0,071	0,148	0,39	0,54	27%	73%	2,71	1,2	0,503	0,226	0,729	0,082	0,19	Franco-Arenosa
	BW1	28-45	180,02	0,14	0,133	0,125	0,089	0,077	0,176	0,35	0,53	33%	67%	2,68	1,3	0,41	0,207	0,617	0,128	0,255	Franco-Argilo-Arenosa
	BW2	45-100	60,91	0,161	0,158	0,132	0,105	0,092	0,19	0,37	0,56	34%	66%	2,71	1,2	0,391	0,148	0,539	0,156	0,305	Franco-Argilo-Arenosa
AM3	A	0-20	259,67	0,062	0,056	0,052	0,047	0,032	0,089	0,41	0,50	18%	82%	2,86	1,4	0,728	0,123	0,851	0,035	0,114	Areia Franca
	AB	20-40	-	0,055	0,043	0,041	0,04	0,027	0,077	0,39	0,47	16%	84%	2,77	1,5	0,749	0,109	0,858	0,023	0,118	Areia Franca
	BA	40-70	157,14	0,096	0,085	0,079	0,059	0,047	0,124	0,34	0,46	27%	73%	2,69	1,4	0,613	0,115	0,728	0,072	0,199	Franco-Arenosa
	BW	70+	116,07	0,111	0,106	0,104	0,084	0,063	0,151	-	-	-	-	-	-	0,576	0,112	0,688	0,094	0,219	Franco-Argilo-Arenosa
AM4	A	0-12	217,4	0,051	0,047	0,043	0,034	0,027	0,072	0,41	0,48	15%	85%	2,81	1,5	0,796	0,101	0,897	0,03	0,072	Areia
	AC	12-32	137,91	0,054	0,049	0,046	0,037	0,029	0,075	0,37	0,44	17%	83%	2,82	1,6	0,704	0,15	0,854	0,05	0,095	Areia Franca
	C1	32-66	126,87	0,06	0,056	0,054	0,043	0,037	0,084	0,39	0,48	18%	82%	2,73	1,4	0,689	0,143	0,832	0,049	0,119	Areia Franca
	C2	66+	132,03	0,095	0,089	0,09	0,061	0,054	0,124	0,35	0,48	26%	74%	2,76	1,4	0,616	0,126	0,742	0,084	0,174	Franco-Arenosa
AM5	A	0-10	157,02	0,103	0,1	0,094	0,074	0,068	0,122	0,38	0,50	24%	76%	2,73	1,4	0,637	0,137	0,774	0,067	0,16	Franco-Arenosa
	BA	10-30	130,46	0,122	0,12	0,112	0,092	0,078	0,141	0,37	0,51	28%	72%	2,66	1,3	0,559	0,172	0,731	0,056	0,212	Franco-Argilo-Arenosa
	BW1	30-60	108,86	0,121	0,114	0,109	0,093	0,08	0,143	0,37	0,51	28%	72%	2,65	1,3	0,401	0,181	0,582	0,115	0,304	Franco-Argilo-Arenosa
	BW2	60-80	115,84	0,144	0,142	0,135	0,101	0,088	0,164	0,32	0,48	34%	66%	2,66	1,4	0,42	0,134	0,554	0,116	0,33	Franco-Argilo-Arenosa
AM6	BW3	80+	-	0,136	0,124	0,107	0,099	0,086	0,157	-	-	-	-	-	-	0,349	0,174	0,523	0,129	0,347	Franco-Argilo-Arenosa
	A	2-10	247,06	0,099	0,091	0,085	0,077	0,055	0,125	0,38	0,51	25%	75%	2,69	1,3	0,547	0,177	0,724	0,074	0,202	Franco-Argilo-Arenosa
	BA	10-20	-	0,107	0,103	0,097	0,079	0,068	0,138	-	-	-	-	-	-	0,53	0,198	0,728	0,077	0,195	Franco-Arenosa
	BW1	20-50	112,19	0,144	0,141	0,124	0,1	0,087	0,168	0,28	0,45	37%	63%	2,52	1,4	0,374	0,197	0,571	0,091	0,337	Franco-Argilo-Arenosa
AM7	BW2	50-80	-	0,164	0,161	0,144	0,117	0,099	0,181	0,37	0,55	33%	67%	2,58	1,2	0,336	0,157	0,493	0,14	0,366	Argilo-Arenosa
	BW3	80-100	-	0,176	0,166	0,146	0,124	0,109	0,201	-	-	-	-	-	-	0,32	0,142	0,462	0,149	0,389	Argilo-Arenosa
	A	0-10	256,96	0,148	0,142	0,126	0,081	0,079	0,17	0,35	0,52	33%	67%	2,7	1,3	0,62	0,16	0,78	0,057	0,163	Franco-Arenosa
	BA	10-30	137,45	0,108	0,102	0,089	0,075	0,055	0,131	0,37	0,50	26%	74%	2,63	1,3	0,487	0,185	0,672	0,089	0,239	Franco-Argilo-Arenosa
AM8	BW1	30-80	81,2	0,199	0,181	0,151	0,135	0,118	0,22	0,27	0,49	45%	55%	2,57	1,3	0,387	0,138	0,525	0,119	0,356	Argilo-Arenosa
	BW2	80+	177,36	0,659	0,493	0,377	0,359	0,325	0,703	-0,21	0,49	144%	-44%	2,7	1,4	-	-	0	-	-	-
	A	10-20	224,09	0,094	0,09	0,073	0,066	0,057	0,105	0,45	0,56	19%	81%	2,65	1,2	0,636	0,152	0,788	0,051	0,161	Franco-Arenosa
	AB	20-40	135,27	0,089	0,072	0,064	0,06	0,045	0,123	0,42	0,55	23%	77%	2,64	1,2	0,592	0,185	0,777	0,059	0,164	Franco-Arenosa
AM8	BW	40-65	93,64	0,115	0,109	0,082	0,079	0,066	0,165	-	-	-	-	-	-	0,454	0,192	0,646	0,096	0,258	Franco-Argilo-Arenosa
	BWc	65-100	197,93	0,137	0,124	0,115	0,086	0,071	0,174	-	-	-	-	-	-	0,478	0,132	0,61	0,122	0,268	Franco-Argilo-Arenosa

Fonte - Elaborado pelo Autor (2018).

O perfil do solo AM2 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada de *Side Slope*, a uma altitude de 669 m, nas coordenadas UTM 341078,8024 / 7755876,5581, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, apresentando quatro horizontes distintos, com profundidades de 0 a 1 m, compartimentados em horizontes individuais; A, AB, BW1 e BW2 e profundidades variando em 0-12 cm, 12-28 cm, 28-45 cm e 45- 100 cm. Apresentou em seus horizontes duas classes texturais (franco-arenosa, franco-argilo-arenosa) (Figura 30).

Acompanhou o desenvolvimento granulométrico do perfil anterior, com tendência a um aumento da fração argila e diminuição da fração areia. Esses valores foram maiores nas profundidades de 12-28 cm, horizonte A para areia, com 0,729 Kg/kg, e nas profundidades de 45-100 cm, horizonte BW2, para argila, com 0,305 Kg/kg (Tabela 3).

Figura 29 - Perfil estratigráfico da Amostra 2, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

O mesmo perfil também apresentou valores que mostraram um aumento da microporosidade e conseqüente diminuição da macroporosidade, relacionados tanto com o aumento da argila em maiores profundidades quanto com a diminuição da areia em maiores profundidades (Tabela 3).

Esses valores também apresentaram relação direta com a retenção de água, apresentando uma curva de retenção em que os valores apresentados, em consonância com a variação da pressão, dentro de um mesmo horizonte, apresentaram diminuição da umidade. Ao se comparar esses valores conforme variava os horizontes em profundidade e tipo de horizonte e diferentes pressões, os valores de umidade aumentaram.

O perfil do solo AM3 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada de *hollow*, a uma altitude de 629 m, nas coordenadas 341027,2941/ 7755829,8610, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, apresentou quatro horizontes distintos, com profundidades de 0

a 1 m, Figura 36. Foram compartimentados em horizontes individuais; A de 0-20 cm, AB de 20-40 cm, BA de 40-70 cm, e BW de 70 + cm (Figura 31).

Apresentou em seus horizontes três classes texturais (areia franca, franco-arenosa, franco-argilo-arenosa), mostrando a tendência de diminuição da fração granulométrica em profundidade, logo, o aumento da fração argila e a diminuição das frações de areia.

Assim como já demonstrado anteriormente os valores acompanharam a tendência dos perfis anteriores, sendo maiores nas profundidades de 0-20 horizonte A, expressada em 0,728 kg/kg para a fração areia, enquanto que para fração argila esses valores apresentaram-se maiores nas profundidades de 70+ cm, horizonte BW, com 0,219 kg/kg de fração argila (Figura 31).

Figura 30 - Perfil estratigráfico da Amostra 3, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

O perfil do solo AM4 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada de *hollow*, a uma altitude de 624 m, nas coordenadas 341006,6891 / 7755811,9746, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, apresentaram-se com horizontes descritos de 0 a 1 m, compartimentados em horizontes individuais; A de 0-12 cm, AC de 12-32 cm, C1 de 32-66 cm, e C2 de 66 + cm (Figura 32).

Apresentou em seus horizontes três classes texturais (areia, areia-franca, franco-arenosa), assim com os perfis anteriores mostraram tendência a diminuir os valores de areia e aumentar a porção argila. Esses valores foram expressos em maiores valores para areia no horizonte A, o qual encontrou 0,897 kg/kg entre 0-12 cm, enquanto a porção argila, seu maior valor foi encontrado nas maiores profundidades de 66 + cm, no horizonte C2, com 0,174 kg/kg.

Um fator importante para este perfil está relacionado ao incremento de argila que, apesar de se apresentar contínuo à medida que havia um aumento da profundidade do horizonte, correspondeu a somente 17,4%, da fração textural do solo, enquanto a fração areia equivaleu a 0,742 kg/kg ou 74,2%. Mesmo assim, apesar de os valores serem menores para a fração argila, a microporosidade respondeu bem ao percentual de argila, se destacando com aumento gradual conforme se aprofundada nos perfis do solo, correspondendo à parte mais profunda do horizonte (horizonte C2), com 26% Tabela 3.

Figura 31 - Perfil estratigráfico da Amostra 4, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Esses valores também apresentaram relação direta com a retenção de água, apresentando uma curva de retenção em que os valores mostrados, em consonância com a variação da pressão, dentro de um mesmo horizonte, apresentaram diminuição da

umidade. Já, ao se comparar esses valores à medida que variavam os horizontes em profundidade e tipo de horizonte e diferentes pressões, os valores de umidade aumentavam, mesmo ocorrendo um pequeno incremento de argila na parte mais profunda do perfil, indicando que a argila é um dos principais componentes para variação da retenção da umidade nos solos.

Outro importante fator inerente aos perfis descritos anteriormente, quanto a topo sequência, dentro do anfiteatro, foi a variação entre esses perfis, uma vez que ao analisar os dados da Tabela 3, observou-se que quando há variação do seu posicionamento (altitude) topo para a base do anfiteatro (669 m, 629 m, 624 m), houve variação do incremento de argila nos perfis, devido à boa drenagem e consequente porosidade do solo. Esse incremento foi observado na Amostra 1, de 0,324 kg/kg, no horizonte BW2, sofreu diminuição em sequência à Amostra 2, com 0,305 kg/kg, depois para a Amostra 3, com 0,219 Kg/kg e, finalmente, para Amostra 4, com 0,174 Kg/kg, que estava localizada na saída da anfiteatro.

Quanto à microporosidade, esse fator também foi observado entre os perfis na mesma topo sequência, em que a microporosidade observada nos perfis também sofreu diminuição nesse sentido, sendo que, nas profundidades em que se foram observadas as maiores microporosidades, esses valores variaram na sequência de diminuição, Amostra 1, 39%, Amostra 2, 34%, Amostra 3, 27% e, finalmente, Amostra 4, 26%.

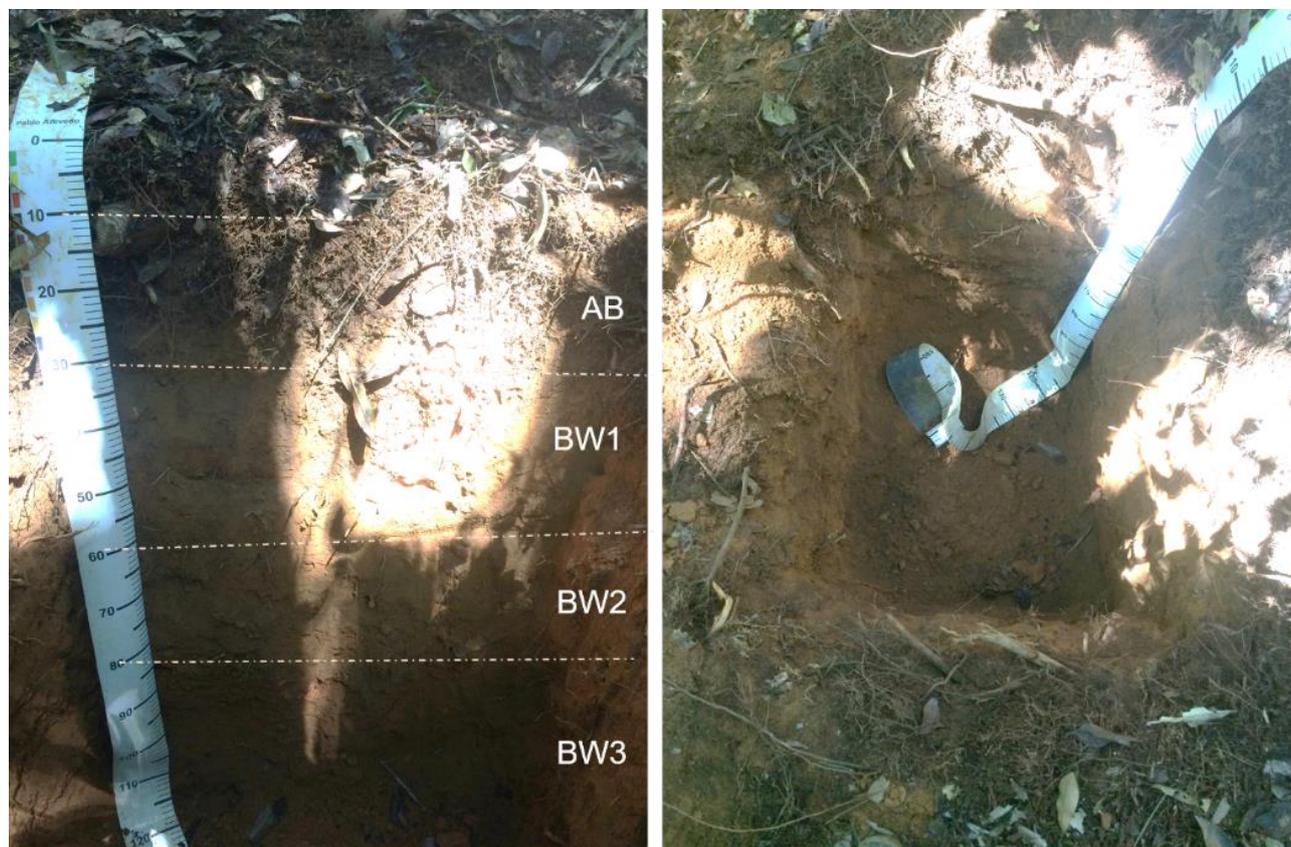
A retenção de água, no entanto, sofreu um ajuste de tendência (aumento no sentido da profundidade e diminuição no sentido do aumento das pressões), apresentando dentro da topo sequência AM1>AM2>AM3>AM4, uma diminuição no sentido da profundidade entre as amostras, AM2 para AM3 e AM4, interagindo com a diminuição no sentido do aumento das pressões (30, 50, 100, 800 e 1500 KPa) (Tabela 3).

O perfil do solo AM5 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada *Side Slope*, a uma altitude de 632 m, nas coordenadas 341015,7958/ 7755831,5875, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, compartimentado em horizontes individuais; A de 0-10 cm, BA de 10-30 cm, BW1 de 30-60 cm, BW2 de 60-80 cm e BW3 80+ cm.

Apresentou em seus horizontes, (Figura 33), duas classes texturais (franco-arenosa, franco-argilo-arenosa), com tendência a aumento da fração argilosa e diminuição da fração arenosa no sentido das maiores profundidades do horizonte, a fração arenosa e expressa em 0,774 kg/kg no horizonte mais superficial, horizonte A, de 2-10 cm, enquanto a fração argila foi expressada em sua maior porção no horizonte BW3, com 0,347 kg/kg, horizonte esse mais profundo de 80 + cm. A microporosidade também acompanhou o aumento da porção argila, destacando-se na parte mais subsuperficial do perfil com valores de 34%.

