**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Funcionamento hidropedológico de uma topossequência e a produção de
água em uma bacia hidrográfica de primeira ordem no oeste paranaense**

Hudson Carlos Lissoni Leonardo

Tese apresentada para a obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2020**

Hudson Carlos Lissoni Leonardo
Engenheiro Agrônomo

**Funcionamento hidropedológico de uma topossequência e a produção de água em uma
bacia hidrográfica de primeira ordem no oeste paranaense**
versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador
Prof. Dr. **MIGUEL COOPER**

Tese apresentada para a obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Leonardo, Hudson Carlos Lissoni

Funcionamento hidropedológico de uma topossequência e a produção de água em uma bacia hidrográfica de primeira ordem no oeste paranaense / Hudson Carlos Lissoni Leonardo. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2020.

155 p.

Tese (Doutorado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Densidade de fluxo de água no solo 2. Condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado 3. Morfometria dos poros do solo 4. Aquífero freático 5. Fluxo de base I. Título

DEDICO

À minha esposa Patrícia, companheira amável e dedicada e que tanto me incentivou em todos os momentos da realização deste trabalho, agradeço por fazer parte da minha vida... sem você este trabalho jamais teria sido possível....e aos meus filhos João Felipe e Ana Clara, os quais amo de maneira indescritível, pelo incentivo que me deram, pelo carinho e por compreenderem de maneira madura e amorosa os momentos de minha ausência.

OFEREÇO

À minha mãe Jacilda e ao meu pai Paulo (in memoriam), que não mediram esforços para darem a educação e os valores que me sustentam nas mais diferentes situações da vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus.

À minha família pelos valores, incentivo e apoio que sempre me deram.

Aos amigos Cassiano, Edmilson, Elizabete, Frank, Joel, Marcelo, Marcos, Raquel, Veridiana e respectivas famílias pelo fundamental apoio que deram à minha família durante este trabalho.

À Itaipu Binacional por ter viabilizado a realização desta pesquisa e pela oportunidade da qualificação profissional.

Ao corpo gerencial de Itaipu, Haroldo Virgílio, Robinson Matte e Alexandre Donida Osório pela confiança em mim depositada e por terem proporcionado a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Miguel Cooper pela amizade, pela convivência alegre, por ter aceitado me orientar, sempre compartilhando seus conhecimentos e pelo incentivo, paciência e dedicação durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Ao professor Dr. Paulo Leonel Libardi pela amizade e cordialidade, pelas importantes e ricas discussões e pelo seu fundamental apoio neste projeto.

Aos professores Dr. Hilton Tadeu Zaratte Couto, Dr. Sílvio Zochi e Dr. Emerson Lazzarotto pelo apoio e discussões sobre a análise dos dados.

À Dra. Renata Cristina Bovi pelo importante apoio nas coletas de amostras para as análises micromorfométricas.

À Dra. Carolina Bozetti Rodrigues do Laboratório de Hidrologia Florestal da ESALQ pelo auxílio com os dados sobre o monitoramento hidrológico.

À Profa. Dra. Marcia Regina Calegari da UNIOESTE pela interação com os trabalhos relacionados à análise bidimensional dos horizontes.

Ao Dr. Gustavo Ribas Curcio, pesquisador da EMBRAPA, pelas rápidas, mas importantes conversas sobre pedologia.

A todos os colegas do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas e de demais Programas da ESALQ, pela convivência, pelas importantes discussões e companheirismo durante estes anos.

Ao engenheiro agrônomo César Augusto Coletti (ex-estagiário deste projeto) e à estagiária Lígia Garcia pelo fundamental apoio na realização das atividades de laboratório e, ao colega Guilherme pela importante ajuda no uso do software R.

Aos técnicos de Laboratório da Esalq Rossi, Francisco (Chico) e Sônia pela amizade, pela convivência e pelo importante auxílio nas atividades laboratoriais.

A toda equipe da ODRA.CD, com os quais muito aprendo tanto em atividades de campo, quanto na área de geoprocessamento e, em especial à Rosana Aparecida Paitch pelo seu fundamental apoio nas etapas iniciais de implantação e condução deste projeto em campo, bem como na etapa da coleta de amostras de solo.

Ao engenheiro Luiz Henrique Maldonado da OPSH.DT pelo apoio na área de hidrologia nas etapas iniciais deste trabalho.

Ao Professor Dr. Jean Paolo Minella da UFSM pelas suas contribuições nas discussões sobre os aspectos hidrológicos nas etapas iniciais deste trabalho.

Ao Sr. Olides Foiato, proprietário da área onde este projeto foi desenvolvido, por ter oportunizado à realização desta pesquisa, pela confiança e abertura de sua propriedade rural desde o primeiro momento em que as ideias iniciais foram apresentadas.

Ao Sres. Pedro D. Gazola e Lairton J. Lank pela amizade, cordialidade, confiança e pela postura proativa, aberta e receptiva desde à exposição das primeiras ideias desde trabalho nas visitas iniciais à área de estudo.

À ESALQ que dede há muito tempo vem me proporcionando os conhecimentos que tornaram possível o desenvolvimento desta pesquisa, além de todo o apoio institucional fornecido na realização do trabalho.

Aos apoios institucionais da EMBRAPA, IAPAR e FAPEAGRO que, mediante parceria com a ITAIPU, ajudaram na aquisição de parte da estrutura de monitoramento e na implantação do sistema telemétrico para a transferência dos dados monitorados.

A todos que de alguma maneira contribuíram com este trabalho, o meu muito obrigado!

MOSTRAR-SE A DEUS

Converse com Deus.

Diga a Ele o que lhe vai no fundo da alma, no que mais quer uma solução, o que mais deseja alcançar e o que mais lhe falta para ser feliz. Quando você fala com Deus, vem-lhe uma dose maior de inspiração, força e estímulo, que aumentam a sua lucidez e lhe dá grande vigor. Confie. Deus sempre aponta as direções certas. Nunca se diga sem forças, sem meios de ir adiante, sem condições de se contentar ou de tomar decisões. Um instante de conversa com Deus acalma a alma e torna a vida feliz. (Lourival Lopes. Livro Caminho Seguro. Ed. Otimismo)

SUMÁRIO

RESUMO.....	8
ABSTRACT	10
1. INTRODUÇÃO.....	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	31
3.1. Área de estudo	31
3.2. Descrição morfológica e classificação dos solos.....	36
3.3. Amostragem	36
3.4. Caracterização físico-hídrica dos solos	39
3.4.1 Análise da distribuição do tamanho de partículas	39
3.4.2 Densidade do solo.....	40
3.4.3 Densidade dos sólidos do solo.....	40
3.4.4 Porosidade total do solo.....	41
3.4.5 Curvas de Retenção de Água no Solo	41
3.4.6 Distribuição dos poros do solo por classes de diâmetro equivalente	44
3.4.7 Análise micromorfométrica da dimensão, forma e conectividade dos poros.....	46
3.4.8 Condutividade hidráulica do solo saturado	51
3.4.9 Condutividade hidráulica do solo não saturado.....	53
3.5. Monitoramento da área de estudo.....	59
3.5.1 Densidade de fluxo de água no solo	60
3.5.2 Monitoramento do Nível freático	65
3.5.3 Monitoramento hidrológico.....	67
3.5.4 Monitoramento pluviométrico.....	70
4. RESULTADOS	74
4.1. Caracterização morfológica e físico-hídrica dos solos.....	75
4.1.1 Caracterização morfológica.....	75
4.1.2 Caracterização físico-hídrica	79
4.1.2.1 Atributos físicos, carbono orgânico e óxido de ferro	79
4.1.2.2 Curvas de Retenção de Água no Solo	82
4.1.2.3 Micromorfometria dos poros	85
4.1.2.4 Condutividade hidráulica do solo saturado	96
4.2. Hidropedologia e a produção de água	98
5. DISCUSSÃO.....	115
6. CONCLUSÕES.....	127
REFERÊNCIAS	129
APÊNDICES.....	137

RESUMO

Funcionamento hidropedológico de uma topossequência e a produção de água em uma bacia hidrográfica de primeira ordem no oeste paranaense

Dada a riqueza hídrica do país e o expressivo aproveitamento desta na produção de energia elétrica, compreender a interação do solo com diferentes processos do ciclo hidrológico na escala da bacia hidrográfica, traz relevantes subsídios para a adoção de medidas voltadas à conservação do potencial hidrelétrico. Fatores como relevo, tipos de solos, uso, manejo e medidas conservacionistas nas bacias de contribuição dos reservatórios, têm influência não apenas sobre as taxas de assoreamento, mas também sobre a regulação da estabilidade sazonal das vazões dos afluentes, o que é associado ao escoamento de base dos rios. Informações detalhadas inerentes ao funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo *in situ*, suas relações com a recarga de aquíferos freáticos e as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica, numa abordagem hidropedológica, ainda são escassas no Brasil, inclusive para solos já amplamente estudados como os Latossolos Vermelhos de ocorrência no centro sul do país. Assim, o presente estudo teve por objetivo compreender as relações entre o funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo, a recarga do nível freático e a produção de água em uma bacia hidrográfica de primeira ordem, localizada na margem esquerda do reservatório da Usina Hidrelétrica ITAIPU Binacional, a partir do estudo hidropedológico de uma das topossequências desta bacia e, da observação das respostas hidrológicas no canal fluvial. Os solos foram classificados como Latossolo Vermelho Distroférrico típico do terço superior ao inferior e, como Cambissolo Háplico Tb Distrófico no sopé da encosta. Para a caracterização físico-hídrica e hidráulica dos solos determinou-se: densidade do solo e dos sólidos, porosidade total, curvas de retenção de água no solo (0, 1, 3, 6, 8, 10, 33, 50, 100 e 500 kPa), macro, meso e microporos, micromorfometria dos poros por análise de imagens para a determinação do tamanho, forma e conectividade, condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado e a densidade de fluxo de água no solo no sentido vertical. Os maiores valores da densidade de fluxo vertical foram quantificados do terço superior ao médio da topossequência, associados à menor expressão da transformação vertical e lateral da estrutura microagregada em estrutura em blocos subangulares, processo este observado entre os Latossolos. As respostas da oscilação do nível freático foram influenciadas pela magnitude da densidade de fluxo vertical. E os fatores de maior relevância para explicar as diferenças na densidade de fluxo quantificada ao longo da topossequência foram, a transformação da estrutura, a conectividade dos poros, o conteúdo de água no solo e a posição topográfica na encosta. O deflúvio da bacia hidrográfica caracterizou-se por apresentar escoamento de base dominante (BFI médio igual a 0,75), cujo comportamento foi associado à oscilação do nível freático, o qual respondeu de maneira diretamente proporcional à magnitude da densidade de fluxo vertical, indicando a influência do solo sobre a recarga do nível freático e, portanto, o papel do solo na realização de um relevante serviço ecossistêmico para a sociedade, isto é, a produção de água na bacia hidrográfica.

Palavras-chave: Densidade de fluxo de água no solo, Condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado, Morfometria dos poros do solo, Aquífero freático, Índice de Fluxo de Base

ABSTRACT

Hydropedological functioning of a toposequence and the water production in a first order watershed in the west of the Parana State

Given the country's water richness and its significant use in the electricity production, understanding the interaction of the soil with different processes of the hydrological cycle at the watershed scale, brings important support for the adoption of actions aimed at conserving hydroelectric potential. Factors such as relief, soil types, use, management and conservation actions in the reservoir contribution basins, has an influence not only on siltation rates, but also on the regulation of the seasonal stability of the tributary flows, which is associated with rivers' baseflow. Detailed information inherent to the soil hydro-physical and hydraulic functioning in situ, its relationship with the groundwater recharge and the hydrological responses of the watershed, in a hydropedological approach, are still scarce in Brazil, even for soils already widely studied as Oxisols occurring in the south center of the country. Thus, the present study aimed to understand the relationships between soil hydro-physical and hydraulic functioning, groundwater recharge and water production in a first-order watershed located on the left bank of the ITAIPU Binacional Hydroelectric Power Plant reservoir, from the hydropedological study of one of the topossequences of this basin and, from the observation of hydrological responses in the river channel. The soils were classified as Oxisols of the upper to lower third and as Inceptisols at the foot slope. For the soil hydro-physical and hydraulic characterization it was determined: bulk density, particle density, total porosity, soil water retention curves (0, 1, 3, 6, 8, 10, 33, 50, 100 and 500 kPa), macroporosity, mesoporosity, microporosity, pore micromorphometry by image analysis to determine size, shape and connectivity, saturated and unsaturated soil hydraulic conductivity and vertical soil water flux density. The highest values of vertical flux density were quantified from the upper to middle third of toposequence, associated with the lower expression of the vertical and lateral transformation from the granular structure into subangular blocky structure, a this process observed among the Oxisols. The groundwater oscillation responses were influenced by the magnitude of the vertical flux density. And the most relevant factors to explain the differences in quantified flux density along the toposequence were structure transformation, pore connectivity, soil water content and topographic position on the slope. The drainage of the watershed was characterized by dominant baseflow (average BFI equal to 0,75), whose behavior was associated with the water table oscillation, which responded directly proportional to the magnitude of the vertical flux density, indicating the influence of the soil on the recharge of the water table and, therefore, the role of soil in the realization of a important ecosystem service for society, that is, the water production in the watershed.

Keywords: Soil water flux density, Saturated and unsaturated soil hydraulic conductivity, Soil pore morphometry, groundwater, Base Flow Index

1. INTRODUÇÃO

Dentre as fontes de oferta interna de energia elétrica, 65% provém da hidreletricidade (BEN, 2018), sendo a preservação do potencial hidrelétrico que o país dispõe de grande relevância para o setor elétrico, conforme destacado no Plano Nacional de Energia 2030 (EPE, 2006). Assim, medidas para a conservação dos recursos hídricos nas bacias hidrográficas de contribuição dos reservatórios, constituem-se em ações de grande relevância e que contribuem positivamente não apenas para a redução das taxas de assoreamento, mas também para a regulação da estabilidade sazonal das vazões nos afluentes, contexto este em que, as complexas interações solo-água no ciclo hidrológico têm importância primordial. A compreensão das respostas hidrológicas dos rios aos fatores meteorológicos e às características físicas da bacia hidrográfica, tem sido motivo de muitos estudos, porém predominando a ênfase no escoamento rápido, um dos componentes da descarga líquida total ou do deflúvio total produzido na bacia e responsável pelos picos de vazão e aportes de sedimentos aos corpos hídricos. Fatores recentes como mudanças climáticas e a necessidade de se considerar a segurança hídrica na gestão dos usos múltiplos dos recursos hídricos, tem levado a um crescimento nas investigações sobre o comportamento das respostas hidrológicas dos rios em relação ao escoamento lento, escoamento de base ou fluxo de base. Este representa a porção do deflúvio proveniente da descarga do armazenamento subterrâneo e de outras diversas fontes atrasadas (HALL, 1968) e influencia a estabilidade da vazão nos períodos de estiagem ou de menores índices pluviométricos. A vazão de um canal fluvial com fluxo de base dominante, é fortemente influenciada pela geologia e pelos fluxos hídricos do solo (FREEZE, 1972). E no caso dos aquíferos livres ou freáticos na zona saturada, sabe-se que a sua recarga é dependente do tipo de solo e dos processos hidrológicos que ocorrem na encosta, porém há uma carência de informações detalhadas inerentes ao funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo para a compreensão da sua influência sobre a recarga subterrânea.

As encostas e as bacias vertentes ou cabeceiras de drenagem, constituem áreas elementares onde as escalas locais e global do ciclo hidrológico, no âmbito dos seus sub-sistemas terrestre e atmosférico, estabelecem uma maior interrelação e produzem efeitos passíveis de serem mensurados e analisados e, assim, ao se integrar meios diferentes, a atmosfera, o solo e o rio, as suas diferentes escalas e dimensões devem ser consideradas (MENDIONDO; TUCCI, 1997). A este respeito, uma lacuna de conhecimento atual é a extrapolação dos processos mensurados e observados entre as diferentes escalas, tanto no sentido do *upscaling* quanto do *dowscaling*. Neste aspecto, caso os parâmetros físico-hídricos e hidráulicos sejam quantificados nas unidades taxonômicas de solos, nos menores níveis de generalização e, relacionados aos parâmetros das equações de transporte de fluxos hídricos, o mapa de solos passa a ser uma ferramenta chave para

se buscar a espacialização e a extrapolação destas informações para as unidades cartográficas de mapeamento (KUTÍLEK; NIELSEN, 2007), o que pode contribuir para o uso destas informações em modelos hidrológicos, dado que os atributos do solo, assim como os dados meteorológicos tem uma grande influência na performance de modelos (DEVI; GANASRI; DWARAKISH, 2015).

O funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo é dependente da configuração geométrica do seu espaço poroso em termos de tamanho, forma, orientação e conectividade dos poros, geometria esta por sua vez, dependente da estrutura do solo, a qual sofre mudanças e transformações ao longo de topossequências, sequência sistemática de solos ao longo de uma encosta e sobre um mesmo material de origem (JUHÁSZ et al., 2006; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010; COOPER et al., 2013). Tais mudanças são associadas à uma relação bidirecional dinâmica em que a hidrologia da encosta afeta os processos pedogenéticos que induzem as transformações no solo e este por sua vez, à medida que evolui, exerce um controle sobre os processos hidrológicos da encosta (SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, 2005). Em relação ao estudo do funcionamento hidráulico de solos, é importante considerar ainda que a mensuração de fluxos hídricos num dado horizonte em particular, pode apresentar valores diferentes quando tal horizonte é considerado de forma isolada ou quando está acoplado ao seu horizonte superior, inferior ou a ambos (BOUMA, 1982), mostrando que os atributos físicos e físico-hídricos do solo podem se expressar de maneira funcionalmente distinta em condições laboratoriais e de campo.

Como visto, a compreensão da complexa interação solo-água na escala da bacia hidrográfica, depende da detalhada investigação dos atributos do solo que regem a dinâmica dos seus fluxos hídricos, do seu funcionamento hidráulico, porém associando-se ao estudo *in situ* de diferentes componentes do ciclo hidrológico que influenciam as respostas hidrológicas observadas no rio, sendo esta, a abordagem metodológica da emergente ciência hidropedologia, para a qual ainda são escassos os estudos no Brasil, principalmente com ênfase no escoamento de base e, inclusive para solos morfologicamente homogêneos como os Latossolos Vermelhos de ocorrência na região centro sul do país.

Diante deste contexto, implantou-se o presente projeto de pesquisa em uma bacia hidrográfica de ordem 1 pelo método de Strahler, localizada na margem esquerda do reservatório da Usina Hidrelétrica ITAIPU Binacional, o qual se constitui em projeto piloto da Entidade, sendo parte das ações empresariais de Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação voltadas à conservação dos solos e dos recursos hídricos nas bacias de contribuição, com os seguintes objetivos:

Quantificar e qualificar o controle exercido pelos atributos físico-hídricos e hidráulicos do solo sobre a produção de água e o regime de vazão em uma bacia hidrográfica de primeira ordem.

Identificar os fatores mais relevantes para se explicar a recarga vertical do aquífero freático ao longo da topossequência.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nos diferentes ecossistemas da Terra as interações entre os seus constituintes geram múltiplas funções ecológicas, as quais provêm serviços que sustentam e regulam o equilíbrio necessário à manutenção da vida no planeta, sendo o solo um componente crucial nos ecossistemas terrestres e que ocupa a maior parte das extensões continentais. Esses serviços ecossistêmicos foram definidos como sendo os benefícios que as pessoas obtêm dos ecossistemas e, com o objetivo de se avaliar os impactos humanos sobre o ambiente, foram categorizados em quatro grupos: serviços de provisão, relacionados à produção de alimentos, água, madeira, fibras e energia, serviços de regulação, relacionados à regulação de gases, água, clima, polinização e doenças, serviços culturais, relacionados aos aspectos estéticos, educacionais e recreacionais e, serviços de suporte que sustentam a ciclagem de nutrientes, a produção de biomassa, a manutenção dos habitats e da biodiversidade (MEA, 2005). De acordo com (DOMINATI; PATTERSON; MACKAY, 2010), existem divergências em relação aos termos “funções” e “processos”, ambos utilizados na literatura para se definir “serviços ecossistêmicos”, termo este que os autores definem como sendo fluxos benéficos oriundos dos estoques de um determinado capital natural (como por exemplo, o solo) e que satisfazem as necessidades humanas. Os autores enfatizam que serviços ecossistêmicos não são os processos (ciclagem de nutrientes, ciclagem de água, atividade biológica) que se desenvolvem no âmbito do capital natural estocado, mas sim os fluxos (quantidade por unidade de tempo) decorrentes desses processos e que, no caso do solo, cada serviço ecossistêmico, a exemplo dos fluxos hídricos, é o produto de múltiplos processos.

O solo é um relevante recurso natural da Terra, especialmente heterogêneo e temporalmente dinâmico (LIN, 2003a), sendo um componente chave dos ecossistemas terrestres que faz interface ou que interage com a litosfera, a biosfera, a hidrosfera e com a atmosfera. Em uma porção de uma paisagem, com variável amplitude, pode-se individualizar um corpo de solo ou um indivíduo solo, tridimensional e que, na maior parte dos casos, ocorre sem limites rígidos entre um e outro corpo de solo. À menor unidade imaginária, tridimensional e representativa do indivíduo solo e, portanto, fora da área de transição entre dois indivíduos, denomina-se *pedon*, o qual por possuir volume, é a unidade básica para a realização da amostragem e do monitoramento *in situ*, ao passo que o perfil de solo, por possuir apenas duas dimensões é a base para observação e descrição de alguns atributos morfológicos. Um *pedon* ocupa uma área de terra entre 1 e 10 m² e, ao conjunto de *pedons* similares (*polipedons*) e com amplitude suficiente para serem reconhecidos como um componente de uma paisagem, é o que se denomina de indivíduo solo (LEPSCH, 2011; BRADY, N. C.; WEIL, 2013).

A compreensão do solo como um sistema tridimensional, vivo, aberto, dinâmico e trifásico (sólidos, líquidos e gases) tem levado ao reconhecimento de múltiplas funções ecológicas e não ecológicas por ele desempenhadas e que atualmente tem sido denominadas funções do solo, responsáveis por proverem diferentes serviços ecossistêmicos (ADHIKARI; HARTEMINK, 2016). Os estudos sobre a multifuncionalidade do solo tiveram início já na década de 1960, porém o foco nos serviços ecossistêmicos iniciou somente 30 anos mais tarde, no final da década de 1990, com expressivo aumento nas investigações científicas a partir de 2005 (DOMINATI; PATTERSON; MACKAY, 2010; BAVEYE; BAVEYE; GOWDY, 2016). Diferentes propostas conceituais para a subdivisão das funções do solo são encontradas na literatura, dentre as quais, (BLUM, 2005) propôs que sob a ótica ecológica tem-se a produção de biomassa e energia, a proteção dos seres humanos e do ambiente mediante sua capacidade de filtração da água, de realizar transformações biogeoquímicas e de atuar como zona de amortecimento entre a atmosfera, a água subterrânea e a cobertura vegetal, regulando processos importantes do ciclo hidrológico e das trocas gasosas, além de servir ainda como reservatório genético de crucial relevância para a biodiversidade. E como funções não ecológicas, segundo o autor, o solo presta-se como base física de sustentação das atividades humanas, como fonte de matérias primas e como meio de preservação de patrimônios culturais e arqueológicos. A partir de trabalho de revisão de literatura (DOMINATI; PATTERSON; MACKAY, 2010) identificaram funções do solo relacionadas à sua fertilidade (retenção, ciclagem e liberação de nutrientes às plantas), à filtragem e ao armazenamento de água, ao suporte físico para as plantas, animais e para as atividades humanas, à regulação do clima, à conservação da biodiversidade e como fonte de matéria prima, funções estas que sustentam os serviços ecossistêmicos de suporte à vida, de produção, de regulação, de provisão de habitats, de suporte físico e de cultura e informação.

(ROBINSON, et al., 2012) enfatizam que a abordagem de serviços ecossistêmicos reconhece o amplo valor do solo na contribuição com o bem estar humano e estabelece uma ligação entre a ciência do solo e outras disciplinas, tais como a ecologia e a hidrologia, além das ciências econômicas, reconhecendo, assim, a importância do solo ao lado de outros recursos naturais para sustentação do funcionamento do sistema Terra. Por outro lado, apesar da sua reconhecida relevância, os autores destacam que o solo tem recebido pouca atenção por parte das diferentes esferas da sociedade. Sob o ponto de vista da investigação científica, sabe-se que os serviços ecossistêmicos do solo dependem dos seus atributos físicos, químicos e biológicos, bem como das suas interações, entretanto, poucos estudos tem buscado estabelecer esta ligação, sendo ainda incompleta a compreensão e a quantificação destes serviços. E este fato tem levado à identificação de importantes lacunas de conhecimento relacionadas ao desenvolvimento conceitual, à

quantificação dos fluxos, dos estoques e dos processos e transformações biogeoquímicas que ocorrem no solo, à valoração dos serviços ecossistêmicos e ao desenvolvimento de ferramentas de suporte à tomada de decisão (DOMINATI; PATTERSON; MACKAY, 2010; ROBINSON, et al., 2012; ADHIKARI; HARTEMINK, 2016). Os últimos autores ainda destacam que os estudos sobre solos e seus serviços ecossistêmicos, deveriam enfatizar as suas funções e, considerar as diretrizes estabelecidas pelos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS). Diante do exposto torna-se evidente as relações de diferentes funções e serviços ecossistêmicos do solo com diferentes Objetivos Planetários (UN, 2018) e, no tocante às interações solo-água, em que diferentes atributos do solo, em combinação com a sua cobertura vegetal e topografia, já foram reconhecidos como importantes fatores que controlam a dinâmica hidrológica e biogeoquímica da paisagem (MA et al., 2017), pode-se facilmente identificar as contribuições do componente solo, por exemplo, para o ODS 6 “Assegurar a disponibilidade e gestão sustentável da água e saneamento para todos” e, para o ODS 7 “Assegurar o acesso confiável, sustentável, moderno e a preço acessível à energia para todos” (UN, 2018) no caso da energia hidrelétrica, dependente da produção de água nas bacias hidrográficas de contribuição dos reservatórios.

A bacia hidrográfica é o elemento territorial fundamental para a análise do ciclo hidrológico em sua fase terrestre e é sabidamente, um sistema aberto que, temporalmente, transforma uma entrada concentrada (a precipitação pluviométrica) numa saída relativamente distribuída, o escoamento (COLLISCHON, W.; DORNELLES, 2013; TUCCI, 2013), onde a variabilidade espacial inerente aos atributos do solo, associado a demais fatores (cobertura, manejo, topografia, dinâmica temporal, clima) afetam as respostas hidrológicas (CAMBARDELLA et al., 1994; MENEZES, et al., 2009; FERRAZ; LIMA; RODRIGUES, 2013; DEVI; GANASRI; DWARAKISH, 2015).

Uma relevante contribuição para se compreender e quantificar as relações entre o solo e a água vem sendo dada pela hidropedologia, um ramo emergente que busca estabelecer a ligação da pedologia com outras disciplinas ligadas às ciências da terra, água e ar, mas principalmente com a hidrologia e a física do solo e, relacionar diferentes escalas espaciais. Busca investigar as interações bidirecionais entre os processos pedológicos e hidrológicos na Zona Crítica da Terra, porção da superfície da Terra que inclui as interfaces entre a atmosfera, a biosfera, a pedosfera e a litosfera. Em subsuperfície, a hidropedologia contempla, portanto, as interações entre a zona vadosa (não saturada) e a superfície freática na zona saturada. A abordagem hidropedológica, enfatiza o estudo do solo *in situ* e, para os estudos em laboratório, a ênfase é dada na preservação da estrutura do solo com amostras indeformadas. A visão hidropedológica considera a organização hierárquica da estrutura do solo em diferentes escalas espaciais, desde os aspectos micromorfológicos e

micromorfométricos do sistema poroso na escala microscópica, o arranjo das partículas em macroagregados poliédricos e a diferenciação dos horizontes pedogenéticos observados nos *pedons* (mesoescala), estes últimos, espacialmente distribuídos ao longo de uma topossequência ou de uma catena, que por sua vez, representam a macroescala, espacialmente distribuída na paisagem ou na bacia hidrográfica (megaescala). A esta compreensão hierárquica geral da estrutura do solo nas diferentes escalas, na visão hidropedológica tem sido atribuído o termo arquitetura do solo e, ao se considerar apenas o *pedon*, o termo unidades estruturais do solo, ao passo que para a meso, macro e mega escalas, o termo unidades estruturais da paisagem tem sido utilizado. Assim, nesta visão multiescala, a arquitetura do solo para dentro do *pedon*, é mais fortemente influenciada pelos fatores de formação do solo locais, como o material de origem, atividade biológica e a topografia e, exerce o controle sobre os fluxos hídricos subsuperficiais desde a escala dos poros até pequenas porções do terreno. E nas maiores escalas, a arquitetura do solo geralmente está relacionada aos fatores regionais como o clima e a vegetação, exercendo o controle sobre a dinâmica hidrológica e biogeoquímica de encostas e paisagens nas escalas regional e da bacia hidrográfica (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 2001; LIN, 2003b; LIN; DROHAN; GREEN, 2015; MA et al., 2017). As relações solo-paisagem são, portanto, bidirecionais, em que os solos são afetados pelas formas do relevo e, através dos seus atributos pedogenéticos adquiridos no processo de formação, eles por sua vez influenciam a evolução geomórfica, tendo a dinâmica dos fluxos hídricos como um dos fatores centrais do controle destas relações (SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, 2005). Portanto, no estudo das relações solo-água com vistas à compreensão dos controles exercidos pelo solo sobre os processos do ciclo hidrológico, fortemente dependentes dos atributos físicos, físico-hídricos e hidráulicos do solo, torna-se evidente que não há como se dissociar as disciplinas pedologia, que fornece as bases do conhecimento sobre a pedogênese e as relações solo-paisagem (variabilidade espacial), morfologia e as funções do solo, a física do solo e, a micropedologia. Esta última, com o detalhamento das relações entre a estrutura e agregação do solo e a quantidade, origem, tamanho, forma, orientação e conectividade dos poros, compondo um sistema poroso que governa e embasa as explicações sobre os fluxos hídricos, os quais por sua vez, exercem controle sobre as respostas hidrológicas, sendo este o campo da hidropedologia (WILDING; LIN, 2006).

As tentativas de se extrapolar os dados de caracterização e monitoramento realizados na escala do *pedon* para as escalas regionais ou da bacia hidrográfica por meio de ferramentas de regressão, como por exemplo, funções de pedotransferência, devem ser cautelosas quando se trabalha em níveis mais altos de generalização taxonômica da classificação dos solos, pois as propriedades físicas dos solos não são transferíveis entre os diferentes táxons em níveis altos de generalização. As ferramentas estatísticas, sendo em sua essência, ferramentas descritivas, não são

suficientes para explicar as causas e a natureza da variabilidade espacial dos solos. Assim, o aspecto central para se compreender como os atributos físicos, físico-hídricos e hidráulicos do solo variam dentro de cada táxon está no arranjo da fase sólida, influenciando a configuração dos poros com seu quantitativo impacto sobre os fluxos tanto de natureza escalar quanto vetorial. Porém, caso as observações morfológicas sejam realizadas dentro de cada unidade taxonômica (*pedotaxon*), em menores níveis de generalização, e relacionadas aos parâmetros das equações de transporte de fluxos, a extrapolação destas informações para as unidades de cartográficas de mapeamento torna-se possível e, embasadas cientificamente nos conhecimentos já disponíveis sobre processos físicos inerentes aos solos (KUTÍLEK; NIELSEN, 2007). Isto, pois ainda segundo esses autores, os fundamentos teóricos sobre água no solo já são suficientes para se incluir dados quantitativos da investigação micromorfológica e micromorfométrica do sistema poroso em modelos físicos sobre o funcionamento hidráulico dos solos, com resultados mais realísticos que os modelos simplificados baseados em sistemas de poros cilíndricos ou tubulares, isto tanto em relação aos fenômenos da condução quanto da retenção de água no solo. Assim, o desenvolvimento de modelos realísticos do sistema poroso e o aprimoramento de funções hidráulicas, vinculando-as aos baixos níveis de generalização taxonômica, associado ao uso de mapas de solos detalhados na escala de pequenas bacias hidrográficas, com *polipedons* em nível de séries, famílias e subgrupos permitirá, conseqüentemente, extrapolar a interpretação dos dados quantificados e monitorados no *pedon* para estas escalas maiores. Considerando esta fundamentação teórica dos autores, o mapa de solos, o qual espacializa as relações solo-paisagem, é a chave para se estabelecer as ligações entre as unidades estruturais do solo, dentro do *pedon*, com as unidades estruturais da paisagem, fora do *pedon*, ou ainda, é a chave para se usar os dados pontuais coletados e monitorados no *pedon* para modelar a paisagem e predizer processos que se expressam na grandeza “área” (MA et al., 2017). Esta necessidade da conexão de dados pontualmente coletados no *pedon* com outras escalas espaciais também já havia sido apontado por (MIEDEMA, 1997). De acordo com o autor, a estrutura do solo varia desde os efeitos de interação de partículas na escala nanométrica ao efeito da macroestrutura no funcionamento do solo na escala de metros, com a variação espacial da estrutura do solo no campo, na escala da propriedade rural e, em topossequências na paisagem estendendo-se a escala para a ordem de quilômetros. Ressaltou ainda este autor que, o conhecimento sobre a estrutura do solo necessita ser extrapolado da menor para a maior escala e vice-versa (“*upscaling*” e “*downscaling*”).

Uma topossequência é uma sequência de diferentes tipos de solos regular e sistematicamente distribuídos na paisagem de acordo com as variações topográficas e sobre um mesmo material de origem. Assim, observações ao longo da topossequência, de mudanças laterais

graduais e contínuas, em atributos morfológicos relacionados a propriedades hidráulicas e físico-hídricas, tais como a cor, textura e estrutura, são evidências de que o estudo dos solos em topossequências é eficaz para a análise de fenômenos de condução, retenção de água e, inclusive de oxi-redução e, portanto, para se compreender a influência do relevo sobre o funcionamento físico-hídrico do solo e da vertente (JUHÁSZ et al., 2006). Neste estudo em que os autores trabalharam com uma topossequência composta por Latossolos Vermelhos no terço superior, Latossolo Amarelo no terço médio e Gleissolo no sopé, a caracterização físico-hídrica a partir das curvas de retenção e da determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, associada ao monitoramento *in situ* do conteúdo de água no solo, permitiu a constatação de que o funcionamento físico-hídrico do solo é também influenciado pela magnitude dos eventos pluviométricos com efeitos diferenciados entre os diferentes horizontes pedogenéticos, estando as diferenças relacionadas às variações na estrutura do solo. (COOPER et al., 2013) estudando uma topossequência sob floresta composta por Cambissolos, Neossolos e Gleissolos encontrou alta variabilidade no funcionamento dos solos associada a mudanças em atributos físico-hídricos e nas variações do relevo. Em trabalhos realizados em topossequência com o emprego da técnica proposta por (BOULET, et al., 1982) para se analisar a geometria lateral e vertical dos horizontes pedogenéticos ao longo da encosta, denominada análise estrutural, associada à caracterização físico-hídrica e ao monitoramento *in situ* do solo, tem havido significativo aprimoramento na compreensão do funcionamento físico-hídrico tanto do solo quanto da vertente, pois torna-se possível avaliar os fatores dinâmicos que explicam em que condições as mudanças morfológicas são acompanhadas por mudanças nos atributos físico-hídricos (JUHÁSZ et al., 2006; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010; COOPER et al., 2013). Com esta abordagem metodológica, fundamentada na análise micromorfológica e micromorfométrica dos poros (tamanho, forma, orientação e conectividade) e das respectivas estruturas onde eles se formam e, ou, se destroem e, ainda, identificando a posição em que, predominantemente, determinados tipos de poros se encontram nos *pedons* e na encosta, pode-se explicar como os fluxos hídricos se relacionam com o aparecimento ou o desaparecimento de certos horizontes. Assim, ao se trabalhar com sistema de solos em topossequência com foco na investigação de questões relativas aos fluxos hídricos, recomenda-se a coleta de amostras, bem como o monitoramento *in situ* em todos os horizontes sequenciados (CASTRO, S.; COOPER, 2019). Entretanto, dado o relativo distanciamento até então observado entre subáreas da ciência do solo, tais como a pedologia e a física do solo, o emprego de atributos físico-hídricos ou hidráulicos como atributos dos horizontes diagnósticos para a classificação dos solos ainda é incompleto.

