



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



**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**

SARAH LAWALL

NELSON F. FERNANDES (ORIENTADOR)

JULHO/ 2018

**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**

Sarah Lawall

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciência (Geografia).

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

RIO DE JANEIRO

JULHO/2018

**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**

Sarah Lawall

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciência (Geografia).

Aprovada por:

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes (orientador – presidente da banca)

Prof. Dr. André de Souza Avelar (membro interno – IGEO/UFRJ)

Prof^ª Dra. Telma Mendes da Silva (membro interno – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Junior (membro externo – IGEO/UFRJ)

Dr. Silvio Barge Bhering (membro externo – EMBRAPA SOLOS)

Rio de Janeiro – Julho de 2018

Ficha catalográfica

Lawall, Sarah

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. UFRJ/Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.

180 p.

Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro/Programa de Pós-graduação em Geografia, 2018.

1. Uso e cobertura do solo 2. Umidade 3. Chuvas intensas

Você não pode voltar atrás e fazer um novo começo,
mas você pode começar agora e fazer um novo fim
(Chico Xavier)

Dedico
À minha filha, Cecília
Por me fazer acreditar que “sonhos não envelhecem”
Ofereço
A minha mãe,
Pela renúncia e entrega a (maternidade)²

AGRADECIMENTOS

O trabalho científico é construído com muitos auxílios internos e externos, nestes anos todos preciso agradecer do apoio científico ao psicológico e emocional:

Agradecimentos científicos:

- Ao Nelson F. Fernandes pela orientação e todo aprendizado da última década que me fez crescer pessoal e academicamente.
- A comunidade do Vale do Bonfim que sempre me permitiu o livre acesso e confiança no trabalho, especialmente, as famílias e propriedades que cederam espaço para instalação dos equipamentos, Robson Silva, Sr. Wanderley, Sr. “Kasinho, Campo de Aventuras e Sr. Antônio, no Sítio das Nascentes.
- Aos órgãos de Fomento Capes, Projeto Eibex e Rhima que financiaram os trabalhos de campo, equipamentos e materiais.
- Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia que permitiu o desenvolvimento e conclusão do trabalho com suporte científico e compreensão nos momentos em que a vida pessoal esbarrou na científica-profissional.
- A banca avaliadora, os Professores Gerson Cardoso, André Avelar, Telma Mendes e o pesquisador, Silvio Bhering sem a qual o trabalho não seria validado, o meu muito obrigada.
- A toda equipe do Departamento de Hidrologia da CPRM pelas campanhas de campo e manutenção dos dados de precipitação.
- A Embrapa Solos que contribuiu com análise de dados e produção do mapa de solos com muitos campos, especialmente, ao Nilson Rendeiro e Waldir Carvalho.
- Aos incontáveis alunos de Iniciação Científica que atuaram no “Projeto Bonfim”, dentre eles, os que mais contribuíram com esta fase – Alisson e Wesley.
- Aos amigos e colegas do LAMPEGE, Lúcia e João (Velha Guarda), Rafaella e Bia e os mais novos, Julia, Maria Maria, Lúgia, Rafaela, Mateus, Leonardo, Renato e Teófilo
- Ana Camila e Christiane que estiveram juntas na produção de dados e estudos no Bonfim e diretamente comigo na dissertação e tese.
- Aos professores do Departamento de Geografia pelos quais eu aprendi a ser a Geógrafa e Professora que sou, dentre eles, agradecimento especial a Telma Mendes, Maria Naíse Peixoto de Oliveira e Nelson F. Fernandes.

- Aos colegas do Departamento da Geografia da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto Multidisciplinar, que me deram forças para continuar nesta reta final.
- Aos meus alunos da Geografia do IM/UFRRJ que me compreenderam neste período final e deram incentivos para que eu continuasse e não desistisse.

Agradecimentos psicológicos e emocionais:

- Ao Cesar, que sempre acreditou e deu suporte físico, emocional, psicológico e estrutural da graduação ao doutorado. Obrigada, parceiro de vida.
- A minha mãe por ter alterado a rota da sua pacata vida mineira e assumiu a maternidade no meu lugar nestes momentos de ausência.
- Aos terapeutas, da psicologia como o Alan Teixeira e da espiritualidade, como os guias espirituais, médiuns e mentores da Casa do Caboclo Pedra Branca, principalmente, Mônica e Sr. Salvador.
- A Rachel Malva que, além de amiga e guia espiritual, me conduziu no exercício de pensar a vida planejada nas atividades de “coaching”.
- Aos amigos, Roberto Marques e Francisco (Tull) que muitas vezes me deram broncas, café, cerveja, cederam a casa para o trabalho, muito incentivo e apoio psicológico.
- Ao Antonio Carlos, pai de minha filha, por ser presente e dividir a experiência da maternidade/paternidade comigo e entender as minhas ausências.
- A Jessica Lourenço, que nos dois últimos anos aguentou meus desesperos e choros me ofertando à calma e paz que lhe é peculiar.
- Ao meu povo da “vila do Encantado” que me incentivaram e cobriram minhas ausências se dispondo a ajudar no cuidado da minha filha e mãe, especialmente a Janaina Farinazzo.
- Aos meus irmãos e sobrinha pelas angústias dos tempos, mas com confiança no trabalho e a Família, que torceu muito mesmo sem entender direito o “porquê” disso tudo.
- Aos meus amigos (tantos) solidários de tantas conversas e desabafos: Andrea Paula, Emerson, Roberta, Sergio, Laura, Eduardo Maia...e outros mais que a memória no momento me trai.

RESUMO

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

Solos e água são dois recursos naturais vitais a manutenção da vida na Terra. Por isso mesmo, estão inseridos dentre as maiores preocupações no cenário mundial no que tange a relação entre oferta e demanda. A Gestão das águas inicia-se no conhecimento dos processos e fatores que condicionam a relação solo e água na paisagem e geram o armazenamento e a descarga nos canais de drenagem. Muitos e tradicionais estudos em hidrologia buscam identificar os processos de entrada, movimentação e retenção da água no solo. Tipo de uso, umidade antecedente, condições de cobertura e chuvas, estão presentes na hidrologia dos solos e relacionados compõem os fatores condicionamentos a geração de fluxos. As relações entre as mudanças no tipo de uso, as propriedades físicas e paisagem, sobretudo em ambiente serrano, perante diferentes tipos de chuvas com relações temporais e espaciais, ainda são poucos encontrados, sobretudo no Brasil. Neste sentido, o objetivo da tese é compreender a dinâmica hidrológica dos solos de ambientes serranos, a partir da relação entre os diferentes tipos de uso e cobertura da terra, atributos físicos dos solos na presença de chuvas intensas. Para isso, foram realizados monitoramentos ligados à precipitação (anual e diária), potencial matricial (uso de “watermark”) para avaliar a umidade, mensurações das propriedades físico-hídricas e caracterização da paisagem local. O recorte temporal foi entre os anos de 2009 a 2012. As chuvas intensas foram divididas em 4 categorias, 0-10 mm/d, 10 a 25 mm/d, 25 a 40mm/d e acima de 40 mm/d e avaliadas em cinco unidades com tipos de uso e cobertura distintos, ou seja, duas com floresta, duas com agricultura e uma com pastagem. Como resultados, a análise sazonal do período permitiu identificar a escassez hídrica nos solos nos períodos de estiagem, sobretudo nas florestas. Das chuvas intensas, não foi verificada saturação no perfil com cobertura florestal, especialmente na floresta com recuperação de 55 anos (F55), em detrimento a de 30 anos (F30) após uso agrícola. Por outro lado, a Pastagem gera saturação com chuva entre 10 a 25 mm/d. Floresta de 30 anos e agricultura possui comportamento de movimentação da água no solo similar, pelo fator topografia. Assim, percebe-se permeabilidade decrescente de floresta, agricultura e pastagem. Fluxo vertical rápido em Floresta (F55) com baixa retenção, e fluxo lateral e lento em agricultura e principalmente pastagem, que obteve maior retenção. Conclui-se que, para o armazenamento de água, os ambientes com cobertura florestal possuem menor armazenamento e agricultura e pastagem, maior. A cobertura influi na infiltração nos 20 cm do solo, zona de aeração, depois disso, na zona intermediária, as características do solo ditam os processos hidrológicos no perfil.

Palavras-chave: umidade do solo, monitoramento, uso e cobertura da terra, atributos físicos

ABSTRACT

The Effects of Different Types of Land Use and, Soil and Rainfall Characteristics in Soil Hydrology in the Mountain Region of Rio de Janeiro

Soils and water are two vital natural resources to sustain life on Earth. For this reason, they are among the biggest concerns in the world scenario regarding the relationship between supply and demand. Water Management begins with the knowledge of the processes and factors that condition the soil and water relationship in the landscape and generate the storage and discharge in the drainage channels. Many traditional studies in hydrology seek to identify the processes of entry, movement and retention of water in the soil. Type of land use, antecedent soil moisture, top soil conditions and rainfall, are present in the hydrology of the soils and related make up the factors conditioning the generation of flows. The relationship between changes in land use, physical properties and landscape, especially in the mountainous environment, due to differing types of rainfall with temporal and spatial relationships, are still few, mainly in Brazil. In this sense, the aim of the thesis is to understand the hydrological dynamics of the soils of mountains environments, from the relation between the different types of land use and cover, physical attributes of the soils in the presence of intense rains. For this purpose, monitoring was carried out in relation to precipitation (annual and daily), matric potential (watermark) to evaluate moisture, measurements of physical-water properties and characterization of the local landscape. The temporal cut was between 2009 and 2012. Heavy rains were divided into four categories, 0-10 mm / d, 10 a 25 mm / d, 25 a 40 mm / a 40 mm / d and evaluated in five units with distinct types of use and coverage, that is, two with forest, two with agriculture and one with pasture. As a result, the seasonal analysis of the period allowed the identification of water scarcity in soils during periods of drought, especially in forests. From the intense rains, saturation was not observed in the profile with forest cover, especially in the forest with recovery of 55 years (F55), to the detriment of 30 years (F30) after agricultural use. On the other hand, Pasture generates saturation with rain between 10 and 25 mm / d. Forest of 30 years and agriculture has behavior of movement of water in the similar soil, by topography factor. Thus, we can see the decreasing permeability of forest, agriculture and pasture. Rapid vertical flow in Forest (F55) with low retention, and lateral and slow flow in agriculture and mainly pasture, which obtained greater retention. It is concluded that, for the storage of water, the environments with forest cover have lower storage and agriculture and pasture, higher. The cover influences the infiltration in the 20 cm of the soil, aeration zone, after that, in the intermediate zone, the soil characteristics dictate the hydrological processes in the profile.

