



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



Maria Maria da Rocha Lamas

**A INFLUÊNCIA DE PAREDÕES ROCHOSOS
NA HIDROLOGIA DE ENCOSTAS**

Rio de Janeiro

2019

Maria Maria da Rocha Lamas

**A INFLUÊNCIA DE PAREDÕES ROCHOSOS
NA HIDROLOGIA DE ENCOSTAS**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Rio de Janeiro

2019

FICHA CATALOGRÁFICA

Lamas, Maria Maria da Rocha

dL214i A influência de paredões rochosos na hidrologia de encostas/ Maria Maria da Rocha Lamas - Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO/PPGG, 2019. 147f.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2019.

1.Hidrologia de encosta. 2.Paredões rochosos. 3.Fluxos subsuperficiais. 4.Umidade no solo. 5. Monitoramento hidrológico. I. Ferreira Fernandes, Nelson, orient. II. Título.

MARIA MARIA DA ROCHA LAMAS

**A INFLUÊNCIA DE PAREDÕES ROCHOSOS NA HIDROLOGIA DE
ENCOSTAS**

Dissertação de mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do título de Mestre em Geografia.

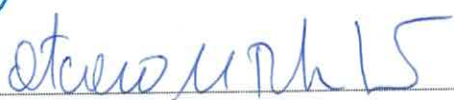
Aprovada por:



Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes, PPGG/UFRJ



Prof. Dr. André de Souza Avelar, PPGG/UFRJ



Prof. Dr. Otávio Miguez da Rocha Leão, UERJ



Prof. Dra. Sarah Lawall, UFRJ

RIO DE JANEIRO

2019

*Dedico a minha mãe, por todo o amor
incondicional e por ter me ensinado a sempre ir
em busca dos meus sonhos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a minha mãe por me apoiar em cada sonho e por acreditar na minha capacidade de realizá-los, como também *in memoriam* ao meu pai – ambos sempre me inspiraram a ser alguém melhor. Obrigada por sempre estarem, de algum modo, comigo. Sem o amor e carinho de vocês, eu nada seria.

Ao Nelson Fernandes pela orientação e por todos os ensinamentos de como executar uma pesquisa científica de verdade. Agradeço pelas conversas reflexivas sobre os dados da pesquisa, que tanto me agregaram. Por nos instigar ao constante questionamento e pela inspiração como pesquisador e professor.

À Sarah Lawall pela coorientação (informal). Você, além de coorientadora, foi uma amiga ao longo da pesquisa. Obrigada por toda a aprendizagem que pude ter ao conviver e trabalhar com você, pelas conversas sobre a pesquisa, por todo o apoio nas saídas à campos e, sobretudo, por acreditar no meu potencial.

À equipe do LAMPEGE - UFRJ por toda troca de saberes: Christiane, João, Lúcia, Teófilo, Maria Fernanda, Jenifer e Lígia. Pela ajuda em diversos campos realizados durante o mestrado, agradeço ao Matheus, Leonardo, Júlia, Rafaela e, nesse quesito, em especial ao Renato que tanto me acompanhou nas idas ao Bonfim. À Leandro pelas dicas de pesquisa e de vida.

À banca avaliadora, os professores Otávio da Rocha Leão, Sarah Lawall e em especial ao André Avelar, por me “socorrer” em alguns momentos e por todas as dicas que tanto contribuíram para este trabalho.

Ao órgão de fomento Capes, pela bolsa de mestrado. Ao programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG – UFRJ) e aos professores do Departamento de Geografia pela oportunidade de executar este trabalho e de me tornar uma profissional melhor.

Ao laboratório Geo-Hidroecologia e Gestão de Riscos (GEOHECO - UFRJ), ao laboratório de Geomorfologia Ambiental e Degradação dos Solos (LAGESOLOS – UFRJ) e à EMBRABA-RJ pelo empréstimo de trados manuais para a realização de sondagens na área de estudo.

Ao laboratorista Josewilson e Leonardo pelo suporte na análise granulométrica, como também à Paola, pelo auxílio em algumas questões técnicas.

À Mário e seu sócio, arrendatários do Campo de Aventuras Paraíso Açú, situado na bacia do Bonfim, por permitirem o livre acesso a encosta de estudo, bem como a instalação de

mais duas estações de potencial matricial. Agradeço também ao Alvinho pelo auxílio em vários campos.

À Christiane Brazão, por me disponibilizar sua casa durante quase dois anos, de um modo como raras pessoas fariam. Isto, inclusive, me possibilitou permanecer no RJ na fase final do mestrado, quando não estava mais recebendo a bolsa da CAPES. Serei sempre grata por isso.

À Joceline e Suzana, por todo o suporte psicológico durante o mestrado.

À Júlia Guimarães, por todo o apoio emocional nos momentos que mais precisei e por todas as reflexões hidrológicas sobre nossas pesquisas. À Giselle Borges e Rafaela Niemann, por todo carinho e suporte em diversos sentidos. Vocês me fizeram mais forte e tornaram esta caminhada mais leve e alegre.

À Ana Camila da Silva, do Laboratório Interdisciplinar de Estudos Geoambientais (LIEG), pelas conversas sobre este trabalho.

Às amigas Denise, Aline e Maria por estarem na minha vida desde sempre e à Carolina Datria, que mesmo longe, estava presente.

À família: aos irmãos Luciane, Victória, Aurora e Laura e aos tios Lóca e Marcelo. À Santiago, Izabela e sobrinhas, assim como à Caroline, Marco Aurélio e meus afilhados por todo o apoio, amor e compreensão do porquê de minha ausência e distância neste período.

“Demore o tempo que for para decidir o que você quer da vida, e depois que decidir não recue ante nenhum pretexto, porque o mundo tentará te dissuadir.”

(Autor desconhecido)

“A sabedoria é um paradoxo. O homem que mais sabe é aquele que mais reconhece a vastidão de sua ignorância”.

(Friedrich Nietzsche)

RESUMO

Na escala de encosta, a água pode percorrer diferentes caminhos antes de encontrar o canal do rio, na base da elevação. Em ambientes úmidos com solos permeáveis, os fluxos subsuperficiais tendem a se movimentar através de caminhos preferenciais, como a superfície do substrato rochoso impermeável ou semi-permeável. A dinâmica da água na zona de contato com o substrato rochoso impermeável é bem reconhecida na literatura, entretanto pouco se sabe sobre como paredões rochosos podem condicionar esta interação, assim como todo o comportamento hidrológico da encosta, diante da magnitude que estas formas apresentam. Desse modo, o objetivo deste estudo é compreender qual a influência de paredões rochosos na hidrologia de encostas. Para isso, realizou-se a caracterização granulométrica e monitoramento hidrológico através de três estações de potencial matricial na alta, média e baixa encosta, com sensores (*watermark*) instalados entre a superfície e o limite solo-rocha (até 4,5m de profundidade). Nos resultados, a textura do solo não parece ser significativa para o padrão de umidade na encosta, mas por outro lado parece ter potencializado o comportamento na porção inferior do perfil (2m – 4,5m): de maior drenagem na alta encosta e maior ascensão e estabilidade da água nas áreas mais baixas. O paredão rochoso gerou maior umidade na porção superior do solo (0 – 1,5m) na alta e média encosta, em decorrência com a sua proximidade; enquanto na base da encosta, a menor umidade foi por estar fora desta área de influência. O afloramento rochoso forneceu maior entrada de água na alta encosta através da frente de infiltração e por fluxo preferencial no contato (vertical) solo-rocha. A partir deste último, o paredão condicionou o fluxo subsuperficial lateral, assim como revelaram os dados de potencial total (PT), potencial matricial do solo (PMS) e o tempo de resposta (TR), intercalando com ascensão capilar da água acima do substrato. Conclui-se que o paredão rochoso atuou como fonte de escoamento, elevou a umidade e gerou fluxos laterais e ascendentes na zona de interface solo-rocha ao longo da encosta, mostrando ser preponderante às outras características ambientais analisadas. Portanto, este estudo contribui para compreensão da hidrologia e estabilidade de encostas compostas por paredões rochosos, além de fornecer subsídios para o planejamento urbano e hídrico destes ambientes.

Palavras-chave: fluxos subsuperficiais, umidade do solo, monitoramento.

ABSTRACT

At hillslope scale, the water can do different paths before finding the river channel, at the base the elevation. In humid environments with permeable soil, the flows subsurface tend to move through preferential paths such as impermeable or semi-permeable bedrock. The dynamics of water on the zone of contact with the impermeable bedrock is well known in the literature, however little is known about how upslope rocky outcrops can influence this interaction, as all the hydrological behavior of the hillslope, given the magnitude that these shapes exhibit. Thus, the aim of this study is to understand the influence of rocky outcrops on the hillslopes hydrology. For this, the granulometric characterization and hydrological monitoring were performed through three stations of matric potential in the high, medium and down hillslope, with sensors (watermark) installed from surface to the soil-bedrock boundary (until 4,5 m depth). In the results, the soil texture does not seem to be significant for the hillslope moisture pattern, but on the other hand it seems to have potentiated the behavior at deep portion of the soil (2m - 4.5m), with higher drainage at upslope and higher water capillary rise and stability in the lower areas. It is suggested that the rocky outcrop generated higher moisture in the upper portion of the soil (0 - 1.5m) at middle and the upper hillslope due its proximity, while at the footslope the lowest moisture was due to be outside this area of influence. The rocky outcrop provided larger water inflow at upslope through the infiltration front and preferential flow at soil-rock vertical interface. From of this, the rocky outcrop played lateral subsurface flows, as revealed the data of PT, PMS and TR, alternating with capillary rise of water above bedrock. It is concluded that, the rocky outcrop functioned as a source of runoff, increased the moisture and caused lateral and upward flows on the soil-rock interface zone along of the hillslope, showing to be more prevalent than other environmental characteristics analyzed. Therefore, this study contributes to the understanding hydrology and stability of the hillslopes with rocky outcrops at upper portion, as well as providing subsidies for urban and water planning of these environments.

Keywords: subsurface flows, soil moisture, hydrological monitoring.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ação da força capilar	7
Figura 2: Tipos de fluxos em encostas (Modificado de Dunne & Leopold, 1978).....	9
Figura 3: Modelo conceitual hidrológico da encosta, elaborado por Gabrielli et al. (2012). .	20
Figura 4: Esquema mostrando fluxos subsuperficiais entrando em fraturas do substrato rochoso na alta encosta e exfiltrando para o solo na porção mais baixa da encosta, onde gerou um fluxo lateral na interface solo-rocha (Modificado de Montgomery et al, 19997).....	22
Figura 5: Desenho esquemático com fluxo subsuperficial lateral saturado, formado pela água da chuva no solo e por água subterrânea através de exfiltrações (Modificado de Masaoka et al, 2016).....	22
Figura 6: Localização da encosta de estudo, na porção NO da bacia do rio Bonfim (Fonte: Mapa elaborado por Christiane Stefany Brazão Pinto, 2018).	24
Figura 7: Recorte do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, com destaque (em linha tracejada amarela) na região serrana. Escala original do mapa:1:400.000. Fonte: Heilbron et al, 2016.	26
Figura 8: Afloramentos rochosos na região serrana do Rio de Janeiro (Foto: Francisco Dourado, 2019).....	29
Figura 9: “Pães de açúcar” em Petrópolis, na região serrana do RJ (Foto: Júlia Guimarães, 2018).....	29
Figura 10: Encosta de estudo com o rio Bonfim na sua base (Foto: Maria Maria R. Lamas, 18/02/2019).....	32
Figura 11: Parte “frontal” do paredão rochoso na encosta (Foto: Francisco Dourado, 2019).	33
Figura 12: Porção frontal e lateral esquerda da superfície do paredão rochoso (Foto: Francisco Dourado, 2019).....	33
Figura 13: Blocos de rocha no depósito de tálus na encosta de estudo (Foto: Maria Maria R. Lamas, 18/02/2019).....	34
Figura 14: A primeira imagem mostra a superfície do paredão rochoso úmida e o solo em contato bem encharcado. Na imagem ao lado, há um escoamento ao longo do paredão rochoso durante um episódio de precipitação. A última foto, mostra um acúmulo e escoamento de água no contato do solo com o paredão (Foto: Maria Maria R. Lamas, fevereiro de 2018).	35

Figura 15: Localização das cinco sondagens realizadas ao longo da encosta, representadas pelas linhas pontilhadas. Obs: Executou-se um recorte no paredão para aproximar a escala. .	36
Figura 16: Localização espacial das estações pluviométricas, em relação a encosta de estudo (Fonte: Mapa elaborado com imagem gerada pelo Software Google Earth).	38
Figura 17: A primeira imagem mostra os sensores Watermark com a indicação de seus materiais, enquanto a segunda mostra a diferença entre os sensores Watermark com os antigos sensores de gesso.....	39
Figura 18: Conversão da resistência elétrica em tensão da água (sucção) de três diferentes sensores de resistência elétrica (Adaptado de Evett et al, 2008).	40
Figura 19: Datalogger da Estação 2 conectado ao notebook para baixar os dados de potencial matricial da água no solo (Foto: Rafaela Soares, 23 de maio de 2018).	42
Figura 20: Localização das três estações de potenciais matriciais no solo - PMS (E1, E2 e E3), ao longo do transecto, na encosta de estudo (Fonte: Elaborado pela autora, 2019).	43
Figura 21: Na primeira imagem, está o perfil topográfico da encosta (gerado a partir de carta topográfica 1:10.000). Na segunda, zoom mostrando parte do paredão rochoso em contato com o depósito de tálus, onde foram instaladas as três estações. Neste zoom a topografia é esquemática, baseada em observações de campo (Fonte: elaborado pela autora, 2019).	44
Figura 22: A imagem à esquerda mostra a Estação 1 instalada na porção superior da encosta, em torno de 2m de distância do paredão rochoso. Ao lado há um esquema da estação de potencial matricial com o datalogger e o arranjo dos sete sensores nas profundidades escolhidas nesta estação (Fonte: foto e esquema feitos pela autora).	45
Figura 23: a) Uso do trado motorizado para perfuração do solo, onde foram instalados os sensores da E2; b) Tradagem no interior da trincheira ao lado da E2 e descrição de amostras que estavam sendo coletadas durante a perfuração; c) Amostra coletada na broca do trado; d) Amostra coletada (Fonte: Arquivo pessoal, fevereiro de 2018).	47
Figura 24: Amostras coletadas em 0,8m-0,9m e 1,2-1,3m no perfil SE1. Reparar na cor indicando um alto nível de matéria orgânica e na presença de material primário.....	51
Figura 25: Ao lado esquerdo, trincheira aberta ao lado da E2 (média encosta) pelos pesquisadores da Embrapa-RJ. Observar a mudança do horizonte A pra o B, assim como a maior presença de matéria orgânica e de raízes no horizonte A (Fonte: EMBRAPA). Ao lado direito amostras coletadas em campo na SE2, realizada no interior desta trincheira (Fonte: Maria Maria Lamas).	51
Figura 26: Média total das frações texturais dos perfis, situados ao longo da encosta.	54
Figura 27: Triângulo textural com a classificação obtida para a média de frações de cada perfil de solo (Fonte: Adaptado de LEMOS et al, 2005).	54

Figura 28: Perfil da encosta com a classificação textural das camadas nos três solos localizados em cada estação (E1, E2 e E3), com escala aproximada.....	55
Figura 29: Variação textural do perfil SE1, situado na alta encosta.	57
Figura 30: Variação textural do perfil S4, situado na alta encosta.....	57
Figura 31: Variação textural do perfil SE2, situado na média encosta.	58
Figura 32: Variação textural do perfil S5, situado na baixa encosta.....	58
Figura 33: Variação textural do perfil SE3, situado na baixa encosta.	59
Figura 34: Distribuição diária de precipitações durante o período total de monitoramento. ...	60
Figura 35: Distribuição diária da chuva (mm) e variação do potencial matricial (-kPa) em diferentes profundidades nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.	63
Figura 36: Média do potencial matricial da porção superior do solo (0 – 1,5m) das três estações (E1, E2 e E3), com a indicação da posição da encosta (alta, média e baixa).....	68
Figura 37: Média do potencial matricial da porção inferior do solo (de 2m ao contato solo-rocha) das três estações (E1, E2 e E3), com a indicação da posição da encosta (alta, média e baixa).	68
Figura 38: Tabelas com o tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 1.	73
Figura 39: Tabelas com o Tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação diária (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 2.	74
Figura 40: Tabelas com o Tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 3.	75
Figura 41: Tabelas com o Tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 4.	76
Figura 42: Tabelas com o Tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 5.	77

Figura 43: Tabelas com o Tempo de resposta (TR) na E1 e E2. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 6.	78
Figura 44: Distribuição da precipitação (mm) e variação do potencial total (kPa) em diferentes profundidades nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.	80
Figura 45: Esquemas com representações dos principais padrões de fluxos nos perfis de solo, nas estações 1, 2 e 3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente..	82
Figura 46: Distribuição da precipitação diária (mm) e variação do potencial total (kPa) ao longo do período denominado de “Detalhe 1” (do dia 18/05 a 20/07), em diferentes profundidades nas estações 1 e 2, situadas na alta e média encosta, respectivamente.	83
Figura 47: Distribuição da precipitação diária (mm) e variação do potencial total (kPa) ao longo do período denominado de “Detalhe 2” (do dia 18/11 a 10/01) em diferentes profundidades na E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.	85
Figura 48: Ao lado esquerdo: média de valores de potencial matricial na porção superior e inferior dos perfis de solos nas estações, com a indicação das posições na encosta (alta, média e baixa). Ao lado direito: variação de precipitações diárias e do potencial matricial somente nos sensores instalados na porção inferior dos perfis, nas estações 1, 2 e 3.	95
Figura 49: Modelo hidrológico conceitual demonstrando a ocorrência de fluxo lateral na encosta de estudo.	106
Figura 50: Modelo hidrológico conceitual demonstrando os fluxos ascendentes na zona do solo próximo da rocha.	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Informações das estações pluviométricas utilizadas para o monitoramento de precipitações	38
Tabela 2: Interpretação dos valores de potencial matricial.	42
Tabela 3: Profundidades dos sensores em cada estação na encosta de estudo.....	46
Tabela 4: Caracterização do local de instalação das estações de potencial matricial na encosta de estudo.....	48
Tabela 5: Declividade do terreno, onde estão localizadas as estações de potencial matricial, gerada por ângulo de visada, com diferentes distâncias em relação as estações (2m, 4m, 8m) e a partir de um MDE (%).	48
Tabela 6: Caracterização do perfil do solo, onde está localizada a Estação 1, com a profundidade em que cada sensor foi instalado.....	51
Tabela 7: Caracterização do perfil, onde está instalada a Estação 2, com a profundidade em que cada sensor foi	52
Tabela 8: Caracterização do perfil, onde está instalada a Estação 3, com a profundidade em que cada sensor foi colocado.....	53
Tabela 9: Classificação textural das camadas nos perfis de solos nas três estações.....	56
Tabela 10: Características das precipitações durante o período de realização da pesquisa. ...	60
Tabela 11: Média dos valores de potenciais matriciais (PM) em cada sensor na porção inferior do solo.	69
Tabela 12: Caracterização dos eventos de chuvas selecionados para análise do TR nos perfis de solo nas estações.	70
Tabela 13: Tempo de resposta (TR) entre o início da chuva e o pico de umidade alcançada em cada profundidade do solo, na E3 nos eventos 4, 5 e 6.	79
Tabela 14: Caracterização do local de instalação das estações de potencial matricial ..	88
Tabela 15: Propriedades físico-hídricas do perfil de solo na E2, situada na média encosta..	91
Tabela 16: Picos de PMS (potencial matricial no solo) nos sensores instalados no contato com a rocha, gerados em respostas aos maiores volumes de precipitações ao longo de todo o monitoramento, nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.	98

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS.....	4
2. HIDROLOGIA DE ENCOSTA.....	5
2.1 ESTADOS DE ENERGIA DA ÁGUA NO SOLO.....	5
2.2 MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO.....	7
2.3 FORMAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE FLUXOS EM ENCOSTAS.....	9
2.4 FATORES CONDICIONANTES DA UMIDADE DO SOLO.....	11
2.4.1 Topografia.....	11
2.4.2 Propriedades físico-hídricas e profundidade do solo.....	12
2.4.3 Cobertura vegetal.....	13
2.4.4 Regime de precipitações e umidade antecedente.....	14
2.5 HIDROLOGIA DE ENCOSTAS COMPOSTAS POR PAREDÕES ROCHOSOS....	16
2.5.1 Processos que dificultam a saturação no contato solo-rocha.....	16
2.5.2 Processos de saturação no contato solo-rocha.....	17
3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	24
3.1 ASPECTOS AMBIENTAIS: DA REGIÃO SERRANA À BACIA DO BONFIM....	25
3.1.1 Paredões rochosos na região serrana do Rio de Janeiro	28
3.1.2 Pesquisas desenvolvidas na bacia do rio Bonfim.....	31
3.1.3 Encosta de estudo.....	32
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	36
4.1 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO.....	36
4.1.1 Análise morfológica e granulométrica.....	36
4.2 MONITORAMENTO HIDROLÓGICO DA ENCOSTA DE ESTUDO.....	37
4.2.1 Estações pluviométricas.....	37
4.2.2 Estações de potencial matricial.....	38
4.2.3 Potenciais totais.....	49
5. RESULTADOS.....	50
5.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS DE SOLOS NA ENCOSTA.....	50
5.1.1 Descrição morfológica dos perfis de solos nas estações.....	50
5.1.2 Granulometria dos perfis de solos na encosta.....	53
5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS DE CHUVA.....	59
5.3 INTERPRETAÇÃO DA HIDROLOGIA DOS SOLOS.....	61

5.3.1	Análise do potencial matricial nos perfis nas estações.....	62
5.3.2	Análise do potencial matricial na porção superior e inferior dos solos.....	67
5.3.3	Análise do tempo de resposta por profundidade.....	69
5.3.4	Análise do potencial total.....	79
6.	DISCUSSÕES DOS RESULTADOS.....	86
6.1	HIDROLOGIA DE ENCOSTA.....	86
6.2	INFLUÊNCIA DO PAREDÃO ROCHOSO NA HIDROLOGIA DE ENCOSTA.....	94
6.3	MODELO HIDROLÓGICO CONCEITUAL: DUAS PROPOSTAS.....	104
7.	CONCLUSÕES.....	108
8.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	110
9.	REFERÊNCIAS.....	111

1. INTRODUÇÃO

Os fluxos de água no interior do solo podem percorrer diferentes caminhos ao longo da encosta, antes de encontrar os rios principais, situados nos sopés das elevações (Dunne e Leopold, 1978). Nesses casos, a água pode se movimentar verticalmente alimentando o lençol freático ou lateralmente em direção a baixa encosta contribuindo para o fluxo de base, como também para a formação de zonas saturadas próximas ao canal do rio (Hewlett, 1961; Weyman, 1973; Bayabil *et al.*, 2010).

No entanto, em regiões úmidas com solos altamente permeáveis sob florestas, dificilmente ocorre fluxo superficial, assim os fluxos subsuperficiais laterais (*throughflow*) passam a se tornar uma das principais fontes de escoamento da encosta (Uchida *et al.*, 1999; Alaoui *et al.*, 2011), provocando o pico de cheia das hidrógrafas fluviais durante precipitações intensas (McDonnell, 1990; Wilson *et al.*, 1991).

O comportamento dos fluxos está diretamente relacionado com as características da chuva e umidade antecedente no solo, tornando-se mais significativo durante precipitações intensas e/ou em condições anteriores úmidas, pois quanto maior o teor de água no solo maior será a sua condutividade (Tromp-Van Meerveld *et al.*, 2007).

A formação do fluxo subsuperficial lateral, de acordo com diversos trabalhos, depende da conexão de pontos de saturação transitórios sobre o substrato rochoso na encosta, durante uma quantidade específica de chuva para ativar o fluxo (Tromp-Van e McDonnell, 2006; Lanni *et al.*, 2013). Nestes pontos de saturação, ocorre uma dilatação e contração gerando, assim, uma conexão da encosta. (Taylor *et al.*, 1993; Hopp e McDonnell, 2009).

O fluxo subsuperficial, independente da sua condição (saturado ou não-saturado) e sentido, é extremamente dinâmico e varia muito diante da heterogeneidade que cada ambiente pode apresentar (Sidle *et al.*, 2000; Sidle *et al.*, 2001; Farrick e Branfireun, 2014b; Gwak e Kim, 2016; Wiekenkamp *et al.*, 2016). Em regiões úmidas, estes fluxos geralmente se desenvolvem em caminhos preferenciais, como a superfície do substrato rochoso com baixa permeabilidade (Onda *et al.*, 2001; McGlynn *et al.*, 2002).

Diversos estudos envolvendo fluxos subsuperficiais em trincheiras, realizados em países como Nova Zelândia (Woods e Rowe, 1996), EUA (McDonnell *et al.*, 1996; Tromp-Van Meerveld e McDonnell, 2006a; Zhu e Lin, 2011) e Japão (Kosugi *et al.*, 2006) demonstraram que o substrato rochoso parece ser o fator mais importante para determinar a movimentação lateral da água no solo. Isto ocorre porque a superfície da rocha, impermeável ou semi-permeável, impede a passagem da água no sentido vertical, favorecendo o aumento da umidade e

desenvolvimento de zonas saturadas transitórias, que fluem lateralmente sobre a rocha em direção a baixa encosta (Freer *et al.*, 2002; Katsura *et al.*, 2008).

Todo este funcionamento da água no solo condicionada pela rocha impermeável é bem reconhecido na literatura. Contudo, em encostas constituídas por paredões rochosos, a dinâmica da água na interface solo-rocha pode se dar de uma forma diferente, assim como todo o comportamento hidrológico da encosta, diante da magnitude que estas formas apresentam.

Estes afloramentos são íngremes, formando verdadeiros “paredões rochosos” (com ângulos que podem alcançar em torno de 90°) e são originados de diferentes maneiras dentro de uma escala geológica, mas principalmente por processos de erosão em subsuperfície (Twidale, 2007). O intemperismo diferencial erode o material circundante menos resistente e faz com que a rocha maciça se sobressaia, criando uma forma arredondada, através de esfoliação esferoidal (Twidale, 1968; Bigarella *et al.*, 1994; Bourne e Twidale, 2002). Este processo fornece uma fonte de materiais, como lascas e/ou blocos de rochas para a sua base, formando depósitos de tálus com alta capacidade de infiltração e condutividade hidráulica (Tarolli *et al.*, 2008).

Estes ambientes, portanto, são altamente heterogêneos, o que reflete nos processos de escoamento nas encostas, principalmente em regiões úmidas. Durante precipitações, os paredões condicionam a formação de fluxos ao longo de suas superfícies expostas, que ao encontrarem os solos altamente permeáveis, tendem a infiltrar gerando fluxos subsuperficiais (Bigarella *et al.*, 1994).

Alguns estudos encontraram evidências sobre a influência de paredões rochosos no aumento da umidade (Canton *et al.*, 2016; Lunguinho *et al.*, 2016) ou na formação de zonas saturadas em áreas do solo próximas do contato com a superfície (vertical) do paredão (Tarolli *et al.*, 2008). Entretanto, há pouco avanço nesse sentido e raros trabalhos abordam de que modo os paredões rochosos interferem na formação de fluxos em encostas.

Esses afloramentos são formas de relevo presentes no mundo todo, sob diferentes condições climáticas, assim como nas Américas, África e Oceania (Twidale, 2007). No Brasil, a região serrana do Rio de Janeiro - RJ, onde este estudo é realizado, é um dos lugares do país com maior presença de paredões, denominados de *bornhardts* (tipo específico de *Inselberg*), contudo conhecidos como “Pães de Açúcar”, por estarem em ambiente úmido e montanhoso.

As encostas compostas por paredões rochosos, independente da região climática, são muitas vezes áreas com construções antrópicas, sendo fundamental o entendimento sobre a interferência dos paredões nos processos hidrológicos destes ambientes, para, então, executar

um planejamento ambiental e urbano apropriado; sobretudo, para áreas com ocorrência de movimentos de massa.

Em diversos lugares do mundo é comum a deflagração de movimentos de massa em ambientes montanhosos sob precipitações intensas (Guidicini e Nieble, 2006), que geram inúmeras mortes e danos às infraestruturas urbanas - como na própria região serrana do Rio de Janeiro - e os paredões rochosos podem potencializar esse tipo de processo, através de um maior fornecimento de volume de água para dentro dos solos e, conseqüentemente, ativar mecanismos que acabem por provocar a instabilidade das encostas.

Dessa forma, este trabalho busca entender a influência de paredões rochosos na hidrologia de encostas, mais especificadamente, na distribuição de umidade e nos processos de geração de fluxos ao longo da zona de contato solo-rocha.

1.1 OBJETIVOS

Compreender a influência de paredões rochosos na hidrologia de encostas.

1.1.1 Objetivos específicos

- Analisar o papel das propriedades físico-hídricas na hidrologia de encosta associada a paredão rochoso.
- Analisar a variação espacial e temporal da umidade do solo ao longo da encosta.
- Avaliar a geração dos fluxos ao longo da encosta na interface solo-rocha.
- Propor modelo conceitual da hidrologia de encosta influenciada pela presença de paredão rochoso.

1.1.2 Hipótese

A pesquisa contém uma hipótese em relação à influência do paredão rochoso nos processos hidrológicos na encosta: O escoamento ao longo da superfície do paredão rochoso infiltra no contato com o solo, gerando fluxo subsuperficial lateral na interface solo-rocha, com ascensão da saturação na baixa encosta.

2. HIDROLOGIA DE ENCOSTA

Este capítulo se desenvolve em duas partes, a primeira traz uma abordagem sobre hidrologia de encosta, envolvendo os processos de movimentação e retenção da água no solo e os principais tipos de fluxos, assim como os condicionantes ambientais que interferem na dinâmica hidrológica. A segunda parte apresenta a hidrologia de encostas compostas por paredões rochosos.

2.1 ESTADOS DE ENERGIA DA ÁGUA NO SOLO

O conteúdo de energia da água no solo pode ser considerada como a energia potencial da água (Foth, 1978). Diferente da água livre em superfície, o estado de energia da água no solo sofre influência de vários tipos de forças, que determinam sua retenção e movimentação ao longo do perfil.

Em solos saturados ou próximos da saturação, a maior parte da água tende a ocupar os poros maiores, o que faz com que as moléculas de água não fiquem tão próximas e/ou aderidas a superfície dos grãos do solo. Nessa condição, água apresenta maiores níveis de energia, por estar mais próxima da água em estado livre, enquanto em solos sob condições não saturadas, a água apresenta menores níveis de energia e permanece retida em poros menores (Hewllet, 1982)

Existem diferentes quantidades e formas de energia da água no solo, sendo possível considerar a energia cinética e a potencial como as duas principais (Hillel, 1980). A energia cinética refere-se ao movimento, mas, como a água se move muito lentamente nos poros do solo, pode ser considerada desprezível. A energia potencial está relacionada à posição da água em um dado local ou à sua condição (saturada - não saturada), sendo, portanto, a energia que contribui de forma significativa para a movimentação da água no solo, determinando sua direção e velocidade no interior no solo (Reichardt e Timm, 2004).

A água no solo é afetada por diferentes forças e a energia potencial total da água, também denominada de carga total ou hidráulica, é obtida a partir da soma de todas essas forças presentes nas interações entre a água e o solo, como as forças de adsorção e capilaridade (potencial matricial), atração de íons e outros solutos pela água (potencial osmótico), ação da gravidade na água que tende a puxá-la para baixo (potencial gravitacional) (Hillel, 1980; Reichardt, 1987; Lu e Godt, 2013). Contudo, os potenciais mais relevantes para obter o potencial total da água, são o potencial de pressão (ψ_p) e o gravitacional (ψ_g), podendo, assim, ser obtido através da seguinte equação (Freeze e Cherry, 1979) : $\psi_t = \psi_g + \psi_p$.

Os potenciais podem ser expressos por diferentes unidades de grandezas, como por exemplo: energia por unidade de massa, energia por unidade de volume e energia por unidade de peso. Esta última corresponde a coluna de água acima de um determinado ponto, que gera pressão sobre o mesmo, sendo denominada de carga hidráulica (medida em centímetros, metros ou kPa).

O potencial gravitacional (ψ_g) está relacionado com a força da gravidade, que atrai qualquer corpo para baixo, em direção ao centro da Terra. Este potencial é determinado pela elevação/posição da água no interior do solo em relação a um ponto de referência (*datum*), que geralmente é considerado na superfície ou limite inferior do solo/encosta (Libardi, 1995).

Em solos saturados, a componente gravitacional tem maior atuação e maior relevância no potencial total, mas conforme a drenagem da água inicia e o solo se torna gradativamente insaturado, o potencial matricial passa a ter maior importância, em função do aumento da tensão/sucção nos poros menores (Dunne e Leopold, 1978). Nesse sentido, pode-se dizer que o potencial gravitacional é mais atuante no movimento da água no solo, enquanto o potencial matricial na retenção (apesar de movimentar a água no solo não saturado, definindo a sua direção e intensidade).

O potencial de pressão (ψ_p) está relacionado às pressões a que a água está submetida no solo. Quando a água está na superfície e, portanto, em contato com a atmosfera o potencial é nulo (zero), quando está sob pressão maior que a pressão atmosférica o potencial é positivo e o solo encontra-se saturado; e quando submetida a uma subpressão (tensão/sucção) o potencial é considerado negativo com solo em condição não saturada (Atkinson, 1978).

O potencial de pressão negativo também pode ser denominado de potencial matricial, tensão ou sucção da água no solo, devido ao resultado das forças capilares e de adsorção (Dunne e Leopold, 1978). A capilaridade é constituída por adesão e coesão, que são forças geradas por interações entre água e os grãos do solo. Essas forças fazem com que a água que estava livre seja fixada e atraída pelo solo, diminuindo, assim, a sua energia potencial.

A adsorção (ou adesão) é a atração de moléculas de água por superfícies sólidas, que neste caso são as partículas do solo (onde a água é adsorvida formando uma película fina nesta superfície), enquanto a coesão resulta da ligação entre as próprias moléculas de água através de pontes de hidrogênio (Knapp, 1978; Brady e Weil, 2004). Nos poros menores e mais estreitos, a retenção pode ser ainda maior, devido a atuação das forças de capilaridade e adsorção da matriz dos solos.

A capilaridade (Figura 1) é a tendência de qualquer líquido em realizar um movimento ascendente em tubos capilares. Isso ocorre porque as moléculas de água são atraídas por superfícies sólidas (como, os grãos do solo) ao mesmo tempo em que estas se unem entre si desenvolvendo interfaces curvas, conhecidas como meniscos (Hewllet, 1982).

O movimento capilar da água no solo ocorre tanto no sentido vertical como no horizontal, sendo condicionado pelo tamanho e distribuição dos poros. Desse modo, a ascensão da água por capilaridade é maior em solos de texturas mais finas, no entanto o fluxo é mais lento devido a maior intensidade das forças de adsorção; ao contrário disso, a ascensão capilar da água em solos com textura mais grossa é menor, permitindo fluxos mais rápidos (Manning, 1992).

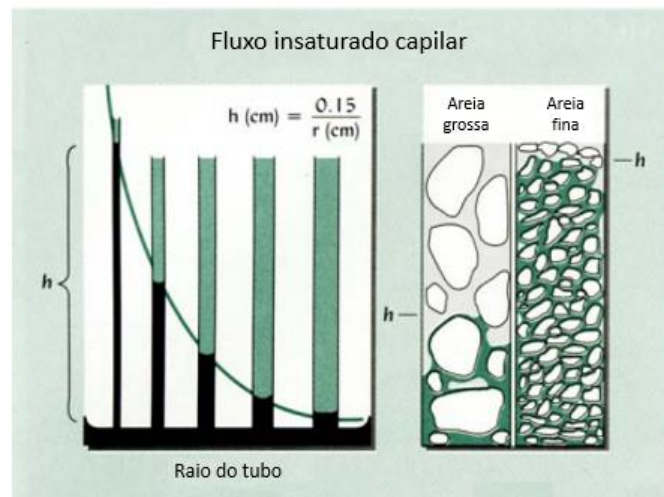


Figura 1: Ação da força capilar. A imagem no lado esquerdo mostra que conforme diminui o diâmetro do tubo, maior é a ascensão da água. Na imagem à direita há uma comparação da altura da água em solos de areia fina e grossa (Fonte: Adaptado de Brady & Weil, 2013).

É importante lembrar que a relação entre umidade e potencial matricial é inversa, visto que quanto maior a umidade no solo, menor a energia realizada pela matriz para reter a água no solo e menor o potencial matricial. Quanto menor a umidade (solo mais seco), maior será esta energia de retenção, ou seja, maior o potencial matricial.

2.2 MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO

A diferença de potencial da água entre diferentes pontos do solo dá origem ao seu movimento, permitindo que a água se mova de áreas de maior energia potencial, para áreas de menor. A tendência de toda matéria na natureza é buscar um estado de energia mínimo,

procurando o equilíbrio, que ocorre quando todo o sistema apresenta o mesmo potencial (Reichardt e Timm, 2004).

O fluxo de água em um solo saturado e homogêneo pode ser descrito pela Equação de Darcy. Esta equação mostrou a proporcionalidade da densidade do fluxo em relação ao gradiente de potencial hidráulico no solo e a esta relação dá-se o nome de condutividade hidráulica, tendo a movimentação da água no solo como resultado. A condutividade hidráulica (K) é a velocidade de percolação da água no solo, o que depende das propriedades do fluido e do material poroso (Freeze e Cherry, 1979).

O fluxo de água saturado ocorre quando todos os poros do solo estão completamente preenchidos com água e a condutividade é constante, assumindo seu valor máximo (Hillel, 1980). Nos fluxos não saturados, quando a umidade é baixa, somente os poros menores apresentam e transmitem água, pois as forças capilares dificultam o deslocamento da água, tornando a condutividade mais lenta (Reichardt, 1987).

No solo não saturado, o movimento ocorre, sobretudo, pelo gradiente de potencial matricial, em função de nesta condição ser mais forte do que as forças gravitacionais. O teor de umidade deste fluxo pode apresentar grande variação e dependendo do próprio valor de umidade, sucção e condutividade hidráulica do solo, a sua velocidade e direção mudam completamente (Foth, 1978). Além disso, sua mensuração é afetada pela histerese, ou seja, para um mesmo valor de umidade no solo, o seu comportamento é diferente durante a drenagem e molhamento (Hewllet, 1982).

O fluxo não saturado é mais tortuoso e descontínuo, pois quando o solo entra em drenagem, os primeiros poros a esvaziarem são os macroporos por conduzirem a água livre com mais facilidade; assim conforme o solo se torna mais seco, as forças de adsorção e capilaridade se desenvolvem, retendo a água nos microporos. Após a drenagem, o movimento da água ocorre nos poros menores através de uma lenta transferência de películas de água aderidas ao redor da superfície dos grãos, ou, ainda, esta transferência pode não ocorrer e alguns pontos de água permanecerem isolados (Hillel, 1980; Stephens, 1996).

Os fluxos subsuperficiais, saturados ou não saturados, podem ocorrer tanto no sentido vertical como lateral (Weiler *et al.*, 2006). Os fluxos gerados na matriz do solo são considerados como fluxos laminares, enquanto os fluxos em macroporos grandes (*pipes*) são mais turbulentos e caracterizados como fluxos preferenciais (Atkinson, 1978); no entanto, quando os macroporos são relativamente pequenos, a propagação ocorre como uma frente de molhamento bem definida (no sentido vertical) através do perfil do solo (Buttle e Mcdonald, 2002).

2.3 FORMAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE FLUXOS EM ENCOSTAS

Quando a água da chuva encontra a superfície do solo pode percorrer diferentes caminhos ao longo da encosta até encontrar o canal do rio (Figura 2). A origem e distribuição de cada tipo de escoamento, assim como o tempo de resposta varia conforme as características da encosta e condições do clima, antes de alcançar o fluxo do rio.

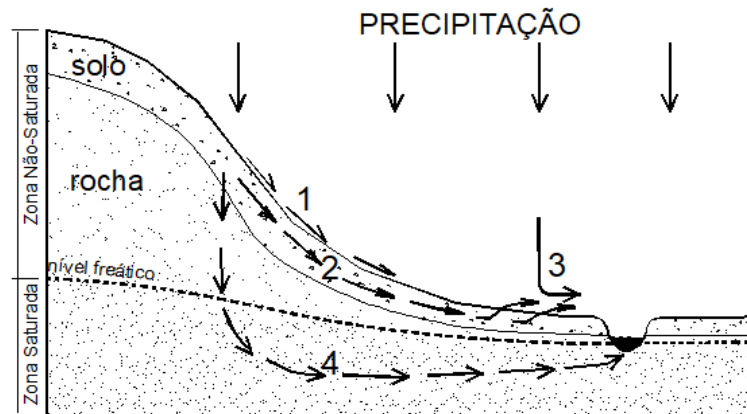


Figura 2: Tipos de fluxos em encostas: 1- Superficial Hortoniano (FSH); 2- Fluxo Subsuperficial Lateral (FSSch); 3- Fluxo Superficial Saturado (FSS) e 4- Fluxo Subterrâneo (FS) (Modificado de Dunne & Leopold, 1978).

A abordagem de como a água se movimenta em encostas já estava presente nos trabalhos pioneiros de Horton na década de 1930, que criou um clássico modelo conceitual hidrológico, definindo a geração de fluxo superficial a partir de precipitação superior a capacidade de infiltração do solo. Este fluxo, denominado como superficial hortoniano (FSH) ocorre principalmente em áreas de solo exposto e em regiões de clima árido/semi-árido, apresentando um alto poder erosivo.

No entanto, Dunne e Black (1970a; b), através de monitoramentos de campo, mostraram que o fluxo hortoniano raramente ocorre em ambientes de clima úmido, sob cobertura vegetal e solos permeáveis, por apresentarem capacidade de infiltração superior à intensidade de precipitações. Nestas situações, os fluxos subsuperficiais (FSSch) são predominantes e condicionados principalmente por superfícies de baixa permeabilidade, fluindo lateralmente em direção a baixa encosta.

Entre as principais rotas de água no domínio de encostas, também estão o fluxo superficial saturado (FSS) e o fluxo subterrâneo (FS) (Dunne e Leopold, 1978). O primeiro caracteriza-se por um fluxo subsuperficial que exfiltra no momento em que lençol freático atinge a superfície do terreno, na base da encosta (fluxo de retorno). Assim, a precipitação direta sobre a zona saturada, provoca o escoamento. As formas côncavas do relevo são propícias para

desenvolver o FSS, assim como a presença de macroporos (*pipes*) também contribuem para a formação do fluxo de retorno (Tsukamoto e Ohta, 1988). Em relação ao fluxo subterrâneo, sua ocorrência se dá no interior de aquíferos e geralmente apresenta baixa velocidade, alimentando os rios durante estiagens.

Desde então, após o reconhecimento da raridade de fluxo hortoniano em regiões úmidas, o fluxo subsuperficial lateral (*throughflow*) tem sido considerado como umas das principais formas de escoamento em encostas (Uchida *et al.*, 1999; Alaoui *et al.*, 2011), com forte tendência em escoar em direção a jusante, gerando zonas saturadas próximo ao canal do rio (Hewlett, 1961; Weyman, 1973; Bayabil *et al.*, 2010).

O fluxo lateral saturado geralmente desencadeia o pico de cheia das hidrógrafas fluviais durante precipitações intensas (McDonnell, 1990; Wilson *et al.*, 1991). Em períodos secos, os fluxos subsuperficiais não saturados contribuem para a formação dos fluxos laterais saturados e podem até mesmo alimentar o fluxo de base (Hewlett e Hibbert, 1963; Weyman, 1973).

Em ambientes florestados com solos permeáveis, os fluxos percolam verticalmente no solo, gerando volumosas e rápidas infiltrações e recargas de aquíferos (Anderson *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 2014) ou fluem lateralmente em direção ao rio (Onda *et al.*, 2004).

A formação do fluxo subsuperficial lateral pode ocorrer apenas em alguns trechos ou ao longo de toda a encosta até encontrar o canal dos rios. Diversos trabalhos mostram que a conectividade da encosta (através do fluxo lateral) ocorre somente a partir de uma determinada quantidade e intensidade de precipitação (Tromp-Van e McDonnell, 2006a; Lanni *et al.*, 2013).

De acordo com McGuire e McDonnell (2010) embora seja amplamente reconhecido que o fluxo subsuperficial é um escoamento preponderante em ambientes sob cobertura florestal, os processos que controlam como e quando as encostas se conectam aos fluxos dos rios permanecem obscuros.

Apesar disso, sabe-se que o fluxo lateral geralmente se desenvolve em caminhos preferenciais na encosta, como em macroporos presentes entre horizontes do solo criados por canais de raízes ou túneis de animais (Sidle *et al.*, 2000; Sidle *et al.*, 2001; Lin, 2006a), na interface solo-rocha (Onda *et al.*, 2001; McGlynn *et al.*, 2002) e em fraturas do substrato rochoso (Gabielli *et al.*, 2012).

Os fluxos subsuperficiais apresentam alta complexidade, pois podem demonstrar uma grande variabilidade de respostas, de acordo com as características ambientais de cada lugar, tendo uma relação direta com precipitações intensas, quando geralmente se tornam mais volumosos (Tromp-Van Meerveld *et al.*, 2007).

2.4 FATORES CONDICIONANTES DA UMIDADE DO SOLO

A quantidade de água no solo é condicionada por diversas características, como topografia, heterogeneidade das propriedades físicas do solo, profundidade do perfil, vegetação, umidade antecedente, quantidade e intensidade de precipitações, entre outros fatores (Dunne e Leopold, 1978; Whipkey e Kirkby, 1978; Selby, 1993; Gwak e Kim, 2016). Dessa forma, é importante compreender como esses fatores ambientais influenciam nos processos hidrológicos.

2.4.1 Topografia

Geralmente considera-se a topografia como um condicionante do sistema de escoamento, sendo fundamental para compreender os caminhos de fluxos subsuperficiais e a dinâmica de armazenamento da água nos solos (Woods *et al.*, 1997).

Em escala de encosta, a topografia, entre outros fatores, influencia na direção e intensidade dos fluxos através de diferentes características, como: a forma, declividade, aspecto e posição na encosta (Qiu *et al.*, 2001; Zhu e Lin, 2011).

A topografia e a posição da paisagem geram maior influência na distribuição de umidade no solo durante precipitações, sendo comum o condicionamento de fluxos laterais ao longo da encosta; enquanto em períodos mais secos o aspecto da encosta, propriedades do solo e vegetação são preponderantes, por estarem relacionados a processos de evaporação e evapotranspiração (Chaplot e Walter, 2003; Robinson *et al.*, 2008).

A declividade condiciona o gradiente da encosta, influenciando nos processos de infiltração, drenagem e escoamento dos fluxos superficiais e subsuperficiais (Western *et al.*, 1999). Encostas mais íngremes tendem a conduzir mais a água, gerando fluxos subsuperficiais mais velozes; ao passo que em áreas com declividade suave, a infiltração aumenta e a drenagem geralmente se torna mais lenta (Famiglietti, J S *et al.*, 1998; Essig *et al.*, 2009). Nesse sentido, terrenos com maior inclinação geralmente são mais secos do que áreas mais planas.