Assim, distintos horizontes pedogenéticos ou morfogenéticos, discriminados por atributos diagnósticos morfológicos e físico-químicos, estabelecidos pelos Sistemas de Classificação, podem apresentar-se homogêneos do ponto de vista do seu comportamento hídrico, podendo também ser observado o oposto. Portanto, nem sempre as propriedades hidráulicas são alteradas em função das transições nos horizontes pedogenéticos, sendo tanto mais difícil se caracterizar um solo hidraulicamente, quanto mais homogênea for a sua morfologia, devendo-se ressaltar que diferentes atributos morfológicos possuem relações em diferentes proporções com o comportamento hidráulico do solo (MARQUES; LIBARDI; JONG VAN LIER, 2002). Neste trabalho realizado em dois Latossolos (Latossolo Amarelo distrófico e Latossolo Vermelho distroférico típico), ambos de textura muito argilosa, com amostragem em camadas a cada 0,10m a partir da superfície e até 1,0m de profundidade, analisando-se a condutividade hidráulica do solo saturado e as características de retenção de água, os autores identificaram que as camadas hidraulicamente distintas não coincidiram com os horizontes pedogenéticos e ressaltaram que muitos estudos que estabeleceram as relações entre a morfologia e o movimento de água, trabalharam com solos morfologicamente heterogêneos do ponto de vista da textura e da estrutura, abordando de forma específica a influência destes atributos nas propriedades hidráulicas. Resultado distinto foi observado por (CARVALHO, 2002; CARVALHO, et al., 2007) que, também trabalhando com solos homogêneos (Latossolo Vermelho Amarelo distrófico textura média), identificou pelos dados da condutividade hidráulica do solo não saturado, que a delimitação de horizontes pedogenéticos coincidiu com a delimitação de camadas hidráulicas a partir de 0,60m de profundidade, onde a morfologia do solo decorrente da pedogênese está menos sujeita às alterações ocasionadas, por exemplo, pelo manejo. (WILDING; LIN, 2006) também destacam que o detalhamento do sistema poroso é de importância igual ou superior à estrutura (tamanho, forma e grau de desenvolvimento) para se explicar quantitativamente o funcionamento hidráulico dos solos, inclusive no desenvolvimento de funções de pedotransferência para a modelagem do movimento de água no solo. Para (MIEDEMA, 1997), a compreensão das funções desempenhadas pela estrutura depende de medições realizadas diretamente no campo e em laboratório em amostras com estrutura preservada.

Henry Darcy em 1856, trabalhando com colunas de areia saturada, desenvolveu uma equação para se quantificar o movimento da água no solo. Por esta equação, denominada Equação de Darcy, a vazão de água (volume por tempo) que passa por unidade de área numa seção transversal num meio poroso é proporcional ao gradiente de potencial total de água nesse meio e, a esta proporcionalidade assumida constante, denominou-se condutividade hidráulica do solo saturado, a qual descreve a funcionalidade do sistema poroso do meio considerado

(GONÇALVES, A. D. M. A; LIBARDI, 2013; LIBARDI, 2018). (TEIXEIRA et al., 2009) faz uma importante distinção conceitual entre porosidade e sistema poroso de um determinado meio, em que a primeira terminologia trata-se de uma propriedade física que resulta da relação entre o volume de poros e o volume total do meio considerado e já, a segunda, refere-se ao conjunto de poros do meio e suas respectivas funções, o que conforme já demonstrado pela micromorfologia, dependem não apenas das dimensões, mas também da forma, orientação e conectividade dos poros.

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_o), um parâmetro de crucial relevância nos estudos sobre o movimento da água no solo (MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004), é amplamente estudada, tendo sido descritas suas relações de dependência com a macroporosidade, a continuidade e a geometria do sistema poroso (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979; BOUMA, 1982; AHUJA et al., 1984; MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004; DALMO et al., 2008; ECK et al., 2016), com a estrutura do solo, dada a forte influência da morfologia sobre a configuração dos poros (BOUMA, 1982; COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010), com a textura, densidade do solo e características das curvas de retenção (RAWLS; GIMENEZ; GROSSMAN, 1998; MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004), além da sua variabilidade espacial (MORAES et al., 2003; COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005), associações com a posição topográfica em estudos em topossequências (ELSENBEER; CASSEL; CASTRO, 1992; DALMO et al., 2008) e também uma variabilidade sazonal (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979). Dada esta complexidade e as dificuldades envolvidas na obtenção dos dados oriundos de medições diretas, esforços tem sido feitos no sentido de se buscar a sua predição a partir de banco de dados básicos já disponíveis, a exemplo do trabalho de (RAWLS; GIMENEZ; GROSSMAN, 1998), os quais validaram um modelo preditivo da condutividade hidráulica do solo saturado a partir dos dados de textura, densidade do solo e características relacionadas às curvas de retenção. Exemplo da sensibilidade de K_o aos atributos acima mencionados, (SILVA, C. L.; KATO, 1997) estudando o efeito do selamento superficial sobre a condutividade hidráulica em áreas de cerrado virgem, sistema plantio direto e plantio convencional, identificaram que reduções de 17% na macroporosidade resultaram em reduções de 84% na condutividade hidráulica do solo saturado. (BOUMA, 1982) estudando especificamente o comportamento da condutividade hidráulica em solos com macroporos contínuos, afirma que o tamanho exato dos macroporos não são tão relevantes como normalmente é afirmado na literatura, pois os poros de diâmetros menores podem ser altamente funcionais para a condução de líquidos quando são contínuos, ou seja, quando estão conectados, enquanto que os poros grandes em termos do diâmetro numa dada seção transversal do meio poroso, podem não contribuir muito para a condução dos fluxos quando estão

descontínuos ou, desconectados na matriz do solo. Assim a classificação de tamanho, por si só, não reflete a primordial importância dos padrões de continuidade dos poros.

A partir da determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, das curvas de retenção de água no solo e da análise da macroestrutura do solo, associadas com o detalhamento micromorfológico da microestrutura e do sistema poroso, pode-se estudar o comportamento físico-hídrico do solo (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005). Comparando perfis com sequência A-Bt-BC e A-Bt-Bw, estes autores observaram uma transformação vertical ascendente da estrutura, em que a porosidade complexa de tamanho grande (área superior a $0,156 \text{ mm}^2$ quantificada pela análise de imagens 2D) dominante no horizonte Bw, evoluiu para uma estrutura em blocos subangulares, o que foi acompanhado também por uma modificação da porosidade complexa para uma porosidade em fissuras e em cavidades, micromorfológicamente classificados como poros alongados e arredondados, respectivamente, sendo tal fenômeno consequência do processo de coalescência de microagregados e entupimento de poros por iluviação de argila. Os autores descrevem que esta transformação da estrutura e do sistema poroso resultou em mudanças no comportamento físico-hídrico do solo, tanto na condução quanto na retenção de água. Os maiores valores da condutividade hidráulica do solo saturado, na ordem $2 \times 10^{-5} \text{ cm.s}^{-1}$, foram observados no horizonte Bw2, valores estes associados à maior área total de poros (16,8%) e à maior quantidade de poros complexos grandes ($> 0,156 \text{ mm}^2$). Os menores valores na ordem de 8×10^{-6} foram observados nos horizontes Bt1, com 10,4% de área total de poros e menor proporção de poros complexos grandes. A origem estrutural dos macroporos, com forte influência da atividade biológica e, portanto, sendo espacialmente heterogêneos, também influenciou a variabilidade observada pelos autores nos dados da condutividade hidráulica do solo saturado. Na análise do funcionamento físico-hídrico do solo pelas curvas de retenção, os autores observaram em baixos potenciais, desde a saturação até o valor de tensão de 10kPa, gradientes ou inclinações mais pronunciadas nas curvas de retenção das amostras dos horizontes com estrutura microagregada (Bw), confirmando a predominância dos poros estruturais interagregados (macroporos) sobre os microporos, favorecendo, portanto, o fluxo rápido de água no solo. Comportamento oposto foi observado nas curvas das amostras dos horizontes Bt, ao passo que menores gradientes foram observados nas curvas das amostras com estrutura em blocos subangulares (Bt), onde os autores descreveram que o menor conteúdo de água no solo em baixos potenciais, associado a uma menor inclinação das curvas, indicou um comportamento caracterizado por maior retenção e restrição ao movimento vertical rápido.

Enquanto a condutividade hidráulica do solo saturado depende fortemente do diâmetro, forma, orientação e conectividade dos poros, a condução de água na condição não saturada

expressa pela função $K(\theta)$, não apenas é dependente desta configuração do sistema poroso, mas também é altamente sensível ao conteúdo de água no solo (HANKS, 1992), em que pequenas variações na umidade podem representar variações de grandes proporções nos valores de $K(\theta)$, o que também é destacado por (REICHARDT, 1988). Este autor afirma que a função $K(\theta)$ decresce rapidamente em função do tempo de drenagem devido a sua dependência da umidade do solo, também decrescente com o tempo de drenagem. Esta alta sensibilidade da condutividade hidráulica do solo não saturado deve-se ao fato de que, o solo ao ser dessaturado, quando submetido às baixas tensões na faixa mais úmida, os primeiros poros a serem esvaziados são os de maiores diâmetros (macro e mesoporos), os quais são os mais efetivos para a condução de água (HILLEL, 1980a). O autor destaca ainda que quando o solo é submetido a baixas tensões, os poros maiores ao serem rapidamente esvaziados, tornam-se uma barreira à continuidade hidráulica, sendo este também um fator que explica a alta sensibilidade da função $K(\theta)$ na faixa úmida, podendo-se observar reduções na condutividade na ordem de 10^5 entre as tensões de 0 e 100kPa, ou seja, entre a condição saturada e não saturada nesta faixa de tensão. A condutividade hidráulica do solo não saturado pode ser descrita como uma função do conteúdo volumétrico de água $K(\theta)$, traduzindo o quanto de água um solo conduz a uma dada umidade (KLEIN, V. A.; LIBARDI, 2002). Neste estudo em Latossolo Vermelho textura argilosa, sob sistema plantio direto e sob área de floresta, os autores determinaram a função $K(\theta)$ em condições de campo, pelo método do perfil instantâneo (LIBARDI et al., 1980) e, em condições de laboratório por meio do uso de amostras indeformadas coletadas em monólitos. Segundo os autores, os melhores resultados foram obtidos pelo método de laboratório para os valores de conteúdo de água próximos à saturação, porém ambos os métodos foram eficientes para se definir o valor limite para o diâmetro dos poros no qual a ação do fenômeno capilar começa a interferir no movimento de água no solo, tendo encontrado o valor de 0,1mm, como sendo o menor diâmetro para classificação dos poros como macroporos. Foi constatado ainda que com as alterações na estrutura do solo nos horizontes superficiais, ocasionada pelo manejo, observou-se o aumento da densidade do solo, a redução da porosidade total e a transformação de macro em microporos, o que resultou numa diminuição da condutividade hidráulica do solo não saturado, evidenciando, assim, a importância da configuração dos poros sobre a função $K(\theta)$. De acordo com (REICHARDT, 1988), o principal fator da redução da densidade de fluxo é a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ e não o gradiente de potencial total ($\Delta\phi_t$). Esse autor explica que sendo o potencial total da água no solo o efeito do componente gravitacional e mátrico (ϕ_g e ϕ_m , respectivamente), com ϕ_g constante e igual a -9,8 kPa.m⁻¹ e ainda, dado que para se anular o fluxo há que se anular, ou $K(\theta)$, ou $\Delta\phi_t$, este último somente será anulado quando ϕ_m for igual a -9,8 kPa.m⁻¹, o que pode levar um tempo na ordem

de semanas dependendo do solo, ao passo que pequenos decaimentos no conteúdo de água podem ocorrer em tempos de drenagem inferiores, levando a grandes reduções na condutividade hidráulica do solo não saturado. De acordo com (HILLEL, 1980b, 2003; NOVÁK, V.; HLAVÁČIKOVÁ, 2018a), o sentido do fluxo hídrico entre dois pontos no solo, dado pela densidade de fluxo, a qual dimensionalmente representa o volume de água que passa por uma seção transversal de solo por unidade de tempo ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), é dado pela diferença de potencial total da água entre o ponto de entrada e de saída do fluxo, ou seja, pelo gradiente de potencial total ($\Delta\Phi_t$). A razão entre este gradiente e a distância entre os dois pontos considerados, representa o gradiente hidráulico ($\Delta\Phi_t/\Delta z$) descrito na equação de Darcy, sendo a taxa de fluxo hídrico no solo (a densidade de fluxo, q) proporcional a este gradiente hidráulico. Ainda de acordo com os autores, ao se ajustar um modelo linear de sucessivas e sistemáticas medidas da densidade de fluxo entre os dois pontos, em função o gradiente hidráulico ($\Delta\Phi_t/\Delta z$), a inclinação da reta, dada pelo período da respectiva equação, representa a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$.

Em superfície a estrutura do solo e o correspondente sistema poroso estão sujeitos a fatores antrópicos e sazonais que podem agir sobre a configuração dos poros. (STONE; SILVEIRA, 2001; BERTOL, et al., 2004) destacam que nas profundidades sob a influência das práticas agrícolas, o sistema de manejo afeta importantes atributos físicos do solo, estando o grau do impacto associado ao tipo de distúrbio mecânico praticado, sendo a densidade do solo (ρ), a porosidade total (α), a distribuição dos poros em classes de tamanho e a estabilidade dos agregados as mais afetadas. (SOUZA et al., 2006) trabalhando com Latossolo Vermelho eutroférico, textura muito argilosa, em área sob o cultivo de cana-de-açúcar, encontrou comprovações semelhantes sobre a associação da estrutura, forma dos poros e comportamento físico-hídrico do solo, comparando, entretanto, para o mesmo solo, o efeito da deformação da estrutura pelo manejo no horizonte AB em relação à estrutura do horizonte Bw3. Este autor encontrou uma redução na área total de poros de 34% no horizonte Bw3 para 12,6% no horizonte AB, associada a reduções na condutividade hidráulica do solo saturado, na proporção de poros complexos grandes e na macroporosidade, representada pelo volume de poros drenados pela aplicação de uma tensão de 6 kPa. Opostamente, no horizonte AB, sob o efeito do manejo, foram registrados os maiores valores para a densidade do solo, a microporosidade e para a resistência a penetração. A configuração dos poros, em maior ou menor grau, dependendo do tipo de solo, sofre ainda a influência de fatores temporais dinâmicos associados às variações sazonais do conteúdo de água no solo, promovendo ciclos de umedecimento e secagem, modificações na morfologia de poros, especialmente os alongados, com influência, por exemplo nos processos de revestimento das paredes dos poros por argila iluvial (argilans), com consequente impacto sobre os fluxos hídricos (KUTÍLEK; NIELSEN,

2007). As características físicas da superfície do terreno são de extrema relevância nos processos de transferência de matéria e energia entre o solo e atmosfera e é onde os efeitos dos ciclos de umedecimento e secagem do solo são mais frequentes (PIRES et al., 2008). Estes autores, estudando o efeito destes ciclos sobre as modificações na estrutura, distribuição de tamanho e forma dos poros, observaram que, nos três perfis de solos estudados (Latosolos e Nitossolos), houve um aumento na área total de poros após repetidos ciclos de umedecimento e secagem e que, as principais modificações ocorreram na área de poros, com poucas alterações no número de poros, com as alterações micromorfológicas observadas nos poros maiores que 0,5 mm de diâmetro.

Portanto, além dos atributos físico-hídricos e hidráulicos dos solos que explicam os fenômenos de condução e retenção de água, as características da superfície são fundamentais para se compreender o funcionamento físico-hídrico de vertentes e sistemas de solos distribuídos em toposequências, assim como para se buscar estabelecer relações com respostas hidrológicas em diferentes escalas espaciais, sendo de fundamental importância considerar os horizontes superficiais nos estudos sobre o funcionamento físico-hídrico do solo.

As encostas e as bacias vertentes ou cabeceiras de drenagem, constituem áreas elementares onde as escalas locais e global do ciclo hidrológico, no âmbito dos seus sub-sistemas terrestre e atmosférico, estabelecem uma maior interrelação e produzem efeitos passíveis de serem mensurados e analisados e, assim, ao se integrar meios diferentes, a atmosfera, o solo e o rio, as suas diferentes escalas e dimensões devem ser consideradas (MENDIONDO; TUCCI, 1997). Os diferentes processos envolvidos na geração da vazão do rio, que controlam a transformação da precipitação pluviométrica na resposta rápida ou lenta observada no canal fluvial, dependem das condições de umidade, da estrutura e profundidade do solo, da cobertura vegetal, da intensidade da chuva e da topografia, tanto da superfície quanto da própria calha fluvial (MORAES et al., 2003). De acordo com (LIMA, W.P.; ZAKIA, 2006) nem toda a precipitação que cai sobre uma bacia hidrográfica é transformada imediatamente em deflúvio, o qual se compõe de processos hidrológicos de superfície e de subsuperfície, com diferentes tempos de residência e depende da geologia, dos solos, da declividade e das condições de superfície ligadas ao uso e manejo do solo.

Para um dado solo, além dos seus atributos intrínsecos e de suas propriedades hidráulicas, a cobertura da superfície, a declividade do terreno, a intensidade da precipitação e a umidade antecedente do solo em relação ao início da precipitação, são fatores preponderantes no fracionamento da parcela da precipitação que alcança a superfície em, infiltração e escoamento superficial (ALBERTS et al., 1995; MORGAN, 2005). Logo, a parcela da precipitação que ficará sujeita ao controle hidráulico do solo e, compor os fluxos verticais no *pedon* e laterais na encosta, depende das características da superfície. Da parcela de água que infiltra, parte é retida nos poros,

podendo ser absorvida pela raízes das plantas e perdida por transpiração ou ainda, perdida diretamente por evaporação através da ascensão capilar, sendo o volume restante percolado profundamente e, contribuindo, assim, para a recarga do aquífero freático (LIBARDI, 2018). (SALLES et al., 2018) em estudo realizado em bacia hidrográfica experimental em área de Latossolos no bioma Cerrado, encontraram relações entre os atributos físicos destes solos, aspectos geomorfológicos da bacia e a recarga do aquífero freático. (CAMPOS, J. E. G.; MONTEIRO, C. F.; RODRIGUES, 2006) em trabalho de zoneamento hidrogeológico descrevem sobre a importância dos Latossolos Vermelhos e Latossolos Amarelos para comportarem aquíferos freáticos rasos, intergranulares, contínuos, livres e de grande distribuição lateral, os quais por sua vez são de grande relevância hidrogeológica, pois tais aquíferos desempenham a função de reservatório, de recarga, de filtro e de regulação dos aquíferos profundos.

O efeito da cobertura e de atributos físicos e hidráulicos do solo sobre a recarga no aquífero freático foi estudado por (MENEZES, et al., 2009), os quais compararam duas bacias hidrográficas, sendo uma sob floresta e outra sob pastagem e constataram que a cobertura florestal, comparativamente à pastagem, levou a um aumento na matéria orgânica do solo, à redução da densidade do solo e, ao aumento na porosidade drenável e na condutividade hidráulica do solo saturado, o que contribuiu para a recarga do aquífero freático. Tal fato foi analisado pelos autores, pelas diferenças no tempo de recessão da hidrógrafa entre as duas bacias, resultando no período seco, em maior excedente hídrico na bacia sob floresta e, conseqüentemente, maior produção de água, ao passo que na bacia sob pastagem, o comportamento oposto nos atributos do solo e nas condições de superfície resultaram e um deplecionamento mais rápido da vazão após o período chuvoso, menor excedente hídrico e menor produção de água. (RANZINI et al., 2004) estudando os processos hidrológicos de uma topossequência em uma bacia hidrográfica sob floresta, observaram aumento na sensibilidade na elevação do nível freático aos eventos pluviométricos no sentido descendente da encosta e o oposto foi observado em relação ao rebaixamento do nível freático após o pico das precipitações, registrando-se um maior retardamento nas posições mais baixas, o que segundo os autores indica a contribuição de fluxos subsuperficiais na recarga do aquífero freático. Em relação à densidade de fluxo vertical à 1,30 m de profundidade, os autores observaram pouca oscilação, cuja ordem de grandeza foi de 5 mm.dia^{-1} , com valores da capacidade de infiltração igual 18 mm.h^{-1} . Não houve, entretanto, a análise dos atributos físicos e hídricos dos solos associados às propriedades hidráulicas avaliadas.

Assim, diferentes caminhos podem ser seguidos pela precipitação antes de chegar ao rio, como a precipitação direta sobre o canal, o escoamento superficial, o escoamento subsuperficial próximo à superfície e o escoamento subterrâneo profundo (MENDIONDO; TUCCI, 1997),

também denominado escoamento de base (COLLISCHON, W.; DORNELLES, 2013), o qual é fortemente influenciado pelo solo (FREEZE, 1972). O Índice de Fluxo de Base (BFI, *Base Flow Index*) o qual expressa a proporção do escoamento de base em relação ao deflúvio total produzido por uma bacia hidrográfica em séries históricas de longo prazo, tem sido utilizado para avaliar o efeito do solo e da geologia sobre o escoamento em canais fluviais, sendo importante no estudo da resposta hidrológica lenta em bacias hidrográficas (ABEBE; FOERCH, 2006; CAVAZZANA, H. G.; LASTORIA, G.; GABAS et al., 2019). Este índice é adimensional, seus valores variam de 0 a 1, sendo que valores em torno de 0,8 indicam um regime de fluxo relativamente estável com menores oscilações sazonais na produção de água de um determinado rio (TALLAKSEN, 1995; CAVAZZANA, et al, 2019). De acordo com (ECKHARDT, 2008) o fluxo de base responde vagarosamente à precipitação pluviométrica e normalmente está associado à descarga de água do armazenamento subterrâneo, destacando-se do trabalho deste autor que existem diferentes métodos para a estimativa do índice, os quais podem fornecer distintos resultados. Também, além do método utilizado, os valores do BFI para uma mesma bacia mudam temporalmente em função da precipitação pluviométrica, da evapotranspiração e da própria descarga líquida total da bacia ou deflúvio total (HE et al., 2016). (BECK et al., 2013) analisaram dados de 3394 bacias hidrográficas distribuídas em todos os continentes com o objetivo de gerar modelos preditivos dos valores médios do BFI para diferentes tipos climáticos e, dentre as 18 características das bacias utilizadas nos modelos, 4 foram associadas aos solos e, em se tratando do escoamento lento, os atributos físicos, físico-hídricos e hidráulicos do solo têm primordial importância para o fluxo de base (FREEZE, 1972). Em trabalho de revisão sobre a análise da recessão do fluxo de base (TALLAKSEN, 1995) afirma que esta análise é de grande relevância para a gestão dos usos múltiplos dos recursos hídricos visando o atendimento das demandas da sociedade, o abastecimento humano, a dessedentação animal, a agricultura, a produção de energia hidrelétrica e a calibração e validação de modelos hidrológicos de precipitação-vazão (ECKHARDT, 2008). O autor enfatiza sobre a dificuldade em se distinguir quantitativamente as diferentes fontes que compõem a vazão dos rios, porém afirma que o solo e a geologia são os principais fatores terrestres que influenciam a resposta hidrológica lenta em bacias hidrográficas, resposta esta associada ao fluxo de base. (HOLLÄNDER et al., 2009) trabalhando na bacia hidrográfica artificial de Chicken Creek com área de 6 ha, considerada a maior bacia hidrográfica artificial do mundo, compararam a descarga líquida observada na bacia por um período de três anos, com a descarga líquida predita por dez diferentes modelos hidrológicos utilizados de maneira independente por dez grupos de pesquisadores. Dada a uniformidade do solo artificial da bacia em relação à sua textura, os modelos foram alimentados com dados topográficos e da textura do solo, a partir dos quais as propriedades

hidráulicas dos solos foram estimadas. A descarga observada na bacia não foi predita pelos modelos, cujos resultados variaram de 15 a $840\text{m}^3.\text{dia}^{-1}$, cuja causa os autores atribuíram à estimativa das propriedades hidráulicas do solo, dado que muitos modelos trataram o solo como hidraulicamente homogêneo em decorrência da sua homogeneidade granulométrica. A anisotropia do Perfil de solo em função da sua profundidade, constatada, por exemplo, pelas diferenças na condutividade hidráulica do solo saturado (K_o), tem consequências relevantes sobre processos hidrológicos simulados por modelos hidrológicos, a exemplo da representação da recessão das hidrógrafas simuladas (MORAES et al., 2003), tendo sido constatado por esses autores que os parâmetros de solo utilizados (porosidade total, conteúdo de água na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente) não foram suficientes para explicar a dinâmica de K_o no Perfil de solo, levando a incertezas na modelagem hidrológica.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A área de estudo é constituída por uma bacia hidrográfica de primeira ordem, com sua área de contribuição compreendida entre os paralelos 24° 48' e 24° 49' S e os meridianos 53° 32' e 53° 33', localizada no limite entre os municípios de Toledo e Cascavel na região oeste do Estado do Paraná. Geologicamente, encontra-se situada na Bacia Sedimentar do Paraná, na região dos derrames basálticos do período mesozoico, do Grupo São Bento, da formação Serra Geral, no Terceiro Planalto Paranaense (AKEL, 2001), conforme ilustrado na Figura 1.

Figura 1. Geologia do Estado do Paraná (AKEL, 2001)

Sob o ponto de vista geomorfológico a área de estudo pertence à sub-unidade morfoescultural do Terceiro Planalto, denominada Planalto de Cascavel com relevo predominantemente caracterizado por ser mediantemente dissecado, com topos alongados e aplainados, com vertentes convexas e vales encaixados (SANTOS et al., 2006). E quanto à hidrografia, constitui-se em uma das nascentes do rio Lopeí, localizada na Bacia do Rio Paraná 3, na margem esquerda do reservatório de ITAIPU, conforme ilustração na Figura 2. Possui uma área de contribuição de 99 ha, considerando como seu exutório o ponto de monitoramento hidrológico do presente estudo. O comprimento total do talvegue, incluindo o trecho à montante da calha fluvial é de 1200m, com um desnível total de 80m entre o divisor e o ponto da seção de monitoramento hidrológico. O clima, segundo a classificação de Köppen é do tipo Cfa (subtropical úmido), com uma precipitação pluviométrica anual média de 1800 a 2000 mm, dos quais entre 500 e 600mm no verão e entre 300 e 400mm no inverno e uma temperatura anual média de 19 a 20°C, variando de 23 a 24°C no verão e 16 a 17°C no inverno (NITSCHKE, et al., 2019).

Figura 2. Visão geral da área de estudo, representada por uma das bacias hidrográficas de primeira ordem localizada ao sul da imagem de maior escala espacial (à direita)

Para a escolha da área de estudo teve-se como critérios: i) bacia de primeira ordem; ii) com topossequência representativa das áreas com aptidão agrícola da sub-unidade geomorfológica; iii) no trecho do canal fluvial, à montante do ponto de monitoramento hidrológico, ausência de estradas seccionando o canal fluvial, ausência de estruturas de barramento e ou captação de água e uniformidade da mata ciliar; iv) adoção do sistema plantio direto em sua área de contribuição. De acordo com informações do proprietário do imóvel rural onde se realizou o estudo, o sistema plantio direto foi adotado na área no início da década de 1990. Em 2018 foi realizada a implantação de um novo sistema de terraceamento agrícola em toda a área da bacia hidrográfica pertencente ao imóvel rural onde o presente estudo foi realizado. Para a descompactação mecânica ocasionada pelo intenso tráfego de máquinas de grande porte utilizadas na implantação dos terraços, realizou-se a operação de escarificação até a profundidade de 0,25m, interrompendo-se, portanto, um ciclo de 28 anos sem revolvimento do solo. Para atender ao objetivo de se estudar a relação entre a dinâmica da água no solo, a recarga do aquífero freático e, as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica, escolheu-se a topossequência do talvegue da cabeceira de drenagem.

À montante da calha fluvial foram abertas cinco trincheiras dispostas em topossequência, nas quais realizou-se a descrição morfológica de acordo com (SANTOS, R. DAVID; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, 2015). Em cada horizonte e em algumas transições de horizontes foram feitas coletas de amostras deformadas e indeformadas e, na profundidade média de cada horizonte, foram instalados sensores automáticos para o monitoramento do conteúdo e do potencial mátrico da água no solo. A partir da descrição morfológica, das amostras

coletadas e dos dados do monitoramento realizou-se para cada Perfil, uma detalhada caracterização físico hídrica e a quantificação dos fluxos verticais de água no solo. Na Figura 3, apresenta-se a bacia hidrográfica de primeira ordem e a respectiva topossequência onde se realizaram os estudos hidropedológicos do presente trabalho, com a identificação das classes de declive na Figura 4, onde se observa uma variação local do relevo desde plano no topo, passando a suave ondulado a ondulado nos Perfis 1 e 2, ondulado nos Perfis 3 e 4, com o assentamento em relevo plano no sopé da encosta. E na Figura 5, apresenta-se em detalhe a condição de campo durante a implantação do projeto de pesquisa e realização das coletas de amostras de solos.

A imagem da Figura 3 foi obtida por meio de vôo realizado com Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) modelo eBee RTK, gerando arquivo raster formato TIFF de 23221 linhas x 26896 colunas, com pixel (x, y) de 0,10336 x 0,10336 m, no Datum WGS 1984 (World Geodetic System), com a Referência Espacial do Sistema de Coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator), fuso 22 Sul, em 4 bandas. O vôo foi realizado com uma sobreposição longitudinal de 75% e lateral de 65%, gerando, assim a imagem estereoscópica por meio das técnicas de estereoscopia computadorizada. A partir de uma base de GPS instalada em campo durante o vôo, obteve-se a correção de posição em tempo real por meio de RTK da imagem estereoscópica gerada. Com o processamento da imagem (primeiramente no software eMotion embarcado e, posteriormente, no software Pix4Dmapper), obteve-se o Modelo Digital de Superfície (MDS) com uma acurácia planimétrica inferior a 5cm. O MDS foi obtido eliminando-se as áreas de floresta e edificações e, portanto, assumiu-se o MDS como sendo equivalente ao Modelo Digital do Terreno (MDT). A partir do MDT obteve-se o mapa com as classes de declive (Figura 4), utilizando-se o software Arc Gis.

Figura 3. Área de estudo em detalhe, com a identificação da topossequência com as estações de monitoramento automático do conteúdo de água e do potencial mátrico da água no solo, do nível freático e da vazão do curso hídrico. (Fonte: ITAIPU Binacional).

Figura 4. Mapa das classes de declive na área de estudo. (Fonte: ITAIPU Binacional).

Figura 5. Detalhe da localização dos poços de monitoramento do nível freático (seta) em relação aos Perfis de solo.

3.2. Descrição morfológica e classificação dos solos

A descrição morfológica de campo para os cinco Perfis de solos foi realizada de acordo com (SANTOS,R. DAVID; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, 2015) e a classificação dos solos foi feita de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS, et al, 2013) e foi realizada dentro da seção de controle de 2m de profundidade para toda a topossequência. Foram descritos cinco horizontes para cada um dos cinco Perfis, estando o Perfil 5 enterrado por uma camada coluvionar já com processo pedogenético em desenvolvimento, totalizando-se, portanto, 26 horizontes.

3.3. Amostragem

A coleta de todas as amostras foi realizada na primeira quinzena de outubro de 2016 e as culturas que antecederam as coletas foram o milho de segunda safra (“milho safrinha”) no caso do Perfil 1, localizado no terço superior da topossequência e o trigo no caso dos demais quatro Perfis. A topossequência está localizada na área onde foi realizada a operação de escarificação mencionada no item 3.1, não havendo, após esta operação mecânica, uma nova amostragem até a profundidade de 0,25m afetada por esta prática.

A profundidade da camada superficial foi fixa para todos os Perfis e igual a 0-0,05m, no caso das amostras coletadas com anéis volumétricos e, 0-0,12m no caso das amostras para análises micromorfométricas. As demais profundidades de coleta, em vez de seguirem valores fixos preestabelecidos, foram feitas em conformidade com a espessura de cada horizonte morfogenético descrito para cada Perfil, amostrando-se, no mínimo uma profundidade de cada horizonte, além de algumas transições de horizontes.

As amostras foram divididas em 4 grupos:

i) Amostras deformadas coletadas de cada um dos 26 horizontes para a realização de análise da distribuição do tamanho de partículas e análises químicas para fins de classificação dos solos;

ii) Amostras indeformadas coletadas com anéis volumétricos de 10^{-4} m^3 , verticalmente orientados, em triplicata para cada uma das profundidades, para as determinações da condutividade hidráulica do solo saturado (K_s), das curvas de retenção de água no solo e da densidade do solo. Foi amostrada, no mínimo uma profundidade para cada horizonte e, em cinco deles realizou-se amostragem adicional para detalhamento, também em triplicata, totalizando-se 31 profundidades amostrais em toda a topossequência. Estas amostragens adicionais estão destacadas na Tabela 1;

iii) Amostras indeformadas e orientadas coletadas em monólitos com dimensões de 0,05 x 0,07 x 0,12m, em duplicata, para análises micromorfométricas dos poros do solo quanto à dimensão e forma.

iv) Amostras indeformadas e orientadas coletadas em monólitos de dimensões aproximadas de 0,30 x 0,40 x 0,15 a 0,20m (coletadas na profundidade média de cada horizonte), com apenas uma repetição por horizonte, utilizadas para a determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$.

Além das amostras acima, também foram coletadas na profundidade média de cada horizonte, uma amostra deformada para a determinação da umidade do solo no momento da sua descrição morfológica, utilizando-se recipiente de alumínio com tampa e fita de vedação para o acondicionamento e transporte das amostras. Com a determinação da massa seca em estufa à 105°C por 24 horas, determinou-se a umidade gravimétrica. Na Tabela 1 apresenta-se em detalhe as profundidades de coleta para cada um dos quatro tipos de amostras. As profundidades destacadas em negrito referem-se a amostragens adicionais para fins de detalhamento, tanto no caso dos anéis volumétricos, quanto das amostras para as análises micromorfométricas.

Tabela 1. Detalhamento do tipo de amostras e das profundidades de coleta.

TIPOS DE AMOSTRAS / PROFUNDIDADES DE COLETAS					
		Amostras indeformadas		Amostras deformadas*	
HORIZONTES		Anéis volumétricos (1,0 x 10 ⁻⁴ m ³)	Monólitos (0,05x0,07x0,12m)	Monólitos (0,30x0,40x0,20m)	
		Curvas de Retenção de Água no Solo, ρ, K _o	Análise Micromorfométrica	K(θ)	Físico-Química
PERFIL 1 - LVdf					
Ap	0,00 - 0,25	0,00 - 0,05 0,15 - 0,20	0,00 - 0,12 0,16-0,28	0,00 - 0,25	0,00 - 0,25
AB	0,25 - 0,40	0,30 - 0,35	0,26 - 0,38	0,25 - 0,40	0,25 - 0,40
BA	0,40 - 0,70	0,55 - 0,60	0,50 - 0,62	0,40 - 0,70	0,40 - 0,70
BW1	0,70 - 1,30	0,95 - 1,00	0,90 - 1,02	0,70 - 1,30	0,70 - 1,30
BW2	1,30 - 2,00+	1,60-1,65	1,60 - 1,72	1,30 - 2,00	1,30 - 2,00
PERFIL 2 - LVdf					
Ap	0,00 - 0,20	0,00 - 0,05 0,15 - 0,20	0,00 - 0,12 0,14 - 0,26	0,00 - 0,20	0,00 - 0,20
AB	0,20 - 0,40	0,25 - 0,30	0,26 - 0,38	0,20 - 0,40	0,20 - 0,40
BA	0,40 - 0,80	0,55 - 0,60	0,55 - 0,67	0,40 - 0,80	0,40 - 0,80
Bw1	0,80 - 1,45	1,05-1,10	1,00 - 1,12	0,80 - 1,45	0,80 - 1,45
Bw2	1,45 - 2,00+	1,65-1,70	1,60 - 1,72	1,45 - 2,00	1,45 - 2,00
PERFIL 3 - LVdf					
A	0,00 - 0,15	0,00 - 0,05	0,00 - 0,12	0,00 - 0,15	0,00 - 0,15
AB	0,15 - 0,35	0,20 - 0,25	0,18 - 0,30	0,15 - 0,35	0,15 - 0,35
BA1	0,35 - 0,60	0,45 - 0,50	0,40 - 0,52	0,35 - 0,60	0,35 - 0,60
BA2	0,60 - 1,00	0,75 - 0,80	0,75 - 0,87	0,60 - 1,00	0,60 - 1,00
Bw	1,00 - 2,00+	1,15 - 1,20 1,70 - 1,75	1,10 - 1,22 1,65 - 1,77	1,00 - 2,00	1,00 - 2,00
PERFIL 4 - LVdf					
A	0,00 - 0,10	0,00 - 0,05	0,00 - 0,12	0,00 - 0,10	0,00 - 0,10
AB	0,10 - 0,25	0,15 - 0,20	0,12 - 0,24	0,10 - 0,25	0,10 - 0,25
BA1	0,25 - 0,50	0,35 - 0,40	0,30 - 0,42	0,25 - 0,50	0,25 - 0,50
BA2	0,50 - 1,10	0,50 - 0,55 0,80 - 0,85	0,45 - 0,57 0,75 - 0,87	0,50 - 1,10	0,50 - 1,10
Bw	1,10 - 2,00+	1,55 - 1,60	1,50 - 1,62	1,10 - 2,00	1,10 - 2,00
PERFIL 5 - CXbd					
Colúvio	0,00 - 0,25	0,00 - 0,05 0,10 - 0,15	0,00 - 0,12 0,18 - 0,30	0,00 - 0,25	0,00 - 0,25
Ab	0,25 - 0,40	0,30 - 0,35	0,25 - 0,37	0,25 - 0,40	0,25 - 0,40
Abb	0,40 - 0,75	0,50 - 0,55	0,50 - 0,62	0,40 - 0,75	0,40 - 0,75
Bib	0,75 - 1,05	0,80 - 0,85	0,80 - 0,92	0,75 - 1,05	0,75 - 1,05
BCb1	1,05 - 1,45	1,20 - 1,25	1,15 - 1,27	1,05 - 1,45	1,05 - 1,45
BCb2	1,45 - 2,00+	1,50 - 1,55	1,50 - 1,62	1,45 - 2,00	1,45 - 2,00

$K(\theta)$ - Condutividade hidráulica do solo não saturado; ρ - Densidade do Solo;

$K\theta$ - Condutividade hidráulica do solo saturado

* Coletadas na profundidade média de cada horizonte

3.4. Caracterização físico-hídrica dos solos

3.4.1 Análise da distribuição do tamanho de partículas

A análise da distribuição do tamanho de partículas foi realizada de acordo com o método descrito por (TEIXEIRA et al., 2017), utilizando-se o princípio da Lei de Stockes, a qual relaciona o tamanho da partícula com a sua velocidade de sedimentação em meio líquido, para a quantificação da argila dispersa por agente químico e mecânico. A fração areia foi quantificada por peneiramento e a fração silte pela diferença aritmética. Algumas das etapas estão ilustradas na Figura 6.