Key words: soil moisture, monitoring, land use, physical attributes

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Esquema de divisão da zona não saturada e da zona saturada, envolvendo o perfil de solo e as interações entre a atmosfera. (fonte: HEWLETT, 1992).....	26
Figura 2: Representação da escala dos processos, abordagens e condicionantes que delimitam a investigação hidrológica tomando como base a conectividade dos sistemas. Fonte: adaptado de BRACKEN E CROKE (2007).....	27
Figura 3: Relação capacidade de infiltração e taxa de precipitação ao longo do tempo. Modificado de FETTER (1994).....	29
Figura 4: Curva de capacidade de infiltração dos solos com a) diferentes texturas, b) diferentes manejos e mesma cobertura e c) diferentes coberturas. Modificado de DUNNE e LEOPOLD (1978).....	30
Figura 5: Tabela de classes de condutividade hidráulica conforme a textura do solo. Modificado de KLUTE E DIRKSEN (1986).....	31
Figura 6: Fluxos de água no perfil em dois solos, franco-arenoso e franco-argiloso com relação a profundidade do solo e a lateralidade. Fonte: modificado de BRADY E WEIL (2010).	32
Figura 7: Entrada da água em areia seca (1), água é absorvida (2) e se desloca por força capilar (3). Finalmente, quando o solo atinge a saturação, a água flui através dos poros por força gravitacional. Adaptado de (MANNING, 1982).....	34
Figura 8:Ação da força capilar, ascensão nos tubos ilustrados no esquema e fotografia. Adaptada de (Kutílek e NIELSEN, 1994), fotografia de Van Genuchten (2008), notas de aula.	36
Figura 9: Movimento da água por capilaridade. Modificado de Brady & Weil (2009).	37
Figura 10: Fluxograma representativo da influência da retirada da cobertura nas propriedades físicas e processos hidrológicos desencadeantes. Modificado de Casanellas et al (1994)	42
Figura 11: Localização da bacia do rio Bonfim em relação ao estado do rio de janeiro e Brasil.	46
Figura 12: Geologia da bacia do rio Bonfim. Imagem 1 apresenta os afloramentos da bacia no ambiente de falha. Imagem 2: as cabeceiras do rio Bonfim, divisor de água com pico do Açú. Imagem 3: Mata Porcos, afloramento rochoso. (fonte: Silva, 2013, Lawall, 2010).....	49
Figura 13: Planaltos dissecados e vale do Bonfim representada por imagem de satélite e Fonte: MARTINS et al, 2007. A e B representam os pontos entre as encostas onde os perfis de relevo para assimetria foram realizados.	50

Figura 14: mapas da bacia do rio Bonfim, 1) declividade, 2) modelo digital de elevação, 3) hipsometria e 4) perfis de encostas mostrando o caráter assimétricos das mesmas.	51
Figura 15: Encostas com ênfase para os blocos de tálus.....	51
Figura 16: Isoietas transpostas na carta topográfica de Itaipava com limites da bacia do Bonfim. Fonte: IBGE (1986); Projeto Rio de Janeiro (2000); adaptado por MEDEIROS (2009).	53
Figura 17: Uso e ocupação da terra na bacia do rio Bonfim. Fonte: Silva (2013).	55
Figura 18: Uso e ocupação da terra na bacia do rio Bonfim. Fonte: Acervo pessoal.	56
Figura 19: Agricultura na bacia do rio Bonfim, ênfase a olericultura (hortaliças): Fonte: Fotografia cedida por Telma Mendes (2012).	56
Figura 20: Localização das estações pluvio-fluviométricas na bacia do rio Bonfim e no Parque de Itaipava. Adaptado de Silva, 2013.	60
Figura 21: Localização das estações pluvio-fluviométricas na bacia do rio Bonfim e no Parque Petrópolis em Itaipava.....	61
Figura 22: Kit completo de watermark 900M (Irrometer) em campo.	65
Figura 23: Ilustração do kit completo de watermark 900M (Irrometer) em campo.	66
Figura 24: Tensiômetro instalado no solo, contato solo com a cápsula porosa de cerâmica, a água fluindo em direção ao solo não saturado e o registro ou na bomba de vácuo ou no leitor digital de mão. Adaptado de Or et al; (2002).	66
Figura 25: Conjunto do watermark com datalogger, estação inserida na agricultura, sensor e posicionamento no solo.....	68
Figura 26: Localização das estações nos ambientes e encostas escolhidas.....	69
Figura 27: Volume total de precipitação entre 2009 a 2011 para as três estações analisadas, ano de 2012 foi desconsiderado.	74
Figura 28: Precipitação total mensal entre os anos de 2007 a 2012 na estação Sítio das Nascentes (S.N.), Açú e Parque Petrópolis (P.P).....	75
Figura 29: Chuva acumulada entre os anos de 2009 a 2012, estação Sítio das Nascentes. Valores no eixo X simbolizam os dias do ano.	76
Figura 30: Chuva acumulada no evento 01 entre os dias 02 a 19 de novembro de 2009, dados da estação sítio das nascentes.	79
Figura 31: Chuva acumulada no evento 02 entre os dias 18 de janeiro a 02 de fevereiro de 2010 dados da estação sítio das nascentes.	80
Figura 32: Chuva acumulada no evento 03 entre os dias 06 a 22 de fevereiro de 2011 dados da estação sítio das nascentes.....	80
Figura 33: Chuva acumulada do evento 04 entre os dias 06 a 14 de janeiro de 2012.	81

Figura 34: Média total do potencial matricial no primeiro metro de solo entre os anos de 2010 a 2012 para florestas (F30 e F55), agriculturas (A1 e A2) e Pastagem (P).....	82
Figura 35: potencial matricial de F55 nos anos de 2010 a 2012, análise sazonal com a precipitação.....	83
Figura 36: Potencial matricial de A1 nos anos de 2010 a 2012.	84
Figura 37: Potencial matricial de P1 nos anos de 2010 a 2012.	85
Figura 38: Média do potencial matricial do perfil de solo durante cada evento de chuva intensa.	86
Figura 39: Gráfico de médias dos valores de potencial matricial nas profundidades de 10,20,50 e 80 cm em relação aos tipos de uso e cobertura, recorte temporal do evento 01 (valores de kPa negativos)	89
Figura 40: Relação chuva e potencial matricial nos diferentes tipos de uso e ocupação do solo nas profundidades de 10, 20, 50, 80 cm para o evento 01, novembro de 2009. (valores negativos de potencial matricial).....	90
Figura 41: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos) por profundidade do perfil, 10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.....	93
Figura 42:Valores médios de potencial matricial (negativos) do evento 02 nas estações Florestais (F30 e F55) Agricultura (A1, A2) e Pastagem (P1) nas profundidades de 10, 20,50 e 80 centímetros.....	96
Figura 43: Relação chuva e potencial matricial nos diferentes tipos de uso e ocupação do solo nas profundidades de 10, 20, 50, 80 cm para o evento 02, janeiro de 2010. (valores negativos de potencial matricial).....	97
Figura 44: Relação chuva e potencial matricial (valores negativos) do evento 02 por profundidade do perfil em 10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.	100
Figura 45: Valores médios de potencial matricial do evento 03 nas estações Florestais (F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.	103
Figura 46: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 03 nas estações Florestais (F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.	105
Figura 47: Relação entre chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 03 por profundidade do perfil -10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.....	106
Figura 48: Valores médios de potencial matricial do evento 04 nas estações Florestais (F30 e F55) Agricultura (A1) e Pastagem (P1) nas profundidades de 10, 20, 50 e 80 centímetros. .	109

Figura 49: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 04 nas estações Florestais (F55 e F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.....	110
Figura 50: Relação entre chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 04 por profundidade do perfil, sendo 10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.	112
Figura 51: comparação dos perfis analisados nas unidades de resposta hidrológica, próximas ao perfil de monitoramento e mensuração hidrológica. Fonte: Fotografias cedidas por Nilson Rendeiro e Waldir Carvalho Junior, Projeto RHIMA, parceria EMBRAPA SOLOS.	114
Figura 52: Densidade do solo e porosidade total a partir das médias entre as florestas, agricultura e pastagem.	115
Figura 53: Macro e micro porosidade do perfil de solo, primeiro 1 metro, nos diferentes tipos de uso e cobertura.	116
Figura 54: Taxa de infiltração básica (cm/h) nos diferentes tipos de uso e cobertura, floresta, agricultura e pastagem, dados de Lawall, 2010.....	116
Figura 55: Valores de k_{sat} e gráfico representativo das médias dos ambientes segundo o tipo de uso e cobertura.....	117
Figura 56: Leito do rio a jusante de F55 durante o inverno (foto 01) e verão (foto 02). Arquivo pessoal.	121
Figura 57: Dados dos eventos 01 com volume total das precipitações, chuva acumulada (mm), potencial matricial (valores negativos de kPa) em perfil de solo e gráficos de F55 e F30 de potencial matricial em relação a chuva.	126
Figura 58: Perfil esquemático de localização das estações de monitoramento na paisagem local, acima F55 e abaixo F30.	128
Figura 59: Dados dos eventos 02 sobre as precipitações, chuva acumulada (mm), potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F55 e F30 de potencial matricial x chuva.....	132
Figura 60: Dados dos eventos 03 sobre as precipitações (mm), chuva acumulada, potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F30 de potencial matricial x chuva	137
Figura 61: Dados dos eventos 04 sobre as precipitações, chuva acumulada, potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F30 de potencial matricial x chuva (mm).....	139
Figura 62: Fotografia do dossel acima das estações de monitoramento em F30 e F55.....	141

Figura 63: Características dos solos em F30 e F55, em (a) Porosidade total, (b) macro e microporosidade, (c) densidade do solo, (d) taxa de infiltração básica e (e) condutividade hidráulica de campo saturada.	142
Figura 64: Afloramento rochoso (paredão) no topo de F30. Arquivo pessoal.	143
Figura 65: Contato paredão rochoso e base da encosta com depósito de tálus próximo a F30.	143
Figura 66: Dados do evento 01 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.	146
Figura 67: Perfis esquemáticos das estações agricultura A1, A2 e pastagem, P.	149
Figura 68: Dados do evento 02 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.	151
Figura 69: dados do evento 04 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.	154
Figura 70: Dados do evento 04 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.	156
Figura 71: Estações de monitoramento (watermark) em P, A2 e A1, a fim de observar a angulação da encosta.	158
Figura 72: propriedades físico-hídricas dos solos em A1, A2 e P. a) densidade do solo, b) porosidade total, c) condutividade hidráulica saturada, d) taxa de infiltração básica e e) macro e microporosidade do solo.	159
Figura 73: Relação precipitação e escoamento superficial. Adaptado de Silva (2013).	162
Figura 74: Relação Precipitação x Vazão Simuladas por Silva (2013).	163
Figura 75: Perfil longitudinal do rio Bonfim.	163