Mudanças no ângulo de inclinação ao longo da encosta podem, ainda, exercer uma influência maior no fluxo lateral, do que no fluxo vertical à superfície do terreno, na zona não saturada (Lv *et al.*, 2013). Uma queda abrupta da declividade, na base da elevação, pode aumentar a drenagem ao longo da encosta, ou, por outro lado, impedir a drenagem e causar um efeito de atraso (Lanni *et al.*, 2011).

A elevação do terreno interfere na distribuição da água na encosta, estabelecendo um efeito negativo entre a respectiva altura e a umidade do solo (Yang *et al.*, 2017). Assim, o sopé

das encostas tendem a acumular e receber água das porções mais superiores, gerando o aumento do teor de umidade (Liu e Zhang, 2007). Sobre a forma da encosta, em áreas côncavas ou mais suaves, os fluxos tendem a convergir, sendo mais propícias a saturação (Anderson e Burt, 1978; Whipkey e Kirkby, 1978; Fernandes *et al.*, 1994), ao contrário disso, em áreas convexas, os fluxos tendem a divergir.

2.4.2 Propriedades físico-hídricas e profundidade do solo

Dentre as propriedades físicas do solo, a textura é uma das mais determinantes. Solos arenosos apresentam alta movimentação da água no solo através de macroporos, constituindo alta condutividade hidráulica; ao contrário de solos argilosos formados por microporos, que possuem alta capacidade de retenção da água (sucção) e baixa movimentação (Wesseling *et al.*, 2009; Gwak e Kim, 2016).

Em solos com textura arenosa, a umidade tende a ser maior nas porções mais profundas do perfil, enquanto em solos argilosos a umidade tende a ser maior principalmente próximo a superfície, justamente pela baixa velocidade de movimentação da água em poros menores (English *et al.*, 2005).

Horizontes do solo com alta diferença de permeabilidade, estrutura e densidade condicionam zonas de saturação e/ou fluxos subsuperficiais (Lin *et al.*, 2006b). Uma camada com maior teor de argila sobre textura grosseira gera o desenvolvimento de zonas saturadas, em função das forças de capilaridade dificultarem a passagem da água para a camada subjacente (Zhu e Lin, 2011).

A textura dos grãos e o padrão de arranjo formado a partir dela constitui a estrutura do solo (agregados), o que define o tamanho e a conectividade dos poros. A macroporosidade inter-agregados permite uma rápida drenagem da água e provoca descontinuidades laterais e verticais no interior do solo condicionando, assim, a direção de fluxos subsuperficiais (Knapp, 1979). A conectividade dos poros interfere na condução da água e pode provocar mudanças na hidrologia do solo, sendo fundamental considerá-la, além da granulometria (Bertolino *et al.*, 2010).

Conforme a profundidade do solo aumenta, o próprio peso das camadas superiores do perfil diminui gradativamente a porosidade total, tornando os poros cada vez menores e a densidade do solo maior, fazendo com que a água seja cada vez mais retida. Além disso, há uma tendência de menor agregação, menor presença de matéria orgânica e de raízes, o que também contribui para esse comportamento.

Dessa forma, a umidade tende a aumentar com a profundidade do solo (Yu *et al.*, 2015), mas seu armazenamento pode variar com os processos de ganho por precipitações e de perda através de evapotranspiração e/ou drenagem interna.

Gwak e Kim (2016) investigaram a influência da profundidade do solo no padrão de umidade em uma encosta florestada e constataram maior armazenamento em zonas mais profundas, em função da perda por evapotranspiração próximo da superfície e da zona de raízes, pela condução de fluxos às porções inferiores do perfil. Ao contrário de Hopp e McDonnell (2009), que encontraram maior teor de umidade próximo da superfície, em parte pela diferença de distância percorrida pela água, como também pelo tempo de atraso desde a superfície do solo até a interface com o substrato rochoso.

A espessura de um solo está relacionada com o volume total de armazenamento de água. Solos mais profundos possuem maior capacidade de armazenamento do que solos mais rasos (Teuling e Troch, 2005; Sayama *et al.*, 2011). Portanto, do mesmo modo que uma quantidade maior de água é armazenada em solos mais profundos, o esgotamento da umidade é mais rápido em solos rasos (Kim *et al.*, 2005). Diversos estudos demonstram que a umidade é menor em solos mais rasos ao longo de encostas e maior em solos mais profundos, situados em áreas mais baixas e planas (Maeda *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2006b; Sun *et al.*, 2014).

2.4.3 Cobertura vegetal

A copa das árvores funciona como uma capa protetora do solo, pois ao absorver uma parte da água na superfície da folha, diminui a energia e o impacto da gota de chuva que cairá sobre o solo, redistribuindo a água através da interceptação (Dunne e Leopold, 1978; Manning, 1992). Esta, por sua vez, depende das características das precipitações, porque quanto maior for a intensidade da chuva, menor será a perda de água por interceptação (Loik *et al.*, 2004; Waring e Running, 2010).

A interceptação varia de acordo com características da cobertura vegetal (densidade, forma e tipo) dos sistemas florestais. Em floresta Amazônica, por exemplo, Ferreira *et al.* (2005) mostraram que cerca de 13 a 26% da chuva pode ser interceptada pela vegetação. Giglio e Kobiyama (2013) encontraram valores semelhantes, em torno de 7 a 22% de interceptação na região Amazônica e de Mata Atlântica.

Por outro lado, a vegetação pode exercer um papel favorável na umidade do solo (Famiglietti, J. S. *et al.*, 1998; Lange *et al.*, 2009; Bargués *et al.*, 2014; Archer *et al.*, 2016; Chandler *et al.*, 2018) aumentando a infiltração e o teor de umidade no solo através da

serapilheira e sistema radicular. A transformação da serrapilheira em matéria orgânica contribui para a formação de agregados e desenvolvimento da microfauna no solo, em decorrência das condições favoráveis de temperatura, ph e umidade (Björn e Mcclaugherty, 2008).

A serapilheira facilita a infiltração por permitir a formação de macroporos, que conduzem fluxos de água mais rápidos para o interior do solo. Além disso, possui a capacidade de distribuir (de forma difusa) os fluxos sobre a superfície do solo, aumentando a umidade. Coelho Netto (1985) observou na floresta da Tijuca, situada no Rio de Janeiro, que a serrapilheira exerceu um papel de manutenção da umidade florestal, reduzindo a erosão superficial.

A copa das árvores por meio do sombreamento protegem a superfície do solo da radiação solar, diminuindo as taxas de evaporação. Entretanto, a umidade do solo pode ser esgotada por absorção e transpiração das plantas (Yu *et al.*, 2015). Vários trabalhos mostram que a zona de raízes pode consumir um alto nível de água por meio da evapotranspiração e levar ao secamento desta camada no solo (Qiu *et al.*, 2001; Williams *et al.*, 2003; Tromp-Van Meerveld e McDonnell, 2006; Niu *et al.*, 2015; Yu *et al.*, 2015).

Na floresta Amazônica, a evapotranspiração da vegetação pode chegar a 54% da precipitação (Villa Nova *et al.*, 1976). Em área de Mata atlântica, a evapotranspiração pode alcançar 30% do total precipitado (Cicco *et al.*, 2007).

2.4.4 Regime de precipitações e umidade antecedente

Toda água proveniente da atmosfera, ao alcançar a superfície terrestre pode infiltrar ou escoar sobre a superfície do solo. A quantidade de água que entrará ou não no sistema (atmosfera-solo) está diretamente relacionado com o volume e intensidade dos eventos de chuvas, portanto estes processos variam conforme as condições climáticas de cada região.

Os regimes de precipitações em regiões tropicais úmidas, apresentam um índice elevado por estarem em latitudes médias e próximas do oceano, ainda mais quando estão relacionadas ao efeito orográfico (Sant e Anna Neto, 2005). As chuvas são frequentes o ano todo (sobretudo no verão) (Dereczynski *et al.*, 2009) e podem ativar importantes processos hidrológicos, como a formação de fluxos subsuperficiais e zonas saturadas.

Compreender o comportamento das precipitações é fundamental para a analisar as respostas hidrológicas que estas podem desencadear. Diversos estudos buscam relacionar a ativação de diferentes tipos de fluxos no solo a partir de um determinado volume e intensidade

de chuva (Uchida *et al.*, 2005; Litt *et al.*, 2015). Isto contribui para descobrir quais as condições gerais necessárias para que os fluxos ocorram de modo significativo na paisagem.

Tempestades de diferentes magnitudes podem gerar respostas hidrológicas extremamente distintas no interior dos solos (Baartman *et al.*, 2012). A intensidade e duração dos eventos de chuva interfere na taxa de infiltração e drenagem da água no solo, visto que as chuvas sequenciais intensas podem gerar uma diminuição mais rápida na taxa de infiltração do que as chuvas contínuas com baixa intensidade (Fohrer *et al.*, 1999)

A entrada e movimentação da água no solo depende de diversos fatores ambientais, como as características da chuva, propriedades do solo e umidade antecedente, determinando, assim, a quantidade e os caminhos que a água fará ao infiltrar e percolar no interior do solo (Dunne e Leopold, 1978).

Compreender as condições da umidade antecedente em um solo é essencial, pois quanto maior o teor de umidade maior será a taxa de infiltração e percolação da água no perfil durante os eventos de chuva. Nesse sentido, Kim *et al.* (2005) ao monitorarem fluxos subsuperficiais rasos, observaram que o volume escoado era distinto quando precedido por período úmido e seco. Os resultados mostraram que o volume de fluxos subsuperficiais, em uma camada próxima da superfície, durante precipitações precedidas de períodos secos, eram 100 vezes menor do que o volume de fluxos precedidos por períodos úmidos.

Por outro lado, um solo parcialmente seco terá uma capacidade inicial de infiltração maior do que um solo com um alto teor de umidade (Knapp, 1978). Hardie *et al.* (2011) perceberam este comportamento ao analisarem dois períodos diferentes de umidade no solo. Quando o solo estava relativamente seco, a tendência da água foi de infiltrar em alta velocidade se movendo rapidamente no sentido vertical, mas quando o solo mostrou-se úmido, a taxa de infiltração diminuiu e a água passou a se movimentar lateralmente em uma camada próxima da superfície.

Diante desse contexto, pode-se perceber que a precipitação interfere diretamente na quantidade e velocidade da água no interior do solo. A chuva ao infiltrar é condicionada por diversas características ambientais - assim como as mencionadas anteriormente no texto – porém ainda não existe um consenso na literatura sobre o grau de importância desses fatores no comportamento da umidade no solo (Robinson *et al.*, 2008).

Em regiões úmidas sob florestas, sabe-se que o substrato rochoso é um dos principais influentes na distribuição de umidade no solo e na formação de fluxos, durante precipitações (Onda *et al.*, 2001; Mcglynn *et al.*, 2002). Portanto, é necessário considerá-lo em qualquer forma de análise hidrológica nestes ambientes.

2.5 HIDROLOGIA DE ENCOSTAS COMPOSTAS POR PAREDÕES ROCHOSOS

Paredões rochosos constituem elevações salientes e extremamente íngremes na paisagem, formando ângulos abruptos com depósitos de tálus. O paredão, em função de suas elevadas dimensões, gera interferência nos processos hidrológicos da encosta e a sua superfície pode permitir uma rápida condução de fluxos, tanto na porção exposta, como na sua continuidade abaixo do solo. Assim, torna-se fundamental considerar as características da interface solo-rocha, para compreender a dinâmica hidrológica deste tipo de encosta. Em seguida, serão abordados os processos que podem facilitar ou dificultar a saturação nesta zona de contato ao longo da encosta.

2.5.1 Processos que dificultam a saturação no contato solo-rocha

O processo de saturação no solo é extremamente dinâmico e varia de acordo com as características de cada lugar. A diferença de permeabilidade na interface solo-rocha geralmente permite o desenvolvimento de zonas saturadas transitórias, mas alguns fatores podem dificultar/evitar este processo, como o baixo volume de precipitações, solos muito espessos e a presença de fraturas no substrato rochoso.

Muitos estudos partem do pressuposto que a topografia do substrato rochoso geralmente é uma superfície impermeável condicionando, assim, zonas de saturação pela baixa permeabilidade em relação ao solo. Entretanto, a rocha pode conter fraturas e evitar o aumento de umidade e saturação no solo, embora as fraturas ainda sejam pouco consideradas em estudos sobre processos hidrológicos em encostas (McDonnell, J. J., 2003).

O movimento da água no interior do substrato rochoso é determinado pela extensão, conectividade e geometria da rede de fraturas (Gabrielli *et al.*, 2012). As fraturas estabelecem a permeabilidade da rocha, pois cada fratura se comporta como um canal por onde o fluxo passa, que pode estar isolado ou conectado com outras fraturas, formando um sistema de condutividade preferencial no interior da rocha (Brönnimann *et al.*, 2013).

As fraturas da rocha atuam tanto na drenagem da encosta (Montgomery *et al.*, 1997), diminuindo o teor de água no solo, como no aumento da poro-pressão positiva, gerada pela subida do lençol freático ou por exfiltrações de fluxos contribuindo, assim, para formação de zonas saturadas e fluxos laterais saturados na interface solo-rocha.

Em ambientes com substratos rochosos intensamente fraturados, com permeabilidade maior do que o material superior, geralmente não há formação de fluxos paralelos à superfície

da rocha, mas, sim, a predominância de fluxos verticais do solo para o interior do substrato rochoso, sem o desenvolvimento de poro-pressões positivas (Wolle, 1994).

Gabrielli *et al.* (2012) perceberam este comportamento ao realizar um estudo em uma encosta com solo raso sob rocha fraturada. Os autores encontraram evidências que a água subterrânea não conseguiu subir pelas fraturas da rocha e alcançar o solo não tendo, assim, nenhuma influência na geração de fluxo subsuperficial lateral no contato solo-rocha. Entretanto, os autores encontraram em torno de 2m abaixo da superfície da rocha, uma zona fraturada que conduziu um rápido fluxo lateral em direção ao rio e a água deste fluxo era proveniente da infiltração vertical no solo, como também da água da chuva presente na parte superior do leito rochoso e não do lençol freático. Portanto, o sistema de fraturas facilitou a drenagem da água ao longo da encosta, dificultando a saturação do solo.

Nesse sentido, é possível dizer que substratos rochosos com maior densidade de fraturas e hidraulicamente conectadas permitem uma rápida infiltração ou descarga de água, o que pode gerar um rápido aumento e decréscimo no nível do lençol freático na encosta (Heppner *et al.*, 2007; Banks *et al.*, 2009; Gleeson *et al.*, 2009; Padilla *et al.*, 2014). Em situação contrária, quando as fraturas da rocha são mais distribuídas e não estão bem conectadas, as respostas tendem a ser mais lentas e com maior duração (Padilla *et al.*, 2014).

Entretanto, quando a fratura não tem continuidade, ela provoca uma perturbação local no fluxo, sem que se possa considerá-la uma via de escoamento das águas de infiltração. Esse tipo de fratura pode comportar uma parte significativa do fluxo subsuperficial lateral, diminuindo a saturação na camada de solo sobrejacente à superfície da rocha (Montgomery *et al.*, 2002); ou ainda, podem atuar como uma barreira geológica (Blöcher *et al.*, 2010).

2.5.2 Processos de saturação no contato solo-rocha

2.5.2.1 Frente de infiltração

A saturação ocorre quando todos os poros do solo, ou apenas um trecho deste, estão preenchidos com água. Uma forma comum de ocorrer a saturação dos solos é pela entrada de água na superfície do solo e subsequente avanço da frente de molhamento, se redistribuindo em direção as camadas mais inferiores.

Após a água atravessar a superfície do solo, a umidade avança das camadas superiores do solo para as mais profundas e caso as precipitações permaneçam, a tendência é ocorrer a saturação em todo o perfil, sendo a superfície do solo o primeiro nível a saturar (Reichardt e

Timm, 2004). Os autores complementam, que quando a chuva cessa, o processo de infiltração termina e há um movimento descendente da água, gerando um molhamento das camadas inferiores, em resposta a um secamento das camadas superiores, invertendo, assim, o perfil de umidade. A intensidade desse movimento depende da condutividade hidráulica das diferentes camadas do solo, umidade antecedente e gradiente de potencial (Reichardt, 1987).

No entanto, a frente de molhamento nem sempre se desloca uniformemente no solo, pois a água pode se movimentar mais rapidamente no interior do perfil através de caminhos preferenciais, contornando o espaço da matriz e atingindo uma profundidade muito maior (Amin *et al.*, 1997). Augenstein *et al.* (2015) em seus estudos constataram este comportamento ao verificar que o encharcamento do solo ocorreu primeiro na parte superior do perfil e a frente de umidade se movimentou lateralmente e em maior profundidade apenas no sopé da encosta, o que provavelmente revela que neste trecho a água não seguiu a matriz regular e sim caminhos preferenciais.

Nesta mesma linha, Sinai e Dirksen (2006) observaram que durante a fase inicial da chuva, a frente de molhamento não se desenvolveu verticalmente, mas paralelamente à superfície do solo arenoso, tanto em áreas planas quanto inclinadas, e a medida que o molhamento migrava, tornou-se gradativamente vertical, após precipitações constantes.

Por sua vez, Phi *et al.* (2013) perceberam em seus estudos, que o movimento da frente de infiltração, se mostrou claramente em duas fases, ambas durante altas taxas de precipitações. A primeira foi caracterizada por um avanço da frente de molhamento em direção descendente, da superfície para o contato solo-rocha, tornando o solo parcialmente insaturado a medida que a água avançava. Na segunda fase, ao alcançar a superfície da rocha iniciou-se a saturação, o que fez a frente de molhamento se movimentar de modo ascendente, em direção a superfície do solo, em função do gradiente de potencial matricial, realizando, assim, a saturação completa do perfil.

2.5.2.2 Fluxos preferenciais em macroporos

O fluxo preferencial geralmente acelera o movimento da água no solo e representa uma fração menor da porosidade total do solo (Allaire *et al.*, 2009). Existem diferentes fluxos preferenciais, sendo possível considerar como principais: os fluxos por fissuras/rachaduras (*crack flow*), fluxos laterais (*throughflow*) e fluxos através de macroporos (*pipes*).

Os tubos e macroporos no solo podem se originar através de atividades biológicas, como crescimento de raízes e caminhos escavados por animais, como também por erosão através de

fluxos subsuperficiais (Knapp, 1978; Zhang, Y. *et al.*, 2016). Os bioporos, gerados pela atividade radicular, normalmente são tubulares e podem alcançar vários metros, em direções verticais e laterais, além de serem capazes de penetrar camadas bem compactadas (Beven e Germann, 1982; Beven e Germann, 2013).

Sistemas de raízes mortas e apodrecidas em profundidade podem criar esses caminhos para conduzir a água livre, principalmente no sentido vertical (Whipkey e Kirkby, 1978), sendo comum as raízes novas seguirem os canais de raízes antigas (Beven e Germann, 1982). Os canais deixados pelas raízes decompostas podem alterar a estrutura do solo e aumentar a entrada de água no solo (Yu *et al.*, 2015).

Do mesmo modo, os macroporos criados durante o crescimento das raízes também aumentam a taxa de infiltração e conduzem mais rapidamente os fluxos no interior do solo (Lange *et al.*, 2009; Bargués *et al.*, 2014). Tal comportamento foi visto por Archer *et al.* (2016) ao constatar que as taxas de infiltração aumentaram em florestas mais antigas, em função da maior proporção de macroporos e maior conectividade destes poros, gerados por um grande número de raízes na matriz do solo; o que permitiu maior condução de fluxos preferenciais para as camadas mais profundas, aumentando a umidade nesta parte do perfil.

Quando as raízes conduzem os fluxos preferenciais verticais, permitem que a água da chuva desvie da matriz do solo e se mova para abaixo da zona radicular, onde terá um papel fundamental no abastecimento de águas subterrâneas, como também no fluxo de base (Cheng *et al.*, 2017). O movimento da água através dos caminhos preferenciais atingem maiores profundidades à medida que os solos se tornam mais úmidos (Sidle *et al.*, 2001).

Esta penetração profunda da água através de macroporos verticais também pode ser gerada por canais de minhocas, sobretudo, em ambientes tropicais (Colloff *et al.*, 2010). A escavação de minhocas cria caminhos de fluxo preferenciais verticais bem estruturados, com alta continuidade, permitindo uma boa condução de água ao longo do solo (Bachmair *et al.*, 2009). No entanto, os macroporos formados pela fauna normalmente estão concentrados próximo da superfície, variando em torno de 1mm à 50 mm de diâmetro até buracos (formados por animais escavadores) (Beven e Germann, 1982).

2.5.2.3 Fluxo subsuperficial no contato solo-rocha sem a presença de fraturas

Em escala de encosta, os caminhos dos fluxos de água nem sempre são determinados pela topografia da superfície do solo (McDonnell, J J., 2003). A superfície da rocha pode

condicionar o movimento da água e dependendo da sua forma e permeabilidade pode condicionar diferentes processos hidrológicos.

Quando o substrato rochoso é impermeável ou semi-permeável funciona como uma camada de impedimento, o que pode controlar a dinâmica espacial de molhamento da encosta (Freer *et al.*, 2002). A superfície da rocha, com baixa permeabilidade, impede a passagem vertical da água, condicionando zonas de saturação transitórias e consequentemente o desenvolvimento de fluxos laterais em direção a base da encosta (Weiler e McDonnell, 2007; Katsura *et al.*, 2008). Gabrielli *et al.* (2012) monitoraram uma encosta com em Maimai, na Nova Zelândia, e perceberam que o substrato rochoso (sem fraturas) condicionou a formação de fluxo subsuperficial lateral durante precipitações intensas, sem receber nenhuma contribuição direta de águas subterrâneas (Figura 3).

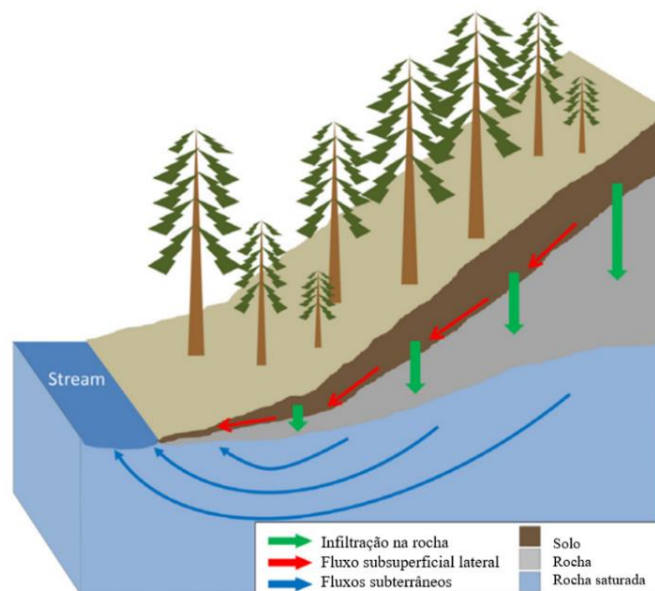


Figura 3: Modelo conceitual hidrológico da encosta, elaborado por Gabrielli *et al.* (2012), mostrando o fluxo subsuperficial lateral formado na interface solo-rocha, além de fluxos infiltrando a partir do solo para o interior da rocha e fluxos subterrâneos (Adaptado de Gabrielli *et al.*, 2012).

A distribuição dos fluxos na encosta são altamente dependente da topografia da rocha, mas também da precipitação total dos eventos. Diversas pesquisas afirmam que a formação deste tipo de fluxo depende da conexão de pontos de saturação transitórios na encosta durante uma quantidade de chuva específica, para em seguida ocorrer a ativação do fluxo (Tromp-Van e McDonnell, 2006a; Uchida *et al.*, 2003). Após uma precipitação com volume total superior a 55mm, este processo, denominado como “*fill and spill*” ocorre quando o nível de saturação em microdepressões da rocha se expandem, derramando em direção a baixa encosta (Tromp-Van Meerveld e McDonnell, 2006b). Este processo induz o aumento da poro-pressão positiva e pode, ainda, provocar uma rápida propagação de deslizamentos na encosta (Lanni *et al.*, 2013).

Por outro lado, alguns fatores ambientais como a profundidade do solo podem amortecer o efeito da chuva e afetar a conectividade do fluxo sobre a superfície da rocha. Hopp e McDonnell (2009) observaram em seus estudos que durante eventos de precipitações a água era redistribuída nos solos mais profundos e conduzidas às microdepressões da rocha, dificultando a saturação na interface solo-rocha. Desse modo, os padrões (isolados) de saturação refletiram, a profundidade do solo, assim como a forma e impermeabilidade da superfície da rocha.

De modo semelhante, Tromp-Van Meerveld e McDonnell (2006) perceberam que a topografia do substrato rochoso e a profundidade do solo (mais raso) controlaram o fluxo subsuperficial lateral, durante pequenas precipitações com condições antecedentes de umidade no solo; enquanto, a topografia da rocha pareceu ser o principal condicionante durante precipitações médias e grandes.

Corroborando Kosugi *et al.* (2006) ao realizar estudos em uma bacia com granito e solos de diferentes espessuras sob precipitações médias, verificou um aumento da intensidade de percolação da água até a interface com a rocha, formando fluxo lateral saturado sobre a superfície do substrato rochoso. Após terminar a chuva, os autores constataram que a zona saturada diminuiu gradualmente e o fluxo cessou, mostrando uma relação direta da chuva com o comportamento do fluxo.

2.5.2.4 Exfiltrações de fluxos por fraturas

A formação de fluxos subsuperficiais laterais e zonas saturadas transitórias na interface solo-rocha pode ocorrer através de exfiltrações do substrato rochoso (Mathewson e Keaton, 1990; Montgomery *et al.*, 2002). A ocorrência de fluxos por exfiltrações ocorre pelo aumento da pressão da água, tornando este movimento ascendente até ser jorrado do interior de fraturas para o solo (Brönnimann *et al.*, 2013); onde pode, inclusive, provocar o aumento da poro-pressão positiva e desencadear deslizamentos na encosta (Mathewson e Keaton, 1990).

De acordo com Uchida *et al.* (2002) a exfiltração pela rocha é fortemente controlada pela intensidade e duração da precipitação. Os autores observaram que a ocorrência de exfiltração da água subterrânea pela rocha contribuiu para a formação de uma zona saturada transitória no contato solo-rocha, que variou conforme a quantidade e intensidade da chuva.

Nessa mesma linha, Montgomery *et al.* (1997) também perceberam essa relação em um monitoramento realizado uma bacia experimental em Oregon nos EUA, com solo coluvial sob substrato rochoso fraturado (Figura 4). Os autores observaram que na porção mais elevada da

encosta, os fluxos subsuperficiais foram conduzidos do solo para as fraturas da rocha adjacente. Quando a quantidade de fraturas diminuiu na baixa encosta, o fluxo exfiltrou da rocha para o interior do solo sobrejacente, fluindo lateralmente pelo solo até a jusante, durante precipitações.

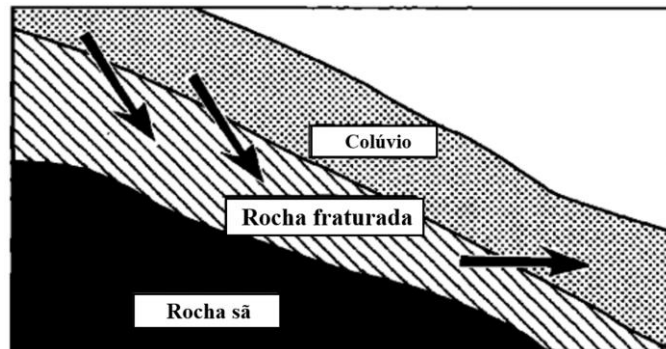


Figura 4: Esquema mostrando fluxos subsuperficiais entrando em fraturas do substrato rochoso na alta encosta e exfiltrando para o solo na porção mais baixa da encosta, onde gerou um fluxo lateral na interface solo-rocha (Modificado de Montgomery *et al*, 19997).

Ao contrário dos autores anteriores, Masaoka *et al.* (2016) ao monitorar uma área montanhosa íngreme, situada em Hirudani no Japão, percebeu a ocorrência constante de exfiltração de um fluxo de água subterrânea, independentemente das condições de precipitação, contribuindo para a formação de um fluxo subsuperficial lateral na interface solo-rocha (Figura 5). Neste caso, a formação do fluxo lateral ocorreu pela água que infiltrou no solo e por estas exfiltrações de água subterrânea, a partir de uma área na alta encosta, que gerou o fluxo na interface solo-rocha, contribuindo para a área saturada mais abaixo.

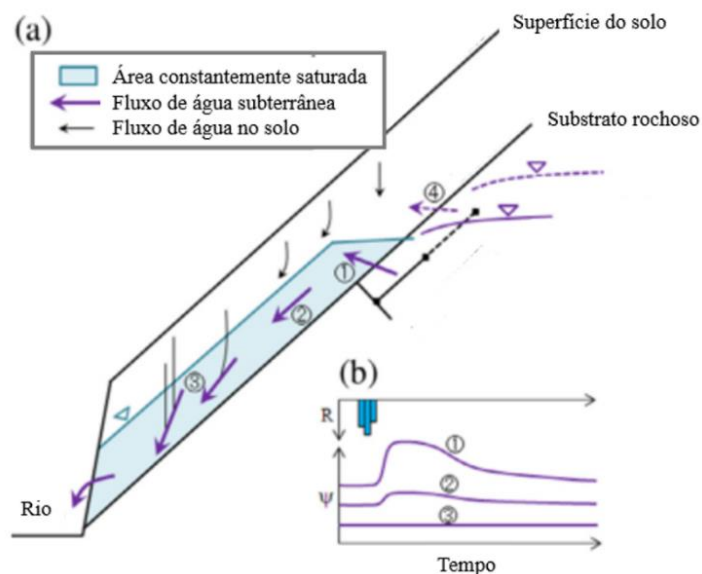


Figura 5: Desenho esquemático com fluxo subsuperficial lateral saturado, formado pela água da chuva no solo e por água subterrânea através de exfiltrações (Modificado de Masaoka *et al*, 2016).

Em estudos semelhantes em bacias com rocha granítica no Japão, Katsura *et al.*, 2008 e Katsuyama *et al.* (2005) observaram que logo após precipitações intensas iniciarem, um fluxo saturado se desenvolveu na interface solo-rocha através da água proveniente da infiltração no solo, como também por exfiltração da rocha intemperizada e fraturada.

Na encosta de estudo deste trabalho, não foi realizado um mapeamento de fraturas do substrato rochoso, mas vale mencionar que elas podem existir e contribuir tanto para a drenagem da encosta, como para a formação de fluxos ou zonas saturadas na zona de contato solo-rocha.

3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A encosta de estudo está localizada, no distrito de Corrêas, pertencente ao município de Petrópolis, situado na região serrana do Estado do Rio de Janeiro - RJ (Figura 6). Esta encosta está localizada na porção nordeste da bacia do rio Bonfim, em torno de 1500m de altitude.

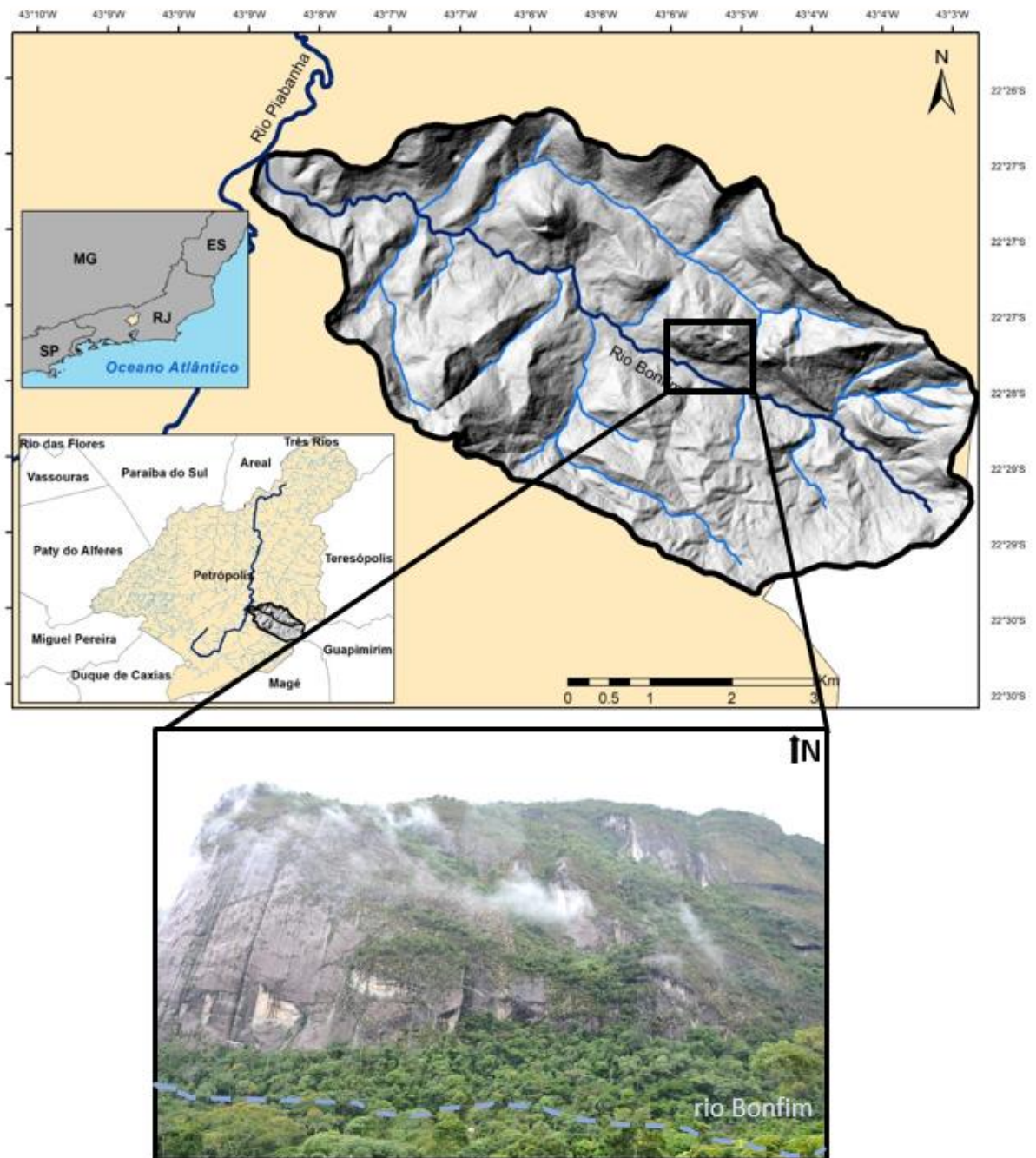


Figura 6: Localização da encosta de estudo, na porção NO da bacia do rio Bonfim (Fonte: Mapa elaborado por Christiane Stefany Brazão Pinto, 2018).

Ao longo de toda a região serrana há a presença de elevações rochosas, conhecidos como “pães de açúcar”, que são considerados tipos específicos de *inselbergs* dômicos (*bornhardts*), por estarem relacionados ao clima úmido e relevo montanhoso. A encosta alvo desta pesquisa é composta por um afloramento rochoso na sua porção superior, em contato abrupto com o solo e foi escolhida por ser representativa deste tipo de ambiente. Este afloramento também será chamado, neste trabalho, de “paredão rochoso”.

3.1 ASPECTOS AMBIENTAIS: DA REGIÃO SERRANA À BACIA DO BONFIM

As escarpas da Serra do mar apresentam uma elevada pluviosidade por estarem em latitudes médias e próximas do oceano, sendo consequentemente condicionadas pelo sistema atmosférico regional com atuação, sobretudo, de massas de ar polares, tropicais e frentes frias (ICMBio, 2008).

A região serrana do estado do Rio de Janeiro estabelece uma barreira física ao avanço dos sistemas frontais, criando um efeito orográfico, o que torna o clima ainda mais úmido com elevada pluviosidade, que pode atingir acima de 2000mm anuais nos setores mais elevados da serra (Dantas *et al.*, 2005)

O clima da região, de acordo com a classificação de Köppen, é mesotérmico brando superúmido, com temperaturas médias entre 13°C a 23°C e índice pluviométrico médio anual entre 2.300mm a 2.500mm, apresentando duas estações bem definidas, com concentrações de chuvas de dezembro a março e período de seca nos meses de junho a agosto (ICMBio, 2008). Na bacia do Bonfim, a precipitação é mais elevada próxima aos divisores de drenagem com média anual superior a 2.000mm, que decresce em direção ao exutório da bacia para 1.300mm, podendo alcançar 900mm (Silva, 2013).

A maior parte dos episódios de precipitações na região tem caráter frontal ao longo do ano. A frente fria formada pelo encontro da massa tropical atlântica e da massa polar atlântica condiciona precipitações na área, porém sua atuação é diferenciada ao longo do ano, devido a influência das estações. No verão é comum a ocorrência de sistemas convectivos, os quais elevam significativamente os índices pluviométricos, caracterizando este período como a estação chuvosa.

Mesmo com um clima úmido, em termos gerais, os mantos de alteração não são profundos, pois os terrenos das elevações são constituídos em sua maioria por gnaisses granitóides e granitos, rochas ricas em quartzo e por isso resistentes aos processos intempéricos.

A região serrana do estado do Rio de Janeiro, inserida no reverso da Serra do Mar, acompanha a tendência estrutural do substrato geológico, atravessando praticamente todo o território do Estado do Rio de Janeiro numa direção WSW-ENE. Os escarpamentos da Serra são resultantes do soerguimento e basculamento de blocos escalonados (Asmus e Ferrari, 1978).

A geologia desta região (Figura 7) está associada a uma ampla faixa de dobramentos de idade Proterozóica, composta predominantemente por rochas ígneas (granitoides tardi e sin-colisionais) e por rochas de alto grau metamórfico (gnaíesses) (Heilbron *et al.*, 2016).

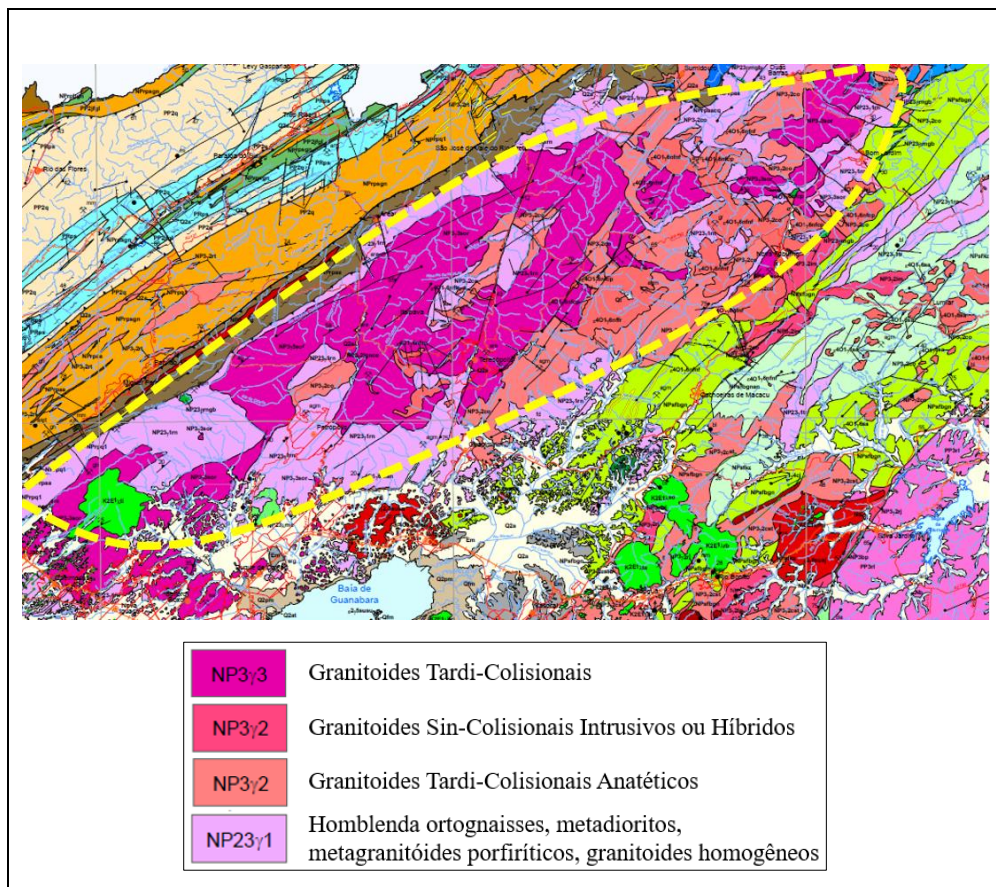


Figura 7: Recorte do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, com destaque (em linha tracejada amarela) na região serrana. Escala original do mapa:1:400.000. Fonte: Heilbron *et al.*, 2016.

No estado do Rio de Janeiro, um batólito granítico se estende pelas escarpas da crista principal da Serra do Mar, alcançando cerca de 140km de extensão, denominado de Batólito Serra dos Órgãos (Grossi Sad *et al.*, 1980). A bacia do Bonfim está inserida nessa litologia, correspondendo ao domínio dos gnaíesses granitoides. Estes gnaíesses se caracterizam pela granulação grossa, índice de cor de meso a leucocrático, foliação descontínua dada por aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada e quartzo em grandes cristais acinzentados (Tupinambá *et al.*, 2012).

O relevo acompanha a geologia regional, sendo marcado por um controle estrutural, com escarpas dissecadas condicionadas por alinhamentos, com a presença de afloramentos rochosos. Os fundos dos vales são estreitos e se desenvolvem ao longo de fraturas tectônicas persistentes, nas quais apenas os rios de maior tamanho são capazes de gerar depósitos fluviais (Avelar *et al.*, 2013).

A geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro é composta por morros e planícies costeiras com maciços rochosos isolados, o que gera um contraste com a região serrana (Avelar *et al.*, 2016). O relevo da serra é formado por encostas íngremes com elevados gradientes e amplitudes topográficas, com colúvios e depósito de tálus na base das encostas (Dantas *et al.*, 2005). Além disso, há ainda algumas áreas de colinas intermontanas. O alto grau de declividade das encostas da região serrana dificulta a ocupação humana, mas por outro lado é justamente o que permite que ainda exista áreas de Mata Atlântica preservadas.

Petrópolis insere-se na Serra dos órgãos e possui um relevo com as mesmas características descritas para a região serrana do Rio de Janeiro, com altitudes locais que variam em torno de 1.000 metros e determinam condições climáticas específicas. Na Bacia do Bomfim as altitudes variam em torno de 900 a 2.260 metros e os terrenos apresentam declividade acentuada variando entre 0° a acima de 45°; tendo pontos com cotas bem elevadas, como Pedra do Açú (2.230m).

A região serrana, de modo geral, apresenta solos rasos e muito lixiviados, (Cambissolos e Latossolos), devido ao clima muito úmido proporcionado pelas massas de ar oceânicas; enquanto nas áreas mais declivosas e próximas dos afloramentos rochosos é comum a ocorrência de Neossolos Litólicos, que são solos extremamente rasos (Dantas *et al.*, 2005).

Em relação a bacia do Bonfim, ainda não há mapa de solos em escala de detalhe. Entretanto, Martins *et al.* (2007) realizou um mapeamento pedológico do Parque Nacional Serra dos Órgãos (PARNASO), onde está inserida a bacia, na escala de 1:100.000. O mapeamento foi executado a partir de saídas à campo e análises físicas e químicas em laboratório, definindo assim sete unidades dentro do parque: Afloramentos Rochosos, Neossolo Litólico distro-úmbrico, Cambissolo Háptico distrófico e Latossolo Amarelo distrófico, tendo algumas variações dessas classes. Neste mapeamento, o vale do Bonfim está representado por Afloramentos Rochosos, Cambissolos e Neossolos Litólicos. Nesta última classe (predominante) os solos são pouco desenvolvidos e rasos, com alta erodibilidade, devido à baixa espessura, causada pela alta declividade local.

No entanto, apesar da baixa espessura dos solos da região serrana, o clima úmido permite o desenvolvimento da Floresta Ombrófila Densa, também denominada de Floresta

Pluvial Tropical. Esta floresta apresenta uma fitofisionomia perenifólia, com árvores de grande porte podendo atingir até 40 m de altura e densa vegetação arbustiva, composta por samambaias arborescentes, bromélias e palmeiras, com abundantes trepadeiras e epífitas (Inventário, 2015).

Esta região apresenta principalmente a Floresta Ombrófila Densa Montana, situada ao longo das encostas dos planaltos e/ou serras da região, a partir de 500m até 1500m de altitude (IBGE, 2012). A floresta Montana é composta por árvores de elevado tamanho, com altura das copas em torno de 20 metros. Nas áreas mais elevadas e próximas de afloramentos rochosos, surgem refúgios vegetacionais representados pela Floresta Ombrófila Densa Alto-Montana (Mata Nebular) e em alguns trechos por Campos de Altitude, devido ao clima mais frio e solos muito rasos.

Nas últimas décadas, grande parte da mata original sofreu impacto com o processo da expansão urbana e áreas de agricultura. Nas áreas que foram devastadas e depois abandonadas é comum a ocorrência de vegetação secundária em diversos estados sucessionais (ICMbio, 2007). Atualmente, os trechos de floresta mais preservados estão em grande parte restritos às áreas de maior declividade do relevo, pela dificuldade de ocupação das encostas da região.

Estas florestas interferem diretamente na dinâmica hidrológica da encosta, tanto facilitando a infiltração através das raízes, como também protegendo a superfície do solo de processos erosivos através de suas copas e pela espessa camada de serapilheira, geralmente formada nestes ambientes.

3.1.1 Paredões rochosos na região serrana do Rio de Janeiro – “*pães de açúcar*”

Os paredões rochosos (Figura 8) são feições típicas da região serrana do Rio de Janeiro e são denominados como *inselbergs* dômicos (*bornhardts*). Estas formas são elevações residuais, constituídas por rocha maciça, topo convexo, encostas íngremes, geralmente sem a presença do manto de alteração e com contato abrupto em relação aos terrenos circundantes que sofreram erosão (Bigarella *et al.*, 1994).

Existem vários tipos de *inselbergs*, presentes no mundo todo em diferentes zonas climáticas, tanto em regiões com florestas úmidas como em regiões áridas e semi-áridas (Bigarella *et al.*, 1994; Migón, 2006). No entanto, estas elevações podem se originar de diferentes maneiras, como através do tectonismo ou por recuo de uma escarpa, mas, geralmente a origem e evolução dessas formas se dá por processos de erosão diferencial (Twidale, 2007)



Figura 8: Paredões rochosos na região serrana do Rio de Janeiro (Foto: Francisco Dourado, 2019).

Os afloramentos rochosos presentes na região serrana do Rio de Janeiro (Figura 9), assim como mencionado anteriormente, são nomeados como *bornhardts*. Estes são tipos específicos de *inselbergs*, por apresentarem forma dômica e pela possibilidade de estarem relacionados a relevos montanhosos (Migón, 2006). No entanto, como os *bornhardts* podem estar associados a qualquer clima, os afloramentos do RJ são mais conhecidos como “pães de açúcar” por estarem associados ao clima úmido, os quais são gerados principalmente pelo processo de intemperismo e erosão diferencial.



Figura 9: “Pães de açúcar” em Petrópolis, na região serrana do RJ. Na foto à direita, reparar na esfoliação esferoidal da elevação, onde é nítida a cicatriz feita pelo desprendimento de placas rochosas (Foto: Júlia Guimarães, 2018).