As amostras coletadas em campo foram peneiradas em malha 2mm para a obtenção de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA). Para a dispersão química da argila e quebra dos agregados utilizou-se solução com hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio e mesa agitadora por 16 horas a 50 rpm (rotações por minuto). Após a agitação, o conteúdo das amostras foi transferido para provetas de 1000 ml, restando-se as frações areia em peneira 0,053mm, completando-se o volume das provetas com água deionizada, as quais foram mantidas em descanso por 24 horas à temperatura constante de 22°C. Após 24 horas realizou-se a leitura das amostras e da prova controle com densímetro com escala Bouyoucus em g. L⁻¹. Cinco frações areia foram separadas por peneiramento segundo o Sistema de Classificação Norte Americano (USDA): areia muito grossa (2 – 1 mm), areia grossa (1 – 0,5 mm), areia média (0,5 – 0,25 mm), areia fina (0,25 – 0,10 mm), areia muito fina (0,10 – 0,05 mm), silte (0,05 – 0,002 mm), argila (< 0,002 mm).

Figura 6. Imagem da determinação das frações granulométricas argila, silte e areia.

3.4.2 Densidade do solo

A densidade do solo refere-se à relação entre a massa seca de uma amostra e o seu respectivo volume e, no Sistema Internacional de Unidades, é expressa em kg.m^{-3} . Sua determinação foi feita a partir das amostras coletadas com anéis volumétricos em triplicata em cada profundidade (93 amostras), a partir das quais calculou-se a densidade média para cada uma das 31 profundidades amostrais. Todas as amostras de superfície foram coletadas nas entrelinhas das culturas que antecederam a amostragem, conforme mostrado na Figura 7.

A densidade do solo foi determinada conforme (TEIXEIRA et al., 2017), apresentada na equação (eq.1):

$$\rho = ms/V \quad (1)$$

Onde ρ é a densidade do solo (kg.m^{-3}), ms é a massa de solo seco em estufa a 105°C por 24 horas (kg) e V é o volume de solo (m^3) dado pelo volume dos anéis utilizados nas coletas.

Figura 7. Coleta de amostras indeformadas com anéis volumétricos em triplicata para cada camada. À esquerda detalhe da disposição dos anéis nas entrelinhas da cultura anterior.

3.4.3 Densidade dos sólidos do solo

A densidade dos sólidos do solo refere-se à relação entre a massa seca dos constituintes sólidos de uma amostra e o respectivo volume dos sólidos e, no Sistema Internacional de Unidades, é expressa em kg.m^{-3} .

A determinação foi feita por meio do uso do pincnômetro de gás hélio (TEIXEIRA et al., 2017), o qual utiliza este gás com 99,995% de pureza com pressão de 23 psig (libras-força por polegada quadrada) e tem sua pressão calibrada em função da temperatura e volume, este último referente ao volume no qual a amostra é inserida no analisador.

Primeiramente, uma quantidade de gás, a uma pressão conhecida é expandida para o interior do volume vazio (conhecido) e o equipamento mede a pressão e estabelece um valor de referência. Posteriormente, a amostra com massa seca conhecida é inserida no volume, o qual é vedado e a mesma quantidade de gás, à mesma pressão, é novamente expandida, promovendo o deslocamento do gás entre os sólidos da amostra, medindo-se novamente a pressão. A partir da variação da pressão, o volume da amostra é medido, do qual o analisador deriva automaticamente a densidade dos sólidos.

3.4.4 Porosidade total do solo

A Porosidade Total de uma amostra de solo (α) refere-se à fração do volume da amostra ocupada por poros ou não ocupada por sólidos. A sua determinação foi feita para cada uma das 31 profundidades amostradas, considerando-se os valores médios da densidade do solo (média de três repetições) e o valor obtido para a densidade dos sólidos do solo (uma repetição), com o seu cálculo realizado conforme descrito por (TEIXEIRA et al., 2017), dado pelas equações abaixo (eq.2, eq. 3, eq. 4):

$$\alpha = \frac{V_p}{V}, \quad (2)$$

$$\alpha = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_s}\right), \quad (3)$$

$$\alpha (\%) = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_s}\right) \cdot 100 \quad (4)$$

Onde, V_p é o volume de poros do solo, α é a porosidade total do solo ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) e V , ρ e ρ_s já definidos anteriormente.

3.4.5 Curvas de Retenção de Água no Solo

Para se avaliar as características de retenção de água no solo foram determinadas em condições de laboratório, as curvas de retenção por secagem para cada uma das 93 amostras coletadas com anéis volumétricos (Figura 8). Em laboratório as amostras foram agrupadas por horizontes, preparadas, com a sua base protegida com tela de nylon (com malha fina permissível ao livre fluxo de solução), fixada ao anel por meio de elástico, com as respectivas massas da tela e do elástico individualmente mensurados para cada amostra. Após esta etapa preparatória as amostras foram saturadas com água deaerada, mediante o incremento gradativo de lâminas d'água

até a altura equivalente a 2/3 da altura dos anéis, e assim mantidas com lâmina constante por 24 horas.

Foram utilizadas câmaras de pressão com placa porosa ou câmaras de pressão de Richards (KLUTE, 1986) para a aplicação das pressões de 1, 3, 6, 8, 10, 33, 50 e 100 kPa e câmaras de alta pressão com placa porosa para a aplicação das pressões de 300 e 500 kPa, utilizando-se as amostras com a estrutura preservada para todas as pressões. Para permitir o perfeito contato hidráulico entre as amostras e as placas porosas, estas também foram saturadas por um período de 24 horas. Em virtude de problemas logísticos não foi possível a determinação da retenção de água na pressão de 1500kPa.

Figura 8. Ilustração das etapas da determinação das curvas de retenção de água no solo por secagem.

Após a completa saturação das amostras e, com as câmaras de Richards também preparadas e com suas placas porosas devidamente saturadas, a água dos recipientes utilizados para a saturação das amostras foi drenada por sifonamento para evitar a manipulação das mesmas e possíveis danos à estrutura. Findo este processo, as amostras foram imediatamente pesadas para a obtenção da massa na condição saturada e imediatamente dispostas cuidadosamente na placa porosa para a aplicação da primeira pressão de ar, 1kPa. Utilizou-se as mesmas amostras para todas as pressões de 1 a 500kPa e a cada pressão de ar aplicada (P), uma vez alcançado o equilíbrio, ou seja, uma vez cessado o fluxo de água da amostra, quando a energia com que a água retida na matriz do solo (potencial mátrico) se equivalia à pressão de ar ($\phi_m = -P$, em Pascal), realizou-se a pesagem de cada amostra para se quantificar o conteúdo de água nela retida, utilizando-se de balança analítica

com duas casas decimais. Para todos os pontos da curva (todas as pressões), após a pesagem realizou-se a ressaturação parcial das amostras com o único objetivo de se permitir o perfeito contato hidráulico das amostras com a placa porosa. Tal procedimento foi repetido, tanto para as câmaras de Richards, quanto para as câmaras de alta pressão até 500kPa, quando as amostras foram levadas para a estufa à 105°C por 24 horas. Após as 24 horas, as amostras foram novamente pesadas para a obtenção da massa seca em estufa.

Assim, para cada um dos pontos da curva e para cada amostra, com base nos dados da massa úmida, da massa seca e do volume do anel, com as devidas eliminações das massas do anel, da tela de nylon e do elástico, individualmente mensurados para cada amostra, calculou-se a umidade do solo com base em massa, “U” em (kg.kg⁻¹), a densidade do solo “ ρ ” (kg.m⁻³) e a umidade do solo com base em volume “ θ ” em (m³.m⁻³), conforme equações (5, 6 e 7):

$$U = \frac{mu-ms}{ms} \text{ (kg.kg}^{-1}\text{)} \quad (5)$$

$$\rho = \frac{ms}{V} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)} \quad (6)$$

$$\theta = \frac{U.\rho}{1000} \text{ (m}^3\text{.m}^{-3}\text{)} \quad (7)$$

Em que “mu” é a massa úmida, “ms” é a massa seca, U é a umidade do solo com base em massa, ρ é a densidade do solo, V é o volume do anel, θ é umidade do solo com base em volume, sendo 1000 a densidade da água em (kg.m⁻³).

Com tal procedimento obteve-se três curvas de retenção para cada uma das 31 profundidades, totalizando 93 curvas de retenção para a topossequência. A partir das três repetições por profundidade, utilizando-se o software Table Curve 2D, obteve-se a curva média ajustada para o conteúdo de água no solo em função do potencial mátrico e os respectivos parâmetros de ajuste, dados pelo modelo de van (VAN GENUCHTEN, 1980) com as restrições de MUALEM (1976), conforme equação (8):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha|\phi_m|)^n]^m} \quad (8)$$

Onde:

θ é o valor ajustado do conteúdo de água no solo em ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$);

θ_r é o parâmetro de ajuste da curva referente ao conteúdo de água residual no potencial mátrico de 500kPa em ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$).

θ_s é o conteúdo de água do solo na condição de saturação ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$);

ϕ_m é o potencial mátrico da água no solo, na equação indicado em termos absolutos, equivalendo à tensão τ , em que $\tau = -\phi_m$

α , n e m são demais parâmetros de ajuste da curva, com as restrições do modelo de Mualem (1976), $m = 1 - 1/n$

3.4.6 Distribuição dos poros do solo por classes de diâmetro equivalente

Avaliar a distribuição de tamanho e configuração dos poros no solo com exatidão é praticamente impossível dada a sua natureza extremamente complexa, o que leva a adoção da premissa de que o espaço poroso do solo pode ser explicado pelo modelo da capilaridade (LIBARDI, 2010), isto é, assume-se que a conectividade do espaço poroso do solo resulta em inúmeros tubos capilares. De acordo com (LIBARDI, 2018) os fenômenos capilares são determinísticos, explicados pela fórmula de Laplace e, para superfícies líquidas côncavas e esféricas e de raio “ r ”, como é o caso do menisco da água nos poros do solo (assumidos como tubos capilares), a ascensão capilar, quando a uma amostra se aplica uma pressão de ar por meio de câmaras de pressão, é dada pela equação (9):

$$\tau = P = 2\sigma \cdot \frac{\cos\alpha}{r} \quad (9)$$

Onde, no equilíbrio, “ τ ” é a tensão equivalente à pressão de ar “ P ” aplicada à amostra, σ é o coeficiente de tensão superficial da água (N.m^{-1}), “ α ” o ângulo de contato do líquido com a parede do tubo capilar (em graus) e “ r ” o raio do tubo capilar (m).

Assim, na condição de equilíbrio, a pressão “ P ” da equação (9) equivale à tensão “ τ ” com que a água está retida na matriz do solo. Como exposto inicialmente, a porosidade do solo é expressivamente mais complexa que um simples conjunto de tubos capilares e, portanto, conforme explicado por (LIBARDI, 2018) as curvaturas das interfaces solução-ar nos poros da amostra de solo não são todas iguais em todos os pontos, porém na condição de equilíbrio, todas as interfaces estão sob a mesma tensão, com a equivalência $P = \tau$ em todas as interfaces, assumindo um perfeito contínuo hidráulico entre os poros da amostra e o poros da placa porosa, nos quais a pressão de ar

é aplicada. Diante desta imposição do fenômeno físico, o raio “ r ” calculado pela equação acima deve obrigatoriamente ser considerado como um *raio equivalente* (LIBARDI, 2018).

Portanto, diante da premissa inicial apresentada e considerando os fundamentos dos fenômenos capilares, pode-se relacionar a tensão (τ) da solução do solo com a curvatura das interfaces solução-ar e assim, quantificar a distribuição dos poros da amostra de solo por classes de tamanho, a partir da curva de retenção de água no solo (LIBARDI, 2018), o que foi feito no presente estudo, por meio da curva de retenção de água no solo por secagem.

Partindo-se das amostras de solo indeformadas e saturadas e, com o uso das câmaras de pressão de Richards, quantificou-se o volume de água retido na amostra após o equilíbrio, entre a tensão com que a água está retida na amostra e a pressão de ar aplicada. Portanto, no equilíbrio, obteve-se a total drenagem da água retida nos poros de raio maiores que o raio calculado pela equação (10) a seguir, obtida pela explicitação de “ r ” da equação (9), para $\alpha = 0$ e valores de P inferiores à máxima pressão suportada pela placa porosa $P_{\text{máx}}$, conforme segue:

$$r = \frac{2\sigma}{P} \quad (10)$$

A pressão de ar é aplicada na placa porosa, cujos poros estão em perfeito contato hidráulico com os poros da amostra (contínuo hidráulico), assim a pressão nominal máxima suportada pela placa ($P_{\text{máx}}$) é aquela para a qual não há o rompimento das curvaturas das interfaces solução-ar (meniscos), ou seja, é a máxima pressão que leva ao mínimo valor das curvaturas das interfaces solução-ar, quando o raio da curvatura se iguala ao raio do poro, condição em que o ângulo de contato “ α ” do líquido com a parede do poro, assume o valor zero, explicando assim a equação (10).

O procedimento para a obtenção da curva da frequência acumulada de raios dos poros, a partir da curva de retenção por secagem seguiu o descrito por (LIBARDI, 2018; NASCIMENTO, M. L.; LIBARDI, P. L.; GIMENES, 2018). No desenvolvimento do modelo proposto pelos autores, para a obtenção do raio equivalente do poro, substitui-se na equação (8), “ ϕ_m ” por “ r ” calculado pela equação (10), com ângulo de contato “ $\alpha=0$ ”, o que permite o cálculo de θ em função do raio equivalente. Assim, para cada valor de “ P ” aplicada à amostra, calculou-se o raio equivalente e elaborou-se a curva da saturação relativa, $S_r = \theta/\alpha$ (onde θ é o conteúdo de água volumétrico da amostra em $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ e α é a porosidade total da amostra em $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), no eixo das ordenadas, em função do logaritmo do raio equivalente, no eixo das abscissas. Para cada valor de raio equivalente “ r_s ”, tem-se o volume dos poros da amostra cheios de água, correspondendo ao volume dos poros com raios imediatamente inferiores a “ r_s ”. De acordo com os autores, a

diferenciação de S_r em relação ao $\log(r)$ fornece a função da frequência de raios por unidade de $\log(r)$ e a integração de dois intervalos de raios equivalentes nesta curva, fornece a área sob a curva, o que corresponde ao volume de poros da amostra neste intervalo, obtendo-se, portanto, a distribuição dos poros segundo o tamanho do raio equivalente.

O critério adotado para a classificação dos poros quanto ao tamanho foi o proposto por (BREWER, 1976) subdividindo-se o espaço poroso em macro, meso e microporos, com os seguintes valores para o diâmetro equivalente:

- Macroporos: diâmetro maior que 75 μm (raio maior que 37,5 μm);
- Mesoporos: diâmetro entre 30 e 75 μm ; (raio entre 15 e 37,5 μm);
- Microporos: diâmetro menor que 30 μm (raio menor que 15 μm).

Assim, com a adoção do critério proposto por (BREWER, 1976) em relação ao diâmetro equivalente para a classificação dos poros em macro, meso e micro poros e, com o uso do modelo descrito por (LIBARDI, 2018; NASCIMENTO, M. L.; LIBARDI, P. L.; GIMENES, F.H.S., 2018), as classes de tamanho de poros em termos de raio equivalente e os respectivos intervalos de tensões associados a cada classe obtidos, estão apresentado na Tabela 2.

Tabela 2. Tipos de poros em classes de tamanho conforme critério de Brewer (1976) e respectivos valores para o diâmetro equivalente e energia com que a água se encontra retida na matriz do solo, expressa em valores absolutos do potencial mátrico (tensão).

Classes de tamanho de poros	Diâmetro equivalente	Tensão (τ)
	μm	kPa
Macroporos	> 75	< 3,88
Mesoporos	30 a 75	3,88 a 9,7
Microporos	< 30	> 9,7 kPa

3.4.7 Análise micromorfométrica da dimensão, forma e conectividade dos poros

Para a análise micromorfométrica dos poros do solo foram coletadas amostras indeformadas e orientadas em monólitos de dimensões 0,05 x 0,07 x 0,12 m em cada uma das 31 profundidades amostrais nos 26 horizontes morfologicamente descritos (Figura 9). Os procedimentos de coleta e impregnação das amostras foram realizados conforme descritos por (CASTRO, et al., 2003; COOPER, M.; CASTRO, S.S.; COELHO, 2017; CASTRO, SELMA SIMÕES DE; COOPER, 2019).

Figura 9. Coleta de amostras indeformadas e orientadas (monólitos de 0,05 x 0,07 x 0,12m), para a análise micromorfométrica.

Em laboratório as amostras foram abertas e dispostas em recipientes plásticos com dimensões moderadamente superiores às dos monólitos e mantidas ao ar por um período de 15 dias e, posteriormente, em estufa com ventilação forçada na temperatura constante de 40°C por 48 horas. O acondicionamento nos mesmos recipientes plásticos devidamente identificados foi mantido até o final do processo de impregnação, reduzindo-se, assim, a manipulação das amostras para se evitar danos à estrutura. Após a retirada da estufa, as amostras foram submetidas ao processo de impregnação com resina poliéster, diluída com monômero de estireno na proporção de 1:1 e com a adição de pigmento fluorescente, o qual teve por objetivo permitir o contraste dos poros em relação à fase sólida do solo, quando sob luz “negra”.

Mediante a adição gradativa e paulatina da mistura resina-monômero-pigmento aos recipientes plásticos, dispostos em dessecadores de vidro e, mantidos em vácuo constante de 450mm de Hg (mercúrio), o espaço poroso das amostras de solo foi preenchido por meio da ascensão capilar da mistura. A elevação gradativa da lâmina da mistura nos recipientes teve por objetivo evitar o aprisionamento de ar nos poros, o que impediria a substituição do ar pela mistura. Após a completa submersão da amostra, a mesma foi mantida sob vácuo até a máxima condição de substituição do ar pela mistura no espaço poroso, o que foi visualmente observado pela cessação da formação de bolhas de ar na mistura, representando a condição em que o ar deixou de ser eliminado dos poros, momento em que a bomba de vácuo foi desligada. Finalizada esta etapa as amostras foram mantidas sem manipulação física por 24 horas, quando então foram retiradas dos dessecadores e dispostas na capela, onde receberam quantidades adicionais da mistura, proporcionalmente ao rebaixamento da lâmina no interior do recipiente plástico até atingir a condição de submersão constante em função do tempo, quando se interrompeu novas adições da mistura e aguardou-se a completa solidificação da mistura. Nesta etapa os blocos solidificados foram removidos do recipiente plástico e levados à estufa à temperatura constante de 40°C.

Após a retirada da estufa os blocos se tornaram-se prontos para o fatiamento, com a devida manutenção da orientação de coleta em campo em todos os blocos menores resultantes (fatias). Cada bloco solidificado recebeu três cortes no sentido longitudinal da amostra em planos paralelos ao plano vertical da parede do perfil de solo onde as amostras foram coletadas em campo. Em sentido perpendicular ao plano vertical descrito, foi feita a marcação física da orientação das amostras (norte da amostra), utilizando-se do disco de corte. Em um dos dois blocos centrais resultantes do fatiamento foi realizado o polimento para a posterior tomada das imagens. Na Figura 10 estão apresentadas algumas das etapas laboratoriais do procedimento de obtenção dos blocos polidos.

Figura 10. Secagem, impregnação e obtenção de blocos polidos para a análise micromorfológica.

As etapas de obtenção e de processamento das imagens dos blocos polidos foram realizadas conforme descrito por (COOPER et al., 2016). As imagens foram obtidas em lupa binocular, com os blocos iluminados por luz ultravioleta, utilizando-se a objetiva com aumento de 10x e com uma câmera digital colorida acoplada à lupa. Em cada bloco, foram dispostas aleatoriamente 15 amostras retangulares de 12x15mm (180mm²), nas quais foram tomadas imagens digitais com resolução espacial de 1024x768 pixels de 12,5x12,5 μm (156,25 μm^2 ou 0,15625mm²), e uma resolução espectral de + 16 milhões de cores. Portanto, para toda a topossequência foram obtidas 465 imagens. Posteriormente as imagens foram transformadas em imagens com 256 tons de cinza que foram binarizadas (onde 0, correspondendo ao preto, matriz do solo e 1, correspondendo ao branco, espaço poroso) e processadas pelo software de análise de imagens Noesis Visilog 5.4.

Dentre as diferentes etapas do processamento das imagens, todos os poros com dimensões menores ou iguais a 2 x 2 pixels de lado (25 x 25 µm) foram eliminados pois não são visíveis com a utilização da objetiva de 10x de aumento. Portanto, segundo o critério de (BREWER, 1976), utilizado neste estudo para a classificação dos poros em macro, meso e microporos, foi possível quantificar com a análise de imagens apenas os macro e mesoporos (diâmetros maiores que 30 µm). De acordo com (BULLOCK, et al., 1985), no estudo micromorfológico de solos a partir da análise de imagens só é possível a quantificação de macro e mesoporos, os quais possuem dimensões maiores que a resolução espacial do microscópio óptico.

Ressalta-se que o estudo do sistema poroso do solo a partir das imagens, fornece informações de uma visão em duas dimensões (2D) de um objeto de estudo, o poro, de natureza volumétrica (3D). Portanto, para a extrapolação das informações em 2D para 3D, exige-se metodologias mais detalhadas, como por exemplo, a obtenção de imagens sucessivas de diferentes seções transversais do bloco polido e o uso de técnicas de estereologia (BULLOCK, et al., 1985), porém não foram aplicadas no presente estudo.

Utilizando-se o software SPIA (Soil Pore Image Analysis), a partir dos dados decorrentes do processamento das imagens binárias no software Noesis Visilog 5.4, pôde-se obter, para cada bloco: a área total ocupada por poros, o número total de poros e a classificação e quantificação dos poros quanto à forma e tamanho, conforme procedimento descrito por (COOPER et al., 2016). A partir da somatória da área ocupada por todos os poros da área da imagem, dividida pela área total da imagem e, expressando-se o valor em porcentagem, obteve-se a área total média ocupada por poros (ATP), conforme equação (11):

$$ATP (\%) = (soma \text{ área de todos os poros} / \text{área total da imagem}) \cdot 100 \quad (11)$$

Onde, ATP é a Área Total Média Ocupada por Poros na imagem analisada.

Além da ATP, com o processamento das imagens conforme já descrito, foram computados também o Número Total de Poros (NTP) em cada imagem analisada.

Tal procedimento, aplicado às 15 imagens (15 amostras) de cada bloco forneceu, a ATP e o NTP, este referindo-se à somatória do total de poros do bloco, este por sua vez, representativo de uma dada profundidade amostrada em um dado Perfil da topossequência. Obteve-se como resultado final 31 valores para ATP e para NTP para cada uma das 31 profundidades amostradas na topossequência.

Além da quantificação da ATP e do NTP, a análise de imagens do espaço poroso do solo também permitiu quantificar e classificar os poros quanto a forma e classes de tamanho conforme proposto por (COOPER et al., 2016; COOPER, M.; CASTRO, S.S.; COELHO, 2017). Os autores definiram para a forma dos poros, as classes Arredondados, Alongados e Complexos, as quais foram cruzadas com as classificações por tamanho em Pequeno, Médio e Grande, utilizando-se para tal, dois índices de forma I_1 e I_2 , conforme equações (12 e 13):

$$I_1 = \frac{P^2}{(4 \cdot \pi \cdot A)}, \quad (12)$$

$$I_2 = \frac{\frac{1}{m} \sum_i (N_i)_i}{\frac{1}{m} \sum_i (D_F)_i} \quad (13)$$

onde P : é o perímetro do poro; A : a área do poro; N_i é o número de interceptos na direção i , D_F é o diâmetro de Feret de um dado objeto observado na imagem na direção j , m é o número de direções i e n o número de direções j . Os mesmos autores apresentam ainda os critérios de enquadramento dos dados obtidos pela análise das imagens, nos dois índices apresentados, critérios estes utilizados no presente estudo.

Por meio do software SPIA, obteve-se o enquadramento dos poros em três classes de forma (Arredondados, Alongados, Complexos) e três classes de tamanho (Pequeno, Médio, Grande), resultando em um total de nove classes, para as quais quantificou-se a área e o número de poros.

Para avaliar a conectividade do sistema poroso ou da configuração dos poros no solo nas imagens e 2D, calculou-se um índice que relaciona os valores de área total com o número total de poros por classe de forma, conforme segue:

$$ICP = \frac{\left(\frac{\text{Área Arred}}{\text{Núm Arred}} \right)}{\left(\frac{\text{Área Alon}}{\text{Núm Alon}} \right) + \left(\frac{\text{Área Comp}}{\text{Núm Comp}} \right)} \quad (14)$$

Onde,

ICP é o Índice de Conectividade dos Poros

“Área Arred” e “Núm Arred” são a área total e o número total de poros arredondados

“Área Alon” e “Núm Alon” são a área total e o número total de poros alongados

“Área Comp” e “Núm Comp” são a área total e o número total de poros complexos

A conectividade do sistema poroso depende da continuidade das diferentes classes de forma e tamanho de poros, dado que mesmo os poros de menores diâmetros, podem ser funcionais para o movimento da água no solo se forem contínuos, sendo o contrário também verdadeiro, ou seja, os poros maiores podem ser pouco funcionais sob o ponto de vista da condução de água, caso não sejam contínuos. A análise de imagens em 2D tem como limitação em relação a análise em 3D, como a tomografia computadorizada, o fato de permitir apenas a visualização da área dos poros numa dada seção transversal do solo, refletida na amostra indeformada, não sendo possível visualizar a real natureza volumétrica do objeto de estudo, o poro. Assim, em imagens 2D, a análise da conectividade dos poros é feita a partir da quantificação da área e do número de seções transversais presentes na imagem (número de poros), os quais são discretizados em diferentes classes de diâmetro. Assim, para uma área total de poros constante, quanto maior o número de seções transversais que deram origem a esta área total, em tese, maior será a continuidade ou a conectividade do sistema poroso, o que seria confirmado, por exemplo, pelo sequenciamento de imagens e composição do modelo volumétrico do solo como feito na tomografia. Uma seção transversal arredondada quantificada na imagem 2D, pode ter origem no seccionamento de um poro com natureza volumétrica alongada ou complexa, o que resultaria em áreas diferentes para diferentes orientações da seção transversal. Portanto, a interpretação do resultado do presente índice, tem como premissa a variação no número de poros, para uma área constante, dada a relevância do número de poros na inferência sobre a conectividade do sistema poroso.

3.4.8 Condutividade hidráulica do solo saturado

A determinação da condutividade hidráulica do solo saturado foi feita em laboratório a para as 93 amostras indeformadas coletadas com anéis volumétricos, utilizando-se o permeâmetro de carga constante (Figura 11), conforme descrito por (LIBARDI, 2018). Para uma determinada carga hidráulica “h” aplicada à amostra e, mantida constante durante todo o ensaio, após o sistema ter alcançado a condição de regime estacionário, isto é, quando a vazão de saída igualou-se à vazão de entrada, aplicou-se a equação de Darcy.

Figura 11. Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado em permeâmetro de carga constante

Para o presente arranjo experimental, na condição de regime estacionário, sendo “h” a carga hidráulica aplicada à amostra, “L” o comprimento da coluna de solo da amostra, o gradiente de potencial total é positivo e igual a $(h + L)/L$.

Para a condição de saturação, o sentido da densidade de fluxo é para baixo, contrário ao sentido do gradiente da coordenada de posição “z” e, portanto, por convenção é negativa, conforme equação (14).

Assim,

$$Ko = -q/(h + L)/L \quad (14)$$

Em que, “Ko” é a condutividade hidráulica do solo saturado, “q” é a densidade de fluxo de água no solo e “h” e “L” já definidos anteriormente.

A densidade de fluxo “q” ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), conceitualmente é o volume de água (m^3) que passa pela seção transversal da coluna de solo da amostra (m^2), por unidade de tempo (s), ou, a vazão de água por unidade de área, expressa pela equação (15):

$$q = -Va / At \quad (15)$$

Portanto, substituindo-se a equação (14) na equação (15), tem-se

$$Ko = Va \cdot L / A \cdot t \cdot (h + L) \quad (16)$$

Em que “Va” é o volume de água drenado por unidade de tempo (volume medido na proveta), “A” é a área da seção transversal da coluna de solo (área do anel), “t” o tempo e os demais parâmetros da fórmula já definidos anteriormente.

No ensaio laboratorial realizado, aplicou-se uma carga hidráulica constante, por meio do frasco de Mariotte, procedendo-se com a coleta da vazão em intervalos de tempo regulares até a estabilização com vazão constante, regime de equilíbrio dinâmico.

3.4.9 Condutividade hidráulica do solo não saturado

A determinação da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água no solo, função $K(\theta)$, foi realizada em condições de laboratório utilizando-se amostras indeformadas e orientadas, coletadas na forma de monólitos de 0,40 x 0,30 x 0,15 a 0,20 m (Figura 12), coletando-se uma amostra para cada um dos 26 horizontes dos 5 Perfis da topossequência. O arranjo experimental montado em laboratório para a determinação da função $K(\theta)$, está apresentado na Figura 13 e, na Figura 14, apresenta-se os procedimentos aplicados a cada uma das amostras, assim resumidos: i) saturação das amostras por capilaridade, mediante a perfuração da base e laterais da embalagem da amostra, disposição da amostra em recipiente adequado e adição gradativa de água até a formação de uma lâmina igual a aproximadamente 2/3 da altura da amostra, mantendo-se a lâmina constante por 48 horas; ii) drenagem da água por sifonamento; iii) vedação das perfurações na base da amostra; iv) instalação de dois minitensiômetros, devidamente preparados e saturados, espaçados verticalmente a uma distância fixa e igual a 0,05m para todas as amostras; v) realização de três leituras diárias da massa da amostra para a determinação da sua umidade gravimétrica, até a estabilização do peso da amostra com precisão de 1 grama.

Figura 12. Coleta de amostras indeformadas (monólitos de aproximadamente 0,30 x 0,40 x 0,20m) utilizados para a determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado.

As leituras do potencial mátrico pelos minitensiômetros foram obtidas automaticamente por meio do uso de um datalogger e, associado a um transdutor de pressão inerente ao conjunto fornecido pelo próprio fabricante. Previamente à sua instalação nas amostras, os minitensiômetros foram submetidos a um processo de saturação com vácuo intermitente por um período de 48 horas, visando assegurar a máxima saturação da sua placa porosa, conforme procedimento descrito pelo fabricante. Durante todo o ensaio as amostras foram mantidas em estufa com ventilação forçada na temperatura de 38°C com o objetivo de acelerar a perda de água.

Figura 13. Arranjo experimental montado em laboratório para determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$.

As condições de contorno do ensaio foram:

- i) a umidade gravimétrica determinada foi homogênea em todos os pontos da amostra;
- ii) a perda de água na amostra ocorreu única e exclusivamente por evaporação, com o sentido do fluxo somente de baixo para cima;
- iii) a temperatura interna da estufa foi constante.

Figura 14. Determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado em condições controladas em laboratório

Para a obtenção dos dados do conteúdo de água nas amostras com base em volume, a partir dos dados do conteúdo de água com base em massa, utilizou-se os valores de densidade média do solo, determinados a partir das amostras indeformadas, coletadas em triplicata e com anéis volumétricos, nas mesmas profundidades médias das coletas dos monólitos utilizados neste ensaio, utilizando-se das equações (5, 6 e 7).

A partir das diferenças medidas da umidade gravimétrica das amostras por intervalo de tempo, obteve-se a perda de água em massa (kg) por tempo (s), convertida em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Este fluxo por unidade de tempo se traduz na vazão, a qual dividida pela área (m^2) de perda de água, específica

para cada amostra, representou a densidade de fluxo “q” ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). O cálculo da densidade de fluxo de água nas amostras, conforme determinação analítica descrita, é expressa pela equação (17):

$$q = + / - \frac{VA}{A \cdot t} \quad (17)$$

Onde,

q é a densidade de fluxo ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), numericamente igual a ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

VA é o volume de água perdido, mensurado por meio da umidade gravimétrica (m^3)

t os intervalos de tempo em segundos (s)

A é a área da seção transversal da amostra pela qual se dá a perda de água (m^2)

Analisando-se a densidade de fluxo apenas na direção vertical, como se trata de uma grandeza vetorial, por uma convenção de sinal, quando o fluxo da água no solo, tem o mesmo sentido do gradiente da coordenada de posição “z”, ou seja, para cima, representando ascensão capilar, a densidade de fluxo recebe o sinal positivo. Quando o fluxo vai no sentido oposto ao do gradiente da coordenada de posição “z”, para baixo, representando drenagem, a densidade de fluxo recebe o sinal negativo. Como a definição da Referência Gravitacional (RG) é arbitrária, resultando nos mesmos valores para o potencial total da água no solo, independentemente da posição da RG, convencionou-se a definição da RG na parte superior das amostras, obtendo-se assim valores negativos para o potencial gravitacional ϕ_{g1} e ϕ_{g2} nos pontos 1 e 2 da Figura 12, respectivamente. Com as medições dos potenciais mátricos nos mesmos pontos 1 e 2 (ϕ_{m1} e ϕ_{m2}), determinou-se os valores do potencial total Φ_{t1} e Φ_{t2} , conforme equação (18):

$$\phi_{ti} = \phi_{mi} + \phi_{gi} \quad (18)$$

Assim, com o gradiente de potencial total $\Delta\Phi_t = \Phi_{t1} - \Phi_{t2}$, calculou-se a condutividade hidráulica para os diferentes valores de conteúdo volumétrico de água no solo (θ , em $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) obtidos nas três leituras diárias, a partir da equação (20), obtida pela explicitação de $K(\theta)$ da equação de DARCY-BUCKINGHAM (1907), apresentada na equação (19):

$$q = - K(\theta) \cdot \frac{\Phi_{t1} - \Phi_{t2}}{L} \quad (19)$$

Explicitando-se $K(\theta)$ da equação (19), tem-se:

$$K(\theta) = -q \cdot \frac{L}{\Phi t_1 - \Phi t_2} \quad (20)$$

Onde,

$K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado (m.s^{-1})

L é a distância vertical entre os pontos 1 e 2 (m), indicados na Figura 12.

Em laboratório determinou-se a condutividade hidráulica para os Perfis de 1, 3, 4 e 5. Dada a uniformidade do horizonte Bw2 nos Perfis 1 e 2, sendo no perfil bidimensional da topossequência, o mesmo horizonte, assumiu para este horizonte no Perfil 2, a mesma função $K(\theta)$ determinada para o Perfil 1.