Acompanhando a tendência em sentido a maior profundidade, a retenção de água apresentou um aumento conforme variava a profundidade e houve consequente diminuição conforme as pressões aplicadas para medição da retenção (Tabela 3).

Figura 32 - Perfil estratigráfico da Amostra 5, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

O perfil do solo AM6 foi posicionado na feição do anfiteatro denominada de *side slope* a uma altitude 640 m, nas coordenadas 341019,8705 / 7755844,3416, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, apresentou-se com horizontes descritos de 0 a 1 m, compartimentados em horizontes individuais; A de 2-10 cm, BA de 10-20 cm, BW1 de 20-50 cm, BW2 de 50-80 cm e BW3 80-100 cm.

Apresentou em seus horizontes três classes texturais (franco-argilo-arenosa, argilo-arenosa, franco-arenosa), com aumento da fração argila em sentido a maiores profundidades do perfil, destacando no horizonte BW3 de 80-100 cm, com 0,389 Kg/kg, enquanto a fração areia apresentou diminuição nesse sentido, sendo o seu maior valor correspondente ao horizonte A, com 0,724 kg/kg (Tabela 3).

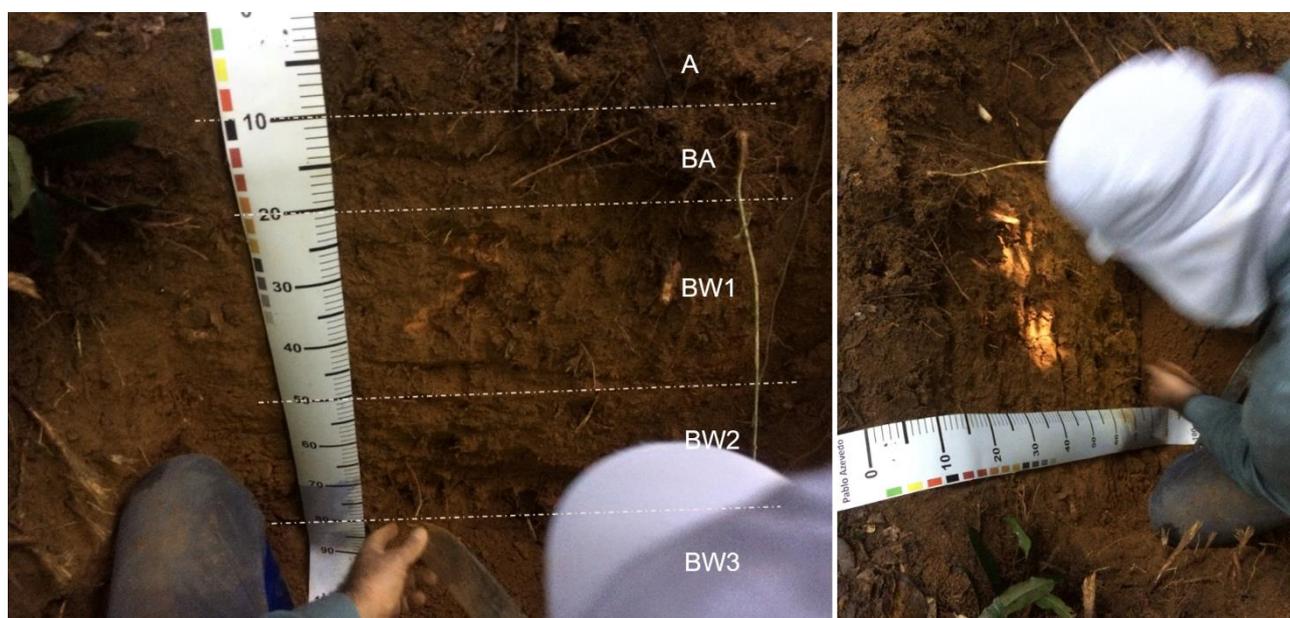
O mesmo perfil também apresentou valores que demonstraram um aumento da microporosidade e consequente diminuição da macroporosidade, relacionados tanto com o aumento da argila em maiores profundidades quanto com a diminuição da areia em maiores

profundidades (Tabela 3). No entanto, observou-se que entre os horizontes BW1 e BW2, a microporosidade variou de 37% para 33%, apresentando uma diminuição em seus valores absolutos.

Contudo, os valores relacionados à retenção apresentaram relação direta com a retenção de água, com uma curva de retenção em que os valores apresentados, em consonância com a variação da pressão, dentro de um mesmo horizonte, apresentaram diminuição da umidade.

E entre os horizontes BW1 e BW2 analisados, não se observou essa variação correspondente de diminuição da umidade em consequência da diminuição da microporosidade entre esses dois horizontes, pelo contrário, houve um aumento em profundidade e diminuição quanto às aplicações de diferentes pressões.

Figura 33 - Perfil estratigráfico da Amostra 6, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

O perfil do solo AM7 foi posicionado na feição do anfiteatro denominado *side slope*, a uma altitude de 636 m, nas coordenadas 341019,8705/ 7755840,6768, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, apresentou quatro horizontes distintos, com profundidades de 0 a 1 m, A de 0-10 cm, BA de 10-30 cm, BW1 de 30-80 e BW2 de 80+ cm (Figura 41).

Apresentou em seus horizontes três classes texturais (franco-arenosa, franco-argilo-arenosa, argilo-arenosa), com aumento da fração argila em sentido a maiores profundidades do perfil. Esse valor foi encontrado no horizonte BW1, a 30-80 cm, em têm-se 0,356 kg/kg, enquanto a fração areia esteve presente em sua maior porção no horizonte A de 0-10 cm, com 0,78 kg/kg.

O mesmo perfil também apresentou valores que mostraram um aumento da microporosidade e consequente diminuição da macro, relacionados tanto com o aumento da argila em maiores profundidades quanto com a diminuição da areia em maiores profundidades (Tabela 3). Acompanhando a tendência em sentido a maior profundidade, a retenção de água apresentou um aumento à medida que variava a profundidade e consequente diminuição à medida que variava as pressões aplicadas para a medição da retenção (Tabela 3).

Figura 34 - Perfil estratigráfico da Amostra 7, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

O perfil do solo AM8 foi posicionado na feição do anfiteatro denominado *side slope*, a uma altitude de 632 m, nas coordenadas 341026,843/ 7755819,1151, coordenadas SIRGAS 2000 ZONA 24S, com quatro horizontes distintos, entre 0 a 1 m compartimentados em horizontes individuais; A de 10-20 cm, AB de 20-40, BW 40-65 cm, e BWc 65-100 cm (Figura 36).

Apresentou em seus horizontes duas classes texturais (franco-arenosa e franco-argilo-arenosa). Assim como já demonstrado anteriormente, os valores da fração areia acompanharam a tendência dos perfis anteriores, sendo maiores nas profundidades de 0-20 horizonte A, expressada em 0,788 kg/kg para a fração areia, enquanto que, para fração argila, esses valores apresentaram-se maiores nas profundidades de 70+ cm, horizonte BW, com 0,268 kg/kg de fração argila (Figura 36).

Esses valores também apresentaram relação direta com a retenção de água, apresentando uma curva de retenção em que os valores mostrados, em consonância com a variação da pressão, dentro de um mesmo horizonte, apresentaram diminuição da umidade. Ao se comparar esses valores conforme variavam os horizontes em profundidade e tipo de horizonte e diferentes pressões, os valores de umidade aumentaram.

O mesmo perfil também apresentou valores que mostraram um aumento da microporosidade e conseqüente diminuição da macroporosidade, relacionados tanto com o aumento da argila em maiores profundidades quanto com a diminuição da areia em maiores profundidades.

Figura 35 - Perfil estratigráfico da Amostra 8, identificado com os horizontes amostrados.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

Ao se diagnosticar os perfis acerca da composição estratigráfica, além da sua descrição em loco, observou-se a presença intensa de raízes e a formação de concreções nos horizontes mais profundos, enquanto que em horizontes mais superficiais destacou-se a presença intensa de serapilheira com intenso processo biológico, uma vez que o solo se encontrava coberto por abundante vegetação nativa.

Todos esses fatores somados estão relacionados de acordo com o nível de importância e, segundo o qual, Klar (1984) configura a textura como interveniente na

capacidade de infiltração, na evaporação, no suprimento de nutrientes, na quantidade de solo transportado pelo escoamento superficial e na perda de nutrientes. Já Bertoni e Lombardi Neto (1999) descrevem que a textura, a porosidade e a densidade do solo são propriedades que exercem influência nos processos erosivos, podendo sofrer com o tipo de manejo do solo.

Para outros autores, como Coelho et al. (2017), Coelho Netto (2008), Pradhan e Kim (2015), Vieira e Fernandes (2004), o ciclo dinâmico da água no solo promove o direcionamento da água pelos perfis do solo, de camadas mais permeáveis para camadas com restrição à movimentação de água.

Corroborando com esses autores, ao se comparar os perfis do solo de acordo com a declividade do terreno e sua localização espacial pelo anfiteatro, observou-se que à medida que foram analisadas as informações texturais desses perfis, houve um aumento da fração areia em sentido da maior cota de 669 m para a menor cota 624 m, e direção geomorfológica, *Nose* → *Side Slope* → *Hollow*.

Com o mesmo intuito foi possível comparar as amostras de solo que estavam localizados na lateral direita e esquerda em relação ao centro do anfiteatro mostrando que a parte lateral esquerda do anfiteatro em sua porção média contribuiu da mesma maneira, indicando um incremento médio de areia grossa no sentido da maior para a menor declividade. Nesse caso específico, o sentido adotado para comparação foi de AM6 → AM7 → AM5 → AM3, respeitando-se o princípio da direção da maior cota de 640 m para menor cota de 629 m, e no sentido geomorfológico *Nose* → *Side Slope* → *Hollow*.

Verificou-se, portanto, que em relação ao incremento médio observado, o perfil AM6 inicialmente apresentou 42% de areia grossa, saltando para os 50% no perfil AM7 e retornando à normalidade em relação ao primeiro perfil para os seus 47% em AM5, e derrocando em AM3, com incremento médio de 67%. Em se tratando da relação silte/argila, em que se demonstrou o grau de intemperização do anfiteatro para essa localização, a lateral esquerda do anfiteatro apresentou-se com baixo grau de intemperização, uma vez que a relação silte/argila apresentou valores médios de 0.379558.

Por fim, ao se comparar o perfil da lateral direita em relação à base do anfiteatro no sentido da maior declividade para a menor declividade de AM8 → AM3, de 632 para 629, e da geomorfologia *Side Slope* → *Hollow*, verificou-se seus valores iniciais para fração areia grossa 47,8% no perfil AM8, para os seus 72,8% no perfil AM3.

Em estudos realizados por Santos et. al. (2010), em um cenário de topossequência, eles constataram que na superfície côncava analisada o perfil se comportou de modo a

intensificar a remoção da argila nos perfis superficiais e houve incremento da argila em maiores profundidades.

Oliveira (2009) corrobora com o fato de que o posicionamento do solo profundo na superfície côncava do terreno contribui para uma maior quantidade de argila nessa área, pois superfícies côncavas no terreno geralmente condicionam fluxos convergentes de água, provocando variações na profundidade efetiva dos solos.

Ainda para tal colaboração no que diz respeito aos fluxos, demonstraram que há uma maior taxa de intemperismo do material de origem (MONIZ; MEDINA, 1972), resultando em maiores teores de argila e profundidade.

Uma importante observação a respeito do transporte de frações do solo está diretamente relacionada ao movimento preferencial de argila por meio de escoamento lateral da água, acumulando material proveniente da superfície convexa na superfície côncava e ocasionando um aumento de argila em maiores profundidades do solo.

Esse fator foi observado por Ruth et. al. (2008), que constataram que os conteúdos de argila e de silte foram maiores nas posições mais baixas do terreno, indicando o efeito do relevo e dos processos erosivos.

Ao relacionar fatores de uso e cobertura do solo com a macroporosidade e a microporosidade, Araújo et al. (2004) observaram diferenças significativas entre a porosidade total de solos cultivados e a dos solos de mata.

Grable et.al. (1968), Araújo et al. (2004) e Silva et.al. (1992) observaram que os valores de macroporosidade do solo foram significativamente menores no solo cultivado, em comparação com os do solo sob mata nativa – fato encontrado para mata nativa nesta dissertação.

Em estudos realizados sobre cobertura florestal, Pádua et. al. (2015) encontraram valores de densidade do solo que variaram entre 0,66 e 1,74 g/cm³, apresentando valores geralmente menores em Latossolos em camadas superficiais. Esses mesmos autores diagnosticaram que a densidade não sofreu alteração, mantendo-se constante até 1 m de profundidade nos perfis analisados.

7.4 CLASSIFICAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL

A estação de monitoramento utilizada para este estudo situou-se na sede da ReBio de Duas Bocas, estando distante 4,5 km da cabeceira de drenagem, situado entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000, Zona 24S 345502,55 / 7757645,34, a 210 m de elevação. Utilizou-se essa estação devido aos diversos problemas apresentados pelo posto pluviométrico situado a 400m da cabeceira de drenagem.

A precipitação que se pretendeu monitorar correspondeu ao período de um ano, entre o período de novembro 2017 a novembro de 2018. Durante esse período, os meses avaliados apresentaram maiores valores acumulados para ano de 2017 em novembro, com 205,23 mm, e dezembro, com 215,646 mm. Já para o ano de 2018, os maiores valores ocorreram nos meses de novembro com 307,59 mm, abril com 307,594 mm, maio com 248,66 mm, fevereiro com 223,01 mm e outubro com 210,31.

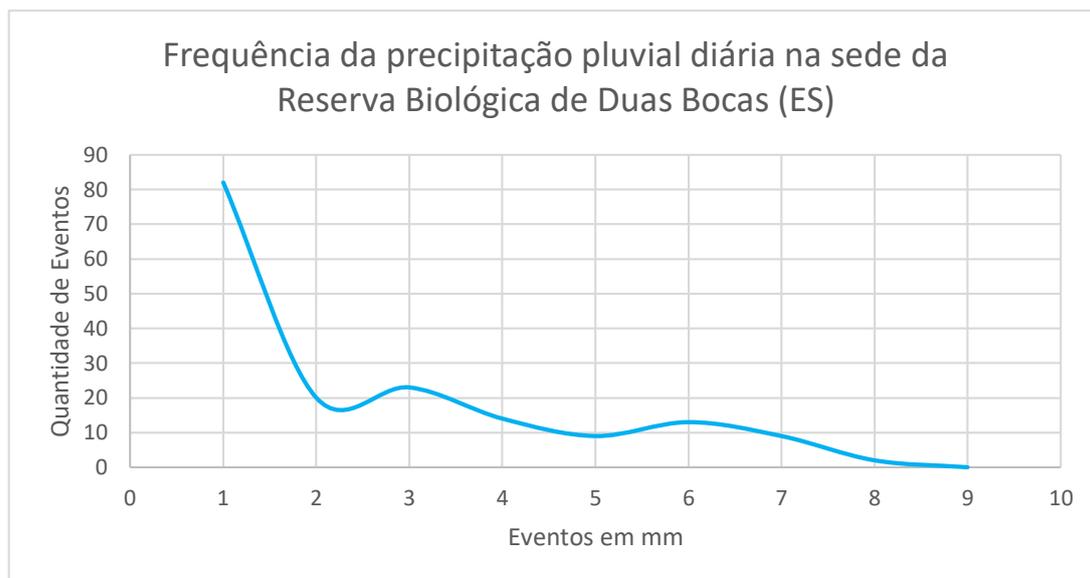
Já os meses de menor pluviosidade, de junho a setembro, os valores variaram de 73,914 mm em junho, para 0 mm em julho, subindo para 108,97 mm em agosto, e caindo novamente para 16,74 mm em setembro.

Em relação a esses valores mensais acumulados, o que se observou foi uma transição entre os meses de outubro de 2017 a maio de 2018, com maiores valores, e com tendência gradativa a diminuir nos meses subsequentes de junho, julho e setembro, nos quais, novamente, ocorreu um aumento gradativo das chuvas a partir dos meses de outubro e novembro.