Nestes casos, os *inselbergs* têm origem em subsuperfície, onde o progressivo avanço do intemperismo diferencial atua erodindo o material menos resistente, o que faz com que a rocha

maciça e, portanto, mais resistente se sobressaia, constituindo uma elevação residual (Bigarella et al., 1994). Depreende-se, assim, que estas elevações são formadas durante mudanças climáticas cíclicas, em uma escala de tempo geológica.

Essas rochas resistem ao longo do tempo por diferentes razões, como presença de massa rochosa pouco fraturada, enriquecimento em quartzo e/ou feldspato potássico ou diferenças petrográficas (Migón, 2006). No entanto, dificilmente a sua origem está relacionada apenas ao controle litológico mas, sobretudo, à diferenças de densidade de fraturas do substrato rochoso (Twidale, 1981).

A maioria dos “pães de açúcar” são constituídos por granitos ou gnaisses (Twidale, 1980) e correspondem a núcleos rochosos menos diaclasados, refletindo variações primárias do grau de fratura de toda a massa rochosa (Migón, 2006). Estas fraturas geralmente são provocadas pelo alívio de pressão, pois a remoção do manto de alteração das rochas diminui a pressão de sobrecarga, provocando uma expansão progressiva da rocha subjacente. Assim, desenvolve-se um sistema de fraturas de descompressão, dispostas concentricamente, o que forma uma estrutura dômica (Bigarella et al., 1994)

As fraturas por descompressão geram esfoliação esferoidal, um processo lento e contínuo, que provoca o desprendimento de sucessivas placas rochosas, conferindo à morfologia uma estrutura em “forma de cebola”, sendo responsável pela arredondamento dos topos e gradual diminuição da altura (Bigarella et al., 1994). Além disso, estas elevações apresentam alta declividade e amplitude altimétrica, o que dificulta a ação do intemperismo químico, permitindo, portanto, a preservação da rocha exposta na superfície (Martins et al., 2007).

Estas elevações residuais podem gerar diferentes tipos de interferência na paisagem ao seu redor, como na dinâmica hidrológica local, assim como mostra o trabalho de Lunguinho et al. (2016), que gerou o índice topográfico de umidade para uma cadeia de inselbergs e para um *inselberg* em específico, em Paraíba, no nordeste do Brasil. Nos resultados, os autores constataram que os *inselbergs* exercem uma influência direta na existência de áreas mais úmidas na Caatinga, mesmo em situação de baixa pluviosidade, visto que durante as chuvas, a água escoar na superfície do paredão rochoso infiltrando no solo abaixo. Além disso, de acordo com Bigarella et al. (1994), este escoamento proveniente da face da rocha, consegue percolar rapidamente entre os dedritos grosseiros e placas rochosas, situados na base dos *inselbergs*, originando fluxos subsuperficiais ao longo das encostas.

3.1.2 Pesquisas desenvolvidas na bacia do rio Bonfim

Algumas pesquisas hidrológicas foram desenvolvidas na bacia do Bonfim, sendo possível destacar a de Lawall (2010) e Lawall (2018) que mostram a influência do uso e cobertura da terra na hidrologia dos solos. A autora, em 2010, através do monitoramento do potencial matricial e mensuração de propriedades físico-hídricas da bacia, constatou que as áreas com florestas apresentam maior infiltração e condutividade hidráulica saturada que as de agricultura e pastagem. Nos resultados, a área florestada (situada na mesma encosta de estudo desse trabalho) apresentou valores altos de taxa (média) de infiltração, com cerca de 50 cm/h; assim como a média dos valores de condutividade hidráulica saturada também foram altos, de 2.40×10^{-5} e 3.88×10^{-5} cm/s em respectivamente 0,2m e 0,5m de profundidade.

Esta encosta apresentou alto percentual de porosidade total, com valor médio de 46% e macroporosidade em torno de 30%. Além disso, Lawall constatou que estes solos sob florestas, não atingem saturação com precipitações inferiores a 40mm/hora. Vale ressaltar, ainda, que estes ensaios, realizados pela autora, ocorreram na mesma encosta de estudo desta dissertação.

Lawall (2018), na sua tese de doutorado, deu continuidade à pesquisa anterior, buscando compreender a hidrologia dos solos, a partir da relação estabelecida entre os diferentes tipos de uso e cobertura da terra e das propriedades físicas do solo, sob chuvas intensas. A autora percebeu, que durante o período de quatro anos de monitoramento, estas chuvas não foram suficientes para gerar saturação completa dos solos com cobertura florestal, que apresentaram fluxo vertical rápido e efeito cascata com baixa retenção.

Lawall (2018) constatou, ainda, que a diferença de topografia e o tipo de solo influenciaram o comportamento hidrológico dos solos das duas áreas de florestas analisadas; visto que a encosta com superfície do terreno côncava e solo com maior percentagem de microporos, apresentou maior umidade e retenção de água do que a com maior declividade. Além disso, de acordo com a autora, a umidade desta encosta (a mesma deste estudo) também está relacionada com a proximidade do afloramento rochoso, que pode estar acrescentando fluxos de água no solo.

Outra pesquisa hidrológica desenvolvida no Bonfim, é a dissertação de Silva (2014), que realizou a simulação da vazão da bacia, através do modelo hidrológico SWAT (*Soil Water Assessment Tools*), com o objetivo de analisar o comportamento da produção de água diante às mudanças de uso e cobertura. A autora concluiu que nos cenários com 100% da bacia coberta por agricultura, a vazão média aumentou. Mas, por outro lado, nos cenários em que as florestas foram mantidas apenas nas cabeceiras de drenagem (área pertencente ao Parque) já seria o

suficiente para manter níveis médios da vazão na bacia; sendo possível concluir a importância de parques ambientais para a manutenção dos níveis de vazão.

Outros trabalhos realizados nesta região, estão relacionados direta ou indiretamente com a hidrologia, como a dissertação de mestrado de Goulart (1998), que analisou a susceptibilidade dos solos à erosão. Há também o estudo de Guimarães *et al.* (2009), que relaciona a quantidade de chuva com a estabilidade das encostas, no Parque Nacional Serra dos Órgãos (onde está inserida a bacia do Bonfim). O autor fez uma análise temporal das áreas susceptíveis a deslizamentos rasos, utilizando o modelo de previsão SHALSTAB. A bacia foi considerada quase totalmente estável, com raros pontos instáveis, como as áreas de paredões rochosos, sobretudo, durante os meses de verão, quando as chuvas são mais intensas e frequentes.

3.1.3 Encosta de estudo

A encosta escolhida para realizar os estudos de detalhe é constituída por um paredão rochoso em contato abrupto com o solo (depósito de tálus), tendo como limite inferior o rio do Bonfim (Figura 10), o qual é um afluente do rio Piabanha, um dos principais rios que atravessa a região serrana do Rio de Janeiro.

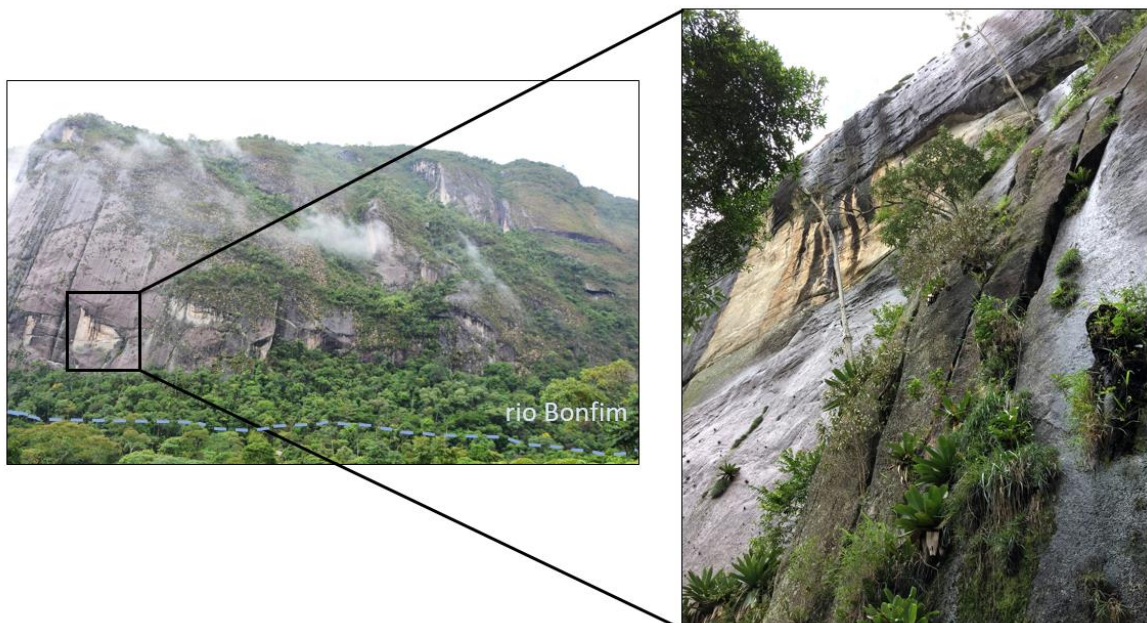


Figura 10: Encosta de estudo com o rio Bonfim na sua base. A foto ao lado mostra o detalhe de fraturas na superfície do paredão rochoso. Reparar também na umidade ao longo da rocha (Foto: Maria Maria R. Lamas, 18/02/2019).

A encosta possui cerca de 450m de altura, dos quais cerca de 400m compõe o paredão rochoso. O comprimento da encosta, a partir do paredão rochoso até o rio do Bonfim constitui próximo de 115m. A forma da encosta (na porção sem o paredão rochoso) é retilínea-convexa, com declividade em torno de 27% à acima de 100%¹ e o setor mais íngreme está na alta encosta. Na base da elevação, há um corte antrópico com a presença de um aterro, onde há uma rua e poucas construções.

O afloramento rochoso (Figura 11 e 12) trata-se de um ortognaisse, uma rocha altamente resistente, o que faz com que os processos intempéricos, tanto físicos como químicos, se tornem mais lentos. Este afloramento possui topo com forma arredondada e apresenta alta declividade, com trechos acima de 100%.



Figura 11: Parte “frontal” do paredão rochoso na encosta (Foto: Francisco Dourado, 2019).

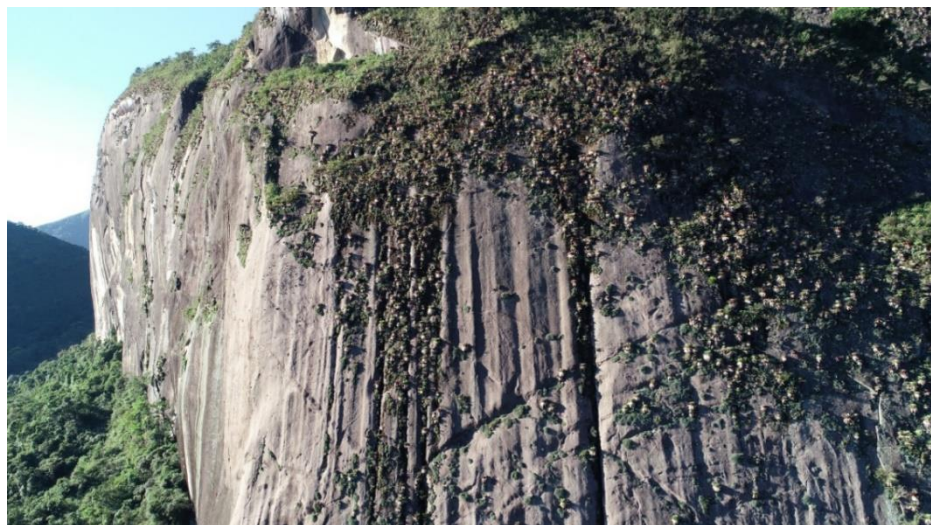


Figura 12: Porção frontal e lateral esquerda da superfície do paredão rochoso (Foto: Francisco Dourado, 2019).

¹ Declividade obtida a partir de um modelo digital de elevação (MDE).

O depósito de tálus ao longo da encosta, de modo geral, é constituído por placas e blocos de rochas (Figura 13) que se desprenderam do próprio paredão rochoso; como também pela deposição de materiais, através de diferentes tipos de processos, como enxurradas e movimentos de massa. O depósito, ao longo do tempo, sofreu alteração e decomposição contínua, por ação do intemperismo e posterior processo de pedogênese. Assim, a granulometria irregular certamente permite uma rápida percolação da água e os blocos de rocha podem conduzir fluxos preferenciais ou ainda condicionar zonas de saturação.

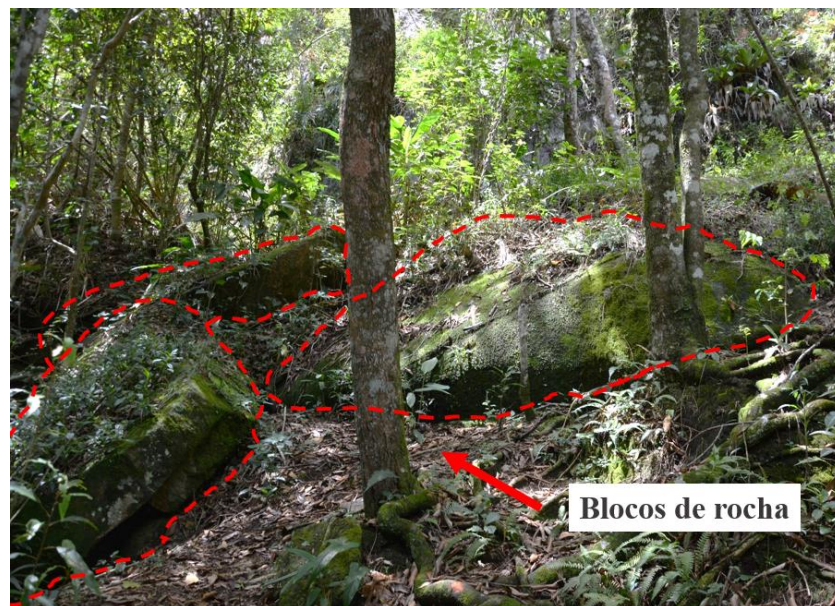


Figura 13: Blocos de rocha no depósito de tálus na encosta de estudo (Foto: Maria Maria R. Lamas, 18/02/2019).

Nesta encosta, há presença de alguns canais efêmeros - que só apresentam fluxo quando chove ou pouco tempo depois da chuva - e alguns canais perenes, tendo um bem delimitado na porção nordeste da encosta, o qual é abastecido em parte pelo escoamento proveniente da superfície do paredão rochoso, além da atuação direta da chuva. O rio Bonfim, situado na base da encosta, apresenta alta energia em resposta ao acentuado desnível altimétrico e flui diretamente sobre o substrato rochoso, contendo, assim, calhaus e matacões ao longo do seu canal.

Ademais, através de observações realizadas em campo durante precipitações, foi possível constatar um significativo escoamento, que ocorre ao longo da superfície do paredão rochoso e acumula e/ou escoar no contato deste com a superfície do solo, onde se formou um desnível gerado pela erosão da água (Figura 14).



Figura 14: A primeira imagem mostra a superfície do paredão rochoso úmida e o solo em contato bem encharcado. Na imagem ao lado, há um escoamento ao longo do paredão rochoso durante um episódio de precipitação. A última foto, mostra um acúmulo e escoamento de água no contato do solo com o paredão (Foto: Maria Maria R. Lamas, fevereiro de 2018).

Em relação ao solo, a média e baixa encosta é constituída por Latossolo Amarelo Distrófico psamítico, segundo a classificação do mapeamento de detalhe realizado pelos pesquisadores da EMBRAPA-RJ na Bacia do Bonfim. Parte da elaboração deste mapeamento foi realizado com pesquisa de campo, coletas e análises físico-químicas, no entanto, ainda está em fase de finalização.

Os solos desta encosta possibilitaram o desenvolvimento de uma vegetação do tipo Floresta Tropical Pluvial Atlântica, assim como na região serrana do RJ. Contudo, devido a degradação causada por cultivos no passado, a floresta original que cobria a encosta foi substituída por mata secundária, que atualmente está em estágio intermediário de sucessão ecológica.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para compreender a influência do paredão rochoso na hidrologia da encosta de estudo, foi realizada a caracterização física do solo através de análises morfológicas e granulométricas; como também o monitoramento hidrológico por meio de estações de potencial matricial, em diferentes posições da encosta. Estas estações medem a tensão em que a água estará submetida no interior do solo e os dados de chuvas foram obtidos através de três estações pluviométricas. A seguir, serão descritos os instrumentos e técnicas utilizadas nesta pesquisa.

4.1 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO

4.1.1 Análise morfológica e granulométrica

Foram executadas cinco sondagens ao longo do transecto (Figura 15), o que permitiu a coleta de amostras em diferentes profundidades até a rocha. Realizou-se a caracterização das amostras em campo e a coleta foi definida conforme a ocorrência de mudanças significativas de textura ao longo do perfil, portanto, amostras representativas destas variações. A obtenção da textura foi realizada com o objetivo de contribuir para compreensão dos processos hidrológicos que ocorrem na encosta, visto que pode interferir na maior movimentação ou retenção da água no solo.

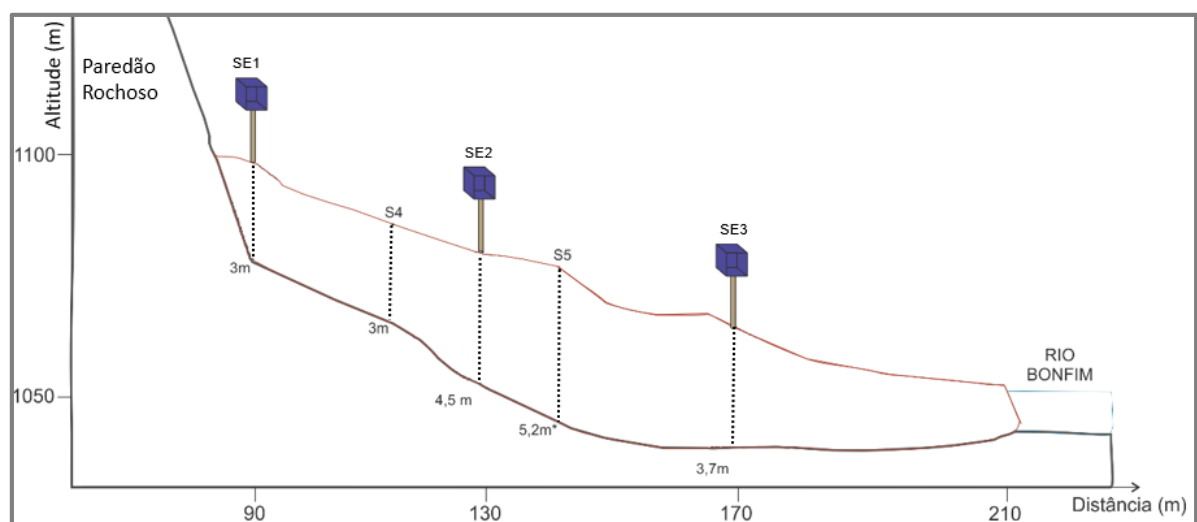


Figura 15: Localização das cinco sondagens realizadas ao longo da encosta, representadas pelas linhas pontilhadas. Obs: Executou-se um recorte no paredão para aproximar a escala.

Executou-se uma sondagem ao lado de cada estação, sendo denominadas de SE1, SE2 e SE3, situadas respectivamente na alta, média e baixa encosta. As outras duas foram realizadas

entre as estações, recebendo a nomeação de S4 e S5. Estes cinco pontos foram definidos, com o objetivo de efetuar a comparação da variação textural nos diferentes setores da encosta.

A sondagem do perfil SE2 foi realizada no interior de uma trincheira, situada ao lado da E2 (média encosta), aberta pelos pesquisadores da EMBRAPA-RJ, assim como mencionado no capítulo anterior. Esta equipe de pesquisadores executou a descrição do solo até 1,40m de profundidade, então a partir desta profundidade até 4,5m a continuidade foi dada por meio desta pesquisa.

Infere-se que todas as sondagens foram executadas até o contato solo-rocha, com exceção apenas da S5 devido a limitação do tamanho do trado. No entanto, foi possível observar que as últimas amostras retiradas na S5 eram partes de rocha bem alterada, com presença de muito material primário, parecendo estar próximo do contato com o substrato. Além disso, a sondagem já estava bem difícil de executar, saindo pouquíssima amostra no trado.

Conforme o método de análise granulométrica proposto pela Embrapa (1997) foi necessário primeiramente secar as amostras, para em seguida, destorroa-las com o uso do almofariz e da mão de gral, evitando a quebra dos grãos. Separou-se as frações grosseiras (areia fina e grossa) por peneiramento, enquanto a argila foi determinada por via úmida, através da pipetagem. Ambas, foram posteriormente secas em estufa e pesadas. O silte foi obtido por diferença das demais frações (areia total e argila) em relação à amostra original. Por último, determinou-se as classes de areia grossa, areia fina, silte e argila.

4.2 MONITORAMENTO HIDROLÓGICO DA ENCOSTA DE ESTUDO

4.2.1 Estações Pluviométricas

O monitoramento de precipitações foi realizado a partir de dados provenientes de três estações pluviométricas instaladas na bacia do Bonfim (Figura 16), onde a encosta experimental está situada. Duas estações são pertencentes a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), denominadas de Vila Açú (VA) e Sítio das nascentes (SN). A terceira estação, chamada de Corrêas, pertence ao Centro Nacional de Monitoramento e alertas de desastres naturais (CEMADEM). No entanto, neste trabalho, a estação Corrêas será denominada de CEMADEM.



Figura 16: Localização espacial das estações pluviométricas, em relação a encosta de estudo (Fonte: Mapa elaborado com imagem gerada pelo Software Google Earth).

Foi necessário utilizar três estações por não existir dados de precipitações completos para o período total de análise em nenhuma das estações situadas na bacia do rio Bonfim. Então, foram escolhidas as estações com maior proximidade da encosta. Os dados da estação SN e da CEMADEM preenchem todo o período, mas também se inseriu os dados da estação VA por ser a mais próxima da encosta de estudo. Abaixo está a tabela 1 com informações sobre a localização, altitude e distância das estações pluviométricas em relação a encosta:

Tabela 1: Informações das estações pluviométricas utilizadas para o monitoramento de precipitações

Nome da Estação	Tipo de estação	Coordenadas (UTM)	Altitude	Distância da encosta	Série Temporal
Vila Açú	Pluviômetro	22°27'41" S 43°5'42" W	980m	616m	Março a junho/2018
Sítio das Nascentes	Pluviômetro	22°28'7" S 43°6'9" W	1100m	1.429m	Março a outubro/2018
CEMADEM	Pluviômetro automático	22°27'40" S 43°5'56" W	972m	766m	Outubro/2018 a fevereiro/2019

Como é possível observar na tabela 1, a estações mais próximas da encosta é a Vila Açú e CEMADEM e a mais distante é a estação Sítio das Nascentes. Esta estação preenche o período inicial (1 e 2) e obtém a maior série temporal (oito meses), ao passo que a estação CEMADEM, completa o período final (3), ambas dentro do intervalo total analisado.

4.2.2 Estações de potencial matricial

O monitoramento do potencial matricial do solo neste trabalho foi realizado através de sensores de matriz granular (GMS), que são versões mais recentes dos sensores convencionais de blocos de gesso e nas últimas décadas passaram a ser comercializados como sensores Watermark (modelo 200SS) produzidos pela empresa Irrometer.

Ambos os sensores (Figura 17) funcionam pelo princípio de resistência elétrica, no entanto o sensor watermark reduz os problemas inerentes aos sensores de gesso (tempo de resposta lento e a dissolução do bloco), através da utilização de um material granular insolúvel e revestimento resistente a corrosão (Shock *et al.*, 2002). O sensor Watermark é constituído em seu núcleo por uma matriz granular, recoberto por uma placa de gesso, revestido novamente por uma matriz granular, onde há dois eletrodos concêntricos inseridos (Shock *et al.*, 2013; Chard, 2019). Além disso, o sensor é revestido externamente por uma membrana sintética e por uma malha de aço inoxidável, para proteção contra deterioração (Cardenas-Lailhacar e Dukes, 2010; Irmak *et al.*, 2014).

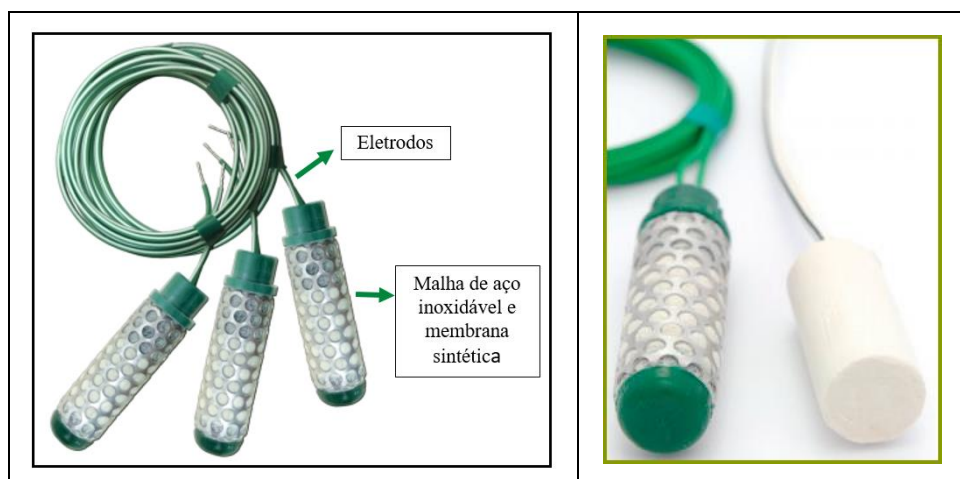


Figura 17: A primeira imagem mostra os sensores Watermark com a indicação de seus materiais, enquanto a segunda mostra a diferença entre os sensores Watermark com os antigos sensores de gesso. Fonte: <http://www.irrometer.com> e <http://www.soilmoisturesensors.es/eng/gbug.htm>.

O material granular do sensor é constituído por uma mistura de diferentes partículas de sílica (Evet *et al.*, 2008), formando uma porosidade que permite o sensor ter um rápido tempo de resposta aos ciclos de molhamento e secamento (Irmak *et al.*, 2014). Estas partículas não se dissolvem na água, então a distribuição do tamanho dos poros deste sensor não muda ao longo do tempo, tornando a calibração mais estável ao longo do tempo (Evet *et al.*, 2008). A placa de gesso, embutida na matriz granular, é composta por sulfato de cálcio (CaSO_4), um sal solúvel, que se dissolve na água presente dentro do sensor, tornando a água mais condutiva,

além de proteger o sensor de mudanças no teor de salinidade do solo (Shock *et al.*, 1998; Bittelli, 2011).

O sensor Watermark mede a resistência ao fluxo de eletricidade para calcular a tensão (sucção) da água no solo (Figura 18), o que reflete o estado de umidade do solo (Shock *et al.*, 2013). O sensor libera uma corrente elétrica no solo para obter a resistência, assim quando o sensor contém muita água, correspondendo a condição de umidade do solo, a corrente elétrica flui bem, pois a água é um bom condutor elétrico; mas à medida que o solo seca, o sensor também seca e a resistência ao fluxo de eletricidade aumenta (Shock *et al.*, 2002; Shock *et al.*, 2013; Irrometer, 2019). A troca de água do sensor com o solo ocorre até a condutividade se tornar constante, estabelecendo, portanto, o equilíbrio entre ambos (Carpena *et al.*, 2005; Cardenas-Lailhacar e Dukes, 2010), pelo menos a um raio de 10 cm, ao redor do sensor (Evet *et al.*, 2008).

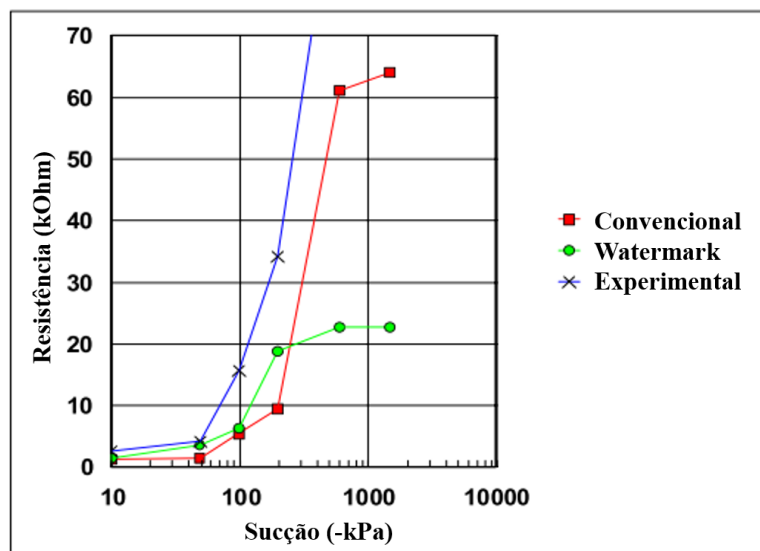


Figura 18: Conversão da resistência elétrica em tensão da água (sucção) de três diferentes sensores de resistência elétrica: um sensor convencional de bloco de gesso, um sensor Watermark e um sensor experimental, mostrando o efeito da diferença de porosidade entre os sensores (Adaptado de Evett *et al.*, 2008).

O gráfico acima demonstra que a leitura (do valor de sucção no solo) realizada pelo sensor Watermark é mais estável, em função do seu material granular constituinte não se dissolver na água, ao contrário dos outros sensores com material solúvel (convencional e experimental). No sensor watermark, para cada valor de resistência elétrica há uma sucção correspondente de modo gradativo, enquanto os demais sensores mostram que em uma determinada resistência, a conversão equivalente para sucção é abrupta. Portanto, o comportamento mais estável do sensor watermark corresponde de modo mais rápido e proporcional as mudanças de sucção no solo (indiretamente da umidade).

O sensor faz a conversão da resistência elétrica (em kOhm) para tensão da água (em kilopascal) usando uma equação linear (Figura 18). Esta calibração também pode ser realizada utilizando outras equações da literatura ou calibrando os sensores para o solo de interesse (Chard, 2019). Nesse sentido, Irmak e Z. Haman (2001) fizeram uma revisão da literatura e utilizaram cinco equações de calibração para avaliar o desempenho do sensor Watermark para dois tipos de solo: um areno-argiloso e o outro arenoso, constatando que o desempenho das equações mostraram alta correlação entre a resistência elétrica obtida pelo sensor e o potencial matricial do solo, quando comparado com a mensuração de tensiômetros.

O sensor Watermark é considerado um dos instrumentos mais eficazes entre os que mensuram a tensão da água no solo, mas em alguns casos específicos é necessário realizar a calibração destes sensores, como: em pesquisas que exigem um alto grau de precisão e em determinados tipos de solo (Spaans e Baker, 1992; Leib *et al.*, 2003). As equações de calibração permitem incluir coeficientes específicos do solo de interesse, obtendo, assim, uma relação mais precisa entre a resistência elétrica e o conteúdo de água para as condições deste solo em específico.

Segundo Shock *et al.* (2002), os solos que podem necessitar desta calibração nos sensores são solos argilosos que possuem alta capacidade de expansão e retração, como também, solos com textura altamente arenosa, visto que, em ambas situações, pode ocorrer um afastamento entre o contato do solo com o sensor, limitando a resposta do instrumento. De acordo com o fabricante (Irrometer), o sensor Watermark não apresenta restrições para solos com presença de silte e argila, independentemente da percentagem; mas em relação a taxa de areia, o sensor pode ser utilizado para solos com no máximo cerca de 80%, para obter uma boa precisão.

Nesta pesquisa, os solos da encosta experimental, se enquadram nesta última característica, portanto não foi necessário a calibração dos sensores. Além disso, estes sensores apresentam maior precisão em potenciais mais baixos, ou seja, quando o solo está mais úmido, sendo justamente esta faixa, a de maior interesse neste trabalho. Assim, como é confirmado por Evett *et al.* (2008), ao mencionar que o alcance efetivo do sensor Watermark é de -10 kPa à -150 kPa, com alta precisão em torno de -10kPa.

Estes instrumentos apresentam um limite de mensuração consideravelmente ampliado, de 0 kPa à -239 kPa, quando comparados aos tensiômetros, que alcançam por volta de -80 kPa, sendo que estes são um dos equipamentos mais utilizados para monitorar a tensão da água no solo. Como vantagens, o sensor Watermark apresenta baixo custo, fácil instalação, exige baixa manutenção e armazena os dados automaticamente (Chávez e Evett, 2012; Irrometer, 2019).

Os sensores Watermark permitem obter, de modo indireto, a umidade do solo, podendo ainda indicar a saturação do solo quando o valor do potencial é zero ou próximo de zero. De modo geral, o fabricante indica a seguinte interpretação para a leitura do potencial matricial, através destes sensores:

Tabela 2: Interpretação dos valores de potencial matricial (Fonte: <http://www.irrometer.com>).

Tensão da água no solo (-kPa)	Interpretação da condição de umidade no solo
0 - 10	Solo saturado
10 - 30	O solo está consideravelmente úmido (exceto para solos extremamente arenosos)
30 - 60	Faixa em que a maioria dos solos começa a secar.
60 - 240	O solo está se tornando extremamente seco.

O monitoramento é feito de forma automática, pois sete sensores são acoplados diretamente a um *datalogger* (Figura 19), onde os dados são registrados em intervalos de 30 minutos. O download dos dados é realizado através da conexão por USB do monitor (modelo 900M) com um notebook em campo e a energia do monitor é mantida por uma bateria de 9-volt, que pode durar até um ano.



Figura 19: *Datalogger* da Estação 2 conectado ao notebook para baixar os dados de potencial matricial da água no solo. Na foto ao lado o *datalogger* em detalhe, sendo possível reparar nos cabos dos sensores conectados, a tela onde visualiza-se os dados, a portabilidade VGA e a bateria (Foto: Rafaela Soares, 23 de maio de 2018).

Assim, o conjunto de sete sensores conectados a um *datalogger* foi denominada, neste trabalho, de “Estação”. Foram instaladas três Estações na encosta de estudo, representadas pelas nomenclaturas E1, E2 e E3, as quais constituem um transecto, tendo como início o paredão rochoso e como limite final o rio Bonfim (Figura 20 e 21).

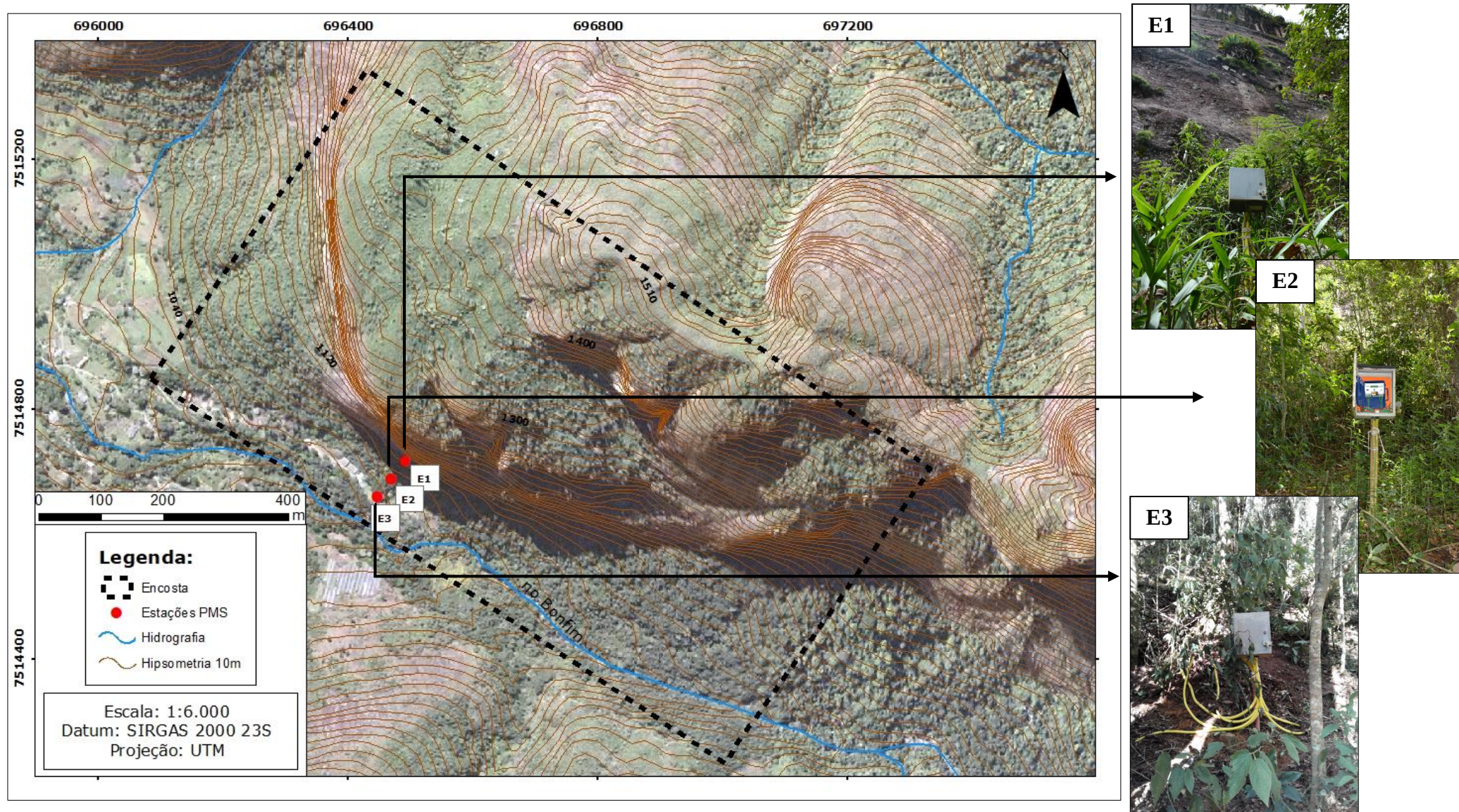


Figura 20: Localização das três estações de potenciais matriciais no solo - PMS (E1, E2 e E3), ao longo do transecto, na encosta de estudo (Fonte: Elaborado pela autora, 2019).

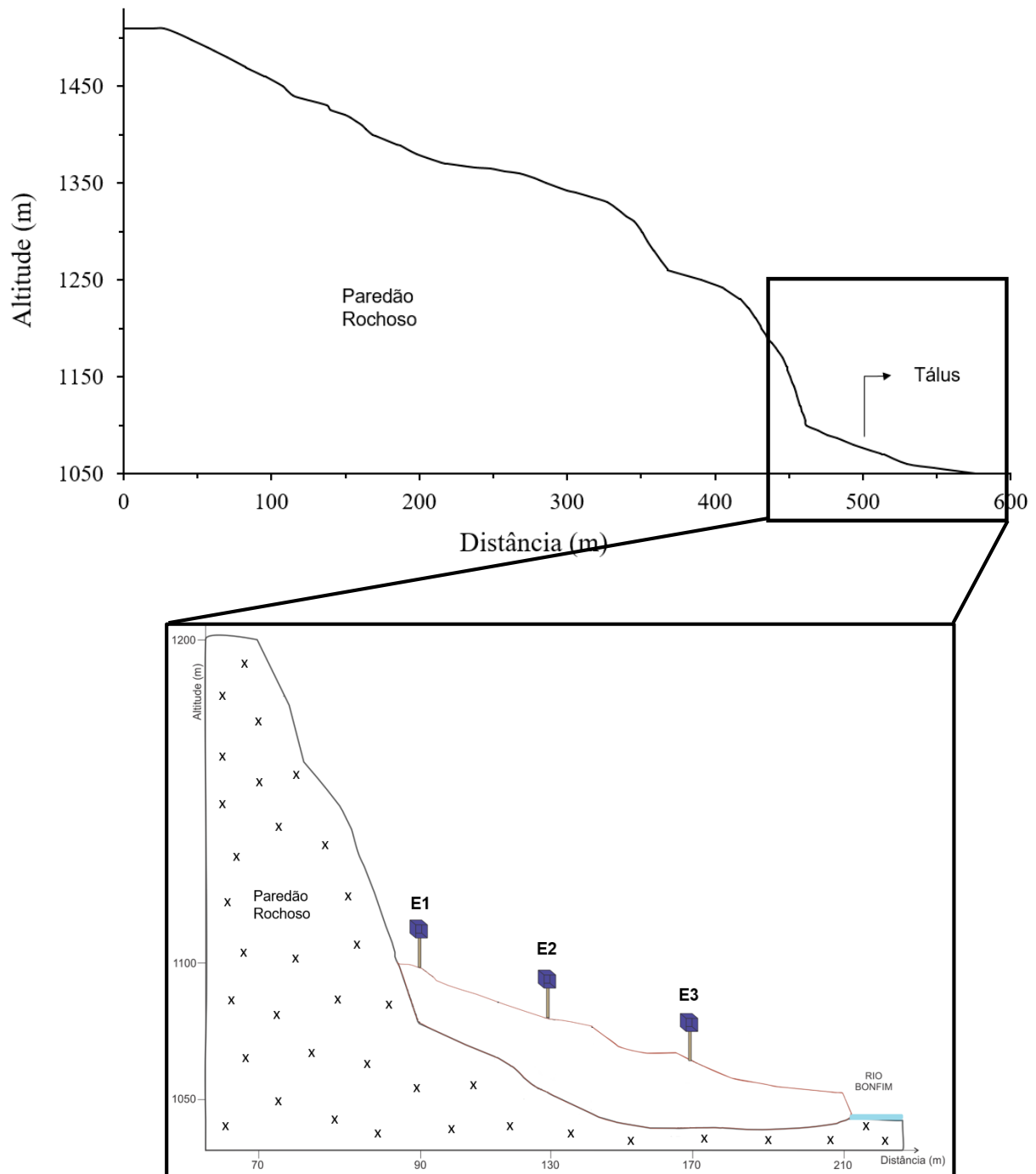


Figura 21: Na primeira imagem, está o perfil topográfico da encosta (gerado a partir de carta topográfica 1:10.000). Na segunda, zoom mostrando parte do paredão rochoso em contato com o depósito de tálus, onde foram instaladas as três estações. Neste zoom a topografia é esquemática, baseada em observações de campo (Fonte: elaborado pela autora, 2019).

É possível configurar o *datalogger* para registrar os dados em diferentes intervalos. Neste trabalho foi definido a cada 30 minutos, posto ser o suficiente para monitorar a variação (indireta) da umidade no solo, conforme os objetivos estabelecidos na pesquisa. Para este intervalo é necessário baixar os dados no máximo a cada três meses, sendo este o limite máximo de armazenamento para o respectivo intervalo.

4.2.2.1 Instalação das estações em campo

A E1 (Figura 22) foi instalada na parte superior da encosta pela proximidade ao paredão rochoso, presente na encosta de estudo. A estação 2 (E2) fora instalada anteriormente por Lawall (2010) em sua pesquisa e foi mantida na mesma localização por estar na média encosta, sendo possível distribuir as outras duas estações com uma distância semelhante entre elas, ao longo desta encosta. A estação 3 (E3) foi inserida na baixa encosta finalizando o transecto. Assim, através desta distribuição das estações, em diferentes posições, é possível analisar melhor a influência do paredão rochoso nos processos hidrológicos da encosta. A instalação da estação 1 e 2 ocorreram nos dias 01 e 02 de março de 2018, enquanto da E3 ocorreu apenas no dia 11 de dezembro de 2018.

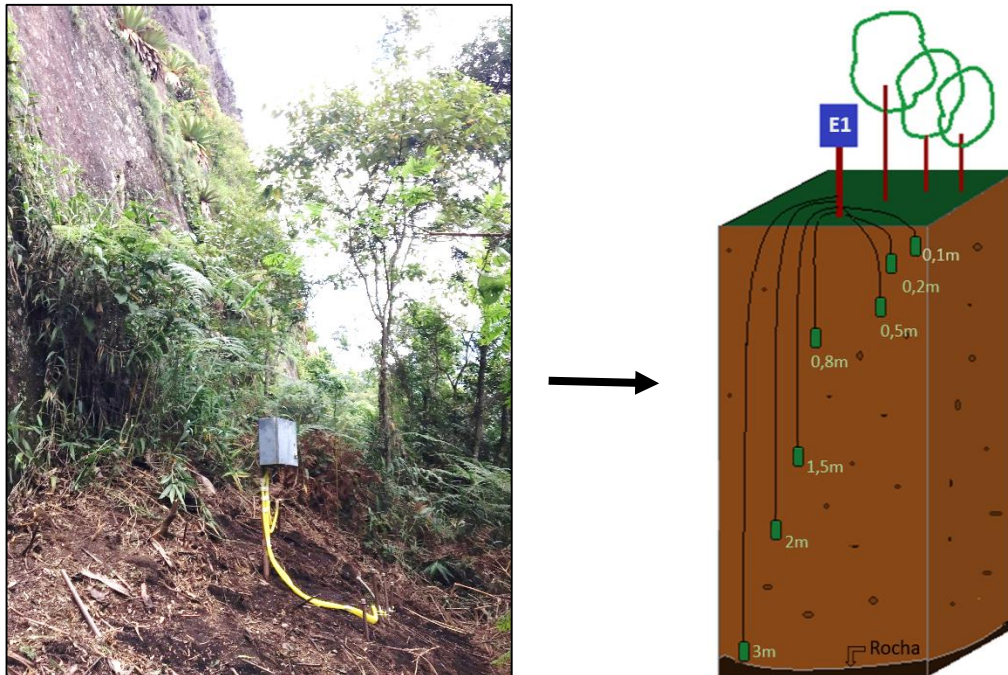


Figura 22: A imagem à esquerda mostra a Estação 1 instalada na porção superior da encosta, em torno de 2m de distância do paredão rochoso. Ao lado há um esquema da estação de potencial matricial com o *datalogger* e o arranjo dos sete sensores nas profundidades escolhidas nesta estação (Fonte: foto e esquema feitos pela autora).

Os sete sensores de cada estação foram instalados em diferentes profundidades ao longo do perfil do solo, distribuídos a partir da superfície até o contato com a rocha. Em todas as estações os quatro primeiros sensores foram mantidos em profundidades iguais, as quais são: 0,1m, 0,2m, 0,5m e 0,8m. Estas profundidades foram estabelecidas por já existir quase 10 anos de dados de potencial matricial, registrados pela E2, no trabalho realizado por Lawall em 2010 e 2018. Assim, estes dados podem ser utilizados em nível de comparação nesta pesquisa. Além

disso, estas profundidades superiores permitem compreender se a umidade no perfil é proveniente da superfície do solo em direção ao fundo do perfil, o que pode ocorrer através do avanço da frente de molhamento ou por fluxos preferenciais.

As outras três profundidades foram apenas distribuídas a partir de 0,8m até o contato solo-rocha, visto que não há descontinuidades significativas em nenhum destes perfis. A espessura do perfil do solo varia de uma estação para outra, portanto, a profundidade dos três últimos sensores são diferentes nas estações, se estabelecendo do seguinte modo: na E1 estes sensores foram instalados em 1,5m, 2m e 3m; na E2 em 2m, 3m e 4,5m e na E3 em 2m, 3m e 3,7m. Estas profundidades foram definidas para compreender se há formação de saturação e/ou fluxo na zona de contato solo-rocha. A tabela a seguir mostra a profundidade de todos os sensores em cada estação:

Tabela 3: Profundidades dos sensores em cada estação na encosta de estudo

Estação	Profundidade dos sensores
E1	0,1m, 0,2m, 0,5m, 0,8m, 1,5m, 2m e 3m.
E2	0,1m, 0,2m, 0,5m, 0,8m, 2m, 3m e 4,5m
E3	0,1m, 0,2m, 0,5m, 0,8m, 2m, 3m e 3,7m

A distribuição dos sensores entre a superfície e o contato solo-rocha permitirá compreender se a umidade ocorre a partir da superfície do solo em direção ao substrato rochoso e/ou ao contrário. A partir disso, será possível compreender como o paredão pode estar influenciando nesses processos hidrológicos da encosta.