Aplicando-se a função do logaritmo natural aos dados de $K(\theta)$ medidos em laboratório, ajustou-se a equação da reta de $\text{Ln}K(\theta)$ no eixo das ordenadas, em função com conteúdo de água no solo com base em volume (θ) no eixo das abscissas, conforme equação (21), a partir da qual encontrou-se a função $K(\theta)$ para cada Perfil, ajustada pela equação (23) (LIBARDI et al., 1980).

$$\text{Ln}K(\theta) = a * \theta + b \quad (21)$$

Onde,

$\text{Ln} K(\theta)$ são os dados transformados de $K(\theta)$ (m.s^{-1})

“a” o período e “b” o intercepto da equação da reta

Aplicando-se a equação (21) aos valores de conteúdo de água no solo para a condição de saturação (θ_o , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), numericamente igual ao valor da porosidade total (α , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), obteve-se o valor de $\text{Ln}(K_o, \text{m.s}^{-1})$, ou seja, o logaritmo natural dos valores da condutividade hidráulica do solo saturado K_o (m.s^{-1}), conforme equação (22). Portanto, os valores de K_o , dimensionalmente convertidos de m.s^{-1} para mm.dia^{-1} , foram obtidos pela função exponencial conforme equação (23).

$$\text{Ln}K_o = x \quad (22)$$

Em que $x = a * \theta_o + b$,

e expressando-se K_o em (mm.dia^{-1})

$$K_o = e^x * 10^3 * 8,64 * 10^4 \quad (23)$$

Onde,

K_o é a estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado (mm.dia^{-1})

“e” é o número de Euler

Assim, partir da equação (21) e da estimativa de K_o , mm.dia^{-1} dada pela equação (23), ajustou-se as funções $K(\theta)$ para cada Perfil, conforme equação (24).

$$K(\theta) = K_o * e^{a*(\theta - \theta_o)} \quad (24)$$

Onde,

$K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado expressa em (mm.dia^{-1})

“a” é o período da equação da reta ajustada pela equação (21);

“ θ ” é o conteúdo de água no solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), calculados pelo modelo de (VAN GENUCHTEN, 1980) a partir dos valores do potencial mátrico monitorado em campo e dos parâmetros de ajuste das curvas de retenção;

θ_o é o valor do conteúdo de água no solo para a condição de saturação (θ_o , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), numericamente igual ao valor da porosidade total (α , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), determinada em laboratório

3.5. Monitoramento da área de estudo

Conforme o detalhamento apresentado na Figura 3, realizou-se na área de estudo o monitoramento das seguintes variáveis, com registro a cada dez minutos:

- i) precipitação pluviométrica (mm);
- ii) potencial mátrico da água no solo (m);
- iii) nível freático (m);
- iv) vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) do curso hídrico.

A partir destes registros a cada dez minutos e da caracterização físico-hídrica dos solos, obteve-se os seguintes dados diários:

- i) precipitação pluviométrica total diária (mm.dia^{-1});
- ii) densidade de fluxo de água no solo média diária ($\text{m}^3.\text{m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), numericamente igual a (m.dia^{-1}) e que foi convertida para (mm.dia^{-1});
- iii) nível freático médio diário (m);
- iv) deflúvio total diário (mm.dia^{-1}) do curso hídrico.

3.5.1 Densidade de fluxo de água no solo

Conforme descrito em (LIBARDI, 2018), a densidade de fluxo de água no solo é uma grandeza que representa o volume de água que passa por uma seção transversal de solo por unidade de tempo ou, a vazão por unidade de área da seção transversal, expressa em ($\text{m}^3.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), numericamente igual a (m.s^{-1}). Sendo o movimento da água no solo regido pelo gradiente de potencial total, depende portanto, do monitoramento do potencial mátrico e da definição do referencial gravitacional. Para o monitoramento do potencial mátrico da água no solo, dadas as evidências dos efeitos da estrutura do solo e da configuração do sistema poroso sobre as suas propriedades hidráulicas, os sensores automáticos foram instalados no ponto médio de cada um dos horizontes morfogenéticos de cada um dos cinco Perfis. Exceto no caso do Perfil 5 que, devido a alta influência da oscilação do nível freático no seu último horizonte (BC2), o sensor foi instalado na sua parte superior, na transição com o horizonte BC1.

Com o objetivo de se relacionar os dados pluviométricos, o movimento da água no solo e a recarga do nível freático, realizou-se o cálculo da densidade de fluxo apenas para o horizonte monitorado em maior profundidade (último horizonte) no caso dos Perfis de 1 a 4, exceto no caso do Perfil 5, em que a posição do sensor permitiu a obtenção do gradiente de potencial para o penúltimo horizonte. As profundidades dos sensores nos horizontes mais profundos de cada Perfil estão apresentadas na Tabela 3.

Como não houve monitoramento nas profundidades compreendidas entre a base dos Perfis e a região de oscilação do nível freático, situada entre 5 e 12 m de profundidade na maior parte da topossequência (Perfis de 1 a 4), assumiu-se que o fluxo quantificado no horizonte mais profundo da seção de controle do Perfil, é o que alcançará o aquífero freático. Na Figura 15 apresenta-se um dos Perfis de solo (Perfil 1) com a indicação dos sensores de monitoramento do potencial mátrico da água no solo, conforme detalhado na Tabela 4. Os valores do conteúdo médio diário de água no solo θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para todo o período de monitoramento, foram obtidos partir do potencial mátrico médio diário monitorado em campo no último horizonte de cada Perfil (e BC1

no caso do Perfil 5, conforme já descrito) e, dos parâmetros de ajuste das curvas de retenção, utilizando-se a equação (8).

Tabela 3. Profundidades de instalação dos sensores para o monitoramento de ϕ_m

Perfis	Solos	Horizontes	Espessura	Profundidade instalação dos sensores
m				
P1	LVdf	Ap	0,00 - 0,25	0,10
		AB	0,25 - 0,40	0,30
		BA	0,40 - 0,70	0,60
		Bw1	0,70 - 1,30	0,90
		Bw2	1,30 - 2,00+	1,60
P2	LVdf	Ap	0,00 - 0,20	0,10
		AB	0,20 - 0,40	0,30
		BA	0,40 - 0,80	0,60
		Bw1	0,80 - 1,45	1,10
		Bw2	1,45 - 2,00+	1,70
P3	LVdf	Ap	0,00 - 0,15	0,10
		AB	0,15 - 0,35	0,25
		BA1	0,35 - 0,60	0,45
		BA2	0,60 - 1,00	0,80
		Bw	1,00 - 2,00+	1,60
P4	LVdf	Ap	0,00 - 0,10	0,05
		AB	0,10 - 0,25	0,20
		BA1	0,25 - 0,50	0,40
		BA2	0,50 - 1,10	0,90
		Bw	1,10 - 2,00+	1,60
P5	CXbd	Colúvio	0,00 - 0,25	0,10
		Ab	0,25 - 0,40	0,30
		ABb	0,40 - 0,75	0,60
		Bib	0,75 - 1,05	0,90
		BC1	1,05 - 1,45	1,45
		BC2	1,45 - 2,00+

Figura 15. Detalhe, à direita da imagem (Perfil 1), dos sensores para o monitoramento do potencial mátrico da água no solo (Φ_m) e indicação do potencial gravitacional (Φ_g) e do potencial total da água no solo (Φ_t).

No que se refere à dinâmica da água no solo, como o presente estudo objetivou analisar o movimento apenas na direção vertical, para o cálculo do potencial gravitacional, adotou-se uma RG para cada Perfil e não uma RG para toda a topossequência, o que seria indicado para o estudo dos fluxos laterais. Conforme já explicado no item sobre a condutividade hidráulica do solo não saturado, como a definição da RG é arbitrária, convencionou-se no presente estudo a RG na superfície do solo, resultando em valores negativos do potencial gravitacional em todas as profundidades da topossequência. Assim, a partir do potencial mátrico medido e do potencial gravitacional calculado, obteve-se o potencial total da água no solo na profundidade média de cada horizonte, utilizando-se a equação (18) já apresentada: $\Phi_{ti} = \Phi_{mi} + \Phi_{gi}$.

Para a medição do potencial mátrico de forma automática, utilizou-se sensores dielétricos constituídos por material cerâmico de matriz estática, com uma curva característica do conteúdo de água em função do potencial mátrico da água conhecida e, com seis pontos de ajuste. Antes da sua inserção no solo, os sensores foram saturados e encapsulados com solo também saturado e retirado do mesmo horizonte onde foram instalados. Tal procedimento teve por objetivo

promover o equilíbrio hidráulico entre o material cerâmico e o solo, pois conforme a Segunda Lei da Termodinâmica, quando dois meios com diferentes estados energético são conectados, o sistema tenderá para o equilíbrio.

Medindo-se a permissividade dielétrica (ϵ) do material cerâmico, com valor conhecido e igual a 5 (dS.m^{-1}), conforme especificações técnicas do sensor fornecidas pelo fabricante, o sensor fornece o valor do potencial mátrico. A permissividade dielétrica pode ser definida como sendo a polarização elétrica que um meio adquire quando é submetido a uma indução gerada por um campo eletromagnético. Quanto maior a resistência oferecida pelo meio para a polarização dos seus constituintes, maior é a sua permissividade dielétrica

O material cerâmico do sensor, uma vez em equilíbrio com o solo, constitui-se, assim como este último, num sistema trifásico, composto por sólidos, água e ar, com valores da permissividade dielétrica, respectivamente iguais a 5, 1 e 80 (dS.m^{-1}). Portanto, sendo conhecidos os valores da permissividade dielétrica dos constituintes do meio, a sua permissividade dielétrica relativa pode ser calculada e depende da proporção de água e ar no seu espaço poroso. A partir da medição da permissividade dielétrica relativa do material cerâmico de matriz estática, é calculado o conteúdo de água do material cerâmico (igual ao conteúdo de água do solo, pois estão em equilíbrio), com o qual por meio da sua curva característica do conteúdo de água em função do potencial mátrico, obtém-se o valor desta última grandeza. De acordo com as especificações técnicas fornecidas pelo fabricante, os sensores possuem uma amplitude total de medição entre - 9,0 e -10^5 kPa, com uma acurácia de $\pm 10\%$ para a amplitude de medição compreendida entre - 9,0 e -10^2 kPa e, com uma resolução de 0,1 kPa para a sua amplitude total.

No cálculo da densidade de fluxo vertical, representativa dos horizontes mais profundos de cada Perfil, como os sensores foram instalados na profundidade média de cada horizonte, para se obter o gradiente de potencial total entre a parte superior e inferior de cada horizonte, o valor do potencial total da água na parte superior do horizonte de interesse ($\phi_{t_{zi-1}}$), foi obtido por interpolação linear a partir dos valores de ϕ_t calculados pela equação (18) no ponto médio do horizonte imediatamente superior. E para se obter o valor do potencial total na parte inferior do horizonte de interesse ($\phi_{t_{zi}}$), como não há registro abaixo deste ponto (base do Perfil), assumiu-se que o potencial total na base do último horizonte (2m no caso dos Perfis 1 a 4 e 1,45m no caso do Perfil 5) é igual ao potencial total calculado no seu ponto médio. Tal procedimento foi adotado em função da maior uniformidade da umidade do solo nestas profundidades. O detalhamento das profundidades nas quais se mediu o ϕ_m e, as respectivas profundidades para as quais se obteve de $\phi_{t_{zi-1}}$ e $\phi_{t_{zi}}$ conforme já explicado, está apresentado na Tabela 4.

Tabela 4. Profundidades de instalação dos sensores de ϕ_m e respectivas profundidades para as quais se realizou a interpolação de ϕ_t

Perfis	Solos	Horizontes	Espessura	Profundidade instalação dos sensores	Profundidade	Horizonte de interesse	$\Delta\Phi_t$	
				(Φ_m)	Φ_t		$\Phi_{t_{z_{i-1}}}$	$\Phi_{t_{z_i}}$
				m			m	
P1	LVdf	Bw1	0,70 - 1,30	0,90	1,30	Bw2	1,30	2,00
		Bw2	1,30 - 2,00+	1,60	2,00			
P2	LVdf	Bw1	0,80 - 1,45	1,10	1,45	Bw2	1,45	2,00
		Bw2	1,45 - 2,00+	1,70	2,00			
P3	LVdf	BA2	0,60 - 1,00	0,80	1,00	Bw	1,00	2,00
		Bw	1,00 - 2,00+	1,60	2,00			
P4	LVdf	BA2	0,50 - 1,10	0,90	1,10	Bw	1,10	2,00
		Bw	1,10 - 2,00+	1,60	2,00			
P5	LVdf	Bi	0,75 - 1,05	0,90	1,05	BC1	1,05	1,45
		BC1	1,05 - 1,45	1,45	1,45			

A partir das equações (25 e 26), assumindo a RG na superfície e o gradiente da profundidade crescendo no sentido descendente, calculou-se o gradiente de potencial, entre a parte superior (z_{i-1}) e inferior (z_i) do horizonte de interesse.

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\Delta\phi_t}{\Delta z} \quad (25)$$

Onde,

q é a densidade de fluxo (mm.dia^{-1})

$K(\theta)$ é condutividade hidráulica do solo não saturado (mm.dia^{-1}), calculada a partir da equação (23)

$\Delta\phi_t$ é o gradiente de potencial total entre a parte superior e inferior do horizonte (mca)

Δz é espessura do horizonte (m)

O gradiente de potencial total ($\Delta\phi_t$) é igual a $(\phi_{t_{z_{i-1}}} - \phi_{t_{z_i}})$, os quais são, respectivamente, o potencial total da água no solo na parte superior e inferior do horizonte.

Assim, a equação (24) pode ser reescrita na forma da equação (26)

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\phi_{t_{zi-1}} - \phi_{t_{zi}}}{\Delta z} \quad (26)$$

Transcrevendo-se $\phi_{t_{zi-1}}$ como sendo ϕ_t da parte superior da camada considerada ($\phi_{t_{CIMA}}$) e $\phi_{t_{zi}}$ como sendo o ϕ_t da parte inferior da camada considerada ($\phi_{t_{BAIXO}}$), como o fluxo de água no solo se dá do maior para o menor potencial total, visando o equilíbrio, para $\Delta\phi_t > 0$, o fluxo se dará em sentido descendente (drenagem), resultando da equação (26), o valor da densidade de fluxo com o sinal negativo. Trata-se de fluxo em sentido contrário ao gradiente da coordenada de posição “z” e, portanto, o resultado da equação está em conformidade com a convenção de sinal da densidade de fluxo. Na condição oposta, para $\Delta\phi_t < 0$, o fluxo de água no solo é para cima, mesmo sentido do gradiente da coordenada de posição “z” e o resultado da equação (26) assumirá valor positivo.

Para a avaliação e comparação da função $K(\theta)$ entre os diferentes Perfis da topossequência, a partir dos dados monitorados durante toda a série histórica (23/11/2016 a 20/05/2019), ajustou-se uma regressão linear simples dos valores da densidade de fluxo (q) em função dos respectivos gradientes hidráulicos ($\Delta\phi_t/\Delta z$) determinados para cada valor de “ q ” calculado nos horizontes mais profundos de cada Perfil, conforme já detalhado, sendo Δz a espessura dos respectivos horizontes. No resultado deste procedimento, a condutividade hidráulica do solo não saturado é expressa pela inclinação da reta ajustada.

3.5.2 Monitoramento do Nível freático

Para o monitoramento do nível freático foram perfurados 4 poços, cuja profundidade foi definida pelo alcance da zona saturada no momento da perfuração, com uma perfuração adicional variável para a instalação do filtro. A Perfuração ocorreu no dia 20/09/2016, no final da estação seca com o nível freático mais baixo, assegurando-se assim o monitoramento durante todo o ano. A localização dos 4 poços ao longo da topossequência foi apresentada na Figura 3, estando o detalhamento adicional apresentado na Tabela 5.

O monitoramento foi realizado de forma automática por meio da instalação de um sensor de pressão posicionado na base de cada poço, o qual forneceu a leitura da pressão exercida pela carga hidráulica acima da unidade sensora. No poço identificado como de número 2, localizado ao lado do Perfil 2 (Tabela 6), foi também instalado um sensor para a medição da pressão barométrica local, visando a correção dos dados de todos os sensores, o que foi feito utilizando-se software Levelogger v.4.4 do próprio fabricante. Por se tratar nível freático ou aquífero livre, isto é, não

confinados em camadas rochosas, a carga hidráulica medida pelo sensor foi considerada igual à altura de água sobre a face sensora, corrigida para a pressão atmosférica local medida no Poço 2.

Tabela 5. Profundidades dos poços, da zona saturada no momento da perfuração e localização em relação aos Perfis de Solo da topossequência.

Perfil	Poço	Profundidade total	Profundidade da zona saturada*
			m
1	1	12,35	11,6
2	2	13,9	10,5
3			
4	3	7,6	6,0
5	4	5,5	3,0

* No momento da perfuração após período seco

Na construção dos poços foi feita uma impermeabilização do seu entorno na superfície, num raio de 0,5m e, em subsuperfície com uma camada de aproximadamente 0,30m de bentonita. O objetivo desta impermeabilização foi evitar o fluxo preferencial vertical de água ao redor do cano de PVC utilizado para o revestimento dos poços. Na Figura 16 pode-se observar a etapa de impermeabilização com bentonita (imagem acima e à esquerda), a instalação dos sensores e a localização dos poços em relação aos Perfis de solo da topossequência. O registro do nível freático foi feito em intervalos de dez minutos, porém para os objetivos do presente estudo foram convertidos em valores médios diários.

Figura 16. Etapas da construção dos poços (acima), mostrando a impermeabilização de um raio de 0,5m no entorno do poço, instalação dos sensores (acima, à direita) e localização dos poços em relação à locação dos Perfis de solo da topossequência (abaixo).

3.5.3 Monitoramento hidrológico

Para o monitoramento hidrológico automático do curso hídrico que drena a bacia hidrográfica da área de estudo, instalou-se um medidor de vazão do tipo Calha Parshall com largura da seção estrangulada igual a 18 polegadas, com amplitude de vazão de 5,0 a 0,695 L.s⁻¹, associada ao um sensor do tipo radar utilizado para a medição da lâmina d'água na calha, valor este utilizado na equação da curva chave da calha (cota-vazão), descrita pela equação (27).

$$V = 1056 * H^{1,538} \quad (27)$$

Onde,

“V” é a vazão ou descarga líquida média diária registrada na calha em (L.s⁻¹);

“H” é a lâmina média diária da água medida na calha em (m);

Os dados de vazão foram medidos em intervalos de dez minutos e convertidos em valores médios diários e, posteriormente, convertidos em deflúvio total diário (mm.dia^{-1}), conforme equação (28).

$$Q = V * \frac{8,64*10^4}{A} \quad (28)$$

Onde,

“Q” é o deflúvio total diário produzido pela bacia hidrográfica em (mm.dia^{-1})

“V” é a vazão média diária obtida pela equação (27)

“A” é a área de contribuição da calha Parshall (m^2)

A partir dos dados do deflúvio total diário realizou-se a separação do escoamento de base mediante a aplicação do filtro digital desenvolvido por Lyne and Hollick (1979) e descrito por (GRAYSON, et al., 1996), adequado para a separação do deflúvio total (Q) em escoamento de base (Qb) e escoamento direto (Qd) em dados diários. Para tanto, utilizou-se a equação (29), válida para Qd_i maiores ou iguais a zero.

$$Qd_i = x * Qd_{i-1} + (Q_i - Q_{i-1})^{\frac{(1+x)}{2}} \quad (29)$$

Onde,

Qd_i é o escoamento direto (mm) no momento i

Q_i é o deflúvio total diário (mm) no momento i

x = 0,925, conforme recomendação de (GRAYSON, et al., 1996) para dados diários.

Com os valores de Q obtidos pelo monitoramento hidrológico com a calha Parhsall e Qd calculados pela equação (28), obteve-se os valores de Qb pela equação (30).

$$Qb = Q - Qd \quad (30)$$

Onde,

“Qb” é o escoamento de base diário (mm)

“Q” é o deflúvio total diário (mm)

“Qd” é o escoamento direto diário (mm)

Conforme a descrição do método pelos autores, a aplicação da equação (29) aos dados diários foi feita em três passos, utilizando-se o valor de $\alpha = 0,925$. No primeiro passo, aplicou-se esta equação diretamente sobre os dados do deflúvio total diário, no sentido cronológico. No segundo passo, a equação (29) foi aplicada no sentido cronológico inverso, substituindo-se o termo “ $i - 1$ ” por “ $i + 1$ ”. E no terceiro e último passo, a equação foi novamente aplicada no sentido cronológico (direto), mantendo-se o termo “ $i - 1$ ” conforme originalmente apresentada acima.

Para uma visão da área de estudo quanto ao aspecto hidrológico do presente estudo, apresenta-se na Figura 17, na imagem da esquerda, a área de insurgência na região da nascente do curso hídrico, mostrando em detalhe ao centro o afloramento do nível freático no talude da calha fluvial natural. Na imagem da direita, a visão do curso hídrico em posição imediatamente à montante da calha Parshall. E na Figura 18, apresenta-se a estrutura de monitoramento hidrológico com a calha Parshall e sensor do tipo radar, conforme descrição anterior.

A partir dos valores de Q e Q_b calculou-se o Índice de Fluxo de Base, do inglês, Base Flow Index – BFI, definido como a proporção média do escoamento de base em relação ao deflúvio total produzido na bacia (BECK et al., 2013).

Figura 17. Detalhe, à esquerda, do afloramento do nível freático em um talude na área da nascente e, à direita, curso hídrico à montante da calha parshall.

Figura 18. Seção de monitoramento hidrológico com medidor de vazão do tipo calha parshall e sensor de nível do tipo radar.

3.5.4 Monitoramento pluviométrico

O monitoramento pluviométrico foi realizado de forma automática por meio do uso de um pluviógrafo de báscula de alta precisão devidamente calibrado e instalado na área de estudo (Figura 19), com os registros realizados em intervalos de dez minutos e convertidos para totais diários (mm.dia^{-1}). A seguir serão descritos e apresentados os procedimentos metodológicos utilizados para a análise exploratória e verificação da consistência dos dados pluviométricos. Como os resultados decorrentes desta análise prestaram-se apenas para tal finalidade, optou-se por apresentá-los ainda nesta seção relacionada à metodologia do presente estudo e não no item dos resultados.

Figura 19. Estação meteorológica da área de estudo

A análise realizada aos dados pluviométricos teve por objetivo apenas aferir a consistência dos dados e identificar possíveis erros grosseiros decorrentes de falhas de registros. Para tanto, adotou-se três procedimentos básicos:

- i) Comparação dos dados medidos na área de estudo com registros históricos de estações meteorológicas vizinhas;
- ii) Análise da homogeneidade dos dados por meio do Método de Duplas Massas desenvolvido pelo *Geological Survey* (USA);
- iii) Caracterização da frequência de ocorrência da precipitação diária, em classes de altura precipitada.

Na Figura 20, apresenta-se a comparação da altura de precipitação na área de estudo no período de 2016 a 2018 com valores históricos de estações meteorológicas vizinhas.

Da análise da Figura 21, pode-se verificar que o curto período de monitoramento na área de estudo, em relação às séries históricas mais longas das estações vizinhas, apresentou períodos secos mais secos e períodos chuvosos com vários meses apresentando volumes maiores que as médias históricas. Registra-se a ocorrência de um evento pluviométrico extremo no mês de outubro de 2017.

Figura 20. Comparação entre a altura precipitada na área de estudo e registros históricos de estações pluviométricas vizinhas. Fonte: 1. Dados da estação pluviométrica automática na área de estudo; 2. e 3. Dados disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas Versão Web 3.0 da Agência Nacional de Águas (2018) – Hidroweb (http://www.snirh.gov.br/hidroweb/publico/medicoes_historicas_abas.jsf); 4. SIMEPAR-ITAIPU Binacional

Para a análise da homogeneidade dos dados, utilizou-se um período de 25 meses compreendidos entre novembro de 2015 e novembro de 2017, para os quais se dispunha de dados comparativos entre a área de estudo e a estação vizinha mais próxima, dentre as três apresentadas na Figura 19. No presente caso, optou-se pela estação pluviométrica do SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná) localizada a 7 km de distância retilínea da estação da área de estudo. A partir dos totais mensais de cada estação, obteve-se os respectivos totais mensais acumulados, e calculou-se a média mensal acumulada das duas estações, conforme demonstrado na Tabela 7. O ajuste linear da precipitação total mensal acumulada de cada estação em função da precipitação média mensal acumulada permite analisar a homogeneidade entre os pares de dados das estações. Este ajuste está apresentado na Figura 21, da qual pode-se verificar que no período comparado, existe uma similaridade entre os dados, com a altura mensal de precipitação na área de estudo sendo, em termos médios, 16% menor que na estação pluviométrica vizinha.

Figura 21. Análise da homogeneidade dos dados pluviométricos mensais das duas estações comparadas

Em relação à frequência de ocorrência de alturas pluviométricas totais diárias registradas na área de estudo, analisou-se todo o período com dados disponíveis, entre 10/11/2015 e 15/06/2019, perfazendo um total de 1313 dias, dos quais 1292 com registros válidos. Os dados da distribuição de frequências em intervalos de classes de 10mm estão apresentados na Tabela 8, dos quais pode-se verificar em torno de 50% de ocorrência de dias sem precipitação e a redução da frequência de ocorrência em função do aumento do volume precipitado, o que é esperado.

Tabela 6. Distribuição de frequências da precipitação pluviométrica total diária na área de estudo entre 10/11/2015 e 15/06/2019

Classes	Número de ocorrências	Frequência (%)
P = 0mm	674	51,33
0 < 10mm	407	31,00
10,1 < 20mm	85	6,47
20,1 < 30mm	48	3,66
30,1 < 40mm	41	3,12
40,1 < 50mm	14	1,07
50,1 < 60mm	14	1,07
60,1 < 70mm	2	0,15
70,1 < 80mm	7	0,53
80,1 < 90mm	0	0,00
90,1 < 100mm	1	0,08
> 100,1mm	1	0,08

Na Figura 22 apresenta-se uma visão geral da precipitação pluviométrica total diária na área de estudo com a indicação dos períodos em que se realizou o monitoramento hidrológico, entre 05/08/2016 e 30/10/2017 e, o monitoramento do solo e do nível freático, entre 23/11/2016 e 20/05/2019. A série histórica dos dados hidrológicos do presente estudo foi interrompida no dia 30/10/2017 pela ocorrência de um evento pluviométrico extremo, o qual destruiu a estrutura de monitoramento instalada. Entre 18/10 e 06/11/2018 houve uma falha de registro de dados, indicada pelo sinal de interrogação “?”.

Figura 22. Precipitação pluviométrica total diária com a indicação dos períodos nos quais se obteve dados decorrentes do monitoramento hidrológico, pedológico e do nível freático

4. RESULTADOS

Os resultados serão apresentados em duas partes, primeiramente aqueles relacionados à caracterização morfológica e físico-hídrica dos solos da topossequência estudada e, posteriormente, os resultados sobre a dinâmica vertical da água no solo, a recarga do nível freático e as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica. Na Figura 23 apresenta-se um croqui do perfil topográfico da topossequência estudada com a indicação das variáveis precipitação pluviométrica (P), densidade de fluxo (q), nível freático, deflúvio (Q), escoamento direto (Q_d) e escoamento de base (Q_b), já descritas e que serão utilizadas na compreensão do funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo e sua influência na recarga do nível freático, produção e regulação da água na bacia hidrográfica e, na Figura 24 o Perfil topográfico obtido por meio do modelo digital de elevação do terreno.

Figura 23. Croqui do perfil topográfico da topossequência estudada.

Figura 24. Perfil topográfico com a localização dos Perfis e Poços ao longo da topossequência.

4.1. Caracterização morfológica e físico-hídrica dos solos

A Tabela 7 apresenta a classificação dos cinco Perfis estudados na topossequência (SANTOS, et al., 2018) com as respectivas cotas de superfície.

Tabela 7. Classificação dos Perfis de solo da topossequência com a indicação das respectivas cotas.

Perfis	Solos	Cota
		m
P1	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico LVdf	665
P2	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico LVdf	652
P3	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico LVdf	647
P4	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico LVdf	638
P5	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico CXbd	629

4.1.1 Caracterização morfológica

A Figura 25 apresenta a imagem dos cinco Perfis da topossequência e identifica os horizontes e respectivas espessuras, com uma sequência A-AB-BA-Bw para todos os Latossolos e Colúvio-Ab-AB-Bi-BC para o Cambissolo no sopé da encosta. Observa-se na região da topossequência com a presença dos Latossolos, uma redução da espessura do horizonte Bw à medida que se avança da parte alta (Perfil 1) para a parte mais baixa (Perfil 4), com o horizonte Bw subdividido em Bw1 e Bw2 nos Perfis 1 e 2 e descrito apenas como Bw nos Perfis 3 e 4. Por outro lado, o horizonte BA onde se tem uma maior expressão da estrutura em blocos foi descrito nos Perfis 3 e 4 como BA1 e BA2, inclusive com a descrição de estrutura prismática em associação com a estrutura em blocos subangulares no horizonte BA2 do Perfil 4.

Pela análise da descrição morfológica apresentada na Tabela 8, verifica-se que esta mudança na espessura do horizonte Bw ao longo da topossequência é decorrente de uma transformação lateral e vertical descendentes da estrutura microagregada em estrutura em blocos subangulares. À medida que se avança da parte alta para a parte baixa da encosta, há um aumento na espessura do horizonte com estrutura em blocos subangulares, acompanhado por um correspondente recuo do horizonte com a estrutura microagregada, reduzindo, assim, a espessura do horizonte Bw. A estrutura microagregada observada no Perfil 1 em menores profundidades, já a partir do horizonte AB, passa a ser observada no Perfil 4, somente a partir do horizonte BA2, Perfil este onde essa transformação estrutural lateral e vertical da topossequência tem sua máxima expressão, encontrando-se inclusive, uma associação entre estrutura em blocos subangulares e prismática de grau no mínimo moderado nos horizontes AB e BA1. O horizonte BA nos Perfis 2

e 3, embora com similaridade no grau de desenvolvimento da estrutura, destaca-se a maior espessura deste horizonte no Perfil 3. O grau de desenvolvimento da estrutura em blocos subangulares foi predominantemente moderado a forte no horizonte Ap ao longo de toda a topossequência, predominando o grau fraco até o horizonte Bw2 nos Perfis 1 e 2, porém com o avanço do grau no mínimo moderado até maiores profundidades no horizonte BA1 nos Perfis 3 e 4. A estrutura microagregada apresentou-se com grau de desenvolvimento forte em todos os horizontes nos Latossolos. No Perfil 5, uma estrutura adensada composta por blocos angulares, subangulares e prismática com grau no mínimo moderado foi observada desde a superfície até o horizonte BC2 e não há o desenvolvimento de estrutura microagregada. A cerosidade foi predominantemente ausente entre os Perfis de 1 a 3, com variações na quantidade para pouca e com grau fraco entre os horizontes AB e BA, destacando-se no Perfil 4 nos horizontes AB e BA1 uma quantidade no mínimo comum e um grau de desenvolvimento moderado no AB e moderado a forte no BA1. Entre os Latossolos, a consistência úmida no horizonte Ap foi friável a firme nos Perfis 1 e 4 e friável nos Perfis 2 e 3. A partir do horizonte AB até o horizonte Bw, predomina a consistência friável a muito friável nos Perfis de 1 a 3 e já no Perfil 4, há uma mudança na friabilidade variando de friável a firme entre o AB e o BA, passando a muito friável somente no horizonte Bw em decorrência da máxima expressão da estrutura microagregada. E no Perfil 5 a consistência úmida manteve-se como friável a firme desde a camada coluvionar até o horizonte BC1, passando a friável apenas em maior profundidade no horizonte BC2. Quanto à consistência molhada, entre os Latossolos foi predominantemente entre ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa, destacando-se no Perfil 4 (plástica e pegajosa) entre os horizontes AB e BA1. E no Perfil 5 foi plástica e pegajosa desde a superfície até o horizonte AB, passando a ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa entre os horizontes Bi e BC2. E por fim, a textura foi muito uniforme em função da profundidade em todos os Perfis da topossequência, predominando a textura muito argilosa com algumas variações para textura argilosa no horizonte Ap. Para todos os Latossolos, a cor úmida descrita pela Carta de Munsell apresentou-se bastante homogênea, com matiz 2,5YR em todos os horizontes descritos, valor variando de 2,5 a 3,0 e o croma entre 3 e 6, com os maiores valores nos horizontes mais profundos, indicando a maior saturação pela cor vermelha em direção ao horizonte Bw. No Perfil 5, a camada coluvionar depositada no sopé da encosta apresentou cor úmida 2,5YR 3/4, expressando a cor descrita para os Latossolos à montante na encosta, com uma perda gradativa da pigmentação vermelha em função da profundidade, desde o horizonte Ap enterrado com cor 5YR 3/3 até o horizonte BC2 mostrando uma despigmentação mais acentuada pela cor 10YR 4/4.

Figura 25. Imagens dos Perfis 1, 2, 3, 4 e 5 estudados na topossequência

Tabela 8. Descrição morfológica da toposequência

Horiz.	Espessura	ESTRUTURA			Cerosidade		Consist. Úmida	Consist. Molhada	Textura	Cor Úmida
		Tipo	Tamanho	Grau	Quant.	Grau				
PERFIL 1 - LVdf										
Ap	0,00-0,25	b.sa.	1 e 2: gd. a m.gd.	1 e 2: f.	a.	a.	fri. a fir.	pl. e lig. pg.	Arg.	2,5 YR 2,5/3
Ap										
AB	0,25-0,40	1.b.sa.; 2. gr.	1. m.; 2. pq. a m.pq.	1: fr. a mod; 2. f.	p.	fr.	fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,5/4
BA	0,40-0,70	1.b.sa.; 2. gr.	1. m. a gd.; 2. pq. a m.pq.	1: fr. a mod; 2. f.	a.	a.	m.fri.	pl. e lig. pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,5/4
Bw1	0,70-1,30	1.b.sa.; 2. gr.	1. pq. a m.; 2. pq. a m.pq.	1. fr.; 2. f.	a.	a.	m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/4
Bw2	1,30-2,00+	1.b.sa.; 2. gr.	1. m.; 2 pq. a m.pq.	1. fr.; 2. f.	a.	a.	m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/5
PERFIL 2 - LVdf										
Ap	0,00-0,20	b.sa.	m.	f.	p.	mod.	fri.	pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/3
Ap										
AB	0,20-0,40	b.sa.	m. a gd.	mod.	p.	fr.	m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5YR 2,75/5
BA	0,40-0,80	1.b.sa.; 2. pr.; 3. gr.	1 e 2: m. a gd.; 3. m.pq. a pq.	1 e 2: fr. a mod.; 3. f.	p.	fr.	fri. a m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5YR 2,75/5
Bw1	0,80-1,45	1. b.sa.; 2. pr.; 3. gr.	1 e 2: m. a gd.; 3. m.pq. a pq.	1 e 2: fr.; 3. f.	a.	a.	m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/6
Bw2	1,45-2,00+	1. b.sa.; 2. pr.; 3. gr.	1. pq. a m.; 2. pq.; 3. m.pq. a p.	1 e 2: fr.; 3. f.	a.	a.	m.fri.	pl. e lig. pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/6
PERFIL 3 - LVdf										
Ap	0,00-0,15	b.sa.	gd.	mod. a f.	a.	a.	fri.	l.pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,5/4
AB	0,15-0,35	b.sa.	m. a gd.	mod.	p.	fr.	fri.	l.pl. a pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,75/4
BA1	0,35-0,60	1.b.sa.; 2. gr.	1. m. a gd.; 2. m.pq. a pq.	1. fr. a mod.; 2. f.	a.	a.	fri. a m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/5
BA2	0,60-1,00	1. b.sa.; 2. gr.	1. m. a gd.; 2. m.pq. a pq.	1. fr.; 2. f.	a.	a.	m. fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/5
Bw	1,00-2,00+	1. b.sa.;	1. m. a gd.;	1. fr.;	a.	a.	m. fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/5
Bw		2. gr.	2. m.pq. a pq.	2. f.						
PERFIL 4 - LVdf										
Ap	0,00-0,10	b.sa.	m. a gd.	mod. a f.	a.	a.	fri. a fir.	l.pl. e l.pg.	Arg.	2,5YR 2,5/3
AB	0,10-0,25	1. b.sa.; 2. pr.	1 e 2: m.	1 e 2: mod. a f.	c.	mod. a f.	fir.	pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/4
BA1	0,25-0,50	1. b.sa.; 2. pr.	1 e 2: m.	1 e 2: mod.	c.	mod.	fir.	pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,75/4
BA2	0,50-1,10	1. b.sa. e pr.;	1. m.;	1. fr.; 2. f.	a.	a.	fri. a fir.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,75/5
BA2		2. gr.	2. m.pq. a pq.							
Bw	1,10-2,00+	1. b.sa. e pr.;	1. m. a gd.;	1. fr.; 2. f.	a.	a.	m.fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	2,5 YR 2,75/5
		2. gr.	2. m.pq. a pq.							

Legenda: b.a. – blocos angulares; b.sa – blocos subangulares; gr. - granular; pr. – prismas; m.pq. – muito pequena; pq. – pequena; m. – média; gd. – grande; m.gd. – muito grande; fr. – fraca; mod. – moderada; f. – forte; a – ausente; p. – pouca; c – comum; m. fri – muito friável; fri – friável; fir – firme; pl – plástico; pg – pegajoso; lig. pl. – ligeiramente plástico; lig. pg. – ligeiramente pegajoso; Arg. – Argilosa; M. Arg. – Muito Argilosa

Tabela 8. Continuação.