Em relação às classes de chuva, verificou-se 82 eventos de chuva correspondentes ao intervalo de 0,1-2,5mm; 20 eventos para o intervalo de 2,6-5mm; 23 eventos de 10,1-15mm; 14 eventos de 10,1-15mm; 9 eventos de 15,1-25mm; 13 eventos de 25,1-50mm; 9 eventos de 50,1-100mm; 2 eventos de 100,1-150mm, não apresentando nenhum evento > 150mm. Já 224 eventos não apresentaram registros de chuva. Ficou evidente durante o período de monitoramento que as chuvas em sua maioria foram de leves a moderadas, correspondendo a um total de 37% dos eventos, já as chuvas fortes são 3% dos eventos.

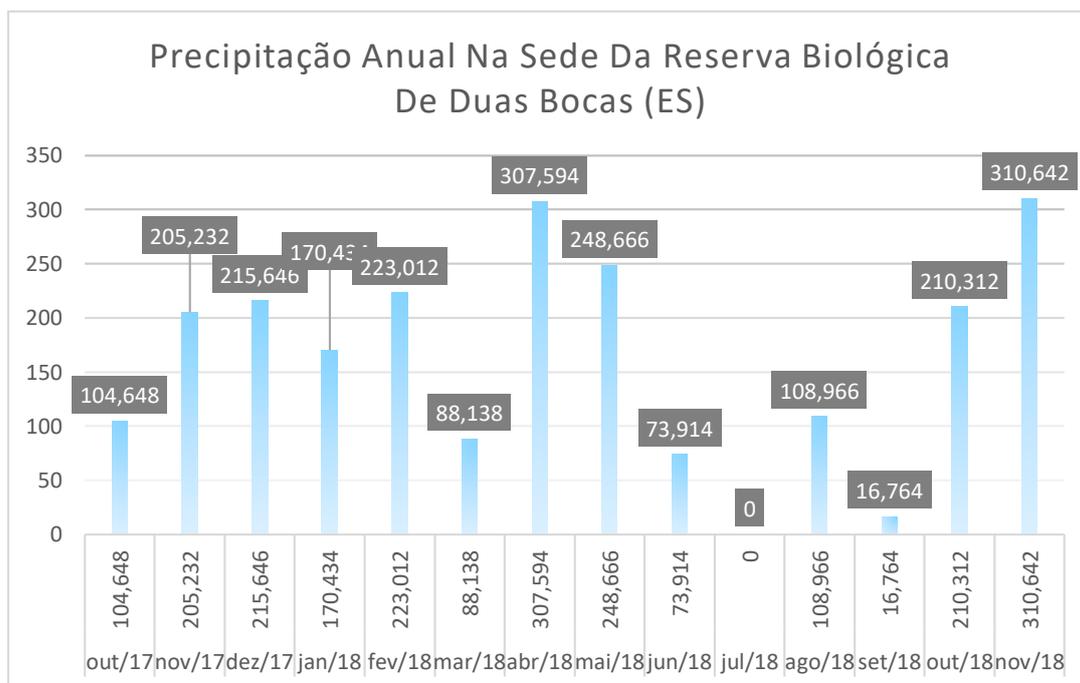
Conforme apresentado na caracterização da área, as chuvas na região metropolitana de Vitória, onde está inserida a cabeceira de drenagem, tem de maneira geral precipitação pluvial associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul e à Zona de Convergência de Umidade, aos Sistemas Frontais e às linhas de instabilidades (LI).

Gráfico 4 - Frequência de Precipitação pluvial diária na sede da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES).



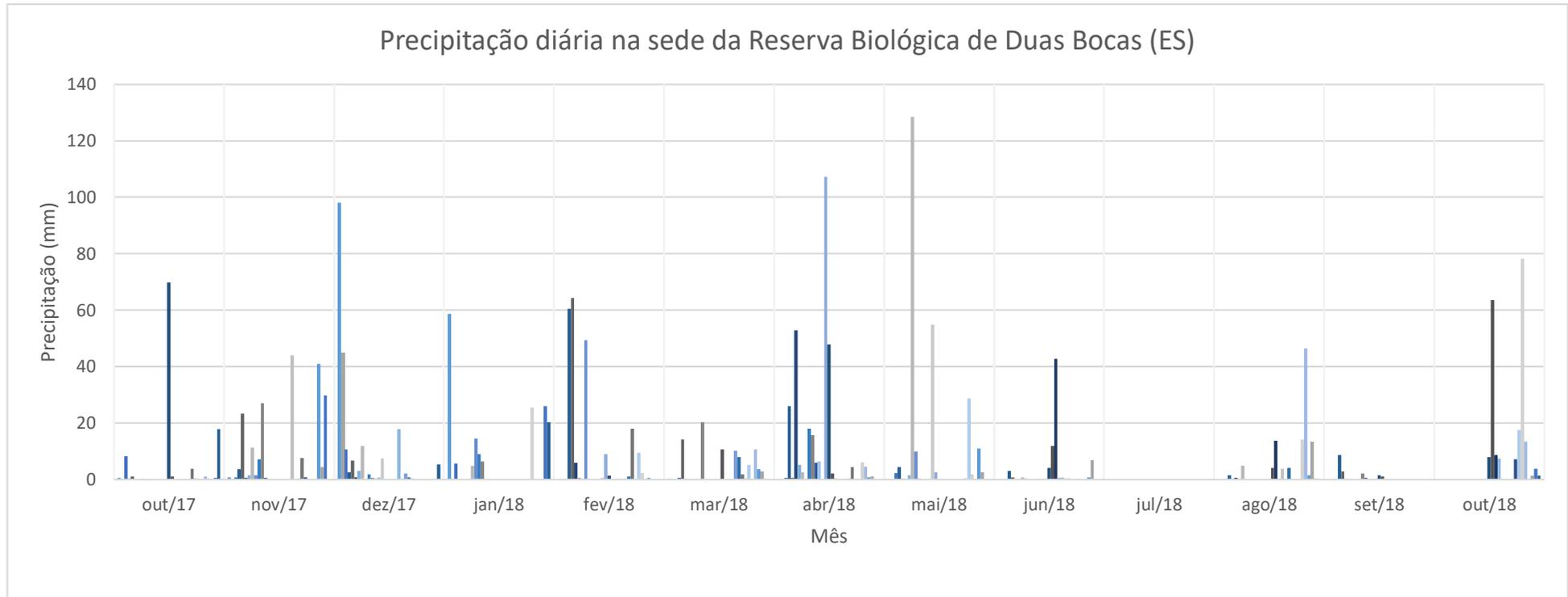
Fonte - Elaborado pelo Autor (2018).

Gráfico 3 - Precipitação Anual na Sede da Reserva Biológica de Duas Bocas (ES).



Fonte - Elaborado pelo Autor (2018).

Gráfico 5 - Precipitação Pluviométrica diária, mensal, para área de Estudo



Fonte: Elaborado pelo Autor (2018).

7.5 CARACTERÍSTICAS HIDRICAS DO SOLO

De maneira geral, parâmetros como a capacidade de campo (teor de água da camada inicialmente saturada alguns dias após a infiltração), condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), curva de retenção do solo e porosidade, refletem muito as características hídricas do solo. Contudo, desses parâmetros, dois se destacam como importantes parâmetros sobre como a água se comporta dentro dos perfis do solo, um é condutividade hidráulica, e o outro é a curva de retenção do solo.

A condutividade hidráulica é considerada em laboratório como a condutividade hidráulica saturada no solo e é representada por K_{sat} , K_s ou K_0 , e sua unidade pode estar em cm/h ou cm/s (centímetros por hora ou centímetros por segundo). Já a curva de retenção do solo descreve o comportamento físico-hídrico, sendo parte fundamental da caracterização das propriedades hidráulicas do solo (CICHOTA E JONG VAN LIER, 2004).

Os resultados demonstraram que nos perfis do solo estudados ocorreu uma grande variabilidade da condutividade, com outras características físicas do solo. O que se observou foi que houve tendência de variabilidade da condutividade hidráulica em consonância com a variabilidade da macroporosidade para alguns perfis, e consequente distribuição dessa variabilidade entre perfis e dentro dos perfis analisados.

No perfil do solo AM1, essa variabilidade encontrou correspondência em todas as profundidades, como, por exemplo, quando a condutividade hidráulica no horizonte A de 0-15 cm apresentou valores de $184,7 \text{ cm.h}^{-1}$, a macroporosidade chegou a 80%, sendo esse o maior valor registrado para esse perfil. Já seu menor valor no horizonte BA de 25-45 cm apresentou condutividade de $108,14 \text{ cm.h}^{-1}$, e macroporosidade a 69% (Tabela 3). Em contrapartida e em direção contrária a esse diagnóstico, o perfil AM7 apresentou no horizonte A de 0-10 cm uma condutividade maior com $256,96 \text{ cm.h}^{-1}$ e macroporosidade de 67%, enquanto a um perfil mais subsuperficial, horizonte BW2 de 80 + cm, esse valor referente à condutividade foi de $177,36 \text{ cm.h}^{-1}$, e sua macroporosidade apresentou valores de 79% (Tabela 3).

Em todos outros perfis, AM2, AM3, AM4, AM5, AM6, AM8, não foi possível correlacionar a variação de um ou mais parâmetros físicos do solo com a condutividade hidráulica, apesar de várias tentativas de relacioná-los, mostrando que a condutividade não foi um parâmetro confortável para descrever o comportamento hídrico do solo.

No entanto, Montenegro & Montenegro (2006) afirmaram que a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) da camada subsuperficial de solo de textura franca e franco-arenosa variou de $0,07$ a 93 m.d^{-1} , com média igual a $7,13 \text{ m d}^{-1}$ para a camada de solo 0-

15 cm. O que se confirmou para o solo estudado, em que a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) obtida, para diferentes perfis em camadas de solo de 0-15 cm, para solos com horizontes de classes texturais franco-arenosos, apresentaram valores por perfis, respectivamente, de 0,077 m/d^{-1} para AM1, de 0,064 m/d^{-1} para AM2, de 0,108 m/d^{-1} para AM3, de 0,091 m/d^{-1} para AM4, de 0,065 m/d^{-1} para AM5, de 0,103 m/d^{-1} para AM6, de 0,107 m/d^{-1} para AM7 e de 0,093 m/d^{-1} para AM8.

Candima et al (1980), Aragão Júnior et al. (1983), Libardi (1999), Marques et al. (2002), Carvalho (2002), Libardi e Mello Filho (2006), apresentam resultados com aumento da condutividade hidráulica a medida em que se aumenta a profundidade.

Mesquita & Moraes (2004) relataram que existe dependência entre a condutividade hidráulica saturada e propriedades frequentemente utilizadas para fazer estimativas ou correlações, como a densidade do solo, macro e micro porosidades e porosidade, sendo, adequada, pois sua determinação deve ser realizada com medidas diretas e se utilizando modelos.

No entanto, a densidade do solo em diferentes profundidades e para diferentes amostras por perfil do solo, não apresentaram variação importante, que pudesse influenciar na condutividade hidráulica, estes valores variaram de 1,2 a 1,5 g/cm^3 .

Marques et al. (2002), relacionando as propriedades hidráulicas com os horizontes pedológicos de dois Latossolos, não constataram a coincidência entre os valores de condutividade hidráulica e os horizontes com homogeneidade textural e estrutural, concluindo que a dinâmica da água nem sempre se altera quando há mudança de horizonte pedológico.

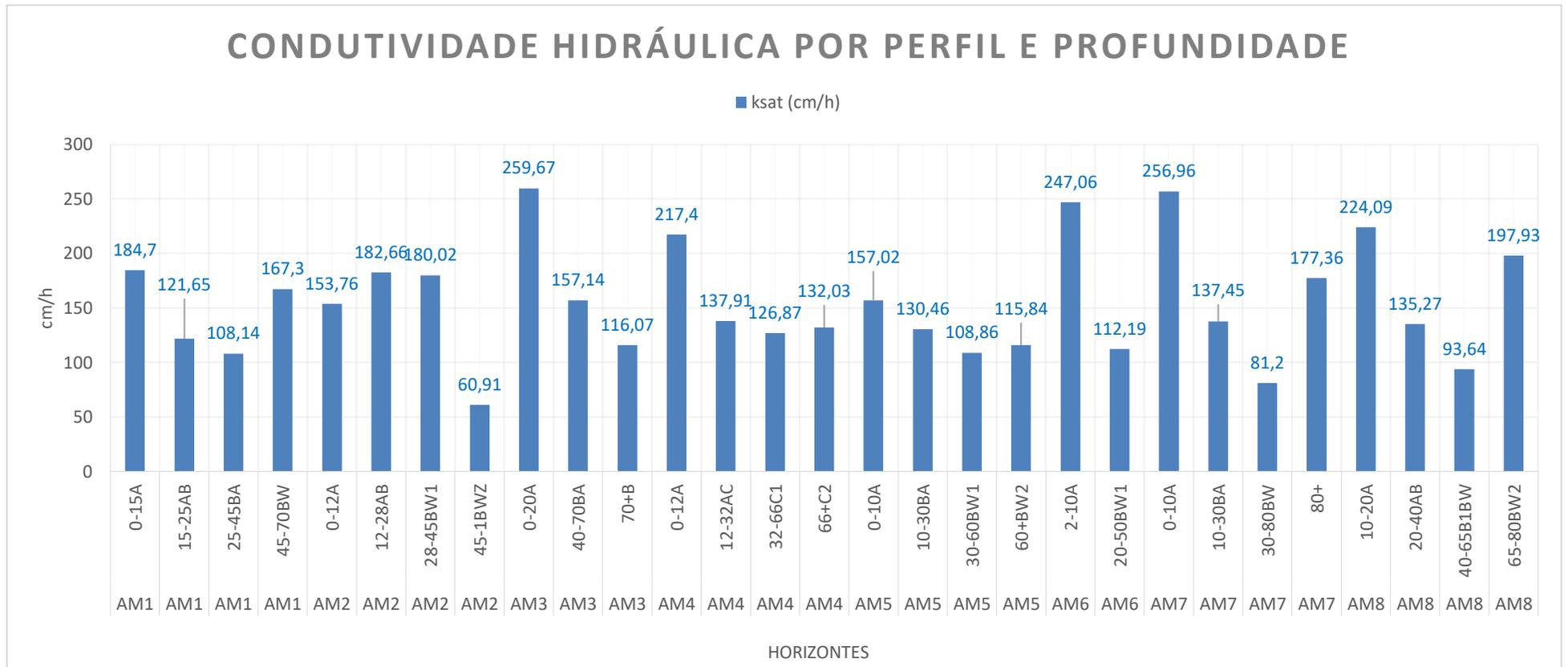
Para Silva & Libardi (2000), perturbações na superfície do solo podem influenciar os valores da condutividade hidráulica e proporcionar resultados que não condizem com o solo estudado.

Os principais argumentos contra a utilização do gradiente hidráulico unitário referem-se ao fato de que a hipótese seria mais adequada a um perfil homogêneo (Reichardt, 1993; Bacchi & Reichardt, 1993; Falleiros et al., 1998).

A relação entre condutividade e o conteúdo de água no solo apresenta elevada sensibilidade, de tal modo que uma variação de 1 a 2 % no conteúdo de água pode influenciar a condutividade em valores superiores a 170 % (Falleiros et al., 1998).

Por fim, Libardi (1999) considera que todas essas propriedades do espaço poroso que influenciam a condutividade do solo podem ser reunidas no termo único "geometria porosa dos solos".

Gráfico 6 - Condutividade Hidráulica expressa em cm/h de acordo com a posição Topográfica dos 8 perfis analisados em diferentes profundidades.



Fonte: Fonte: Elaborado Pelo Autor (2018).