Para instalação das estações, o *datalogger* foi posicionado em uma altura de 1,5m da superfície do solo e os sensores enterrados ao redor. Na E1 e E3 os sensores foram posicionados em direção à jusante, enquanto, na E2, em sentido à montante, devido às melhores condições do local para executar a instalação. Antes da instalação, os sensores passaram por 72 horas de preparação, alternando entre períodos de saturação e secamento, sendo inseridos no solo ainda úmidos, conforme as recomendações do fabricante.

Na E1 a abertura dos poços foi realizada com o trado manual tipo holandês com diâmetro de 2” (polegadas). A perfuração foi extremamente fácil, não existindo a necessidade de utilização de trado mecânico neste solo.

Para instalação dos sensores na E2, foram abertos poços com o trado motorizado, modelo MB1 da empresa TRADO (Figura 23), com uma broca tipo holandês de 3” (polegadas), até a profundidade definida para cada um. A utilização deste equipamento, neste caso, ocorreu

principalmente por tornar o procedimento mais rápido, além de facilitar a quebra de possíveis blocos de rochas durante a sondagem. Há uma ferramenta composta por ferro, denominada de trépano, que pode ser acoplada no trado para auxiliar na quebra de algum material mais denso encontrado no solo. Este trado não foi utilizado nas outras instalações pela dificuldade de transportar e manusear em campo, em função do peso deste equipamento. Para instalação da E3, a abertura dos poços foi executada com o trado manual tipo holandês.



Figura 23: a) Uso do trado motorizado para perfuração do solo, onde foram instalados os sensores da E2; b) Tradagem no interior da trincheira ao lado da E2 e descrição de amostras que estavam sendo coletadas durante a perfuração; c) Amostra coletada na broca do trado; d) Amostra coletada (Fonte: Arquivo pessoal, fevereiro de 2018).

Em cada estação realizou-se o mesmo procedimento para instalação dos sensores. Após a perfuração dos poços, inseriu-se os sensores na parte inferior destes orifícios, que foram fechados com o solo extraído das próprias perfurações. Este preenchimento foi realizado evitando compactar o solo, mas também cuidando para não ocorrer a formação de “vazios”, o que pode condicionar a geração de fluxos preferenciais. Desse modo, diminui a alteração das condições reais de armazenamento da água no solo. Cada sensor foi inserido no poço com um cano de PVC de $\frac{1}{2}$ polegada, protegendo o fio do sensor contra uma deterioração mais rápida, assim como a indicação do fabricante.

Por fim, conectou-se os cabos dos sensores ao *datalogger* que foi rapidamente configurado para obter as leituras dos potenciais matriciais em diferentes profundidades. Ademais, em cada estação realizou-se a descrição em campo das amostras coletadas, as quais foram destinadas posteriormente para realização da análise granulométrica em laboratório.

4.2.2.2 Caracterização do local onde estão situadas as estações de potencial matricial, após a instalação.

É possível destacar algumas características sobre o local, onde as estações foram instaladas (Tabelas 4 e 5), assim como semelhanças, diferenças e pequenas interferências causadas nestes ambientes, em função da própria instalação.

Tabela 4: Caracterização do local de instalação das estações de potencial matricial na encosta de estudo. Legenda: PS= profundidade do solo até a rocha sã; MA= Mata Atlântica (vegetação secundária).

Estação	Altitude (m)	Geologia ²	Solo ³	PS ⁴ (m)	Vegetação ⁵	Serrapilheira
E1	1097	Ortognaisse	?	3	MA arbustiva	Não
E2	1072	Ortognaisse	Latossolo Amarelo	4,5	MA arbórea	Sim
E3	1066	Ortognaisse	Latossolo Amarelo	3,7	MA arbórea	Sim

Tabela 5: Declividade do terreno, onde estão localizadas as estações de potencial matricial, gerada por ângulo de visada, com diferentes distâncias em relação as estações (2m, 4m, 8m) e a partir de um MDE (%).

Estação	Declividade			MDE (%)
	Ângulo de visada - AV (%)			
	4m	6m	8m	
E1	58	65	74	100 ⁶
E2	34	36	36	35 - 45
E3	53			47 - 70

A E1 (alta encosta) está localizada aproximadamente a 1097 metros de altitude. Durante as tradagens percebeu-se que o solo é arenoso e poroso, o que condiciona uma boa infiltração e percolação da água, sendo, portanto, muito difícil ocorrer a formação de fluxo superficial Hortoniano. A rocha sã foi encontrada a 3m de profundidade.

A vegetação é Mata Atlântica, com arbustos e pequenas árvores em torno de 1m/1,5m, com pouca cobertura do solo. Para instalação da estação foi aberta uma clareira para o manuseio do trado e execução de procedimentos da própria instalação, no entanto, mesmo antes disso, não constatou-se a presença de serrapilheira sobre a superfície do solo. Em relação a inclinação do terreno⁷, a E1 está em uma área com 58% de declividade (AV com 4m), mas logo abaixo da estação, o terreno torna-se mais íngreme, com 74% (AV com 8m).

² Dado obtido por análise em campo.

³ A classificação do solo foi executada pelos pesquisadores da EMBRAPA, através de um mapeamento de detalhe ainda em fase de finalização, assim como mencionado na área de estudo.

⁴ Dado obtido por sondagens.

⁵ Fonte: ICMbio, 2007 e Inventário, 2015. A descrição do porte foi realizada por observações em campo.

⁶ Na declividade gerada através do MDE, o terreno na E1 demonstrou cerca de 100%, portanto, um valor mais alto, quase o dobro em comparação com a inclinação obtida por AV com distância de 4m. Isto certamente se deve por uma generalização do MDE, uma vez que este foi obtido a partir de curvas de nível com escala de 1:10.000.

⁷ Para obter a declividade do terreno por AV, onde estão localizadas as estações, estipulou-se três distâncias (4m, 6m e 8m) entre o operador (que realizou a leitura no clinômetro) e o ponto determinado para gerar o AV. A estação, em todos os casos, estava situada no meio de cada distância. Por exemplo: para a distância de 4m, estipulou-se 2m acima (em direção ao topo da encosta) e 2m abaixo da estação (em direção ao sopé), onde estava o operador.

A E2 (média encosta) está situada em torno de 1072 metros de altitude, com 34% de declividade, em um Latossolo Amarelo, segundo o mapeamento da EMBRAPA. Durante as tradagens para instalação pode-se perceber uma textura mais argilosa do que na E1. Além disso, algumas perfurações foram reiniciadas, devido a presença de blocos de rochas, sendo nítido que o processo de formação deste solo ocorreu sobre depósito de tálus. A profundidade do solo é de 4,5m. A vegetação é a mesma que na E1, contudo com maior porte e cobertura. Antes de abrir uma clareira para instalação das estações foi encontrado a presença de serrapilheira.

A E3 (baixa encosta) está localizada por volta de 1066 metros de altitude, em um terreno com 53% de declividade e também está inserida em um Latossolo Amarelo, de acordo com os pesquisadores da EMBRAPA. Durante as perfurações, a textura mostrou-se semelhante à da E2 e também foi encontrado a presença de blocos de rochas. A profundidade do solo é de 3,7m e ao alcançar o contato com o substrato rochoso, a última amostra coletada estava encharcada de água. A vegetação constitui porte e cobertura semelhante a E2 e também apresentou serapilheira sob a superfície do solo, o que pode influenciar no teor de umidade da porção mais superficial do solo.

Após a instalação das estações, a obtenção dos dados de potenciais matriciais através do monitoramento, em combinação com os dados de elevação, permitiram gerar os dados de potenciais totais.

4.2.3 Potenciais Totais

Os dados de potenciais totais foram gerados com o objetivo de caracterizar e analisar o sentido dos fluxos subsuperficiais nos perfis de solos na encosta. O potencial total da água constitui a soma do potencial matricial e do potencial gravitacional, assim como foi visto na revisão de literatura. O potencial gravitacional está relacionado a elevação do terreno, dessa forma, em cada estação (E1, E2 e E3) obteve-se a elevação em função de um nível referencial ou *Datum*. A escolha do *Datum* foi a base da encosta de estudo.

Assim, o potencial gravitacional foi obtido pela altura de cada sensor, a partir do nível de referência (base da encosta). Em seguida, estes valores foram somados aos valores de potenciais matriciais (PM), obtidos pelas três estações com sensores watermark. A posição e elevação nos locais onde estão instaladas as estações, foi adquirida por GPS, modelo Etrex 20.

Após a obtenção de todos os dados de hidrologia, assim como de textura do solo, foi realizada a análise dos mesmos, apresentados no próximo item, na seção de resultados.

5. RESULTADOS

Os resultados serão apresentados em duas etapas. Na primeira será feita uma caracterização dos perfis de solo na encosta, enquanto na segunda será realizada uma interpretação da hidrologia de encosta sob influência do paredão rochoso. Na parte de hidrologia, será realizada análise do potencial matricial em relação a precipitação, tempo de resposta dos sensores e potencial total em cada estação.

5.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS DE SOLOS NA ENCOSTA

A caracterização das propriedades físicas do solo é fundamental para compreender o comportamento hidrológico. A textura do solo mostra as diferenças na capacidade de retenção e drenagem, indica a distribuição da porosidade, assim como o grau de agregação dos diferentes tipos de materiais.

Para a caracterização dos solos na encosta será realizada primeiro uma descrição morfológica dos perfis nas três estações de potencial matricial (Tabelas 6, 7 e 8), situadas na alta, média e baixa encosta. Em seguida, serão apresentados a análise textural, feita em laboratório, das amostras coletadas em campo, provenientes de cinco perfis de solos: três nas estações (SE1, SE2 e SE3) mais dois localizados entre elas (S4 e E5).

5.1.1 Descrição morfológica dos perfis de solos nas estações

No perfil SE1 (Tabela 6), situado na alta encosta, pode-se observar solo com textura arenosa, indicando alta porosidade e permeabilidade. O perfil inteiro possui características semelhantes, com poucas mudanças texturais e apresentou cor escura, em função de uma alta quantidade de matéria orgânica (Figura 24). O solo, em sua maior parte é solto, formando grumos apenas em profundidades maiores, o que certamente se explica pela quantidade baixíssima de argila, conferida posteriormente pela análise feita em laboratório.



Figura 24: Amostras coletadas em 0,8m-0,9m e 1,2-1,3m no perfil SE1. Reparar na cor indicando um alto nível de matéria orgânica e na presença de material primário.

Tabela 6: Caracterização do perfil do solo, onde está localizada a Estação 1, com a profundidade em que cada sensor foi instalado.

E1 – Alta encosta	
Profundidade do sensor	Caracterização do perfil
0,1m 0,2m	0,1 – 0,2m: Cor Bruno avermelhado escuro (5YR 2,5/2), franco-arenoso, com alto teor de matéria orgânica.
0,5m 0,8m 1,5m 2,0m	0,4 – 2,40m: Cor Bruno avermelhado escuro (5YR 2,5/2), franco-arenoso, alto teor de matéria orgânica, com presença de material primário.
	2,40 – 2,80m: Cor Bruno avermelhado escuro (5YR 2,5/2), franco-arenoso, alto teor de matéria orgânica, com presença de material primário. Estas amostras apresentaram maior umidade, maior teor de areia e maior presença de material primário, em relação as anteriores.
	2,80 – 3m: Cor Preto (5YR 2,5/1), franco-arenoso, alto teor de matéria orgânica, presença de material primário, com presença de umidade.
3m	3m – Rocha sã

No perfil SE2 (Figura 25 e Tabela 7), situado na média encosta, pode-se notar um solo arenoso com variações texturais aleatórias ao longo do perfil, mas sem conter descontinuidades significativas. Além disso, vale lembrar que durante as sondagens, encontraram-se blocos de rochas.



Figura 25: Ao lado esquerdo, trincheira aberta ao lado da E2 (média encosta) pelos pesquisadores da Embrapa-RJ. Observar a mudança do horizonte A pra o B, assim como a maior presença de matéria orgânica e de raízes no horizonte A (Fonte: EMBRAPA). Ao lado direito amostras coletadas em campo na SE2, realizada no interior desta trincheira (Fonte: Maria Maria Lamas).

A caracterização das amostras deste perfil deu continuidade a caracterização realizada pelos pesquisadores da EMBRAPA-RJ, assim como mencionado no capítulo 4. A tabela abaixo apresenta a caracterização do perfil de solo (incluindo a parte realizada pela EMBRAPA) e a profundidade onde cada sensor da E2 foi instalado.

Tabela 7: Caracterização do perfil, onde está instalada a Estação 2, com a profundidade em que cada sensor foi colocado.

E2 – Média encosta			
Profundidade do sensor	Horizonte	Caracterização do perfil	
0,1m 0,2m	A	0 – 0,2m: Cinzento muito escuro (7,5YR 3/1), franco-arenoso pouco cascalhento. Há presença de muitas raízes finas.	Embrapa
	BA	0,2 – 0,4m: Cor Bruno (7,5YR 4/4), franco-arenoso, com presença de muito quartzo.	
0,5m	Bw1	0,4 – 0,8m: Cor Bruno (7,5YR 4/6), franco-arenoso, com presença de feldspato e muito quartzo. Há presença de poucas raízes finas e médias.	
0,8m	Bw2	0,8 – 1,2m: Cor Bruno (7,5YR 4/6), franco-arenoso, com presença de feldspato e muito quartzo. Há presença de poucas raízes finas e raras médias.	
	BC	1,2 - 1,4m: Cor Bruno-forte (7,5YR 5/6), franco-argilo-arenoso, com poucos cascalhos.	
		1,4 – 1,6m: Cor Bruno avermelhado (5YR 4/3), franco-arenoso, com presença de material primário.	
		1,8 – 2,0m: Cor Vermelho amarelado (5YR 4/6), franco-arenoso, com presença de material primário. Algumas partes do solo aparecem mais escuras.	
2,0m		2,0 – 2,6m: Cor Amarelo avermelhado (7YR 6/8), franco-arenoso, com presença de material primário.	
3,0m		2,6 – 3,0m: Apresenta duas cores, parecendo ser uma área de transição: cor Vermelho amarelado (5YR 5/6) e Bruno avermelhado escuro (5YR 3/2), franco-arenoso, com pouco material primário. A amostra estava com maior umidade.	
		3,0 – 3,6m: Cor Amarelo avermelhado (5YR 6/8) com partes Bruno avermelhado escuro (5YR 3/2), franco-arenoso. Amostra com areia mais grossa, maior presença de argila e menor umidade.	
		3,6 – 4m: Cor Amarelo brunado (10YR 6/8), franco-arenoso. A amostra mais arenosa com textura mais grossa. Há menor umidade e presença de material primário.	
		4 – 4,5m: Cor Amarelo avermelhado (7YR 7/8), franco-arenoso. Amostra parece ser mais arenosa que as anteriores.	
4,5m		4,5m – Rocha sã	

No mapeamento realizado pela EMBRAPA, este solo foi classificado como Latossolo Amarelo distrófico psamítico, com horizonte A moderado, álico e textura média. Desenvolveu-se em relevo forte ondulado, sob floresta Tropical Subperenifólia e foi considerado bem drenado, sem erosão aparente.

O perfil SE3 também mostrou-se arenoso, com variação textural aleatória, com algumas camadas mais argilosas e presença de blocos de rochas, assim como na SE2. Ao alcançar o contato com o substrato rochoso (3,7m), a amostra coletada estava muito úmida. A tabela abaixo relaciona a caracterização do perfil e a profundidade de cada sensor.

Tabela 8: Caracterização do perfil, onde está instalada a Estação 3, com a profundidade em que cada sensor foi colocado.

E3 – Baixa encosta	
Profundidade do sensor	Caracterização do perfil
0,1m 0,2m	0 – 0,2m: Cor Bruno avermelhado escuro (5YR 3/2), arenosa.
0,5m 0,8m	0,4 – 0,8m: Cor Bruno avermelhado (5YR 5/4), arenosa. Amostra parece mais argilosa que a anterior.
	0,8 – 1,2m: Cor Vermelho amarelado (5YR 5/6), argiloso, com presença de material primário.
	1,4 – 1,6m: Cor Amarelo avermelhado (5YR 6/6), muito argiloso. Em 1,4m aparece presença de material primário.
	1,8 – 2,0m: Cor Amarelo avermelhado (7,5YR 6/8), argiloso, com presença de material primário.
2,0m	2,0 – 2,4m: Cor Bruno escuro (7,5YR 5/8), arenoso. Em 2,2m aparece rocha bem alterada (saprolito).
	2,4 – 2,6m; Cor Amarelo brunado (10YR 6/8), arenoso.
3,0m	2,8 – 3m: Cor Amarelo avermelhado (7,5YR 6/8), arenoso com presença de argila e muito material primário. Rocha bem alterada.
	3,0 – 3,4m: Cor Amarelo avermelhado (7,5YR 6/8), argiloso.
	3,5 – 3,7m: Cor Amarelo avermelhado (7,5YR 6/8), argiloso com presença de material primário. Amostra muito úmida.
3,7m	3,7m: Rocha sã

A caracterização do solo em campo contribuiu, através de informações como textura, estrutura e cor, para a análise dos dados obtidos em laboratório, que serão apresentados a seguir.

5.1.2 Granulometria dos perfis de solos na encosta

Através da análise das amostras dos cinco perfis de solos (Figura 26), situados na encosta de estudo, verificou-se que a fração a areia foi a mais predominante em todos eles, com valor médio de 70%, enquanto os finos apresentaram percentual mais baixo, com 17% de silte e 13% de argila.

O perfil SE1, situado na alta encosta, apresentou a maior percentagem de areia grossa (67%), que diminuiu em direção a baixa encosta, com valores por volta de 50%, onde estão os perfis S5 e SE3; contudo o desvio padrão se torna maior nesta porção. A diminuição da fração areia grossa é acompanhada pelo aumento do teor de argila ao longo da encosta, com exceção do perfil SE2, que mostrou a maior percentagem de argila (20%).

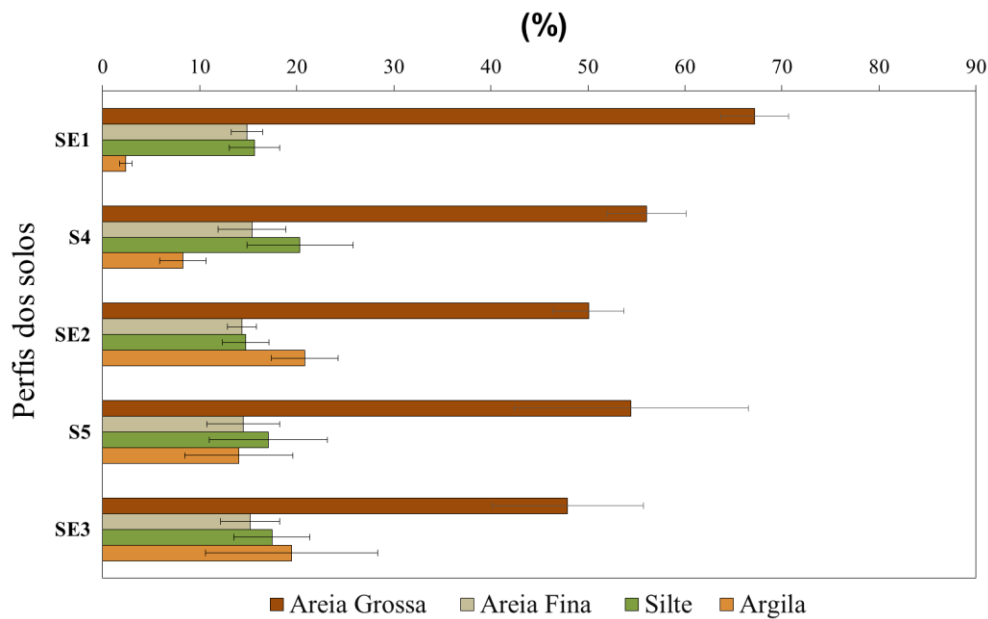


Figura 26: Média total das frações texturais dos perfis, situados ao longo da encosta.

A fração areia fina demonstrou baixos valores quando comparada com a areia grossa e apresentou regularidade entre os perfis, com valores em torno de 14%. Quanto ao teor de silte, os valores de média e desvio padrão não mostraram grandes diferenciações entre os solos. É importante ressaltar que a soma de finos (silte e argila) oscilou entre 16 e 37% nos perfis, o que mostra maior diferença em relação a areia total que variou entre 60 e 85%.

De acordo com a classificação realizada por perfil, através do triângulo textural (Figura 27), estes solos são classificados como textura areia franca no perfil SE1, franco-argilo-arenosa no SE2 e SE3, devido ao aumento de argila, e franco-arenosa no S4 e S5.

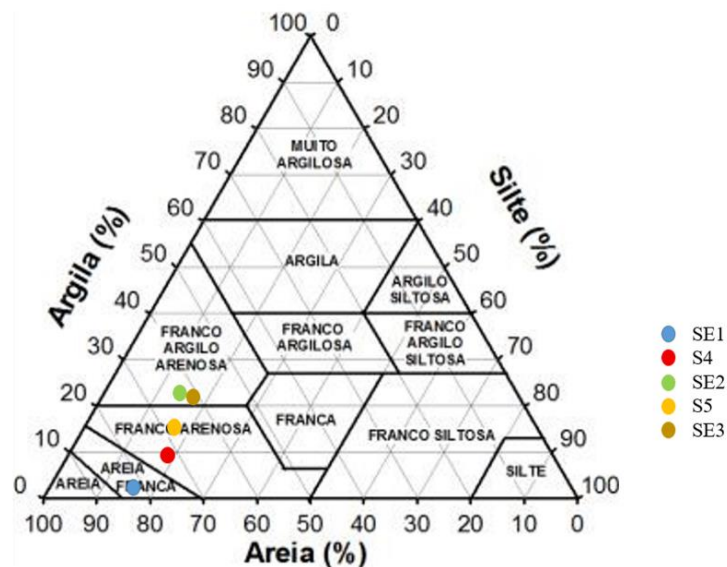


Figura 27: Triângulo textural com a classificação obtida para a média de frações de cada perfil de solo (Fonte: Adaptado de LEMOS et al, 2005).

Com o objetivo de melhor compreender se há influência da granulometria no comportamento hidrológico no interior do solo, foi realizada a classificação textural por profundidade nos perfis nas três estações, assim como mostra a imagem e a tabela abaixo. A tabela apresenta em detalhe a textura de cada profundidade, com indicações das camadas que contém sensores instalados

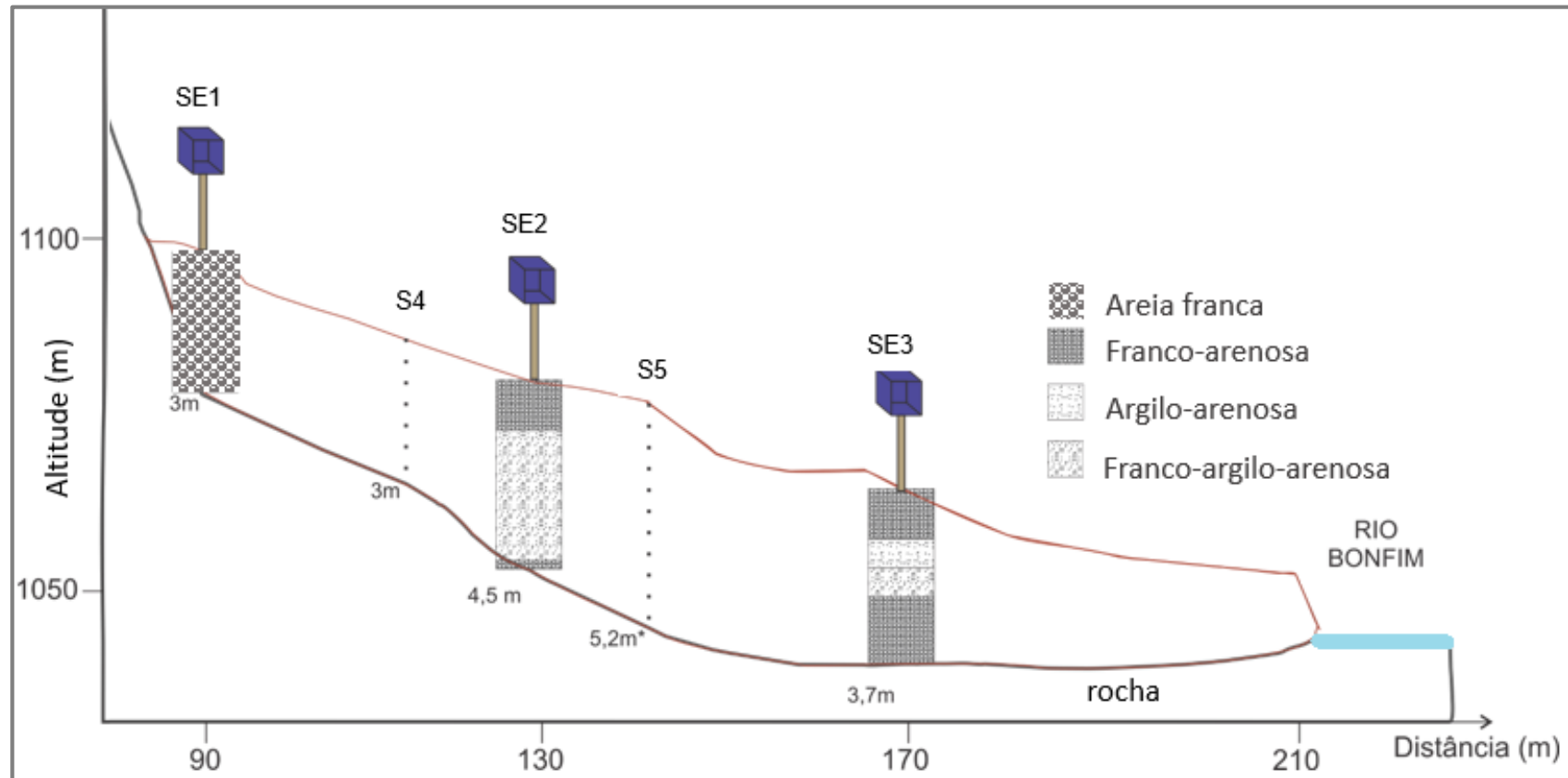




Figura 28: Perfil da encosta com a classificação textural das camadas nos três solos localizados em cada estação (E1, E2 e E3), com escala aproximada. Além disso, as outras sondagens (S4 e S5) estão indicadas na imagem, assim como a espessura dos solos na porção inferior, em contato com a rocha. Obs: Foi realizado um corte no paredão para aproximar a escala em relação aos solos.

Tabela 9: Classificação textural das camadas nos perfis de solos nas três estações de potencial matricial.

Profundidade (m)	Classificação textural		
	SE1	SE2	SE3
0,0-0,2	Areia franca  	Franco-arenosa  	Franco-arenosa  
0,4-0,8	Areia franca  	Franco-arenosa  	Franco-arenosa  
0,8-1,2	Areia franca	Franco-arenosa	Franco-arenosa
1,2 -1,4	Areia franca	Franco-argilo-arenosa	
1,4-1,6	Areia franca 	Franco-argilo-arenosa	Argilo-arenosa
1,8-2,0	Areia franca 	Franco-argilo-arenosa 	Franco-argilo-arenosa 
2,0-2,2	Areia franca	Franco-argilo-arenosa	Franco-argilo-arenosa
2,2-2,4	Areia franca	Franco-argilo-arenosa	Franco-argilo-arenosa
2,4-2,6	Areia franca		Franco-arenosa
2,8-3,0	Areia franca 	Franco-argilo-arenosa 	Franco-arenosa 
3,5-3,7		Franco-argilo-arenosa	Franco-arenosa 
4,3-4,5		Franco-arenosa 	

Ao observar as classes na tabela 9, é possível perceber que SE2 e SE3 apresentaram maior teor de argila do que SE1, sobretudo o SE2, que mostrou o predomínio da classe franco-argilo-arenosa ao longo do perfil. O alto teor de argila aumenta a capacidade de retenção da água no solo, o que dificulta sua movimentação, enquanto o alto teor de areia facilita a drenagem e percolação da água no perfil.

De modo geral, os cinco perfis não apresentaram um padrão entre eles, o que é típico de solos desenvolvidos em ambiente de depósito de tálus. O perfil SE1 (Figura 29) pode ser considerado bem homogêneo, uma vez que da superfície até o contato com a rocha, as porcentagens de frações são semelhantes. O teor de areia grossa permaneceu alto (com cerca de 69%), em contraste com a concentração baixa de argila, que variou entre 1 e 3%.

Os outros quatro solos apresentaram maior variação nos valores de frações, quando comparadas com o perfil SE1. A fração areia grossa demonstrou regularidade ao longo dos perfis, com exceções dos pontos S5 e SE3, que apresentaram um aumento em torno de 2,5m. No S5 (Figura 32), esta camada atingiu 94% de areia, acompanhada de uma redução brusca de argila e silte. A fração areia fina não apresentou grandes oscilações ao longo dos perfis.

A fração argila mostrou-se relativamente constante no S4 (Figura 30), com uma pequena diminuição em 2m, ao contrário do perfil SE2 (Figura 31), que apresentou um aumento nesta profundidade, onde há um sensor Watermark instalado.

No perfil SE3 (Figura 33), o teor de argila mostrou aumento em uma faixa maior, situada no meio do solo, por volta de 1,5m até 2,4m. Abaixo desta profundidade a percentagem de argila voltou a diminuir, sendo que em 3m e 3,7m, foram instalados dois sensores.

Quanto ao teor de silte, este mostrou-se diminuir ao longo do perfil S4, ao contrário de SE1, que apresentou aumento em profundidade. No SE2 e S5 a percentagem de silte diminuiu até o meio do perfil, por volta de 2m, aumentando até as profundidades maiores. Em SE3, apresentou certa regularidade.

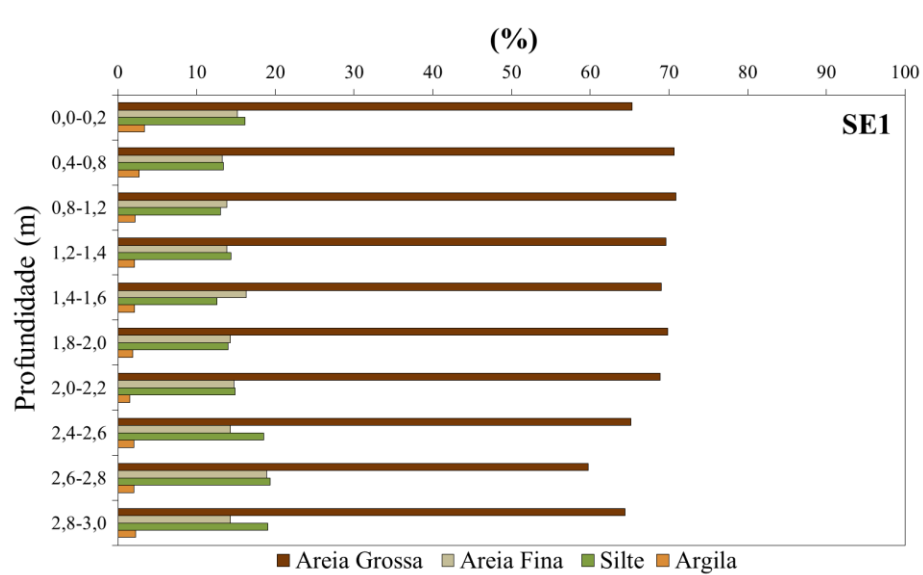


Figura 29: Variação textural do perfil SE1, situado na alta encosta.

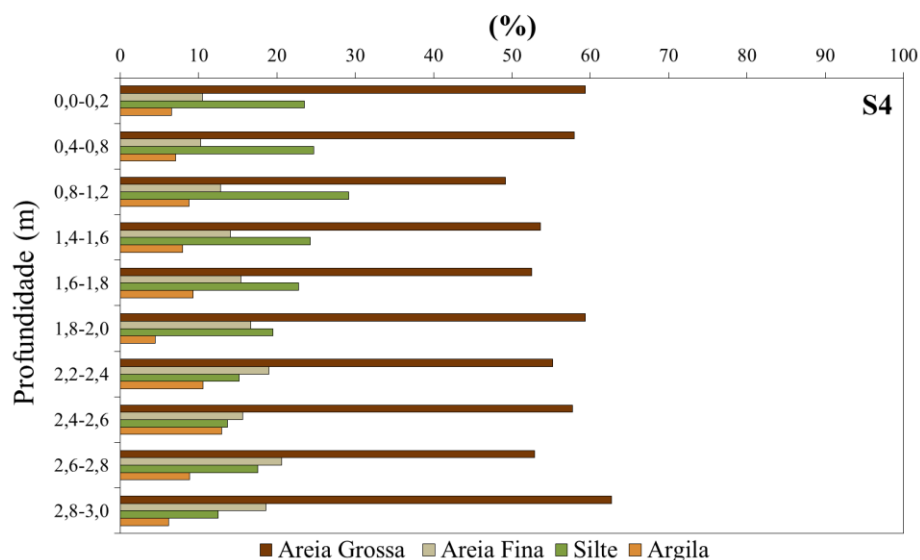


Figura 30: Variação textural do perfil S4, situado na alta encosta.

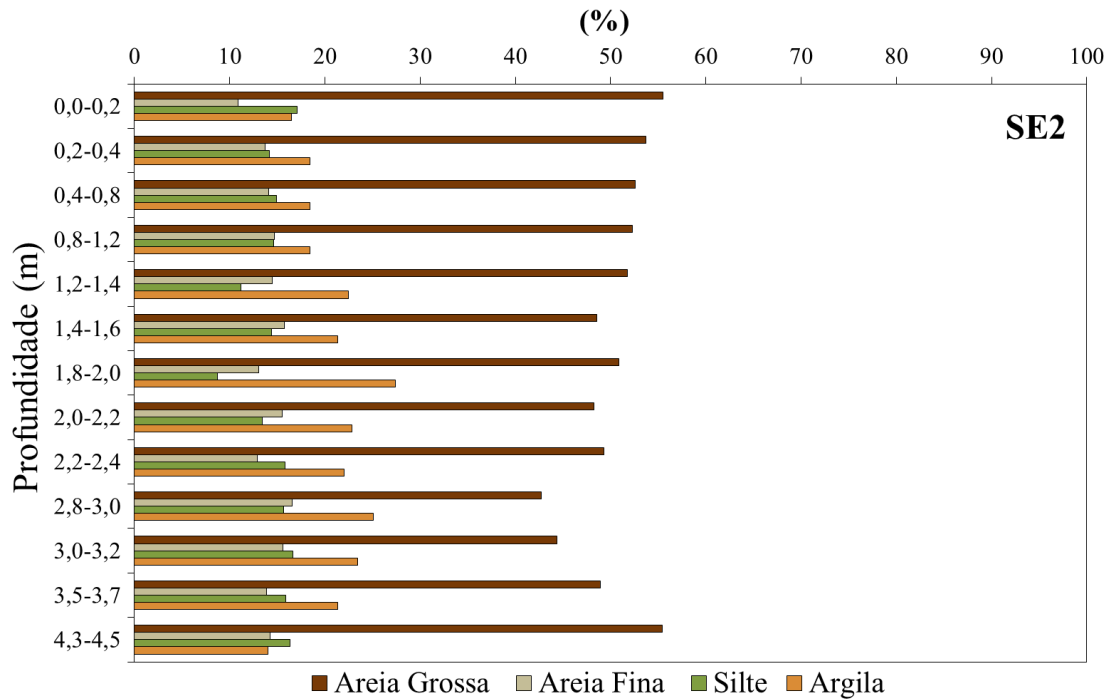


Figura 31: Variação textural do perfil SE2, situado na média encosta.

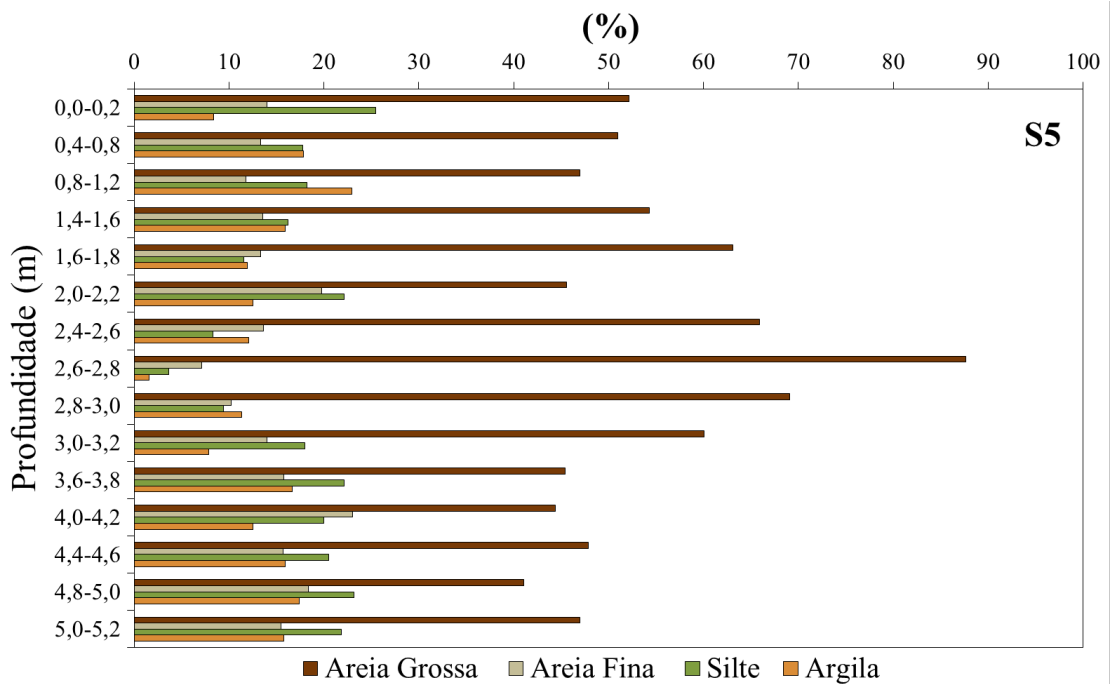


Figura 32: Variação textural do perfil S5, situado na baixa encosta.

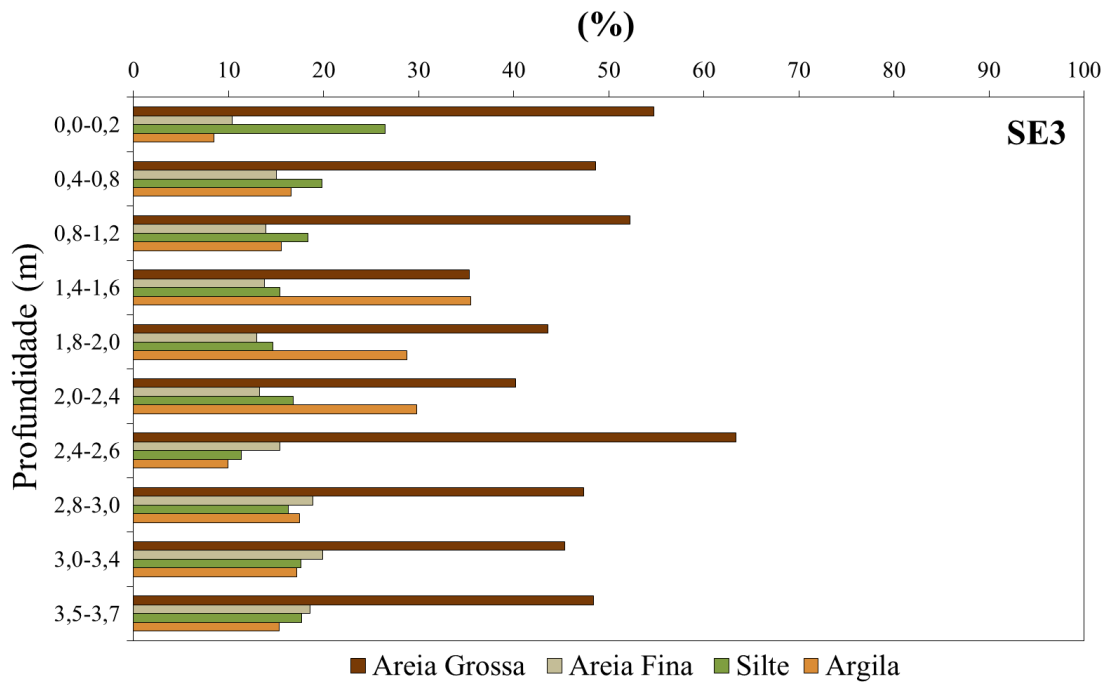


Figura 33: Variação textural do perfil SE3, situado na baixa encosta.

A obtenção das porcentagens das frações granulométricas, assim como a classificação textural dos solos permitiu identificar as variações ao longo de cada perfil e as diferenças gerais ao longo da encosta. Isto permitirá relacionar com os dados de monitoramento hidrológico na seção de discussão dos resultados.

5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS DE CHUVA

O período de monitoramento de precipitações nesta pesquisa realizou-se a partir do dia 02 de março de 2018 ao dia 17 de fevereiro de 2019, com volume total de 1082 mm (Figura 34). O intervalo de análise envolveu três períodos de precipitações (Tabela 10). O primeiro iniciou a partir do dia 02 de março a 19 de maio (úmido); o segundo de 20 de maio a 14 de setembro (período seco) e o terceiro de 15 de setembro a 17 de fevereiro (úmido). Em todo o intervalo analisado, os maiores picos de chuva foram em média de 22 mm por dia.

O período inicial (úmido) apresentou o maior volume pluviométrico de todos os períodos, com um total de 490 mm na estação pluviométrica Sítio das Nascentes (SN) e 350 mm na Vila Açú (VA), com média diária de 6,7 mm e 4,4 mm nas respectivas estações. Este intervalo foi composto por uma sequência de picos de chuvas, com os maiores volumes diários de todo o intervalo analisado. No dia 4 de março ocorreu uma precipitação em torno de 60 mm (em ambas as estações), sendo o maior pico de chuva ao do monitoramento total. Além disso,

ocorreram dois picos com cerca de 40mm, intercalados com precipitações entre 2 e 28mm. A média das maiores precipitações diárias foi de 25mm.

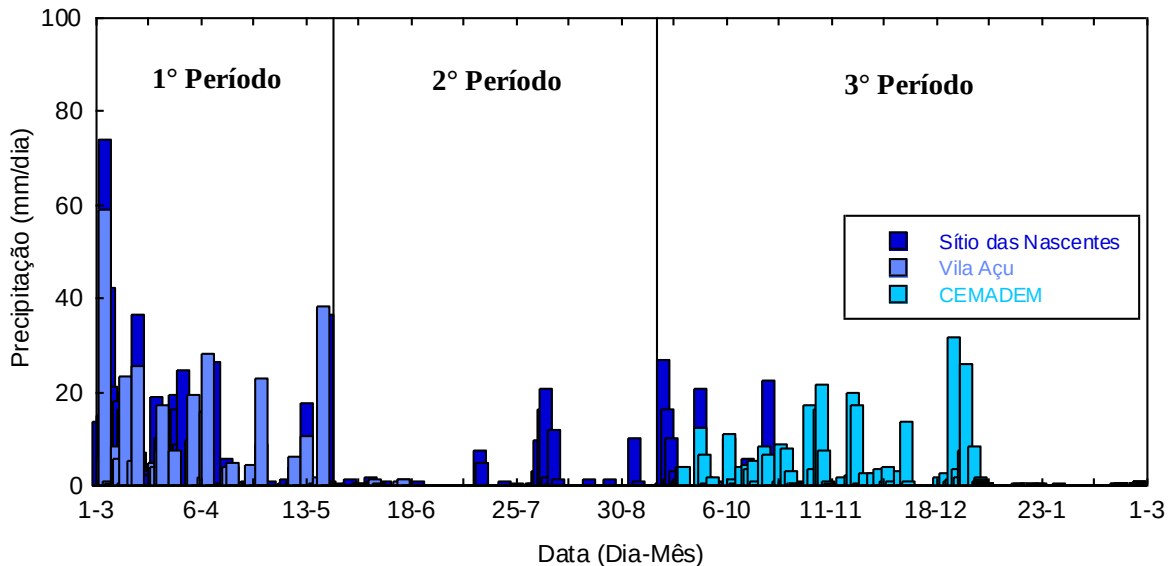


Figura 34: Distribuição diária de precipitações durante o período total de monitoramento.

Tabela 10: Características das precipitações durante o período de realização da pesquisa.

Período	Total de meses do período	Precipitação acumulada (mm)	Características
1	2 meses e meio – Do dia 02/03 a 19/05/ 2018	490 (SN) 350 (VA)	Precipitações ocorridas durante período úmido, após cinco meses chuvosos.
2	4 meses – Do dia 20/05 a 13/09/2018	143	Precipitações em período seco, com baixo volume diário e picos isolados
3	5 meses – 14/09/2018 a 17/02/2019	465	Precipitações ocorridas após 4 meses de período seco, marcando o início de um período úmido.

No segundo período termina o intervalo úmido e inicia o seco, com volume total de 143 mm e média diária de 1,2 mm. As precipitações foram abaixo de 8 mm, com exceção de alguns picos de chuvas isolados. No final do mês de junho passaram-se 13 dias sem chover. O maior pico foi dia 4 de agosto, com 20 mm.

O terceiro intervalo marca o início do período úmido, que geralmente se estende até abril do próximo ano. O volume total foi de 465 mm, com intensidade máxima de 21 mm/h, no dia 24/12. Apesar do volume total ser semelhante ao primeiro período, este foi composto por cinco meses, enquanto o outro por apenas dois meses e meio.

Os maiores picos foram em média de 20 mm e com maior intervalo de recorrência, quando comparados ao primeiro período. Nos meses de janeiro e fevereiro, as chuvas foram extremamente baixas, com média diária de 0,09 mm. Este padrão é atípico em região serrana com clima mesotérmico úmido, onde esses meses geralmente estão entre os mais chuvosos. Nos meses anteriores (deste período), a média diária foi de 3,5 mm, ou seja, cerca de 1 a 3 vezes menor do que no primeiro intervalo úmido.

5.3 INTERPRETAÇÃO DA HIDROLOGIA DOS SOLOS

No primeiro momento, será realizada uma análise da variação temporal do potencial matricial da água no solo em diferentes profundidades e posições da encosta, relacionando com as precipitações. O monitoramento do potencial matricial no solo (PMS) abrange de 0 a -239 kPa. Quanto maior o valor (mais próximo de zero), maior é a umidade presente no solo e, portanto, mais próximo da saturação o sensor estará, o que permite uma maior movimentação da água no perfil. Por outro lado, quanto menor o valor do potencial matricial, mais próximo de -239 kPa, mais seco o solo estará e maior será a sucção e retenção da água na matriz do solo. Quanto mais negativo for o valor, maior será esta energia de retenção.

Os dados de potenciais matriciais serão analisados conforme os três períodos de precipitações ocorridos durante o monitoramento total. O primeiro período é chuvoso, o segundo seco e o terceiro novamente chuvoso, conforme o clima típico da zona tropical úmida. A separação em períodos foi feita de modo a ser detectada a influência das diferentes precipitações, bem como das condições de umidade antecedentes, nos padrões de comportamento da umidade no solo.