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Espacialização em Km ² e percentual dos tipos de uso e cobertura da bacia do rio Bonfim. Adaptado de Silva (2013), Ar - afloramento rochoso, Agr - agricultura, Fl - floresta, Pa - pastagem, Rup - vegetação rupestre e urb - área urbana.....	55
Quadro 2: Classificação das precipitações a partir do volume total diário. Fonte: Moreira e Abreu (2002)	63
Quadro 3: Interpretação dos valores de watermark (valores negativos).....	67
Quadro 4: Eventos de Precipitação com presença de chuvas intensas na bacia do rio Bonfim, dados da estação Sítio das Nascentes, destaque para intensidade (mm/h) e os eventos de chuva intensa.	78
Quadro 5: Imagens com a localização das estações e paisagem local, com altimetria, aspecto, declividade em graus, curvatura das encostas, classes geomorfológicas e tipos de solos.	118
Quadro 6: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.	129
Quadro 7: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.	134
Quadro 8: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.	138
Quadro 9: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.	140
Quadro 10: dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.....	148
Quadro 11: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.....	152
Quadro 12: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.....	155
Quadro 13: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.....	157

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados de precipitação total anual das estações Sítio das Nascentes (S.N.), Açú e Parque Petrópolis (P.P.) entre os anos de 2009 a 2012. Em destaque os valores discrepantes para comparação entre as estações monitoradas.....	73
Tabela 2: Classificação da Precipitação total diária na bacia do Bonfim, estação Sítio das Nascentes entre os anos de 2009 a 2012.	77
Tabela 3: Volume total da precipitação nos meses de outubro e novembro de 2009, seguido do volume total do evento 01 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 1. Destaque em amarelo para a precipitação total do mês de novembro.	87
Tabela 4 : Estatística básica dos dados do evento 01 dividido em área e profundidade do perfil com valores de mínima, máxima, média mediana, desvio padrão e variância, em kPa (os valores são negativos).	88
Tabela 5: Volume total da precipitação mês de janeiro e fevereiro de 2010, seguido do volume total do evento 02 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 2.	94
Tabela 6: Estatística básica dos dados do evento 02 dividido em área e profundidade do perfil com valores de mínima, máxima, média mediana, desvio padrão e variância, em kPa, valores negativos.....	95
Tabela 7: Volume total da precipitação mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 03 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 3.	101
Tabela 8: volume total da precipitação mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 03 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 3, (valores negativos em kPa).	102
Tabela 9: Volume total da precipitação no mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 04 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 4.	107
Tabela 10: Estatística básica dos Dados de Potencial Matricial do evento 04 por áreas analisadas e as profundidades do perfil com valores de mínima, máxima, média mediana, desvio padrão e variância em -kPa.....	108
Tabela 11: dados de propriedades físicas e hídricas dos solos nas unidades de mensuração e monitoramento com relação a frações granulométricas em %, (Ds) densidade do solo (g/cm^3) e Pt (porosidade total em %).....	113
Tabela 12: Médias do potencial matricial de 2009 a 2012 do primeiro metro de solo das estações, em cada um dos quatro eventos selecionados para análise. Valores em -kPa.....	124

Sumário

1 INTRODUÇÃO.....	20
2 OBJETIVOS	24
2.1 Objetivos específicos.....	24
2.2 Hipóteses	24
3 PROCESSOS E FATORES CONDICIONANTES DA ÁGUA NO SOLO.....	25
3.1 Solo pedológico e hidrológico	25
3.2 Processos de entrada, movimentação e retenção da água no solo.....	28
3.2.1 Infiltração e condutividade hidráulica da água no solo	28
3.2.2 Estado de energia da água no solo	34
3.3. Fatores condicionantes para hidrologia dos solos	38
3.3.1 Chuva intensa: “input” do sistema hidrológico.....	38
3.3.2 O papel do uso e cobertura do solo	40
3.3.3 Os efeitos da umidade antecedente e topografia	44
4 ÁREA DE ESTUDO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BONFIM.....	46
4.1 Localização Geográfica e aspectos geoambientais regionais	46
4.2. A bacia do rio Bonfim – aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos.....	49
4.3. Aspectos climatobotânicos	52
4.4. O uso e ocupação da terra, a comunidade rural do Bonfim e o Parnaso (Parque Nacional da Serra dos Órgãos)	54
4.5. Pesquisas hidrológicas desenvolvidas na Bacia do rio Bonfim	57
5 METODOLOGIA	60
5.1. Produção de dados de precipitação na bacia do rio Bonfim	60
5.2 Chuva na estação Sítio das Nascentes: duração, intensidade e classificação	62
5.3 Monitoramento do Potencial Matricial nos Perfis de solos	64
5.3.1 Seleção das áreas de monitoramento	64
5.3.2 Potencial matricial: caracterização do método e geração de dados	64
5.3.3 Seleção dos dados Potencial Matricial: análise sazonal e eventos de chuva intensa.....	70

5.4 Propriedades Físico-hídricas dos solos.....	70
6 RESULTADOS	72
6.1 Caracterização da precipitação mensal e anual de 2009 a 2012	72
6.2 Caracterização e classificação do total da precipitação diária entre 2009 a 2012.....	77
6.3 Caracterização do potencial matricial total/umidade Indireta nos Perfis de Solos.....	81
6.3.1 Análise sazonal dos dados de potencial matricial nos diferentes tipos de uso do solo.....	82
6.4 Análise dos dados de potencial matricial nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo a partir dos quatro eventos de chuvas intensas	86
6.4.1 Evento 01: Pré-evento chuvoso – período com três chuvas intensas	87
6.4.2 Evento 02: pré-evento úmido com um pico de chuva intensa com pós evento seco	94
6.4.3 Evento 03: Intervalo de duas chuvas intensas e pulsos de chuva fraca a moderada	101
6.4.4 Evento 04: Chuva intensa concentrada e de longa duração	107
6.5 Caracterização dos solos e paisagem local das unidades de resposta hidrológica	113
7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	119
7.1 Relações sazonais entre precipitação e umidade do solo em áreas de diferentes tipos de uso e cobertura da terra na bacia do rio Bonfim	119
7.2 Relações entre chuvas e uso e coberturas com a umidade do solo.....	124
7.2.1 Hidrologia dos solos em Floresta	125
7.2.2 Hidrologia dos solos em Agricultura e Pastagem	144
7.3 Inter-relações escalares entre a hidrologia dos solos e da bacia experimental do rio Bonfim	160
8 CONCLUSÕES.....	165
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	167
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	168

1 INTRODUÇÃO

Solo e água são dois recursos naturais vitais à manutenção da vida na Terra e ao desenvolvimento das atividades econômicas da sociedade. Embora seja nítida essa concepção, ambos os recursos passam por alerta mundial em função das mudanças de uso e cobertura da terra que alteram o ciclo hidrológico. A substituição de florestas por áreas agrícolas/pastagem e adensamento urbano comprometem a qualidade e quantidade desses recursos, uma vez que intervêm diretamente no regime de chuvas, nas características dos topos dos solos e no próprio processo de recarga das bacias hidrográficas.

De tal modo, é preciso aliar a ciência, a qual busca compreender os mecanismos de funcionamentos dos sistemas ambientes, às práticas de gestão e planejamento dos recursos naturais, que garantirão o fornecimento de água e alimentos. Com relação à água, entende-se gestão das águas como um processo coletivo de tomada de decisões (TUCCI et al., 2001), sendo que a garantia de seu sucesso perpassa pelo conhecimento da trajetória da água no sistema bacia hidrográfica; considerada uma das etapas mais importantes do gerenciamento, porém, ainda pouco explorado no país (SANTOS, 2009).

A bacia hidrográfica é reconhecida como uma área da superfície terrestre onde os fluxos produzidos por escoamentos convergem para uma única saída, o exutório (DUNNE E LEOPOLD, 1978). Tal concepção impulsionou o estudo de sua dinâmica hidrológica a partir das mensurações realizadas no exutório, uma vez que as modificações na estrutura da paisagem a montante do ponto repercutem em alterações no comportamento das vazões. O dinamismo dos processos e sua variabilidade espacial e temporal ocorridos nos componentes da bacia criam demandas para ir além das respostas obtidas na relação precipitação-vazão (SIDLE, 2006).

Corroborando, Santos (2009) discute que no Brasil, existe predominantemente o monitoramento sistemático de grandes e médias bacias hidrográficas e reduzidas redes oficiais de estações com área de drenagem inferior a 100 km². O mesmo autor ainda atribui o fato as dimensões territoriais do país, ao alto custo dos monitoramentos e, em especial, ao emprego da hidrologia nas pesquisas voltadas a produção de energia hidrelétrica e obras de engenharia nos grandes centros.

Essas demandas contribuíram no desenvolvimento de métodos e modelos para o tratamento de séries de chuva-vazão amplamente utilizados, entretanto, consolidaram uma espécie de “caixa-preta” no que tange os mecanismos de geração de fluxos em encostas e perfis de solos, a partir de monitoramentos de campo. Sendo assim, é cada vez mais pertinente buscar as associações entre os elementos que compõem a bacia hidrográfica e os processos de interação

na passagem da água, e isto é feito através das mensurações e monitoramentos em campo (SIDLE, 2006; BLUME et al, 2007; SANTOS, 2009).

Embora a literatura atente-se para novos e constantes desafios da hidrologia, as práticas de campo não são recentes. Há artigos publicados do final do século XIX que destacam a natureza dos processos em bacias, porém, o marco está nos trabalhos de Horton (1933) que gerou o modelo conceitual hortoniano pelo mecanismo de geração de fluxo superficial quanto o ambiente atinge a capacidade de infiltração.

A heterogeneidade dos ambientes e as relações entre solo-biota-atmosfera proporcionam o constante avanço no campo da pesquisa hidrológica uma vez que este modelo, e outros criados nas décadas posteriores (como o dunneano), nem sempre representam de forma única a natureza da hidrologia nos perfis e encostas.

Por isso, são cada vez mais publicados artigos que buscam relacionar os diferentes tipos de uso e cobertura com a trajetória da água na bacia, seja para relacionar as diferenças entre os estágios de sucessão vegetal (KRÄMER e HÖLSCHER, 2010), a redução de florestas para avanço de pastagens (MUÑOZ-VILLERS e McDONNELL, 2013), o papel da vegetação na dinâmica sazonal (PENNA et al., 2015), no controle dos fluxos no canal (WAHL et al., 2005) ou mesmo os efeitos na caracterização hidráulica no topo do solo a partir da retirada das florestas (HAYASHI et al., 2006; PRICE et al., 2010; GATEL, 2016).

Especificamente na escala de perfil de solo, os processos de infiltração e a concepção do que acontece hidrologicamente na matriz dos solos e suas relações com a paisagem, foram condutores para o salto qualitativo das pesquisas hidrológicas tanto para o monitoramento quanto para modelagem (SIDLE, 2000; SIDLE et al., 2001; ALI et al., 2015, dentre outros). Nisto, a concepção dos caminhos preferenciais e da conectividade dos poros, além da formação de pedoturbações e “*pipes*” (CASTRO JR., 1991) incrementam as relações do papel da vegetação na geração dos fluxos subsuperficiais. Principalmente quando se relaciona a dinâmica das florestas tropicais com alta produção de serrapilheira que contribui para a difusão dos fluxos no topo do solo, como visto nos estudos hidrológicos pioneiros no Maciço da Tijuca através da tese de doutoramento de Coelho-Netto (1985).