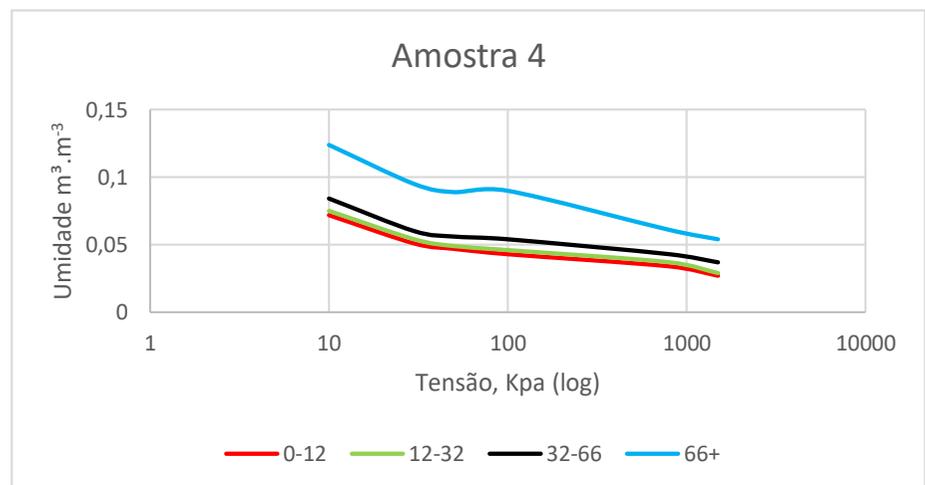
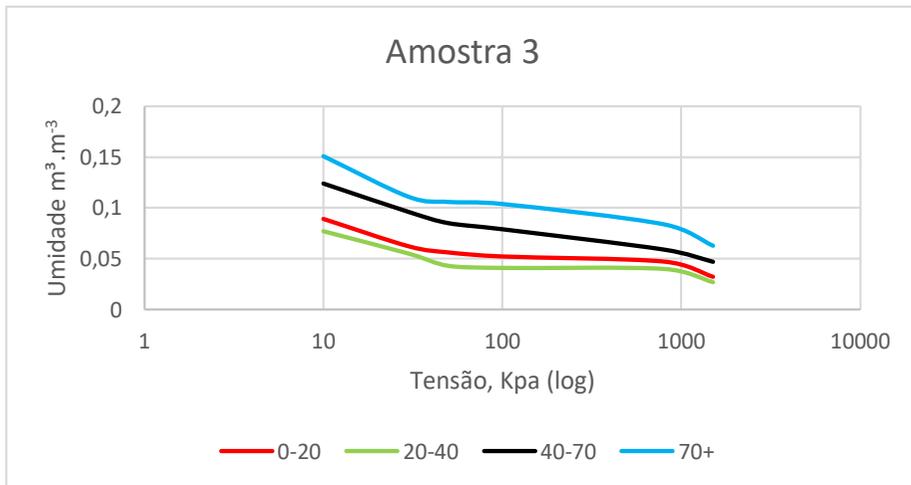
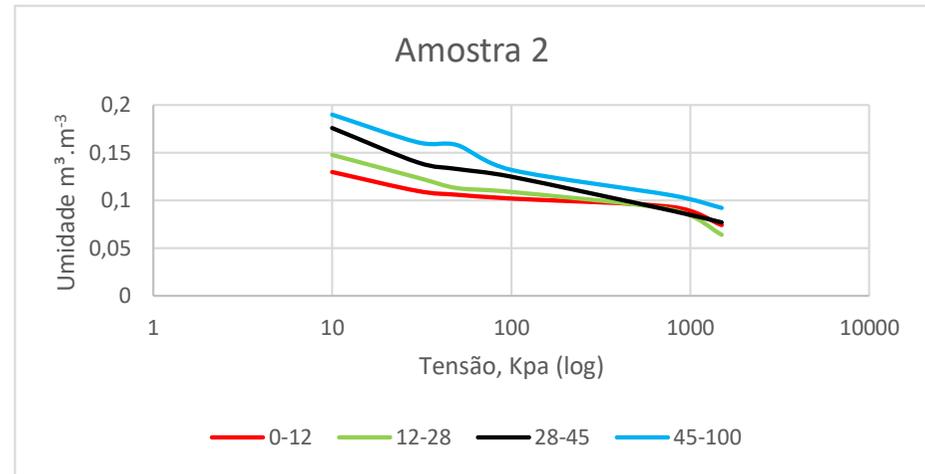
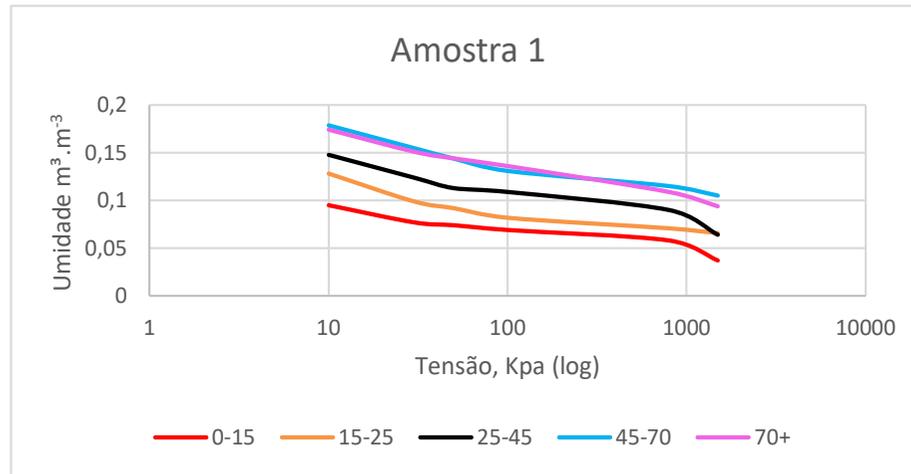
Acerca das informações sobre comportamento dos perfis do solo, já foi demonstrado que a condutividade hidráulica não apresentou uma boa correlação com as características físicas do solo. No entanto, ao analisar os dados da curva de retenção, as correlações com as propriedades físicas do solo foram encontradas, destacando tanto a microporosidade quanto as variações das frações granulométricas do solo, em especial o incremento da fração argilosa nas maiores profundidades em todos os perfis analisados (Tabela 3).

Um primeiro aspecto observado, em todos os perfis analisados, é que conforme aumenta a pressão dentro dos perfis, ocorre uma diminuição da umidade. Um segundo ponto observado, em todos os perfis analisados, refere-se a um aumento da umidade com a variação da profundidade para uma mesma pressão (tensão) aplicada ao solo (Tabela 3).

Aliado a essas informações ainda há os fatores inerentes à estrutura porosa do solo e as características físicas do solo, sendo que se constatou que, conforme ocorria um aumento da umidade crescente em profundidade, ocorria também aumento da microporosidade e incremento de argila (Tabela 3).

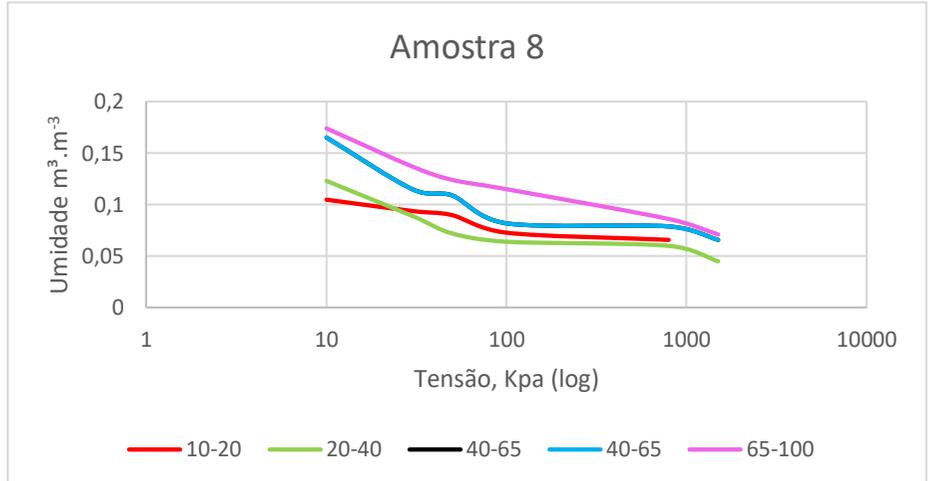
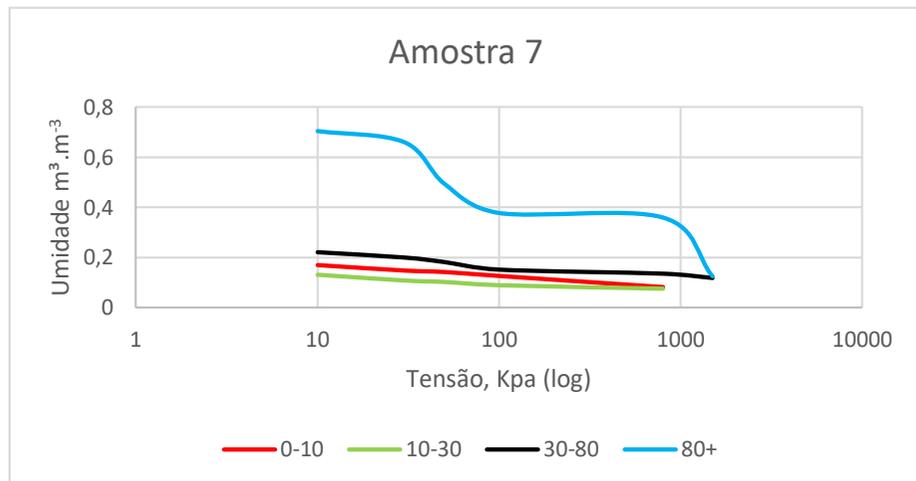
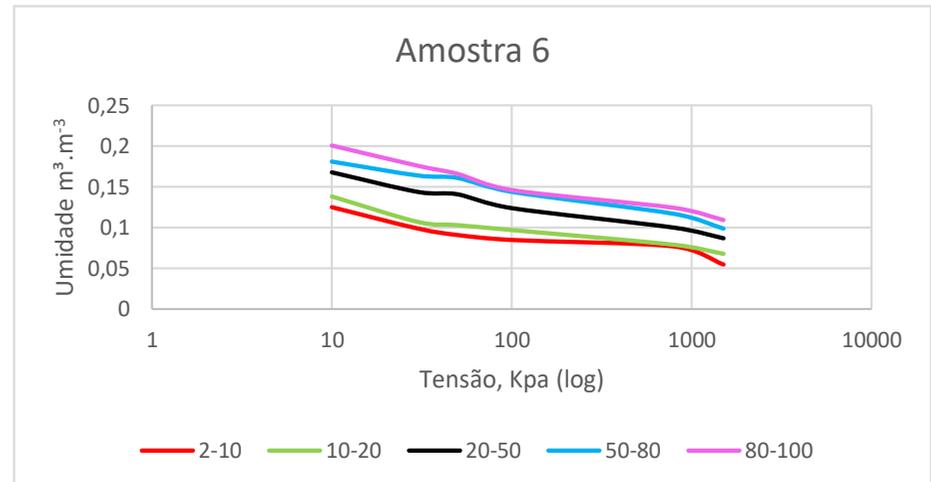
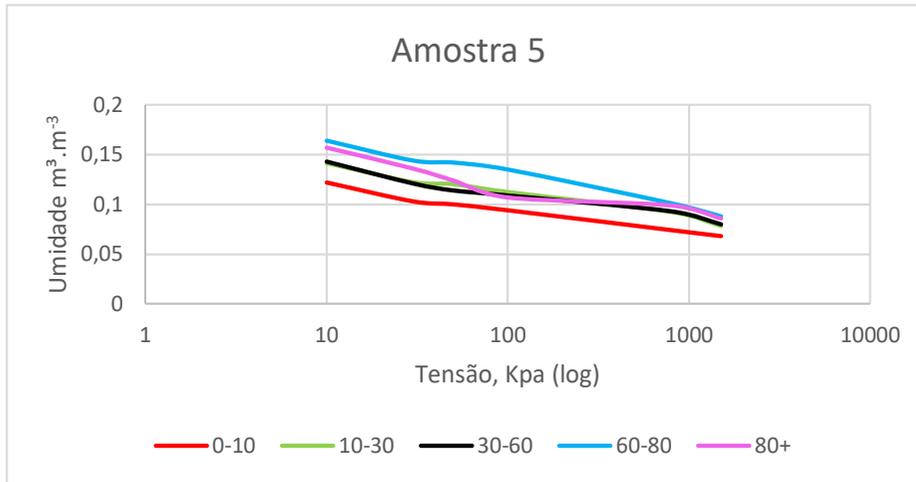
Ao analisar os indicadores gráficos das curvas de retenção por perfil esses dados ficam mais evidentes. No entanto, ocorreu que, na amostra 7 (AM7), a variação foi mais contundente, apresentando em sua curva característica na profundidade de 80+ cm sob diferentes pressões uma variação brusca de umidade, encontrando valores de $0,703 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, de $0,659 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, de $0,493 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, de $0,377 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, de $0,359 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, de $0,125 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Em relação a esse fator não ficou claro se foi provocado por um erro das análises ou ocorreu influência de outro fator que poderia estar influenciando a porosidade do solo, uma vez que ao destacar esse valor, a porosidade passou para valores absolutos de 140%.

Gráfico 7 - Curvas de retenção de água, para os perfis amostrados.



Fonte - Elaborado pelo Autor 2018.

Gráfico 8 - Curvas de retenção de água, para os perfis amostrados.



Fonte - Elaborado pelo Autor 2018.

7.6 DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL DA CABECEIRA DE DRENAGEM

As análises da variabilidade da sucção e do teor de umidade volumétrico em profundidades nos diferentes gradientes do anfiteatro encontram-se representadas a seguir, de acordo com a localização dentro do anfiteatro; cada gráfico expressa a oscilação dos parâmetros para uma dada localização pontual dos sensores no anfiteatro em diferentes profundidades.

Os dados relativos a períodos em que ocorreram problemas de monitoramento, quanto ao não monitoramento devido a problemas de cavitação ou problemas de não funcionamento adequado da bateria do *datalogger*, foram retirados das representações gráficas, a fim de evitar possíveis erros de interpretação.

No que se refere à discussão baseada nos gráficos de umidade é importante apresentar da seguinte forma: primeiro, observar para alguns eventos dentro do ano que apresentaram uma boa discrepância em relação aos dados gerais, observando a frente de molhamento e a consequente resposta do sensor *GMS* a umidade do solo.

E, segundo, os intervalos que se mostraram mais representativos e mais coerentes em relação aos valores de umidade do solo são os mais importantes a serem considerados nessa análise. E, terceiro, os dados serão analisados conforme o horizonte total de eventos acumulados durante o período monitorado, dentro do anfiteatro, com base na variação quanto a sua posição: Nose, side slope, foot-slope e hollow.

Essa caracterização permite analisar a variação da umidade como um todo e facilita a percepção da variação da umidade em acordo com a tendência ao acúmulo de umidade em sentido ao hollow da cabeceira de drenagem. Outro fator que melhora a interpretação dos dados é a setorização do conjunto sensor mais *dataloggers*. Assim foram compartimentados os dados a serem analisados par a par e sentido topo base do anfiteatro e as contribuições par a par das laterais do anfiteatro.

Desse modo, o conjunto, *datalogger* e sensores, denominado TOPO (T1), ficou localizado na porção superior central do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755873,900 / 341083,0291 / 669,917 m, situados na feição *nose*.

Esses sensores apresentaram durante o monitoramento variação em todas as profundidades, sendo que as profundidades mais superficiais apresentaram respostas rápidas tanto no sentido de umedecimento quanto no sentido de secagem, enquanto nos sensores mais subsuperficiais essa relação apresentou uma resposta inversa.

Ao observar a variabilidade da umidade durante o período de monitoramento constatou-se que o topo da cabeceira de drenagem no período chuvoso apresentou maiores valores de umidade registrados a profundidades de 10-20 (a) cm e a 10-20 (b) cm.

No que diz respeito em especial ao comportamento da sucção, nos GMS, foi observada uma maior variabilidade da sucção aos 20-40 (b) cm, com valores elevados chegando à aproximadamente 127 cbar, registro no período seco.

Sendo que nas demais profundidades esse valor raramente ultrapassou 93 cbar. O sensor apresentou problemas entre as datas de 05-12-17 a 13-02-18, sendo que o datalogger apresentou problemas com a bateria devido à umidade interna, o que ocasionou curto circuito em sua alimentação.

O conjunto, datalogger e sensores, denominado TOPO (T2), ficou localizado na porção superior mediana do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755856,8292 / 341063,5648 / 653,276 m, situados na transição das feições *side slope* e *foot slope*.

Esses sensores também apresentaram variabilidade entre as profundidades, no entanto, essa variabilidade foi menor em todas as profundidades, ocorrendo valores de variação de sucção entre 1 a 9 cbar no período chuvoso e 10 a 20 cbar no período seco. Ao verificar a variabilidade da umidade também foi observado que esta variabilidade apresenta maiores valores nas profundidades de 0-15 (b) cm.

Quanto a essa variabilidade, em resposta especial ao comportamento do GMS, foram observados valores elevados de sucção, correspondentes a 71cbar. Quanto às outras profundidades, observou-se que raramente registraram valores próximos a 53cbar. Entre as datas de 29-12-17 a 15-02-18 um galho atingiu o datalogger e ocasionou quebra, que foi levado para reparo, o que impossibilitou monitoramento entre essas datas.