Após a avaliação dos dados de potencial matricial, será feita a interpretação da média de potencial matricial na porção superior e profunda do perfil do solo. Em seguida, será analisado em detalhe o tempo de resposta dos sensores entre o início das precipitações e o pico de potencial matricial no solo (PMS) – indiretamente pico de umidade – em seis eventos de chuva.

Por último, serão avaliadas os potenciais totais (PT) em perfil, o que permitirá interpretar o sentido dos fluxos (ascendentes ou descendentes). No primeiro momento será realizada uma análise do comportamento geral dos potenciais totais (PT) durante todo o período de monitoramento. O potencial total, assim como mencionado na revisão teórica, corresponde a somatória do potencial de pressão (matricial) e do potencial gravitacional (elevação do terreno).

No segundo momento, de forma a possibilitar uma melhor caracterização do sentido dos fluxos de água no solo, a partir dos gradientes de potenciais totais, serão avaliados dois recortes temporais, denominados de “Detalhe 1” e “Detalhe 2”. O primeiro recorte (18/05 a 20/07/2018) está dentro de um período seco e o segundo (18/11/2018 a 10/01/2019) em um período úmido. Nos gráficos de “detalhe” são indicados os “padrões” de fluxos presentes ao longo do perfil. Estes padrões estão representados de modo esquemático na figura 45.

5.3.1 Análise do potencial matricial nos perfis nas estações

A partir da análise da distribuição do potencial matricial (PM) nas três estações (Figura 35) é possível perceber que a Estação 1, situada na alta encosta, mostrou maior oscilação e drenagem. O termo oscilação é definido neste trabalho como a mudança entre momentos de molhamento e secamento no solo. Portanto, na E1, isso demonstra uma sensibilidade maior a entrada e saída de água no solo.

As Estações 2 e 3, localizadas respectivamente na média e baixa encosta, apresentaram maior umidade, permanecendo mais próximas da saturação nos sensores mais profundos. Apesar do período de monitoramento da estação 3 ser menor, pode-se constatar essa semelhança com a estação 2.

De modo geral, os sensores na E1 exibiram um padrão de comportamento semelhante, com exceção do sensor em 0,2m. Na Estação 2 e 3 há dois padrões bem distintos: os sensores mais superficiais apresentaram alta oscilação, enquanto os sensores mais profundos (de 2m ao contato solo-rocha) demonstraram um comportamento consideravelmente mais constante.

No entanto, todas as estações apresentaram maior umidade na porção mais profunda do perfil, considerada aqui como de 2m ao contato solo-rocha, quando comparada a porção mais superficial do perfil, de 0m à 1,5m, que mostrou comportamento mais seco, com menores valores de potencial matricial. Isto será abordado com maiores detalhes mais adiante no trabalho.

Nas três estações, o sensor em 0,2m mostrou respostas extremamente rápidas aos eventos de chuvas, permanecendo com baixos valores de PM. Nas estações 2 e 3, o sensor em 0,5m estava mais seco que os demais, o que difere da resposta do mesmo sensor na estação 1, onde exibiu umidade semelhante aos outros sensores.

Em 0,1m e 0,8m, os sensores apresentaram respostas diferentes entre as estações 2 e 3, com maior umidade na E2, permanecendo entre 0 e -75kPa, enquanto na E3, há alta oscilação, variando de -14 à -239kPa.

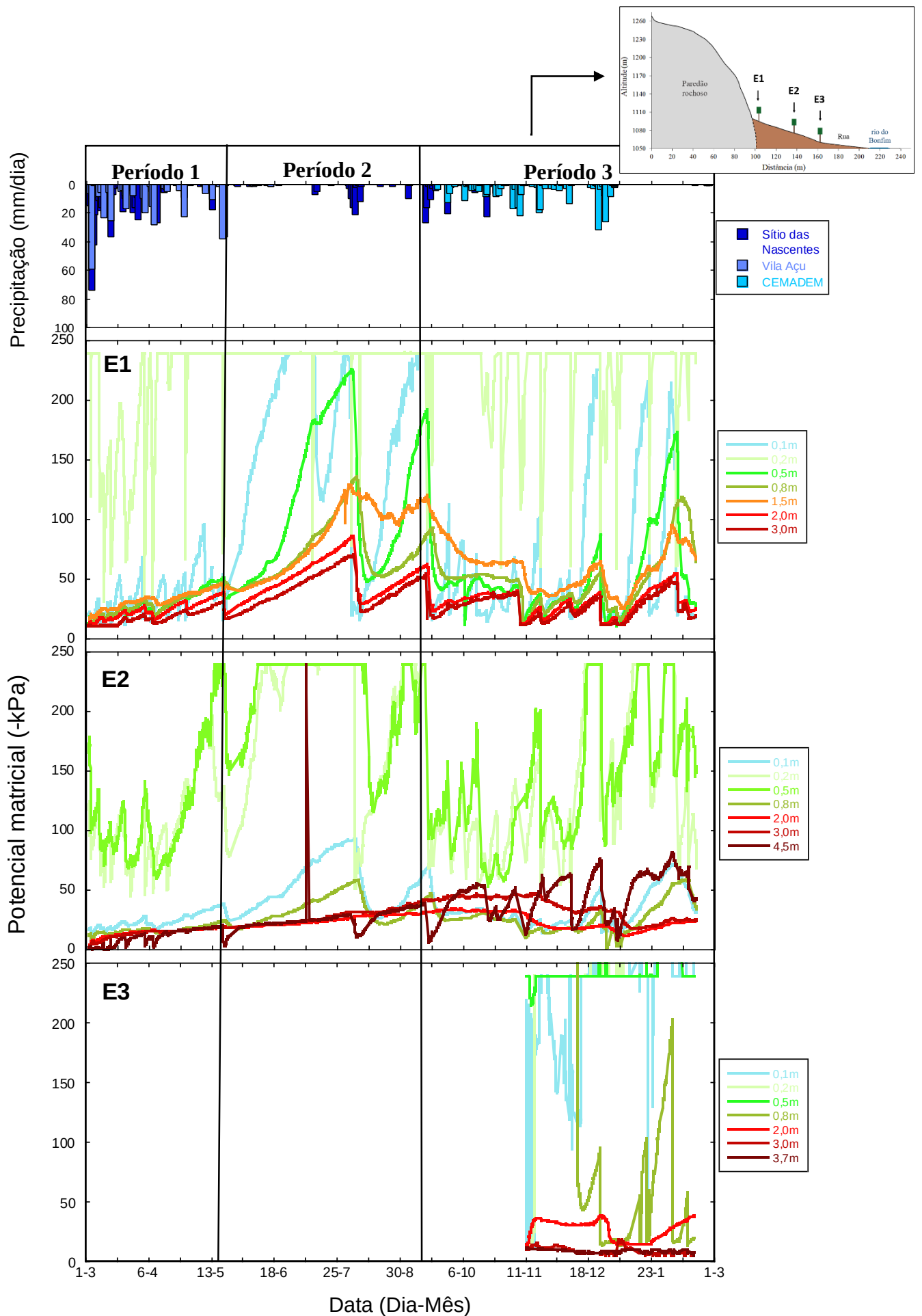


Figura 35: Distribuição diária da chuva (mm) e variação do potencial matricial (-kPa) em diferentes profundidades nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.

Na E1, o sensor em 1,5m permaneceu mais seco que os sensores situados acima (em 0,5 e 0,8m), e abaixo dele (2 e 3m), formando, portanto, uma zona intermediária mais seca no interior do solo. Por outro lado, pode ser também um local de fuga da água, através de fluxos preferenciais condicionados por raízes ou matacões no solo.

Em todas as estações, os sensores mais profundos mostraram maior umidade do que os sensores superficiais, mas com algumas diferenças entre eles. Na E3, assim como na E1, os dois sensores mais profundos apresentaram maior umidade do que o sensor acima, mais seco. Por outro lado, os dois sensores mais profundos da E3 estavam constantes, enquanto o terceiro sensor (2m) mostrou oscilações. Na E1, todos estes exibiram oscilações. Na E2, os três últimos sensores demonstraram umidade semelhante ao longo do monitoramento, no entanto, o sensor mais profundo (em 4,5m), apresentou oscilações nos períodos sazonais chuvosos.

No primeiro período (úmido), do dia 2 de março ao dia 11 de abril, na estação 1, o sensor em 0,1m mostrou rápidas oscilações entre molhamento e drenagem. O sensor em 0,2m apresentou baixos valores de PM, mudando bruscamente, entre -30 e -239 kPa. Todos os demais sensores permaneceram com maior umidade (entre -10 e -35 kPa), com pequenas respostas aos picos de chuvas. No entanto, o sensor em 1,5m mostrou-se mais seco que os demais, com exceção apenas dos sensores em 0,1 e 0,2m. O sensor no contato solo-rocha (em 3m) permaneceu próximo da saturação, com valores em torno de -11 kPa, durante os 18 dias iniciais.

Na estação 2, o sensor em 0,1m respondeu com baixas oscilações, mantendo-se úmido. Os sensores logo abaixo, em 0,2m e 0,5m estavam secos (com valores entre -45 a -180 kPa), com rápidas variações entre entrada e saída de água. Os demais sensores, de 0,8 a 4,5m, mostraram valores maiores de potencial matricial, entre 0 e -16 kPa, atingindo saturação nos primeiros dias; similar ao comportamento do sensor mais profundo da E1.

O sensor em 4,5m apresentou maior umidade entre os demais sensores da estação, permanecendo saturado por 14 dias, até o dia 16 de março. Após isso, mostrou pequenas drenagens, entre 0 e -14 kPa, intercaladas com saturações completas (24/4, 4/5 e 9/5), em respostas aos picos de chuvas.

Na precipitação do dia 08 de abril, com 15 mm, todos os sensores na estação 1 acusaram um pequeno aumento de umidade, com exceção do sensor em 0,2m, que apresentou uma variação brusca, saindo de -239 kPa para -34 kPa, voltando a condição seca rapidamente. O sensor em 1,5m respondeu com três dias de atraso.

Na estação 2, o sensor em 0,1m mostrou apenas um pequeno aumento de umidade neste evento de chuva. Os sensores em 0,2m e 0,5m estavam secos e apresentaram resposta abrupta a entrada de água e os intermediários (de 0,8 a 3m) permaneceram com umidade constante, sem

acusar reposta. O sensor no contato solo-rocha (em 4,5m) atingiu a saturação, diferentemente do sensor da E1. As precipitações posteriores, do dia 9 e 11 de abril, contribuíram para aumentar a umidade dos sensores que apresentaram resposta, em ambas as estações.

Do dia 12 de abril ao dia 19 de maio, na estação 1, o sensor em 0,1m continuou oscilando e o sensor em 0,2m respondeu bruscamente as entradas de chuva. Os demais sensores estavam em drenagem com padrão semelhante e apresentaram aumento de umidade nos dois picos de chuva. No primeiro, os sensores intermediários (de 0,5 a 1,5m) não exibiram resposta. O segundo pico gerou um efeito cascata, ou seja, os sensores apresentaram repostas rápidas e em sequência, a partir da superfície para o fundo do perfil, indicando um fluxo vertical.

Na E2, os sensores de 0,1 a 0,8m continuaram drenando e apresentaram resposta apenas para o segundo pico de chuva. Em 0,2m e 0,5m ocorreram drenagens mais abruptas, seguida de uma frente de molhamento. Os três sensores mais profundos permaneceram com umidade constante nestes dias. O sensor no contato solo-rocha atingiu saturação no segundo pico de chuva, diferentemente do respectivo sensor da E1.

Vale ressaltar, que o sensor mais profundo (em 4,5m) saturou no mesmo dia da chuva, enquanto os outros sensores, apresentaram recarga com três/quatro dias de atraso. O tempo de resposta do sensor em 4,5m foi mais rápido do que os outros, portanto, isso mostra que a água alcançou o contato solo-rocha, sem passar primeiro pelos sensores situados acima.

No segundo período (seco), do dia 20 de maio a 13 de setembro, na estação 1, todos os sensores apresentaram duas longas drenagens, intercaladas com um pico de umidade; com exceção apenas do sensor em 0,2m, que se mostrou extremamente seco (-239 kPa), com respostas rápidas a entrada de chuva. Os sensores em 0,1 e 0,5m demonstraram molhamento e drenagem com maiores amplitudes, do que os sensores mais profundos (de 0,8 a 3m), variando entre -10 e -239 kPa.

Na E2, a resposta dos sensores mostrou-se bem distinta. Apenas os sensores mais superficiais, em 0,1 e 0,8m apresentaram drenagem. Estes estavam com maior umidade e drenagem mais lenta do que os mesmos sensores na E1. Os sensores em 0,2 e 0,5m mostraram valores baixos de PM e permaneceram durante dois meses (de junho a agosto) extremamente secos, com cerca de -239 kPa. Os sensores mais profundos (de 2m a 4,5m) continuaram com umidade constante. No início do mês de julho, a queda abrupta de potencial matricial até o topo do gráfico em 4,5m na verdade é um ruído do sensor.

A sequência de picos de chuvas, do dia 1 a 7 de agosto, provocou um aumento de umidade nos sensores da E1. No entanto, é importante destacar que os dois sensores mais profundos (em 2 e 3m) apresentaram picos de umidade mais rápidos do que os demais, com

exceção dos sensores em 0,1 e 0,2m, que receberam fluxo já no primeiros dias de chuva; o que será discutido posteriormente em detalhe.

Os sensores em 2 e 3m iniciaram a drenagem, enquanto os sensores acima, continuaram recebendo fluxo durante alguns dias a mais. Os dois sensores mais profundos estavam se tornando mais secos, ao mesmo tempo que o sensor acima ainda estava umedecendo, assim como mostram as linhas em direções contrárias no gráfico. Portanto, certamente, o fluxo de água transmitido nestes sensores superficiais foi gerado por um processo distinto do fluxo presente nos sensores mais profundos.

Na E2, o sensor mais profundo (em 4,5m), assim como na E1, apresentou um aumento de umidade mais rápido do que nas outras profundidades, com exceção apenas em 0,2m. O sensor em 4,5m chegou próximo da saturação durante as precipitações e manteve a umidade constante por alguns dias (-11kPa). Os sensores em 2 e 3m não responderam a entrada de fluxo. De modo geral, a E2 mostrou um comportamento semelhante ao da E1.

O terceiro período (úmido), de 14 de setembro a 17 de fevereiro, iniciou com um aumento de umidade nos sensores, gerada pela chuva do dia 14 de setembro. Na E1, semelhante ao evento anterior, os sensores mais próximos da superfície do solo, em 0,1m e 0,2m, e os mais próximos do substrato rochoso (em 2m e 3m) foram os primeiros a apresentar pico de umidade. Os sensores intermediários receberam o fluxo com vários dias de atraso, em ordem gradativa da menor profundidade para a maior. Na E2, a resposta em perfil foi muito similar ao evento em agosto.

Em torno do dia 7 de outubro ao dia 7 de janeiro, na E1, o sensor em 0,1m permaneceu em oscilação. Em 0,2m o sensor estava com valores entre -60 kPa -239 kPa e acusou rapidamente a entrada e saída de água. Os sensores em 0,5 e 0,8m mantiveram umidade consideravelmente semelhante aos sensores em 2 e 3m, com valores de potencial matricial entre -10 e -40 kPa.

Dentro deste intervalo, os eventos de chuva provocaram aumento de umidade, com o mesmo padrão de resposta que nos eventos anteriores. Em cada uma dessas respostas aos picos de chuvas, o sensor em 4,5m permaneceu cerca de 4/5 dias próximo da saturação.

Na E2, todos os sensores mostraram oscilações, com exceção apenas em 2 e 3m, que permaneceram com umidade relativamente mais constante, com pequena diminuição e aumento no teor de umidade. Os sensores em 0,2 e 0,5m apresentaram variações mais abruptas, com baixos valores de potencial matricial, entre -40 e -239 kPa.

O sensor em 4,5 apresentou rápidas oscilações entre drenagem e molhamento, com variação entre -7kPa e -81kPa, o que demonstrou uma facilidade a entrada e saída de água.

Após as drenagens, este sensor tornou-se mais seco do que todos os demais, com exceção de 0,2 e 0,5m. Nos momentos de picos de molhamento apresentou maior umidade do que nas outras camadas, com exceção em 0,8m, quando mostrou-se saturado ou quase saturado.

Do dia 7 de janeiro a 17 de fevereiro, todos os sensores na E1 mostraram uma drenagem mais abrupta, indicando um novo aumento de umidade no início de fevereiro. Na E2, os sensores também apresentaram uma drenagem com maior amplitude, com exceção dos sensores em 2 e 3m, que exibiram uma drenagem constante.

O monitoramento realizado pela Estação 3 ocorreu apenas no terceiro período de chuva, no qual o sensor em 0,1 e 0,8m demonstraram oscilações. As profundidades em 0,2 e 0,5m permaneceram extremamente secas (com cerca de -239kPa), semelhante as camadas na E2, mas com valores de potencial matricial mais baixos. A umidade em 2m foi menor do que nos dois sensores mais profundos, que mantiveram-se em saturação, com valores entre - 6 e -11 kPa.

No início de novembro, o sensor em 0,1m apresentou oscilação brusca entre molhamento e drenagem, variando de -13 a -215kPa. Os sensores em 0,2m e os três mais profundos (2m, 3m, 3,7m) permaneceram dois/três dias com alto valor de potencial matricial, entre -10 e -15 kPa, em resposta aos picos de chuva, assim como alguns sensores da E1 e E2 também apresentaram nestes mesmos dias. O sensor em 0,5m não respondeu e o sensor em 0,8m não estava funcionando neste mês, assim como mencionado anteriormente.

Os sensores iniciaram drenagem em seguida, com exceção do mais profundo, em 3,7m, que manteve a umidade. Em 3,0m a drenagem foi baixa, permanecendo com valores de potenciais matriciais semelhantes ao sensor em 3,7m, até o final do monitoramento.

Os dois picos de chuvas, do dia 24 e 28 de dezembro, geraram aumento de umidade apenas nos sensores em 0,8 e 2m. O sensor em 2m recebeu o fluxo com 3 dias de atraso. Ambos os sensores permaneceram vários dias com valor de PM mais próximo de zero, com cerca de - 15 kPa. Em seguida, a partir de 10/01/19, entraram em drenagem, assim como a maioria dos sensores na E1 e E2.

5.3.2 Análise do potencial matricial na porção superior e inferior dos solos na encosta

Nas três estações de potencial matricial, a porção inferior do perfil do solo, considerada aqui como de 2m até o contato com a rocha, apresentou nitidamente maior umidade em relação a porção superior, de 0 a 1,5m. Portanto, diante disso, realizou-se a média do potencial matricial de acordo com estas duas porções do solo. Os dados utilizados foram apenas do período de monitoramento da E3, de 11 de novembro a 17 de fevereiro, para uma comparação mais

próxima da realidade, evitando alterar os dados em função das diferenças sazonais. No entanto, pode-se perceber que os valores médios da porção inferior do perfil nas estações foram extremamente próximos no período completo de monitoramento (-31, -26 e -15 kPa na E1, E2 e E3, respectivamente) e no período de análise da E3 (-31, -33 e -15 kPa na E1, E2 e E3, respectivamente). Na porção superior (Figura 29) os valores também foram bem similares em ambos os recortes temporais.

Na parte superior do perfil (Figura 36), o valor médio do potencial matricial é maior na E1 (-97 kPa) e na E2 (-96 kPa), que mostraram valores similares, diminuindo bruscamente na E3 (-201 kPa), situada no sopé da encosta. Portanto, de modo geral, a umidade é maior na alta e média encosta e mais seca na base.

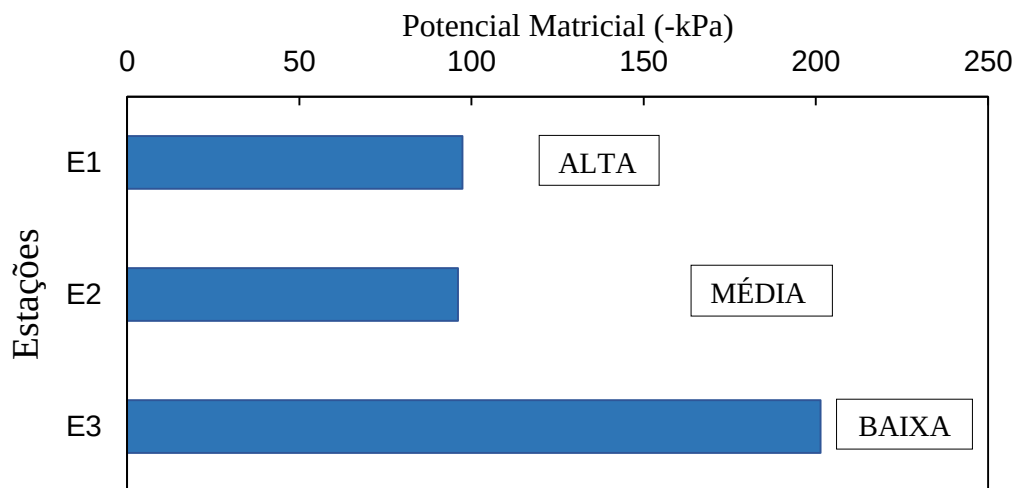


Figura 36: Média do potencial matricial da porção superior do solo (0 – 1,5m) das três estações (E1, E2 e E3), com a indicação da posição da encosta (alta, média e baixa).

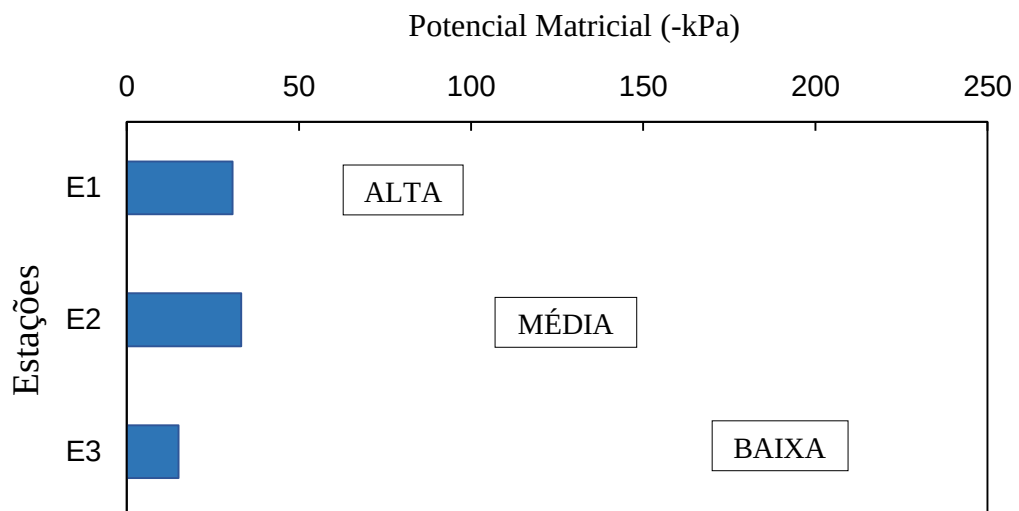


Figura 37: Média do potencial matricial da porção inferior do solo (de 2m ao contato solo-rocha) das três estações (E1, E2 e E3), com a indicação da posição da encosta (alta, média e baixa).

Na parte inferior do solo nas três estações (Figura 37), pode-se dizer que há um comportamento contrário ao da porção superior, visto que a umidade aumenta na baixa encosta. A E1 (-31 kPa) e E2 (-33 kPa) apresentaram solos mais secos, com valores mais baixos de potencial matricial, enquanto a E3 mostrou valor maior (-15 kPa). Assim, esta estação é a mais em seca em superfície e a mais úmida em profundidade.

Nesta porção do solo, através dos valores médios de PMS em cada sensor nas estações 1 e 3, pode-se perceber que a umidade aumenta em direção ao contato solo-rocha; com exceção da E2, onde a umidade diminui (Tabela 11). Contudo, nesta estação, os três sensores mais profundos mostraram cerca dos mesmos valores de PMS até a metade do período de monitoramento, modificando-se na outra metade, quando o último sensor (em 4,5m) passa a apresentar oscilações abruptas, entre picos de umidade e drenagens, o que acaba influenciando no valor médio.

Tabela 11: Média dos valores de potenciais matriciais (PM) em cada sensor na porção inferior do solo.

Estações	1° sensor	2° sensor	3° sensor contato solo-rocha	PM (-kPa)
E1		30	27	31
E2	20	31	49	33
E3	27	9	9	15

Assim, após uma análise mais geral da variação do potencial matricial na porção superior e profunda do solo nas três estações, será realizada em seguida uma avaliação em detalhe dos picos de PMS em eventos de chuva selecionados.

5.3.3 Análise do tempo de resposta por profundidade

Para elucidar o comportamento dos fluxos de água no solo foram individualizados alguns eventos de chuva (Tabela 12), que resultaram em picos de potenciais matriciais no solo (PMS), portanto, (indiretamente) de umidade. Para isso, em cada evento analisou-se o tempo de resposta (TR) entre o início da primeira chuva e o pico de PMS em cada profundidade do solo (da Figura 38 a 43 e Tabela 13). Nos eventos selecionados, considerou-se todas as precipitações, independente do volume, visto que algumas chuvas, mesmo com volumes diários baixos, foram capazes de gerar picos em sensores situados mais próximos da superfície.

O tempo de resposta foi calculado a partir do horário inicial da primeira precipitação, no entanto, nos três primeiros eventos, a contagem do TR não foi gerada em relação ao horário, mas apenas em relação ao primeiro dia do evento. Apesar de ser uma análise mais generalizada,

foi possível obter uma comparação dos diferentes tempos de respostas em cada profundidade do solo.

Todos os eventos selecionados provocaram picos de umidade no solo, no entanto apresentaram características distintas (duração, volume total e intensidade) e ocorrência em diferentes períodos (seco/úmido), o que interfere diretamente no tempo de resposta da umidade no solo.

Tabela 12: Caracterização dos eventos de chuvas selecionados para análise do TR nos perfis de solo nas estações.

Evento	Intervalo do Evento	Volume Total (mm)	Nº de chuvas	Data	Horário de ocorrência	Volume Diário (mm)	Características do Evento
1	07/04 à 09/04/18	45,5	3	07/04	-	1,6	Precipitações em período úmido
				08/04	-	15,8	
				09/04	-	28,1	
2	01/08 à 07/08/18	65,2	8	01/08	-	2,9	Sequência de precipitações isoladas durante período seco.
				02/08	-	9,6	
				03/08	-	16,2	
				04/08	-	20,9	
				05/08	-	1,9	
				06/08	-	0,6	
				07/08	-	11,9	
3	14/09 à 20/09/18	62,9	7	14/09	-	27,0	Sequência de Precipitações ocorridas após período seco, marcando o início de um período úmido.
				15/09	-	16,2	
				16/09	-	1,2	
				17/09	-	10,3	
				18/09	-	3,2	
				19/09	-	1,0	
4	19/11 à 20/11/18	37,3	2	19/11	08:50 - 21:50	19,9	Duas precipitações diárias com volume semelhante, mas no primeiro dia foi concentrada (17,5 mm das 15:00 às 19:20).
				20/11	05:00 - 23:20	17,4	
5	07/12/18	13,6	1	07/12	00:10 - 22:30	13,6	Precipitação, após meses chuvosos.
6	21/12 à 28/12/18	75,4	8	21/12	14:00 - 18:00	2,6	Sequência de precipitações em período úmido. Nos dias 24 e 28 ocorreram chuvas concentradas. No dia 24 choveu 29,7 mm de 21:50 às 23:50. No dia 28 precipitou 19,9 mm de 00:00 às 02:20.
				22/12	20:00 - 22:00	1	
				23/12	22:20 - 22:40	1,4	
				24/12	13:50 - 00:00	31,9	
				25/12	00:00 - 19:00	3,4	
				26/12	13:30 - 23:20	1,6	
				27/12	14:50 - 22:30	7,5	
28/12	00:00 - 18:10	26					

Os eventos 2 (45 mm - Figura 39) e 3 (65 mm – Figura 40), ocorreram durante e logo após o período seco, respectivamente, com volume total semelhante. Estes eventos apresentaram maior duração (7/8 dias) e justamente foram os que provocaram os maiores tempos de respostas. Em ambos os eventos, na E1, a última profundidade a mostrar pico de

umidade levou em média 30 dias (em 1,5m) e na E2, levou em média 15 dias (em 0,8m). O evento 6 (75 mm – Figura 43), com ocorrência em período úmido, mostrou uma duração e volume total semelhante (8 dias) ao evento 3, mas gerou respostas mais rápidas (com no máximo 8 dias na E1 e 6 dias na E2). Em período úmido, os eventos 1, 4 e 5 (Figuras 38, 41 e 42), com menor duração, variando de 1 a 3 dias, apresentaram as respostas mais curtas. Tanto na estação 1 como na 2, o último pico de umidade levou cerca de 3 dias para ocorrer.

Em todos os eventos analisados (da Figura 38 a 43), o tempo de resposta na E1 geralmente mostrou-se menor nas profundidades mais superficiais (0,1 e 0,2m), seguido pelas mais profundas (2 e 3m) e por último pelos sensores localizados no meio do perfil, os quais geralmente apresentaram picos em ordem de sequência. O menor TR dos sensores mais profundos, em relação aos superiores, sugere a ocorrência de um fluxo preferencial.

De modo geral, na E2, o TR mostrou-se menor próximo da superfície (em 0,2m), seguido do sensor mais profundo (em 4,5m) e dos intermediários (em 0,5 e/ou 0,8m), respectivamente. O sensor em 0,1m apresentou TR entre os intermediários, ao passo que os sensores em 2 e 3m não demonstraram respostas, permanecendo com umidade mais constante, assim como os gráficos com picos de PMS mostram em seguida. O menor TR do sensor no contato solo-rocha (4,5m), do que nos intermediários, indicou novamente um fluxo preferencial, semelhante ao comportamento na E1.

Em relação a porção superior do perfil (0 – 1,5m), na E1, o sensor em 0,1m respondeu após o de 0,2m em todos os eventos, com exceção do evento 5 e o TR entre estas camadas variou de 06:40 a 6 dias e meio. Na E2, o pico em 0,1m ocorreu após 0,2m e/ou 0,5m, (com exceção do evento 6) e o TR variou de 1 dia e meio a 15 dias. Logo, os respectivos picos na E2 foram mais lentos do que na E1.

Portanto, o primeiro sensor a atingir o pico de umidade no solo é o de 0,2m, nas duas estações. Este, ao acusar o pico de umidade na estação 1 variou de 7 horas a 3 dias, enquanto na estação 2 variou de 03h:40min a 6 dias. As respostas na E2, nesta profundidade, foram mais lentas do que na E1 nos eventos 1, 2, 3 e 6, (Figura 38, 39, 40 e 43) com diferença do TR variando de 1 hora a 3 dias entre as estações.

Nas duas estações, o sensor em 0,2m de profundidade encontrou-se seco antes de atingir o pico de umidade, com baixos valores de potencial matricial, mostrando uma resposta abrupta. Geralmente, ao acusar a entrada de umidade no solo, o sensor atingia seu maior pico no mesmo momento ou logo em seguida. Após isso, ocorriam as drenagens.

De 0,2m à 1,5m na E1, os picos ocorrem em sequência, aumentando o tempo de resposta da menor profundidade para a maior. Na E2 ocorre de modo semelhante, com o TR em ordem de sequência de 0,2m a 0,8m.

Ao comparar os TRs das estações 1 e 2 pode-se perceber que geralmente a resposta na E2 é mais lenta em toda a porção superior do perfil do solo, com exceção do sensor em 0,5m, que respondeu mais rápido na maioria dos eventos (1, 2, 3 e 6).

Na E1, o sensor em 1,5m apresentou as respostas mais lentas, em todos os eventos, variando de 3 a 33 dias até apresentar o pico de umidade. Portanto, sugere-se que esta camada é a última a receber os fluxos de água. De 0,5m a 1,5m o valor dos picos de umidade diminuíram progressivamente, atingindo, assim os valores mais baixos em 1,5m, com média em torno de -52 kPa. No evento 5, o sensor não apresentou resposta, certamente em função da umidade não alcançar esta profundidade do perfil. Nos três primeiros eventos, o sensor em 1,5m mostrou um TR cerca de duas vezes maior que em 0,8m. Nos demais eventos a diferença foi menor, variando de 30 minutos a 1 dia entre as profundidades.

Em relação a porção inferior dos perfis (de 2m ao contato solo-rocha), Na E1, os sensores em 2 e 3m, como mencionado anteriormente, geralmente respondiam após 0,1m e 0,2m. Em 3m o TR variou de 1 a 6 dias e demonstrou pico por volta de 2 horas a 6 dias após o sensor em 0,2m (onde ocorrem os primeiros picos de umidade). A maior diferença de TR, 6 dias, ocorreu no evento 2, gerado durante o período seco.

Na zona de contato solo-rocha, os picos ocorrem em sequência de 3 para 2m, com exceção dos eventos 2 e 5, quando ocorre o inverso. A diferença do TR do sensor em 3m para o de 2m varia de 30 minutos a 4 dias. Nos dois eventos em que o sensor em 2m demonstrou resposta anterior, o tempo de diferença foi baixo, de 30 minutos em ambos os eventos.

Na E2, os sensores em 2 e 3m não demonstraram respostas em todos os eventos analisados. Em 4,5m, o TR variou de 10h:10min a 6 dias, mostrando semelhança com o TR do sensor mais profundo da E1 (em 3m), de 1 a 6 dias.

O sensor situado no contato solo-rocha na E2 (4,5m) mostrou resposta mais lenta do que na E1 (3m) durante os eventos 3, 4 e 6 (Figuras 40, 41 e 43) com a diferença variando de 1 a 3 dias entre as estações. Por outro lado, nos outros três eventos, a resposta foi mais rápida, com diferença de 01h:45min a 3 dias.

E1 - Evento 1 - Período úmido - 07/04 à 09/04/18 - Volume Total: 45,5 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
7/4 - 00:00 (PP)	35	233	26	28	34	23	17	-
8/4 - 18:45	15	34	24	27	33	21	17	1 dia
9/4 - 04:15	20	80	18	26	33	18	13	2 dias
9/4 - 04:45	20	83	18	26	33	17	13	2 dias
9/4 - 07:15	20	94	17	25	33	17	13	2 dias
9/4 - 23:45	24	158	18	20	33	17	13	2 dias
11/4 - 22:15 (AP)	36	239	22	22	28	18	14	4 dias

E2 - Evento 1 - Período úmido - 07/04 à 09/04/18 - Volume Total: 45,5 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
7/4 - 00:00 (PP)	21	89	104	17	16	16	11	-
8/4 - 20:00	21	48	84	17	17	16	8	1 dia
9/4 - 02:30	19	52	77	16	16	16	2	2 dias
9/4 - 12:00	16	59	65	16	16	16	2	2 dias
10/4 - 11:00 (AP)	16	72	62	14	16	16	6	3 dias
10/4 - 13:00	17	72	60	14	16	16	6	3 dias
					X	X		Sem resposta

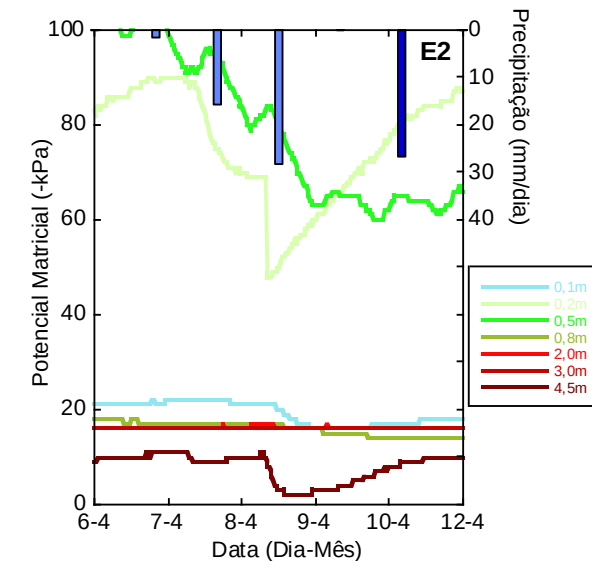
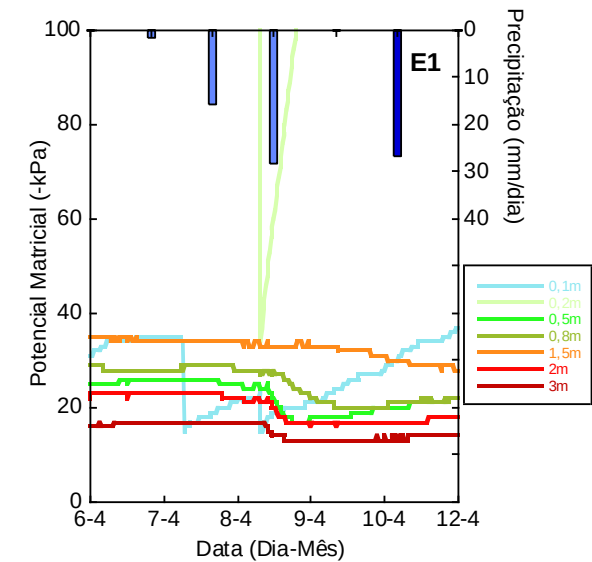


Figura 38: No lado esquerdo, há duas tabelas com o tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 1.

E1 - Evento 2 - Período Seco - De 01 a 07/08 - Volume Total: 65,2mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
1/8 - 00:00 (PP)	235	239	223	127	129	83	70	-
1/8 - 23:30	169	78	225	129	128	85	70	No 1º dia
6/8 - 19:00	16	116	89	121	121	37	30	5 dias
7/8 - 20:00	20	239	70	106	118	29	24	6 dias
7/8 - 21:30	20	239	70	105	118	29	23	6 dias
10/8 - 15:00 (AP)	41	239	49	72	118	30	24	9 dias
16/8 - 14:00	67	239	54	53	111	35	28	15 dias
28/8 - 06:30	171	239	84	60	96	46	37	27 dias

E2 - Evento 2 - Período Seco - De 01 a 07/08 - Volume Total: 65,2mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
1/8 - 00:00 (PP)	91	239	239	56	27	31	29	-
4/8 - 05:30	93	51	239	58	28	31	20	3 dias
4/8 - 12:30	93	53	239	58	28	31	11	3 dias
14/8 - 14:30 (AP)	28	117	116	25	28	30	25	13 dias
16/8 - 09:30	27	128	127	24	29	31	28	15 dias
20/8 - 18:00	28	146	136	22	29	32	31	19 dias
					X	X		Sem resposta

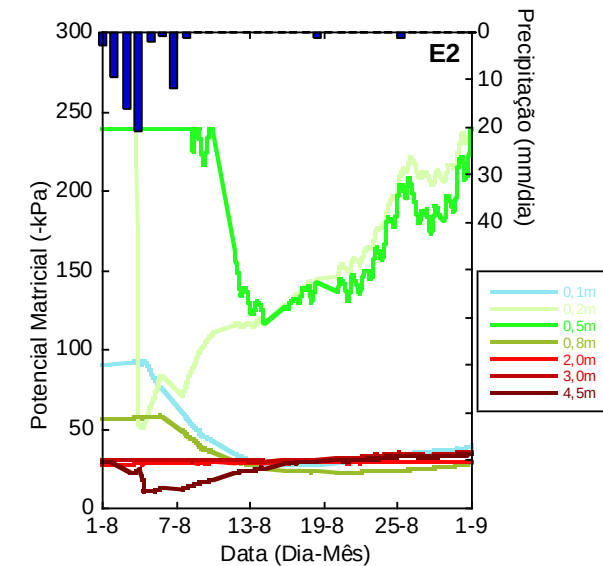
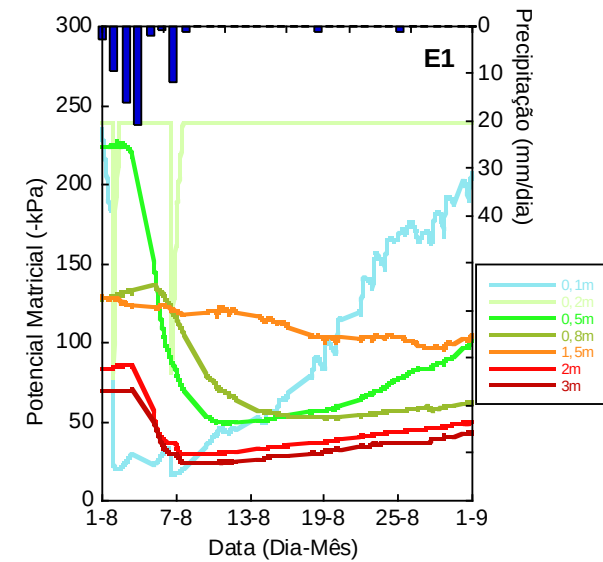


Figura 39: No lado esquerdo, há duas tabelas com o Tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação diária (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 2.

E1 - Evento 3 - Pós Período Seco - De 14/09 à 20/09/18 - Volume Total: 62,9 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
14/9 - 00:00 (PP)	239	239	187	85	118	61	53	-
14/9 - 19:20	113	85	190	87	119	62	24	No 1º dia
14/9 - 21:20	26	150	192	87	120	63	17	No 1º dia
18/9 - 02:20	16	199	71	92	104	28	20	4 dias
18/9 - 15:20	19	228	63	89	103	24	19	4 dias
23/9 - 18:20 (AP)	40	239	41	55	89	27	23	9 dias
26/9 - 17:50	78	239	45	50	86	31	28	12 dias
17/10 - 20:50	21	189	46	54	63	38	33	33 dias

E2 - Evento 3 - Pós Período Seco - De 14/09 à 20/09/18 - Volume Total: 62,9 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
14/9 - 00:00 (PP)	67	239	239	43	31	42	39	-
15/9 - 18:50	70	69	95	45	31	42	9	1 dia
15/9 - 21:20	70	71	98	45	31	42	7	1 dia
18/9 - 02:20	48	72	93	42	31	41	15	4 dias
24/9 - 10:20 (AP)	29	105	111	26	33	42	30	10 dias
25/9 - 03:20	29	111	125	25	33	43	32	11 dias
					X	X		Sem resposta

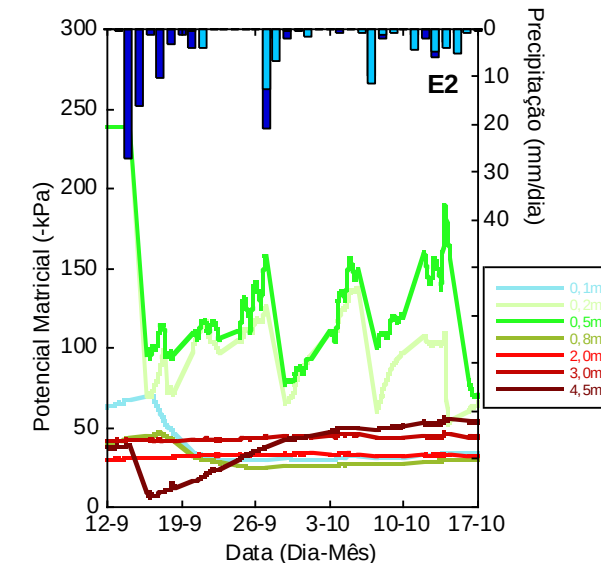
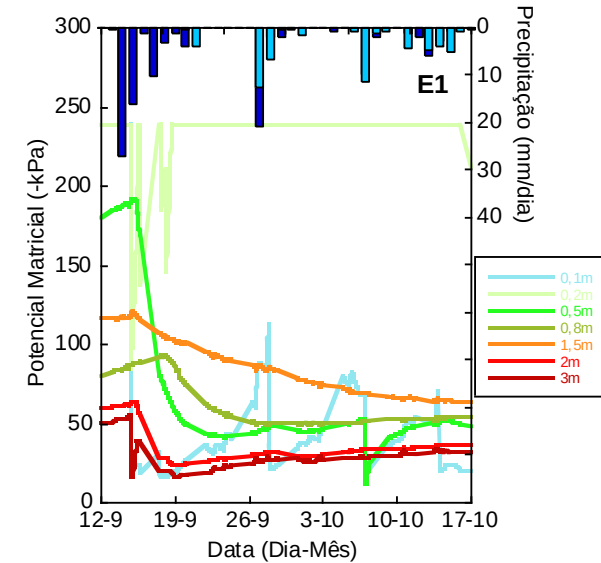


Figura 40: No lado esquerdo, há duas tabelas com o Tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 3.

E1 - Evento 4 - Período úmido - De 19 a 20/11 - Volume Total: 37,3 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
19/11 - 08:50 (IP)	99	239	37	33	41	26	21	-
19/11 - 17:50	21	61	37	33	41	27	21	8:40h
20/11 - 18:50	18	111	17	29	40	18	14	1 dia e 10h
20/11 - 19:50	18	110	16	29	40	18	14	1 dia e 11h
21/11 - 01:50 (AP)	19	114	16	26	40	17	13	1 dia e 17h
22/11 - 10:50	22	209	19	22	39	16	14	3 dias e 2h
22/11 - 11:20	22	208	19	22	38	16	14	3 dias e 2:30h

E2 - Evento 4 - Período úmido - De 19 a 20/11 - Volume Total: 37,3 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
19/11 - 08:50 (IP)	25	165	198	18	22	45	49	-
19/11 - 16:20	26	50	198	18	22	45	50	7:30h
19/11 - 20:50	25	56	86	18	22	44	50	12:00h
20/11 - 22:20	14	69	96	16	21	42	60	1 dia e 13:30h
22/11 - 17:50 (AP)	16	102	109	14	20	41	42	3 dias e 9h
					X	X		Sem resposta

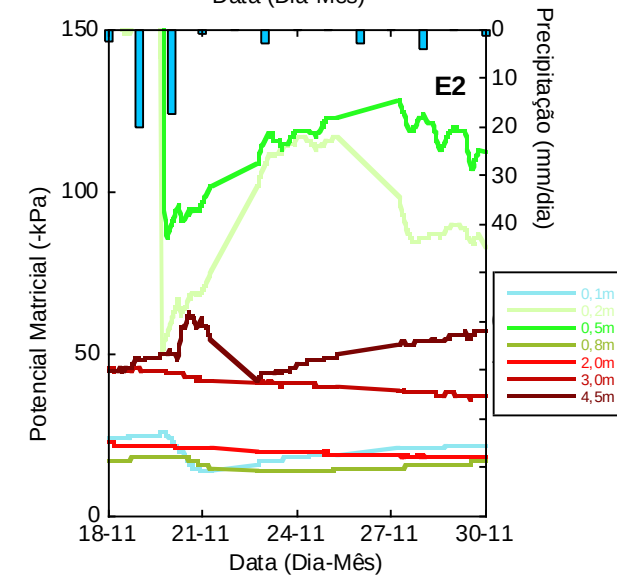
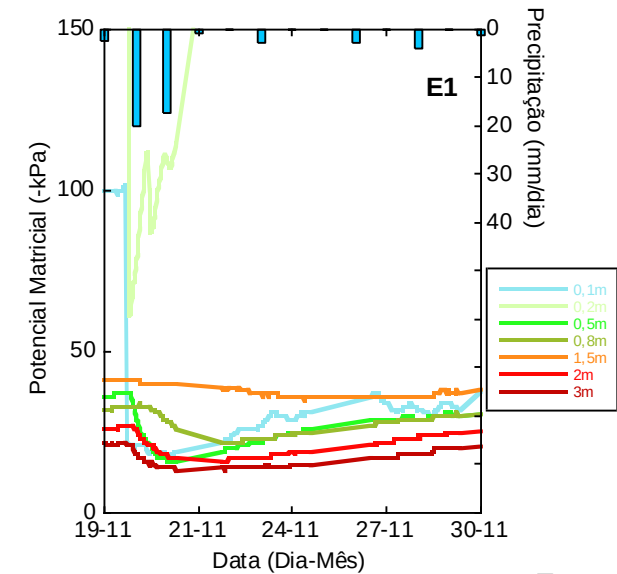


Figura 41: No lado esquerdo, há duas tabelas com o Tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 4.