A entrada da água no solo é marcada pelas condições do topo dos solos, pelas próprias características dos mesmos, umidade antecedente e tipo de uso e cobertura, que interfere nos anteriores e nesta interação a partir da quantidade de chuva que atinge a bacia hidrográfica, deflagram os diferentes tipos de processos e mecanismos de geração dos fluxos, para dentro ou para fora do solo.

Cabe reforçar que, além do uso da terra, a umidade antecedente engatilha o balanço entre a infiltração e o escoamento, muitas vezes proporcionando a geração de limites críticos, com mudança de comportamento a partir da relação entre a água que está no solo e a água que chega da precipitação. Muitos trabalhos caminham para esta direção do limite crítico (*threshold*) para observar as mudanças bruscas, comportamentos gerados e variáveis responsáveis nos canais (NORBIATO et al., 2008; GRAHAM e McDONNELL, 2010) ou nas encostas.

Como exemplo, Tromp-van-Meerveld et al. (2006) relacionaram a umidade antecedente com diferentes intensidades de precipitação, a partir do monitoramento contínuo de diferentes variáveis na encosta, e identificaram o processo que eles intitularam de “*fill and spill*” que é a conectividade da encosta por preenchimento e expansão de zonas saturadas a partir de chuva com intensidade de 55 mm/h e que provocam o escoamento superficial, nestas condições.

A partir deste exemplo nota-se que a hidrologia está longe de se estabelecer relações diretas de causa e consequência ou modelos conceituais que são aplicáveis a todos os ambientes em função da heterogeneidade das variáveis e, também, das escalas de análise (tanto espacial quanto temporal). De tal maneira, pode parecer simples, mas responder “Para onde vai a água quando chove?” (McDONNELL, 2003) e ainda, “Todos os processos de escoamentos são iguais?” (McDONNELL, 2013). Perguntas que ainda é um desafio para os monitoramentos e também, na modelagem na hidrologia que, à medida que sofisticam-se as técnicas, descobrem mais processos envolvidos na dinâmica hidrológica.

Isso é um desafio ainda maior quando se trata da investigação hidrológica dos ambientes tropicais com solos de espessuras heterogêneas, pelo acelerado intemperismo químico, altas pluviosidades e cobertura de mata densa, como realizado por COELHO-NETTO (1985), no Brasil, HARDEN e SCRUGGS (2003) em três países da América, Costa Rica, Equador e Estados Unidos (região dos Apalaches) ou MUÑOZ-VILLERS e McDONNELL (2013), no México (VeraCruz). No entanto, para além da hidrologia florestal dos ambientes tropicais e montanhosos, estudos sobre as relações entre as mudanças de tipo de uso e cobertura com a umidade do solo e seus efeitos na hidrologia dos solos perante diferentes tipos de chuva são menos frequentes. Isto porque, além das variáveis envolvidas, encontra-se o monitoramento contínuo que permite relacionar o tempo de resposta entre o ambiente, a chuva e os processos gerados.

Esta é, portanto, a intenção desta tese, entender a hidrologia dos solos de ambiente serrano tropical a partir dos efeitos dos diferentes tipos de uso e cobertura, as características dos solos e suas relações com paisagem local que, combinados, geram os fluxos de água para

escoamento superficial/subsuperficial ou infiltração que alimentam os perfis de solos e respaldam na dinâmica da bacia.

O estudo é desenvolvido na bacia experimental do rio Bonfim, na região serrana do Rio de Janeiro, que traz as características topográficas e a presença aproximada de 33% de sua área coberta por afloramentos rochosos, que contribuem para a distribuição e concentração das chuvas nas encostas e canal principal.

Buscando envolver as variáveis-controles para o processo de entrada, movimentação e retenção da água no solo e suas relações com a dinâmica da bacia, tem-se os seguintes questionamentos:

Quais são os processos hidrológicos nos perfis de solos verificados a partir da ocorrência de chuvas intensas?

De que forma o uso e cobertura da terra e as características pedológicas condicionam os fluxos de água nos perfis de solos?

Qual é o papel da umidade antecedente para a infiltração durante as chuvas intensas?

Qual é o tempo de resposta dos solos com relação à precipitação e infiltração?

2 OBJETIVOS

O objetivo geral da pesquisa é compreender a dinâmica hidrológica dos solos de ambientes serranos a partir da relação entre os diferentes tipos de uso e cobertura da terra e dos atributos físicos dos solos na presença de chuvas intensas; atendendo aos questionamentos citados no final do capítulo 01.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar o comportamento das precipitações geradas na bacia do rio Bonfim com relação às principais características (volume, duração, intensidade e chuva intensa)
- Analisar o comportamento do potencial matricial (umidade) atribuindo padrões para a água presente no solo em relação as chuvas.
- Compreender o papel do uso e cobertura da terra, características físico-hídricas dos solos e paisagem local na infiltração, movimentação e retenção (armazenamento) da água no solo.
- Compreender a dinâmica hidrológica dos perfis e os mecanismos gerados sobre condições de chuva intensa.

2.2 HIPÓTESES

A pesquisa tem como hipótese que em ambientes de relevo montanhoso, como é o caso da bacia do Bonfim com alta pluviosidade, a infiltração seja menor pelo fator declividade. No entanto, a alta permeabilidade da bacia identificada, especialmente no ambiente Floresta, pode ampliar a entrada de água no solo e auxiliar na recarga e com isso, não gerar saturação no perfil para chuvas inferiores a 40 mm/h, conforme visto de forma preliminar em Lawall (2010). Nos ambientes que as condições de topo do solo estejam alteradas por atividades antrópicas, mesmo em solos permeáveis, perante as chuvas intensas, geram escoamento superficial.

3 PROCESSOS E FATORES CONDICIONANTES DA ÁGUA NO SOLO

Neste capítulo desenvolve-se revisão conceitual acerca dos processos e fatores condicionantes da água no solo. Para entender os diferentes fatores condicionantes na hidrologia dos solos, é preciso compreender as características dos fluxos que atingem os solos e as condições do solo que permitem a entrada, movimentação e retenção da água no perfil.

De tal modo, os processos, fatores condicionantes e os mecanismos de avaliação através dos monitoramentos de campo são discutidos neste capítulo, como uma forma de revisão conceitual através do conhecimento adquirido pelas pesquisas realizadas e os caminhos da hidrologia para explicar a presença de água no solo e suas interações.

3.1 SOLO PEDOLÓGICO E HIDROLÓGICO

O solo para hidrologia pode ser definido como a camada hidrologicamente ativa composta de solo mais material intemperizado, cuja profundidade vai da superfície até a rocha (HEWLETT, 1982; SANTOS, 2009). Este perfil de solo hidrológico representa a Zona Crítica, Vadosa ou Não-saturada, onde a umidade do solo é um dos principais condicionantes dos processos. A zona de aeração ou não-saturada, que integra a zona de raízes e a intermediária, limita-se com a superfície do solo, que nos ambientes florestados torna-se coberto pela serapilheira, e a zona saturada, separadas pelo nível de água ou franja capilar (Figura 01).

Na zona vadosa envolve complexas interações entre a água, solo, rocha, ar e os organismos que regulam o habitat e determinam a disponibilidade de quase todos os recursos que sustentam a vida (NRC, 2001). Sendo assim, para compreender a dinâmica da água nos solos é preciso entender essas interações da zona crítica que envolvem processos e condicionantes da pedologia, hidrologia associados a paisagem (LIN, 2012).

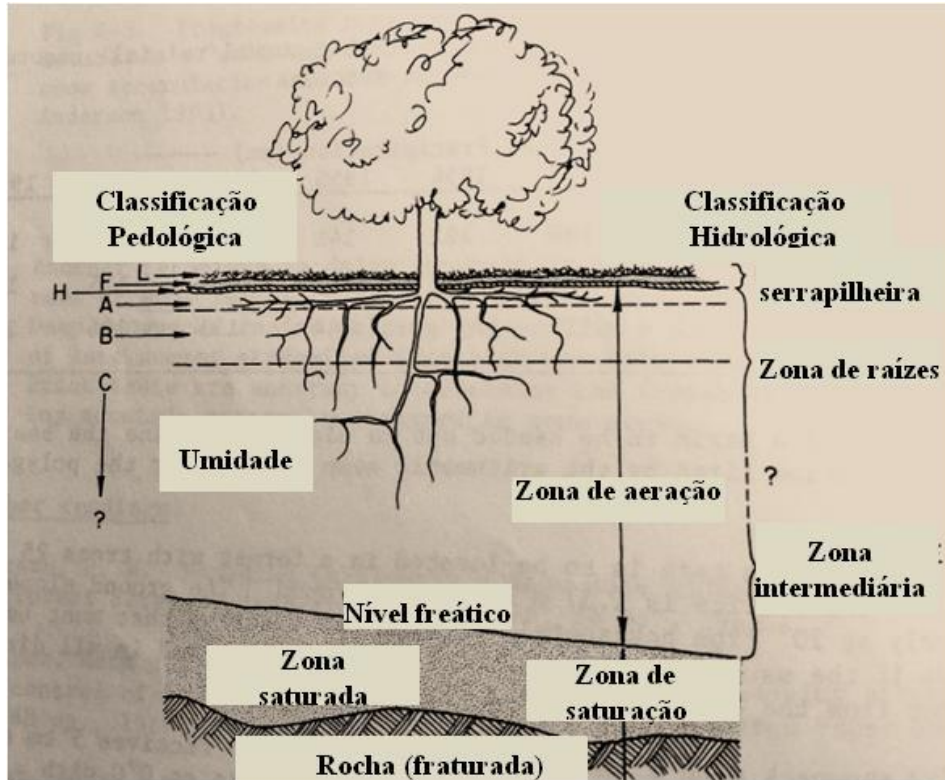


Figura 1: Esquema de divisão da zona não saturada e da zona saturada, envolvendo o perfil de solo e as interações entre a atmosfera. (fonte: HEWLETT, 1992)

Recentemente, sobre a emergência de se discutir solo e água enquanto recursos naturais vitais a manutenção das sociedades, foi desenvolvido um campo científico multidisciplinar que enquadra as questões de natureza pedológica e hidrológica e suas relações com a paisagem, ou seja, a Hidropedologia (LIN, 2012). Esta ciência reforça a necessidade do entendimento dos processos em diferentes escalas que permitem a relação solo-água-paisagem para o aprimoramento das técnicas de monitoramento e modelagem e funções de pedotransferência a partir da análise do sistema envolvido.