O conjunto, datalogger e sensores, denominado HOLLOW (M), ficou localizado na porção central média do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755827,5294 / 341024,4371 / 629,693 m, situado na feição *hollow*. Essa feição apresentou maior importância dentro da cabeceira de drenagem por ser uma feição que mostrou uma maior acumulação de cargas de umidade.

Os sensores dessa feição apresentaram variação na umidade em seu maior valor nas profundidades de 0-20 (a) cm e a 0-20 (b) cm. A variabilidade em relação à resposta do sensor GMS registrou valores elevados, que corresponderam a 76 cba. No entanto, também foi observada em 25-07-18 uma resposta ao GMS de 66 cba para profundidade de 0-20 (b) cm. As outras profundidades raramente alcançaram valores 37cbar. Entre as datas

de 27-12-17 e 04-04-18, o datalogger apresentou excesso de umidade e sobrecarga na bateria, sendo alocado em campo após reparo.

O conjunto datalogger e sensores, denominado HOLLOW (I), ficou localizado na porção central saída do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755806,7938 / 341000,8578 / 621,117 m, situado na feição *hollow*. Esses sensores ficaram localizados na saída dos fluxos de umidades, na qual o setor canalizado do anfiteatro encontra o curso de água.

Ao verificar a variabilidade de umidade para esse setor de monitoramento na feição de saída *hollow*, foram encontrados valores elevados entre as profundidades de 0-10 (b) cm em período chuvoso e 10-30 (a) cm. Quanto à resposta do GMS à sucção, os valores responderam a 93 cbar e a 90 cbar, respectivamente. Em relação aos outros perfis, observou-se que raramente esse valor chegava a 39 cbar. Esses sensores não apresentaram problemas durante o monitoramento.

O conjunto, datalogger e sensores, denominado SLOPE (M1), ficou localizado na porção lateral mediana à esquerda do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755832,7555 / 341013,0298 / 633,946 m, situado na feição *side slope*.

Quanto aos valores de umidade, os valores mais elevados foram registrados nas profundidades de 0-20 (a) cm, e os menores valores nas profundidades de 20-40 (a) cm.

Quanto à resposta do sensor GMS em relação à sucção, o valor mais elevado apresentou valores que alcançara 149 cbar. Já nas demais profundidades esses valores raramente ultrapassaram 100 cbar.

O conjunto, datalogger e sensores, denominado SLOPE (M2), ficou localizado na porção lateral mediana direita do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755812,8469 / 341033,2907 / 636,538 m, situado na feição *nose*.

Os dados de monitoramento para esses sensores apresentaram maiores valores de umidade volumétrica para a profundidade de 0-20 (b) cm, e os menores nas profundidades de 20 a 40 (b) cm.

No que diz respeito à sucção, no GMS foi observada uma maior variabilidade de 20 a 40 (b) cm e a 0-20 (b) cm, valores esses alcançando 89 cbar e 69 cbar. Os outros perfis representados não apresentaram valores superiores a 62 cbar, em média, apresentaram valores próximos 33 cbar.

O conjunto, datalogger e sensores, denominado SLOPE (I1), ficou localizado na porção lateral esquerda inicial do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755826,2949 / 340996,2882 / 630,637 m, situado na feição *nose*.

Os dados de monitoramento para esses sensores apresentaram maiores valores de umidade para a profundidade de de 0-12 (b) cm, e os menores nas profundidades de 0-12 (a) cm.

No tocante à sucção, no GMS, foi observada uma maior variabilidade nas profundidades de 0-12 (a) cm e de 12-32 (a) cm, sendo que os valores para a primeira profundidade apresentaram valores muito altos, chegando a 240 cbar, enquanto para a respectiva profundidade esse valor não passou de 84 cbar. Já para os outros perfis, esse valor não superou o valor de 51 cbar.

Não houve relato de perda de dados ocasionados por intempéries e esse conjunto de sensores foi o que apresentou melhor monitoramento em todo período estudado.

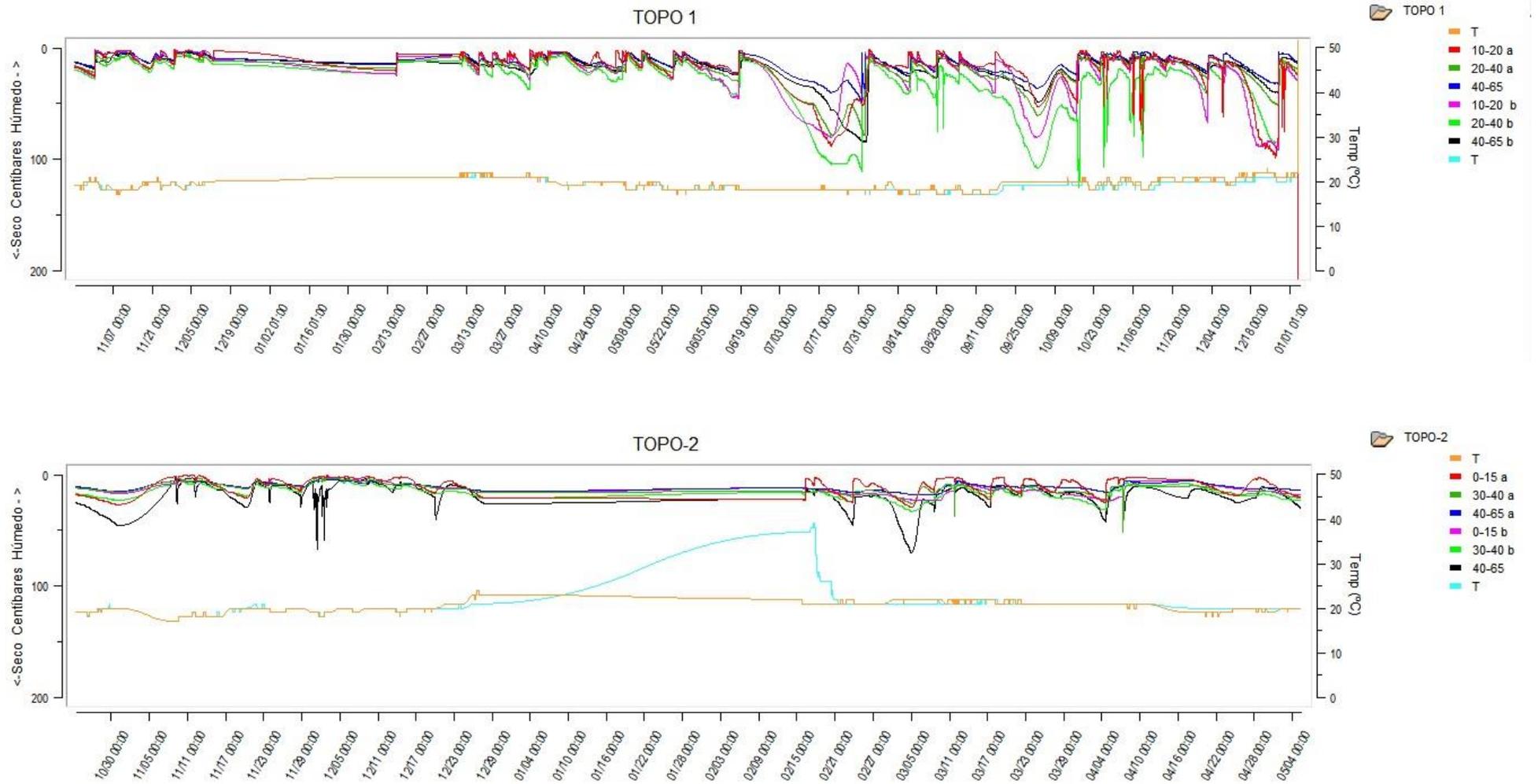
Por fim, o conjunto, datalogger e sensores, denominado SLOPE (I2), ficou localizados na porção lateral direita inicial do anfiteatro, entre as coordenadas UTM SIRGAS 2000 ZONA 24S e altitude 7755804,3989 / 341022,1905/ 632,161 m, situado na feição *nose*.

Esse sensor foi o que apresentou mais problemas, apresentando queima parcial dos circuitos de comunicação com a bateria. Os sensores de 0-10 (b) cm não conseguiram apresentar monitoramento de umidade e sucção. Sendo, portanto, o início do monitoramento a partir de 15-02-2018, não mais apresentando problemas.

Os dados de monitoramento registraram os maiores valores de umidade volumétrica para a profundidade de 30-60 (a) cm, enquanto que os menores valores foram registrados na profundidade de 30-60 (b) cm.

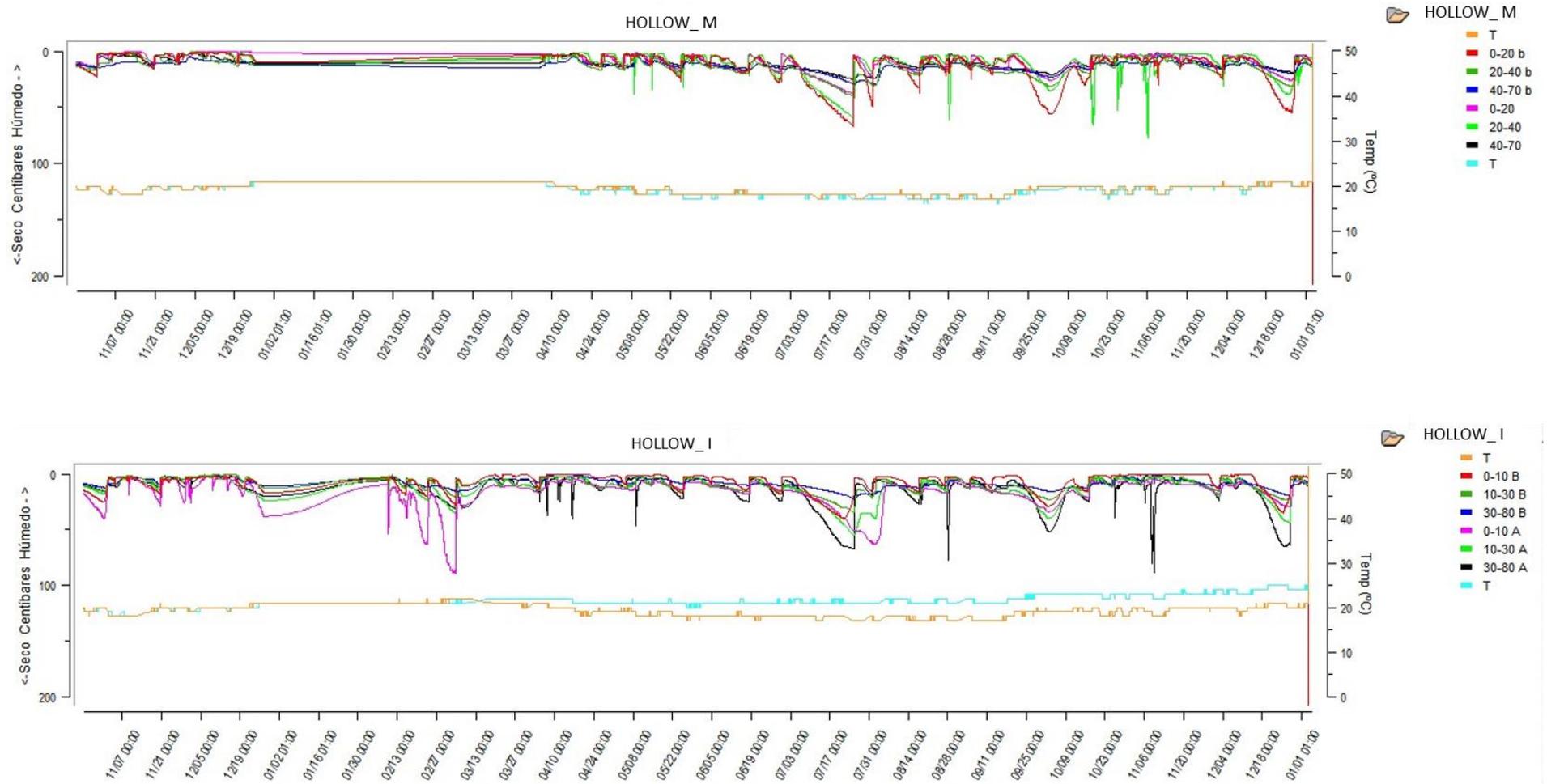
Já quanto à resposta do GMS, foi observada uma maior variabilidade quanto à sucção entre as profundidades de 30-60 (b) cm, estabelecendo valores de 159 cbar, enquanto os menores valores foram registrados para profundidades de 30-60 (a) cm, com 1 cbar. Para outros perfis analisados, a variação média não ultrapassou valores de 115 cbar.

Gráfico 9 - Monitoramento dos sensores localizados na porção Topo 1 e Topo 2.



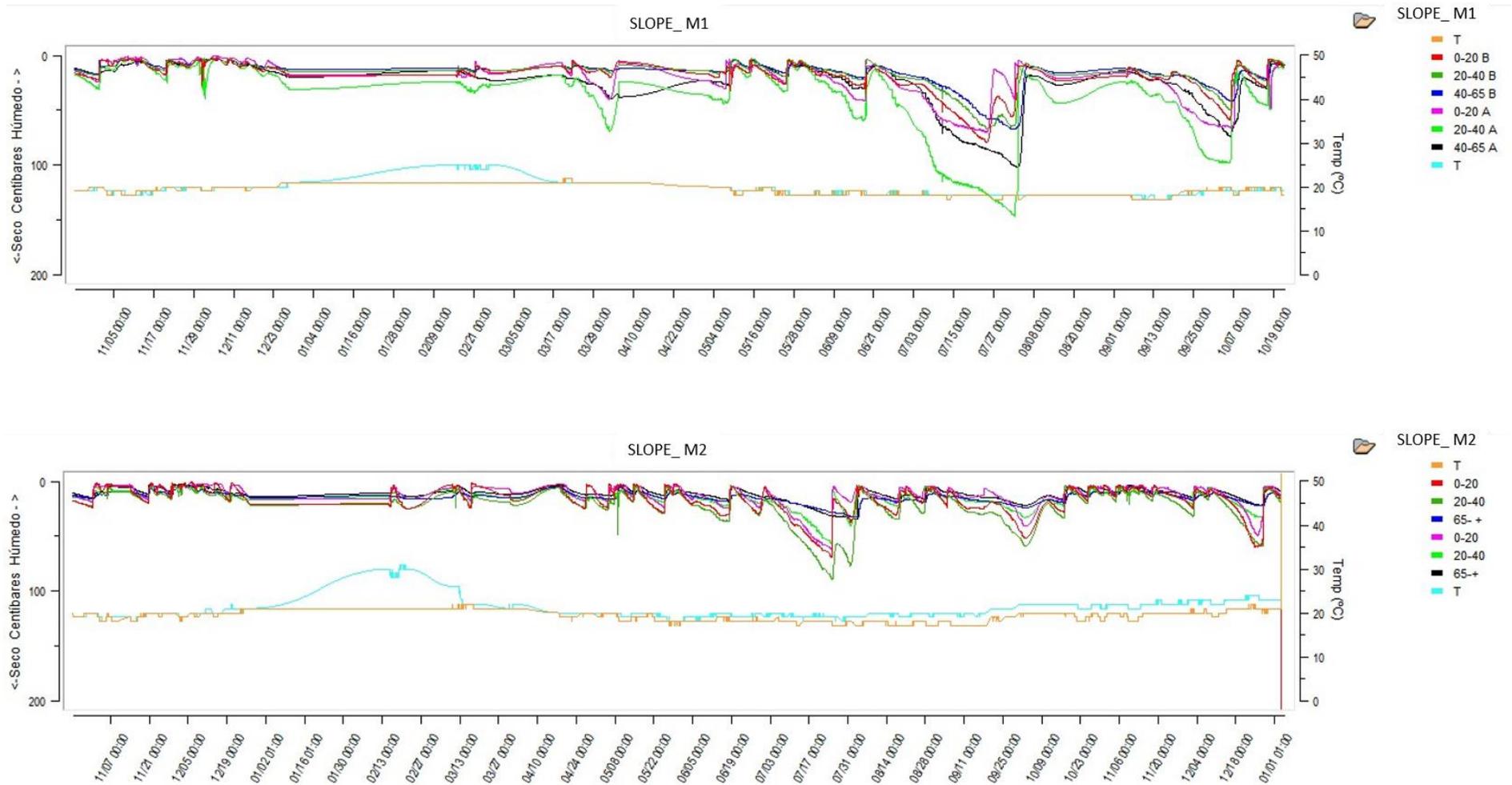
Fonte: Elaborado pelo Autor 2018.