Horiz.	Espessura	ESTRUTURA			Cerosidade		Consist. Úmida	Consist. Molhada	Textura	Cor Úmida
		Tipo	Tamanho	Grau	Quant.	Grau				
PERFIL 5 - CXbd										
Colúvio	0,00-0,25	1.b.sa.; 2.pr.	1 e 2: m.	1 e 2: mod.	p. a c.	fr. a mod.	fri. a fir.	pl. e pg.	M. Arg.	2,5 YR 3/4
Colúvio										
Ab	0,25-0,40	1. b.a; 2. b.sa.; 3. pr.	1, 2 e 3: m.	1, 2 e 3: f.	c.	fr. a mod.	fir.	pl. e pg.	M. Arg.	5YR 3/3
AB	0,40-0,75	1. pr.; 2. b.a.; 3. b.sa.	1, 2 e 3: m.	1, 2 e 3: mod.	p. a c.	mod.	fri. a fir.	pl. e pg.	M. Arg.	5YR 4/4
Bi	0,75-1,05	1. b.sa.; 2. pr	1 e 2: m.	1 e 2: mod.	c.	fr.	fri. a fir.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	7,5 YR 3,5/5
BC1	1,05-1,45	1. b.a.; 2. b.sa.	1 e 2: m. a gd.	1 e 2: mod.	a.	a.	fri. a fir.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	7,5 YR 4/4
BC2	1,45-2,00+	b.a.	m.	mod.	a.	a.	fri.	l.pl. e l.pg.	M. Arg.	10 YR 4/4

Legenda: b.a. – blocos angulares; b.sa – blocos subangulares; gr. - granular; pr. – prismas; m.pq. – muito pequena; pq. – pequena; m. – média; gd. – grande; m.gd. – muito grande; fr. – fraca; mod. – moderada; f. – forte; a – ausente; p. – pouca; c – comum; m. fri – muito friável; fri – friável; fir – firme; pl – plástico; pg – pegajoso; lig. pl. – ligeiramente plástico; lig. pg. – ligeiramente pegajoso; Arg. – Argilosa; M. Arg. – Muito Argilosa

4.1.2 Caracterização físico-hídrica

4.1.2.1 Atributos físicos, carbono orgânico e óxido de ferro

Os solos da transecção estudada se enquadram na classe textural muito argilosa, com os Latossolos apresentando um teor médio de 743,28 g.kg⁻¹ de argila e o Cambissolo 714,4 g.kg⁻¹ e, em toda a topossequência os horizontes superficiais apresentaram conteúdos de argila menores que nos horizontes subsuperficiais, encontrando-se textura argilosa no horizonte Ap nos Perfis 1 e 4, conforme dados apresentados na Tabela 9. Os altos valores de silte observados nos horizontes superficiais na realidade são decorrentes da incompleta dispersão física e química de microagregados de argila altamente estáveis por ação de agentes cimentantes orgânicos (substâncias húmicas) e inorgânicos (óxidos de ferro e alumínio). Em relação à densidade nos Latossolos verifica-se a existência de três compartimentos, sendo o primeiro mais superficial representado pela profundidade de 0-0,05m com valores intermediários, variando de 1.096,95 a 1.258,1 kg.m⁻³ e a menor densidade do solo da topossequência ocorrendo no Perfil 2. Uma região de transição compreendida entre a base do horizonte Ap e o horizonte AB, no caso do Perfis 1 e 2, e estendendo-se até o horizonte BA1, no caso do Perfil 3 e apenas até o início do BA2 no caso do Perfil 4, com os maiores valores variando de 1.142,95 a 1.311,5 kg.m⁻³, decorrentes da estrutura mais adensada (Tabela 8). E um último compartimento compreendido entre os horizontes BA e

Bw2 no caso dos Perfis 1 e 2 e BA2 e Bw no caso dos Perfis 3 e 4. Neste último compartimento menos denso e que vai se aprofundando e perdendo espessura em sentido descendente na encosta, os valores da densidade do solo variaram de 1.051,2 a 1.120,95 kg.m⁻³, em decorrência da expressão da estrutura microagregada, destacando-se um sensível adensamento observado nas maiores profundidades, no horizonte Bw, em todos os Latossolos, com efeito mais acentuado no horizonte Bw dos Perfis 3 e 4. Os mesmos três compartimentos também são evidenciados no Cambissolo, com um adensamento intermediário na profundidade de 0-0,05 (1.229,10 kg.m⁻³) na camada coluvionar, os horizontes profundos menos adensados (1.011,7 a 1.136,5 kg.m⁻³) e a região mais adensada compreendendo-se entre a base da camada coluvionar e o horizonte AB (1.209,9 a 1.347,31 kg.m⁻³), onde se observou o máximo valor de densidade em toda a topossequência. O destaque em relação a este Perfil refere-se ao avanço de valores superiores a 1.200,00 kg.m⁻³ até a profundidade de 0,5m, o que não foi observado ao longo de encosta, fato este que pode estar associado à maior frequência de tráfego em condições de umidade não adequada, tendo em vista que este ponto da encosta está sujeito à oscilação sazonal do nível freático, inclusive com afloramentos esporádicos.

Os maiores valores de carbono orgânico foram observados em superfície, possivelmente em decorrência das adições ocasionadas pelo sistema plantio direto, entretanto, conforme mostraram os dados da densidade do solo, diferentemente do que é observado em áreas sob floresta, o efeito físico e biológico proporcionado pela matéria orgânica na agregação do solo e, conseqüentemente, na redução da sua densidade, nesta área foi suplantado pelo efeito da compactação mecânica decorrente do tráfego de máquinas. Influenciados pela matéria orgânica, os menores valores da densidade dos sólidos foram observados em superfície e, em profundidade apresentaram pequena variação, comportamentos estes observados para toda a topossequência. Os maiores valores da densidade dos sólidos na topossequência foram observados nos Latossolos, explicados pelos valores de óxidos de ferro encontrados nestes solos, ao passo que o Cambissolo, diferenciou-se com os menores valores da densidade dos sólidos, neste caso associado aos menores valores de óxido de ferro (Fe₂O₃), onde as condições redutoras ocasionadas pela oscilação do nível freático no sopé da encosta, ao favorecerem a redução do íon férrico (Fe³⁺) para ferroso (Fe²⁺), mais móvel no solo, promovem a sua perda, fato este confirmado pela perda de pigmentação vermelha observada na descrição morfológica deste Perfil.

Ao longo da topossequência a amplitude da porosidade total foi de 0,51 a 0,64 m³.m⁻³, fortemente associada à densidade do solo, com os menores valores observados nos horizontes superficiais e, aumentando em profundidade. Para esta variável, o Cambissolo também se diferenciou de todos os demais Perfis, apresentando-se menos poroso em decorrência dos maiores

valores da densidade do solo e dos menores valores da densidade dos sólidos. Em relação à distribuição dos poros em classes de tamanho, observa-se em todas as profundidades amostradas ao longo de toda a topossequência, uma expressiva predominância dos microporos sobre os macroporos, com uma evidente tendência de aumento de macroporos em função da profundidade, opostamente ao comportamento observado para a densidade do solo e acompanhando a tendência da porosidade total, expressando o efeito das alterações na estrutura sobre a distribuição das dimensões dos poros. Não foi observada associação entre a distribuição dos microporos em função da profundidade, com pequenas variações ao longo dos Perfis, ficando os mesoporos com uma distribuição errática.

Tabela 9. Resultados da distribuição do tamanho de partículas, carbono orgânico, grau de flocculação da argila, teor de óxido de ferro, densidade do solo, dos sólidos, porosidade total e da distribuição dos poros por classe de tamanho, para todas as profundidades amostradas.

Horiz.	Espessura	Argila	Silte	Areia	CO	GF	Fe ₂ O ₃	ρ	ρ _s	α	Distribuição dos Poros								
											Macro			Meso			Micro		
	m	g.kg ⁻¹				%		kg.m ⁻³			m ³ .m ⁻³			% (*)					
PERFIL 1 - LVdf																			
Ap	0,00 - 0,25	553,2	352,2	94,6	20,9	86	23,8	1.224,3	2.790,0	0,56	0,05	0,03	0,48	8,3	5,3	86,4			
Ap								1.252,5	2.860,0	0,56	0,06	0,03	0,47	11,1	5,9	83,0			
AB								23,7	1.143,0	2.850,0	0,60	0,09	0,04	0,47	14,2	6,6	79,2		
BA								23,3	1.097,3	2.900,0	0,62	0,10	0,05	0,47	16,0	8,3	75,7		
Bw1								24,8	1.061,4	2.900,0	0,63	0,12	0,06	0,46	19,0	8,8	72,2		
Bw2	1,30 - 2,00+	822,3	126,0	51,7	7,6	97	23,5	1.070,3	2.910,0	0,63	0,11	0,04	0,48	17,4	6,7	75,9			
PERFIL 2 - LVdf																			
Ap	0,00 - 0,20	631,0	290,0	79,0	20,9	96	27,5	1.097,0	2.760,0	0,60	0,10	0,07	0,43	17,4	11,5	71,1			
Ap								1.272,4	2.850,0	0,55	0,08	0,04	0,44	13,6	7,3	79,1			
AB								25,2	1.211,9	2.840,0	0,57	0,09	0,04	0,44	15,3	7,3	77,4		
BA								29,5	1.108,6	2.880,0	0,62	0,11	0,06	0,44	18,0	10,0	71,9		
Bw1								24,0	1.065,1	2.900,0	0,63	0,13	0,06	0,44	20,5	9,9	69,6		
Bw2	1,45 - 2,00+	805,0	150,0	46,0	5,8	97	24,1	1.068,5	2.910,0	0,63	0,13	0,06	0,45	19,9	9,1	71,0			
PERFIL 3 - LVdf																			
Ap	0,00 - 0,15	656,0	259,0	86,0	20,9	96	24,1	1.160,0	2.780,0	0,58	0,09	0,05	0,45	15,6	7,9	76,5			
AB								24,0	1.224,8	2.860,0	0,57	0,07	0,04	0,47	12,0	6,2	81,8		
BA1								23,6	1.172,6	2.910,0	0,60	0,10	0,06	0,44	16,5	9,2	74,3		
BA2								22,4	1.078,0	2.900,0	0,63	0,13	0,07	0,43	20,7	11,2	68,1		
Bw									1.107,1	2.910,0	0,62	0,12	0,06	0,44	20,1	9,4	70,5		
Bw	1,00 - 2,00+	806,0	145,0	49,0	5,8	97	23,3	1.114,4	2.950,0	0,62	0,12	0,05	0,45	19,1	7,8	73,1			
PERFIL 4 - LVdf																			
Ap	0,00 - 0,10	551,1	360,2	88,7	21,5	88	23,7	1.258,1	2.810,0	0,55	0,06	0,04	0,45	11,2	7,2	81,6			
AB								22,9	1.311,5	2.860,0	0,54	0,07	0,04	0,43	13,1	6,7	80,2		
BA1								21,5	1.265,9	2.870,0	0,56	0,09	0,04	0,43	15,6	7,4	77,0		
BA2									1.154,1	2.870,0	0,60	0,10	0,05	0,45	16,3	7,9	75,7		
BA2									1.051,2	2.890,0	0,64	0,16	0,07	0,41	24,7	11,4	63,9		
Bw	1,10 - 2,00+	834,4	119,9	45,8	5,2	95	22,8	1.121,0	2.910,0	0,61	0,12	0,06	0,44	18,8	9,3	71,8			
PERFIL 5 - CXbd																			
Colúvio	0,00 - 0,25	637,7	286,3	76,0	18,0	94	20,8	1.229,1	2.740,0	0,55	0,08	0,04	0,43	14,4	7,5	78,0			
Colúvio									1.347,3	2.770,0	0,51	0,05	0,03	0,43	10,4	5,1	84,6		
Ab								14,9	1.295,8	2.700,0	0,52	0,06	0,03	0,43	12,0	5,5	82,5		
AB								12,5	1.210,0	2.700,0	0,55	0,08	0,04	0,43	15,1	7,0	77,9		
Bi								14,1	1.136,3	2.680,0	0,58	0,09	0,04	0,45	15,4	6,7	77,8		
BC1								13,7	1.144,9	2.710,0	0,58	0,07	0,04	0,47	12,1	6,1	81,8		
BC2								14,8	1.011,7	2.740,0	0,63	0,11	0,05	0,46	17,8	8,6	73,6		

GF - Grau de flocculação da argila; CO - Carbono Orgânico

ρ - Densidade do solo; ρ_s - Densidade dos sólidos; α - Porosidade total; * proporção em relação à porosidade total

4.1.2.2 Curvas de Retenção de Água no Solo

A Figura 26 “a” apresenta as curvas de retenção do conteúdo de água no solo com base em massa (kg.kg⁻¹), agrupadas para cada Perfil. Em todos os Perfis, o formato das curvas se diferencia de forma mais evidente nos potenciais entre 0 e 10kPa, responsáveis pela drenagem da água mais fracamente retida nos macro e mesoporos. E nesta região de baixos potenciais, a maior retenção de água ocorre nos horizontes mais profundos, decorrente do que já foi descrito em

relação à densidade, porosidade total e macroporos que, no caso dos Latossolos, refletindo a expressão da estrutura microagregada em maiores profundidades. E no caso do Cambissolo, esta maior retenção de água em maiores profundidades está associada ao menor adensamento da estrutura em blocos observado nos horizontes mais profundos, comparativamente aos mais superficiais. No Perfil 1, observa-se uma importante redução na retenção de água em baixos potenciais nos horizontes Ap e AB, com uma alteração no gradiente das curvas, com efeito bem evidenciado em superfície (0-0,05m), inclusive com um aumento da retenção em microporos. Ainda neste mesmo Perfil, observa-se também uma alteração na curva de retenção na parte inferior do horizonte Bw2 (1,60-1,65m), se comparada com a sua parte superior (0,95-1,00m), mostrando uma redução no gradiente da curva e na retenção de água em baixos potenciais. O Perfil 2, dentre todos os Latossolos é onde se observa as menores alterações nas curvas de retenção ao longo de todo o Perfil, havendo uma redução na retenção em baixos potenciais apenas na parte inferior do horizonte Ap (0,15-0,20m), mantendo-se uma condição equilibrada entre retenção e condução de água em todas as demais profundidades. Nos Perfis 3 e 4, em decorrência do adensamento já descrito no horizonte Bw destes Perfis (1,70-1,75m no Perfil 3 e 1,55-1,60m no Perfil 4), observa-se uma inversão nas curvas de retenção, com maiores retenções em baixos potenciais no horizonte BA2, comparativamente ao horizonte Bw nessas profundidades indicadas, sendo este efeito mais acentuado no Perfil 3. Destaca-se a expressiva redução na retenção de água em baixos potenciais nos horizontes Ap e AB do Perfil 4 e na base da camada coluvionar do Perfil 5, onde se observou a máxima expressão do adensamento da estrutura em blocos subangulares e prismas. O efeito da densidade do solo sobre a retenção de água está bem evidenciado nas curvas com base em volume e ajustadas pelo modelo de (VAN GENUCHTEN, 1980) na Figura 26 “b”. Observa-se a redução na retenção de água no horizonte Ap, nos Perfis 1 (0-0,05 e 0,15-0,20m), 2 (0,15-0,20m) e 4 (0-0,05m), e no horizonte AB dos Perfis 3 e 4 e no horizonte Bw do Perfil 3. E no Perfil 5, por fim, as curvas das duas profundidades amostradas na camada coluvionar confirmam o que já foi observado em termos dos altos valores da densidade do solo, e respectivas associações com o adensamento da estrutura e restrições na porosidade total e macroporos.

Figura 26. Curvas de retenção do conteúdo de água no solo (kg.kg^{-1}) em função do logaritmo da tensão.

4.1.2.3 Micromorfometria dos poros

A Figura 27 apresenta individualmente, para cada profundidade amostrada em cada Perfil, a área total ocupada por poros (ATP), o número total de poros (NTP) e os valores totais por classe de forma e de tamanho de poros, além de uma das 15 imagens utilizadas na quantificação micromorfométrica. Nos Latossolos, a ATP tende a aumentar em função da profundidade, com uma inversão de comportamento no horizonte mais profundo de todos os Perfis, com exceção do Perfil 4, no qual a ATP aumenta gradativamente desde a superfície até o horizonte Bw. Do horizonte Ap para o Bw, a ATP aumento de 7,4 para 16,7% no Perfil 1, de 18,1 para 22% no Perfil 2, de 13,1 para 18,9% no Perfil 3, de 11 para 21,9% no Perfil 4. E, por outro lado, como dito acima, nos Perfis de 1 a 3, há uma inversão nesta tendência do penúltimo para o último horizonte amostrado, com uma redução na ATP de 24,4 para 16,7% no Perfil 1, de 24,2 para 22% no Perfil 2, de 25,3 para 18,9%, exceto no Perfil 4 onde a ATP mantém a mesma tendência crescente entre os dois últimos horizontes, passando de 19,8 para 21,9%. E no Cambissolo não há uma clara tendência da ATP em função da profundidade.

Em relação ao NTP, observa-se para todos os Latossolos que os horizontes mais profundos apresentam um maior número de poros que os horizontes mais superficiais, ao passo que no Cambissolo, só é possível identificar uma tendência no NTP entre os horizontes Bi e BC2, com uma gradativa redução no número total de poros. Entre os Latossolos, pode-se observar também uma maior dispersão nos dados do NTP desde a superfície até o horizonte BA, com exceção do Perfil 4, onde o NTP aumenta gradativamente até a transição BA1-BA2, acompanhando o aumento da ATP. E em profundidade o NTP segue uma tendência de diminuição em toda a toposequência, entre o BA e o Bw nos Latossolos e, inclusive no Cambissolo, como já mencionado, entre o Bi e o BC2.

Nos Latossolos, no horizonte Ap no Perfil 1 (0-0,12m), na transição Ap-AB nos Perfis 1 e 2 (0,14-0,26m e 0,16-0,28m, respectivamente), no AB no Perfil 3 (0,18-0,30), no Ap (0-0,12m), AB (0,12-0,24) e até a transição BA1-BA2 no Perfil 4 (0-0,12m, 0,12-0,24m, 0,30-0,42m e 0,45-0,57m), pode ser observado nas respectivas imagens, o efeito conjunto dos processos de adensamento da matriz e de uma possível compactação mecânica do solo, sobre a modificação na configuração dos poros, quando comparada à estrutura microagregada dos horizontes mais profundos. E a mesma modificação na estrutura em superfície, comparativamente aos horizontes mais profundos, pode também ser observada no Cambissolo.

Nos Perfis 1, 3 e 4 observa-se reduções na ATP acompanhadas por reduções no NTP. No Perfil 1, dentro do horizonte Bw, com a ATP reduzindo de 24,4% entre 0,90-1,02m, para 16,7% entre 1,60-1,72m, com as correspondentes reduções no NTP de 1217 para 964 poros. Já

no Perfil 3, observa-se duas modificações, uma do Ap para o AB com uma redução na ATP de 13,1 para 9,4%, vinculada a uma redução no NTP de 999 para 756 poros e outra dentro do horizonte Bw, com redução na ATP de 25% entre 1,10-1,22m, para 19% entre 1,50-1,62m, associada à redução no NTP entre essas mesmas profundidades, de 1089 para 963 poros. E no Perfil 4, no horizonte Ap, observou-se o menor valor na ATP deste Perfil (11,0%) associado a uma expressiva redução no NTP com apenas 290 poros, o menor valor de toda a topossequência, com um gradativo aumento conjunto da ATP e do NTP até a transição entre os horizontes BA1-BA2, a partir da qual em direção ao Bw, a ATP permanece com uma mesma tendência e o NTP sofre uma sensível diminuição.

Em relação às formas de poros para as quais se observou uma associação com estas mudanças anteriormente descritas na ATP e no NTP, observou-se que no Perfil 1 (dentro do horizonte Bw), esta associação se deu com os poros complexos grandes, reduzindo a área de 7,4 para 3,2% e o número de 16 para 6 poros. Já no Perfil 3, a associação ocorreu com os poros complexos grandes e alongados médios. Em relação aos complexos grandes, do Ap para o AB, a área passou de 6,2 para 2,5% e a quantidade diminuiu de 7 para apenas 1 e, dentro do Bw, a área reduziu de 9 para 5,5%, acompanhada por uma redução de 13 para 8. E quanto aos poros alongados médios, o número reduziu de 18 para 2 poros do Ap para o AB e de 14 para 8, dentro do Bw. E por fim, no Perfil 4, o gradativo aumento na ATP desde a superfície até o Bw, nos horizontes mais superficiais foi explicado pelos poros arredondados e, nos horizontes mais profundos, pelos poros complexos. Mais superficialmente, entre o Ap e a transição BA1-BA2 houve um aumento na área dos poros arredondados, principalmente os médios, passando de 0,95 para 6,2%, devendo ser destacado que, para este claro aumento nos poros arredondados, houve uma clara redução nos poros complexos grandes, mostrando uma evidente mudança na configuração dos poros. E já em profundidade, desde a transição BA1-BA2 até o Bw, inverte-se a condição anteriormente descrita e o aumento na ATP passa a ser explicado por um aumento nos poros complexos grandes. Em relação à tendência que foi descrita para o NTP, entre o Ap e a transição BA1-BA2, há uma similaridade com o comportamento observado para todas as classes de forma e tamanho e, em direção ao Bw, a sensível redução do NTP passa a ser melhor explicada pela redução nos poros arredondados pequenos.

Perfil 1, LVdf

Figura 27. Área e número totais de poros no Perfil 1, segundo a forma e tamanho, com os histogramas e respectivas imagens, de cima para baixo, dispostos na sequência: Ap (0-01,2m) - Ap (0,16-0,28m) - AB (0,26-0,38m) - BA (0,50-0,62m) - Bw1 (0,90-1,02m) - Bw2 (1,60-1,72m).

Perfil 2, LVdf

Figura 27. Continuação. Área e número totais de poros no Perfil 2, segundo a forma e tamanho, com os histogramas e respectivas imagens, de cima para baixo, dispostos na sequência: Ap (0-0,12m) – Transição Ap-AB (0,14-0,26m) - AB (0,26-0,38m) - BA (0,55-0,67m) - Bw1 (1,0-1,12m) - Bw2 (1,60-1,72m).

Perfil 3, LVdf

Figura 27. Continuação. Área e número totais de poros no Perfil 3, segundo a forma e tamanho, com os histogramas e respectivas imagens, de cima para baixo, dispostos na sequência: Ap (0-0,12m) - AB (0,18-0,30m) - BA1 (0,40-0,52m) - BA2 (0,75-0,87m) - Bw (1,10-1,22m) - Bw (1,65-1,77m).

Perfil 4, LVdf

Figura 27. Continuação. Área e número totais de poros no Perfil 4, segundo a forma e tamanho, com os histogramas e respectivas imagens, de cima para baixo, dispostos na sequência: Ap (0-0,12m) - AB (0,12-0,24m) - BA1 (0,30-0,42m) - Transição BA1-BA2 (0,45-0,57m) - BA2 (0,75-0,87m) - Bw (1,50-1,62m).

Figura 27. Continuação. Área e número totais de poros no Perfil 5, segundo a forma e tamanho, com os histogramas e respectivas imagens, de cima para baixo, dispostos na sequência: Colúvio (0-0,12m) - Transição Colúvio-Ab (0,18-0,30m) - Ab (0,25-0,37m) - AB (0,50-0,62m) - Bi (0,80-0,92m) - BC1 (1,15-1,27m) - BC2 (1,50-1,62).

As Figuras 28 e 29 apresentam para toda a topossequência, respectivamente, os resultados da área e do número total de poros por classe de forma e tamanho com o objetivo de se identificar as evidências e tendências dos dados na topossequência. A Figura 29 mostra claramente que em todas as profundidades amostradas em todos os Perfis, em relação ao número de poros, predominam os poros arredondados pequenos e médios, nesta ordem. Analisando-se as duas Figuras (28 e 29) em conjunto, observa-se em todos os Perfis que os poros arredondados de todas as classes de tamanho, apresentam baixa dispersão nos dados tanto em superfície, quanto em subsuperfície. Os poros arredondados, comparativamente aos poros complexos, são mais expressivos em termos numéricos, porém são menos expressivos em termos de área ocupada. A área de poros complexos, por outro lado, é mais expressiva, proporcionalmente ao número de poros pelo fato de predominarem os poros grandes. Já os poros alongados, são pouco expressivos tanto em termos de área ocupada quanto de número.

Na Figura 28 pode-se observar ainda que nos Latossolos, partindo-se do horizonte Ap até o BA, há uma tendência de aumento na área de poros arredondados médios, tendendo a uma estabilização em profundidade, não sendo observada uma clara tendência no Cambissolo. Não há alterações importantes na área dos poros pequenos e grandes dessa classe de forma (arredondados), isso devido à reduzida expressividade dos poros pequenos em termos de área e dos grandes em termos de área e de número. Nos horizontes mais superficiais, diferentemente do que foi descrito para os poros arredondados, nos Latossolos (entre Ap e BA), houve uma redução na área ocupada pelos poros complexos grandes, neste caso com mesmo comportamento no Cambissolo, entre o colúvio e o horizonte Bi. Ainda em relação aos poros complexos grandes, verifica-se em profundidade, uma região de transição entre o horizonte AB e BA e, em toda a topossequência, exceto no Perfil 4, há uma redução na área ocupada por esses poros entre a penúltima e a última profundidade amostrada, isto é, do Bw1 para o Bw 2 nos Perfis 1 e 2, dentro do horizonte Bw no Perfil 3, entre o BA2 e o Bw no Perfil 4 e, entre o BC1 e o BC2 no Perfil 5.

Figura 28. Área total de poros para as diferentes classes de forma e tamanho.

Figura 29. Logaritmo do número total de poros para as diferentes classes de forma e tamanho.

A Figura 30 apresenta os resultados do índice de conectividade dos poros (ICP), o qual considera os valores totais quantificados para as diferentes classes de forma de poros (Arredondados, Alongados e Complexos). A partir dos resultados deste índice, pode-se evidenciar a condição de conectividade ou de continuidade do sistema poroso ao longo de todo o Perfil.

No Perfil 1, verifica-se uma restrição na conectividade dos poros de maneira mais acentuada na base do horizonte Ap, com variações em direção ao Bw, porém com uma tendência de estabilização nos valores do índice. No Perfil 2 a conectividade tende apenas a aumentar desde a superfície até o horizonte BA, com uma sensível inflexão nesta tendência entre o BA e o Bw1, passando novamente a uma tendência de aumento na conectividade entre o Bw1 e o Bw2. No Perfil 3, observa-se uma diminuição no valor do índice no horizonte AB, seguido por um aumento observado no horizonte BA, a partir do qual os valores tendem a diminuir em direção ao horizonte Bw. No Perfil 4, o índice mostra a condição pobremente conectada em superfície, com aumentos gradativos até a transição entre os horizontes BA1-BA2, estabilizando-se até o horizonte Bw. No Perfil 5 observa-se uma maior variabilidade nos valores do índice não apresentando uma clara tendência em função da profundidade.

Fazendo-se uma análise de toda a topossequência, verifica-se claramente nos horizontes superficiais, o efeito da alteração na estrutura do solo decorrente de um efeito conjunto do adensamento da matriz do solo, associado à compactação mecânica, sobre a perda de conectividade dos poros e, em subsuperfície, considerando o detalhamento já feito, observa-se uma tendência de menor variabilidade entre os Latossolos se comparados ao Cambissolo.

Figura 30. Índice de conectividade dos poros (ICP) calculado para todas as profundidades amostradas na topossequência.

4.1.2.4 Condutividade hidráulica do solo saturado

A Tabela 10 e a Figura 31 apresentam os resultados da determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (K_o , cm.dia^{-1}) para todas as profundidades amostradas em todos os Perfis. Em todos os Perfis observa-se os menores valores em superfície, no horizonte Ap na área de Latossolos e na camada coluvionar no sopé da encosta no caso do Cambissolo. Há uma tendência de aumento na condutividade em função da profundidade, porém em toda a topossequência ocorreram inversões nesta tendência em subsuperfície em profundidades variáveis nos diferentes Perfis. Entre os Latossolos esta inflexão ocorre mais superficialmente nos Perfis 1 e 2 e em maiores profundidades nos Perfis 3 e 4, destacando-se que dentre todos, no Perfil 3, ocorreram duas importantes restrições na condutividade em subsuperfície. No Perfil 4, a condutividade hidráulica na condição de solo saturado é extremamente reduzida desde a superfície

até o horizonte AB, com tendência crescente até a transição dos horizontes BA1-BA2, havendo uma nova restrição ao fluxo em solo saturado no horizonte BA2.

Tabela 10. Valores da condutividade hidráulica do solo saturado (K_o e $\text{Log}K_o$, cm.dia^{-1}) para todas as profundidades amostradas nos diferentes horizontes morfogenéticos descritos na topossequência.

Perfis	Horiz.	Espessura	Prof. Amostrada m	K_o	$\text{Log } K_o$ cm.dia^{-1}
Perfil 1 LVdf	Ap	0,00 - 0,25	0,00 - 0,05	61,7	1,7905
	Ap		0,15 - 0,20	247,3	2,3933
	AB	0,25 - 0,40	0,30 - 0,35	777,5	2,8907
	BA	0,40 - 0,70	0,55 - 0,60	325,5	2,5126
	Bw1	0,70 - 1,30	0,95 - 1,00	918,5	2,9631
	Bw2	1,30 - 2,00+	1,60 - 1,65	1.802,1	3,2558
Perfil 2 LVdf	Ap	0,00 - 0,20	0,00 - 0,05	58,5	1,7671
	Ap		0,15 - 0,20	335,0	2,5250
	AB	0,20 - 0,40	0,25 - 0,30	761,6	2,8817
	BA	0,40 - 0,80	0,55 - 0,60	546,7	2,7378
	Bw1	0,80 - 1,45	1,05 - 1,10	624,6	2,7956
	Bw2	1,45 - 2,00+	1,65 - 1,70	1.398,6	3,1457
Perfil 3 LVdf	Ap	0,00 - 0,15	0,00 - 0,05	214,8	2,3321
	AB	0,15 - 0,35	0,20 - 0,25	517,4	2,7139
	BA1	0,35 - 0,60	0,45 - 0,50	356,0	2,5515
	BA2	0,60 - 1,00	0,75 - 0,80	1.195,5	3,0776
	Bw	1,00 - 2,00+	1,15 - 1,20	537,0	2,7300
	Bw		1,70 - 1,75	1.219,3	3,0861
Perfil 4 LVdf	Ap	0,00 - 0,10	0,00 - 0,05	1,5	0,1817
	AB	0,10 - 0,25	0,15 - 0,20	4,6	0,6585
	BA1	0,25 - 0,50	0,35 - 0,40	120,3	2,0804
	BA2	0,50 - 1,10	0,50 - 0,55	829,9	2,9191
	BA2		0,80 - 0,85	424,7	2,6281
	Bw	1,10 - 2,00+	1,55 - 1,60	889,9	2,9494
Perfil 5 CXbd	Colúvio	0,00 - 0,25	0,00 - 0,05	80,0	1,9030
	Colúvio		0,10 - 0,15	59,3	1,7731
	Ab	0,25 - 0,40	0,30 - 0,35	449,3	2,6526
	AB	0,40 - 0,75	0,50 - 0,55	1.789,1	3,2526
	Bi	0,75 - 1,05	0,80 - 0,85	1.654,0	3,2185
	BC1	1,05 - 1,45	1,20 - 1,25	1.044,2	3,0188
	BC2	1,45 - 2,00+	1,50 - 1,55	916,1	2,9620

Figura 31. Condutividade hidráulica do solo saturado (K_o , cm.dia^{-1}) para todas as profundidades amostradas em toda a topossequência.

4.2. Hidropedologia e a produção de água

Apresenta-se nesta seção os resultados sobre o funcionamento hidropedológico da topossequência, analisados a partir da precipitação pluviométrica, da quantificação dos fluxos verticais de água nos horizontes Bw2 (Perfis 1 e 2), Bw (Perfis 3 e 4) e BC1 (Perfil 5), da recarga do aquífero freático e das respostas hidrológicas da bacia hidrográfica em termos do deflúvio total produzido e do escoamento de base.

A Figura 32 apresenta para todo o período de monitoramento, os resultados diários da densidade de fluxo vertical de água no solo, calculada nos horizontes acima descritos. A magnitude da densidade de fluxo descendente (drenagem) aumenta quando os valores se tornam cada vez mais negativos, diminui para valores cada vez mais próximos do zero, havendo uma inversão no fluxo, tornando-se ascendente (ascensão capilar) para valores maiores que zero. Os pequenos períodos com interrupções da série histórica representam falhas de dados. Para facilitar a

visualização dos dados do fluxo descendente, além da apresentação dos resultados para toda a amplitude de variação observada na série histórica, para uma melhor visualização, apresenta-se também nesta mesma Figura 32, um dos gráficos com uma adequação na escala do eixo das ordenadas, referente à densidade de fluxo. A falha de registro de dados de precipitação pluviométrica entre 18/10 e 06/11/2018 está indicada pelo sinal de interrogação “?”.

Em toda a topossequência houve uma predominância do fluxo descendente (drenagem) sobre o fluxo ascendente (ascensão capilar) durante todo o período monitorado, com dois importantes picos de fluxo ascendente, o primeiro entre 21/01 e 03/02/2017 com as respostas de maiores magnitudes observadas nos dois extremos da topossequência (Perfis 1 e 5) e, o segundo entre 28/01 e 08/03/2019 com as maiores respostas apenas na parte mais alta (Perfis 1 e 2). Observa-se que para os dados diários, todos os perfis apresentam rápidas respostas da densidade de fluxo aos eventos pluviométricos, existindo um comportamento temporal dinâmico para um mesmo Perfil e entre Perfis diferentes, influenciado pela altura da precipitação. Os valores médios da densidade de fluxo diária para o período de 23/11/2016 a 20/05/2019 foram de $-47,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ no Perfil 1, $-95,50 \text{ mm.dia}^{-1}$ no Perfil 2, $-6,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ no Perfil 3, $-24,4 \text{ mm.dia}^{-1}$ no Perfil 4 e $-34,02 \text{ mm.dia}^{-1}$ no Perfil 5.

Figura 32. Precipitação pluviométrica diária e, densidade de fluxo diária nos horizontes Bw e BC1 da topossequência, calculada para cada Perfil durante o período de 23/11/2016 e 20/05/2019.

Na Figura 33 estão apresentados os valores do conteúdo volumétrico de água no solo (θ , $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), do potencial mátrico da água no solo (Φ_m , kPa), da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K(\theta)$, $\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$) e do gradiente de potencial total da água no solo ($\Delta\Phi_t$, m). O potencial

mátrico é menos negativo e mais estável no horizonte BC1 do Perfil 5 por estar mais próximo da superfície freática ou da zona saturada e, os Perfis 1, 2, 3 e 4, apresentam similaridade no regime de oscilação e na grandeza dos valores, diminuindo as diferenças nos potenciais menos negativos. O comportamento dos valores de θ , calculados a partir dos parâmetros de ajuste das curvas de retenção e do potencial mátrico monitorado em campo, acompanham, portanto, o comportamento deste último e refletem as diferenças na retenção de água entre os diferentes Perfis.

Nos Latossolos, analisando-se apenas o horizonte Bw, os menores valores de umidade ocorreram predominantemente no Perfil 3 e os maiores, nos Perfis 1 e 2. E o horizonte BC1 do Perfil 5, dada a sua maior proximidade da região de oscilação do nível freático, manteve-se com os maiores valores e ainda com menores oscilações se comparado aos demais Perfis. O conteúdo de água retido no potencial de -10 kPa nos Perfis 1, 2, 3, 4 e 5 é igual a, respectivamente, 0,41, 0,43, 0,40, 0,42 e 0,46 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, representando, portanto, a água mais fracamente retida em macro e mesoporos, conforme critério adotado no presente estudo. Assim, verifica-se que o conteúdo volumétrico de água nos respectivos horizontes indicados na Figura 33, manteve-se predominantemente próximo a estes valores ao longo de toda série histórica.

Os menores valores de potencial mátrico e de θ registrados nos Perfis 1, 2 e 3 ocorreram no mês de março de 2019, chegando a -47,28 kPa e 0,372 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ no Perfil 1, -63,7 kPa e 0,35 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ no Perfil 2, ambos no dia 07/03 e, -25,1 kPa e 0,37 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ no Perfil 3 (dia 10/03). No Perfil 4, o maior secamento no horizonte Bw foi registrado entre os dias 26/02 e 02/03/2019, com valores estáveis neste período e iguais a -12,2 kPa e 0,45 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ e no Perfil 5, os valores se mantiveram mais estáveis ao longo de todo o período de monitoramento.

Em relação ao $\Delta\phi_t$ (m), em conformidade com a densidade de fluxo predominantemente descendente (valores negativos), os valores do gradiente de potencial total foram predominantemente positivos ao longo de toda a série histórica, com poucos períodos em que se registrou valores de $\Delta\phi_t$ negativos, quando houve a inversão no fluxo passando a ascensão capilar. Apenas dois períodos importantes com registros de valores negativos nos períodos de maior secamento dos respectivos horizontes indicados para cada Perfil, alcançando o valor de -27,4 KPa no Perfil 3 (período de maior secamento do horizonte Bw), conforme já descrito. Entre todos os Perfis da topossequência, os maiores valores de $\Delta\phi_t$ ocorreram, predominantemente nos Perfis 3, 4, 1, 2 e 5, nesta ordem, com as maiores oscilações associadas aos períodos de maior secamento dos respectivos horizontes. No período de 28/01 a 08/03/2019, alcançou valores de -17,7, -19,7, -27,4 e -11,6 m, respectivamente, nos Perfis 1, 2, 3 e 4, comportamento não acompanhado pelo Perfil 5.