O estudo em escala de perfil de solo, no caso hidrológico, permite criar a base para se investigar os processos que são ativados e percebidos tanto na encosta quanto na bacia hidrográfica, inserindo-se em uma das propostas centrais da Hidropedologia. Da mesma maneira, pensar a inter-relação entre ambientes e escalas espaciais e temporais enquadra-se nas propostas dos estudos recentes da hidrologia, vinculados à conectividade (CAMMERAAT, 2002; MICHAELIDES, 2009; SPENCE et al, 2007, dentre outros). A figura 02 relaciona os ambientes aos processos observados dando legitimidade a escala de observação, estudo e representação. Além disso, a ligação e reflexos entre os diferentes espaços.

Na escala de perfil as abordagens estão relacionadas as condições do topo do solo que recebe e distribui a chuva, o que envolve análise de infiltração, propriedades físico-hídricas e a

rugosidade do relevo. Os condicionantes envolvem o solo desenvolvido no local e as condições de superfície com uso e manejo.

Para encostas, as unidades de resposta hidrológicas em área e a conectividade entre elas, especialmente quando se divide em topo, terço médio e base, conduzem aos condicionantes de forma e topografia, declividade e espessura do solo. A forma das encostas permite a relação entre a concentração e difusão dos fluxos tornando ambientes mais e menos saturados. O gradiente pela declividade influi na direção e movimentação da água na encosta, por exemplo, as encostas côncavas convergem os fluxos para um ponto, criando as áreas de concentração e canais de zero ordem.

As bacias refletem o somatório de processos deflagrados nos perfis e encostas a partir da precipitação e as características morfométricas atuantes na distribuição dos fluxos por vazão dos canais. A vazão representa as mudanças sofridas nas Unidades de Resposta Hidrológicas através dos picos nas hidrográficas.

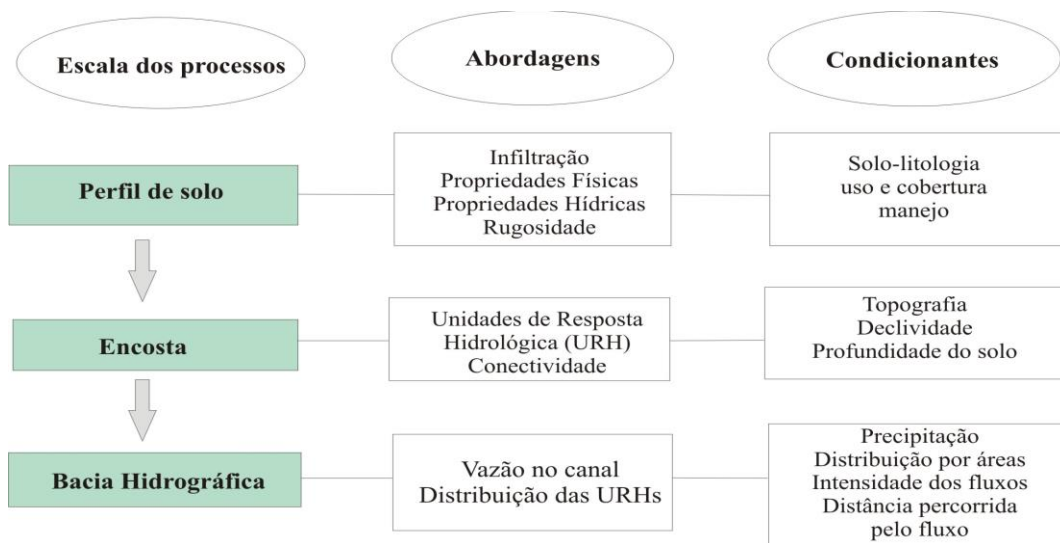


Figura 2: Representação da escala dos processos, abordagens e condicionantes que delimitam a investigação hidrológica tomando como base a conectividade dos sistemas. Fonte: adaptado de BRACKEN E CROKE (2007).

Sendo assim, para os perfis de solos destacam-se a infiltração, armazenamento e movimentação da água no solo, o papel das propriedades físicas e hídricas dos solos, o papel do uso e cobertura na entrada de água no solo, o papel da umidade antecedente e, por fim, os diferentes tipos de precipitação e seus efeitos nas diferentes paisagens onde estão inseridos os perfis de solo.

3.2 PROCESSOS DE ENTRADA, MOVIMENTAÇÃO E RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

3.2.1 Infiltração e condutividade hidráulica da água no solo

Um dos maiores desafios para os estudos na zona não saturada é determinar as condições limitantes da superfície do solo. Dependendo dessas condições na superfície do solo, o perfil pode drenar, umedecer ou secar (GUYMON, 1997), ou seja, como a água entra no solo?

A infiltração é tida como entrada do fluxo de água da superfície para dentro do solo (HEWLETT, 1982; REICHARDT, 1987; MANNING, 1992). Esta é uma importante etapa do ciclo hidrológico, responsável pelas principais funções da interação solo-água. Dentre as quais a disponibilidade de água para as plantas, a recarga dos aquíferos, intemperismo químico e a manutenção dos fluxos dos canais de drenagem no período da estiagem (DUNNE e LEOPOLD, 1978; REICHARDT, 1987; MANNING, 1992, dentre outros).

Fatores que a controlam estão associados as características do topo do solo, a umidade nele presente e a intensidade da precipitação (DUNNE E LEOPOLD, 1978; SILVEIRA et al., 1993; COELHO-NETTO, 1998), que vão distribuir a quantidade de água a ser incorporada ou não ao perfil.

A entrada de água começa com velocidade alta, decrescendo gradativamente ao longo do tempo até atingir o equilíbrio dinâmico. Nessas condições de equilíbrio, quando a velocidade de infiltração praticamente não varia com o tempo, um valor constante é assumido denominando-se infiltração básica (REICHARDT, 1987). Por outro lado, quando a absorção da água pelo solo chega ao limite máximo é, então, atingida à capacidade de infiltração do solo (DUNNE e LEOPOLD, 1978; HEWLETT, 1982).

A relação da taxa de infiltração com a capacidade de infiltração é feita sobre três diferentes respostas do solo diante de eventos pluviométricos (figura 03). Se a intensidade de precipitação for menor que a capacidade de infiltração, toda água que atingirá a superfície se infiltrará, como em Figura 3A. Se a intensidade de precipitação for maior que a taxa de infiltração, mas, no instante inicial do evento o solo estiver mais seco, parte dessa água precipitada se infiltrará, Figura 3B. E por fim, se a intensidade de precipitação for maior que a capacidade de infiltração inicial, imediatamente a água escoará sobre a superfície, Figura 3C. DUNNE E LEOPOLD (1978), FETTER (1994). Nota-se que, em Figura 3C, a capacidade de infiltração atingida, a precipitação que atingirá o topo do solo pode gerar escoamento superficial por excedente a infiltração.

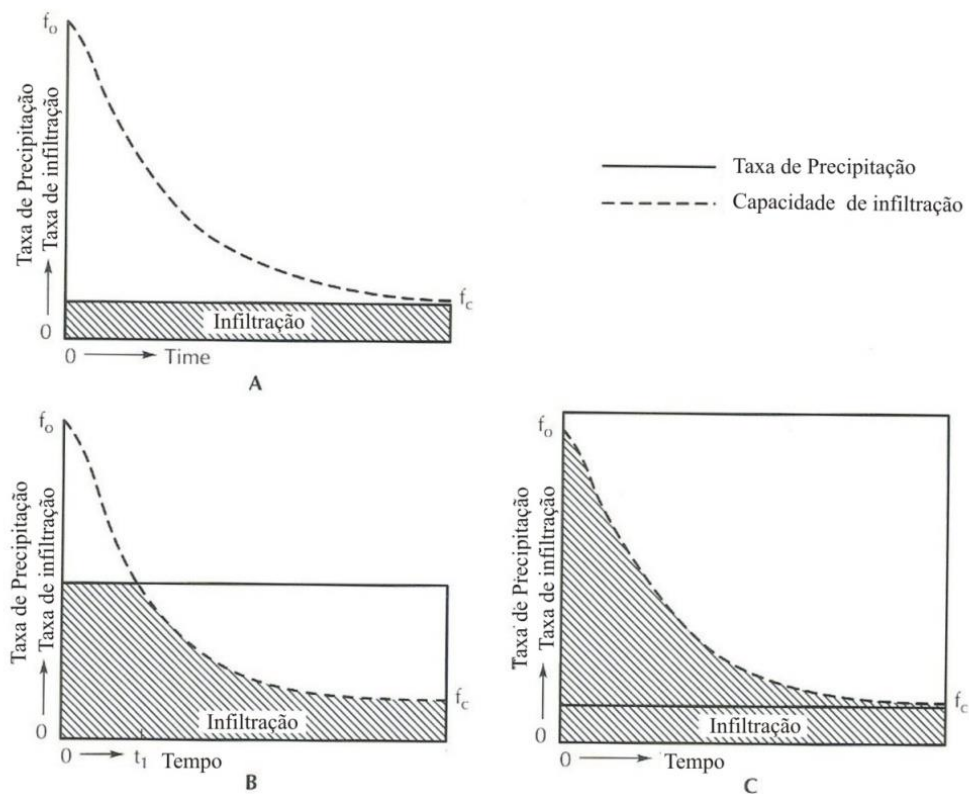


Figura 3: Relação capacidade de infiltração e taxa de precipitação ao longo do tempo. Modificado de FETTER (1994)

Relações foram estabelecidas na hidrologia com relação ao comportamento das variáveis-controles que atuam no processo de infiltração, porém, não é possível estabelecer regras gerais para este tipo de evento. Por exemplo, em solos arenosos a taxa de infiltração é maior que em solos argilosos (REICHARDT, 1987). No entanto, Araújo Filho e Ribeiro (1996) mostraram alta taxa de infiltração em solos argilosos e muito argilosos, dos quais se espera baixa infiltração. Foi verificado o papel da estrutura do solo em detrimento a textura; o arranjo das partículas para além do tamanho, na granulometria. Mesquita e Moraes (2004), relacionando a permeabilidade aos atributos físicos verificam, assim como Araújo Filho Ribeiro (1996), a estrutura do solo como condutora dos fluxos de água.

Outra relação se faz com base no tipo de uso e cobertura da terra. Na figura 04, estabelecem-se relações entre tipo de uso e cobertura do solo apresentando que solos com vegetação possui maior infiltração que solo exposto, figura 4 (a). Da mesma forma, pastagem com manejo também incide mais água para o solo que sem manejo (b). O manejo adequado do solo agrícola ou de pastagem pode aumentar a entrada de água com a formação de macroporos que auxiliam o fluxo preferencial (c) (BACHMAIR et al., 2009). E ainda nesta mesma figura, relaciona-se a textura, conforme o exemplo acima.