E1 - Evento 5 - Período úmido - Dia 07/12 - Volume Total: 13,6 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
7/12 - 00:10 (IP)	19	239	36	37	45	33	28	-
7/12 - 06:50	17	239	36	38	44	33	28	6:40h
7/12 - 07:20	17	61	36	38	44	33	28	7:10h
9/12 - 22:50 (AP)	23	225	25	31	46	24	20	1 dia e 22:40h
9/12 - 23:20	22	224	25	31	45	24	19	1 dia e 23:10h
10/12 - 03:50	22	233	25	30	45	24	20	3 dias e 3:40h
					X			Sem resposta

E2 - Evento 5 - Período úmido - Dia 07/12 - Volume Total: 13,6 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
7/12 - 00:10 (IP)	25	118	105	19	18	33	63	-
7/12 - 03:50	25	57	99	19	18	33	63	3:40h
7/12 - 21:50	21	92	85	19	18	32	27	21:40h
8/12 - 10:20 (AP)	19	97	88	18	18	32	17	10:10h
10/12 - 10:20	18	138	101	16	18	30	18	2 dias e 10:10h
				X	X	X		Sem resposta

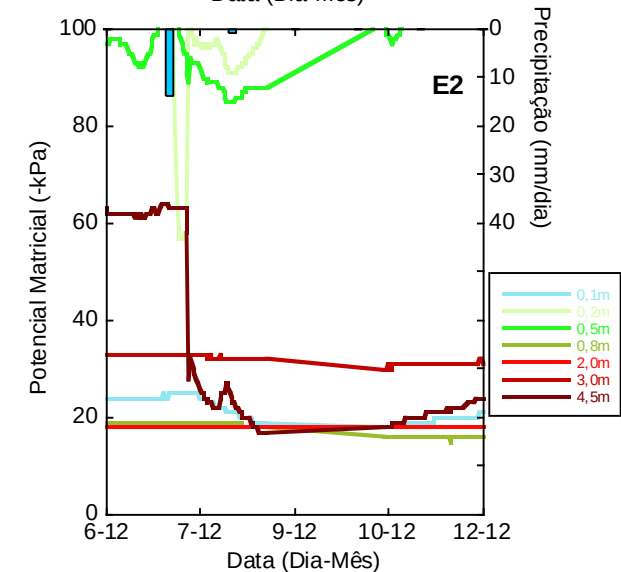
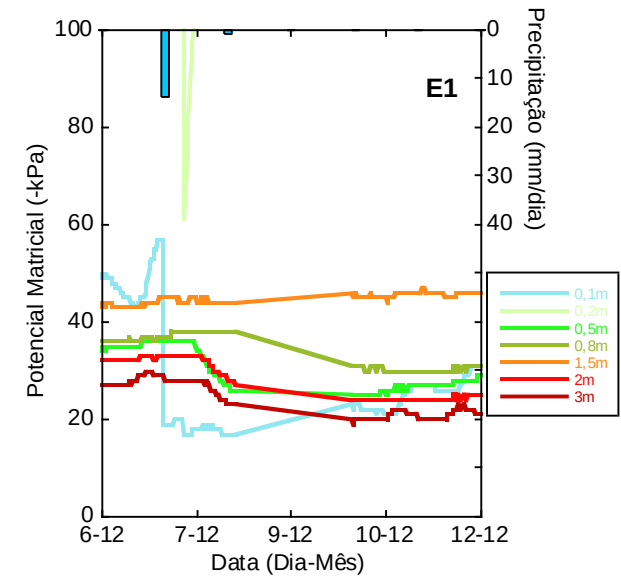


Figura 42: No lado esquerdo, há duas tabelas com o Tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 5.

E1 - Evento 6 - Período úmido - De 21 a 28/12 – Volume Total: 75,4 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	1,5m	2m	3m	
21/12 - 14:00 (IP)	207	239	68	49	62	35	32	-
24/12 - 20:50	26	51	86	56	64	39	35	3 dias e 6:50h
25/12 - 03:50	22	121	69	56	63	14	12	3 dias e 13:50h
25/12 - 13:50	23	181	40	53	61	12	12	4 dias
28/12 - 04:20 (AP)	16	148	12	33	45	13	12	6 dias e 14:20h
28/12 - 05:20	15	157	12	32	45	13	12	6 dias e 15:20h
29/12 - 03:20	19	236	15	24	38	13	12	7 dias e 13:20h
30/12 - 04:20	23	239	20	24	34	13	12	8 dias e 14:20h

E2 - Evento 6 - Período úmido - De 21 a 28/12 – Volume Total: 75,4 mm								
Data e horário	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	4,5m	
21/12 - 14:00 (IP)	44	239	239	27	20	35	67	-
25/12 - 01:05	15	128	156	33	21	35	55	3 dias e 11:50h
27/12 - 14:35	17	108	89	18	21	33	23	6 dias
27/12 - 21:05	17	89	103	17	20	32	22	6 dias e 7:30h
27/12 - 22:35	17	99	106	17	20	32	21	6 dias e 8:35h
28/12 - 00:05 (AP)	19	130	116	1	20	32	21	6 dias e 10:05h
					X	X		Sem resposta

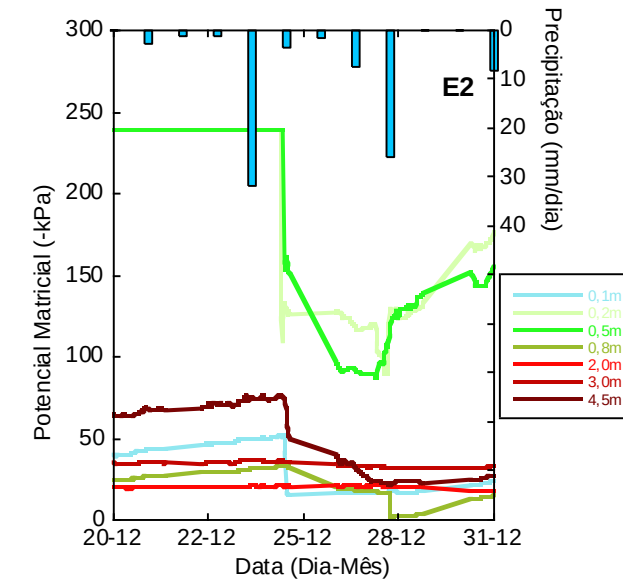
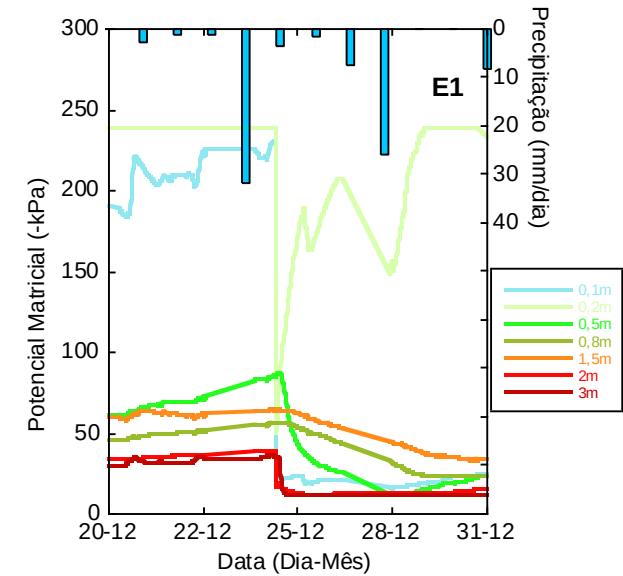


Figura 43: No lado esquerdo, há duas tabelas com o Tempo de resposta (TR) entre o primeiro dia de chuva e o pico de PMS alcançada em cada profundidade do solo (em destaque), na E1 e E2. Legenda: PP: Primeiro dia de precipitação; AP: Após as precipitações. No lado direito, há dois gráficos com a distribuição da precipitação (mm) e os picos de PMS (-kPa) na E1 e E2, durante o evento 6.

Tabela 13: Tempo de resposta (TR) entre o início da chuva e o pico de umidade alcançada em cada profundidade do solo, na E3 nos eventos 4, 5 e 6.

Data e horário por evento (2018)	Pico de PMS por profundidade no solo (-kPa)							TR
	0,1m	0,2m	0,5m	0,8m	2m	3m	3,7m	
Evento 4 Dia 19/11/18	-	-	-	-	-	-	-	Sem respostas
Evento 5 Dia 07/12/18 - 23:00	94	-	-	-	-	-	-	1:10h
Evento 6 Dia 25/12/18 - 20:10	-	-	-	14	-	-	-	4 dias e 6h:10min

Na E3, sugere-se que tanto a porção superior como a inferior do solo não demonstraram uma relação direta com a entrada de chuva, visto que os sensores não apresentaram respostas aos eventos de chuvas selecionados, com algumas exceções (Tabela 13). Contudo, nesta estação, o período de monitoramento foi menor e cobriu dois meses com baixas chuvas (janeiro e fevereiro), o que dificultou a análise do TR.

Diante de todos os dados de potenciais matriciais no solo, tanto em detalhe, como em valores médios foi possível compreender a dinâmica de armazenamento da água no solo, assim como o TR permitiu verificar a ocorrência de fluxos preferenciais. Em seguida será examinado os dados de potenciais totais, que demonstram os sentidos dos fluxos de água no interior dos perfis.

5.3.4 Análise do potencial total por estação

Na E1 (Figura 44), os fluxos descendentes mostraram-se predominantes ao longo do perfil do solo, com exceção das camadas em 0,5m e 2m, onde os fluxos tornaram-se ascendentes, tanto durante os picos de precipitações, como nos momentos secos (sem ou com baixo volume de chuvas) (Figura 45 – padrão 1). Apenas em períodos secos com maior duração, os fluxos passaram a ascender em 0,8m, assim como ocorreu nas duas longas drenagens durante as estações secas (de 10/06 a 04/08/18 e de 20/08 a 16/09/18). Pode-se constatar uma convergência de fluxos para as camadas em 0,2m e 1,5m, as quais apresentaram-se mais secas - assim como revelaram os dados PM - atraindo a umidade das camadas adjacentes e subjacentes.

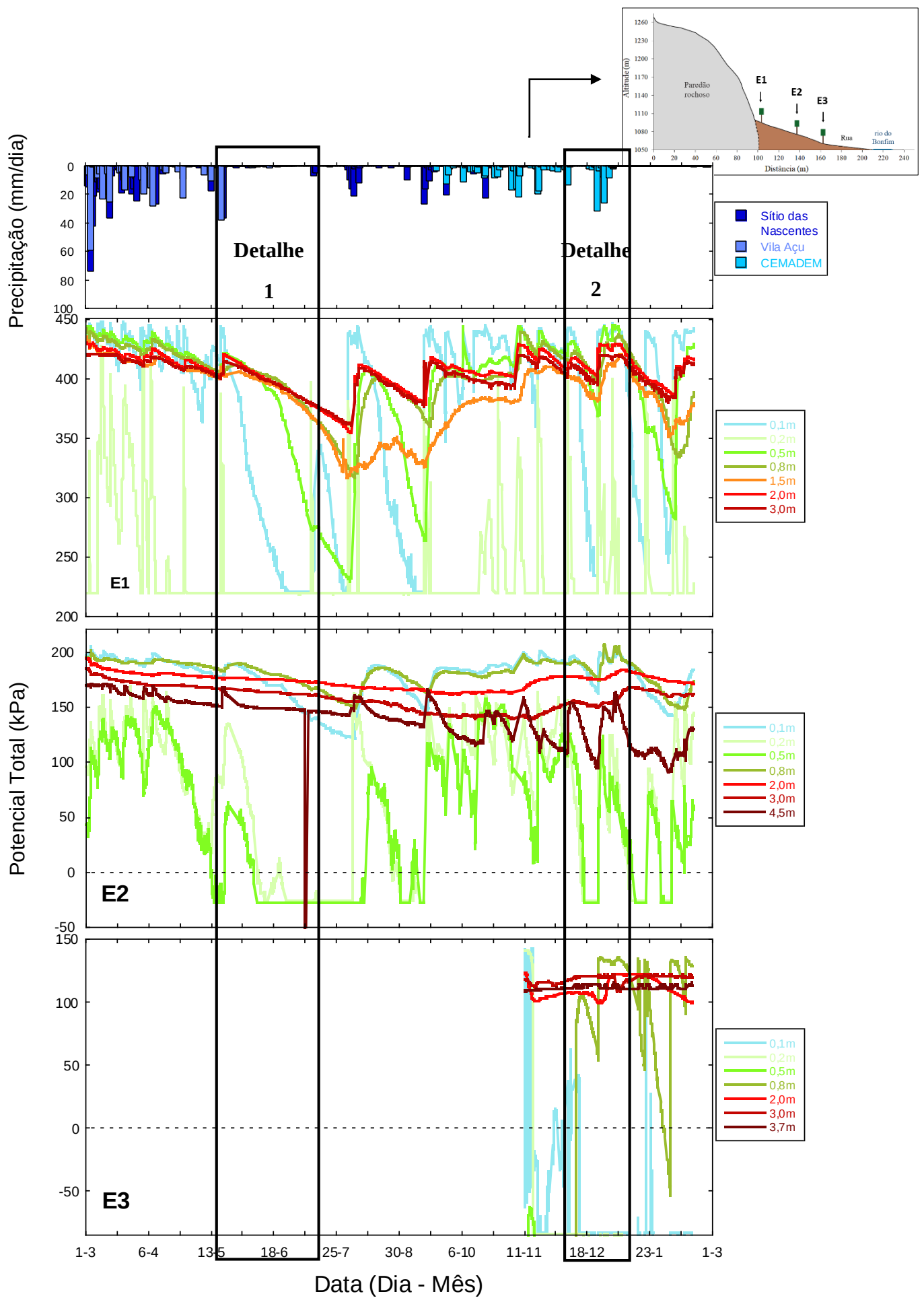


Figura 44: Distribuição da precipitação (mm) e variação do potencial total (kPa) em diferentes profundidades nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.

No primeiro período úmido (02/03 a 19/05/2018), as últimas duas profundidades do solo (2 e 3m) demonstraram aproximadamente os mesmos valores de potenciais totais durante drenagens e picos de precipitações, atingindo, assim, uma condição hidrostática. Este comportamento mostra que não há mudança no movimento vertical do fluxo (não se torna nem ascendente ou descendente), permanecendo constante com o tempo, o que indica a movimentação lateral da água – assunto, este, que será abordado na seção de discussão dos resultados. Em algumas drenagens ocorreu o mesmo nos sensores em 0,5 e 0,8m. Ademais, as camadas em 2 e 3m também apresentaram condição hidrostática no período de estiagem (20/05 a 13/09/2018).

Na E2 (Figura 44), durante as precipitações, os fluxos descendentes foram predominantes ao longo do perfil, com ascensão apenas em 0,8m e 4,5m. Em 4,5m, os fluxos mostraram-se ascendentes ou com gradiente próximo de zero com a camada em 3m. No dia 16 de setembro esta ascensão evoluiu até 2m pela única vez, dentro do período total, em resposta a chuva do dia 14 (27 mm).

Nos momentos secos, os fluxos no perfil tornaram-se ascendentes somente na camada em 0,8m. Nos momentos secos com maior duração, a umidade ascendeu exclusivamente na porção inferior do solo, em 2m, atingindo até 0,5m (05/07-09/08/18 e 21/01-17/02/19).

Nesse contexto, ao longo do período de monitoramento, ocorreu a convergência de fluxos nas profundidade em 0,5m/0,2m, as quais mostraram menor umidade do que as camadas situadas ao redor, segundo os dados de PMS. Por outro lado, notou-se a divergência de fluxos em 0,8m.

De modo geral, na E3 (Figura 44), durante os picos de precipitações, a umidade apresentou-se descendente no perfil, com exceção da profundidade em 0,8m e 3m, onde apresentaram fluxos ascendentes, alcançando até 0,5m e 2m, respectivamente. Nos momentos secos, os fluxos tornaram-se ascendentes na camada em 3m (evoluindo até 0,5/0,2m).

Vale mencionar, que no primeiro mês o sensor em 0,8m da E3 não funcionou, assim, a análise em relação a esta profundidade realizou-se somente a partir de dezembro. Além disso, a drenagem brusca dos sensores superficiais nos primeiros dias do monitoramento pode ter sofrido influência do processo de instalação dos sensores, que são inseridos saturados no solo. Diante disso e do menor período de monitoramento tornou-se mais difícil identificar padrões de comportamento dos fluxos no solo.

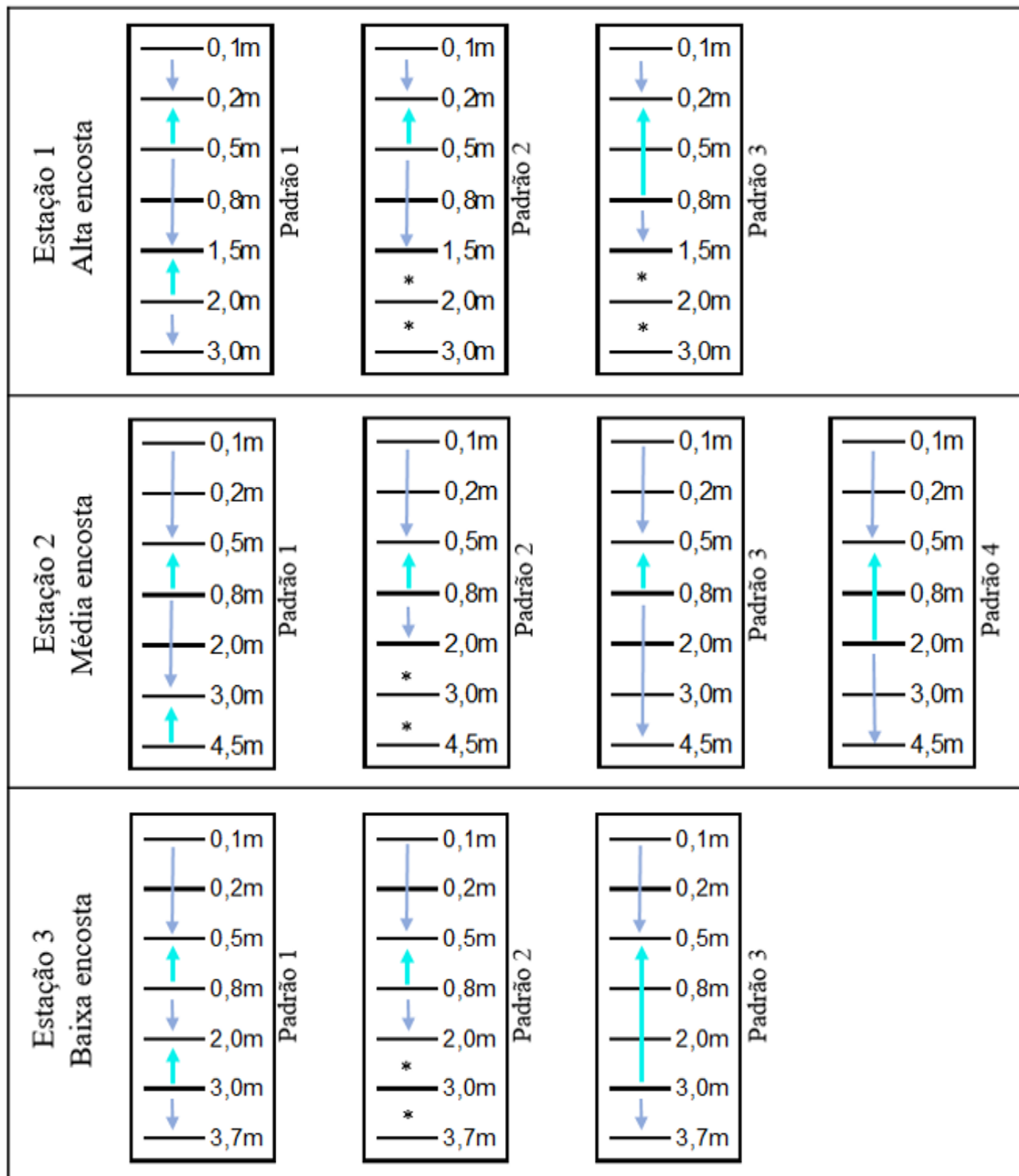


Figura 45: Esquemas com representações dos principais padrões de fluxos nos perfis de solo, nas estações 1, 2 e 3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente. Os perfis de solos são representados pelos retângulos com indicações de cada profundidade ao lado direito destes. Os fluxos estão representados pelas flechas e os sentidos (ascendente e descendente) estão em tons diferentes de azul. Obs: *Condição hidrostática na respectiva profundidade do solo. Os padrões de fluxos ao longo dos perfis estão numerados e são indicados nos gráficos de PT.

Ao comparar a porção superior do solo nas três estações, pode-se constatar que na E1 ocorreu o predomínio de fluxos ascendentes em 0,5m de profundidade, ao passo que na E2 e E3 a ascensão ocorre em 0,8m. Na porção inferior do solo, na E1, os fluxos ascendentes ocorreram a partir de 2m durante o período total de análise; na E2, os fluxos apresentaram-se ascendentes em 4,5m (contato solo-rocha) somente durante picos de precipitações e, por fim, na E3, o predomínio da ascensão de fluxos procedeu-se em 3m (Figura 45).

Para facilitar a análise dos fluxos na E1 (Figura 46), realizou-se um corte na porção inferior do gráfico, onde mostrava a continuação das respostas dos sensores em 0,1m, 0,2m e 0,5m no momento de drenagem. No entanto, essas profundidades continuaram mostrando o mesmo comportamento ocorrido durante as precipitações. Além disso, é possível conferir estas respostas na Figura 44.

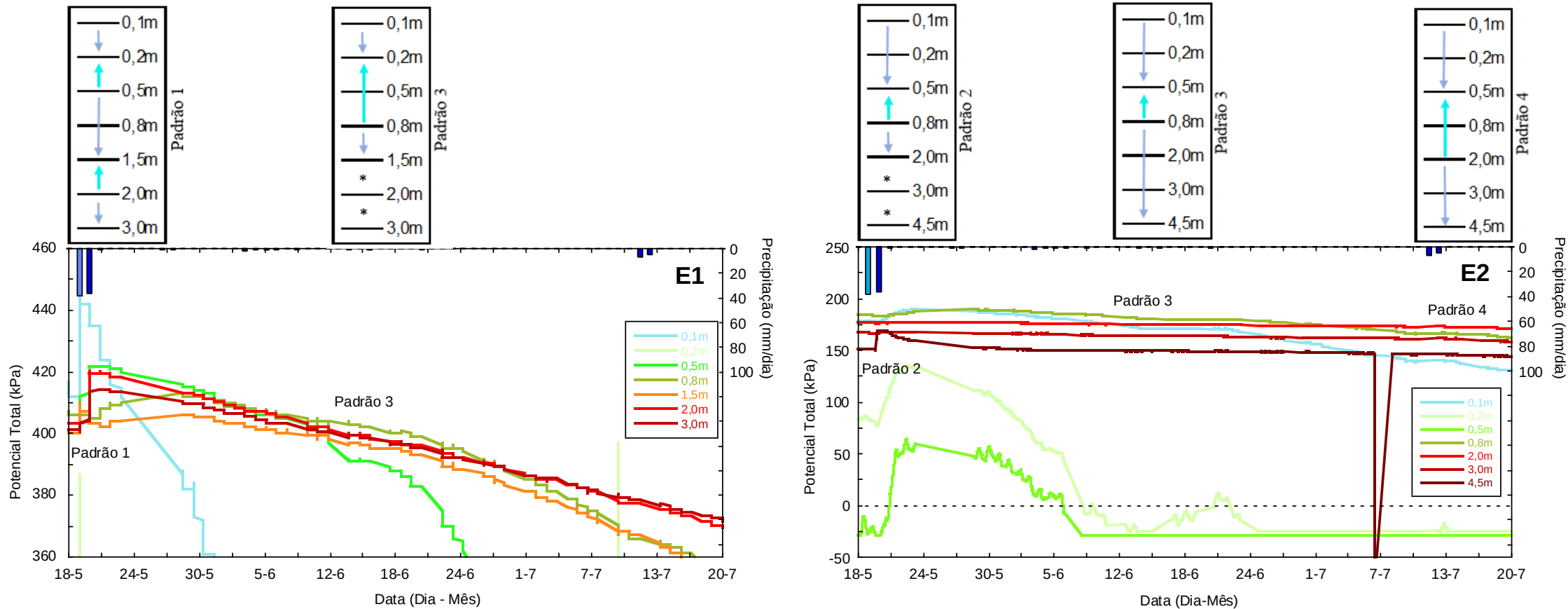


Figura 46: Distribuição da precipitação diária (mm) e variação do potencial total (kPa) ao longo do período denominado de “Detalhe 1” (do dia 18/05 a 20/07), em diferentes profundidades nas estações 1 e 2, situadas na alta e média encosta, respectivamente. Acima dos gráficos estão os esquemas mostrando os sentidos dos fluxos ao longo dos perfis de solos, conforme o gradiente de potencial apresentado nos gráficos.

Na E1 (Figura 46 – padrão 1), durante as precipitações do dia 19 e 20 de maio, a transferência de umidade ocorreu de modo descendente até 0,2m. Na profundidade de 0,5m os fluxos tornaram-se ascendentes (até 0,2m) mas também descendentes até a camada em 1,5m. Na porção inferior do perfil, os fluxos mostraram-se ascendentes em 2m (atingindo até 1,5m) e descendentes até 3m.

Após os picos de chuvas, a partir do dia 12/06, durante a drenagem no solo, a umidade ascendeu a partir de 0,8m (Figura 46 - padrão 3). Além disso, vale ressaltar, que os sensores em 2 e 3m passaram a apresentar aproximadamente os mesmos valores de potenciais totais, o que revelou uma condição hidrostática, sugerindo a não ocorrência de fluxos verticais nestas camadas. Tal comportamento também pode ser notado durante o molhamento em resposta ao pico de chuva.

Na E2 (Figura 46 – padrão 2), nos dois picos de precipitações, pode-se constatar o predomínio de fluxos descendentes até 0,5m. Na profundidade de 0,8m, a umidade passou a ascender (até 0,5m) mas também mostrou-se descendente, atingindo até 3m. Em 4,5m (contato solo-rocha) os fluxos ascenderam (até 3m).

Em seguida, no período seco, o comportamento foi o mesmo até 0,8m, entretanto os fluxos descendentes em 0,8m passaram a avançar até 4,5m (Figura 46 - padrão 3). As camadas em 2 e 3m não demonstram respostas, permanecendo com umidade constante, dessa forma, os fluxos provenientes de 0,8m podem ter alcançado ou não esta faixa do solo. Além disso, há uma distância considerável entre o sensor em 0,8m e 2m.

No final do período de drenagem, em torno do dia 01/07, a umidade passou a ascender de 2m para 0,5m (Figura 46 - padrão 4). Vale lembrar que a queda abrupta da linha de 4,5m no gráfico é um ruído do sensor, assim como fora mencionado na análise do PMS.

5.3.4.1 Detalhe 2

Na E1 (Figura 47), o comportamento de fluxos ao longo do perfil ocorreu do mesmo modo durante os picos de precipitações e momentos secos, o qual foi denominado como “padrão 1” já descrito no tópico anterior.

Na E2 (Figura 47), em resposta ao pico de chuva do dia 07/12, ocorreu o “padrão 2”, descrito mais acima, mas vale mencionar que a camada em 4,5m demonstrou os mesmos PT que 3,0m durante 4 dias (08-11/12). Em seguida ocorreu o “padrão 3”, também já descrito. Nas próximas duas precipitações, ocorreram picos de PT em 4,5m, mas somente no segundo, o fluxo conseguiu ascender, apresentando gradiente próximo de zero com a camada acima (padrão 1).

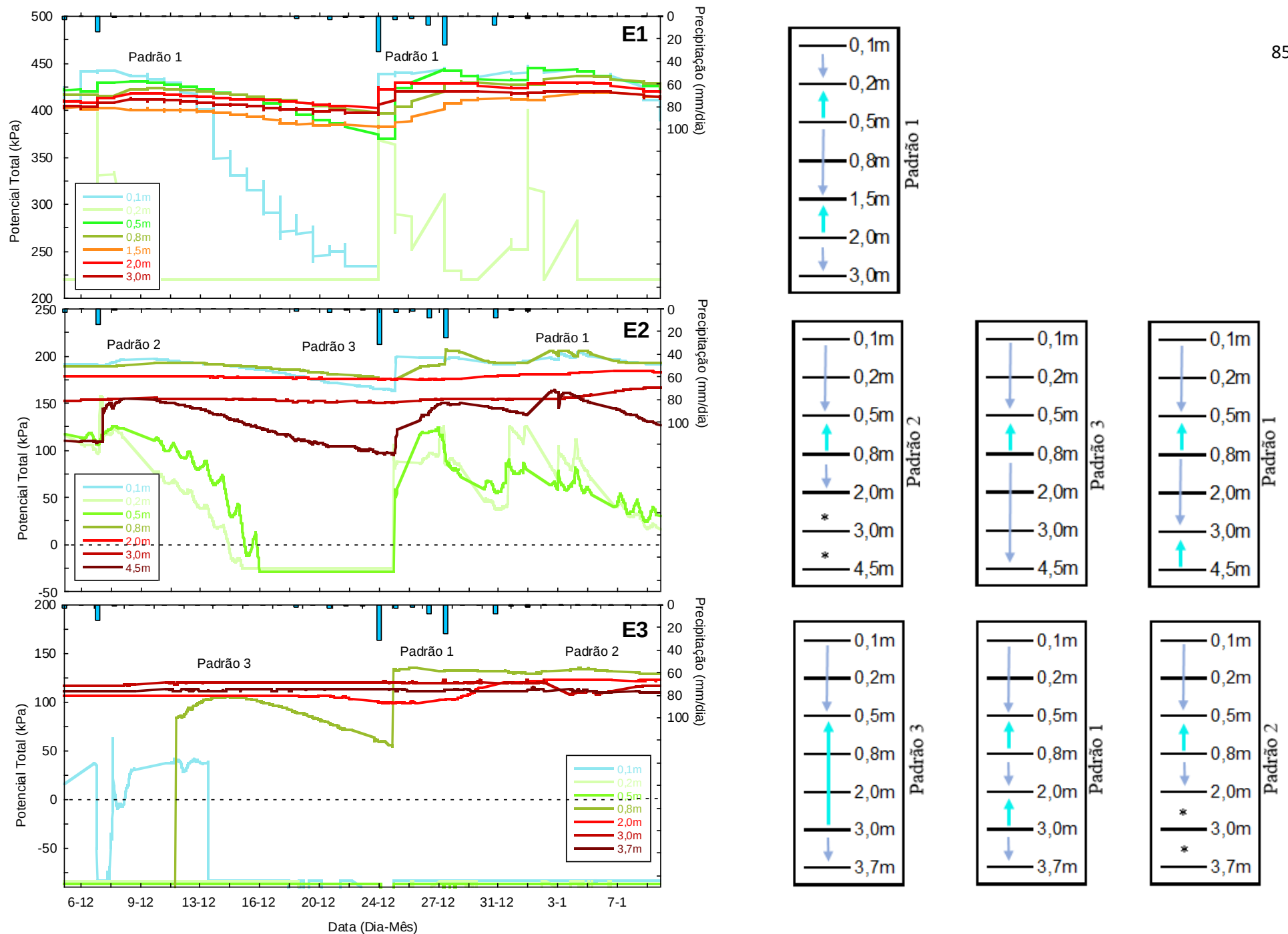


Figura 47: Distribuição da precipitação diária (mm) e variação do potencial total (kPa) ao longo do período denominado de “Detalhe 2” (do dia 18/11 a 10/01) em diferentes profundidades na E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente. Ao lado direito, estão os esquemas de perfis do solo com o sentido dos fluxos (flechas), indicados nos gráficos como padrões.

Na E3 (Figura 47), após o primeiro pico de chuva deste recorte, a transferência de umidade foi descendente até 0,5m. Em 3m os fluxos mostraram-se ascendentes (até 0,5/0,2m), como também descendentes até 3,7m (padrão 3).

Em resposta aos picos de precipitações do dia 24 e 28/12, a umidade apresentou-se predominantemente descendente até 0,5m, passando a ascender em 0,8m (até 0,5m/0,2m), onde também apresentaram-se descendentes até 2m. Em 3m, mostrou-se o predomínio de fluxos ascendentes até 2m e descendentes até 3,7m (padrão 1). Em seguida, a partir de 31/12, as profundidades em 2m e 3m apresentaram os mesmos valores de potenciais totais (condição hidrostática). Em seguida, essa condição ocorreu em 3m e 3,7m.

Por fim, a análise e descrição detalhada de todos os resultados permitirão uma discussão do significado deles no comportamento geral da hidrologia da encosta de estudo, que será abordado em seguida.

6. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

As discussões dos resultados serão realizadas em três etapas. Na primeira, será feita uma análise mais geral da hidrologia de encosta, considerando vários aspectos ambientais. Na segunda, será avaliada a influência do paredão rochoso na dinâmica hidrológica da encosta de estudo, com ênfase nos dados relacionados a porção inferior do perfil do solo. Na terceira, serão propostos dois modelos hidrológicos conceituais da encosta.

6.1 HIDROLOGIA DE ENCOSTA

Na área de estudo, o regime de precipitações é típico de regiões serranas tropicais, com clima mesotérmico úmido, além disso há a influência marcante da proximidade com o oceano e relevo montanhoso no regime de chuvas (Dantas et al., 2005; Dereczynski et al., 2009).

A maior parte dos episódios de precipitações na região tem caráter frontal ao longo do ano (Seluchhi et al., 2016). Entretanto, no verão é comum a ocorrência de sistemas convectivos elevarem os índices pluviométricos, caracterizando este período como a estação chuvosa, enquanto no inverno, há redução brusca dos totais de precipitações.

De acordo com ICMbio (2008), o índice pluviométrico médio anual na região serrana do Rio de Janeiro está entre 2.300mm a 2.500mm. No entanto, há trabalhos como o de Sobral et al. (2018) que mostram uma precipitação média anual mais baixa, com 1547 mm. André et al. (2008) também encontrou dados semelhantes, entre 1203 a 1532 mm. As estações Sítio das

Nascentes (SN) e do CEMADEM, fonte de dados para esta pesquisa, registraram valores um pouco abaixo, de 1082 mm durante o período total de monitoramento (11 meses e meio), o que certamente está mais atrelado aos meses de janeiro e fevereiro de 2019, que apresentaram baixos valores de precipitações, sendo um comportamento atípico para este período do ano.

Na região Serrana, conforme Silva e Dereczynski (2014) o total pluviométrico no verão é em média de 600 a 1.350 mm e no inverno de 300 mm. Neste trabalho, as estações registraram valores mais baixos, de 143 mm (SN) no período seco (de maio a setembro) e 490 mm (CEMADEM) no período úmido (de setembro a fevereiro).

A sazonalidade da região é marcada por dois períodos de precipitações, um úmido, de outubro a abril e o outro seco, de maio a setembro. Ao analisar os dados de potencial matricial para o intervalo total de monitoramento, pode-se perceber que a umidade do solo acompanhou a sazonalidade, sobretudo, na porção superior do solo (0 - 1,5m).

No período úmido, os solos apresentaram maior umidade e oscilações mais frequentes entre os processos de molhamento e secamento. No período seco mostrou-se menor umidade e drenagens mais longas (em torno de quase 3 meses na E1 e 2 meses na E2). Em trabalhos como de Yu et al. (2015), a umidade também exibiu relação com as precipitações, variando de modo semelhante aos padrões de chuva.

A encosta de estudo é coberta por floresta sob solos arenosos e a sua base é cortada pelo rio principal da bacia do Bonfim, que também mostra um comportamento diretamente atrelado ao regime de precipitações. Através de observações de campo percebeu-se que a drenagem do canal reduz durante o período de estiagem, o que indica uma rápida drenagem dos fluxos subsuperficiais que abastecem o rio nesse período.

Para analisar a encosta de estudo inseriu-se alguns dados com informações concentradas (Tabela 14) das características do local de instalação das estações de potencial matricial, apresentados anteriormente, com o objetivo de facilitar a compreensão durante a discussão.

Em ambientes de floresta, os caminhos preferenciais criados pelo sistema de raízes e pela fauna pedogênica conduzem mais rapidamente os fluxos de água, principalmente no sentido vertical (Sidle *et al.*, 2001; Buttle e McDonald, 2002; Allaire *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2019). A penetração da água, através de fluxos preferenciais verticais, permite que a água da chuva desvie da matriz do solo e se mova para abaixo da zona radicular, abastecendo, assim, as águas subterrâneas, como também o fluxo de base (Cheng *et al.*, 2017)

O sistema de raízes, blocos rochosos e o substrato rochoso na encosta de estudo, são fatores que podem gerar caminhos preferenciais, conduzindo fluxos mais velozes em direção ao canal do rio Bonfim. A variabilidade da velocidade dos fluxos e a proporção de água

infiltrada depende das condições de umidade antecedentes, das características do solo e do substrato rochoso para gerar uma rápida vazão (Mosley, 1982).

Tabela 14: Caracterização do local de instalação das estações de potencial matricial na encosta de estudo. Legenda: PS= profundidade do solo até a rocha sã; MA= Mata Atlântica (vegetação secundária).

Estação	Altitude (m)	Declividade (°)	Geologia	Textura dos Solos	PS (m)	Vegetação	Serrap.
E1	1097	58%	Ortognaisse	Areia Franca	3	MA arbustiva	Não
E2	1072	34%	Ortognaisse	Franco-Argilo-Arenosa	4,5	MA arbórea	Sim
E3	1066	53%	Ortognaisse	Franco-Argilo-Arenosa	3,7	MA arbórea	Sim

A rocha impermeável é considerada como um dos principais condicionantes de fluxos subsuperficiais laterais saturados, em respostas as precipitações (Mcdonnell *et al.*, 1996; Freer *et al.*, 1997). O substrato funciona como uma barreira para o fluxo vertical no perfil, aumentando o teor de umidade na interface solo-rocha. Assunto, este, que será abordado em detalhe no próximo tópico do texto.

De modo geral, a encosta de estudo apresentou dois padrões de umidade no solo. A porção inferior dos perfis (de 2m ao contato solo-rocha) demonstrou valor médio de potencial matricial de -26 kPa, portanto (indiretamente) maior teor de umidade, quando comparada a porção superior (0 – 1,5m) com -132 kPa.

Na porção superior do solo, os valores médios de PMS são maiores nas estações 1 e 2 (cerca de -97 kPa), situadas na alta e média encosta, respectivamente, enquanto a E3 (-201 kPa), no sopé da elevação, tornou-se mais seca.

Na escala de encosta, a topografia geralmente tem um papel fundamental na distribuição de umidade no solo (Zhu & Lin, 2011). Neste estudo, ao considerar somente a porção superior dos perfis, as estações 1 e 3 demonstraram declividades semelhantes, 58% e 53%, respectivamente, mas a E3 apresentou-se 2 vezes mais seca. Na E2, a inclinação é mais baixa (34%) do que nas outras estações, todavia exibiu umidade similar a E1. Dessa forma, a declividade não parece ter exercido um papel preponderante no padrão de umidade nesta porção do solo, no entanto, é importante ressaltar que a inclinação é um fator condicionante na formação de fluxos subsuperficiais laterais.

Diversos trabalhos na literatura atestam a existência da relação negativa entre a declividade e o teor de água no solo (Cerdà e García-Fayos, 1997; Famiglietti, J. S. *et al.*, 1998; Essig *et al.*, 2009). A alta declividade dificulta o processo de infiltração e aumenta a taxa de

drenagem e de fluxos (superficiais e subsuperficiais), desse modo terrenos com maior inclinação geralmente são mais secos do que áreas mais planas (Western et al., 1999). Assim, isto não parece explicar, sobretudo, a situação na E1 e E3, visto que mesmo com declividades quase iguais mostraram comportamentos distintos.

De acordo com Lanni *et al.* (2011) uma mudança no ângulo de inclinação na base da encosta pode aumentar a drenagem na porção mais acima ou impedi-la, causando um efeito de atraso. Na encosta de estudo, isto também não parece acontecer porque há mudanças na declividade ao longo do transecto, não sendo algo contínuo com quebra abrupta no sopé. Assim, seria difícil gerar este efeito de atraso em toda a porção mais alta da encosta. Esta questão, sobre a umidade na porção superior dos solos, será abordada novamente mais para frente no texto.

Na porção inferior dos perfis, infere-se que o maior teor de umidade foi gerada por influência do paredão rochoso. Assunto, este, que será discutido em detalhe, no próximo item. A posição da encosta também parece ter contribuído para este padrão de umidade, em decorrência do aumento a partir das áreas mais elevadas (com cerca de -32 kPa) para a mais baixa, na E3 (-15 kPa). Isso ocorre porque os locais mais baixos tendem a receber e armazenar maior volume de água, proveniente das porções superiores da encosta (Hewlett, 1961; Liu e Zhang, 2007), sendo áreas mais propícias a saturação.

Bayabil et al. (2010) encontraram resultados semelhantes sobre a influência da posição do relevo, ao avaliarem a distribuição da umidade em encostas íngremes sob diferentes coberturas. Os autores observaram que todos os terrenos analisados apresentaram maior umidade na base das encostas e os respectivos tipos de vegetação mostraram taxas de infiltração superiores às taxas de precipitação; indicando, portanto, que os fatores topográficos (posições da encosta) dominariam qualquer fator ecológico.

Na análise do comportamento da água no solo, as frações granulométricas são fundamentais para indicar se há maior ou menor tendência de movimentação ou retenção, entretanto podem ou não condicionar a umidade no solo. Neste estudo, os cinco perfis de solo apresentaram maiores teores de areia, com valor médio de 70% e os finos apresentaram percentual mais baixo, com 17% de silte e 13% de argila.

Na alta encosta (Estação 1), o perfil apresentou a maior percentagem média de areia total (82%), que diminuiu em direção as porções mais baixas (E2, E3 e S5), onde o valor médio foi de 65%. A diminuição da fração areia grossa foi acompanhada pelo aumento do teor de argila ao longo da encosta. O perfil na E1 mostrou concentração baixa de argila, com valor médio de 3%, ao passo que nos outros perfis, os valores médios aumentaram para cerca de 20%.

Em relação a granulometria de solos na região serrana do Rio de Janeiro, Lawall (2010) ao analisar a textura do solo em diferentes áreas na bacia do Bonfim, encontrou no ambiente de floresta, incluindo a mesma encosta de estudo deste trabalho, 68% de areia, 27% de silte e 5% de argila, em termos de valores médios. Os valores de areia apresentados pela autora foram semelhantes ao desta pesquisa, mas destoaram em relação ao silte e argila.

Padrão similar em todas as frações pode ser visto no trabalho de Martins *et al.* (2007), que ao estudar a relação de solo-relevo no Parque nacional da Serra dos Órgãos, obteve média de 70% de areia, 9% de silte e 19% de argila (variando entre 9 e 30%). Borges (2016) ao analisar as frações granulométricas de quatro ambientes na bacia de Córrego Dantas, em Nova Friburgo - RJ, também encontrou solos com classificação franco arenosa, com valores de areia total em torno de 60% (assim como os perfis S4 e S5).

Na encosta de estudo, a textura não parece ser um fator de influência significativo para o padrão de umidade. Não ocorreram grandes alterações texturais ao longo dos perfis, mas os teores de umidade mostraram-se bem distintos entre a porção superior e inferior, assim como já fora mencionado antes. Além disso, a diferença de percentagem de argila entre as estações 1 e 2 é cerca de 20%, mas os valores médios de PMS são quase iguais. Na E3, mesmo apresentando maior teor de argila do que na E1, a porção superior mostrou valor médio de potencial matricial 2 vezes mais baixo.

Por outro lado, a textura pode ter potencializado o comportamento na porção inferior do perfil. Na E1, a menor umidade (em relação a E3) e maior drenagem parece estar relacionada à textura areia franca, por ser um solo com baixa retenção e alta movimentação através de macroporos.

Este perfil, a partir da análise morfológica, indicou ter um alto teor de matéria orgânica; o que pode reduzir a condutividade hidráulica saturada e aumentar a capacidade de retenção (Wesseling *et al.*, 2009), no entanto o índice de argila mostrou-se extremamente baixo.

As estações 2 e 3 demonstraram maiores teores de argila do que na E1 e apesar da E2 apresentar aproximadamente o mesmo valor médio de PMS do que na E1, o comportamento foi mais constante, assim como na E3 (onde a umidade aumentou). Nesse sentido, a textura mais argilosa das estações 2 e 3 pode ter gerado maior estabilidade e retenção da água no solo, através das forças de coesão e adsorção, tendo uma diferença de percentagem significativa em relação ao perfil na E1 (por volta de 17%).

Solos arenosos geralmente apresentam alta condutividade hidráulica saturada e baixa capacidade de retenção da água, enquanto solos com textura fina mostram maior capacidade de

retenção da água, tornando sua condutividade hidráulica menor (Hillel, 1980; Brady e Weil, 2004; Lin *et al.*, 2006b; Wesseling *et al.*, 2009).

Além da fração granulométrica é fundamental considerar o tamanho, distribuição e conectividade do tamanho dos poros, visto que interferem na condução da água e provocam mudanças na hidrologia do solo (Bertolino *et al.*, 2010). O perfil na E2 apresentou alto percentual de porosidade total, com valor médio de 46% e macroporosidade em torno de 30% (Lawall, 2010).

A movimentação e permanência da água é regulada predominantemente pelas propriedades hidráulicas do solo (Geris *et al.*, 2015). A encosta de estudo, de acordo com os dados levantados por Lawall (2010), apresentou taxa média de infiltração de 50 cm/s e condutividade hidráulica saturada de $2,40 \times 10^{-5}$ e $3,88 \times 10^{-5}$ cm/s em 0,2m e 0,5m de profundidade, respectivamente (Tabela 15).

Tabela 15: Propriedades físico-hídricas do perfil de solo na E2, situada na média encosta. Legenda: K_{sat} : Condutividade hidráulica saturada, TBI: Taxa básica de infiltração (Fonte: Lawall, 2010).

Textura (Média até 50 cm)	Macro e microporos (%)	Porosidade total (%)	K_{sat} (cm/s)	TIB (cm/s)
Areia: 68,4%		00-05cm: 46,19		Teste 1: 60
Silte: 27%	Micro: ~70	15-20cm: 47,16	20cm: $2,40 \cdot 10^{-5}$	Teste 2: 54
Argila: 4,6%	Macro: ~30	45-50cm: 46,36	50cm: $3,88 \cdot 10^{-5}$	Teste 3: 36
		Média: 46,57		Média: 50

A taxa de infiltração na E2 pode ser considerada alta (Ilstedt *et al.*, 2007; Archer *et al.*, 2016). Harden e Scruggs (2003) ao observarem áreas florestadas (duas tropicais e uma temperada) em países diferentes, perceberam que a vegetação aumentou as taxas de infiltração, com valores variando de 0 a 20,6 cm/h. As taxas excederam a maioria dos eventos de chuva natural, confirmando que o escoamento superficial é raro em encostas sob florestas com solos rasos.