Em relação aos valores calculados para a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$, observa-se a alta sensibilidade às mudanças nos valores de θ na faixa úmida, onde se tem grandes alterações nos valores calculados para a condutividade em decorrência de pequenas alterações no conteúdo de água retida em macroporos. Por outro lado, no período de maior secamento do horizonte Bw (28/01 a 08/03/2019), observa-se que a partir de valores do potencial mátrico mais negativos que -30kPa, há uma similaridade nos valores de $K(\theta)$ dos Perfis 1 e 2, chegando inclusive a se equipararem aos do Perfil 4, evidenciando as menores sensibilidades da condutividade às alterações no conteúdo de água retido em microporos.

Figura 33. Valores médios diários do conteúdo de água no solo (θ , $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), potencial mátrico (ϕ_m , kPa), condutividade hidráulica do solo não saturado e gradiente de potencial total da água no solo ($\Delta\phi_t$, mca), entre 23/11/2016 e 20/05/2019.

Na Figura 34 apresenta-se os resultados do ajuste de uma regressão linear simples a partir dos valores diários da densidade de fluxo (q , mm.dia⁻¹) e dos respectivos gradientes hidráulicos diários ($\Delta\phi_t/\Delta z$) entre 23/11/2016 e 20/05/2019. Nesta regressão, a inclinação das retas representa a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ para cada Perfil. Observa-se um aumento no fluxo descendente (valores de q negativos) em função do aumento nos valores do gradiente hidráulico. Os curtos períodos de tempo em que ocorreu ascensão capilar, com maior magnitude nos Perfis 1 e 2, estão representados pela menor densidade de pontos com valores positivos de q , comparativamente à predominância do fluxo descendente durante toda a série histórica, representado pela maior densidade de pontos com valores de q negativos. Observa-se as maiores inclinações das retas dos Perfis 1 e 2 e as menores nos Perfis 3 e 4, confirmando os resultados apresentados na Figura 33, permitindo a adequada distinção entre os diferentes Perfis com relação à magnitude da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$, com o coeficiente de determinação acima de 0,94 em todos os Perfis.

Figura 34. Densidade de fluxo de água no solo diária (q , mm.dia⁻¹) em função do gradiente hidráulico diário ($\Delta\phi_t/\Delta z$) no período de 23/11/2016 a 20/05/2019 para toda a topossequência.

Na Figura 35 apresenta-se os resultados do monitoramento do nível freático diário nos quatro Poços dispostos ao longo da topossequência, com valores expressos pela altura da coluna de água (m) e pela cota da superfície freática no interior dos poços. Os Poços 1, 2 e 3 apresentaram uma falha de dados entre 20/07 e 17/08/2018. O Poço 4 teve seu monitoramento iniciado somente em 12/06/2017 e apresentou uma importante falha entre 22/02 e 23/07/2018. Observa-se que a oscilação da superfície freática tende diminuir em sentido descendente na encosta, porém o nível

médio da superfície freática não tem relação com a posição na encosta, com valores iguais a 0,82 m, 1,42 m, 1,2 m e 0,75m para os Poços 1, 2, 3 e 4, respectivamente. Em todos os poços existe associação entre a elevação do nível freático e os eventos pluviométricos, porém essa associação também vai sendo minimizada em sentido descendente na encosta. O tempo de resposta aos eventos pluviométricos é similar nos poços 2, 3 e 4 e, defasado em relação ao tempo de resposta do Poço 1, o qual apresenta rápidas respostas aos eventos. Em todos os poços, o rebaixamento do nível freático é mais lento que a elevação e este efeito vai se acentuando gradativamente em sentido descendente na encosta, pois partindo-se do Poço 1 em direção ao Poço 4, observa-se claramente que o alcance do menor nível após um pico de elevação, vai sendo gradativamente defasado no tempo, o que é evidenciado pelas menores inclinações das feições descendentes das respectivas curvas, à medida que se avança do Poço 1 para o Poço 4. A falha de registro de dados de precipitação pluviométrica entre 18/10 e 06/11/2018 está indicada pelo sinal de interrogação “?”.

durante todo o período de monitoramento. Observa-se que em todos os Poços existe uma associação entre o comportamento do nível freático e a densidade de fluxo, com a elevação do nível acompanhando o sentido do aumento na magnitude da drenagem e, por outro lado, o rebaixamento do nível freático acompanhando a redução nesta magnitude do fluxo descendente, ou até mesmo, acompanhando a inversão do fluxo hídrico no solo, passando à ascensão capilar. A falha de registro de dados de precipitação pluviométrica entre 18/10 e 06/11/2018 está indicada pelo sinal de interrogação “?”.

Comparando-se apenas os Poços 1 e 2, verifica-se que as repostas de elevação no nível freático no Poço 1, aos aumentos nas magnitudes da densidade de fluxo descendente, são predominantemente mais rápidas que no Poço 2. Analisando-se toda a série histórica (23/11/2016 a 20/05/2019), os valores médios do nível diário da superfície freática monitorado nos Poços, acompanha os valores médios da densidade de fluxo diária calculada na base dos Perfis de solo, conforme pode ser observado na Tabela 11. Fazendo-se o ajuste de um modelo de regressão linear simples explicativo e não preditivo, ou seja, sem o objetivo de se prever o nível freático a partir dos valores da densidade de fluxo, mas apenas para explicar a natureza da relação entre as duas variáveis, verifica-se que esta relação, entretanto, se mostrou menos evidente entre o Perfil 4 e o Poço 3, conforme Figura 37 “a” e “b”.

Na Figura 38 estão apresentados os resultados diários da precipitação pluviométrica total diária (mm.dia^{-1}), da densidade de fluxo média diária (q , mm.dia^{-1}) e do nível freático médio diário (m), juntamente com os resultados do monitoramento hidrológico do curso hídrico que drena a bacia hidrográfica, isto é, o deflúvio total diário (Q , mm.dia^{-1}) e o escoamento de base total diário (Q_b , mm.dia^{-1}) para o período de 23/11/2016 a 30/10/2017, sendo este o período total com série histórica contínua para este conjunto de dados. A indicação feita no gráfico do deflúvio e escoamento de base com uma seta na horizontal identifica um erro ocorrido no registro dos dados de vazão do curso hídrico. O deflúvio total apresenta rápidas respostas aos eventos pluviométricos, ao passo que o escoamento de base não está associado à precipitação pluviométrica, mas está associado tanto à densidade de fluxo quanto ao nível freático. Os dois picos de elevação do escoamento de base observados nesta série histórica, temporalmente apresentam maior sincronismo com os picos registrados nos Poços 2, 3 e 4 e, em ambas as situações, são mais defasados em relação ao Poço 1. Por outro lado, no caso do deflúvio total, os picos de elevação tendem a estabelecer um sincronismo com o Poço 1, dado que ambos os conjunto de dados (nível freático no Poço 1 e deflúvio total), apresentam rápidas respostas aos eventos pluviométricos.

Figura 36. Valores médios diários da densidade de fluxo (q , mm.dia⁻¹) e do nível freático (mca) ao longo da topossequência entre 23/11/2016 e 20/05/2019

Tabela 11. Valores médios da densidade de fluxo diária (q , mm.dia⁻¹) e do nível freático diário (m) para o período de 23/11/2016 a 20/05/2019.

Perfis - Poços	q (média) mm.dia ⁻¹	Nível Freático (média) mca
Perfil 1 - Poço 1	-47,9	0,82
Perfil 2 - Poço 2	-95,3	1,42
Perfil 4 - Poço 3	-24,4	1,2
Perfil 5 - Poço 4	-34,02	0,75

Figura 37. Regressão linear simples entre as médias da densidade de fluxo diária e do nível freático diário, obtidas a partir do monitoramento realizado no período de 23/11/2016 a 20/05/2019, com e sem o Perfil 4 - Poço 3, respectivamente em “a” e “b”.

Figura 38. Precipitação pluviométrica total diária, densidade de fluxo média diária (q), nível freático médio diário, deflúvio total diário (Q) e escoamento de base total diário (Q_b) entre 23/11/2016 e 30/10/2017.

O tempo de concentração ou tempo de residência do escoamento superficial para uma dada bacia, pode ser determinado diretamente a partir dos dados medidos para diferentes eventos pluviométricos ou estimado a partir de diferentes equações empíricas, a exemplo da de Kirpich (COLLISCHON, W.; DORNELLES, 2013), conforme equação (29). A determinação direta para um dos eventos pluviométricos, pela defasagem de tempo entre o pico da precipitação pluviométrica e o pico da vazão no curso hídrico, para o evento do dia 21/10/2017 (58,6mm), resultou no valor de 20 minutos para o tempo de concentração para este evento (Figura 39). E a estimativa do tempo de concentração da bacia a partir da equação (29) é igual a 13,2 minutos. A ordem de grandeza destes resultados explica a resposta imediata do deflúvio aos eventos pluviométricos, ao se trabalhar com dados diários.

$$TC = 57 * \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385} \quad (29)$$

Onde,

TC é o tempo de concentração da bacia (minutos)

L é o comprimento total do talvegue (km)

H é a diferença de nível entre o divisor de águas e a seção de monitoramento da vazão (m)

Para a bacia estudada, L = 1,10km e H = 60m.

Figura 39. Precipitação pluviométrica (mm), vazão ($L.s^{-1}$) no dia 21/10/2017 (58,6mm) com a indicação da determinação do tempo de concentração da bacia (TC) para este evento pluviométrico.

No Apêndice C estão apresentados os resultados do Balanço Hídrico Normal por Thornthwaite & Mather (1955), elaborado por (ROLIM, G. S.; SENTELHAS, 2003) para o Município de Cascavel-PR, disponível em <http://www.leb.esalq.usp.br/leb/bhbrasil/Parana/>, calculado com dados do período de 1972 a 1996. Esta estimativa resultou num excedente hídrico anual de 1.036,9 mm, com os menores excedentes hídricos ocorrendo nos meses de março (37,2mm) e agosto (57,1mm), não havendo déficit hídrico e, portanto, podendo-se considerar o ano hídrico como sendo equivalente ao ano civil.

Já no Apêndice D, apresenta-se os resultados do Balanço Hídrico sequencial para o ano de 2017, realizado a partir dos dados de temperatura do ar média mensal e da precipitação pluviométrica total mensal obtidas pelo monitoramento automático da área de estudo. O excedente hídrico estimado foi de 1.165,9 mm, ao se considerar uma Capacidade de Água Disponível no Solo (CAD) de 100mm e 1.164,0 mm para uma CAD de 200mm, numa profundidade de 0-2,0m. O mês de maior excedente hídrico estimado por este Balanço Hídrico Sequencial foi outubro, quando se registrou uma precipitação pluviométrica de 508mm, acima da média do período de 1997-2017, isto é, 217,9 mm. E com relação aos déficits hídricos, obteve-se uma estimativa de 4,1 mm no mês de julho e 1,7mm no mês de dezembro.

Na Tabela 12 apresenta-se os resultados da precipitação pluviométrica ($mm.mês^{-1}$), do deflúvio total mensal ($Q, mm.mês^{-1}$), do escoamento de base total mensal ($Q, mm.mês^{-1}$) e do Índice de Fluxo de Base (BFI) para o período de agosto de 2016 a outubro de 2017, período total com série histórica contínua para este conjunto de dados. O excedente hídrico anual medido na bacia, representado pelo deflúvio anual total produzido foi de 1.221,9 mm ao se considerar o período com início em setembro de 2016, subsequente ao mês de menor excedente hídrico

indicado pelo Balanço Hídrico Normal e, com término em agosto de 2017. Este valor é 4,8% superior ao excedente hídrico anual estimado pelo Balanço Hídrico Sequencial, mostrando uma similaridade entre o excedente hídrico medido na bacia e o estimado por este Balanço Hídrico. Valores similares do excedente hídrico medido na bacia são obtidos ao se considerar distintos períodos anuais compreendidos dentro da série histórica, o que mostra a equivalência entre o ano hídrico e o ano civil nesta bacia. Do total anual precipitado (1.950,1mm) no período de setembro de 2016 a agosto de 2017, o excedente hídrico total medido representado pelo deflúvio total (Q) equivale a 63,5%. Esta mesma análise quanto à proporção do excedente hídrico total em relação ao total precipitado, ao ser realizada com base nos valores estimados pelos Balanços Hídricos Normal e Sequencial resulta em, respectivamente, 53% e 54%. E analisando-se a proporção dos diferentes componentes do deflúvio total em relação ao total anual precipitado, com base nos dados medidos (Tabela 12), verifica-se que 47% da precipitação pluviométrica é representada pelo escoamento de base Q_b (906,2 mm) e 26,3% pelo escoamento rápido ou escoamento direto Q_d (315,7 mm), indicando a predominância do escoamento de base.

Analisando-se a composição do deflúvio total produzido na bacia, verifica-se, que para esta série histórica de setembro de 2016 a agosto de 2017, tem-se uma dominância do escoamento de base, conforme resultado do valor médio do Índice de Fluxo de Base (BFI) igual 0,75, indicando, portanto, que 75% do deflúvio anual é representado pelo escoamento de base. Nos meses de junho e julho com baixa precipitação pluviométrica e, julho, com valor abaixo da média do período de 1997-2017 (90,81 mm), observa-se a manutenção da produção de água na bacia nesses dois meses e, com tendência ascendente no deflúvio total e no escoamento de base, mostrando que o escoamento de base responde vagarosamente à precipitação pluviométrica, conforme defasagem temporal evidenciada na Figura 40 com dados mensais.

Tabela 12. Valores mensais totais da precipitação pluviométrica (P), deflúvio total (Q), escoamento rápido ou direto (Qd), escoamento de base (Qb) e Índice de Fluxo de Base (BFI) para o período de agosto de 2016 a outubro de 2017.

Mês	P	Q	Qd	Qb	BFI
	mm				%
ago-16	275,7	45,9	8,7	37,2	0,81
set-16	50,8	67,9	13,2	54,7	0,81
out-16	278,3	102,1	33,4	68,6	0,67
nov-16	184,1	98,3	14,5	83,8	0,85
dez-16	186,7	89,5	10,5	78,9	0,88
jan-17	139,4	63,6	9,8	53,8	0,85
fev-17	259,6	54,7	14,2	40,5	0,74
mar-17	147,9	149,8	68,5	81,4	0,54
abr-17	219,7	113,4	25,6	87,8	0,77
mai-17	206,8	104,1	27,8	76,3	0,73
jun-17	75,9	148,0	33,9	114,0	0,77
jul-17	5,3	161,6	41,7	119,9	0,74
ago-17	170,7	69,1	22,7	46,4	0,67
set-17	105,6	36,6	4,4	32,3	0,88
out-17	508,0	80,0	53,4	26,6	0,33
Total *	1.925,2	1.221,9	315,7	906,2	
Média *					0,75

* para o período de set/16 - ago/17

Figura 40. Precipitação pluviométrica total mensal (mm.mês^{-1}) e escoamento de base total mensal (Qb , mm.mês^{-1}) no período de agosto de 2016 a outubro de 2017.

5. DISCUSSÃO

Os resultados do monitoramento hidrológico da bacia hidrográfica estudada mostraram um regime em que o escoamento de base foi dominante no deflúvio total produzido, com este fluxo de base respondendo de maneira vagarosa e defasada em relação à precipitação pluviométrica, mas de maneira associada ao comportamento da oscilação do nível freático ao longo da vertente estudada.

Neste contexto hidrológico de bacias com fluxo de base dominante, o solo desempenha um relevante papel, pois a partir do seu funcionamento físico-hídrico e hidráulico e, com base em estudos em topossequências, pode-se explicar os processos hidrológicos e hidropedológicos que operam na vertente, com reflexos sobre a recarga do nível freático e sobre as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica. A morfologia do solo, principalmente em relação à sua textura e estrutura, têm forte influência sobre a configuração do espaço poroso e sobre o balanço entre os fenômenos da retenção e da condução de água. Isto, associado à posição topográfica na encosta, tem influência nas condições de umidade do solo e, conseqüentemente, na quantificação dos fluxos hídricos, os quais agem sobre a recarga do nível freático e, em bacias com fluxo de base dominante, exercem um controle na regulação da produção de água, conforme será apresentado a seguir.

No presente estudo, a caracterização morfológica dos solos da topossequência evidenciou uma transformação lateral e vertical em sentido descendente na encosta, com um gradativo aumento na espessura dos horizontes com estrutura predominantemente em blocos subangulares (com associações com estrutura prismática), vinculado a um correspondente gradativo recuo na espessura dos horizontes com estrutura microagregada. Esta modificação estrutural distinguiu nos horizontes mais profundos, dois sistemas de funcionamento físico-hídrico e hidráulico entre os Latossolos. Um sistema composto pelos Perfis 1 e 2 no terço superior e médio da encosta, melhor drenados e, um segundo sistema composto pelos Perfis 3 e 4, no terço inferior, com maiores restrições ao fluxo vertical rápido. Este efeito da transformação lateral e vertical da estrutura sobre o funcionamento físico-hídrico dos solos em topossequências também foi estudado e constatado por (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005; JUHÁSZ et al., 2006; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010; COOPER et al., 2013). O Cambissolo no sopé da encosta, apresentou um comportamento físico-hídrico e hidráulico fortemente controlado pela sua posição topográfica, sob influência da oscilação do nível freático.

Antes porém, da análise destes três sistemas na topossequência, faz-se necessário caracterizar os horizontes mais superficiais em relação aos atributos morfológicos e físicos que influenciam a entrada de água nos Perfis, ou seja que influenciam o processo de infiltração. Observou-se nos horizontes superficiais, alterações na estrutura do solo que levou à identificação,

em sentido vertical, de duas segmentações físico-hídricas, uma superficial (0-0,05m no horizonte Ap nos Latossolos e Colúvio no Cambissolo) apresentando uma maior variabilidade entre os Perfis. Uma outra em subsuperfície (nos Latossolos, a transição Ap-AB nos Perfis 1 e 2 e o AB nos Perfis 3 e 4 e, no Cambissolo, a transição Colúvio-Ab e AB), com modificações mais intensas e ocorrendo de maneira mais uniforme ao longo de toda a topossequência. Tais observações nestes horizontes, não estão associadas à distinção dos sistemas físico-hídricos e hidráulicos apontados anteriormente, mas sim a um possível efeito do manejo do solo adotado na área e referem-se, ao aumento na densidade do solo, à redução da macroporosidade e ao aumento na proporção de microporos, à redução da retenção de água em baixas tensões e a uma diminuição no gradiente das curvas de retenção, indicando uma restrição ao movimento vertical rápido da água no solo. Destaca-se que estas modificações nas curvas de retenção ocorreram principalmente na faixa de tensão relacionada aos macro e mesoporos com origem estrutural (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005), indicando o efeito da alteração da estrutura do solo sobre a configuração dos poros e, conseqüentemente, sobre o funcionamento físico-hídrico destes horizontes conforme também já observado por (COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010).

Estas alterações morfológicas anteriormente descritas, estão também evidenciadas nas imagens dos blocos polidos (Figura 27), mostrando a existência de macroporos com orientação predominantemente horizontal associados a agregados planares (Ap e transição Ap-AB no Perfil 1, Ab e AB no Perfil 4), indicando o efeito da deformação da estrutura sobre a orientação dos macroporos, o que também foi descrito por (KRAEMER, F. B.; MORRÁS, 2018) em áreas sob sistema plantio direto. Nestas mesmas profundidades indicadas nos Perfis 1 e 4, esta orientação horizontal dos macroporos observados nas imagens estão associados a uma redução nos valores da condutividade hidráulica do solo saturado (SKVORTSOVA; UTKAEVA, 2008). Sobre esta observação (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979), também afirmam que poros tubulares planares podem ser morfológicamente interconectados, mas não necessariamente funcionais para o movimento da água no solo. Assim, ao se comparar tais resultados com de outros trabalhos que tiveram por objetivos específicos avaliar os efeitos do sistema plantio direto sobre os atributos físicos e físico-hídricos do solo (KLEIN, V. A.; LIBARDI, 2002; BERTOL, et al., 2004; REICHERT et al., 2016) e, considerando o histórico do sistema plantio direto adotado na área que, entre 2012 e 2016, foi caracterizado pela predominância da sucessão soja-milho de segunda safra com esporádica substituição do milho por trigo e aveia, o que traz efeitos na degradação da estrutura do solo (DEBIASI, et al., 2015), tem-se indicativos de que os resultados acima descritos estejam associados ao manejo. Estes resultados, associados a uma diminuição na conectividade dos poros (Figura 30), explicam os menores valores da condutividade hidráulica

nestes horizontes em toda a topossequência (Tabela 10 e Figura 31), concordando com o que também foi observado por (BOUMA, 1982; DOUGLAS, 1986a; SOUZA et al., 2006). Cabe destacar que, dentre todos os Perfis da topossequência, no Perfil 2 observou-se as menores alterações na estrutura, o que está claramente evidenciado nas curvas de retenção.

Passando à análise do funcionamento hidropedológico da topossequência, observou-se que a oscilação do nível freático responde aos fluxos hídricos quantificados nos horizontes mais profundos de todos os Perfis, para os quais se dispõe dos respectivos poços de monitoramento (Perfis 1, 2, 4 e 5). Entre os Latossolos, a associação densidade de fluxo-nível freático foi fortemente evidenciada no terço superior e médio (Perfil 1-Poço 1 e Perfil 2-Poço2) e de maneira menos evidente no terço inferior (Perfil 4-Poço 3), mostrando, assim a relação com os dois sistemas de funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo, os quais serão descritos a seguir e denominados, sistema 1 (Perfis 1 e 2) e sistema 2 (Perfis 3 e 4). E no sopé da encosta, novamente se observa um reestabelecimento da associação entre os fluxos hídricos verticais e o nível freático, distinguindo-se, por fim, um terceiro sistema (sistema 3) relacionado ao Perfil 5-Poço 4 (Figura 37 “a” e “b”).

O sistema 1 é caracterizado pelo funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos horizontes AB-BA-Bw, o sistema 2, pelos horizontes BA-Bw e o sistema 3, pelos horizontes Bi-BC, mas fundamentalmente pela condição de umidade no horizonte BC1. Tais horizontes representam, portanto, em cada sistema, as profundidades sem influência do manejo. Entre os Latossolos, a gradativa redução na espessura do horizonte Ap ao longo da topossequência explica o fato da influência do manejo ter avançado no horizonte AB nos Perfis 3 e 4, com efeito mais acentuado no Perfil4, o que foi claramente evidenciado pelas respectivas curvas de retenção.

No sistema 1, a partir do horizonte AB em direção ao horizonte Bw2, tem-se um aumento no volume e na proporção de macroporos, tendendo a uma estabilização no volume destes poros em profundidade, havendo dentro do horizonte Bw (entre o Bw1 e o Bw2), uma sensível redução na proporção de macroporos e na ATP associada ao pequeno acréscimo na densidade do solo. Esta associação entre a densidade do solo, volume de macroporos e ATP está em conformidade com o que também foi observado por (SOUZA et al., 2006) e, em relação à condutividade hidráulica do solo saturado, estes autores observaram um aumento na condutividade associado à redução da densidade e aumento no volume de macroporos e na ATP. No entanto, apesar destas pequenas variações observadas dentro do horizonte Bw, a tendência de estabilização no volume de macroporos está associada à estabilização do índice de conectividade no Perfil 1 e, a um aumento nos valores do índice no Perfil 2. Esta observação explica o aumento gradativo na condutividade hidráulica do solo saturado (K_o) desde o horizonte AB até o Bw2, mostrando que o fluxo saturado,

além da sua dependência em relação ao volume dos poros maiores (SILVA, C. L.; KATO, 1997), é também altamente dependente da funcionalidade destes poros para a transmissão dos fluxos, funcionalidade esta fortemente relacionada à continuidade ou à conectividade dos poros na matriz do solo (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979; BOUMA, 1982; DOUGLAS, 1986b; HALLAIRE; CURMI, 1993). No tocante à conectividade dos poros, verifica-se em profundidade que a análise individual da configuração dos poros complexos grandes, arredondados e alongados, em termos de área ocupada e de número, não mostra uma clara tendência sobre a condição de conectividade dos poros conforme descrito por (COOPER et al., 2013). Porém, o cálculo do ICP ao considerar estas diferentes classes de forma em conjunto, mostrou-se sensível para esta finalidade. Conforme já descrito, os valores do ICP apontam uma tendência de estabilização no padrão de conectividade dos poros em profundidade, indicando ainda uma condição de poros mais bem conectados entre os horizontes Bw1 e Bw2 no Perfil 2. Este resultado obtido com o ICP que, mesmo ao considerar as diferentes classes de forma e tamanho em conjunto, não mostrou uma tendência de aumento ou diminuição na conectividade, mas sim uma condição mais estável em profundidade, confirma a dificuldade encontrada para se identificar um padrão de conectividade a partir da análise individual de cada classe de forma dos poros, dificuldade esta decorrente da homogeneidade estrutural dos Perfis nos horizontes mais profundos.

A análise das curvas de retenção, adotando-se como referência o horizonte Bw2, onde há a máxima expressão da estrutura microgranular e com uma configuração de poros que promovem um funcionamento físico-hídrico mais favorável à condução de água (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005), confirma a homogeneidade estrutural em profundidade e uma condição equilibrada entre os processos de condução e retenção. Tal afirmação é feita com base na observação da retenção de água em baixos potenciais, isto é, na porosidade com origem estrutural, macro e mesoporos (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005; WILDING; LIN, 2006; LIN, 2012b) e no gradiente das curvas, ambos parâmetros com comportamento similar entre os horizontes mais profundos. Ao se comparar os Perfis 1 e 2, dentro do mesmo sistema, as curvas de retenção mostram uma condição mais favorável à condução de água neste último.

Enquanto no sistema 1, em decorrência da maior uniformidade morfológica da estrutura em profundidade, foi observada uma condição mais estável do espaço poroso quanto à macroporosidade e à conectividade, com um funcionamento físico-hídrico mais equilibrado entre a condução e a retenção de água, no sistema 2 (Perfis 3 e 4), entre os horizontes BA e Bw, em decorrência da maior expressão da transformação da estrutura, conforme já descrito, observou-se uma maior complexidade na configuração dos poros e no funcionamento físico-hídrico e hidráulico.

Observou-se em ambos os Perfis do sistema 2, que as restrições nos valores de K_o em profundidade foram associadas a pequenas reduções na macroporosidade (entre o horizonte BA2 e Bw no Perfil 3), confirmando a sensibilidade de K_o em relação a alterações nos macroporos (SILVA, C. L.; KATO, 1997) e a reduções nos valores do ICP. Estas tendências foram acompanhadas, tanto por uma diminuição no volume e na proporção de macroporos (entre o horizonte BA2 e Bw no Perfil 3), quanto por um aumento no volume e na proporção de macroporos (entre a transição BA1-BA2 e o BA2 no Perfil 4), confirmando as evidências já descritas no presente estudo e em outros trabalhos (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979; HILLEL, 1980b; BOUMA, 1982; DOUGLAS, 1986b; HALLAIRE; CURMI, 1993; DALMO et al., 2008) quanto à importância da continuidade dos poros para a sua funcionalidade na condução de água. Corroborando estas afirmações, observou-se em ambos os Perfis (3 e 4) um aumento nos valores de K_o entre as duas últimas profundidades amostradas (dentro do Bw no Perfil 3 e entre o BA2 e o Bw no Perfil 4), associado a uma diminuição da macroporosidade, porém com um aumento na conectividade dos poros, o que também já foi descrito por (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005; SOUZA et al., 2006).

As condições menos favoráveis ao fluxo saturado no sistema 2 estão relacionadas com a maior expressão da estrutura em blocos subangulares com grau de desenvolvimento no mínimo moderado em ambos os Perfis e, no caso do Perfil 4, inclusive em associação com a estrutura prismática, diferentemente do sistema 1, onde o desenvolvimento da estrutura em blocos nos horizontes de sua máxima expressão (AB e BA) é de grau variando entre fraco e moderado. O efeito desta diferença estrutural sobre o funcionamento físico-hídrico do solo foi descrito por (COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005), os quais observaram que horizontes com estrutura em blocos subangulares de grau forte ou moderado, com cerosidade moderada e abundante, apresentaram menor desenvolvimento de macroporos e menor condutividade hidráulica do solo saturado e, o oposto, maior macroporosidade e maior condução de água em horizontes com estrutura em blocos subangulares de grau moderado ou fraco, com cerosidade fraca e comum, independentemente da associação com a estrutura microagregada.

Analisando-se o comportamento da condutividade hidráulica do solo saturado entre os dois sistemas acima discutidos, verifica-se uma tendência de aumento em profundidade nos Perfis morfológicamente homogêneos quanto à estrutura (sistema 1), resultado semelhante também encontrado por (GONÇALVES, A. D. M. A; LIBARDI, 2013) trabalhando em solos homogêneos. Já no sistema 2, a modificação estrutural em sentido vertical em ambos os Perfis, mostrou uma maior variabilidade nos valores de K_o , o que também é descrito por (AHUJA et al., 1984; MORAES et al., 2003; MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004; COOPER et al., 2013). Diante

do exposto, verifica-se a clara importância do estudo em topossequências, com a avaliação vertical e lateral da estrutura, para a adequada compreensão do funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos solos (LIN, 2003a; WILDING; LIN, 2006; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010; LIN, 2011, 2012b; COOPER et al., 2013; MA et al., 2017). Analisando-se os dados da Figura 33 frente a estas evidências descritas, verifica-se que um importante reflexo do distinto funcionamento dos dois sistemas descritos, foi a diferença no conteúdo de água nos horizontes mais profundos.

Em relação ao conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) ao longo de todo o período de monitoramento (Figura 33) nos horizontes mais profundos de cada um dos dois sistemas acima, observa-se uma clara distinção, com os maiores valores no sistema 1 e os menores no sistema 2. Com base no que foi apresentado e discutido, pode-se afirmar que estes resultados estão relacionados às diferenças no funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos dois sistemas, as quais, por sua vez, estão associadas ao efeito das modificações na estrutura do solo. (MARQUES; LIBARDI; JONG VAN LIER, 2002) estudando hidraulicamente horizontes morfogenéticos em Latossolo Vermelho e Latossolo Amarelo, identificaram que os resultados obtidos para o conteúdo de água nos distintos horizontes foram mais sensíveis às variações morfológicas do que às variações nos valores de K_o .

No Perfil 5 localizado no sopé da encosta, o seu funcionamento físico-hídrico não mostrou uma clara tendência em função da profundidade, o que foi bem caracterizado pelas curvas de retenção, pelo volume e proporção de macroporos, pelos valores da ATP, NTP e ICP e com a condutividade hidráulica do solo saturado (K_o) também apresentando um comportamento aparentemente errático. Isto pois, os valores de K_o , ao apresentarem uma tendência crescente entre a superfície e o horizonte AB e, decrescente em direção ao horizonte BC2, não acompanhou o comportamento das variáveis acima indicadas conforme evidências já descritas (BOUMA; JONGEIRIUS; SCHOONDERBEEK, 1979; BOUMA, 1982; DOUGLAS, 1986b; HALLAIRE; CURMI, 1993; COOPER et al., 2013). A mesma observação quanto ao errático comportamento de K_o em profundidade neste Perfil é válida em relação à densidade do solo, decrescente em direção ao BC2, tendo em vista o antagonismo entre essas duas variáveis conforme já demonstrado por outros autores (MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004; SOUZA et al., 2006; CASTRO, O. M.; VIEIRA, S. R.; SIQUEIRA, 2010). Os dados do monitoramento do potencial mátrico no horizonte BC1 deste Perfil, mostrou uma condição estável ao longo de toda a série histórica, com pequenas oscilações inclusive nos períodos em que os horizontes mais profundos dos demais Perfis apresentaram potenciais na ordem de -60kPa. Esta observação, associada às evidências de condições redutoras neste horizonte, comprovam a influência da oscilação do nível freático o que,

por sua vez, explica os valores mais homogêneos do conteúdo de água θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) observados no horizonte BC1 (Figura 33). Portanto, diferentemente do que foi descrito para os sistemas 1 e 2, no sistema 3, representado por este Perfil 5, as condições de umidade no horizonte BC1, foram determinadas pela influência do nível freático decorrente da posição topográfica deste Perfil na encosta e não pelos atributos físico-hídricos mensurados no Perfil.

Em decorrência das diferenças evidenciadas entre os três sistemas, o conteúdo de água θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) foi um importante parâmetro hidráulico que se distinguiu no último horizonte estudado ao longo da topossequência, conforme já detalhado. E o cálculo da condutividade hidráulica média diária, para os valores médios diários de θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) no período de 23/11/2016 a 20/05/2019, mostrou a alta sensibilidade da função $K(\theta)$ ao conteúdo de água (Figura 33), o que é amplamente relatado e discutido na literatura (HILLEL, 1980a; REICHARDT et al., 1993; FALLEIROS et al., 1998; KLEIN, V. A.; LIBARDI, 2002; REICHARDT; TIMM, 2004; GONÇALVES, A. D. M. A.; LIBARDI, 2013; NOVÁK, V.; HLAVÁČIKOVÁ, 2018b). Conforme descrito por (HILLEL, 1980a), em solos fortemente agregados, ao serem dessaturados, os poros maiores entre os agregados podem se tornar uma barreira à continuidade hidráulica do fluxo e, conseqüentemente, diminuir drasticamente os valores de $K(\theta)$. E analisando-se os dados sobre o volume de macroporos no horizonte BA (maior expressão da mudança lateral da estrutura) nos sistemas 1 e 2, verifica-se uma maior macroporosidade no sistema 2. Dada a predominância do fluxo não saturado ao longo de toda a série histórica nestes dois sistemas, a explicação das diferenças nos valores de θ no último horizonte, conforme já descrito, pode estar apoiada nesta evidência, o que também concorda o observado por (MARQUES; LIBARDI; JONG VAN LIER, 2002), os quais identificaram que os resultados do conteúdo de água nos diferentes horizontes morfogenéticos estudados hidraulicamente, foram sensíveis às variações morfológicas, conforme já discutido.

Na Figura 34, na qual a inclinação das retas representa a condutividade hidráulica do solo não saturado, pode-se claramente constatar a distinção dos três sistemas físico-hídricos e hidráulicos anteriormente discutidos, com os três padrões para a função $K(\theta)$ conforme também já evidenciado anteriormente. Entre os Latossolos, tem-se os maiores valores no sistema 1 e os menores no sistema 2 e, com o sistema 3 apresentando valores intermediários. Os resultados desta Figura mostram ainda, as diferenças dentro de cada sistema, decorrente da alta sensibilidade da condutividade hidráulica em relação aos valores de θ , conforme já discutido.

A densidade de fluxo de água no solo vertical (q , $\text{mm}.\text{dia}^{-1}$) calculada para a série histórica anteriormente descrita, mostrou uma forte dependência da função $K(\theta)$ (HILLEL, 1980a, 2003; REICHARDT, 1988) (Figuras 32 e 33), com os maiores valores obtidos no sistema 1 e os menores no sistema 2 e, o sistema 3 com valores intermediários, estando os valores quantificados para os

Latossolos em conformidade com o que foi encontrado por (KLEIN, V. A.; LIBARDI, 2002; BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; GHIBERTO, 2009). Por outro lado, nos períodos em que se quantificou o fluxo ascendente associado à faixa de menor umidade no solo, o gradiente de potencial total ($\Delta\phi_t$) passou a ser a força responsável por explicar o comportamento da densidade de fluxo (HILLEL, 1980a, 2003).

O funcionamento físico-hídrico e hidráulico nos Latossolos (Perfis de 1 a 4), resultante das suas características morfológicas e físicas, foi um fator determinante na diferenciação da drenagem do horizonte mais profundo entre os diferentes Perfis e, na diferenciação da recarga do aquífero freático. A importância da drenagem interna na diferenciação de Latossolos também foi relatada por (CAMPOS, et al., 2010), os quais mensuraram no Perfil atributos morfológicos e pedogenéticos que possibilitaram identificar distintos padrões de drenagem interna em Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelos petroplínticos.