Gráfico 10 - Representação gráfica do monitoramento na porção Holow M e Hollow I.



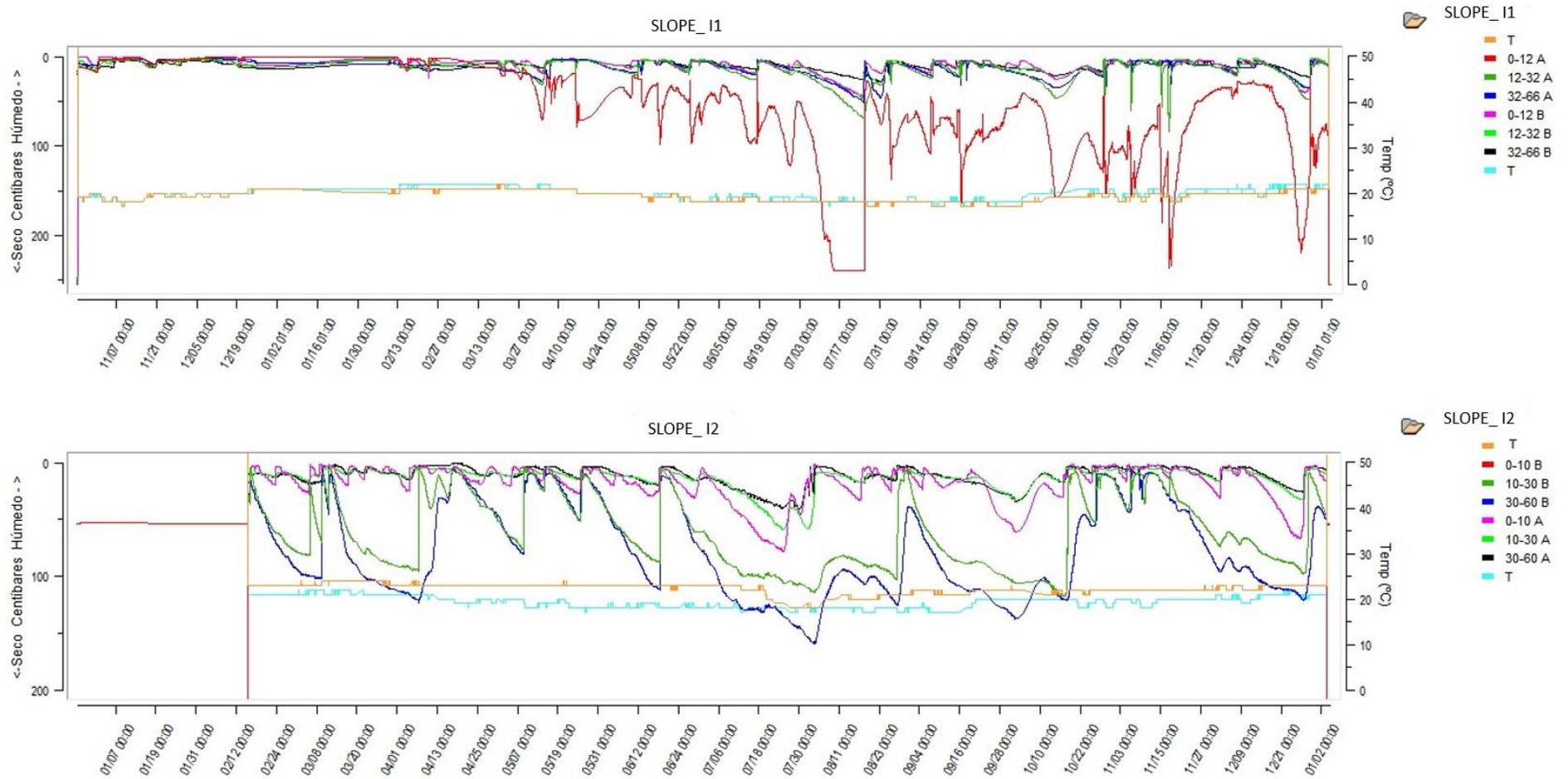
Fonte: Elaborado pelo Autor 2018.

Gráfico 11 - Representação gráfica do monitoramento na porção Slope M1 e Slope M2.



Fonte - Elaborado pelo Autor 2018.

Gráfico 12 - Representação gráfica do monitoramento na porção Slope I1 e Slope I2.



Fonte - Elaborado pelo Autor 2018.

7.7 DINÂMICA DA ÁGUA SUBSUPERFICIAL E PRECIPITAÇÃO.

Ao analisar a dinâmica da água subsuperficial em conjunto com a precipitação foi possível verificar a resposta dos sensores com relação a chuvas, possibilitando, uma avaliação na variabilidade sazonal dos perfis gerando diagnósticos sobre o comportamento do solo durante a primavera, verão, outono e inverno.

Para tanto, ao verificar a correlação entre as chuvas e os sensores para o Topo 1 e o Topo 2, Holow M e Hollow I, Slope M1 e Slope M2, Slope I1 e Slope I2, para a primavera de 2017, e as estações do ano de 2018 (verão, outono inverno e primavera) observou-se, que os eventos de chuvas, caminham juntos com a resposta dos sensores. Ao se dividir períodos chuvosos, em eventos contínuos de chuva essa observação é mais pronunciada, como por exemplo entre os dias 03 a 12 de novembro (Gráfico 13)

Ao observar as interações com os sensores em relação aos eventos de chuva verifica-se que os sensores apresentam a mesma resposta apesar de estarem em diferentes, posições dentro do anfiteatro a partir de uma análise ação e resposta (chuva/sensor de umidade)

Os sensores, apresentam respostas positivas aos eventos de chuva, respondendo em sentido a umedecimento, sendo que esta resposta não ocorreu imediatamente ao evento de chuva, ocasionado principalmente pela interceptação das copas. Este fator pode ser verificado, uma vez que nem todos os eventos de chuva conseguiram atingir o solo e ocasionar resposta dos sensores.

Os sensores que estavam localizados nas porções mais íngremes do terreno apresentaram menor manutenção de umidade durante os períodos analisados, nas profundidades mais superficiais entre 0-12 cm. Já os sensores que encontravam-se na porção mais abaixo do terreno, na porção holow, apresentaram uma enorme manutenção das umidades, se mantendo praticamente ajustada entre a média de 3 a 7 Cbar.

Uma pequena variação é notada nos sensores nas profundidades de 0-12 cm na parte de baixo do holow I que apresentaram uma variação de 35 Cba, este valor pode ter sido ocasionado pela movimentação da percolação nas partes mais baixas do terreno, e alimentação das maiores profundidades pelas áreas subjacentes dos perfis.

Os sensores que mais sofreram variação com relação as chuvas, foram os sensores localizados na porção Sloope I2, porção lateral do anfiteatro, apresentando resposta rápida quando foi observado a secagem do solo. Este fator pode ter ocorrido devido a cavitação nos sensores analisados ou da maior exposição solar na área, onde foram instalados, uma

vez que foi o local que apresentou maior variação na temperatura no verão, apresentando média de 36 °.

No entanto a temperatura não explica muito a variação no outono, inverno e primavera, para os mesmos sensores, considerando a cavitação do sensores a percepção mais acertada para estas épocas do ano analisadas.

Em suma ao analisar os sensores em com o ritmo das chuvas fica evidente que o mesmo consegue entender que dentro do anfiteatro o comportamento da percolação da água pelos perfis, contribuindo para com a manutenção de água subsuperficial no canal principal ou hollow.

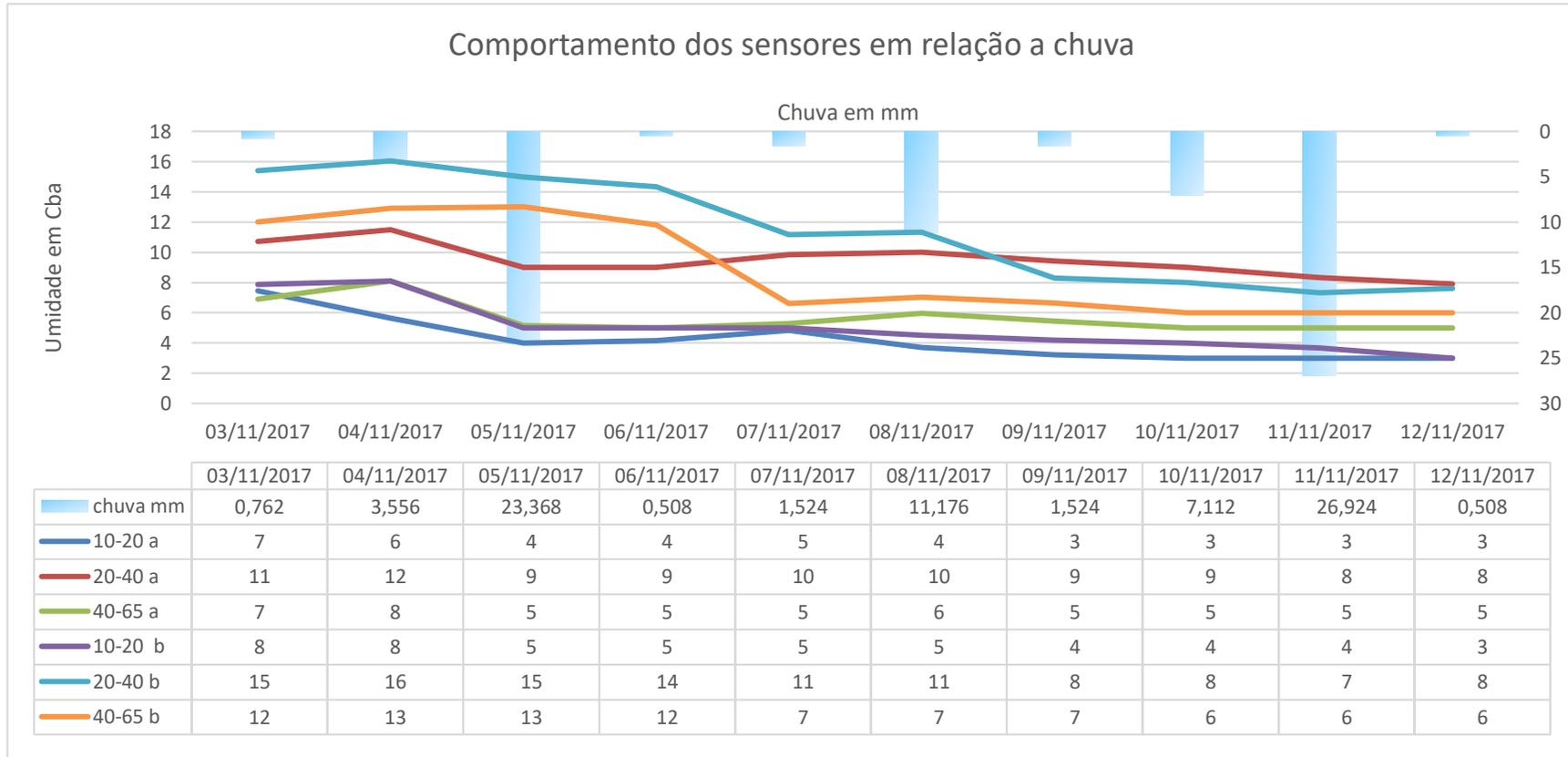
Somado a estes estudos como o de Oliveira de Freitas et al (2013) comprovam que a água armazenada, escoava devagar pela floresta, compondo o chamado deflúvio sustentando os mananciais hídricos e recarregando aquíferos.

Outro fator importante que colabora para com os resultados encontrados responde pela reação chuva e monitoramento via sensor, onde não se pode descartar a interceptação pela copa das árvores, segundo o qual galhos, folhas, troncos e demais estruturas físicas da cobertura florestal contribuem para interceptar entre 9% e 50% da chuva de acordo com a intensidade (ARCOVA et al., 2003; LEOPOLDO; SOUSA; TAUCEK FILHO, 1981; LIMA; NICOLIELO, 1983; MOURA et al., 2009).

Portocarrero (2009) ao analisar suas parcelas de monitoramento verificou que a resposta aos sensores a eventos chuvosos apresentou respostas bem definidas a estes eventos, apresentando grande variabilidade durante o verão. O mesmo autor em seus estudos verificou que a variabilidade dos sensores cresce muito a partir do inverno. E uma manutenção da umidade nos locais mais baixos do relevo.

Quanto a sazonalidade foi observado que o período de monitoramento a ocorrência de uma estação úmida bem definida, com duas estações secas precedendo e posteriormente a esta a primavera (PORTOCARRERO, 2009).

Gráfico 13: Média do comportamento dos sensores GMS (Sensor de Matriz Granular) em resposta aos evento de chuvas.



Fonte: Elaborado pelo Autor 2018.

CONCLUSÕES

O que se observou em relação aos eventos chuvosos é que ocorreu um gatilho para o umedecimento em cada setor individual do anfiteatro, as respostas dos sensores foram imediatas às chuvas mais intensas.

Em alguns locais dentro do anfiteatro a resposta ocorreu mais rapidamente, em consequência, ou da inclinação ou da contribuição dos outros locais, vertendo para o centro do anfiteatro.

As relações entre chuva e comportamento dos sensores se intensificaram conforme havia uma diminuição da chuva em consequência da sazonalidade delas, devido ao inverno, no qual as chuvas foram menos pronunciadas.

A relação de manutenção de água no solo foi bem pronunciada no hollow, mesmo obedecendo o comportamento inerente do solo quando se fala em tendência à secagem nos períodos menos chuvosos.

Os sensores apresentaram uma resposta menos pronunciada e rápida quando nesse local o solo se encontrava com umidade antecedente, apresentando leve mais gradual umedecimento, em sentido à estabilização por volta dos 3 a 5 Cbar. Contudo, não se pode mais afirmar que a contribuição direta da chuva foi a mais significativa, mas sim a representação direta da percolação de água no solo.

Apesar do mapeamento de córregos e rios por meio de sistema ArcGis, esses indicaram que podem ser apenas locais suscetíveis à ocorrência de fluxo, pois como verificado neste estudo, não necessariamente constatou-se a presença de córregos superficiais e/ou nascente.

O hollow foi, durante todo o período, o local com maior umidade disponível no solo, indicando uma convergência de fluxos de água superficiais e subsuperficiais das feições atribuídas neste estudo (sideslope, footslope, nose).

A cabeceira de drenagem (Anfiteatro) apresentou variações no relevo que permitiram verificar a importância no transporte energético de água para as partes mais baixas do relevo.

A morfometria do anfiteatro mostrou-se com a cabeceira de drenagem apresentando topografia côncava (para cima), variando, no entanto, em sua característica morfométrica, tamanho, profundidade e declividade. Nesse caso apresentou mais de uma concavidade, apesar de mostrar uma predominância de concavidade simples, sendo essa concavidade de menor convergente à concavidade principal.

Com relação à distribuição física do solo do anfiteatro em todos os perfis analisados, a fração areia foi a que respondeu por seu maior valor, chegando em alguns perfis a apresentar valores iguais a 82,7 % (AM1) da fração total do solo (área, silte e argila).

O que se observou foi que a fração silte em todos os perfis se mostrou baixa, em contrapartida, a fração argila teve um aumento em relação à profundidade e à localização dentro do anfiteatro, saltando em alguns perfis de 35,6 % (AM7) para os seus 38,9% (AM6) nas profundidades de 30-80 cm.

Os dados mostram que, o incremento de argila nas maiores profundidades dos perfis analisados, contribuiu significativamente para um aumento da porosidade do solo, em especial a microporosidade, tendo sido observado o aumento em sentido das maiores profundidades em cada perfil analisado.

Em contrapartida, observou-se uma diminuição da microporosidade e aumento da macroporosidade no sentido longitudinal ao anfiteatro, indicativo de uma diminuição da retenção de água pelo solo e conseqüente zona de descargas e fluxo, que contribuíram para alimentação de curso intermitente de água, verificada ao final desse percurso.

Os fatores físicos do solo mostraram uma relação direta com a retenção de água, apresentando uma curva de retenção em que os valores apresentados, em consonância com a variação da pressão, dentro de um mesmo horizonte, apresentaram diminuição da umidade em todas as sucções realizadas pelo método extrator de Richards (-10,-30,-60,-100, -800 e -1500 KPa).

Entretanto, ao comparar esses valores conforme variavam os horizontes em profundidade, tipo de horizonte e diferentes pressões, os valores de umidade aumentaram, mesmo ocorrendo um pequeno incremento de argila na parte mais profunda do perfil, indicando que a argila é um dos principais componentes para a variação da retenção da umidade no solos.