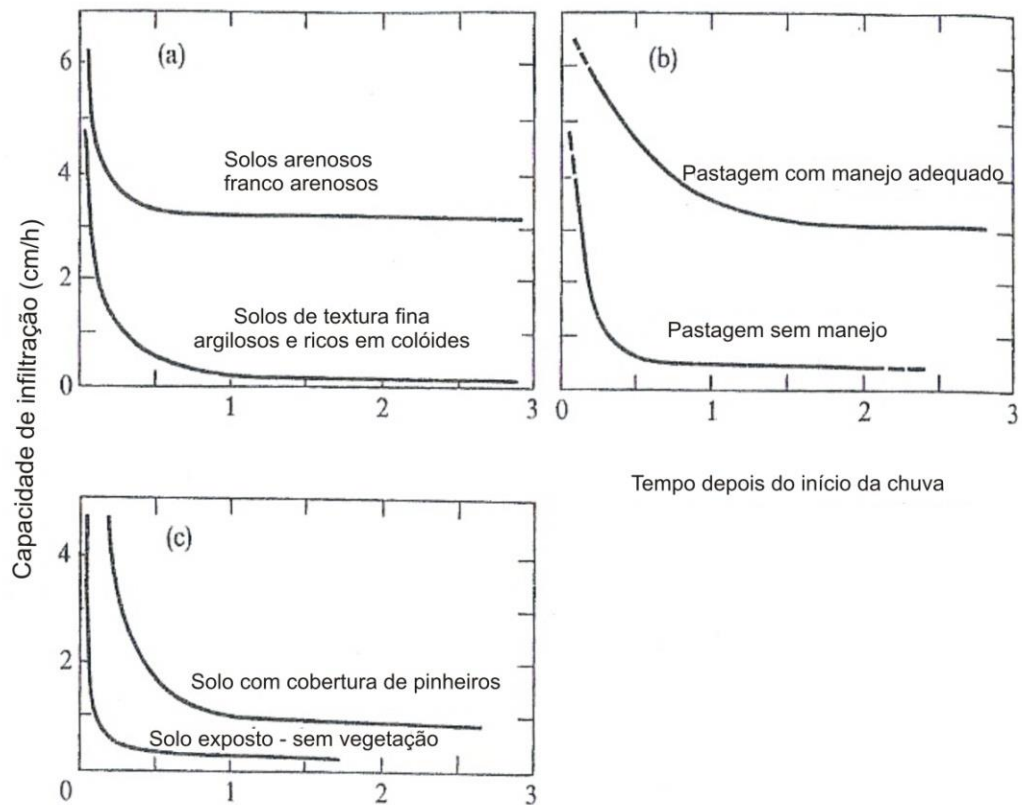


Figura 4: Curva de capacidade de infiltração dos solos com a) diferentes texturas, b) diferentes manejos e mesma cobertura e c) diferentes coberturas. Modificado de DUNNE e LEOPOLD (1978).

Historicamente, os trabalhos de infiltração são amplamente empregados para fins agrícolas, auxiliando no manejo de solos agrícolas e planejamento da irrigação (VIEIRA et al., 1981; WANG et al., 2006) e também para prevenção da erosão, que provoca prejuízo aos processos produtivos (ROTH, 2004; ARAÚJO FILHO e RIBEIRO, 1996; ANTONELI e THOMAZ, 2009).

Após a entrada na água no solo pela infiltração, a permeabilidade do solo, que é a habilidade ou facilidade do solo em transmitir água (BRADY e WEIL, 2004), conduzirá os fluxos de água no perfil. Assim a condutividade hidráulica é uma das mais importantes propriedades hídricas do solo sendo amplamente utilizada nas equações de fluxos de água e transporte de contaminantes do solo (HILLEL, 1980).

Em condição saturada, a condutividade hidráulica (k) atinge seu valor máximo, denominada de condutividade hidráulica saturada (k_{sat}), onde o fluxo se propaga de forma constante atingindo as camadas mais profundas do solo (REICHARDT, 1987).

É uma propriedade hídrica bem sensível as perturbações na estrutura dos solos provocadas por práticas de manejo, queimadas e mudanças de uso e cobertura as quais, podem alterar imediatamente a resposta hidrológica dos solos. Pela relação direta com as propriedades

físicas do solo, a condutividade hidráulica (k) pode ser considerada como uma variável dependente pela ligação com tamanho das frações granulométricas e, principalmente, com arranjo dessas partículas no solo (HILLEL, 1980; JURY e HORTON, 2004).

Klute e Dirksen (1986) apresentam a distribuição dos valores de k compatíveis as classes texturais do solo com magnitudes que variam entre 10^1 cm/s para frações mais grossas e permeáveis e 10^{-9} cm/s para as mais finais e impermeáveis (Figura 05). Em detalhe, a magnitude de 10^1 a 10^{-3} cm/s são atribuídas para cascalhos e areias qualificados como alta e média condutividade hidráulica, respectivamente. As magnitudes de 10^{-3} a 10^{-7} cm/s representam as texturas areia fina, argilo-arenosa, silte, franco-argilosa e argila estruturada, consideradas como baixa e muita baixa condutividade hidráulica. E por fim, entre 10^{-7} a 10^{-9} cm/s estão às argilas homogêneas, consideradas praticamente como impermeáveis.

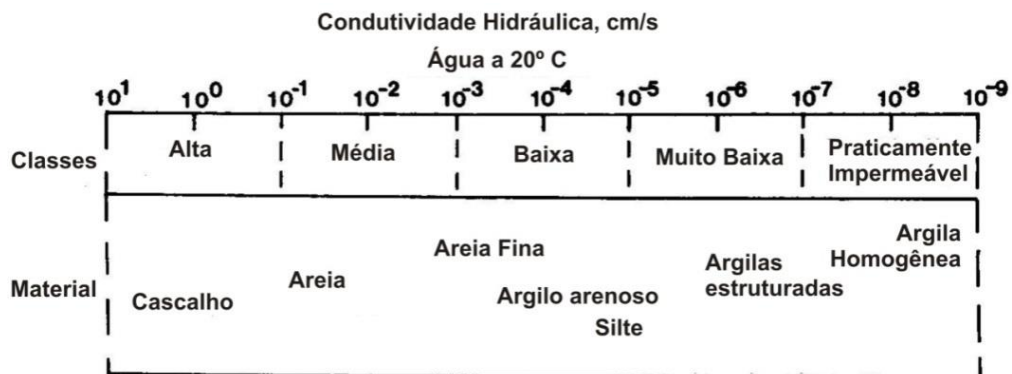


Figura 5: Tabela de classes de condutividade hidráulica conforme a textura do solo. Modificado de KLUTE E DIRKSEN (1986).

Com base na composição textural do solo, a movimentação da água no perfil será mais rápida em solos arenosos, média a alta condutividade, em detrimento aos argilosos, considerados como baixa. Esse exemplo é ilustrado na figura 06 mostrando que, no solo franco-arenoso a frente de molhamento atingiu a profundidade de 180 centímetros com aproximadamente 24 horas de antecedência, quando comparado ao solo franco-argiloso.

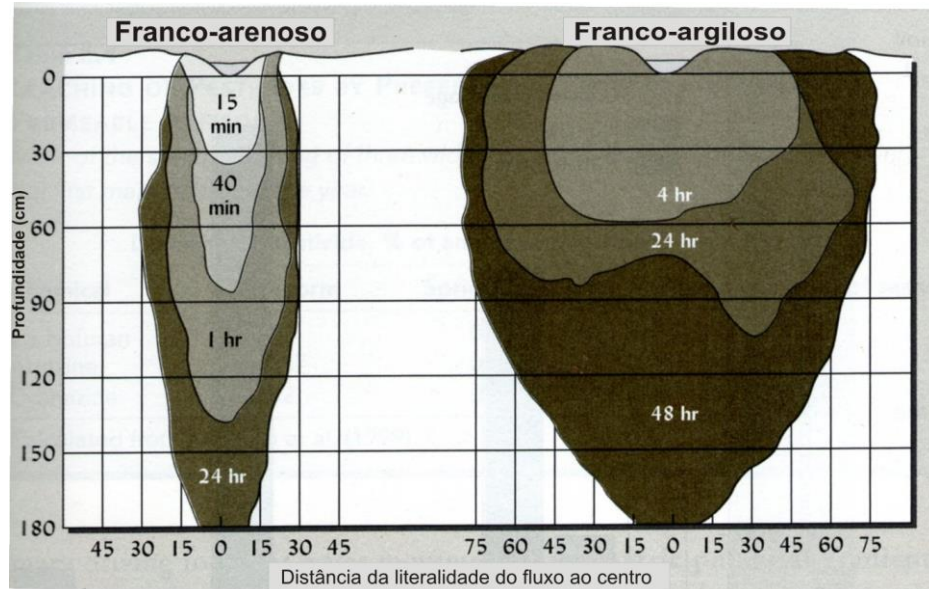


Figura 6: Fluxos de água no perfil em dois solos, franco-arenoso e franco-argiloso com relação a profundidade do solo e a lateralidade. Fonte: modificado de BRADY E WEIL (2010).

Por outro lado, na mesma figura 06, aparece como destaque o movimento lateral mais representativo no solo franco-argiloso quando comparado ao franco-arenoso que teve movimento na descendente, vertical. O fluxo horizontal (lateral) é feito por diferença de potencial total onde a água flui de uma área de maior potencial para outra de menor por meio da atração capilar, entre as partículas do solo (HILLEL, 1980; MANNING, 1992; REICHARDT, 1987 e outros).

Embora os valores de k estejam classificados conforme as frações granulométricas, a textura por si só não representa na íntegra o comportamento dos solos nos fluxos de água, como na infiltração. Relacionando diretamente a condutividade hidráulica, Vieira et al. (1988), Reynolds e Zebchuk (1996) e Mesquita e Moraes (2004) atribuíram o comportamento de k a estruturação dos solos, especialmente quando se trata das frações mais finas, como argilas.

A relação da classe textura com k nos auxilia a levantar hipóteses acerca do comportamento dos solos na dinâmica dos fluxos, mas, a condutividade hidráulica é uma propriedade de grande complexidade resultando em variabilidade espacial, tanto horizontal de um ponto de ensaio para outro (SCHOENEBERGER et al., 1995), quanto vertical, seguindo o perfil do solo até o saprolito (VIEIRA e FERNANDES, 2004); e ainda temporal, principalmente quando relacionada a atividades de manejo (GENERAUX et al., 2008).

Dada a sensibilidade da condutividade hidráulica as mudanças no ambiente quanto o uso e cobertura da terra, inúmeros trabalhos no campo das ciências agrônômicas têm recorrido aos dados de condutividade hidráulica para qualificar ambientes alterados dando respaldo às

práticas de manejo para aumentar a produtividade e evitar impactos, como erosão dos solos (SILVA et al., 2005; KLEIN e LIBARDI, 2002; BERTOLINO, 2004; dentre outros).

De tal modo, Silva et al. (2005) avaliaram a condutividade hidráulica de diferentes sistemas de manejo com cana-de-açúcar (sequeiro, vinhaça e irrigação) junto à área florestada como condição original, observando redução na K_{sat} entre os sistemas de manejo comparado a floresta, dada a compactação do solo. Porém, na comparação entre os sistemas de manejo, não foram encontradas alterações significativas, não comprovando, para esta variável, eficácia entre os diferentes manejos.