Muitos estudos mostram que solos florestados costumam apresentar maior permeabilidade em comparação a outros tipos de uso e cobertura, tendo grande influência na condutividade do solo próxima da superfície (Zimmermann *et al.*, 2006; Gonzalez-Sosa *et al.*, 2010; Pirastru *et al.*, 2013; Chandler *et al.*, 2018). Archer *et al.* (2016) ao investigar a taxa de infiltração do solo em florestas de diferentes idades, observou que quanto mais antiga a floresta, maior a condutividade hidráulica, proporção de macroporos, conectividade macroporosa e

presença de raízes, sugerindo serem fatores importantes para determinar a permeabilidade do solo.

Em áreas florestadas, a porosidade secundária formada por bioturbação (raízes e fauna pedogênica) conduz fluxos preferenciais, aumentando a movimentação da água no solo (Sobieraj *et al.*, 2002). Na E2, o aumento da condutividade de 0,2 para 0,5m pode estar relacionado justamente ao ambiente de floresta. No entanto, mais do que a presença de cobertura vegetal, as taxas de escoamento podem estar relacionadas, a própria capacidade do solo de transmitir água (permeabilidade) (Farrick e Branfireun, 2014a).

A condutividade hidráulica tende a diminuir da superfície para maiores profundidades, pela redução natural da porosidade, mesmo em solos sob florestas. No entanto, a alta declividade da encosta, a presença de blocos rochosos e, sobretudo, o contato abrupto solo-rocha podem gerar caminhos preferenciais na zona mais profunda do perfil e aumentar a condutividade hidráulica.

Os ensaios foram executados na E2 e apesar de não existirem os respectivos dados dos outros perfis, pode-se perceber que a textura é semelhante nas estações 2 e 3, logo, talvez, as propriedades hídricas também sejam, posto geralmente existir correlação entre ambas (Klute e Dirksen, 1986). Por outro lado, estas propriedades podem apresentar grande variabilidade de um ponto para o outro no interior do solo (Bonell *et al.*, 1983).

De modo geral, sobre a espessura dos solos pode-se dizer que ocorre um aumento em direção ao sopé da elevação. Na alta encosta (E1) o solo apresentou 3m de espessura; na média encosta (E2) 4,5m e na baixa encosta a profundidade chegou a alcançar 5,2m em um ponto acima da E3, onde a espessura é de 3,7m.

Ao relacionar a profundidade dos perfis com o teor de umidade na porção mais profunda do solo, observou-se que as estações 1 e 3 mostraram profundidades semelhantes, mas teores médios de potencial matricial bem distintos. Além disso, o perfil na E3 exibiu maior umidade do que na E2, todavia a espessura é menor.

Sugere-se, assim, que a profundidade do solo na encosta de estudo, no período monitorado, não interferiu de modo significativo na capacidade de armazenamento dos perfis. Tal comportamento revela o contrário de muitos trabalhos, que demonstraram que solos mais rasos tendem a serem mais secos, ao passo que os profundos tendem a apresentar maior umidade, justamente por possuírem maior capacidade de armazenamento (Teuling e Troch, 2005; Maeda *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2006b; Sayama *et al.*, 2011; Sun *et al.*, 2014).

As características dos solos, além das climáticas, proporcionaram o desenvolvimento da Floresta Tropical Pluvial Atlântica na região serrana do Rio de Janeiro. Na encosta de estudo,

a vegetação está em estágio intermediário de sucessão ecológica, com porte e cobertura maiores na média e baixa encosta.

A vegetação, através da evapotranspiração, pode reduzir de modo significativo a umidade em uma determinada profundidade, geralmente próximo da superfície do solo. A maior densidade de raízes e o alto consumo de água por meio da transpiração, pode levar ao secamento desta camada, ao passo que a cobertura da vegetação não permite a evaporação da superfície (Qiu et al., 2001). Na E1, a evapotranspiração parece ter causado as rápidas oscilações de PMS nos sensores em 0,1m e 0,2m, assim como a ascensão da umidade de 0,5 para 0,2m (conforme exibiram os dados de PT).

Em contraponto, vale mencionar que a vegetação na E1, com baixo porte e cobertura, permite uma certa incidência de radiação solar sobre a superfície do solo, o que pode aumentar sua temperatura, provocando também a evaporação, (Famiglietti, J. S. *et al.*, 1998; Loik *et al.*, 2004) além da transpiração, e, proporcionando, ainda, menor material para a formação de serapilheira.

Nesta estação, o comportamento em 0,2m também infere receber influência da declividade do terreno, visto que além dos baixos valores de potencial matricial, as respostas mostraram-se mais rápidas e com maior amplitude do que nas outras profundidades.

De acordo Gwak e Kim (2016), há um ponto de inflexão no padrão espacial da umidade no solo, que pode estar relacionada à mudança do controle da sucção da água para o controle da gravidade. A ação da gravidade faz o fluxo mudar de direção, em função da inclinação da encosta, assim, a água parece apenas passar pelo sensor - que acusa rapidamente o secamento e molhamento do solo – por estar se movimentando lateralmente no solo. Geralmente a declividade exerce uma interferência maior no fluxo lateral, do que no vertical à superfície do terreno, na zona não saturada do solo (lv, 2013).

Na E2, a vegetação é predominantemente arbórea e com maior cobertura, permitindo, assim, maior sombreamento e desenvolvimento da serapilheira, o que favorece a manutenção da umidade próximo da superfície do solo. Tal situação parece explicar o padrão do sensor em 0,1m. A ação da serapilheira promove a retenção de água e sua decomposição contribui para a formação de agregados e macroporos, gerando maior infiltração e distribuição dos fluxos sob o solo (Coelho Netto, 1985; Björn e Mcclaugherty, 2008).

Por outro lado, a vegetação, através da evapotranspiração, parece ter provocado os baixos valores e oscilações de potencial matricial em 0,2m e 0,5m. Os dados de PT reforçam esta análise ao revelar transferência de umidade ascendente da camada de 0,8 para 0,5m.

Diversos estudos mostram a atuação da evapotranspiração, quantificando estas taxas (Li *et al.*, 2016; Purdy *et al.*, 2018; Yu *et al.*, 2019). Na floresta Amazônica, por exemplo, a evapotranspiração da vegetação pode chegar a 54% da precipitação (Villa Nova *et al.*, 1976), enquanto em área de Mata atlântica, pode alcançar 30% do total precipitado (Cicco *et al.*, 2007).

A retirada da água e nutrientes através da transpiração das plantas na zona de raízes do perfil, causa o efeito de capilaridade e secamento desta faixa do solo, gerando um contraste com a camada abaixo mais úmida (Williams *et al.*, 2003; Tromp-Van Meerveld e McDonnell, 2006; Niu *et al.*, 2015; Yu *et al.*, 2015).

A maior umidade em 0,8m do que os sensores acima, além do contraste gerado pela evapotranspiração, os macroporos e caminhos preferenciais criados pelas raízes podem ter contribuído. Entretanto, não parece receber fluxos preferenciais significativos, pois não demonstrou respostas mais rápidas e abruptas, com raras exceções (03/01/19). Comportamento similar também foi observado por Lawall (2018).

Na E3, é importante mencionar que a cobertura vegetal apresenta porte e cobertura semelhante à da E2, contudo esta estação apresentou menores valores de potenciais matriciais em toda porção superior do perfil (de 0,1 a 1,5m).

Assim, diante desse contexto, pode-se constatar que a porção superior da encosta apresentou comportamento com respostas rápidas e fluxos gravitacionais (em solos arenosos e relativamente rasos), como esperado em ambiente de floresta (Jia e Shao, 2013; Zhang, Y.-W. *et al.*, 2016). A porção mais profunda mostrou o contrário, com maior teor de água e comportamento mais estável, sob influência de aspectos como a posição da encosta e maior retenção gerada pelo maior teor de argila. Esta parte do perfil será analisada em detalhe a seguir.

6.2 A INFLUÊNCIA DO PAREDÃO ROCHOSO NA HIDROLOGIA DE ENCOSTA

Ao longo da encosta de estudo, a porção inferior do perfil do solo, de 2m até o contato solo-rocha, apresentou maiores valores de potencial matricial (mais próximos de zero) em comparação a porção superior (Figura 48). Este comportamento indica estar relacionado a influência do paredão rochoso.

Para analisar a porção inferior do perfil inseriu-se alguns dados com informações concentradas (Figura 48) dos gráficos apresentados nos resultados, com o objetivo de facilitar a compreensão durante a discussão.

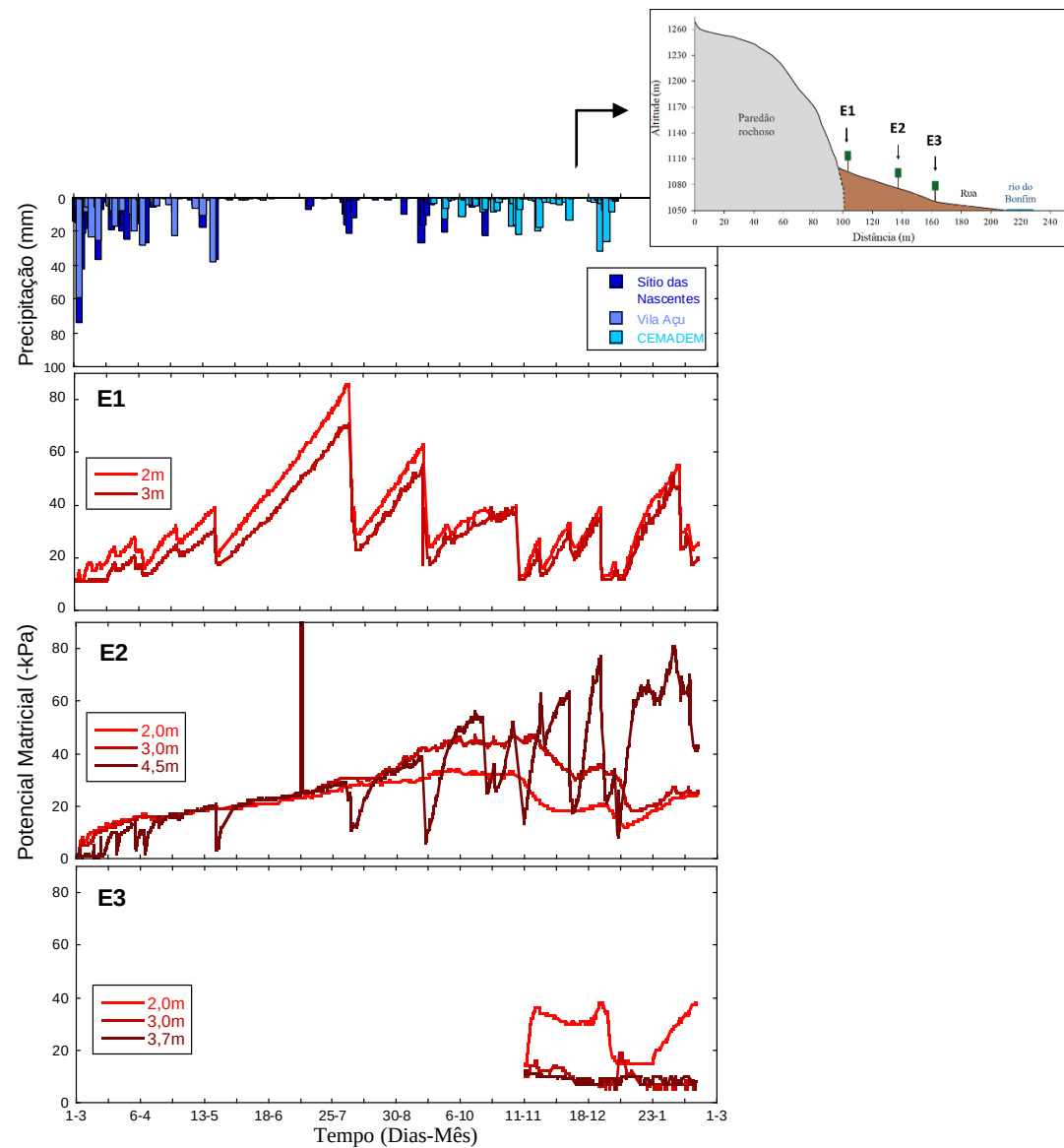
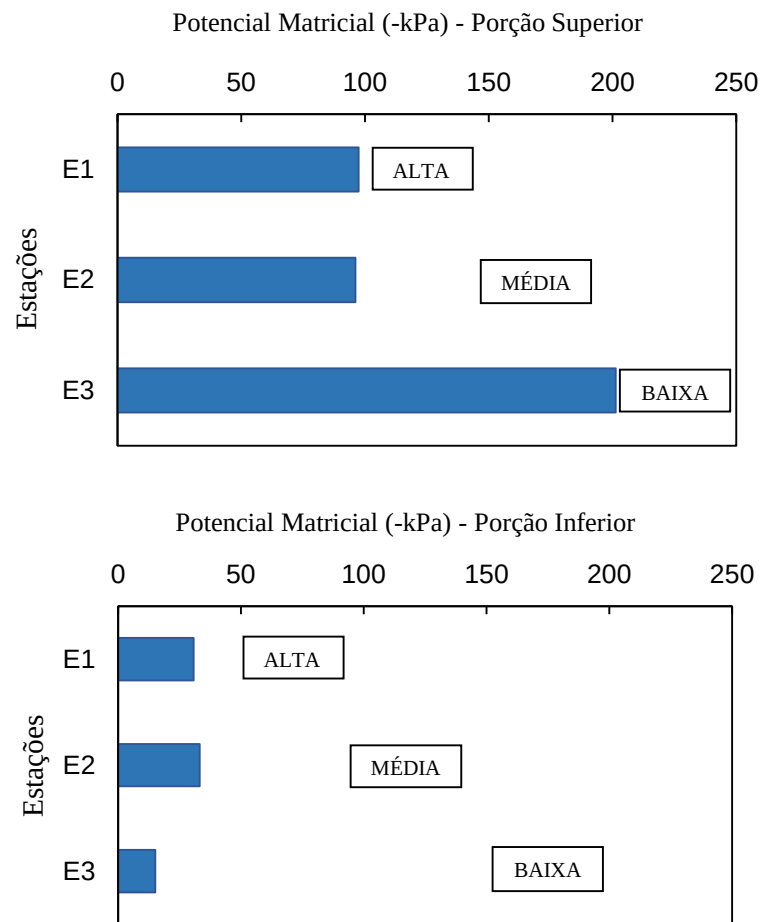


Figura 48: Ao lado esquerdo: média de valores de potencial matricial na porção superior e inferior dos perfis de solos nas estações, com a indicação das posições na encosta (alta, média e baixa). Ao lado direito: variação de precipitações diárias e do potencial matricial somente nos sensores instalados na porção inferior dos perfis, nas estações 1, 2 e 3.

Infere-se que o maior teor de umidade na porção mais profunda do solo ao longo da encosta foi condicionada pela diferença de permeabilidade do solo com a superfície da rocha, assim como vários trabalhos mostram isso na literatura (McDonnell *et al.*, 1996; Katsuyama *et al.*, 2005; Kosugi *et al.*, 2006; Hopp e McDonnell, 2009; Lanni *et al.*, 2013; Masaoka *et al.*, 2016)

Em escala de encosta, os caminhos de fluxos de água nem sempre são determinados pela topografia da superfície do solo, mas, sim, pela topografia da rocha (Freer *et al.*, 1997; McDonnell, J. J., 2003). A superfície do substrato rochoso impermeável ou semi-permeável, representa uma camada hidrológica de impedimento, podendo controlar a dinâmica de molhamento na encosta, condicionar o desenvolvimento de zonas saturadas transitórias e fluxos subsuperficiais laterais na interface solo-rocha (Freer *et al.*, 2002).

A água da chuva, ao atingir a superfície da rocha impermeável, pode formar uma zona saturada transitória na interface solo-rocha, durante precipitações intensas (Uchida *et al.*, 2003; Tromp-Van Meerveld e McDonnell, 2006; Katsura *et al.*, 2008); ou apenas provocar o aumento da umidade (Hopp e McDonnell, 2009). Nas três estações, o substrato rochoso parece condicionar um padrão semelhante, gerando a saturação ou uma condição próxima desta, durante os picos de chuvas.

A superfície da rocha condiciona o movimento da água na encosta, através da sua permeabilidade, determinada pela extensão, conectividade e geometria do sistema de fraturas (Gabrielli *et al.*, 2012). Desse modo, a rocha pode aumentar a poro-pressão positiva, através da ascensão de zonas de saturação (Mathewson e Keaton, 1990) e exfiltração de fluxos (Uchida *et al.*, 2002; Onda *et al.*, 2004). Por outro lado, as fraturas podem provocar a drenagem da encosta (Brönnimann *et al.*, 2013), visto que a maior densidade de fraturas e hidraulicamente conectadas permitem uma rápida infiltração e descarga de água no interior da rocha (Heppner *et al.*, 2007; Banks *et al.*, 2009; Gleeson *et al.*, 2009; Padilla *et al.*, 2014).

Diversos estudos demonstram que as exfiltrações contribuem para a formação de fluxos laterais/zonas saturadas no contato solo-rocha, ocorrendo geralmente na média ou baixa encosta e, sobretudo, durante precipitações intensas (Anderson *et al.*, 1997; Montgomery *et al.*, 1997; Onda *et al.*, 2001; Montgomery *et al.*, 2002). Tal situação parece diferir deste trabalho, onde a umidade sugere ser contínua, da alta para a baixa encosta, e, constante, por permanecer sem grandes alterações (E2 e E3) independente das precipitações, que ocorreram no período monitorado.

De maneira geral, existem algumas diferenças no comportamento hidrológico na porção inferior do solo nas três estações. Pode-se perceber, na Estação 1 (alta encosta), um padrão de

maior drenagem, demonstrando uma sensibilidade maior a entrada e saída de água no solo. As estações 1 e 2 apresentaram quase os mesmos valores de PMS ($\sim -30Kpa$), mas a partir da média para baixa encosta os valores aumentaram e o padrão tornou-se mais constante, permanecendo mais próximas da saturação; o que sugere receber a influência da posição mais baixa da encosta.

De modo semelhante, em relação a influência da posição da topografia, Zhu *et al.* (2014) perceberam que os graus de variação de umidade do solo foram significativamente influenciados pela quantidade e intensidade das precipitações, na alta e média encosta. No entanto, na posição mais baixa, a variação da umidade do solo durante a chuva foi influenciada principalmente pelo fluxo subsuperficial lateral. A precipitação acumulada foi menor do que o armazenamento de água no solo, mostrando que a água deve vir das áreas superiores da encosta para recarregar este local. Esta situação parece ocorrer nas estações 2 e 3, que indicam receber fluxos subsuperficiais provenientes da porção superior da encosta, mantendo maior umidade do que na E1 (e em relação a porção superior do solo), independente das características das precipitações.

Na E2, os três sensores mais profundos demonstraram valores similares de PMS na maior parte do período de análise, enquanto, o sensor em 4,5m (no contato solo-rocha) apresentou picos em resposta as precipitações, seguidas de rápidas drenagens.

Este sensor, foi o único a atingir ou aproximar-se da saturação, com raras exceções, e chegou a permanecer nesta condição por 14 dias (02/01 a 16/01/18). Tal comportamento, em 4,5m, pode sugerir a ocorrência de fluxo lateral. Tromp-Van Meerveld *et al.* (2007) encontraram resultados semelhantes ao monitorar uma encosta em Panola, nos EUA, onde o nível de água sobre a rocha mostrou oscilações bruscas entre picos e drenagens, confirmando, entre outros indícios, a presença de fluxo lateral na superfície do substrato.

Na E3, os dois sensores mais profundos (3,0m e 3,7m) exibiram umidade quase igual e constante, praticamente sem demonstrar respostas, tanto em relação aos eventos de chuvas, como aos momentos secos; ao passo que o sensor situado acima (em 2m) mostrou-se mais seco e com pequenas oscilações. O padrão em 3,0m e 3,7m foi similar ao dos sensores em 2m e 3m na estação 2, o que parece corresponder a um sistema em equilíbrio dinâmico, ou seja, próximo das condições de fluxo estacionário (Torres *et al.*, 1998; Blume *et al.*, 2009)

Apesar da estação 3 apresentar o maior teor de umidade na porção inferior do perfil do que nas outras estações, ao considerar somente a parte superior, revelou-se como a estação mais seca (Figura 48). Dessa forma, este comportamento infere que o maior volume de água em profundidade não é proveniente da superfície do solo, mas gerada por fluxo preferencial.

A porção inferior do perfil nas três estações, conforme já mencionado, demonstrou maior umidade durante o período completo de monitoramento, assim como o aumento no sopé da elevação (E3). Isto indica a formação de fluxo lateral ao longo da encosta, independentemente das precipitações (Masaoka *et al.*, 2016), apenas com mudanças da sua condição, de saturado para não saturado, ou vice-versa.

Durante os picos de chuvas, todas as estações, no contato solo-rocha estavam saturadas ou próximo do estado de saturação (Tabela 16), ao passo que nos momentos secos, a saturação manteve-se somente na E3 (nos dois últimos sensores), o que pode sugerir um fluxo saturado ao longo da encosta nestes momentos de maiores precipitações.

Diversos estudos mostram que os fluxos subsuperficiais laterais se tornam mais significativos em precipitações intensas (Mcdonnell *et al.*, 1996; Freer *et al.*, 2002). Kosugi *et al.* (2006) verificou em seus estudos que durante picos de chuvas, formavam-se fluxos laterais saturados sobre a superfície do substrato rochoso e após o término das precipitações, ocorria a diminuição gradual da zona saturada e o fluxo cessava. Assim, como Katsuyama *et al.* (2005) também observou ao constatar que logo após precipitações intensas iniciarem, um fluxo saturado se desenvolveu na interface solo-rocha no sopé da encosta.

Tabela 16: Picos de PMS (potencial matricial no solo) nos sensores instalados no contato com a rocha, gerados em respostas aos maiores volumes de precipitações ao longo de todo o monitoramento, nas três estações: E1, E2 e E3, situadas na alta, média e baixa encosta, respectivamente.

Data	02 a 17/03	24/03	4/04	9/04	19 a 21/05	04 a 7/08	14 a 16/09	08 a 11/11	21 a 22/11	08 a 09/12	27/12	3/01
Pico de PMS E1 (-kPa)	11	15	16	13	17	23	17	12	13	20	12	12
Pico de PMS E2 (-kPa)	1	2	4	2	3	11	7	13	43	17	22	8
Pico de PMS E3 (-kPa)								11	10	9	9	9

Pesquisas recentes afirmam que a formação do fluxo preferencial lateral é dependente do comportamento limiar, ou seja, uma quantidade de chuva local é necessária para conectar manchas de saturação transitórias sobre a superfície da rocha, para ativar este fluxo (Tromp-Van Meerveld e Mcdonnell, 2006; Tromp-Van e Mcdonnell, 2006; Weiler e Mcdonnell, 2007; Lanni *et al.*, 2013).

A distribuição dos fluxos ao longo da encosta são altamente dependente da precipitação total dos eventos e da umidade antecedente no solo (Tromp-Van Meerveld e Mcdonnell, 2006). Ao longo do período de análise, os eventos de chuvas que provocaram os picos de PMS (indiretamente picos de umidade), apresentaram características distintas, em termos de duração,

volume total, intensidade e condições antecedentes, o que interfere diretamente no tempo de resposta no perfil.

Penna *et al.* (2011) observou em seu estudo que quanto maior o evento de precipitação, maior será o tempo de resposta da umidade no solo, especialmente a resposta de pico, o que também pode-se perceber neste trabalho. Os eventos 2 e 3, com ocorrência durante/após período seco e com maior duração, apresentaram os maiores tempos de respostas. O evento 6 mostrou duração e volume semelhante a estes, mas ocorreu em período úmido e gerou respostas mais rápidas. Tratando-se dos eventos úmidos e de menor duração (eventos 1, 4 e 5), estes apresentaram as respostas mais curtas. Assim, indica-se que além da duração dos eventos, as condições antecedentes de umidade aumentaram a condutividade hidráulica, facilitando a movimentação da água no solo (Western *et al.*, 2004; Kim *et al.*, 2005).

Blume *et al.* (2009) analisaram os padrões de umidade no solo em diferentes escalas espaço-temporais para investigação de fluxos subsuperficiais e também encontraram resultados semelhantes, ao perceber que os tempos de respostas foram mais curtos no período úmido (verão e início de outono), quando comparados aos meses secos (inverno), o que de acordo com o autor parece estar relacionado com as precipitações mais intensas do verão.

O tempo de resposta (TR) é definido neste trabalho como o tempo em que as camadas do solo levam para apresentar pico de PMS, após o primeiro dia do evento de chuva. Na E1, o TR geralmente mostrou-se menor nas profundidades mais superficiais (0,1 e 0,2m), seguido pelas mais profundas (3 e 2m) e por último pelos sensores localizados nas profundidades intermediárias (0,5m, 0,8m e 1,5m). Os sensores em 2 e 3m demonstraram picos de 1 a 7 dias antes dos sensores intermediários nos eventos analisados. Na zona de contato solo-rocha, os picos geralmente ocorreram em sequência de 3m para 2m.

Este comportamento indica que os fluxos não ocorreram somente a partir da frente de molhamento por fluxo vertical. O menor TR dos sensores mais profundos, em relação aos superiores, mostra a ocorrência de fluxo preferencial, fazendo a água alcançar o contato solo-rocha (3m) por um caminho mais rápido do que pela matriz do solo.

Nesta estação, de 0,2m à 1,5m, os picos ocorreram em sequência, aumentando o tempo de resposta em direção a maior profundidade. Além disso, os valores de potenciais matriciais nos picos diminuíram progressivamente, atingindo, assim os valores mais baixos em 1,5m, com média em torno de -52 kPa. Desse modo, o sensor em 1,5m apresentou as respostas mais lentas do perfil (variando de 3 a 33 dias), sugerindo ser a última a receber água proveniente da infiltração. As respostas em sequência demonstram que a condição mais seca dificilmente foi gerada por um ponto de fuga da água no local onde o sensor está inserido.

Na E2, o comportamento foi semelhante ao da E1. O tempo de resposta apresentou-se menor próximo da superfície (em 0,2m), seguido do sensor mais profundo (em 4,5m) e dos sensores intermediários (em 0,5 e/ou 0,8m), respectivamente. Os sensores em 2 e 3m não acusaram respostas.

Nesse sentido, em ambas as estações, o menor TR no contato solo-rocha, em relação as profundidades intermediárias, sugere a presença de fluxo preferencial (Torres *et al.*, 1998). Muitos estudos mostram que fluxos preferenciais verticais, como os gerados por raízes ou pela fauna pedogênica conduzem mais rapidamente os fluxos no interior do solo e causam maior umidade em profundidade (Beven e Germann, 1982; Bachmair *et al.*, 2009; Lange *et al.*, 2009; Colloff *et al.*, 2010; Beven e Germann, 2013; Cheng *et al.*, 2017). Este tipo de fluxo geralmente provoca mudanças abruptas de umidade, através de um rápido molhamento e secamento em zonas mais profundas do solo, assim como Silveira *et al.* (2005) percebeu ao analisar os tempos de respostas da umidade em um solo sob floresta tropical.

Entretanto, tal comportamento é distinto dos dados de potencial matricial deste trabalho. Apesar da porção inferior dos perfis nas três estações apresentarem respostas mais rápidas, permaneceram com maior umidade durante todo o período de monitoramento. Assim, o padrão contínuo, sugere que não poderiam ser fluxos preferenciais verticais, mas, sim, laterais. Tromp-Van Meerveld *et al.* (2007) também percebeu um aumento de umidade mais rápido no contato solo-rocha do que nas camadas acima, mantendo-se assim por alguns meses, o que o autor relacionou a um fluxo lateral.

Em todos os eventos analisados, o TR no sensor situado na interface solo-rocha variou de 1 a 6 dias na E1, enquanto na E2 variou de 10h a 6 dias. Logo, não há uma grande diferença nas respostas como em comparação com as profundidades intermediárias, sugerindo que os tipos de fluxos são distintos daqueles ao longo do perfil.

Nos eventos 3, 4 e 6, o sensor situado no contato solo-rocha na E2 exibiu resposta mais lenta e menor umidade do que na E1. Por outro lado, nos outros três eventos, as respostas apresentaram-se mais rápidas na E2 com umidade inicial maior. Assim, em ambas as situações, certamente sucedeu a influência da umidade antecedente.

Em relação ao sentido dos fluxos na parte inferior dos solos, constatou-se na E1 o predomínio de fluxos ascendentes em 2m com alcance até 1,5m, tanto durante os picos de precipitações como nos momentos secos (sem ou com baixo volume de chuvas). De 2 para 3m, os fluxos eram descendentes.

Na camada em 1,5m ocorreu uma convergência de fluxos, pois ao apresentar a menor umidade no perfil - assim como revelaram os dados de PMS - atraiu fluxos das camadas acima

(em 2m) e abaixo dela. Mas ao manter-se nesta condição demonstrou que o teor de umidade, de ambas direções, não foi o suficiente para alcançá-la, ou foi muito baixo.

Na porção adjacente a 1,5m, em contato com a rocha (de 2 a 3m), a umidade pode não ter alcançado este sensor por drenar rapidamente para a baixa encosta, devido a influência da declividade e, sobretudo, da alta permeabilidade do solo arenoso em contraste com a da rocha (Gabrielli *et al.*, 2012). Além disso, é comum formarem-se tubos/macroporos acima da interface solo-rocha (Weiler e McDonnell, 2007), acentuando esta condução mais rápida.

Nesta zona do solo, tanto durante período úmido, como o de estiagem, demonstraram cerca dos mesmos valores de potenciais totais durante drenagens; atingindo uma condição aproximadamente hidrostática, ou seja, sem gradiente de fluxo nos sentidos ascendentes ou descendentes, passando a deslocar-se lateralmente na encosta (Montgomery *et al.*, 1997; Torres *et al.*, 1998; Bertolino *et al.*, 2010; Han e Zhou, 2018).

Na estação 2, durante os picos de chuvas, os fluxos mostraram-se ascendentes em 4,5m (contato solo-rocha), atingindo até 3m. Nos períodos sem/com baixas chuvas, os fluxos mantiveram-se descendentes em toda parte inferior do solo.

O sensor em 4,5m apresentou um padrão com picos abruptos de PT. Nestes momentos ocorreram os fluxos ascendentes ou gradientes de potenciais totais próximos de zero com a camada em 3m, indicando a formação de fluxo lateral na interface solo-rocha (Gabrielli *et al.*, 2012). Montgomery *et al.* (2002) percebeu respostas similares em seus estudos, ao constatar que os piezômetros mais profundos, exibiram rápidos picos de cargas totais, sendo alguns maiores/iguais as camadas situadas acima.

Apesar da ascensão ser predominantemente de 4,5m até 3m (durante precipitações), também parecem atingir 2m, porque ambas as camadas apresentaram potenciais totais constantes e valores similares de PMS (diferente dos sensores acima). A umidade em 2 e 3m parece ser mantida pela camada abaixo, onde há indicações de fluxo lateral (no contato solo-rocha) e geralmente é a única a atingir saturação no perfil (durante precipitações).

Comportamento similar pode ser visto em Han e Zhou (2018) em relação a condição constante da água na zona não saturada do solo. Os autores perceberam que as camadas situadas logo acima do lençol freático não apresentaram respostas à infiltração ou ao aumento capilar das águas subterrâneas, mostrando um padrão contínuo. O conteúdo de água, o potencial total e a isotopia da água no solo apresentaram pequenas alterações com o tempo nas camadas mais superficiais, em comparação com as mais profundas. O autor interpretou esta faixa mais superficial do solo como uma camada hidrológica em estado estacionário, onde se formou uma zona de capilaridade acima da zona saturada, que por sua vez recebia contribuição de um fluxo

subsuperficial lateral. Contudo, a situação estável na camada não impediu os fluxos de ascenderem em direção a superfície do solo.

Neste trabalho, o comportamento de maior umidade e condição constante nas camadas em 2 e 3m também pode estar relacionado a capilaridade e retenção gerada pelos maiores teores de argila com valores em torno de 23%, enquanto a profundidade em 4,5m mostrou apenas 14%.

Sobre o papel do teor de argila, resultados similares foram encontrados por Jacobs *et al.* (2004) ao observar que os locais situados na média encosta, apresentaram padrões de umidade mais estáveis e foram justamente aqueles com teor de argila moderado a moderadamente alto (28–30% de argila). Portanto, o autor concluiu que a estabilidade da umidade no solo estava vinculada a posição da topografia, potencializada pela textura. Tal situação também confere com estudos realizados por Takagi e Lin (2012). Os autores constataram que nas áreas mais baixas do relevo, com solos argilosos, se estabeleceu uma organização espacial mais úmida (próximo de zonas saturadas mais profundas).

De modo geral, na E3, as duas camadas mais profundas (3 e 3,7m) revelaram comportamento mais estável, semelhante ao dos sensores em 2 e 3m da E2, onde os solos também são mais argilosos. No entanto, na E3, estas profundidades mantiveram-se saturadas/próximas da saturação e apresentaram momentos com gradientes de PT próximos de zero, indicando fluxo lateral (intercalados com fluxo ascendente na camada em 3m).

Sugere-se que nas três estações os fluxos ascenderam da zona em contato com a rocha, justamente pela formação do fluxo lateral, que condicionou maior teor de umidade e provocou um gradiente hidráulico com as camadas acima (mais secas), fazendo a água ascender, a partir destas.

Além das evidências da formação de fluxo lateral, é possível inferir como ele se iniciou. Na E1 (alta encosta), os sensores mais profundos apresentaram picos de umidade com respostas mais rápidas do que os intermediários, assim como mencionado anteriormente. Isto revela que a água já havia entrado no solo e alcançado a rocha, antes dos fluxos no interior do perfil. A E1 está a 2m de distância do paredão rochoso, portanto, a umidade e o fluxo lateral nesta porção do solo certamente foram gerados pelo paredão, através da condução do escoamento da água da chuva ao longo da sua superfície exposta, fazendo a água infiltrar na interface com o solo e seguir em direção a baixa encosta.

De acordo com Bigarella *et al.* (1994), o afloramento rochoso gera um volume extra de água através do escoamento na sua superfície e ao encontrar o solo tende a infiltrar rapidamente nos depósitos de tálus constituídos por blocos de rochas e material grosseiro, situado na base

destas elevações, originando, assim, fluxos subsuperficiais. Observações realizadas em campo, durante precipitações, possibilitaram confirmar este processo na interface solo-paredão, assim como o encharcamento da superfície do solo situado ao redor.

Dessa forma, a porção superior do solo na alta (E1) e média encosta (E2) mostraram maiores e similares valores médios de PMS em relação ao sopé (E3), onde diminuiu abruptamente. Tal comportamento, infere-se que tenha sido pela maior proximidade das estações (1 e 2) com o paredão, recebendo, assim, maior molhamento proveniente dele. Este aporte extra de água na alta encosta, certamente fez o teor de umidade quase se igualar ao da E2, mesmo que esta tenha uma posição mais baixa, declividade mais suave e solo mais profundo e argiloso; enquanto a E3 é a estação mais distante, e, conseqüentemente, mostrou-se mais seca por estar fora da área de influência dele.

O paredão pode ter provocado o aumento da umidade na alta e média encosta, tanto pela maior infiltração como pelo escoamento subsuperficial próximo da superfície, assim como os dados de PT na E1 indicaram, ao mostrar a ocorrência de fluxos subsuperficiais laterais rasos (em 0,5 e 0,8m) os quais podem ter alcançado a E2. Além disso, também existe a possibilidade de ocorrer fluxo superficial nesta direção, o que depende, sobretudo, da intensidade das precipitações, pois mesmo sendo raro em solos altamente permeáveis, a intensidade da chuva pode exceder a taxa de infiltração.

Resultados similares foram encontrados por Canton *et al.* (2016) em um estudo realizado em uma região montanhosa sub-úmida no Mediterrâneo. Os autores analisaram a influência de afloramentos rochosos (entre outras fatores) na umidade ao longo da encosta e perceberam que os afloramentos funcionaram como fonte de escoamento, gerando maior umidade na porção superior do solo (até 0,25m) na alta encosta, em relação a média e baixa encosta durante períodos úmidos.

Nesta mesma linha, Lunguinho *et al.* (2016) ao gerar o índice topográfico de umidade, percebeu que as elevações rochosas exerceram uma influência direta em áreas aos seus redores, aumentando o teor de umidade, mesmo em situação de baixa pluviosidade. Já Tarolli *et al.* (2008) ao testar um modelo para previsão do controle topográfico e climático de deslizamentos, conseguiu constatar a influência de afloramentos rochosos no processo de saturação do solo (próximo da rocha) e na maior suscetibilidade destas encostas à deslizamentos.

Além da porção superior do solo, as estações 1 e 2 também apresentaram valores similares de PMS na porção inferior (certamente por influência do paredão), no entanto menores que na E3, onde sugere-se influência da posição (mais baixa) da encosta em receber fluxos subsuperficiais dos terrenos mais altos.

6.3 MODELO HIDROLÓGICO CONCEITUAL: DUAS PROPOSTAS

A partir das caracterizações das propriedades físicas (análise morfológica e granulométrica) e hídricas do solo (condutividade hidráulica e taxa de infiltração - Lawall, 2010) e dos dados gerados através do monitoramento hidrológico (potencial matricial do solo, tempo de resposta e potencial total), dois modelos hidrológicos conceituais são propostos.

O modelo 1 (Figura 49) baseia-se principalmente na influência do paredão rochoso no fluxo subsuperficial lateral na encosta de estudo e o modelo 2 (Figura 50) representa os fluxos ascendentes que ocorrem na faixa de solo próxima da rocha. Ambos os modelos são representativos de encostas constituídas por afloramentos rochosos e depósito de tálus. Estas feições são típicas na região serrana do Rio de Janeiro, assim como em outras regiões tropicais, portanto, os modelos podem ser utilizados em áreas similares.

Os paredões rochosos são comuns no mundo todo, incluindo regiões áridas e semiáridas (Twidale, 2007) e apesar das diferentes condições climáticas - que por sua vez condicionam solos, vegetação e processos hidrológicos distintos – os dois modelos também podem contribuir para o maior entendimento da influência dos afloramentos rochosos (*inselbergs*) na hidrologia destes ambientes. (Lunguinho *et al.* (2016)) mostrou que mesmo em ambientes semi-áridos, os paredões também acarretam no aumento da umidade na área em contato com os solos.

De modo geral, o padrão de umidade na encosta de estudo é distinto entre a porção superior do perfil (0-1,5m), com maior perda de água e rápidas oscilações; e a porção inferior (2,0m – contato solo-rocha) com maior umidade e comportamento mais estável.

Na alta encosta, o baixo valor de PMS próximo da superfície do solo (em 0,2m), assim como a ocorrência de fluxos ascendentes de 0,5 para 0,2m indica ser o efeito predominante da evapotranspiração. Na média e baixa encosta, este mesmo processo também parece causar a ascensão da umidade de 0,8 a 0,5m, formando uma faixa mais seca no solo. Portanto, certamente esta é a zona do solo com maior densidade de raízes.

Na alta encosta (E1), a resposta mais rápida do sensor na interface solo-rocha, em relação aos localizados nas camadas acima, revela que água alcançou o substrato rochoso antes do avanço da frente de infiltração no perfil. A E1 está bem próxima do paredão rochoso (2m), portanto, tudo indica que a água escoou pela superfície do paredão, sendo conduzida ao longo do contato solo-rocha, em direção ao sopé da encosta.

Na porção inferior dos perfis, nas últimas duas camadas nas três estações, os valores de potenciais totais se igualaram em alguns momentos e o gradiente vertical, portanto, tornou-se nulo e a água passou a se deslocar lateralmente. Outro ponto importante, é que o nível de

umidade em profundidade não parece receber contribuição significativa de água proveniente da infiltração no solo, visto que a porção superior do perfil mostrou um padrão com menores valores de PMS. Além disso, os tempos de respostas dos picos de umidade no solo mostraram-se mais rápidos no contato com a rocha, do que os sensores intermediários.

A ocorrência de fluxos laterais mostrou-se intercalada com fluxos ascendentes. Sugere-se que o maior teor de umidade na zona em contato com a rocha, gerada pelo próprio fluxo lateral, fez a água ascender por capilaridade, em função do gradiente hidráulico com a camada acima.

Desse modo, o paredão parece influenciar na formação de fluxos laterais e ascendentes próximo da rocha ao longo da encosta. Na E1, infere-se que a menor ascensão (de 2 para 1,5m) é devido à baixa capilaridade de solos arenosos, enquanto no perfil na E2 e E3, a textura mais argilosa pode ter influenciado no maior avanço ascendente da água.

Em relação a saturação (na parte inferior do solo) pode-se dizer que durante precipitações a E1 se aproximou desta condição, a E2 alcançou durante picos de precipitações e a E3 permaneceu durante todo o monitoramento, independente da ocorrência de chuvas, evidenciando a influência da posição da encosta. Na E3, a saturação pode ter ocorrido não pela ascensão capilar, mas pela subida do nível de água a partir do contato com a rocha.

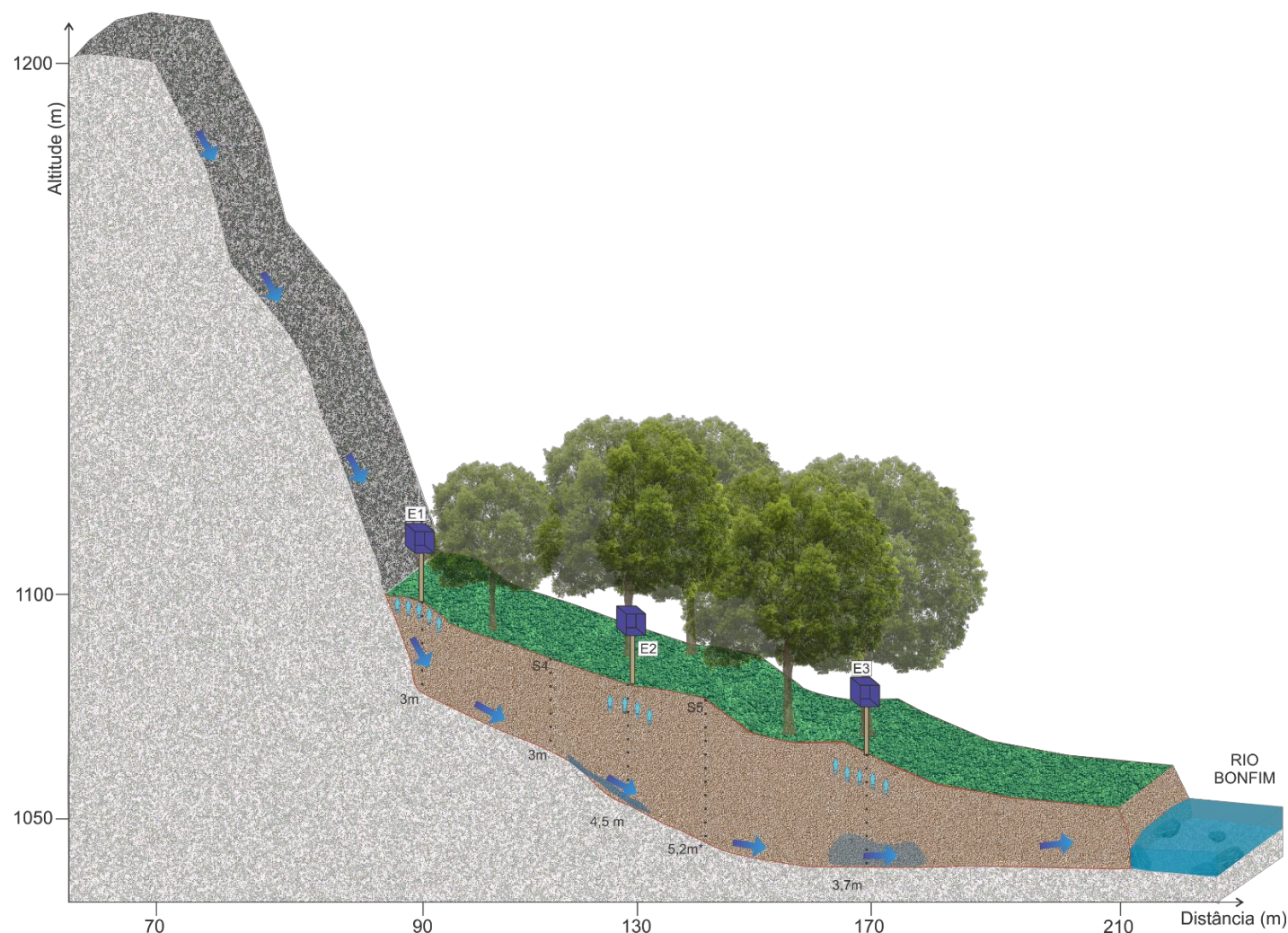


Figura 49: Modelo hidrológico conceitual demonstrando a ocorrência de fluxo lateral na encosta de estudo. O escoamento na superfície do paredão rochoso infiltra na interface com o solo, provocando, assim, o fluxo lateral sobre a rocha. Existe a possibilidade de ocorrer perda ou ganho do volume do fluxo por fraturas, no entanto não realizou-se este tipo de mapeamento nesta pesquisa. As flechas maiores representam o fluxo lateral e as menores, próximo da superfície do solo, representam evapotranspiração. Na porção inferior do solo há a presença de saturação na E2, assim como na E3. As linhas pontilhadas são os locais de sondagens realizadas na encosta, com a profundidade indicada abaixo. Obs: * A sondagem S5 não alcançou a rocha, mas havia indícios de estar bem próximo.