Como visto na Figura 36, existe uma associação entre o comportamento da densidade de fluxo vertical quantificada nos horizontes mais profundos e a oscilação do nível freático ao longo de toda a topossequência. Porém, conforme também mostrado na Figura 37, esta associação está bem estabelecida nos dois extremos da encosta, isto é, nos sistemas 1 e 3, sendo diferenciada no sistema 2. Este comportamento da vertente está relacionado à magnitude dos fluxos hídricos em profundidade. O ajuste da regressão linear simples (Figura 37), com uma abordagem explicativa e não preditiva da relação entre as duas variáveis (densidade de fluxo e nível freático), mostrou que a média histórica (23/11/2016 a 20/05/2019) do nível da superfície freática foi associada às maiores médias históricas da densidade de fluxo, mostrando a influência da drenagem profunda sobre a recarga do aquífero freático e que, na topossequência estudada, a relação entre os Latossolos e a recarga do aquífero freático foi associada ao funcionamento físico-hídrico e hidráulico desses solos, semelhante ao observado por (SALLES et al., 2018) e em conformidade com o que foi descrito por (CAMPOS, J. E. G.; MONTEIRO, C. F.; RODRIGUES, 2006). Esta afirmação feita para os Latossolos do presente estudo está apoiada nas evidências apresentadas na caracterização dos sistemas físico-hídricos e hidráulicos da topossequência, a qual mostrou a dependência entre a densidade de fluxo quantificada no último horizonte e o funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos Perfis. (GOMES et al., 2011) estudando uma bacia hidrográfica em área de Latossolos e Argissolos e com a adoção de diferentes práticas conservacionistas, observaram que a oscilação do nível freático foi sensível tanto ao tipo de solos quanto às práticas adotadas.

Em relação ao Cambissolo, (CAMPOS, J. E. G.; MONTEIRO, C. F.; RODRIGUES, 2006) em análise desta classe de solos em relevos ondulados, relata sua pequena relevância para o processo de recarga e ressalta sua importância hidrogeológica como filtro para os aquíferos

profundos. Porém no caso do presente estudo, a ocorrência deste solo no sopé da encosta e sob influência da oscilação do nível freático no horizonte BC1, foi o fator preponderante na determinação do seu regime de umidade e, conseqüentemente, na magnitude da densidade de fluxo vertical, conforme já discutido. E tal fato embasou a explicação para o reestabelecimento da relação entre a drenagem profunda e a recarga do aquífero freático nesta posição da encosta, resultado semelhante ao encontrado por (PINTO, 2015) para Cambissolos sob influência do nível freático.

Em relação ao Perfil 4 e Poço 3 do sistema 2, no período de 23/11/2016 a 20/05/2019, a densidade de fluxo diária média no Perfil 4 no terço inferior da encosta, sofreu uma redução de 66% em relação ao valor médio diário dos Perfis 1 e 2 do sistema 1, ao passo que o nível freático médio diário no Poço 3 aumentou 7% em relação ao que foi monitorado nos Poços 1 e 2. Tem-se, portanto, uma redução nos fluxos hídricos verticais do solo no sistema 2, reduzindo a sua contribuição para a recarga e, entretanto, um aumento no nível freático, o que leva-nos a deduzir que existe um outro componente hídrico contribuindo para a recarga no aquífero freático nesta posição da encosta.

Analisando-se os dados diários do nível freático monitorado nos quatro Poços dispostos ao longo da encosta (Figura 35), verificou-se claramente que existe no sentido descendente da encosta (do Poço 1 em direção ao Poço 4) um gradativo aumento na defasagem do tempo de rebaixamento do nível freático após um dado pico de elevação, ou seja, à medida que se avança da parte alta para parte baixa da encosta, há um retardamento gradativo no rebaixamento do nível freático. Tal fato também foi observado por (RANZINI et al., 2004), os quais explicaram que este comportamento dos dados indica uma movimentação lateral, paralela à superfície do terreno e que caracteriza o escoamento subsuperficial ou interfluxo, o qual também foi medido pelos autores. Assim, com base nestas evidências e considerando o que já foi discutido sobre a associação entre a densidade de fluxo e a oscilação do nível freático em toda a topossequência (Figuras 36 e 37), o comportamento do nível freático no Poço 3 pode estar associado a um efeito conjunto dos fluxos hídricos verticais no Perfil 4 e, de uma possível contribuição de um fluxo lateral subsuperficial. A mesma possível explicação pode ser atribuída ao Poço 4, no qual também se observou que a magnitude da média histórica do nível freático não acompanhou a redução da drenagem vertical descendente no Perfil 5. Por outro lado, neste Poço 4 a melhor relação com a densidade de fluxo, comparativamente ao Poço 3 – Perfil 4 (Figura 37), pode ser explicada pelos maiores valores de $K(\theta)$ no Perfil 5 em relação ao Perfil 4 (Figura 34), em decorrência das diferenças no conteúdo de água θ no último horizonte, conforme já discutido.

Assim, a relação entre os três sistemas de solos da topossequência, com distinto funcionamento físico-hídrico e hidráulico e a recarga do aquífero freático, permite afirmar sobre a

existência de três unidades hidropedológicas nesta topossequência (LIN, 2011, 2012b; MA et al., 2017) dado o estabelecimento de uma relação entre a dinâmica da água no *pedon* que, nesta discussão foi genericamente retratado como Perfil de solo e, a dinâmica da água na zona saturada, analisada pela oscilação do nível da superfície freática. Considerando o detalhamento físico-hídrico e hidráulico realizado neste estudo, vinculado a um baixo nível de generalização taxonômica dos solos e, a representatividade desta topossequência para o padrão de relevo e paisagem regional, este resultado mostra uma importante contribuição para se buscar a espacialização destas unidades hidropedológicas para maiores escalas (KUTÍLEK; NIELSEN, 2007). Como será discutido a seguir, este comportamento hidropedológico da topossequência influenciou as respostas hidrológicas observadas na bacia hidrográfica, destacando-se que diferentes relações entre atributos do solo, funcionamento de topossequências e respostas da bacia hidrográfica também foram observados por (RANZINI et al., 2004; GERIS et al., 2015; PINTO, 2015).

Conforme os resultados da Figura 38, no período analisado entre 23/11/2016 a 30/10/2017, o comportamento do escoamento de base estimado para a bacia hidrográfica acompanha o comportamento do nível freático monitorado nos Poços. Constatou-se também que o escoamento de base (Q_b) da bacia no período analisado, representa em média 75% do deflúvio total produzido na bacia (Q), conforme resultado de 0,75 obtido para o BFI (*Base Flow Index*) o que nesta série histórica, mostrou um sistema com fluxo de base dominante. Em uma análise dos dados de 3394 bacias hidrográficas distribuídas em todos os continentes (BECK et al., 2013) determinaram resultados globais do BFI agrupados por tipos climáticos da classificação de Köppen, porém dentre os 30 tipos originais, agruparam 13 tipos, desconsiderando as distinções dadas pela última letra. Para o tipo climático Cf (temperado e sem estação seca definida), o qual dentre os 13 analisados, é o mais similar ao da área do presente estudo, os autores encontraram um valor médio de BFI de 0,63, sendo 16% inferior ao obtido no presente estudo no clima subtropical úmido (Cfa). (HE et al., 2016) trabalhando com bacias hidrográficas agrícolas e com precipitação pluviométrica anual média 1.228 mm, encontram valores para o BFI mensal variando de 0,52 a 0,77. Portanto, apesar do curto período de monitoramento obtido no presente estudo, dado que o BFI varia temporalmente em função da precipitação pluviométrica, da evapotranspiração e da própria resposta hidrológica da bacia em termos do seu deflúvio total, verifica-se a concordância com valores encontrados por outros autores, trazendo uma importante informação sobre a predominância do escoamento de base na geração do deflúvio total da bacia.

Conforme o que foi discutido em relação aos resultados do presente estudo, pode-se afirmar que existe relação entre o nível freático e os fluxos hídricos verticais quantificados nos Perfis da topossequência, corroborando trabalhos de outros autores (FREEZE, 1972;

TALLAKSEN, 1995; ABEBE; FOERCH, 2006; MENEZES, et al., 2009; BECK et al., 2013). Os resultados e as evidências discutidas mostraram que a relação entre os fluxos hídricos verticais no solo e o nível freático foi fortemente dependente do funcionamento físico-hídrico e hidráulico do solo, no caso dos Latossolos e fortemente associada à posição topográfica no caso do Cambissolo, tendo em vista as diferenças observadas entre os três sistemas hidropedológicos caracterizados na topossequência. Assim, a predominância do escoamento de base (Q_b) na composição do deflúvio total produzido na bacia estudada, a associação verificada entre Q_b e o nível freático e, a comprovada influência do solo sobre a recarga do aquífero freático, mostrou, portanto, que a produção de água na bacia hidrográfica é influenciada pelo funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos sistemas de solos e, conseqüentemente, pelo funcionamento das unidades hidropedológicas da topossequência.

Em relação ao valor de 0,75 obtido para o BFI (Tabela 12), se por um lado traduz-se num importante indicador hidrológico da bacia, dado que a predominância do escoamento de base (Q_b), conforme já discutido, promove uma regulação na produção de água, minimizando a sua sazonalidade, por outro lado, deve-se destacar que para uma condição climática com uma precipitação pluviométrica anual média entre 1800 e 2000 mm, os 25% de escoamento direto ou escoamento rápido, trazem um risco potencial ao processo erosivo nas bacias, caso os aspectos relacionados à aptidão agrícola, ao manejo e às práticas mecânicas de conservação de solos (nesta ordem hierárquica) não sejam adequadamente observados e adotados em campo. Os dados das Figuras 26, 27, 30 e 31, conforme já apresentados e discutidos, possivelmente associados ao manejo, mostraram a modificação da estrutura do solo e da configuração dos poros nos horizontes superficiais, de modo desfavorável ao processo de condução de água e, portanto, potencializando a geração de escoamento superficial.

Na investigação das relações solo-água, o estudo em topossequências (CALEGARI, M. R.; MARTINS, 2004; COOPER; VIDAL-TORRADO, 2005; JUHÁSZ et al., 2006; COOPER, M., VIDAL-TORRADO, P., GRIMALDI, 2010; COOPER et al., 2013), o uso de amostras com estrutura preservada (SHARMA; UEHARA, 1968; MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, 2004; SOUZA et al., 2006; LIN, 2011, 2012a; MA et al., 2017), a análise micromorfométrica dos poros quanto à dimensão, forma e continuidade ou conectividade (BOUMA, 1982; BUI; MERMUT; SANTOS, 1989; HALLAIRE; CURMI, 1993; MIEDEMA, 1997; SOUZA et al., 2006; KUTÍLEK; NIELSEN, 2007; COOPER et al., 2012, 2013, 2017; CASTRO, S. S. DE; COOPER, 2019), o monitoramento do solo *in situ* (BOUMA, 1982, 2012; RANZINI et al., 2004; JUHÁSZ et al., 2006; WILDING; LIN, 2006; LIN; DROHAN; GREEN, 2015), o estudo do comportamento do aquífero freático (FREEZE, 1972; RANZINI et al., 2004; CAVAZZANA, H. G.; LASTORIA,

G.; GABAS, 2019), a consideração de diferentes escalas espaciais (MENDIONDO; TUCCI, 1997; LIN et al., 2005; GERIS et al., 2015; MA et al., 2017; VAN DER MEIJ et al., 2018) para a análise das relações entre o solo e importantes processos do ciclo hidrológico em sua fase terrestre, são abordagens metodológicas que dificilmente são tratadas de maneira integrada num mesmo estudo. Tal abordagem integrada constitui-se em relevante contribuição da emergente ciência hidropedologia e foi empregada na presente pesquisa. Os resultados evidenciaram o controle exercido pela estrutura do solo sobre os aspectos hidráulicos e hidrológicos, operando desde a escala dos horizontes, passando pelo *pedon* e topossequência. Ao se trabalhar com esta abordagem metodológica integrada, conceitualmente descrita pela hidropedologia, a identificação no presente estudo, de dois sistemas de solos sob a ótica físico-hídrica e hidráulica, entre os Latossolos, por um lado apontou a necessidade de uma maior aproximação entre as áreas voltadas à classificação taxonômica e a física do solo, corroborando com (KUTÍLEK; NIELSEN, 2007; LIN, 2011; LIN; DROHAN; GREEN, 2015; MA et al., 2017). Por outro lado, traz uma importante contribuição para se buscar, a partir dos resultados obtidos, o estabelecimento de uma estratégia metodológica para se relacionar diferentes escalas espaciais, podendo subsidiar trabalhos de modelagem hidrológica voltados a grandes bacias e que, entretanto, exigem informações sobre aspectos hidráulicos e hidrológicos relacionados aos solos e que operam nas menores escalas.

6. CONCLUSÕES

As maiores magnitudes da densidade de fluxo vertical foram quantificadas do terço superior ao médio da topossequência, onde a menor evolução do processo de transformação vertical e lateral da estrutura microagregada em estrutura em blocos subangulares, explicou um comportamento hidráulico mais estável em função da profundidade, o que foi adequadamente descrito pelo Índice de Conectividade dos Poros (ICP) e pela condutividade hidráulica do solo saturado. Nesta posição da encosta, a condição de drenagem menos restritiva ao longo dos Perfis, proporcionou uma maior umidade no horizonte mais profundo (Bw2), aumentando a sua condutividade hidráulica na condição não saturada, o que explicou os maiores fluxos hídricos verticais do solo de toda a topossequência.

Observou-se uma tendência de diminuição na magnitude dos fluxos hídricos verticais entre o terço superior e inferior da encosta, efeito da transformação lateral e vertical da estrutura sobre o funcionamento físico-hídrico e hidráulico nos Latossolos. A maior expressão da estrutura em blocos subangulares levou a uma maior variabilidade na configuração e no padrão de conectividade dos poros, bem como a uma maior variabilidade nos parâmetros de condução de água evidenciados pelas curvas de retenção e pela condutividade hidráulica do solo saturado. Como consequência, observou-se nesta posição da encosta, menores valores do conteúdo de água no horizonte mais profundo, reduzindo os valores da condutividade hidráulica do solo não saturado e, conseqüentemente, a densidade de fluxo vertical.

No sopé da encosta, área com a ocorrência de Cambissolo Háplico, um novo aumento na magnitude da densidade de fluxo foi decorrente da condição mais úmida do horizonte mais profundo, o que foi explicado pela posição topográfica sob influência da oscilação do nível freático.

A oscilação do nível freático foi responsiva aos fluxos hídricos verticais ao longo de toda a topossequência e de maneira proporcional à magnitude da densidade de fluxo quantificada nos horizontes mais profundos dos Perfis.

A transformação na estrutura dos horizontes mais superficiais ao horizonte diagnóstico (Bw) nos Latossolos do terço inferior da topossequência, levou a uma modificação do funcionamento físico-hídrico e hidráulico do Perfil, com evidentes efeitos sobre a magnitude na drenagem e, conseqüentemente, sobre a recarga do aquífero freático.

A partir da caracterização físico-hídrica e hidráulica, identificou-se três sistemas de solos na topossequência, cuja dinâmica da água nos horizontes mais profundos dos Perfis foi associada ao comportamento da oscilação do nível freático, mostrando, portanto, uma relação entre a dinâmica da água no solo e na zona saturada, o que permitiu estabelecer a existência de três unidades hidropedológicas na topossequência. Dada a vinculação dos dados pedológicos com um

baixo nível de generalização taxonômica dos solos estudados e, a representatividade da topossequência estudada para o padrão de relevo e paisagem regional, identifica-se neste resultado uma importante contribuição para trabalhos posteriores no sentido de se buscar a espacialização destas unidades hidropedológicas para maiores escalas (*upscaling*).

Embora sob o ponto de vista dos atributos diagnósticos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, os Perfis de 1 a 4 da topossequência estudada, tenham sido classificados como Latossolos, identificou-se uma distinção no funcionamento físico-hídrico e hidráulico, decorrente da transformação lateral e vertical da estrutura microagregada em estrutura em blocos subangulares, em sentido descendente na encosta. Tal distinção permitiu a identificação de dois sistemas de funcionamento hidráulico entre os Latossolos, sendo um sistema composto pelos Perfis 1 e 2 e, um outro composto pelos Perfis 3 e 4.

O fluxo de base médio da bacia hidrográfica no período monitorado representou 75% do deflúvio total produzido, Índice de Fluxo de Base (BFI) igual a 0,75. Assim, o deflúvio total produzido pela bacia hidrográfica caracterizou-se por apresentar fluxo de base dominante, cujo comportamento foi associado à oscilação do nível freático. Dado o efeito da densidade de fluxo vertical no solo agindo de maneira direta sobre a recarga do aquífero freático, verificou-se que a produção de água na bacia hidrográfica é influenciada pelo funcionamento físico-hídrico e hidráulico dos sistemas de solos e, consequentemente, pelo funcionamento das unidades hidropedológicas da topossequência.

Foi observada uma similaridade entre os valores do excedente hídrico estimado pelo Balanço Hídrico sequencial por Thornthwaite & Mather (1955) e o excedente hídrico medido pelo monitoramento hidrológico (deflúvio total), com uma diferença na ordem 5%, o que aponta uma potencialidade do uso deste balanço hídrico no estudo de bacias hidrográficas sob condições climáticas e pedológicas similares.

Por fim, considerando a importância dos parâmetros físico-hídricos e hidráulicos do solo e da consideração do fluxo de base, em trabalhos de modelagem hidrológica e, tendo em vista que a recarga do aquífero freático e as respostas hidrológicas da bacia estudada foram influenciadas pelo componente solo, a busca pela espacialização destas informações e pela discretização espacial de unidades hidropedológicas, em associação com dados topográficos e de uso e manejo do solo, poderá contribuir com a compreensão das respostas hidrológicas em bacias hidrográficas de maiores escalas.

REFERÊNCIAS

- ABEBE, A.; FOERCH, G. CATCHMENT CHARACTERISTICS AS PREDICTORS OF BASE FLOW INDEX (BFI) IN WABI SHEBELE RIVER BASIN, EAST AFRICA. In: Conference on International Agricultural Research for Development, Bonn, Germany. **Anais...** Bonn, Germany: 2006.
- ADHIKARI, K.; HARTEMINK, A. E. Linking soils to ecosystem services — A global review. **Geoderma**, v. 262, p. 101–111, jan. 2016.
- AHUJA, L. R.; NANEY, J. W.; GREEN, R. E.; NIELSEN, D. R. MACROPOROSITY TO CHARACTERIZE SPATIAL VARIABILITY OF HYDRAULIC CONDUCTIVITY AND EFFECTS OF LAND MANAGEMENT. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, n. 4, p. 699–702, 1984.
- AKEL, O. **Atlas Geológico do Estado do Paraná**. Curitiba-Pr, 2001.
- ALBERTS, E. E.; NEARING, M. A.; WELTZ, M. A.; RISSE, L. M.; PIERSON, F. B.; ZHANG, X. C.; LAFLEN, J. M.; SIMANTON, J. R. **WEPP Model Documentation -Chapter 7. SOIL COMPONENT**, 1995. .
- BAVEYE, P.; BAVEYE, J.; GOWDY, J. Soil Ecosystem” Services and Natural Capital: Critical Appraisal of Research on Uncertain Ground. **Frontiers in Environmental Science**, v. 4, n. 41, p. 10, 2016.
- BECK, H. E.; VAN DIJK, A. I. J. M.; MIRALLES, D. G.; DE JEU, R. A. M.; SAMPURNO BRUIJNZEEL, L. A.; MCVICAR, T. R.; SCHELLEKENS, J. Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. **Water Resources Research**, v. 49, n. 12, p. 7843–7863, dez. 2013.
- BEN. **BALANÇO ENERGÉTICO NACIONAL** Brasília-DF, 2018.
- BERTOL, I.; ALBUQUERQUE, J. A.; LEITE, D.; AMARAL, A. J.; ZOLDAN JUNIOR, W. A. PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO SOB PREPARO CONVENCIONAL E SEMEADURA DIRETA EM ROTAÇÃO E SUCESSÃO DE CULTURAS, COMPARADAS ÀS DO CAMPO NATIVO. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p. 155–163, 2004.
- BLUM, W. E. H. Functions of soil for society an the environment. **Environmental Science an Bio Tecchology**, v. 4, p. 75–79, 2005.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X. & LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie: I – Prise en compte de l’organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance dès sols. **Sér. Pédol. Cah. ORSTOM**, v. 19, n. 4, p. 309–321, 1982.
- BOUMA, J. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. **Soil Science Society of America Journal**, v. 46, n. 2, p. 438–441, 1982.
- BOUMA, J. Hydropedology as a Powerful Tool for Environmental Policy and Regulations: Toward Sustainable Land Use, Management and Planning. **Hydropedology**, p. 483–512, 1 jan. 2012.
- BOUMA, J.; JONGEIRIUS, A.; SCHOONDERBEEK, D. CALCULATION OF SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF SOME PEDAL CLAY SOILS USING MICROMORPHOMETRIC DATA. **Soil Science Society of America Journal**, v. 43, n. 2, p. 261–264, 1979.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da Natureza e Propriedades Dos Solos**. 3. ed. Porto Alegre-RS: Bookman, 2013.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soil**. New York: Robert E. Krieger Publishing Company, 1976.

BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; GHIERTO, P. J. COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA NO SOLO COM CANA-DE-AÇÚCAR... 295 COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA NO SOLO COM CANA-DE-AÇÚCAR, COM E SEM ADUBAÇÃO NITROGENADA (1). **R. Bras. Ci. Solo**, v. 33, p. 295–303, 2009.

BUI, E. N.; MERMUT, A. R.; SANTOS, M. C. D. Microscopic and ultramicroscopic porosity of an Oxisol as determined by image analysis and water retention. **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, n. 3, p. 661–665, 1989.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. **Handbook for Soil Thin Section Description**. 1. ed. Wolverhampton, UK.: Waine Research Publications, 1985.

CALEGARI, M. R.; MARTINS, V. M. **RELAÇÃO SOLO-RELEVO E EROSÃO NO TRECHO SUPERIOR DA BACIA DO Córrego Guavirá, MAL. CÂNDIDO RONDON-PRUFMS-RS**, 02 a 07 de agosto de 2004V Simpósio Nacional de Geomorfologia; I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia, , 2004. .

CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEN, D. L.; TURCO, R. F.; KONOPKA, A. E. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 58, n. 5, p. 1501–1511, 1994.

CAMPOS, J. E. G.; MONTEIRO, C. F.; RODRIGUES, L. N. **Geologia e Zoneamento Hidrogeológico da Bacia do Rio Preto, DF/GO/MG.Documentos 172**. Planaltina-DF. Embrapa Cerrados, 2006.

CAMPOS, P. M.; LACERDA, M. P. C.; SILVA, C. L.; SÁ, M. A. C.; SOUZA, D. M. G. PINTO COELHO LACERDA, M. Drenagem interna como fator de diferenciação de Latossolos do Distrito Federal. **Pesq. agropec. bras**, v. 45, n. 3, p. 306–314, 2010.

CARVALHO, L. A.; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G. C.; CRUZ, A. C. R. Caracterização hidráulica de um Latossolo vermelho associada à caracterização pedológica do perfil. **Ciência Rural**, v. 37, n. 4, p. 1008–1013, 2007.

CARVALHO, L. A. **Condutividade Hidráulica do Solo no Campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. Universidade de São Paulo- Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2002.

CASTRO, O. M.; VIEIRA, S. R.; SIQUEIRA, G. M. ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DE UM LATOSSOLO VERMELHO EUTROFÉRICO SOB DIFERENTES SISTEMAS DE MANEJO. **Bragantia**, v. 69, n. 2, p. 433–443, 2010.

CASTRO, S. S. DE; COOPER, M. gue. **Fundamentos de Micromorfologia de Solos**. 1. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Soil micromorphology: concepts and applications. In: **Tópicos em Ciência do Solo 3**. [s.l: s.n.]p. 107–164.

CAVAZZANA, H. G.; LASTORIA, G.; GABAS, S. G. Surface-groundwater interaction in unconfined sedimentary aquifer system in the Brazil's tropical wet region. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 24, n. 8, 2019.

CAVAZZANA, H. G.; LASTORIA, G.; GABAS, S. G.; HENRIQUE CAVAZZANA, G.; LASTORIA, G.; GARCIA GABAS, S. Surface-groundwater interaction in unconfined sedimentary aquifer system in the Brazil's tropical wet region. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 24, n. 8, 2019.

- COLLISCHON, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. Porto Alegre-RS: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2013.
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; GRIMALDI, M. Soil Structure Transformations From Ferralic To Nitic Horizons on a Toposequence in. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, n. 3, p. 1685–1699, 2010.
- COOPER, M.; CASTRO, S.S.; COELHO, M. R. Micromorfologia do Solo. In: **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. [s.l: s.n.]p. 575.
- COOPER, M.; BOSCHI, R. S.; SILVA, V. B. da; SILVA, L. F. S. da. Software for micromorphometric characterization of soil pores obtained from 2-D image analysis. **Scientia Agricola**, v. 73, n. 4, p. 388–393, ago. 2016.
- COOPER, M.; BOSCHI, R. S.; SIMÕES DA SILVA, L. F.; SHISO TOMA, R.; VIDAL-TORRADO, P.; SENTELHAS, P. C. Hydro-physical characterization of soils under the Restinga Forest. **Scientia Agricola**, v. 74, n. 5, p. 393–400, 2017.
- COOPER, M.; CARLOS MEDEIROS, J.; DALLA ROSA, J.; EDUARDO SORIA, J.; SHISO TOMA, R. SOIL FUNCTIONING IN A TOPOSEQUENCE UNDER RAINFOREST IN SÃO PAULO, BRAZIL (1). **Bras. Ci. Solo**, v. 37, p. 392–399, 2013.
- COOPER, M.; DALLA ROSA, J.; CARLOS MEDEIROS, J.; CAMPOS DE OLIVEIRA, T.; SHISO TOMA, R.; EDUARDO PINTO JUHÁSZ, C. **Hydro-physical characterization of soils under forest Hydro-physical characterization of soils under tropical semi-deciduous forest noteScientia Agricola**. [s.l: s.n.].
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, n. 4, p. 581–595, jul. 2005.
- D.A. ROBINSON; N. HOCKLEY; E. DOMINATI; I. LEBRON; K.M. SCOW; B. REYNOLDS; B.A. EMMETT; A.M. KEITH; L.W. DE JONGE; P. SCHJONNING; P. MOLDRUP; S.B. JONES; M. TULLER. Natural Capital, Ecosystem Services, and Soil Change: Why Soil Science Must Embrace an Ecosystems Approach. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 1, 2012.
- DALMO, J.; MARQUES, D. O.; TEIXEIRA, W. G.; REIS, A. M.; FERREIRA, O.; JUNIOR, C.; MARTINS, G. C. Avaliação da condutividade hidráulica do solo saturada utilizando dois métodos de laboratório numa topossequência com diferentes coberturas vegetais no Baixo Amazonas. **Acta Amazonica**, v. 38, n. 2, p. 193–206, 2008.
- DEBIASI, H.ENRIQUE; FRANCHINI, J. C.; BALBINOTI JR, A. A.; CONTE, O. . **Diversificação de espécies vegetais como fundamento para a sustentabilidade da cultura da soja**. Londrina-PR, 2015.
- DEVI, G. K.; GANASRI, B. P.; DWARAKISH, G. S. A Review on Hydrological Models. **Aquatic Procedia**, v. 4, n. Icwrcoc, p. 1001–1007, 2015.
- DOMINATI, E.; PATTERSON, M.; MACKAY, A. A framework for classifying and quantifying the natural capital and ecosystem services of soils. **Ecological Economics**, v. 69, n. 9, p. 1858–1868, 2010.
- DOUGLAS, J. T. Macroporosity and permeability of some soil cores from England and France. **Geoderma**, v. 37, n. 3, p. 221–231, 1986a.
- DOUGLAS, J. T. Macroporosity and permeability of some soil cores from England and France. **Geoderma**, v. 37, n. 3, p. 221–231, 1986b.

- ECK, D. V.; QIN, M.; HIRNAS, D. R.; GIMÉNEZ, D.; BRUNSELL, N. A. Relating Quantitative Soil Structure Metrics to Saturated Hydraulic Conductivity. **Vadose Zone Journal**, v. 15, n. 1, p. 11, 2016.
- ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. **Journal of Hydrology**, v. 352, n. 1–2, p. 168–173, 30 abr. 2008.
- ELSENBEER, H.; CASSEL, K.; CASTRO, J. Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. **Water Resources Research**, v. 28, n. 12, p. 3201–3214, 1992.
- 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 and Tillage Research**, v. 45, n. 3–4, p. 279–285, 18 maio 1998.
- FERRAZ, S. F. B.; LIMA, W. de P.; RODRIGUES, C. B. Managing forest plantation landscapes for water conservation. **Forest Ecology and Management**, v. 301, p. 58–66, 1 ago. 2013.
- FREEZE, R. A. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. **Water Resources Research**, v. 8, n. 3, p. 609–623, jun. 1972.
- GERIS, J.; TETZLAFF, D.; MCDONNELL, J.; SOULSBY, C. The relative role of soil type and tree cover on water storage and transmission in northern headwater catchments. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 7, p. 1844–1860, 30 mar. 2015.
- GOMES, M. A.; LANI, J. L.; MARCIANO DA COSTA, L.; PONTES, L. M.; ARAGÃO DE FIGUEREDO, N.; GOMES BARDALES, N. SOLOS, MANEJO E ASPECTOS HIDROLÓGICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARAÚJOS, VIÇOSA-MG 1. **Revista Árvore**, v. 36, n. 1, p. 93–102, 2011.
- GONÇALVES, A. D. M. A.; LIBARDI, P. L. ANÁLISE DA DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO PELO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 37, p. 1174–1184, 2013.
- GRAYSON, R. B., ARGENT, R. M., NATHAN, R. J., MCMAHON, T. A., MEIN, R. G. **Hydrological Recipes: Estimation techniques in Australian Hydrology**. Clayton: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1996.
- HALL, F. R. Base-Flow Recessions-A Review. **Water Resources Research**, v. 4, n. 5, p. 973–983, out. 1968.
- HALLAIRE, V.; CURMI, P. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. **Developments in Soil Science**, v. 22, n. C, p. 559–567, 1993.
- HANKS, R. J. Unit 3: Water Flow in Soil. In: **Applied Soil Physics**. Advanced Series in Agricultural Sciences. New York, NY: Springer New York, 1992. 8p. 62–98.
- HE, S.; LI, S.; XIE, R.; LU, J. Baseflow separation based on a meteorology-corrected nonlinear reservoir algorithm in a typical rainy agricultural watershed. **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 418–428, 1 abr. 2016.
- HILLEL, D. Flow of Water in Unsaturated Soil. In: **Fundamentals of Soil Physics**. 1. ed. [s.l: s.n.]p. 195–232.
- HILLEL, D. Flow of Water in Saturated Soil. In: **Fundamentals of Soil Physics**. 1. ed. [s.l: s.n.]p. 166–194.
- HILLEL, D. **Introduction to Environmental Soil Physics**. Boston, Massachusetts, USA: Elsevier Academic Press, 2003.
- HOLLÄNDER, H. M.; BLUME, T.; BORMANN, H.; BUYTAERT, W.; CHIRICO, G. B.; EXBRAYAT, J.-F.; GUSTAFSSON, D.; HÖLZEL, H.; KRAFT, P.; STAMM, C.; STOLL, S.;

- BLÖSCHL, G.; FLÜHLER, H. Comparative predictions of discharge from an artificial catchment (Chicken Creek) using sparse data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 11, p. 2069–2094, 4 nov. 2009.
- JUHÁSZ, C. E. P.; CURSI, P. R.; COOPER, M.; OLIVEIRA, T. C.; RODRIGUES, R. R. Dinâmica físico-hídrica de uma topossequência de solos sob Savana Florestada (cerradão) em Assis, SP. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 30, n. 3, p. 401–412, 2006.
- KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM LATOSSOLO ROXO, NÃO SATURADO, SOB DIFERENTES SISTEMAS DE USO E MANEJO 1 UNSATURATED SOIL HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF UN OXISOL, UNDER DIFFERENT USE AND MANAGEMENT SYSTEMS. **Ciência Rural**, v. 32, n. 6, p. 945–953, 2002. KLUTE, A. Water retention Laboratory methods. In: **Methods of Soil Analysis**. Madison: ASA and SSSA, 1986. p. 635–662.
- KRAEMER, F. B.; MORRÁS, H. J. . Macroporosity of a Typic Argiudoll with different cropping intensity under no-tillage. **Spanish Journal of Soil Science**, v. 8, n. 8, p. 214–235, 2018.
- KUTÍLEK, M.; NIELSEN, D. R. Interdisciplinarity of hydropedology. **Geoderma**, v. 138, n. 3–4, p. 252–260, 15 mar. 2007. LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.
- LIBARDI, 2010. Dinâmica da Água no Solo. In: **Física do Solo**. Viçosa-MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 298.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. 3. ed. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2018.
- LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. SIMPLE FIELD METHODS FOR ESTIMATING SOIL HYDRAULIC CONDUCTIVITY. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 1, p. 3–7, 1980.
- LIMA, W.P.; ZAKIA, M. J. B. Saúde Ambiental da Microbacia. In: **As Florestas Plantadas e a Água**. São Carlos-SP: RIMA, 2006. p. 62–87.
- LIN, H. Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data. **Vadose Zone Journal**, v. 2, n. 1, p. 1–11, 2003a.
- LIN, H. Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data. **Vadose Zone Journal**, v. 2, n. 1, p. 1–11, 2003b.
- LIN, H. **Hydropedology: Towards new insights into interactive pedologic and hydrologic processes across scales** *Journal of Hydrology*, 6 set. 2011. .
- LIN, H. **Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology**. 1. ed. [s.l.] Elsevier, 2012a.
- LIN, H. Understanding Soil Architecture and Its Functional Manifestation across Scales. **Hydropedology**, p. 41–74, 1 jan. 2012b.
- LIN, H.; BOUMA, J.; WILDING, L. P.; RICHARDSON, J. L.; KUTÍLEK, M.; NIELSEN, D. R. Advances in Hydropedology. **Advances in Agronomy**, v. 85, p. 1–89, 2005.
- LIN, H.; DROHAN, P.; GREEN, T. R. Hydropedology: The last decade and the next decade. In: Soil Science Society of America Journal, 2, **Anais...Soil Science Society of America**, 1 mar. 2015.
- MA, Y.; LI, X.; GUO, L.; LIN, H. Hydropedology: Interactions between pedologic and hydrologic processes across spatiotemporal scales. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 181–195, 1 ago. 2017.
- MARQUES, J. D.; LIBARDI, P. L.; JONG VAN LIER, Q. Relação entre Horizontes Pedológicos e Propriedades Hidráulicas em dois Latossolos. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 26, p. 567–577, 2002.

MEA. **Millennium Ecosystem Assessment: Ecosystems and Human Well-being** Island Press Washington, DC., 2005.

MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. ESCALAS HIDROLÓGICAS. II: DIVERSIDADE DE PROCESSOS NA BACIA VERTENTE. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 81–100, 1997.

MENEZES, M. D.; JUNQUEIRA JR., J. A.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha – Serra da Mantiqueira (MG). **Scientia Forestalis**, v. 37, n. 82, p. 175–184, 2009.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, v. 34, n. 3, p. 963–969, 2004.

MIEDEMA, R. Applications of Micromorphology of Relevance to Agronomy. In: **Advances in Agronomy**. [s.l.] Academic Press Inc., 1997. 59p. 119–169.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; GUANDIQUE, M. E. G.; MILDE, L. C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Propriedades Físicas dos Solos na Parametrização de um Modelo Hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 1, p. 61–70, 2003.

MORGAN, R. P. C. **Soil Erosion and Conservation**. 3. ed. [s.l.] Blackwell Publishing Ltd, 2005.

NASCIMENTO, M. L.; LIBARDI, P. L.; GIMENES, F. H. S. Soil Water Retention Curve as Affected by Sample Height. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 42, n. e0180058, p. 1–13, 2018.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **Basic Research Opportunities in Earth Science** Washington, 2001. Disponível em: <<https://www.nap.edu/download/9981>>. Acesso em: 15 out. 2019.

NITSCHKE, P. R.; CARAMORI, P. H.; RICCE, W. S.; PINTO, L. F. D. ias. **Atlas Climático do Estado do Paraná** Londrina-PR Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), , 2019.

NOVÁK, V.; HLAVÁČIKOVÁ, H. Soil-Water Movement in Water-Saturated Capillary Porous Media. In: **Applied Soil Hydrology: Theory and Applications of Transport in Porous Media**. [s.l.] Springer, 2018a. p. 98–117.

NOVÁK, V.; HLAVÁČIKOVÁ, H. Water in unsaturated soil. In: **Applied Soil Hydrology: Theory and Applications of Transport in Porous Media**. [s.l.] Springer, 2018b. p. 119–135.

PINTO, L. C. **HYDROPEDOLOGY AT THE MANTIQUEIRA RANGE, SOUTHEASTERN BRAZIL**. 2015. Universidade Federal de Lavras, 2015. Disponível em: <<http://repositorio.ufla.br/handle/1/10525?mode=full>>. Acesso em: 10 dez. 2019.

PIRES, L. F.; COOPER, M.; CÁSSARO, F. A. M.; REICHARDT, K.; BACCHI, O. O. S.; DIAS, N. M. P. Micromorphological analysis to characterize structure modifications of soil samples submitted to wetting and drying cycles. **Catena**, v. 72, n. 2, p. 297–304, 2008.

RANZINI, M.; MAROZZI, A.; WALTER, R.; LIMA, P.; GUANDIQUE, M. E. G.; ARCOVA VALDIR DE CICCIO, F. C. S. Processos hidrológicos de uma microbacia com Mata Atlântica, na região da Serra do Mar, SP. **Scientia Forestalis**, v. 66, p. 108–119, 2004.