Com relação aos fluxos de água no solo, muitos estudos desenvolvidos em bacias de drenagem florestadas têm relacionado à contribuição dos macroporos, formados a partir da biogénia do solo, aos maiores valores de K , mostrando a participação das florestas na redução do escoamento superficial (BUTLE e HOUSE, 1997; ARYA et al., 1998; JORDAN et al., 2008; LIN e ZHOU, 2008). No entanto, no trabalho de Wahl et al. (2003), os autores atribuíram valores baixos de condutividade em florestas de pinheiros na Alemanha sobre solos arenosos, em formação do caráter hidrofóbico das folhas de *pinus* que potencializam o escoamento superficial, reduzindo a infiltração. Em outro artigo, Wahl et al. (2005) relaciona o caráter da *hidrofobicidade* das florestas de pinheiros a transformação da matéria orgânica que não beneficiou a formação de agregados e macroporos, reduzindo a infiltração. Assim, a condutividade hidráulica em 20 cm foi maior, em função da matriz arenosa dos solos.

Acrescido ao comportamento da permeabilidade na interface com a cobertura vegetal, a influência do relevo, da topografia e das características intrínsecas do perfil de solo são outros elementos que contribuem para a explicação da variabilidade espacial da condutividade hidráulica saturada. Assim, Wang et al. (2008) estudaram a topografia e o perfil do solo para fins de melhor contribuição da paisagem para recarga do aquífero em regiões semi-áridas. O emprego da K_{sat} possibilitou verificar que há aumento dos valores quanto maior for a profundidade do perfil (estudado até 100 cm) e, na topografia, os maiores valores foram encontrados nas áreas de topo das encostas. Já West et al. (2008) verificou que, em Piedmont (EUA), a relação de condutividade hidráulica com o perfil do solo e suas características intrínsecas como material parental, estrutura pedogenética, composição mineral e grau de desenvolvimento do solo foram mais representativos nos valores de condutividade hidráulica com relação topografia. Sobre este dado, cabe considerar que, a topografia desta região é classificada como suave ondulada, com baixa declividade (4 a 10%), o que pode ter conduzido a maior participação dos aspectos pedológicos em detrimento aos geomorfológicos.

3.2.2 Estado de energia da água no solo

O estado de energia da água no sistema solo influencia em sua retenção e movimentação, em sua absorção pelas plantas, e em sua perda para a atmosfera (BRADY & WEIL, 2009). A energia potencial da água pode ser entendida como a diferença dos níveis de energia entre a água livre e pura, em seu estado de referência (geralmente, dada como água superficial), e a água no perfil do solo (REICHARDT, 1987). Entretanto, também pode ser verificada como a energia/sucção necessária para ocorrer à transferência ou a retirada do conteúdo da água da matriz do solo ou do sistema, induzindo à força ou tensão a água está aprisionada ou estabelecida no solo.

Quando a água entra no solo, uma porção é estocada nos menores poros, enquanto aquela contida nos macroporos é drenada mais facilmente para o perfil por ação da gravidade (DUNNE e LEOPOLD, 1978; MANNING, 1992). Em solo seco, quando há entrada de água, inicialmente as forças capilares atraem e aprisionam a água nos poros do solo. À medida que o solo torna-se saturado, as forças capilares deixam de atuar sendo substituída pela gravitacional, responsável pela drenagem da água para o perfil, como ilustra a figura 07, síntese do processo apontado em Manning (1992).

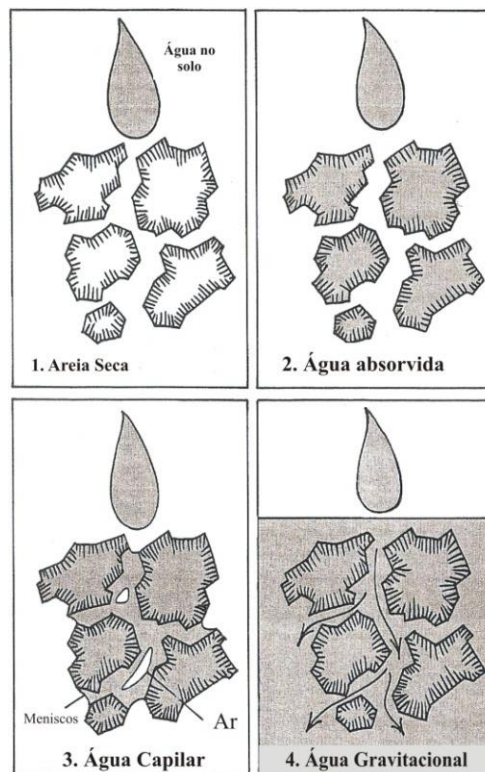


Figura 7: Entrada da água em areia seca (1), água é absorvida (2) e se desloca por força capilar (3). Finalmente, quando o solo atinge a saturação, a água flui através dos poros por força gravitacional. Adaptado de (MANNING, 1982)

A água no solo pode conter energia em diferentes quantidade e formas (HILLEL, 1980). Correlacionando as duas principais formas de energia e o movimento da água no solo, pode-se afirmar que, a energia cinética para este processo é nula, em função da baixa velocidade de locomoção dos fluídos no solo (HILLEL, 1980). Em detrimento a cinética, a energia potencial, que é aquela que o corpo possui em virtude de sua posição em campos de forças, é a que de fato contribui para essa movimentação (HILLEL, 1980; REICHARDT, 1987; BRADY e WEIL, 2003).

Para definir os estados de energia da água no solo, é necessário envolver diferentes campos de forças responsáveis pelos fenômenos ligados a interação entre a matriz do solo e água, sendo estas: força da gravidade (Ψ_g , potencial gravitacional), da atração da matriz do solo pela água (Ψ_m , potencial matricial), da presença de solos (Ψ_o –potencial osmótico) e de outros de menor importância (HILLEL, 1980, RICHARDT, 1987, LIBARDI, 1995). A soma dessas forças constitui o potencial total do solo (Ψ_t).

A estocagem de água no solo ocorre quando existe uma força de retenção contra a gravidade (KNAPP, 1978). Assim, para a movimentação e retenção o potencial matricial e o gravitacional podem ser considerados como mais atuantes, também isolados.

A água é retida no solo por forças de atração bastante elevadas estabelecidas entre as moléculas de água e as partículas do solo. A coesão é uma força molecular relacionada com a ligação entre as próprias moléculas de água presentes no solo, sendo conectadas através de pontes de hidrogênio. A outra força ocorrente na relação solo e água é a adsorção, acontecendo através da atração entre as moléculas líquidas com as partículas sólidas do solo (LEPSCH, 2011).

Nos poros mais estreitos, a retenção pode ser maior devido à atuação das forças de capilaridade e adsorção da matriz dos solos, as quais se interagem formando o potencial de pressão negativa (tensão ou sucção) entre as partículas do solo (HILLEL, 1980).

Na interface entre solo-água exercida pela força de adesão é gerada uma superfície de tensão também conhecida como menisco. Os meniscos apresentam-se como uma curvatura dada ao contato água-ar e é tanto maior quanto menor for o poro, sendo que, esta curvatura determina o estado de energia da água (REICHARDT, 1987). Exemplo pode ser representado pela atração entre a superfície de um tubo de vidro com o líquido do recipiente. O contato entre a superfície sólida (tubo) e o líquido é tanto maior quanto menor for o diâmetro do tubo, assim como no solo; poros menores exercem força de adesão maior que os macroporos, que são mais drenáveis, figura 08.

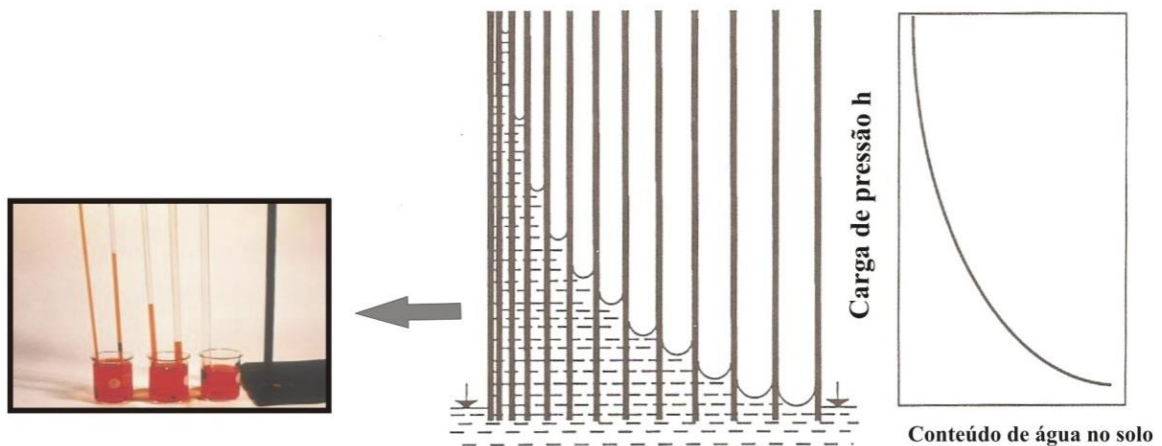


Figura 8: Ação da força capilar, ascensão nos tubos ilustrados no esquema e fotografia. Adaptada de (Kutílek e NIELSEN, 1994), fotografia de Van Genuchten (2008), notas de aula.

Através destes fatores, pode-se afirmar que, a água se movimenta de um ponto com maior energia para outro de menor, buscando o equilíbrio do sistema. O fluxo de água no interior do solo, portanto, pode ocorrer tanto no sentido descendente (drenagem), quanto no sentido ascendente (ascensão capilar), dependendo do gradiente de potencial total encontrado em dois ou mais pontos (REICHARDT, 1987; REICHARDT e TIMM, 2004).

Tratando especificamente do potencial matricial (Ψ_m), responsável pela capilaridade e adsorção, é influenciado pelas características das propriedades físicas dos solos como textura e principalmente do arranjo poroso na distribuição do tamanho dos poros. Em solos saturados, a energia é nula, logo, o potencial matricial é também nulo ($\Psi_m = 0$), não havendo interface água-ar, pois os poros estarão todos preenchidos com água. Após a drenagem, o ar volta a atuar nos poros, gerando a interface água-ar, e a capilaridade começa a atuar. Quanto mais seco o solo, mais negativa é a energia, mais negativo o potencial matricial ($\Psi_m \neq 0$) (HILLEL, 1980).