A retenção de água, no entanto, sofreu um ajuste de tendência (aumento no sentido da profundidade e diminuição no sentido do aumento das pressões), apresentando dentro da topo sequência AM1>AM2>AM3>AM4, uma diminuição no sentido da profundidade entre as amostras AM2 para AM3 e AM4, interagindo com a diminuição no sentido do aumento das pressões.

Os resultados mostram que nos perfis do solo estudados houve grande variabilidade da condutividade, com outras características físicas do solo. O que se observou foi que houve tendência de variabilidade da condutividade hidráulica em consonância com a variabilidade da macroporosidade para alguns perfis, e conseqüente distribuição dessa variabilidade entre perfis e dentro dos perfis analisados.

No entanto, em outros perfis, AM2, AM3, AM4, AM5, AM6, AM8, não foi possível correlacionar a variação de um ou mais parâmetros físicos do solo com a condutividade hidráulica, apesar de várias tentativas de relacioná-los, o que mostra que a condutividade não foi um parâmetro confortável para descrever o comportamento hídrico do solo.

A densidade do solo em relação aos perfis analisados não apresentou variação que pudesse ser relacionada aos fatores como microporosidade, macroporosidade e retenção de umidade.

Ficou evidente durante o período de monitoramento que as chuvas em sua maioria foram de leves a moderadas, correspondendo a um total de 37% dos eventos, já as chuvas fortes foram 3% dos eventos.

Ao analisar os dados de monitoramento, o que foi possível verificar foi que em todas as porções monitoradas, as variações quanto à resposta dos sensores GMS foram mais proeminentes nas profundidades mais superficiais, obtendo respostas rápidas de secagem e umedecimento.

Os valores dos sensores GMS responderam diferentemente de acordo com seu posicionamento dentro do anfiteatro. Ou seja, os sensores localizados no topo do anfiteatro responderam com variação entre 127 a 93 cbar, enquanto os sensores localizados na base do anfiteatro responderam com variação entre 66 e 37 cbar.

Isso mostra que nos períodos secos o *hollow* do anfiteatro sofreu variações. No entanto, essas variações não conseguiram deixá-lo seco, permanecendo úmido em todo período de monitoramento, sendo esse fator, advindo dos constantes direcionamentos dos fluxos de outras porções do relevo.

Outro aspecto inerente ao *hollow* diz respeito a sua capacidade de manter umidade em sua porção central, ao comparar o monitoramento nessa posição com sua variação correspondente à sucção observada pelo GMS, que foi maior do que a sucção apresentada nos sensores localizados na parte final de contribuição do anfiteatro, em que este apresentou menores variações de sucção. Esse fator foi referência ao observar o sentido de movimentação da água pelos gradientes topográficos do anfiteatro.

Nas porções laterais do anfiteatro essa variação era mais pronunciada, mostrando a perda de umidade em sentido da maior cota topográfica para menor cota topográfica no sentido do *hollow*.

Este estudo, por fim, objetivou mostrar a importância da água subsuperficial para a contribuição da recarga dos rios, mesmo que não aflorem nascentes, sendo perceptível, uma vez que os extratos mais subsuperficiais do solo no *hollow* permanecem durante o ano todo úmidos.

Ademais, de acordo com todos os dados analisados, é importante mencionar que o Código Florestal deve contribuir para a preservação de cabeceiras de drenagem, não tão somente valorizando o aspecto de nascentes, uma vez que esse comportamento não é tão quanto ou de maior relevância do que o comportamento subsuperficial da água em cabeceiras de drenagem.

REFERÊNCIAS

AB` SÁBER, A. N. **Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário**. Boletim do Instituto de Geografia – USP, São Paulo, n. 18, 1969.

ALMEIDA, O. de A.; JUNIOR, P. S. N.; BERNARDES, G. de P. **Análise dos Processos de Infiltração, Percolação, Retenção e Evaporação em Solos Arenosos Utilizando Lisímetros**. 2012. 64 f. Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Engenharia Civil) – Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Faculdade de Engenharia de Guaratinguetá, São Paulo/SP, 2012.

ANDERSON, M.G. & BURT, T.P. 1978. **The role of topography in controlling throughflow generation**. Earth Surface Processes & Landforms, 3:331-334.

ANDRÉ, CLAYTON, **Abordagem historiográfica sobre a reserva biológica de Duas Bocas/Cariacica-ES: (1912-1991) / Clayton André**. – 2012. 132 f. : il.

ANJOS, L.H.C. et al. **Caracterização e classificação de plintossolos no município de Pinheiro – MA**. Revista Brasileira de Ciência Solo, v.31, n.5, p.1035-1044, 2007. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832007000500020 >. Acesso em: 23 ago. 2018.

ARAUJO, G. H. S; ALMEIDA, J. R & GUERRA, A. J. **Gestão Ambiental de Áreas Degradadas**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

ARAUJO, M.A.; TORMENA, C.A. & SILVA, A.P. **Propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa**. R. Bras. Ci. Solo, 28:337-345, 2004.

ARCOVA, F. C. S.; CICCIO, V. DE; ROCHA, P. A. B. **Precipitação efetiva e interceptação das chuvas por floresta de Mata Atlântica em uma microbacia experimental em Cunha - São Paulo**. Revista Árvore, v. 27, n. 2, p. 257–262, 2003.

ARRAES, C. L.; Campos, S.; PISSARRA, T. C. T. ; RODRIGUES, F. M. ; ZANATA, M. **Influência da escala na análise morfométrica de microbacias hidrográficas**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental (Online), v. 15, p. 1062-1067, 2011.

ATKINSON, T.C., SMITH, D.I., LAVIS, J.J., WHITAKER, R.J., 1973, 'Experiments in tracing underground waters in limestones', J. Hydrology, 19, 323-349.

AUGUSTIN, C. H. R. R. **Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG**. In: Anais do 8o Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte, v.1, 3-4. 1995b.

AUGUSTIN, C. H. R. R. **Geoökologische Studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung. 294f**. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) - Departamento de Geografia, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt a. Main, Alemanha, 1995a.

AVELAR, A.S. E COELHO NETTO, A.L. (1992a). **Faturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul**; Rev. Bras. Geociências, vol. 22 n.2: 222-227.

AVELAR, A.S. E COELHO NETTO, A.L. (1992b). **Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo**. Anais da 1a. Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas /COBRAE, ABMS e SBGE, Rio de Janeiro; vol.2:709-719.

AZEVEDO. A. C. de.; DALMOLIM. R. S. D. **Solos e Ambiente: Uma introdução**. Santa Maria: Palloti, 2004. 100p.

BACCHI, O.O.S. & REICHARDT, K. **On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination**. Sci. Agric., 50: 326-328, 1993.

BARROSO, G. F. Marchioro, E. **Estudos de parâmetros morfométricos e sólidos em suspensão em bacias hidrográficas como subsídios ao manejo ambiental: estudo de caso das sub-bacias do rio Duas Bocas (ES)**. In: VIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 1999, Belo Horizonte. Uso Múltiplo do Recurso Natural, 1999. v. 01. p. 40-41.

BENEDÍ, J. A.; MUÑOZ-CARPENA, R. **Soil-water-solute process characterization: an integrated approach**. Florida: CRC Press, 2005. 787 p.

BERNARDO, S. **Manual de Irrigação**. Viçosa: UFV, Impr. Univ., 1989.

BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. Bacia hidrográfica e qualidade ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Reflexões sobre geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand, 2004, p. 153-192.

CAMPANHARO, W. A. **Diagnostico físico da bacia do rio santa Maria do doce - ES. 2010**. 78 f. monografia (Graduação em Engenharia Florestal) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Espírito Santo, Jerônimo Monteiro. 2010.

CAMPECHE, L.F.S.M. **Construção, calibração e análise de funcionamento de lisímetros de pesagem para determinação da cultura da lima ácida "Tahiti" (Citrus latifolia Tan)**. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002. 67p.

CHORLEY, R. J. (1978). **The hillslope hydrological cycle**. In Kirkby, M. J. (ed.) Hillslope hydrology, Chichester: Wiley, 1-42.

COELHO NETTO, A. L. **Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): bases para um modelo de formação e crescimento da rede de canais sob controle estrutural.**.. Revista Brasileira de Geomorfologia, MG-Brasil, v. 4, n.2, p. 69-100, 2003.

COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.F. 1990. **Hillslope erosion-sedimentation and relief inversion in SE Brazil.** In: FIJI SYMPOSIUM, RESOURCE NEEDS APPLICATION TO REDUCE EROSION & SEDIMENTATION IN TROPICAL STEEPLANDS. Fiji, 1990. Proceedings... Fiji, IAHS Publication, (192):174-182.

COELHO NETTO, A.L. **Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia.** In: GUERRA, Antônio José Teixeira & CUNHA, Sandra Baptista da (Orgs.). Geomorfologia: uma Atualização de Bases e Conceitos, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007, p.93/148.

COELHO NETTO, A.L. **Surface Hydrology and Soil Erosion in a Tropical Mountainous Rainforest Drainage Basin,** Rio de Janeiro, 1985, Belgium, 181 p. (PhD Thesis, Katholieke Universiteit Leuven).

COELHO NETTO, A.L.; DANTAS, M.E.; FERNANDES, N.F.; DIETRICH, W.E. & MONTGOMERY, D. (1995). **Ciclos recentes de erosão-sedimentação na bacia do rio Bananal (SP/RJ): um estudo integrado dos processos atuais e da estratigrafia dos depósitos fluviais e de encosta.** In: Encontro de Geomorfologia do Sudeste: Homenagem à Professora Maria Regina Mousinho de Meis, p. 119-121.

COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DEUS, C.E. 1988. **Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau, SP.** In: PORTO ALEGRE SYMPOSIUM, SEDIMENTS BUDGETS. Porto Alegre, 1988. Proceedings... Porto Alegre IAHS Publication. (174):35-42.

COELHO, G. S. **Manejo da irrigação na cultura de Brócolis tipo “cabeça única” em ambiente protegido.** 2005. 60 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2005.

CORREA, W. S. C. **Comportamento dos elementos climáticos, temperatura e precipitação, no Município de Vitória (ES) no período de 1978 a 2007.** Monografia (Bacharelado em Geografia). Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória – ES. 2011.
CUPERTINO, W. **Áreas de Contribuição e aporte hidrossedimentológico no reservatório de duas bocas – Cariacica – ES.** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória – ES. 2018.

DAVIS, W. M. **The Geographical Cycle.** (1899). In: Geographical Journal Of The Royal Geographical Society, 14, pp.481-504.

DICK, R.P.; BREAKWELL, D.P. & TURCO, R.F. **Soil enzyme activities and biodiversity measurements as integrative microbiological indicators.** In: DORAN, J.W. & JONES, A.J., eds. Methods for assessing soil quality. Madison, Soil Science Society of America, 1996. p.247-272.

DICK, R.P.; THOMAS D.R.; HALVORSON, J.J. **Standardized methods sampling and sample pretreatment.** In: DORAN, J.W.; JONES, A.J. (Ed.). Methods for assessing soil quality. Madison: Soil Science Society of America, 1996. 410p. (SSSA Special Publication, 49).

DIETRICH, W. E., WILSON, C. J., RENEAU, S. L. **Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes, in Hillslope Processes**, pp. 361-388, edited by A.D. Abrahams, Allen and Unwin, Winchester, Mass., 1986.

DIETRICH, W.E. & DUNNE, T. (1993). **The channel head**. In: Beven, K. & Kirkby, M.J. (eds), Channel Network Hydrology, John Wiley & Sons, Chinchester: 175-219.

DINIZ, A. **Levantamento pedológico da porção norte da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro e relação entre as classes do solo e erosão**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia, IGC-UFMG, Belo Horizonte/MG, 200.

DUNNE, T. (1978). **Field studies of hillslope flow processes**. In: KIRKBY, M.L., ed. Hillslope Hydrology. Chichester, John Wiley. Cap.7. p.227-93.

DUNNE, T. 1970. **Runoff production in a humid area**. U.S. Dept. Agric. Report, ARS:41-160.

EFFGEN, T. A. M. **Atributos do solo em função de tratos culturais em lavouras de cafeeiro conilon no sul do Estado do Espírito Santo**. 2006. 91p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Alegre, UFES. 2006.

EMMETT, W.W., (1978). **Overland flow**. In Kirkby, M. J. (ed.) Hillslope hydrology, Chichester: Wiley, 145-176.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1979. 1v.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2013. 353p.

FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S. & REICHARDT, K. **Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution using an exponential model**. Soil Tillage. Res., 45:279-285, 1998.

FARIA, R.T. de; COSTA, A.C.S. 1987. **Tensiômetro: Construção, Instalação e Utilização. Um Aparelho Simples para se Determinar Quando Irrigar**. IAPAR Circular Técnica nº 56. Londrina, 24p. ISSN 0100-3356.

FERNANDES, B.; GALLOWAY, H.M.; BRONSON, R.D.; MANNERING, J.V. **Condutividade hidráulica do solo saturado em três sistemas de manejo**. Revista Ceres, Viçosa, v. 30, n. 169, p. 232-241, 1983.

FERNANDES, N.F. **Hidrologia Subsuperficial e Propriedades Físico Mecânicas dos "Complexos de Rampa"**. Rio de Janeiro, 1990, 160 p. (Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ).

FREITAS, M.M.; PATRÍCIO, R.S.S. & COELHO NETTO, A.L. (1995). **Condicionantes morfológicos e litoestruturais da iniciação de canais, médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal, SP.** Anais, VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada, Goiânia, vol 1: 222-227.

GOMES, M. A. F.; FILIZOLA, H. F. **Indicadores físicos e químicos de qualidade de solo de interesse agrícola.** Jaguariúna: Embrapa Meio Ambiente. 2006. 8p.

GOVERNO DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO. **Plano de Manejo da Reserva Biológica de Duas Bocas: relatório final. Vol 2.** Secretaria de Estado para Assuntos do Meio Ambiente-SEAMA/Instituto de Terras, Cartografia e Florestas-ITCF. PLANAVE S.A- Estudos e Projetos, ES, 1996. p. 20.

GRABLE, A.R. & SIEMER, E.G. **Effects of bulk density, aggregate size, and soil water suction on oxygen diffusion, redox potential and elongation of corn roots.** Soil Sci. Soc. Am. J., 32:180-186, 1968.

HACK, J. T. (1960). **Interpretation of erosional topography in Humid Temperate regions.** American Journal of Science, 188, p 80-97.

HACK, J.T. & GOODLETT, J.C. 1960. **Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians.** Denver, U.S. Geol. Surv. 66 p. (Prof. Paper 347).
Hawkins, A. J. (1985). **Electrical sensor for sensing moisture in soils,** United States Patent – Patent number 5179347.

HEDDADJ, D.; GASCUEL-ODOUX, C. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. **European Journal of Soil Science.** v. 50, p. 275-283, 1999.

HIGGINS, C. G. (1982). **Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars.** Geology, v. 10, p. 147-152.

HORTON, R.E. 1945. **Erosion development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology.** Geol. Soc. Am. Bull, 59:275-370.
HUGGINS, L.F. **Small watershed hydrology.** Lafayette, Purdue University/Agricultural Engineering Department, 1979. Não paginado.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?codmun=320130>>. Acesso em: 09 out. 2018.

INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES – IJSN. **Mapeamento Geomorfológico do Estado do Espírito.** 19 f. Nota técnica 28 Vitória, ES, 2012.

IPCC. Climate Change 2007: **Impacts, Adaptation and Vulnerability.** Working Group II Contribution on the Intergovernmental Panel on Climate Change. Fourth Assessment Report. Summary for Policymakers. 2007.22p.

KIM, JAE GON; CHON, CHUL-MIN & LEE, JIN-SOO. 2004. **Effect of structure and texture on infiltration flow pattern during flood irrigation.** Environmental Geology, 46: 962 – 969, 2004.

LAMBE, T. W.; WHITMAN, R. V. **Mecânica de solos.** México: Editorial Limusa S.A., 1974.

Larson, G. F. (1993). **Electrical sensor for measuring moisture in landscape and agricultural soils**. United States Patent – Patent number 4531087.

LEGRAND, H. E. Perspective on problems of hydrogeology. **Geological Society of America Bulletin**, v, 73, p. 1147-1152, 1962.

LEMOS, F.H. **Fluxos hidrossedimentológicos e de nutrientes no rio Duas Bocas, Cariacica – ES**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Vitória – Es, 2018, 89 f.