RAWLS, W. J.; GIMENEZ, D.; GROSSMAN, R. Use of soil texture, bulk density, and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, v. 41, n. 4, p. 983–988, jul. 1998.

REICHARDT, K. Capacidade de Campo. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 12, p. 216–221, 1988.

- REICHARDT, K.; BACCHI, O. O. S.; DE LAS MERCEDES VILLAGRA, M.; TURATTI, A. L.; PEDROSA, Z. O. Hydraulic variability in space and time in a dark red latosol of the tropics. **Geoderma**, v. 60, n. 1–4, p. 159–168, 1993.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera : conceitos, processos e aplicações**. [s.l.] Manole, 2004.
- REICHERT, J. M.; DA ROSA, V. T.; VOGELMANN, E. S.; DA ROSA, D. P.; HORN, R.; REINERT, D. J.; SATTler, A.; DENARDIN, J. E. Conceptual framework for capacity and intensity physical soil properties affected by short and long-term (14 years) continuous no-tillage and controlled traffic. **Soil and Tillage Research**, v. 158, p. 123–136, maio 2016.
- ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C. **Balanço Hídrico Normal por Thornthwaite & Mather (1955)**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <<http://www.leb.esalq.usp.br/leb/bhbrasil/Parana/>>.
- SALLES, L. de A.; LIMA, J. E. F. W.; ROIG, H. L.; MALAQUIAS, J. V. Environmental factors and groundwater behavior in an agricultural experimental basin of the Brazilian central plateau. **Applied Geography**, v. 94, p. 272–281, 1 maio 2018.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRELAS, J. F.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2018.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRELAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2013.
- SANTOS, R. DAVID; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. deit. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. 7. ed. Viçosa-MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.
- SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T. da; SILVA, J. M. F. da; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, n. 2, p. 03–12, 16 dez. 2006.
- SCHAEETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Genesis and Geomorphology**. 1. ed. New York: Cambridge University, 2005.
- SHARMA, M. L.; UEHARA, G. Influence of Soil Structure on Water Relations in Low Humic Latosols: I. Water Retention. **Soil Science Society of America Journal**, v. 32, n. 6, p. 765, 1968.
- SILVA, C. L.; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesq. Agropec. Bras.**, v. 32, n. 2, p. 213–220, 1997. Disponível em: <<http://seer.sct.embrapa.br/index.php/pab/article/view/4628/7122>>.
- SKVORTSOVA, E. B.; UTKAEVA, V. F. Soil pore space arrangement as a geometric indicator of soil structure. **Eurasian Soil Science**, v. 41, n. 11, p. 1198–1204, 2008.
- SOUZA, Z. M. de; MARQUES JÚNIOR, J.; COOPER, M.; PEREIRA, G. T. Micromorfologia do solo e sua relação com atributos físicos e hídricos. **Pesq. Agropec. Bras.**, v. 41, n. 3, p. 487–492, 2006.
- STONE, L. F.; SILVEIRA, P. M. Efeitos do sistema de preparo e da rotação de culturas na porosidade e densidade do solo. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 25, p. 395–401, 2001.
- TALLAKSEN, L. M. A review of baseflow recession analysis. **Journal of Hydrology**, v. 165, n. 1–4, p. 349–370, 1995.
- TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2017.

TEIXEIRA, W. 1950-; TOLEDO, M. C. M. de 1955-; FAIRCHILD, T. R. 1943-; TAIOLI, F. 1951-. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre-RS: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2013.

UN. **The Sustainable Development Goals Report 2018**. [s.l: s.n.].

VAN DER MEIJ, W. M.; TEMME, A. J. A. M.; LIN, H. S.; GERKE, H. H.; SOMMER, M. On the role of hydrologic processes in soil and landscape evolution modeling: concepts, complications and partial solutions. **Earth-Science Reviews**, v. 185, p. 1088–1106, out. 2018.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils¹. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892, 1980.

WILDING, L. P.; LIN, H. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. **Geoderma**, v. 131, n. 3–4, p. 257–274, 2006.

APÊNDICES

APÊNDICE A. Curvas de retenção de água no solo com base em volume, ajustadas pelo modelo de (VAN GENUCHTEN, 1980), apresentadas individualmente para cada cada profundidade amostrada, com a indicação dos respectivos parâmetros de ajuste.

APÊNDICE B. Apresenta-se a seguir as funções da $K(\theta)$ e $K(\theta)$ em função do conteúdo volumétrico de água no solo, obtidas em ensaio laboratorial com amostras indeformadas (monólitos de 0,20 x 0,40 x 0,30 m), utilizadas na determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado.

APÊNDICE C. Balanço Hídrico Normal por Thornthwaite & Mather (1955) a partir de dados normais do período de 1972 a 1996 do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), disponíveis em <http://www.leb.esalq.usp.br/leb/bhbrasil/Parana/>.

Balanço Hídrico Normal por Thornthwaite & Mather (1955)
 Glaucio de Souza Rolim
 Paulo Cesar Sentelhas
 Departamento de Física e Meteorologia ESALQ-USP
 Biliorm V5.0 1999

CIDADE → **Cascavel** LATITUDE → **-24,88** PERÍODO → **72-96**
 ESTADO → **PR** LONGITUDE → **-53,55** FONTE → **IAPAR**
 CAD (mm) → **100** ALTITUDE → **760 m**

Comentários :
 Cálculos OK!

PLANILHA DE ENTRADA DOS DADOS

Meses	Num de dias	T oC	P mm	N horas	I	a	ETP Thornthwaite 1948
Jan	30	23,0	191,4	13,51	10,08	2,09	113,64
Fev	28	22,7	172,0	13,14	9,88	2,09	100,34
Mar	31	22,2	138,4	12,54	9,55	2,09	101,19
Abr	30	19,9	157,5	11,78	8,10	2,09	73,16
Mai	31	17,0	192,1	11,08	6,38	2,09	51,15
Jun	30	15,1	133,4	10,57	5,33	2,09	36,86
Jul	31	15,1	111,9	10,47	5,33	2,09	37,75
Ago	31	16,7	105,3	10,83	6,21	2,09	48,20
Set	30	18,0	150,7	11,50	6,95	2,09	57,90
Out	31	20,3	224,9	12,24	8,34	2,09	81,89
Nov	30	21,7	185,4	12,96	9,23	2,09	96,46
Dez	31	22,8	187,1	13,44	9,95	2,09	114,65

RESULTADOS

Meses	Num de dias	T oC	P mm	N horas	I	a	ETP Thornthwaite 1948	P-ETP mm	NEG-AC	ARM mm	ALT mm	ETR mm	DEF mm	EXC mm
Jan	30	23,0	191,4	13,5	10,1	2,1	113,64	77,8	0,0	100,00	0,00	113,6	0,0	77,8
Fev	28	22,7	172,0	13,1	9,9	2,1	100,34	71,7	0,0	100,00	0,00	100,3	0,0	71,7
Mar	31	22,2	138,4	12,5	9,6	2,1	101,19	37,2	0,0	100,00	0,00	101,2	0,0	37,2
Abr	30	19,9	157,5	11,8	8,1	2,1	73,16	84,3	0,0	100,00	0,00	73,2	0,0	84,3
Mai	31	17,0	192,1	11,1	6,4	2,1	51,15	140,9	0,0	100,00	0,00	51,2	0,0	140,9
Jun	30	15,1	133,4	10,6	5,3	2,1	36,86	96,5	0,0	100,00	0,00	36,9	0,0	96,5
Jul	31	15,1	111,9	10,5	5,3	2,1	37,75	74,2	0,0	100,00	0,00	37,7	0,0	74,2
Ago	31	16,7	105,3	10,8	6,2	2,1	48,20	57,1	0,0	100,00	0,00	48,2	0,0	57,1
Set	30	18,0	150,7	11,5	7,0	2,1	57,90	92,8	0,0	100,00	0,00	57,9	0,0	92,8
Out	31	20,3	224,9	12,2	8,3	2,1	81,89	143,0	0,0	100,00	0,00	81,9	0,0	143,0
Nov	30	21,7	185,4	13,0	9,2	2,1	96,46	88,9	0,0	100,00	0,00	96,5	0,0	88,9
Dez	31	22,8	187,1	13,4	9,9	2,1	114,65	72,5	0,0	100,00	0,00	114,6	0,0	72,5
TOTAIS			234,5	1950,1	144,0	95,3	25,1	0,0	913,19	1036,9		1200	0,00	1036,9
MÉDIAS			19,5	162,5	12,0	7,9	2,1		76,10	86,4		100,0		86,4

APÊNDICE D. Balanço Hídrico Sequencial para o ano de 2017 a partir dos dados da temperatura do ar média mensal e da precipitação pluviométrica total mensal monitorados na área de estudo.

Balanço Hídrico Sequencial por Thornthwaite & Mather (1955)																			
Glauco de Souza Rolim Paulo Cesar Sentelhas Departamento de Ciências Exatas/ Área de Física e Meteorologia DCE - F.SALVO / USP BHseq V6.4 2006																			
CIDADE			Cascavel			LATITUDE			-24,88			I=			111				
CAD			100			ANO			2017			g=			2,5				
Se não for utilizar esse parâmetro digitar " = " (Igual)																			
Arm do período anterior			=			NDA inicia			1			Tela Normal (CTRL -)							
Neg-Acum do período anterior			0.00			Número de Linhas			12			Ajustar			Tela Inteira (CTRL-f)				
Área reservada para novas fórmulas																			
Tempo		Num de		NDA	T	P	N	ETP	P-ETP	NEG-AC	ARM	ALT	ETR	DEF	EXC	ARMx100	Latitude = -24,88		
Mês		Dias			°C	mm	horas	Thornthwaite1948	mm		mm	mm	mm	mm	mm	CAD	δ	hh	N
J	31	1	1	23.53102599	139.4	13.5	121.8	17.6	0.0	100.0	0.00	121.8	0.0	17.6	100.0	100.0	-23.01	101.36	13.51
F	28	32	24.42571677	259.6	13.1	117.3	142.3	0.0	100.0	0.00	117.3	0.0	142.3	100.0	100.0	100.0	-17.52	98.42	13.12
M	31	60	23.35353719	147.9	12.5	110.7	37.2	0.0	100.0	0.00	110.7	0.0	37.2	100.0	100.0	100.0	-8.29	93.88	12.52
A	30	91	19.53633943	219.7	11.8	64.4	155.3	0.0	100.0	0.00	64.4	0.0	155.3	100.0	100.0	100.0	4.02	88.13	11.75
M	31	121	19.29166667	206.8	11.1	60.7	146.1	0.0	100.0	0.00	60.7	0.0	146.1	100.0	100.0	100.0	14.90	82.91	11.05
J	30	152	16.26089583	75.9	10.6	36.6	39.3	0.0	100.0	0.00	36.6	0.0	39.3	100.0	100.0	100.0	22.04	79.19	10.56
J	31	182	15.86605959	5.3	10.5	35.3	-30.0	-30.0	74.1	-25.89	31.2	4.1	0.0	74.1	100.0	100.0	23.12	78.58	10.48
A	31	213	19.07379928	170.7	10.9	57.9	112.8	0.0	100.0	25.89	57.9	0.0	86.9	100.0	100.0	100.0	17.91	81.38	10.85
S	30	244	23.48649769	105.6	11.5	100.0	5.6	0.0	100.0	0.00	100.0	0.0	5.6	100.0	100.0	100.0	7.72	86.39	11.52
O	31	274	21.02658602	508	12.3	83.4	424.6	0.0	100.0	0.00	83.4	0.0	424.6	100.0	100.0	100.0	-4.22	91.96	12.26
N	30	305	21.77086047	204.2	13.0	93.2	111.0	0.0	100.0	0.00	93.2	0.0	111.0	100.0	100.0	100.0	-15.36	97.32	12.98
D	31	335	23.66353392	103.8	13.4	122.9	-19.1	-19.1	82.6	-17.43	121.2	1.7	0.0	82.6	100.0	100.0	-22.11	100.86	13.45
TOTAIS					251.3	2146.9	144.0	1004.2			1156.7			998.4	5.8	1165.9			
MÉDIAS					20.9	178.9	12.0	83.7			96.4			83.2	0.5	97.2

APÊNDICE E.

Dados de vazão do curso hídrico monitorados entre 05/08/2016 a 29/10/2017

Data	Dia	Mês	Ano	Vazão Média Diária (l.s⁻¹)	OBS
05/08/2016	5	8	2016	15,31	
06/08/2016	6	8	2016	15,42	
07/08/2016	7	8	2016	15,48	
08/08/2016	8	8	2016	17,96	
09/08/2016	9	8	2016	16,49	
10/08/2016	10	8	2016	16,43	
11/08/2016	11	8	2016	16,36	
12/08/2016	12	8	2016	16,29	
13/08/2016	13	8	2016	16,06	
14/08/2016	14	8	2016	15,63	
15/08/2016	15	8	2016	17,84	
16/08/2016	16	8	2016	16,06	
17/08/2016	17	8	2016	15,78	
18/08/2016	18	8	2016	20,76	
19/08/2016	19	8	2016	21,50	
20/08/2016	20	8	2016	31,71	
21/08/2016	21	8	2016	27,19	
22/08/2016	22	8	2016	23,94	
23/08/2016	23	8	2016	22,03	
24/08/2016	24	8	2016	20,76	
25/08/2016	25	8	2016	20,03	
26/08/2016	26	8	2016	19,94	
27/08/2016	27	8	2016	19,88	
28/08/2016	28	8	2016	20,10	
29/08/2016	29	8	2016	21,49	
30/08/2016	30	8	2016	22,29	
31/08/2016	31	8	2016	22,29	
01/09/2016	1	9	2016	22,35	
02/09/2016	2	9	2016	22,64	
03/09/2016	3	9	2016	23,21	
04/09/2016	4	9	2016	23,72	
05/09/2016	5	9	2016	25,98	
06/09/2016	6	9	2016	25,88	
07/09/2016	7	9	2016	26,03	
08/09/2016	8	9	2016	26,18	
09/09/2016	9	9	2016	25,98	
10/09/2016	10	9	2016	25,69	
11/09/2016	11	9	2016	25,86	
12/09/2016	12	9	2016	25,93	
13/09/2016	13	9	2016	26,59	
14/09/2016	14	9	2016	27,61	
15/09/2016	15	9	2016	27,25	
16/09/2016	16	9	2016	26,91	
17/09/2016	17	9	2016	26,58	

18/09/2016	18	9	2016	26,42
19/09/2016	19	9	2016	26,76
20/09/2016	20	9	2016	26,92
21/09/2016	21	9	2016	26,56
22/09/2016	22	9	2016	26,42
23/09/2016	23	9	2016	26,27
24/09/2016	24	9	2016	25,45
25/09/2016	25	9	2016	25,22
26/09/2016	26	9	2016	26,27
27/09/2016	27	9	2016	26,57
28/09/2016	28	9	2016	26,27
29/09/2016	29	9	2016	26,20
30/09/2016	30	9	2016	26,27
01/10/2016	1	10	2016	26,05
02/10/2016	2	10	2016	26,26
03/10/2016	3	10	2016	27,39
04/10/2016	4	10	2016	26,00
05/10/2016	5	10	2016	25,71
06/10/2016	6	10	2016	26,35
07/10/2016	7	10	2016	25,59
08/10/2016	8	10	2016	25,91
09/10/2016	9	10	2016	25,94
10/10/2016	10	10	2016	26,11
11/10/2016	11	10	2016	26,45
12/10/2016	12	10	2016	27,67
13/10/2016	13	10	2016	31,99
14/10/2016	14	10	2016	28,30
15/10/2016	15	10	2016	27,28
16/10/2016	16	10	2016	26,29
17/10/2016	17	10	2016	25,80
18/10/2016	18	10	2016	25,90
19/10/2016	19	10	2016	26,07
20/10/2016	20	10	2016	26,20
21/10/2016	21	10	2016	25,86
22/10/2016	22	10	2016	25,77
23/10/2016	23	10	2016	25,66
24/10/2016	24	10	2016	29,97
25/10/2016	25	10	2016	58,22
26/10/2016	26	10	2016	79,55
27/10/2016	27	10	2016	79,14
28/10/2016	28	10	2016	78,08
29/10/2016	29	10	2016	77,44
30/10/2016	30	10	2016	77,31
31/10/2016	31	10	2016	76,72
01/11/2016	1	11	2016	65,16
02/11/2016	2	11	2016	36,27
03/11/2016	3	11	2016	33,07
04/11/2016	4	11	2016	33,12

05/11/2016	5	11	2016	33,58
06/11/2016	6	11	2016	33,73
07/11/2016	7	11	2016	33,62
08/11/2016	8	11	2016	34,60
09/11/2016	9	11	2016	34,99
10/11/2016	10	11	2016	35,59
11/11/2016	11	11	2016	38,70
12/11/2016	12	11	2016	37,46
13/11/2016	13	11	2016	37,87
14/11/2016	14	11	2016	37,94
15/11/2016	15	11	2016	38,07
16/11/2016	16	11	2016	37,93
17/11/2016	17	11	2016	37,76
18/11/2016	18	11	2016	38,19
19/11/2016	19	11	2016	37,91
20/11/2016	20	11	2016	37,48
21/11/2016	21	11	2016	37,15
22/11/2016	22	11	2016	37,05
23/11/2016	23	11	2016	36,35
24/11/2016	24	11	2016	35,86
25/11/2016	25	11	2016	41,12
26/11/2016	26	11	2016	36,48
27/11/2016	27	11	2016	37,30
28/11/2016	28	11	2016	38,26
29/11/2016	29	11	2016	36,05
30/11/2016	30	11	2016	35,62
01/12/2016	1	12	2016	35,08
02/12/2016	2	12	2016	35,39
03/12/2016	3	12	2016	38,15
04/12/2016	4	12	2016	35,24
05/12/2016	5	12	2016	35,07
06/12/2016	6	12	2016	34,83
07/12/2016	7	12	2016	34,36
08/12/2016	8	12	2016	34,14
09/12/2016	9	12	2016	34,68
10/12/2016	10	12	2016	35,14
11/12/2016	11	12	2016	36,74
12/12/2016	12	12	2016	34,51
13/12/2016	13	12	2016	33,91
14/12/2016	14	12	2016	32,87
15/12/2016	15	12	2016	32,78
16/12/2016	16	12	2016	32,60
17/12/2016	17	12	2016	32,03
18/12/2016	18	12	2016	32,54
19/12/2016	19	12	2016	34,12
20/12/2016	20	12	2016	33,15
21/12/2016	21	12	2016	32,19
22/12/2016	22	12	2016	31,72

23/12/2016	23	12	2016	32,15
24/12/2016	24	12	2016	31,24
25/12/2016	25	12	2016	30,45
26/12/2016	26	12	2016	30,09
27/12/2016	27	12	2016	29,69
28/12/2016	28	12	2016	29,53
29/12/2016	29	12	2016	29,67
30/12/2016	30	12	2016	29,89
31/12/2016	31	12	2016	28,95
01/01/2017	1	1	2017	28,31
02/01/2017	2	1	2017	28,37
03/01/2017	3	1	2017	27,74
04/01/2017	4	1	2017	27,15
05/01/2017	5	1	2017	27,87
06/01/2017	6	1	2017	31,30
07/01/2017	7	1	2017	28,06
08/01/2017	8	1	2017	26,76
09/01/2017	9	1	2017	26,01
10/01/2017	10	1	2017	26,13
11/01/2017	11	1	2017	25,33
12/01/2017	12	1	2017	24,84
13/01/2017	13	1	2017	24,19
14/01/2017	14	1	2017	23,77
15/01/2017	15	1	2017	23,08
16/01/2017	16	1	2017	23,00
17/01/2017	17	1	2017	22,48
18/01/2017	18	1	2017	22,06
19/01/2017	19	1	2017	21,81
20/01/2017	20	1	2017	21,16
21/01/2017	21	1	2017	20,85
22/01/2017	22	1	2017	20,63
23/01/2017	23	1	2017	20,08
24/01/2017	24	1	2017	19,95
25/01/2017	25	1	2017	20,79
26/01/2017	26	1	2017	19,80
27/01/2017	27	1	2017	19,54
28/01/2017	28	1	2017	19,30
29/01/2017	29	1	2017	19,13
30/01/2017	30	1	2017	18,76
31/01/2017	31	1	2017	18,98
01/02/2017	1	2	2017	17,54
02/02/2017	2	2	2017	19,09
03/02/2017	3	2	2017	17,32
04/02/2017	4	2	2017	16,59
05/02/2017	5	2	2017	18,57
06/02/2017	6	2	2017	16,50
07/02/2017	7	2	2017	16,12
08/02/2017	8	2	2017	15,75

09/02/2017	9	2	2017	15,81
10/02/2017	10	2	2017	15,71
11/02/2017	11	2	2017	16,80
12/02/2017	12	2	2017	22,33
13/02/2017	13	2	2017	22,62
14/02/2017	14	2	2017	34,82
15/02/2017	15	2	2017	23,87
16/02/2017	16	2	2017	22,10
17/02/2017	17	2	2017	20,89
18/02/2017	18	2	2017	20,18
19/02/2017	19	2	2017	19,60
20/02/2017	20	2	2017	19,40
21/02/2017	21	2	2017	19,57
22/02/2017	22	2	2017	20,85
23/02/2017	23	2	2017	27,71
24/02/2017	24	2	2017	32,54
25/02/2017	25	2	2017	33,33
26/02/2017	26	2	2017	33,41
27/02/2017	27	2	2017	33,01
28/02/2017	28	2	2017	33,61
01/03/2017	1	3	2017	39,47
02/03/2017	2	3	2017	40,51
03/03/2017	3	3	2017	40,58
04/03/2017	4	3	2017	40,92
05/03/2017	5	3	2017	46,20
06/03/2017	6	3	2017	41,95
07/03/2017	7	3	2017	40,98
08/03/2017	8	3	2017	40,64
09/03/2017	9	3	2017	40,61
10/03/2017	10	3	2017	41,58
11/03/2017	11	3	2017	41,85
12/03/2017	12	3	2017	46,45
13/03/2017	13	3	2017	55,12
14/03/2017	14	3	2017	51,20
15/03/2017	15	3	2017	52,66
16/03/2017	16	3	2017	60,60
17/03/2017	17	3	2017	62,69
18/03/2017	18	3	2017	65,48
19/03/2017	19	3	2017	67,40
20/03/2017	20	3	2017	68,65
21/03/2017	21	3	2017	68,38
22/03/2017	22	3	2017	68,41
23/03/2017	23	3	2017	68,86
24/03/2017	24	3	2017	67,81
25/03/2017	25	3	2017	66,82
26/03/2017	26	3	2017	67,62
27/03/2017	27	3	2017	66,88
28/03/2017	28	3	2017	64,37

29/03/2017	29	3	2017	63,81
30/03/2017	30	3	2017	62,23
31/03/2017	31	3	2017	62,55
01/04/2017	1	4	2017	62,00
02/04/2017	2	4	2017	59,89
03/04/2017	3	4	2017	58,78
04/04/2017	4	4	2017	58,85
05/04/2017	5	4	2017	56,92
06/04/2017	6	4	2017	53,62
07/04/2017	7	4	2017	51,18
08/04/2017	8	4	2017	50,58
09/04/2017	9	4	2017	50,71
10/04/2017	10	4	2017	49,17
11/04/2017	11	4	2017	47,11
12/04/2017	12	4	2017	47,07
13/04/2017	13	4	2017	45,87
14/04/2017	14	4	2017	42,78
15/04/2017	15	4	2017	41,76
16/04/2017	16	4	2017	42,42
17/04/2017	17	4	2017	33,35
18/04/2017	18	4	2017	32,64
19/04/2017	19	4	2017	33,01
20/04/2017	20	4	2017	38,62
21/04/2017	21	4	2017	36,56
22/04/2017	22	4	2017	35,53
23/04/2017	23	4	2017	33,96
24/04/2017	24	4	2017	32,48
25/04/2017	25	4	2017	32,25
26/04/2017	26	4	2017	41,03
27/04/2017	27	4	2017	36,34
28/04/2017	28	4	2017	33,30
29/04/2017	29	4	2017	30,68
30/04/2017	30	4	2017	28,09
01/05/2017	1	5	2017	27,95
02/05/2017	2	5	2017	26,41
03/05/2017	3	5	2017	26,74
04/05/2017	4	5	2017	29,52
05/05/2017	5	5	2017	28,42
06/05/2017	6	5	2017	28,06
07/05/2017	7	5	2017	27,94
08/05/2017	8	5	2017	27,71
09/05/2017	9	5	2017	28,96
10/05/2017	10	5	2017	29,17
11/05/2017	11	5	2017	29,13
12/05/2017	12	5	2017	28,87
13/05/2017	13	5	2017	29,58
14/05/2017	14	5	2017	29,39
15/05/2017	15	5	2017	28,70

16/05/2017	16	5	2017	28,32
17/05/2017	17	5	2017	28,23
18/05/2017	18	5	2017	29,98
19/05/2017	19	5	2017	70,61
20/05/2017	20	5	2017	51,41
21/05/2017	21	5	2017	49,04
22/05/2017	22	5	2017	47,90
23/05/2017	23	5	2017	47,10
24/05/2017	24	5	2017	47,54
25/05/2017	25	5	2017	49,61
26/05/2017	26	5	2017	51,43
27/05/2017	27	5	2017	52,15
28/05/2017	28	5	2017	52,14
29/05/2017	29	5	2017	52,21
30/05/2017	30	5	2017	51,80
31/05/2017	31	5	2017	53,93
01/06/2017	1	6	2017	53,74
02/06/2017	2	6	2017	53,64
03/06/2017	3	6	2017	53,80
04/06/2017	4	6	2017	55,69
05/06/2017	5	6	2017	56,67
06/06/2017	6	6	2017	58,75
07/06/2017	7	6	2017	57,55
08/06/2017	8	6	2017	60,16
09/06/2017	9	6	2017	60,16
10/06/2017	10	6	2017	60,83
11/06/2017	11	6	2017	58,19
12/06/2017	12	6	2017	57,31
13/06/2017	13	6	2017	59,93
14/06/2017	14	6	2017	59,84
15/06/2017	15	6	2017	59,86
16/06/2017	16	6	2017	60,97
17/06/2017	17	6	2017	61,59
18/06/2017	18	6	2017	60,08
19/06/2017	19	6	2017	60,76
20/06/2017	20	6	2017	56,77
21/06/2017	21	6	2017	55,40
22/06/2017	22	6	2017	53,73
23/06/2017	23	6	2017	53,21
24/06/2017	24	6	2017	53,81
25/06/2017	25	6	2017	54,55
26/06/2017	26	6	2017	51,32
27/06/2017	27	6	2017	52,28
28/06/2017	28	6	2017	52,17
29/06/2017	29	6	2017	50,26
30/06/2017	30	6	2017	49,00
01/07/2017	1	7	2017	49,71
02/07/2017	2	7	2017	49,31

03/07/2017	3	7	2017	49,21
04/07/2017	4	7	2017	50,21
05/07/2017	5	7	2017	50,33
06/07/2017	6	7	2017	52,42
07/07/2017	7	7	2017	53,52
08/07/2017	8	7	2017	54,18
09/07/2017	9	7	2017	56,50
10/07/2017	10	7	2017	57,67
11/07/2017	11	7	2017	58,26
12/07/2017	12	7	2017	54,76
13/07/2017	13	7	2017	55,33
14/07/2017	14	7	2017	55,91
15/07/2017	15	7	2017	54,76
16/07/2017	16	7	2017	54,76
17/07/2017	17	7	2017	55,33
18/07/2017	18	7	2017	58,26
19/07/2017	19	7	2017	58,85
20/07/2017	20	7	2017	57,08
21/07/2017	21	7	2017	57,08
22/07/2017	22	7	2017	55,33
23/07/2017	23	7	2017	56,50
24/07/2017	24	7	2017	51,33
25/07/2017	25	7	2017	77,50
26/07/2017	26	7	2017	78,81
27/07/2017	27	7	2017	75,38
28/07/2017	28	7	2017	76,56
29/07/2017	29	7	2017	76,63
30/07/2017	30	7	2017	77,72
31/07/2017	31	7	2017	78,98
01/08/2017	1	8	2017	79,81
02/08/2017	2	8	2017	78,66
03/08/2017	3	8	2017	62,46
04/08/2017	4	8	2017	24,33
05/08/2017	5	8	2017	23,41
06/08/2017	6	8	2017	23,00
07/08/2017	7	8	2017	22,00
08/08/2017	8	8	2017	21,10
09/08/2017	9	8	2017	21,56
10/08/2017	10	8	2017	20,02
11/08/2017	11	8	2017	20,02
12/08/2017	12	8	2017	18,48
13/08/2017	13	8	2017	22,73
14/08/2017	14	8	2017	21,03
15/08/2017	15	8	2017	20,59
16/08/2017	16	8	2017	20,54
17/08/2017	17	8	2017	20,39
18/08/2017	18	8	2017	20,67
19/08/2017	19	8	2017	20,27

preenchimento de falha de registro
preenchimento de falha de registro

preenchimento de falha de registro
preenchimento de falha de registro

20/08/2017	20	8	2017	43,27
21/08/2017	21	8	2017	19,49
22/08/2017	22	8	2017	18,25
23/08/2017	23	8	2017	18,13
24/08/2017	24	8	2017	17,26
25/08/2017	25	8	2017	16,48
26/08/2017	26	8	2017	16,72
27/08/2017	27	8	2017	16,67
28/08/2017	28	8	2017	16,25
29/08/2017	29	8	2017	16,31
30/08/2017	30	8	2017	15,77
31/08/2017	31	8	2017	15,76
01/09/2017	1	9	2017	15,06
02/09/2017	2	9	2017	14,53
03/09/2017	3	9	2017	14,69
04/09/2017	4	9	2017	15,46
05/09/2017	5	9	2017	16,90
06/09/2017	6	9	2017	26,02
07/09/2017	7	9	2017	26,02
08/09/2017	8	9	2017	26,02
09/09/2017	9	9	2017	26,02
10/09/2017	10	9	2017	25,58
11/09/2017	11	9	2017	14,28
12/09/2017	12	9	2017	13,19
13/09/2017	13	9	2017	13,11
14/09/2017	14	9	2017	12,59
15/09/2017	15	9	2017	12,63
16/09/2017	16	9	2017	13,06
17/09/2017	17	9	2017	13,35
18/09/2017	18	9	2017	12,93
19/09/2017	19	9	2017	12,55
20/09/2017	20	9	2017	12,50
21/09/2017	21	9	2017	12,28
22/09/2017	22	9	2017	11,72
23/09/2017	23	9	2017	12,09
24/09/2017	24	9	2017	12,26
25/09/2017	25	9	2017	12,04
26/09/2017	26	9	2017	12,67
27/09/2017	27	9	2017	13,53
28/09/2017	28	9	2017	13,48
29/09/2017	29	9	2017	19,93
30/09/2017	30	9	2017	15,24
01/10/2017	1	10	2017	15,88
02/10/2017	2	10	2017	15,28
03/10/2017	3	10	2017	14,62
04/10/2017	4	10	2017	14,25
05/10/2017	5	10	2017	13,60
06/10/2017	6	10	2017	13,51

preenchimento de falha de registro
preenchimento de falha de registro

07/10/2017	7	10	2017	14,60
08/10/2017	8	10	2017	16,67
09/10/2017	9	10	2017	19,83
10/10/2017	10	10	2017	18,33
11/10/2017	11	10	2017	17,81
12/10/2017	12	10	2017	17,32
13/10/2017	13	10	2017	17,62
14/10/2017	14	10	2017	18,16
15/10/2017	15	10	2017	18,20
16/10/2017	16	10	2017	17,91
17/10/2017	17	10	2017	18,25
18/10/2017	18	10	2017	17,26
19/10/2017	19	10	2017	20,11
20/10/2017	20	10	2017	18,89
21/10/2017	21	10	2017	26,36
22/10/2017	22	10	2017	25,84
23/10/2017	23	10	2017	24,25
24/10/2017	24	10	2017	24,02
25/10/2017	25	10	2017	29,53
26/10/2017	26	10	2017	37,63
27/10/2017	27	10	2017	40,28
28/10/2017	28	10	2017	39,15
29/10/2017	29	10	2017	47,15

APÊNDICE F. Resultados da Análise Química dos Perfis da topossequência estudada

Horizontes	Prof	pH _{H2O}	pH _{KCl}	P	K	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	CTC _e (SB+Al)	CTC _{total} - T _{(SB+(H+Al))}	V%	m%	mat org	C org	Fe ₂ O ₃
				mg.kg ⁻¹	mmolc.kg ⁻¹										g.kg ⁻¹		%
PERFIL 1 - LVdf																	
A	0-25	5,7	5,2	0,29	0,93	30,2	19,91	3	39,54	51,03	54,03	90,57	56,34	5,55	36	20,93	23,81
AB	25-40	5,5	4,7	0,113	0,22	9,83	5,25	3	46,72	15,30	18,30	62,02	24,67	16,39	25	14,53	23,7
BA	40-70	5,7	5	0,065	0,19	10,1	4,8	0	35,04	15,09	15,09	50,13	30,10	0,00	18	10,47	23,27
BW1	70-130	6	5,3	0,121	0,11	5,32	4,25	0	26,96	9,68	9,68	36,64	26,42	0,00	14	8,14	24,81
BW2	130-200	5,4	5,3	0,065	0,13	1,37	1,45	0	66,49	2,95	2,95	69,44	4,25	0,00	13	7,56	23,52
PERFIL 2 - LVdf																	
A	0-20	5,9	5,4	0,677	1,42	35,7	22,81	1	75,48	59,97	60,97	135,45	44,27	1,64	36	20,93	27,52
AB	20-40	5,9	5,2	0,105	0,34	32,4	21,54	1	82,66	54,32	55,32	136,98	39,66	1,81	28	16,28	25,16
BA	40-80	5,8	5	0,089	0,39	10,9	8,87	1	69,19	20,13	21,13	89,32	22,54	4,73	20	11,63	29,52
Bw1	80-145	5,6	5,2	0,073	0,16	6,97	4,25	0	71,88	11,38	11,38	83,26	13,67	0,00	13	7,56	23,98
Bw2	145-200+	5,2	5,2	0,056	0,21	2,8	0,81	0	62	3,82	3,82	65,82	5,80	0,00	10	5,81	24,09
PERFIL 3 - LVdf																	
A	0-15	5,2	4,6	3,145	1,09	25,4	14,66	2	108,72	41,11	43,11	149,83	27,44	4,64	36	20,93	24,13
AB	15-35	5,2	4,4	0,202	0,56	13,1	7,87	10	106,03	21,55	31,55	127,58	16,89	31,70	33	19,19	23,95
BA1	35-60	5,5	4,6	0,129	0,25	10,2	5,34	5	77,27	15,80	20,80	93,07	16,98	24,04	22	12,79	23,63
BA2	60-100	5,7	5	0,065	2	9,66	6,52	2	75,48	18,18	20,18	93,66	19,41	9,91	14	8,14	22,41
Bw	100-200	5,2	4,8	0,065	0,23	3,18	0,72	4	63,8	4,13	8,13	67,93	6,08	49,20	10	5,81	23,27
PERFIL 4 - LVdf																	
A	0-10	6	5,5	1,194	1,85	44,7	28,97	1	65,59	75,56	76,56	141,15	53,53	1,31	37	21,51	23,73
AB	10-25	6	5	0,202	0,49	21,2	13,49	1	87,16	35,17	36,17	122,33	28,75	2,76	27	15,70	22,91
BA1	25-50	5,9	4,8	0,081	0,24	15,3	10,77	1	73,68	26,27	27,27	99,95	26,28	3,67	24	13,95	21,52
BA2	50-110	5,9	5,2	0,065	0,19	12	8,69	0	64,69	20,90	20,90	85,59	24,42	0,00	17	9,88	22,45
Bw	110-200+	5,4	4,9	0,129	0,23	3,24	1,45	3	70,98	4,92	7,92	75,90	6,48	37,88	9	5,23	22,84
PERFIL 5 - CXbd																	
Colúvio	0-25	5,4	4,9	0,734	3,71	26,4	14,75	1	95,24	44,86	45,86	140,10	32,02	2,18	31	18,02	20,84
Ab	25-40	5,6	4,7	0,089	1,06	22,3	10,05	1	80,87	33,40	34,40	114,27	29,23	2,91	23	13,37	14,94
AB	40-75	5,8	4,8	0,097	0,41	23,6	9,69	2	85,36	33,70	35,70	119,06	28,31	5,60	17	9,88	12,47
Bi	75-105	5,7	4,8	0,113	0,29	12,1	7,15	1	83,56	19,52	20,52	103,08	18,94	4,87	18	10,47	14,12
BC1	105-145	5,6	4,6	0,089	0,25	5,11	3,8	8	84,46	9,16	17,16	93,62	9,78	46,62	13	7,56	13,69
BC2	145-200+	5,7	4,7	0,089	0,31	5,49	5,25	1,41	80,87	11,05	12,46	91,92	12,02	11,32	12	6,98	14,8