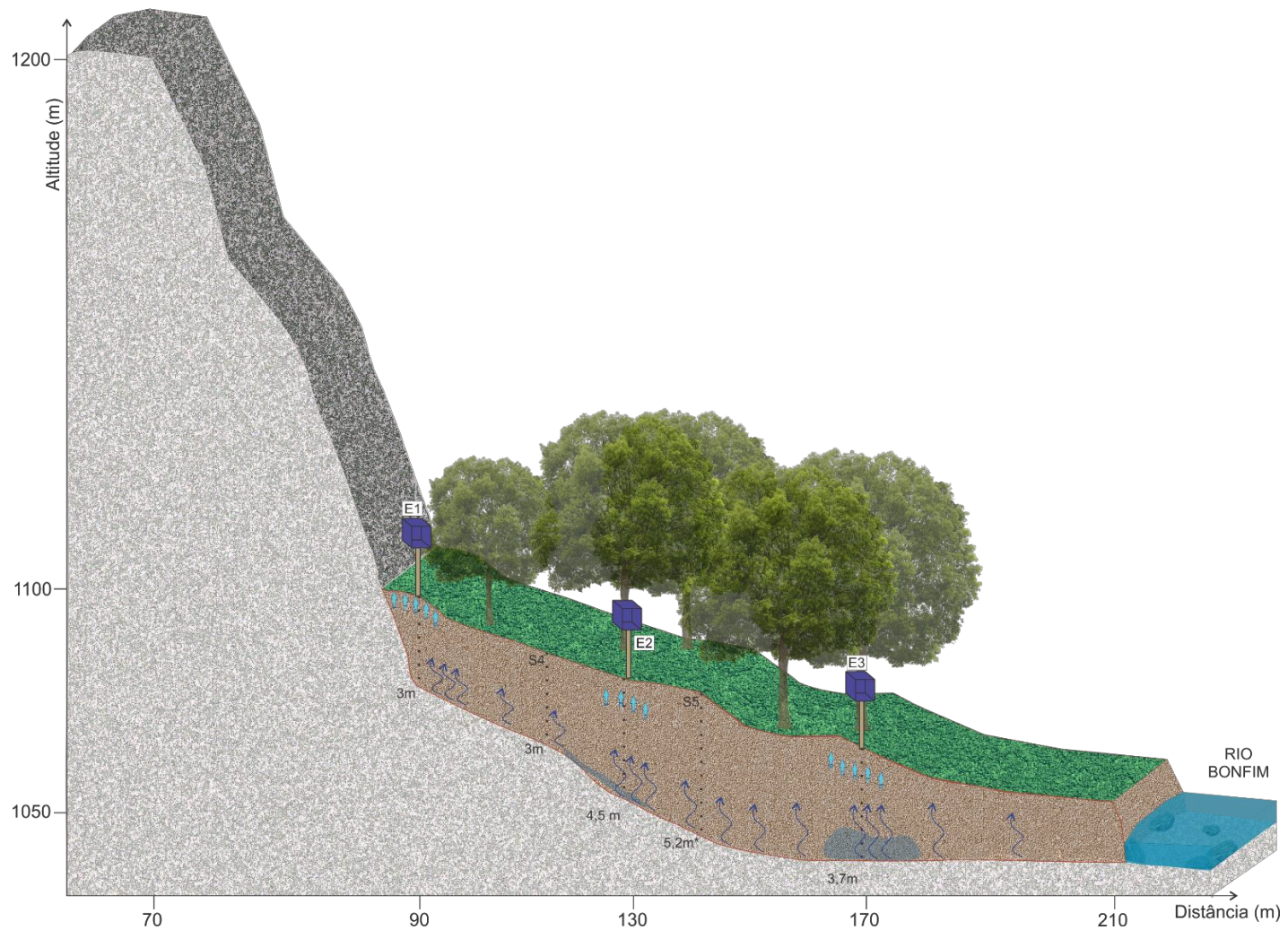


Figura 50: Modelo hidrológico conceitual demonstrando os fluxos ascendentes na zona do solo próximo da rocha. Quando os fluxos laterais cessam, os fluxos se tornam ascendentes. A camada mais profunda do solo se torna mais úmida devido a formação do fluxo lateral, assim, ao cessar o fluxo, a água ascende para a camada acima mais seca. As flechas maiores representam os fluxos ascendentes e as menores, próximo da superfície do solo, representam evapotranspiração. Na porção inferior do solo há a presença de saturação na E3 (baixa encosta). As linhas pontilhadas são os locais de sondagens realizadas na encosta, com a profundidade indicada abaixo. Obs: * A sondagem S5 não alcançou a rocha, mas havia indícios de estar bem próximo.

7. CONCLUSÕES

O paredão rochoso contribuiu predominantemente para a formação de fluxos subsuperficiais laterais e ascendentes no contato solo-rocha, desenvolvendo saturação na baixa encosta, além disso, provocou maior molhamento na porção superior do solo na alta e média encosta.

A textura não parece ser significativa para o padrão de umidade estabelecido na encosta, pois os perfis não apresentaram grandes alterações texturais entre a porção superior e profunda, mas os teores de umidade foram distintos em ambas. Por outro lado, a granulometria sugere ter potencializado a umidade na parte inferior do perfil. Na alta encosta (E1), o elevado teor de areia (82%) permitiu maior drenagem, ao passo que nos solos em direção a baixa encosta (E2 e E3), a maior percentagem de argila (23%) parece ter contribuído para a ascensão capilar, retenção e estabilidade da água no solo.

Na porção superior da encosta (0 - 1,5m), as oscilações, os menores valores de PMS e os fluxos ascendentes inferem a influência de processos ligados à proximidade da superfície, como a evapotranspiração (E1, E2 e E3), elevada permeabilidade dos solos arenosos e a macroporosidade secundária, gerada por raízes e fauna pedogênica, efeitos típicos de ambiente de floresta.

O maior teor de umidade na porção superior do solo na alta e média encosta (E1 e E2) foi gerado pela maior proximidade com o paredão rochoso, enquanto na E3, a baixa umidade pode ser explicada por estar fora desta área de influência.

O escoamento na superfície do paredão rochoso condicionou maior entrada de água na alta encosta (E1) pela frente de infiltração e por fluxo preferencial no contato (vertical) paredão-solo, segundo as rápidas oscilações de PMS e os menores TR dos últimos sensores, respectivamente.

Na alta encosta, os valores de PMS mais negativos e os maiores TRs em 1,5m indicam uma zona intermediária no solo, onde os fluxos da frente de molhamento e da ascensão no contato solo-rocha geralmente não alcançam. Este comportamento é decorrente da influência do paredão, uma vez que ao provocar maior umidade na porção superior e inferior do perfil do solo, formou-se esta zona intermediária mais seca.

O escoamento preferencial na superfície do paredão rochoso ao entrar no solo gerou maior umidade e fluxo lateral na zona profunda do perfil (2,0m - contato solo-rocha) em direção a baixa encosta, assim como indicaram os valores de PMS e de PT nas três estações.

O maior teor de umidade na porção inferior do solo em todas as estações durante o período completo de análise, assim como o respectivo aumento no sopé da encosta indicam que o fluxo ocorreu ao longo do transecto. Além disso, o fluxo lateral não apresentou uma relação direta com a entrada de precipitações, ocorrendo tanto em momentos secos, como em respostas à picos de chuvas com diferentes características.

Na maior parte do monitoramento, o paredão rochoso condicionou fluxos ascendentes na zona de interface solo-rocha. A umidade provocada pelo fluxo lateral certamente gerou um gradiente e ascensão da água, formando uma zona de capilaridade acima da rocha, em alternância com o próprio fluxo lateral. Portanto, os dois modelos hidrológicos conceituais propostos ocorrem em alternância encadeada, ambos independente das condições serem úmidas ou secas.

Diante disso, conclui-se que o paredão rochoso é preponderante às outras características ambientais analisadas, por atuar como fonte de escoamento, contribuir para a formação dos fluxos subsuperficiais laterais e elevar a umidade na interface solo-rocha, determinando, assim o padrão de umidade em escala de perfil de solo e de encosta.

Enfim, a hipótese deste trabalho, sobre a influência do paredão rochoso na formação de fluxo subsuperficial lateral no contato solo-rocha foi confirmada pelos mesmos valores de PT, os menores TR e os maiores valores de PMS nos últimos sensores no solo.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio deste estudo foi possível compreender melhor a influência de paredões rochosos na hidrologia de encostas em ambientes serranos. No entanto, é importante realizar algumas considerações no que tange as contribuições, problemas e sugestões para trabalhos futuros.

Os dados gerados nesta pesquisa podem contribuir tanto para a compreensão da dinâmica hidrológica, como para a estabilidade de encostas com paredões rochosos, uma vez que ambas estão diretamente relacionadas. Os afloramentos são feições típicas na região serrana do Rio de Janeiro e este é um local de inúmeras ocorrências de movimentos de massa. Desse modo, estudos sobre como os paredões interferem nos fluxos de água e na distribuição de zonas úmidas/saturadas no solo pode contribuir para o entendimento dos processos que geram instabilidade nestes tipos de ambientes.

Em relação aos limites da pesquisa, no período total de monitoramento ocorreram raras chuvas diárias acima de 30mm, portanto, um período maior de análise poderia contribuir para a compreensão do comportamento dos fluxos laterais, durante chuvas com maiores volumes e/ou intensidades. O curto período de monitoramento na E3 também dificultou a análise dos processos hidrológicos na encosta.

No sentido de dar continuidade a este trabalho, pode-se investigar a intensidade e volume de chuva necessária para o paredão condicionar fluxo lateral saturado e zonas de pro-pressão positiva da água no solo; o que pode provocar a instabilidade da encosta. Isto pode ser executado por monitoramento em conjunto com simulações em modelagens hidrológicas e/ou de estabilidade de encostas.

Novas pesquisas podem ser realizadas para quantificar o volume de água que escoia sobre a superfície do paredão e infiltra no solo. Isto pode ser feito através de um sistema de coleta de fluxos instalado no contato paredão-solo (na alta encosta). Além disso, é fundamental realizar monitoramento em duas encostas, uma com paredão rochoso e outra sem, com características ambientais similares, assim será possível entender melhor qual é a interferência do paredão rochoso na hidrologia de encostas.

Outro ponto importante é verificar/mapear se existe a presença de fraturas no substrato rochoso (através de um método geofísico), visto que o sistema de fraturas pode contribuir ou gerar perda de umidade/volume dos fluxos na interface solo-rocha ao longo da encosta.

9. REFERÊNCIAS

ALAOUI, A. et al. A Preferential Flow Effects on Infiltration and Runoff in Grassland and Forest Soils. **Vadose Zone Journal**, Madison, WI, v. 10, p. 367-377, 2011. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2010.0076> >.

ALLAIRE, S. E.; ROULIER, S.; CESSNA, A. J. Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. **Journal of Hydrology**, v. 378, n. 1, p. 179-204, 2009/11/15/2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409004776> >.

AMIN, M. H. G. et al. Study of infiltration into a heterogeneous soil using magnetic resonance imaging. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 5, p. 471-483, 1997. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1085%28199704%2911%3A5%3C471%3A%3AAID-HYP454%3E3.0.CO%3B2-V> >.

ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. The role of topography in controlling throughflow generation. **Earth Surface Processes**, v. 3, n. 4, p. 331-344, 1978. ISSN 0360-1269. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3290030402> >.

ANDERSON, S. P. et al. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. **Water Resources Research**, v. 33, n. 12, p. 2637-2653, 1997. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97WR02595> >.

ANDRÉ, R. G. B. et al. Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de Janeiro, utilizando-se valores mensais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 501-509, 2008.

ARCHER, N. A. L. et al. Rainfall infiltration and soil hydrological characteristics below ancient forest, planted forest and grassland in a temperate northern climate. **Ecohydrology**, v. 9, n. 4, p. 585-600, 2016. ISSN 1936-0584. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/eco.1658> >.

ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. **Revista do Instituto Geológico, IG São Paulo**, v. 4, p. 75-88, 1978.

ATKINSON, T. C. Techniques for mensuring subsuperfface flow on hillslopes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. Norwish, UK: John Wiley & Sons, 1978.

AUGENSTEIN, M.; GOEPPERT, N.; GOLDSCHIEDER, N. Characterizing soil water dynamics on steep hillslopes from long-term lysimeter data. **Journal of Hydrology**, v. 529, p. 795-804, 2015/10/01/ 2015. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941500668X> >.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Mechanism of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. In: MARGOTTINI, C.; CANUTI, P., *et al* (Ed.). **Landslide Science and Practice**. 1: Springer- Verlag, v.4, 2013. p.265-270.

AVELAR, A. S.; VINAGRE, R.; LACERDA, W. A. **Influências Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas nos Movimentos de Massa ocorridos nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011, em Nova Friburgo, Rio de Janeiro, Brasil**. 15º Congresso Nacional de Geotecnia/ 8º Congresso Luso Brasileiro de Geotecnia. Porto, Portugal 2016.

BAARTMAN, J. E. M. et al. Exploring effects of rainfall intensity and duration on soil erosion at the catchment scale using openLISEM: Prado catchment, SE Spain. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 7, p. 1034-1049, 2012. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.8196> >.

BACHMAIR, S.; WEILER, M.; NÜTZMANN, G. Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. **Journal of Hydrology**, v. 369, n. 3, p. 241-252, 2009/05/15/ 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409001115> >.

BANKS, E. W. et al. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 8, p. 1969-1989, December 01 2009. ISSN 1435-0157. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0490-7> >.

BARGUÉS, T. A. et al. The effect of trees on preferential flow and soil infiltrability in an agroforestry parkland in semiarid Burkina Faso. **Water Resources Research**, v. 50, n. 4, p. 3342-3354, 2014. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013WR015197> >.

BAYABIL, H. K. et al. Are runoff processes ecologically or topographically driven in the (sub) humid Ethiopian highlands? The case of the Maybar watershed. **Ecohydrology**, v. 3, n. 4, p. 457-466, 2010. ISSN 1936-0584. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/eco.170> >.

BERTOLINO, A. V. F. A. et al. Effects of plough pan development on surface hydrology and on soil physical properties in Southeastern Brazilian plateau. **Journal of Hydrology Oxford**, v. 393, n. 1/2, p. 94-104, 2010. ISSN 0022-1694.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water Resour. Res.**, p. 1311-1325, 1982.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils revisited. **Water Resources Research**, v. 49, n. 6, p. 3071-3092, 2013. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20156> >.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

BITTELLI, M. Measuring Soil Water Content: A Review. v. 21, n. 3, p. 293, 2011. ISSN 1063-0198. Disponível em: < <https://journals.ashs.org/view/journals/horttech/21/3/article-p293.xml> >.

BJÖRN, B.; MCCLAUGHERTY, C. Decomposer Organisms. In: (Ed.). **Plant Litter: Decomposition, Humus Formation, Carbon Sequestration**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. p.35-52. ISBN 978-3-540-74923-3.

BLÖCHER, M. G. et al. 3D numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. **Geofluids**, v. 10, n. 3, p. 406-421, 2010. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1468-8123.2010.00284.x> >.

BLUME, T.; ZEHE, E.; BRONSTERT, A. Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. **Hydrology and Earth System Sciences**, p. 1215–1234, 2009.

BONELL, M.; CASSELLS, D. S.; GILMOUR, D. A. Vertical soil water movement in a tropical rainforest catchment in northeast queensland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 8, n. 3, p. 253-272, 1983. ISSN 0197-9337. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3290080307> >.

BORGES, G. F. **Infiltração e sucção dos solos: Subsídios aos estudos dos movimentos de massa na bacia do Córrego Dantas, Nova Friburgo, RJ**. 2016. 91 (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro

BOURNE, J. A.; TWIDALE, C. R. Morphology and origin of three bornhardt inselbergs near Lake Johnston, Western Australia. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, p. 83-102, 2002.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elements of the nature and properties of soils**. New Jersey: Prentice Hall, 2004.

_____. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. Porto Alegre: Bookman, 2013.

BRÖNNIMANN, C. et al. Bedrock exfiltration as a triggering mechanism for shallow landslides. **Water Resources Research**, v. 49, n. 9, p. 5155-5167, 2013. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20386> >.

BUTTLE, J. M.; MCDONALD, D. J. Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slope. **Water Resources Research**, v. 38, n. 5, p. 18-1-18-16, 2002. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001WR000773> >.

CANTON, Y. et al. Vertical and lateral soil moisture patterns on a Mediterranean karst hillslope. **J. Hydrol. Hydromech**, v. 64, n. 3, p. 209–217, 2016.

CARDENAS-LAILHACAR, B.; DUKES, M. D. Precision of soil moisture sensor irrigation controllers under field conditions. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 5, p. 666-672, 2010/05/01/ 2010. ISSN 0378-3774. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378377409003631> >.

CARPENA, R. F. et al. Field comparison of tensiometer and granular matrix sensor automatic drip irrigation on tomato. **HortTechnology**, 2005.

CERDÀ, A.; GARCÍA-FAYOS, P. The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. **Geomorphology**, v. 18, n. 2, p. 77-90, 1997/02/01/ 1997. ISSN 0169-555X. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X96000190> >.

CHANDLER, K. R. et al. Influence of tree species and forest land use on soil hydraulic conductivity and implications for surface runoff generation. **Geoderma**, v. 310, p. 120-127, 2018/01/15/ 2018. ISSN 0016-7061. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706117301659> >.

CHAPLOT, V.; WALTER, C. Subsurface topography to enhance the prediction of the spatial distribution of soil wetness. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 13, p. 2567-2580, 2003. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.1273> >.

CHARD, J. **Watermark soil moisture sensors: Characteristics and Operating Instructions**. Utah State University: 2019. 8p. Disponível em: < https://www.researchgate.net/publication/237805713_WATERMARK_SOIL_MOISTURE_SENSORS_Characteristics_and_Operating_Instructions >.

CHÁVEZ, J. L.; EVETT, S. R. **Using soil water sensors to improve irrigation management**. Proceedings of the 24th Annual Central Plains Irrigation Conference. Colby-Kansas 2012.

CHENG, Y.; OGDEN, F. L.; ZHU, J. Earthworms and tree roots: A model study of the effect of preferential flow paths on runoff generation and groundwater recharge in steep, saprolitic, tropical lowland catchments. **Water Resources Research**, v. 53, n. 7, p. 5400-5419, 2017. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016WR020258> >.

CICCO, V. et al. **Recursos hídricos na Mata Atlântica: estudo de caso do Laboratório de Hidrologia Florestal Walter Emmerich, Cunha - SP** I Seminário de Recursos Hídricos da

Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: o Eucalipto e o Ciclo Hidrológico. Taubaté-Brasil: 25 - 33 p. 2007.

COELHO NETTO, A. L. **Surface Hydrology and Soil Erosion in a Tropical Mountainous Rainforest Drainage Basis, Rio de Janeiro**. 1985. (Doctor). Departement Geografie-Geologie, Universiteit Leuven, Katholieke.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; SATO, A. M. Landslide susceptibility and risk zoning at Angra dos Reis, Rio de Janeiro State, Southeast Brazil: a quali-quantitative approach at 1:5000 scale. In: LACERDA, W. A. (Ed.). **Extreme rainfall induced landslides: an international perspective**. São Paulo.: Oficina de Textos, 2014.

COLLOFF, M. J.; PULLEN, K. R.; CUNNINGHAM, S. A. Restoration of an Ecosystem Function to Revegetation Communities: The Role of Invertebrate Macropores in Enhancing Soil Water Infiltration. **Restoration Ecology**, v. 18, n. s1, p. 65-72, 2010. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1526-100X.2010.00667.x> >.

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M. **Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Oficina Internacional de Ordenamento Territorial Mineiro, 2005.

DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA2, J. S. D.; MACHADO, C. O. Climatologia da Precipitação no Município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, 2009.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. **Water Resources Research**, v. 6, n. 2, p. 478-490, 1970a. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR006i002p00478> >.

_____. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. **Water Resources Research**, v. 6, n. 5, p. 1296-1311, 1970b. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR006i005p01296> >.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in Enviromental Planning**. San Francisco: W.H. Freeman & Company, 1978.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS 1997.

ENGLISH, N. B. et al. The influence of soil texture and vegetation on soil moisture under rainout shelters in a semi-desert grassland. **Journal of Arid Environments**, v. 63, n. 1, p. 324-343, 2005. ISSN 0140-1963. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0140196305000649> >.

ESSIG, E. T. et al. Infiltration and deep flow over sloping surfaces: Comparison of numerical and experimental results. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1, p. 30-42, 2009/07/30/ 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409003163> >.

EVETT, S. R.; HIGNETT, C.; HENG, L. Electrical resistance sensors for soil water tension estimates. In: EVETT, S. R.; HENG, L. K., *et al* (Ed.). **Field Estimation of Soil Water Content: A Practical Guide to Methods, Instrumentation, and Sensor Technology**. Vienna, Austria: IAEA-TCS-30. International Atomic Energy Agency., 2008. p.123-129.

FAMIGLIETTI, J. S.; RUDNICKI, J. W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. **Journal of Hydrology**, v. 210, n. 1, p. 259-281, 1998/09/01/ 1998. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169498001875> >.

FAMIGLIETTI, J. S.; RUDNICKI, J. W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect; Rattlesnake Hill, Texas. **Journal of Hydrology**, v. 210, n. 1-4, p. 259-281, 1998.

FARRICK, K. K.; BRANFIREUN, B. A. Infiltration and soil water dynamics in a tropical dry forest: it may be dry but definitely not arid. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 14, p. 4377-4387, 2014a. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10177> >.

_____. Soil water storage, rainfall and runoff relationships in a tropical dry forest catchment. **Water Resources Research**, v. 50, n. 12, p. 9236-9250, 2014b. ISSN 1944-7973. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/2014WR016045> >.

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - south-eastern Brazil. **Earth Surface Processes & Landforms**, v. 19, n. 7, p. 609-626, 1994. Disponível em: < <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0028603974&partner=40&rel=R4.5.0> >.

FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F. J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 55 - 62, 2005.

FOHRER, N. et al. Changing soil and surface conditions during rainfall: Single rainstorm/subsequent rainstorms. **CATENA**, v. 37, n. 3, p. 355-375, 1999/10/01/ 1999. ISSN 0341-8162. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816299000260> >.

FOTH, H. D. **Fundamentals of soil science**. 6. New York, : John Wiley & Sons, 1978. 436.

FREER, J. et al. Hydrological processes—Letters. Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 9, p. 1347-1352, 1997. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1085%28199707%2911%3A9%3C1347%3A%3AAID-HYP592%3E3.0.CO%3B2-R> >.

FREER, J. et al. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 5-1-5-16, 2002. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001WR000872> >.

FREEZE, A.; CHERRY, J. **Groundwater**. New Jersey: Prantice-Hall, 1979.

GABRIELLI, C. P.; MCDONNELL, J. J.; JARVIS, W. T. The role of bedrock groundwater in rainfall–runoff response at hillslope and catchment scales. **Journal of Hydrology**, v. 450-451, p. 117-133, 2012/07/11/ 2012. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941200399X> >.

GERIS, J. et al. 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, 2015. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10289> >.

GIGLIO, J.; KOBIYAMA, M. Interceptação da Chuva: Uma Revisão com Ênfase no Monitoramento em Florestas Brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 2, p. 297-317., 2013.

GLEESON, T.; NOVAKOWSKI, K.; KURT KYSER, T. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 3, p. 496-509, 2009/10/15/ 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409004594> >.

GONZALEZ-SOSA, E. et al. Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 17, p. 2382-2399, 2010. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7640> >.

GOULART, D. R. **Diagnóstico da suscetibilidade a erosão dos solos da Bacia Hidrográfica do Bonfim - Correias, Petrópolis - RJ**. 1998. 128 (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Rio de Janeiro,, Rio de Janeiro.

GROSSI SAD, J. et al. **Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo.:** Projeto Carta Geológica do Rio de Janeiro, DRM/GEOSOL 1980.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 2006.

GUIMARÃES, R. F. et al. Análise temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 190-198, 2009.

GWAK, Y.; KIM, S. Factors Affecting Soil Moisture Spatial Variability for a Humid Forest Hillslope. **Hydrological Processes**, p. n/a-n/a, 2016. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.11039> >.

HAN, D.; ZHOU, T. Soil water movement in the unsaturated zone of an inland arid region: Mulched drip irrigation experiment. **Journal of Hydrology**, v. 559, p. 13-29, 2018/04/01/ 2018. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941830088X> >.

HARDEN, C. P.; SCRUGGS, P. D. Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments. **Geomorphology**, v. 55, n. 1, p. 5-24, 2003/09/30/ 2003. ISSN 0169-555X. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X03001296> >.

HARDIE, M. A. et al. Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. **Journal of Hydrology**, v. 398, n. 3, p. 191-201, 2011/02/24/ 2011. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410007638> >.

HARP, E. L.; WELLS, W. G.; SARMIENTO, J. Pore pressure response during failure in soils. **Geological Society of America Bulletin**, v. 102, p. 428-438, 1990.

HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro**: Escala: 1:400.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte. 2016.

HEPPNER, C. S. et al. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 15, n. 5, p. 915-927, August 01 2007. ISSN 1435-0157. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0149-6> >.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. **Journal of Geophysical Research (1896-1977)**, v. 68, n. 4, p. 1081-1087, 1963. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JZ068i004p01081> >.

HEWLETT, J. D. **Soil moisture as a source of base-flow from steep mountain watersheds**. U. S. Dept of Agriculture, Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station., 1961.

_____. **Principles of Forest Hydrology**. 2. Georgia: The University of Georgia, 1982.

HILLEL, L. **Fundamentals of soil physics**. London: Academic Press, 1980.

HOPP, L.; MCDONNELL, J. J. Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 3, p. 378-391, 2009/10/15/ 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940900448X> >.

IBGE, F. I. B. D. G. E. E. **Manual Técnico de Vegetação**. Rio de Janeiro: Série Manuais Técnicos em Geociências. 2012.

ICMBIO. **Plano de Manejo da Área de Proteção Ambiental da Região Serrana de Petrópolis**. Brasília: ICMBio: 1-28 p. 2007.

_____. **Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra dos Orgãos**. Brasília: ICMBio 2008.

ILSTEDT, U. et al. The effect of afforestation on water infiltration in the tropics: A systematic review and meta-analysis. **Forest Ecology and Management**, v. 251, n. 1, p. 45-51, 2007/10/30/ 2007. ISSN 0378-1127. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112707004665> >.

INVENTÁRIO. **Inventário da cobertura arbórea da cidade do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, Secretaria Municipal De Meio Ambiente: 232 p. 2015.

IRMAK, S. et al. Principles and Operational Characteristics of Watermark Granular Matrix Sensor to Measure Soil Water Status and Its Practical Applications for Irrigation Management in Various Soil Textures. **Biological Systems Engineering: Papers and Publications**, v. 332, 2014.

IRMAK, S.; Z. HAMAN, D. PERFORMANCE OF THE WATERMARK. GRANULAR MATRIX SENSOR IN SANDY SOILS. **Applied Engineering in Agriculture**, St. Joseph, MI, v. 17, n. 6, p. 787, 2001. ISSN 0883-8542. Disponível em: < <http://elibrary.asabe.org/abstract.asp?aid=6848&t=3> >.

IRROMETER. - Soil Water Management., Disponível em: <<http://www.irrometer.com/default.htm>>. 2019. Acesso em: 23/02/2019.

JACOBS, J. M. et al. SMEX02: Field scale variability, time stability and similarity of soil moisture. **Remote Sensing of Environment**, v. 92, n. 4, p. 436-446, 2004/09/30/ 2004. ISSN 0034-4257. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425704001774> >.

JIA, Y.-H.; SHAO, M.-A. Temporal stability of soil water storage under four types of revegetation on the northern Loess Plateau of China. **Agricultural Water Management**, v. 117, p. 33-42, 2013/01/31/ 2013. ISSN 0378-3774. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378377412002600> >.

KATSURA, S. Y. et al. Effects of bedrock groundwater on spatial and temporal variations in soil mantle groundwater in a steep granitic headwater catchment. **Water Resources Research**, v. 44, n. 9, 2008. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007WR006610> >.

KATSUYAMA, M.; OHTE, N.; KABEYA, N. Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. **Water Resources Research**, v. 41, n. 1, 2005. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004WR003275> >.

KIM, H. J.; SIDLE, R. C.; MOORE, R. D. Shallow lateral flow from a forested hillslope: Influence of antecedent wetness. **Catena**, v. 60, n. 3, p. 293-306, 2005/03/31/ 2005. ISSN 0341-8162. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816204001845> >.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. . In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 1-physical and mineralogical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 1986.

KNAPP, B. J. Infiltration and storage of soil water. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. p.43-68.

_____. **Elements of Geographical Hydrology**. London: Unwin Hyman, 1979.

KOSUGI, K. I. et al. Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment. **Water Resources Research**, v. 42, n. 2, 2006. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005WR004275> >.

LAMBE, W. T.; WHITMAN, R. **Soil Mechanics**. 6. New York: John Wiley, 1979.

LANGE, B.; LUESCHER, P.; GERMANN, P. Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnic soils. **Hydrology and Earth System Sciences**, p. 1809–1821, 2009.

LANNI, C. et al. Simulated effect of soil depth and bedrock topography on near-surface hydrologic response and slope stability. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 2, p. 146-159, 2013. ISSN 1096-9837. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3267> >.

LANNI, C.; MCDONNELL, J.; RIGON, R. On the relative role of upslope and downslope topography for describing water flow path and storage dynamics: a theoretical analysis. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3909-3923, 2011. ISSN 1099-1085.

LAWALL, S. **Modificações na hidrologia dos solos em resposta as alterações de uso e cobertura na Bacia Hidrográfica do Bonfim, Região Serrana do Rio de Janeiro**. 2010. 197p. (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

_____. **Os efeitos dos diferentes tipos de uso e cobertura da terra, características dos solos e chuvas na hidrologia dos solos da região serrana do rio de janeiro**. 2018. 180p. (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro

LEIB, B. G.; JABRO, J. D.; MATTHEWS, G. R. Field evaluation and performance comparison of soil moisture sensors. **Soil Science**, v. 168, n. 6, p. 396-408, 2003. Disponível em: < https://journals.lww.com/soilsci/Fulltext/2003/06000/FIELD_EVALUATION_AND_PERFORMANCE_COMPARISON_OF.2.aspx >.

LI, X. et al. Evaluation of evapotranspiration and deep percolation under mulched drip irrigation in an oasis of Tarim basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 538, p. 677-688, 2016/07/01/ 2016. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169416302384> >.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 1995.

LIN, H. Temporal Stability of Soil Moisture Spatial Pattern and Subsurface Preferential Flow Pathways in the Shale Hills Catchment. **Vadose Zone Journal**, v. 5, n. 1, p. 317-340, 2006a. ISSN 1539-1663. Disponível em: < <https://doi.proxy.ufrj.br/10.2136/vzj2005.0058> >. Acesso em: 7/27/2019.

LIN, H. S. et al. Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydrogeological perspective. **Geoderma**, v. 131, n. 3-4, p. 345-368, 2006b. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V67-4G7DY0C-3/2/b30ab23ed323c605b83441615bcc69ed> >.

LITT, G. F. et al. Hydrologic tracers and thresholds: A comparison of geochemical techniques for event-based stream hydrograph separation and flowpath interpretation across multiple land covers in the Panama Canal Watershed. **Applied Geochemistry**, v. 63, p. 507-518, 2015/12/01/ 2015. ISSN 0883-2927. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0883292715000876> >.

LIU, G.; ZHANG, J. Spatial and temporal dynamics of soil moisture after rainfall events along a slope in Regosols of southwest China. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 20, p. 2778-2784, 2007. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6492> >.

LOIK, M. E. et al. A multi-scale perspective of water pulses in dryland ecosystems: climatology and ecohydrology of the western USA. **Oecologia**, v. 141, n. 2, p. 269 - 281, 2004.

LU, N.; GODT, J. W. **Hillslope hydrology and stability**. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2013.

LUNGUINHO, R.; SOUZA, J.; SOUZA, B. **Inselbergs, dinâmica hidrológica e influência na caatinga**. XI SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia - Geomorfologia, compartimentação de paisagem, processo e dinâmica. Maringá 2016.

LV, M. et al. Conditions for lateral downslope unsaturated flow and effects of slope angle on soil moisture movement. **Journal of Hydrology**, v. 486, p. 321-333, 2013/04/12/ 2013. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941300125X> >.

MAEDA, K. et al. Spatial distribution of soil structure in a suburban forest catchment and its effect on spatio-temporal soil moisture and runoff fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 321, n. 1-4, p. 232-256, 2006. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4H5DYR0-4/2/e7d3b94aa1b42fddf5db16f4d355b54a> >.

MANNING, J. C. **Applied principles of hydrology**. 2. New York: Macmillan Published Company, 1992.

MARTINS, E. S. et al. Relação solo-relevo em vertentes assimétricas no Parque Nacional da Serra dos Orgãos, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia [S.I.]**, v. 8, n. 1, p. 45-62, 2007.

MASAOKA, N. et al. Processes of bedrock groundwater seepage and their effects on soil water fluxes in a foot slope area. **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 160-172, 2016/04/01/ 2016. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941630021X> >.

MATHEWSON, C. C.; KEATON, J. S., P. Role of Bedrock Ground Water in the Initiation of Debris Flows and Sustained Post-Flow Stream Discharge. **Environmental and Engineering Geoscience**, v. xxvii, n. 1, p. 73-83, 1990. ISSN 1078-7275. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.2113/gseegeosci.xxvii.1.73> >.

MCDONNELL, J. J. A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment. **Water Resources Research**, v. 26, n. 11, p. 2821-2832, 1990. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR026i011p02821> >.

MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 9, p. 1869-1875, 2003.

MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 9, p. 1869-1875, 2003. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.5132> >.

MCDONNELL, J. J. et al. New method developed for studying flow on hillslopes. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 77, n. 47, p. 465-472, 1996. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96EO00306> >.

MCGLYNN, B. L.; MCDONNELL, J. J.; BRAMMER, D. D. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 257, n. 1, p. 1-26, 2002/02/01/ 2002. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401005595> >.

MCGUIRE, K. J.; MCDONNELL, J. J. Hydrological connectivity of hillslopes and streams: Characteristic time scales and nonlinearities. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, 2010. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010WR009341> >.

MIGÓN, P. Inselberg. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-library, 2006. p.564-566.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E.; HEFFNER, J. T. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 10-1-10-18, 2002. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002WR001429> >.

MONTGOMERY, D. R. et al. Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. **Water Resources Research**, v. 33, n. 1, p. 91-109, 1997. Disponível em: < <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0030621222&partner=40&rel=R4.5.0> >.

MOSLEY, M. P. Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 55, n. 1, p. 65-92, 1982/02/01/ 1982. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169482901214> >.

NIU, C.; MUSA, A.; LIU, Y. Analysis of soil moisture condition under different land uses in arid region of Horqin Sandy Land, northern China. **Solid Earth Discuss.**, v. 7, n. 3, p. 1979-2009, 2015. ISSN 1869-9537. Disponível em: < <http://www.solid-earth-discuss.net/7/1979/2015/> >.

ONDA, Y.; TSUJIMURA, M.; TABUCHI, H. The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan. **Hydrological Processes**, v. 18, n. 4, p. 637-650, 2004. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.1362> >.

ONDA, Y. et al. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 10, p. 1693-1706, 2001. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.234> >.

PADILLA, C. et al. Characterization of the groundwater response to rainfall on a hillslope with fractured bedrock by creep deformation and its implication for the generation of deep-seated landslides on Mt. Wanitsuka, Kyushu Island. **Geomorphology**, n. 0, 2014. ISSN 0169-555X. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X13004297> >.

PENNA, D. et al. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 689–702, 2011.

PHI, S.; CLARKE, W.; LI, L. Laboratory and numerical investigations of hillslope soil saturation development and runoff generation over rainfall events. **Journal of Hydrology**, v. 493, p. 1-15, 2013/06/17/ 2013. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413002813> >.

PIRASTRU, M. et al. Comparing the Hydraulic Properties of Forested and Grassed Soils on an Experimental Hillslope in a Mediterranean Environment. **Procedia Environmental Sciences**, v. 19, p. 341-350, 2013/01/01/ 2013. ISSN 1878-0296. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1878029613003095> >.

PURDY, A. J. et al. SMAP soil moisture improves global evapotranspiration. **Remote Sensing of Environment**, v. 219, p. 1-14, 2018/12/15/ 2018. ISSN 0034-4257. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425718304401> >.

QIU, Y. et al. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, v. 240, n. 3, p. 243-263, 2001/01/10/ 2001. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169400003620> >.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1987.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004.

ROBINSON, D. A. et al. Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review All rights reserved. No part of this periodical may

be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any information storage and retrieval system, without permission in writing from the publisher. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 1, p. 358-389, 2008. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2007.0143> >.

SANT; ANNA NETO, J. L. DECÁLOGO DA CLIMATOLOGIA DO SUDESTE BRASILEIRO. **Revista Brasileira de Climatologia**; v. 1 (2005), 2005. Disponível em: < <https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/25232/16936> >.

SAYAMA, T. et al. How much water can a watershed store? **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3899-3908, 2011. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.8288>
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.8288> >.

SELBY, M. J. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford: Oxford University Press, 1993.

SELUCHHI, M. E.; BEU, C. M. L.; ANDRADE, K. M. Características das frentes frias com potencial para provocar chuvas intensas na região serrana de Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**., v. 18, n. 12, p. 361 - 376, 2016

SHOCK, C.; MICHAEL BARNUM, J.; SEDDIGH, M. **Calibration of Watermark Soil Moisture Sensors for Irrigation Management**. 1998.

SHOCK, C. C.; E.B.G, F.; L.D, S. **Plant population and nitrogen fertilization for subsurface drip-irrigated onions**. Oregon State University Agricultural Experiment Station. Special Report 1038. 2002

SHOCK, C. C. et al. Irrigation Monitoring Using Soil Water Tension. **Oregon State University - Extension Service**, p. 9, 2013.

SIDLE, R. C. et al. A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 10, p. 1675-1692, 2001. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.233> >.

SIDLE, R. C.; OCHIAI, H. **Landslides, Processes, Prediction, and Land Use**. Washington – DC: American Geophysical Union, 2006.

SIDLE, R. C. et al. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 3, p. 369-385, 2000. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1085%2820000228%2914%3A3%3C369%3A%3AAID-HYP943%3E3.0.CO%3B2-P> >.

SILVA, A. C. **Simulação da descarga fluvial em resposta a mudanças de uso e cobertura da terra: Bacia do Rio Bonfim, Petrópolis (RJ)**. 2013. 117p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SILVA, W. L.; DERECZYNSKI, C. P. Caracterização Climatológica e Tendências Observadas em Extremos Climáticos no Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 37, p. 123-138, 2014.

SILVEIRA, C. S.; BARBOSA, M. C.; COELHO NETTO, A. L. A tracer experiment as an alternative methodology to understand infiltration pathway in a tropical rainforest soil. . **Solos e Rochas**, v. 28, n. 3, p. 261-270, 2005.

SINAI, G.; DIRKSEN, C. Experimental evidence of lateral flow in unsaturated homogeneous isotropic sloping soil due to rainfall. **Water Resources Research**, v. 42, n. 12, 2006. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005WR004617> >.

SOBIERAJ, J. A. et al. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. **Geoderma**, v. 108, n. 1, p. 79-90, 2002/07/01/ 2002. ISSN 0016-7061. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706102001222> >.

SOBRAL, B. S. et al. Variabilidade espaço-temporal e interanual da chuva no estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, n. 14, p. 281-308, 2018.

SPAANS, E. J. A.; BAKER, J. M. Calibration of Watermark soil moisture sensors for soil matric potential and temperature. **Plant and Soil**, v. 143, n. 2, p. 213-217, June 01 1992. ISSN 1573-5036. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/BF00007875> >.

STEPHENS, D. B. **Vadose zone hydrology**. Lewis Publishers, 1996. 347p.

SUN, F. et al. Spatial explicit soil moisture analysis: pattern and its stability at small catchment scale in the loess hilly region of China. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 13, p. 4091-4109, 2014. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.9940> >.

TAKAGI, K.; LIN, H. S. Changing controls of soil moisture spatial organization in the Shale Hills Catchment. **Geoderma**, v. 173-174, p. 289-302, 2012/03/01/ 2012. ISSN 0016-7061. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706111003132> >.

TAROLLI, P.; BORGA, M.; FONTANA, G. D. Analysing the influence of upslope bedrock outcrops on shallow landsliding. **Geomorphology**, v. 93, n. 3-4, p. 186-200, 2008. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-4N6FFG6-1/2/9b1d114170c21800785ba6b4128c3f23> >.

TEULING, A. J.; TROCH, P. A. Improved understanding of soil moisture variability dynamics. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 5, 2005. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL021935>

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004GL021935> >.

TORRES, R. et al. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. **Water Resources Research**, v. 34, n. 8, p. 1865-1879, 1998. Disponível em: < <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0031871315&partner=40&rel=R4.5.0> >.

TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; MCDONNELL, J. J. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. **Advances in Water Resources**, v. 29, n. 2, p. 293-310, 2006. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCF-4GR3435-1/2/145a6fdab34955412be8a515c886d722> >.

_____. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. **Advances in Water Resources**, v. 29, n. 2, p. 293-310, 2006a. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCF-4GR3435-1/2/145a6fdab34955412be8a515c886d722> >.

_____. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. **Water Resources Research**, v. 42, n. 2, 2006b. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004WR003778> >.

TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; PETERS, N. E.; MCDONNELL, J. J. Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 6, p. 750-769, 2007. ISSN 0885-6087. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6265> >.

TROMP-VAN, M. H. J.; MCDONNELL, J. J. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. **Water Resources Research**, v. 42, n. 2, 2006. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004WR003800> >.

TSUKAMOTO, Y.; OHTA, T. Runoff process on a steep forested slope. **Journal of Hydrology**, v. 102, n. 1, p. 165-178, 1988/09/30/ 1988. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169488900960> >.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TEIXEIRA, W. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozóico e o Paleozóico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do IGEO UFRJ.**, v. 35, n. 2, p. 140-151, 2012.

TWIDALE, C. R. INSELBERG Inselberg. In: (Ed.). **Geomorphology**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1968. p.556-559. ISBN 978-3-540-31060-0.

_____. The origin of bornhardts. **Journal of the Geological Society of Australia**, v. 27, n. 1-2, p. 195-208, 1980/09/01 1980. ISSN 0016-7614. Disponível em: < <https://doi.org/10.1080/00167618008729134> >.

_____. Granitic Inselbergs: Domed, Block-Strewn and Castellated. **The Geographical Journal**, v. 147, n. 1, p. 54-71, 1981. ISSN 00167398, 14754959. Disponível em: < <http://www-jstor-org.ez29.periodicos.capes.gov.br/stable/633409> >.

TWIDALE, R. C. Bornhardts and associated fracture patterns. **Rev. Asoc. Geol. Argent.**, v. 62, n. 1, p. 139-153, 2007.

UCHIDA, T. et al. Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope. **Water Resources Research**, v. 39, n. 1, 2003. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002WR001298> >.

UCHIDA, T.; KOSUGI, K.; MIZUYAMA, T. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. **Journal of Hydrology**, v. 222, n. 1, p. 18-36, 1999/09/13/ 1999. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169499000906> >.

UCHIDA, T.; KOSUGI, K. I.; MIZUYAMA, T. Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan. **Water Resources Research**, v. 38, n. 7, p. 24-1-24-14, 2002. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001WR000261> >.

UCHIDA, T.; TROMP-VAN MEERVELD, I.; MCDONNELL, J. J. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. **Journal of Hydrology**, v. 311, n. 1, p. 117-133, 2005/09/15/ 2005. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169405000156> >.

VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica (). **Acta Amazonica**, v. 6, p. 215-228, 1976. ISSN 0044-5967. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59671976000200215&nrm=iso >.

WARING, R. H.; RUNNING, S. W. **Forest ecosystems: analysis at multiple scales**. UK: Elsevier Academic Press, 2010.

WEILER, M.; MCDONNELL, J. J. Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. **Water Resources Research**, v.

43, n. 3, 2007. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006WR004867> >.

WEILER, M. et al. Subsurface Stormflow. In: MCDONNELL, M. G. A. E. J. J. (Ed.). **Encyclopedia of Hydrological Sciences**: John Wiley & Sons, Ltd., 2006.

WESSELING, J. G. et al. The effect of soil texture and organic amendment on the hydrological behaviour of coarse-textured soils. **Soil Use and Management**, v. 25, n. 3, p. 274-283, 2009. ISSN 1475-2743. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1111/j.1475-2743.2009.00224.x> >.

WESTERN, A. W. et al. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. **Water Resources Research**, v. 35, n. 3, p. 797-810, 1999. ISSN 0043-1397. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1998WR900065> >.

WESTERN, A. W. et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. **Journal of Hydrology**, v. 286, n. 1, p. 113-134, 2004/01/30/ 2004. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403003809> >.

WEYMAN, D. R. Measurements of the downslope flow of water in a soil. **Journal of Hydrology**, v. 20, n. 3, p. 267-288, 1973/11/01/ 1973. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169473900656> >.

WHIPKEY, R. Z.; KIRKBY, M. J. Flow within the soil. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. New York: John Wiley e Sons, 1978. p.121-143.

WIEKENKAMP, I. et al. Spatial and temporal occurrence of preferential flow in a forested headwater catchment. **Journal of Hydrology**, v. 534, p. 139-149, 2016/03/01/ 2016. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415009981> >.

WILLIAMS, A. G. et al. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 2, p. 225-235, 2003. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1120> >.

WILSON, G. V. et al. Hydrogeochemical processes controlling subsurface transport from an upper subcatchment of Walker Branch watershed during storm events. 1. Hydrologic transport processes. **Journal of Hydrology**, v. 123, n. 3, p. 297-316, 1991/03/01/ 1991. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949190096Z> >.

WOLLE, C. M. C., C. S. **Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil**. Solos e Rochas, 1994.

WOODS, R.; ROWE, L. The changing spatial variability of subsurface flow across a hillside. **Journal of Hydrology (New Zealand)**, v. 35, n. 1, p. 51-86, 1996. ISSN 00221708, 24633933. Disponível em: < <http://www-jstor-org.ez29.periodicos.capes.gov.br/stable/43944761> >.

WOODS, R. A.; SIVAPALAN, M.; ROBINSON, J. S. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. **Water Resources Research**, v. 33, n. 5, p. 1061-1073, 1997.

YANG, Y. et al. Spatial pattern and heterogeneity of soil moisture along a transect in a small catchment on the Loess Plateau. **Journal of Hydrology**, v. 550, p. 466-477, 2017/07/01/ 2017. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169417303141> >.

YU, T. et al. Responses of riparian forests to flood irrigation in the hyper-arid zone of NW China. **Science of The Total Environment**, v. 648, p. 1421-1430, 2019/01/15/ 2019. ISSN 0048-9697. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S004896971833256X> >.

YU, X. et al. The role of macropores and multi-resolution soil survey datasets for distributed surface–subsurface flow modeling. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 97-106, 2014/08/04/ 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414001632> >.

YU, Y. et al. Responses of vertical soil moisture to rainfall pulses and land uses in a typical loess hilly area, China. **Solid Earth**, v. 6, n. 2, p. 595-608, 2015. ISSN 1869-9529. Disponível em: < <http://www.solid-earth.net/6/595/2015/> >.

ZHANG, J. et al. Method to quantitatively partition the temporal preferential flow and matrix infiltration in forest soil. **Geoderma**, v. 347, p. 150-159, 2019/08/01/ 2019. ISSN 0016-7061. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706118316756> >.

ZHANG, Y.-W. et al. Interaction of soil water storage dynamics and long-term natural vegetation succession on the Loess Plateau, China. **CATENA**, v. 137, n. Supplement C, p. 52-60, 2016/02/01/ 2016. ISSN 0341-8162. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816215300989> >.

ZHANG, Y. et al. The preferential flow of soil: A widespread phenomenon in pedological perspectives. **Eurasian Soil Science**, v. 49, n. 6, p. 661-672, June 01 2016. ISSN 1556-195X. Disponível em: < <https://doi.org/10.1134/S1064229316060120> >.

ZHU, Q.; LIN, H. Influences of soil, terrain, and crop growth on soil moisture variation from transect to farm scales. **Geoderma**, v. 163, n. 1-2, p. 45-54, 2011. ISSN 0016-7061. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V67-52R7MYC-1/2/55f87c4e09a513f2961f8413508f780e> >.

ZHU, Q. et al. Soil moisture response to rainfall at different topographic positions along a mixed land-use hillslope. **CATENA**, v. 119, p. 61-70, 8// 2014. ISSN 0341-8162. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816214000885> >.

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEEER, H.; DE MORAES, J. M. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. **Forest Ecology and Management**, v. 222, n. 1, p. 29-38, 2006/02/15/ 2006. ISSN 0378-1127. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112705005980> >.