LEOPOLDO, P. R.; SOUSA, A. DE P.; TUACEK FILHO, S. **Interceptação da água de chuva em cultura de cana de açúcar**. Brasil açucareiro, v. 6, p. 405–412, 1981.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 2005.

LIBARDI, P.L. **Determinação da condutância hidráulica e da pressão de borbulhamento de cápsulas porosas para tensiômetros**. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1999.

LIMA, W. de P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. 2. ed. Piracicaba: ESALQ/USP, 2008. Disponível em: <<http://www.ipef.br/hidrologia/hidrologia.pdf>>. Acesso em: 04 set 2018.

LIMA, W. DE P.; NICOLIELO, N. Precipitação efetiva e interceptação em florestas. **Symposium A Quarterly Journal In Modern Foreign Literatures**, 1983.

LU, N. and LIKOS, W. J. (2004). **Unsaturated Soil Mechanics**. Editor John Wiley & Sons, Inc., 556 p.

MACHADO FILHO, L.M; RIBEIRO, M.W; GONZALEZ, S.R; SCHENINI, C.A; NETO, A.S; PALMEIRA, R.C.B; PIRES, J.L; TEIXEIRA, W; CASTRO, H.E.F. **Geologia. Projeto Radam Brasil**. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória.V 32. Rio de Janeiro, 1983.

MACHADO FILHO, L.M; RIBEIRO, M.W; GONZALEZ, S.R; SCHENINI, C.A; NETO, A.S; PALMEIRA, R.C.B; PIRES, J.L; TEIXEIRA, W; CASTRO, H.E.F. **Geomorfologia. Projeto Radam Brasil**. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória.V 32. Rio de Janeiro, 1983.

MANTOVANI, W. **A degradação dos biomas brasileiros**. In: RIBEIRO, W. (Org.). O patrimônio ambiental brasileiro. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo e Imprensa Oficial, 2003.p.367-439.

MARCHIORO, E. **A incidência de frentes frias no município de Vitória (ES)**. Revista ACTA Geográfica, p. 49–60, 2012.

MARCHIORO, E. **Avaliação de sólidos transportados, parâmetros de morfometria e solos de seções fluviais do córrego Naiçu, na Reserva Biológica de Duas Bocas - ES**. 1996. Monografia (Bacharelado) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 1996.

MARCHIORO, E. P 1996. 53 f. **Avaliação de sólidos transportados, parâmetro da morfometria e solos de seções fluviais do córrego Naiá-assú (Rebio de Duas Bocas -**

ES). Monografia (graduação em Geografia) - Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 1996.

MARCHIORO, E. **Perda de solo por erosão laminar em vertente do município de Gouveia/MG.** Dissertação (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia, IGC-UFMG, Belo Horizonte/MG, 2002.

MARCHIORO, E., AUGUSTIN, C. H. R. R. **Análise da Erosão dos solos ao longo de eventos chuvosos em uma vertente do Córrego Quebra, no município de Gouveia/MG.** In: Anais do V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia, Santa Maria, v. I, p. 1-11, 2004.

MARCHIORO, E.; BARROSO, G. F. **Avaliação de sólidos transportados, parâmetros da morfometria e solos de seções fluviais do córrego Naiá-Assú (Reserva Biológica de Duas Bocas/ES).** Caderno de Pesquisa (PPGE/UFES), Espírito Santo, v. 01, n.01, p. 185-195, 1996.

MARQUES, J. D.; TEIXEIRA, W. G.; REIS, A. M.; CRUZ JUNIOR, O.; MARTINS, G. C. **Avaliação da condutividade hidráulica saturada utilizando dois métodos de laboratório numa topossequência de solos amazônicos com diferentes coberturas vegetais.** Revista Acta Amazônica, Vol.38, p.193-206, 2008.

MARQUES, J.D.; LIBARDI, P.L. & JONG van LIER, Q. **Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois Latossolos.** R. Bras. Ci. Solo, 26:567-577, 2002.

McCORMAC, J. SARASUA, W. Topografia. Tradução Daniel Carneiro da Silva. 6. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2016.

MEIS, M.R.M. & MONTEIRO, A.M.F. (1979) **Upper Quaternary ramps: Doce river valley, SE Brazilian Plateau.** Zeit.Geomorph., 23: 132-151.

MENDES, R. M.; MARINHO, F. A. M.; FUNARI, A. H. **Avaliação do sensor de matriz granular (GMS) para medição de sucção.** In: VI Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, 2007, Salvador. VI Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados. Salvador, 2007. v. 1. p. 2009-213.

MIRANDA, F. R. **A distributed control system for priority-based site-specific irrigation.** 2003. Tese (Doutor em Engenharia de Biossistemas) – The University of Tennessee, UT, Estados Unidos.

MONIZ, A. C.; MEDINA, H. P. **Elementos de pedologia.** São Paulo: Polígono: Editora da Universidade de São Paulo, 1972. 459 p.

MONIZ, A.C. **Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos.** R. Bras. Ci. Solo, 20:349-362, 1996.

MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. G. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, p.30-37, 2006.

MONTGOMERY, D.R. & DIETRICH, WE. 1988. **Where do channels begin?** Nature, 336(6196):232-234.

MONTGOMERY, E.L. **Hydrological response of a steep valley and without channel for natural rains fall.** Water Resources research, vol.33, nº.1, pages 91-109, January 1997.

MONTGOMERY, E.L., ROSKO, M. J., CASTRO, S. O., KELLER, B. R. & Bevacqua, P. S. (2006). **Interbasin underflow between closed altiplano basins in Chile.** Ground Water 41, nº.4:523-531.

MORAIS, F. **Estudo dos fatores pedogeomorfológicos intervenientes na infiltração em zonas de recarga no Complexo Metamórfico Bação, Minas Gerais.** 132f. Tese (Doutorado em Geociências) - DEGEO/UFOP, Ouro Preto/ MG, 2007.

MORETTI FILHO, J. 1967. **O tensiômetro no controle da água na irrigação.** Piracicaba. ESALQ/USP, Boletim Técnico científico 9.

MOURA, A. E. S. S.; METRI CORREA, M.; R ODRIGUES DA SILVA, E.; FERREIRA, R.L.C.; FIGUEIREDO, A.C.; POSSAS, J.M.C.. **Interceptação das chuvas em um fragmento de floresta da Mata Atlântica na Bacia do Prata, Recife, PE.** Revista Árvore, v. 33, n. 3, p. 461–469, 2009.

MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O.& SILVA, T.M. (1991) **Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base a tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro, médio vale do rio Paraíba do Sul.** Ver. Brás. Geociências, São Paulo, 21(3): 255-265.

MÜLLER FILHO, I. L.; SARTORI, M. G. B. **Elementos para a interpretação geomorfológica de cartas topográficas: contribuição à análise ambiental.** Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 1999.

MUÑOZ-CARPENA, R.; REGALADO, C.M.; ALVAREZ-BENEDÍ, J.; SOCORRO, A.R.; PÉREZ, N. **Determinación simultánea mediante TDR del transporte de agua y un soluto salino en el suelo.** In: LÓPEZ, J.J.; QUEMADA, M. (Ed.). Temas de Investigación en Zona no Saturada. Pamplona: Universidade Pública de Navarra, 2001. p.1-7.

MUSGRAVE, G.W. & H.N. HOLTAN, 1964. **Infiltration.** In: Handbook of Applied Hydrology. V.T.Chow (Ed.). McGraw-Hill. p. 12.1 a 12.30.

NIMER, E.; BECKER, B. K. **Climatologia da Região Centro - Oeste do Brasil.** 1972.
NOGUEIRA, L. M. **Dinâmica da água em subsuperfície na bacia do córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, Minas Gerais.** 155f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Belo Horizonte/MG, 2008.

NOVELLI, F. V. **A reversa biológica de duas bocas e seus vínculos à historia da conservação no Espírito Santo.** Espírito Santo. Natureza Online, 2010. Disponível em:<http://www.naturezaonline.com.br/natureza/conteudo/pdf/01_NovelliFZ_57_59.pdf>. Acesso em: 10 set. 2018.

OLIVEIRA FILHO, A. G. de. **Estudo geomorfológico do município de Cariacica - ES: com o uso de sistemas de informação geográfica.** 2010. 110 f. monografia (Graduação

em Geografia) - Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.

OLIVEIRA, D.P. **Caracterização, gênese e mineralogia de solos da Chapada do Apodi-CE: o papel do microrrelevo**. 2009. 79 f. Monografia (Graduação) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

OLIVEIRA DE FREITAS, J. P. et al. **Distribuição da água de chuva em Mata Atlântica Rainfall distribution in the Atlantic Rainforest**. n. 12, 2013.

OLIVEIRA, M. & MEIS.R.M. (1985). **Relações entre geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada (Bananal, SP)**. Rev. Geociências 4: p87-99.

PÁDUA, EDUANE JOSÉ DE; GUERRA, ADRIANO RIBEIRO; ZINN, YURI LOPES. **Modelagem da Densidade do Solo em Profundidade sob Vegetação Nativa em Minas Gerais**. Revista Brasileira de Ciência do Solo (Online), v. 39, p. 725-736, 2015.

PAISANI, J.C.; OLIVEIRA, M.A.T. **Identificação de paleossolos em áreas de cabeceira de drenagem: o caso da Colônia Quero Quero, Palmas (PR)**. Revista Geosul 14, ed.especial, p.470-475, 1998.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; GEREMIA, F. **Cabeceiras de drenagem da bacia do rio Quatorze – Formação Serra Geral (SW do Paraná): distribuição espacial, propriedades morfológicas e controle estrutural**. Revista RA'E GA 12, p.211-219, 2006.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; OSTERRIETH, M.L.; PAISANI, S.D.L.; FACHIN,A.; GUERRA, S.; OLIVEIRA, L. **Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau – record of continental environmental conditions in Southern Brazil at the end of MIS 3**. Journal of South American Earth Sciences 54, p.57-70, 2014. doi:10.1016/j.jsames.2014.04.005.

PERRONE, A. **Estudos Preliminares sobre a Carga de Sólidos Transportados, Parâmetros Morfométricos e Pluviométricos da Bacia do Córrego Pau Amarelo – Reserva Biológica de Duas Bocas – ES**. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 1995.

PORTILHO, S. **Perda de solo por escoamento superficial e os padrões de infiltração e percolação da água no solo, microbacia do Córrego Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, MG**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia, IGC/UFMG, Belo Horizonte/MG, 2003.

PORTOCARRERO, H. **Avaliação do efeito de técnica de bioengenharia em parâmetros hidrossedimentológicos utilizando instrumentação automatizada**. 2009. 711p 3v. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, 2009. PRUSKI, F.F. **Fatores que interferem na erosão hídrica do solo**. In: PRUSKI, F.F., ed. Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica.2.ed. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2009a. p.41-74.

RANZINI, M.; LIMA, W. de P. **Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com Eucalyptus, no Vale do Paraíba, SP**. Scientia Forestalis, Piracicaba, n. 61, p. 144-159, jun. 2002.

REICHARDT, K. **Unit gradient in internal drainage experiments for the determination of soil hydraulic conductivity.** Sci. Agric., 50:151-153, 1993.

ROGERS, P.P. et al. (Ed.) **Water crisis: myth or reality?** London: Fundación Marcelino Botín, Taylor & Francis, 2006. 331p.

ROSS, J.L.S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

RUTH, B.; LENNARTZ, B. **Spatial variability of soil properties and rice yield along two catenas in Southeast China.** Pedosphere, Amsterdam, v. 18, n. 4, p. 409–420, 2008.

SANT'ANNA NETO, J. L. S. **Decálogo da Climatologia do Sudeste Brasileiro.** Revista Brasileira de Climatologia, v. 1, n. 1, p. 43–60, dez. 2005.

SANTOS, A. C. do; Pereira, M. G.; Anjos, L. H. C. dos.; BERNINI, T. A. ; Cooper, M. ; NUMMER, A. R. ; FRANCELINO, M. R. . **Gênese e Classificação de Solos numa Toposequência no Ambiente de Mar de Morros do Médio Vale do Paraíba do Sul, RJ.** Revista Brasileira de Ciência do Solo (Impresso), v. 34, p. 1297-1314, 2010.

SANTOS, J.R. **Análise Integrada da Vulnerabilidade erosiva da bacia hidrográfica do Rio Duas Bocas (ES).** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais. Vitória – ES. 2016.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 6. ed. revista e ampliada. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013, 100 p.

SCHWARZ, T. **Climate-data.org. CLIMATE-MODEL (2982-2012) Alemanha, Gernsbach.** Disponível em: <http://pt.climate-data.org/location/4485/> acessado o 17/07/2018.

SHPAK, I.S, 1971. **The Effects of Forests on the Water Balance of Drainage Basins.** Israel Program for Scientific Translations. 258p.

SILVA JUNIOR, M. F. DA. **Estudo de interceptação da precipitação incidente em uma mata de galeria, no município de Palmas, Tocantins. Palmas - to 2008.** [s.l.] Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente). Programa de Pós-Graduação em Ciências do Ambiente, Fundação Universidade Federal do Tocantins. Palmas - Tocantins . 2008, 2008.

SILVA, E. M. et al. **Manejo de irrigação por tensiometria para culturas de grão na região do Cerrado.** Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 1999. 60 p. (Circular Técnica, 6).

SILVA, E.B. & LIBARDI, P.L. **Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco.** Sci. Agric., 57:525-529, 2000.

SILVA, G. M. A. **Zona de Convergência do Atlântico Sul e a Precipitação pluvial do município de Vila Velha (ES): Repercussões sobre as inundações.** [s.l.] Monografia, Geografia. Universidade Federal do Espírito Santo, 2013.

SILVA, M.S.L. & RIBEIRO, M.R. **Influência do cultivo contínuo da cana-de-açúcar em propriedades morfológicas e físicas de solos argilosos de tabuleiro no estado de Alagoas.** R. Bras. Ci. Solo, 16:397-402, 1992.

SOMLYODY, L.; VARIS, O. **Freshwater under pressure**. International Review for Environmental Strategies, v.6, n.2, p.181-204, 2006.

SOUZA, A. P.; BERTOLINO, A. V. F. A.; FERNANDES, N. F.; RANGEL, A. M. S. **Mensuração do Potencial Matricial Para Fins de Monitoramento Hidrológico, em Parcelas Experimentais de Erosão, através da Utilização de Tensiômetros e WaterMark Sensor (GMS)**. In: XIV Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 2002, Cuiabá. Anais da XIV Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 2002. v. CD-ROM. p. 1-4.

SOUZA, A. P.; FERNANDES, N. F.; CATALDI, M. **Mensuração do Potencial Matricial Através de Tensiômetros e do GMS: Comparação por Experimentos de Campo e Laboratório**. In: XXVII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 1999, Brasília. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 1999.

SOUZA, A. P.; FERNANDES, N. F.; MAHLER, C.F.; MENDES, C. A. R. **Mensuração do Potencial Mátrico e da Umidade Através de Tensiômetros, TDR e GMS em Experimento de Campo e Laboratório para fins de Monitoramento dos Fluxos de Água no Solo**. In: XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2001, Fortaleza. XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2001. v. 2. p. 115.

SOUZA, A. P.; MENDES, C. A. R.; MAHLER, C. F.; FERNANDES, N. F.. **Análise Comparativa do Monitoramento da Água no Solo Através de Tensiômetros, GMS e TDR**. In: XXVIII Congr. Bras. de Ciência do Solo, 2001, Londrina. Anais do XXVIII Congr. Bras. de Ciência do Solo, 2001. v. 1. p. 7-7.

STOLT, M.H. et al. **Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity**. Soil Science Society of America Journal, v.57, n.2, p.414-421, 1993. Disponível em: < <http://www.geo.msu.edu/schaetzl/871/Stolt%20et%20al2.pdf> >. Acesso em: 23 agost. 2018.

TAGUNI, F. B. **Produção de Brócolis irrigado por gotejamento, sob diferentes tensões de água no solo**. 2012. 72 f. Dissertação de Mestrado (Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Centro de Engenharia e Manejo de Irrigação e Drenagem, Universidade Federal de Lavras, Lavras. 2012.

TAYLOR, S.A. **Managing Irrigation Water on the Farm**. American Society of Agricultural Engineering Transactions, 8: 433-6, 1965.

WARD, R.C. **Principles of hydrology**. 2.ed. United Kingdom, McGraw-Hill, 1975. 367p. Watermark (2006). **Soil Moisture Measurement Installation and Operation Manual**, Irrrometer Company.

ZASLAVSKY, D. & ROGOWSKI, A.S. **Hydrologic and morphologic implications of anisotropy and infiltration in soil profile development**. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 33:594-599, 1969.