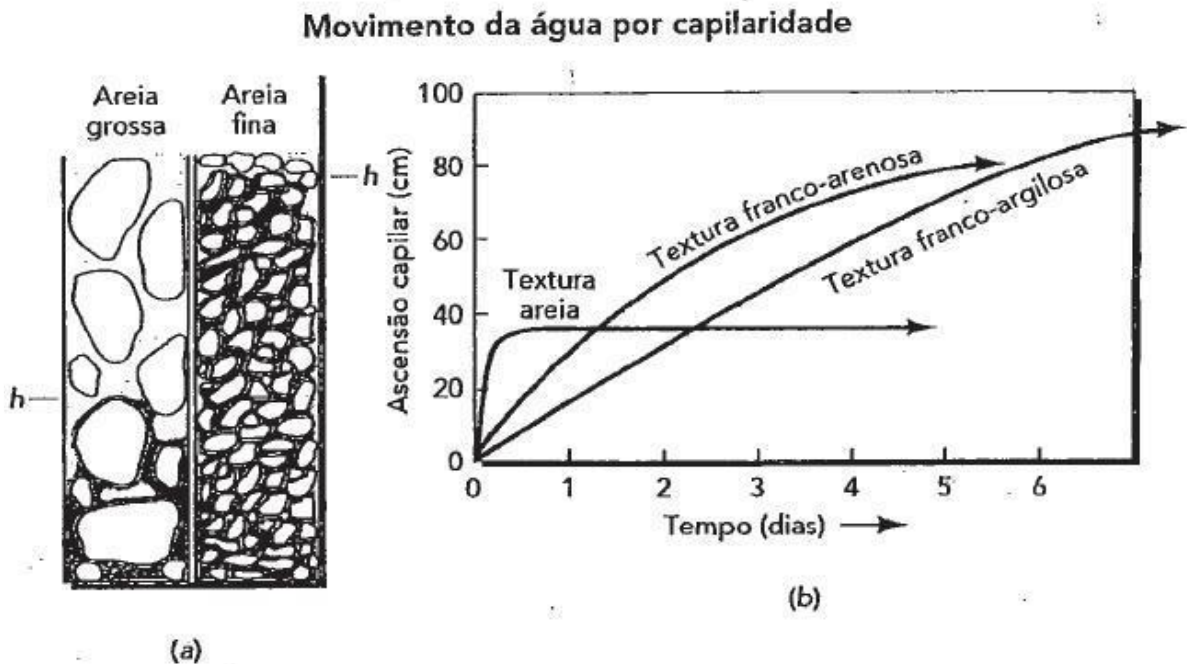


Figura 9: Movimento da água por capilaridade. Modificado de Brady & Weil (2009).

A associação entre a umidade do solo e o potencial matricial se faz pelos valores inversos, ou seja, quanto maior a umidade do solo (condições de saturação), menor é a energia da matriz, o potencial matricial. Quanto menor a umidade (solos secos) maior é a energia realizada pela matriz do solo para reter água, maior o potencial matricial.

Estudos do potencial matricial são extremamente importantes para o suprimento de água para plantas, aplicações de engenharia e, nos estudos da dinâmica hidrológica pelo monitoramento da trajetória da água no perfil bem como, a sua resposta frente aos eventos pluviométricos. Os estudos da tensão da água no solo ou potencial matricial é bem tradicional e antigo na hidrologia, a tensiometria. Instrumentação por tensiômetro teve início com artigo publicado por Richards e Gardner (1936) intitulado – *Tensiometers for measuring the capillary tension of soil water* .

Mudanças neste sistema estão na relação temporal e resistência dos equipamentos, logo, é possível ter a relação temporal entre os fluxos de água no solo a chuva e a correspondência nas variações do estado de energia.

Especificamente para hidrologia e com uso direto dos sensores contínuos de tensão, watermark (discutido no item de metodologia), Portocarrero (2004) monitorou encostas em processo de recuperação no Morro do Radar a fim de avaliar a eficácia das alterações e, dentre as mensurações e monitoramento foi verificado o potencial matricial para observação da umidade. O comportamento ou oscilações apontaram para aumento da permanência da água no

solo pela melhora da qualidade físico hídrica do solo e cobertura vegetal, especial, a serrapilheira.

Na mesma linha, Rodrigues e Bezerra (2010) utilizaram o potencial matricial para avaliar a eficiência das mantas têxteis na recuperação de áreas degradadas, relacionando a umidade do solo a diferentes coberturas do solo, exposto e com manta têxtil, com a permanência de maior umidade pós o emprego das mantas.

Na avaliação de sistemas de manejo e eficiência na produção de tomate, Bhering (2007) também utilizou o potencial matricial e não só ele, para avaliar a relação entre a umidade do solo, o tipo de manejo com irrigações distintas. Evidenciou que o gotejamento e plantio direto não geram estresse hídrico e aumentam a produtividade.

No semiárido, Mota (2014) monitorou encostas com solo exposto e presença de vegetação de cerrado, nisto, verificou com o papel da vegetação e da topografia na dinâmica dos fluxos, a qual com a vegetação a umidade este mais presente, gerando infiltração de chuvas de diferentes intensidades, 0 a 5 mm e 10 a 20 mm.

3.3. FATORES CONDICIONANTES PARA HIDROLOGIA DOS SOLOS

3.3.1 Chuva intensa: “input” do sistema hidrológico

Precipitação é entendida na hidrologia como toda água proveniente de meio atmosférico que atinge a superfície terrestre (BERTONI e TUCCI, 2001). Em áreas tropicais, dado a latitude, os efeitos das chuvas possuem maior relevância uma vez que são responsáveis por ativar os processos hidrológicos especialmente nas bacias hidrográficas.

A chuva é tida como um dos “input” dos sistemas hidrológicos fazendo ponte entre os processos atmosféricos e a superfície terrestre onde ocorrem a infiltração e o escoamento superficial (GARCEZ e ALVAREZ, 1988; DAVIE, 2008). Woods et al. (1990) destaca que embora os hidrólogos não estejam diretamente preocupados com o que acontece na atmosfera antes da chegada da água na terra, eles ainda precisam entender esses processos para interpretar as medições da precipitação.

Fato esse que para a natureza dos processos hidrológicos nas bacias hidrográficas, torna-se essencial compreender o comportamento local e regional da precipitação com relação ao volume anual e sazonal de chuvas, distribuição e duração das precipitações diárias, intensidade horária e frequência dos eventos mais extremos.

Para além da análise da identificação da relação chuva e repostas hidrológicas em perfis de solos, encostas e canais de drenagem, nos últimos anos tem-se buscado entender a reposta hidrológica dos sistemas a partir dos limites críticos (“threshold”).

Nas encostas, o limite crítico que dispara a geração dos escoamentos superficiais e subsuperficiais a partir da mudança da intensidade das chuvas é amplamente analisado na literatura pela quantificação dos volumes escoados (em geral com uso de trincheiras) (MOSLEY, 1979; BUTLE e MCDONALD, 2002; HUTCHINSON e MOORE, 2000, UCHIDA, et al 2005, JAMES & ROULET, 2007). No entanto, Lehmann et al. (2007) destaca a importância de se investigar os as rupturas em escala de perfil devido à complexidade e heterogeneidade dos fluxos na matriz do solo.

Nesta ótica, McDonnell (2003) coloca a importância da investigação da precipitação como “input” dos processos hidrológicos em múltiplas escalas de análise hidrológica, enfatizando através de uma questão (para onde vai a água quando chove?) o papel da verificação dos componentes que formam a bacia hidrográfica e a relação destas com os mecanismos de geração de escoamento. Não obstante, importância dada à relação da investigação realizada em diferentes escalas (espacial e temporal) tem guiado o debate acerca da conectividade hidrológica da hidrologia, onde o início dos processos hidrológicos estão ligados a relação da precipitação com os perfis de solos, nos diferentes tipos e intensidades de chuva.

A quantidade de chuva que atinge a superfície do solo integra os fatores condicionantes ao processo de infiltração, que somados as condições de superfície, umidade antecedente e propriedades físicas do solo determinam a quantidade e a forma como a água entrará no perfil de solo (DUNNE e LEOPOLD, 1978; COELHO-NETTO, 1998). Do mesmo modo, a quantidade de chuva em relação ao tempo de ocorrência da precipitação pode desencadear respostas distintas de acordo com a escala espacial e temporal (WOODS et al., 1999). Não somente na mudança dos sistemas ambientais, a forma da precipitação pode gerar efeitos a sociedade, como enchentes, inundações e movimentos de massa, especialmente nos eventos de chuva extrema ou intensa (MARENGO, 2014).

Neste sentido, as chuvas intensas (extremas) podem ser definidas como conjunto de chuvas originadas de uma mesma perturbação meteorológica cuja intensidade ultrapasse certo valor (chuva mínima) (GARCEZ e ALVAREZ, 1998). Mello e Silva (2013) definem como todo evento de chuva cuja lâmina precipitada ou sua intensidade supere um valor mínimo que é a função do tempo de duração da chuva.

A relação volume e tempo permitem correlacionar a relação da chuva que chega à bacia hidrográfica e sua capacidade em receber o volume gerado e não gerar grandes

transformações ou catástrofes. No entanto, a duração dessas precipitações varia de alguns minutos até algumas dezenas de horas (30 horas) e área atingida pelas precipitações pode variar de alguns poucos quilômetros (chuvas de convecção) até milhares de quilômetros quadrados (chuva tipo frontal) – (LENCASTRE e FRANCO, 1995; GARCEZ e ALVAREZ, 1998).

A ocorrência de uma chuva intensa proporciona uma lâmina precipitada alta. Esta lâmina pode promover escoamento superficial direto de grande magnitude, além de erosão e transporte de sedimentos (MELLO e SILVA, 2013). Por isso cabe analisar e correlacionar a infiltração e a movimentação da água nos solos durante os eventos de chuva intensa, pois estes são responsáveis pela mudança ou limite crítico nos sistemas ambientais comuns no sudeste brasileiro, em especial, na região serrana do Rio de Janeiro.

As chuvas fortes às intensas na Região Sudeste estão, em geral, associadas à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, mas em grande parte pelos sistemas frontais (ANDRADE et al., 2015, SELUCHI et al., 2016) interligado a topografia quando trata-se de ambiente serrano (DAVIS, 2000).

A investigação das anomalias e periodicidade das chuvas intensas na região serrana do Rio de Janeiro ganhou destaque após o megadesastre de 2011 onde chuvas de grande intensidade relacionadas à entrada de massas provenientes da Zona de Convergência do Atlântico Sul, deflagraram inundações e deslizamentos na região (DOURADO et al., 2013, BANCO MUNDIAL, 2011). Marques et al. (2017) destacam periodicidade média de 15 anos para o aumento dos volumes de precipitação na região os quais associaram os eventos catastróficos à estas flutuações periódicas, verificadas entre 1940 a 2010 nos dados de precipitação mensal.

Andrade (2015) destaca em estudo realizado com dados de precipitação da Região Serrana (Nova Friburgo, em especial) que apenas 0,5 % do total investigado entre 1960 a 1990 esteve classificado como chuvas intensas, acima de 40 mm/dia. Durante o período do Megadestastre, entre 11 a 14 de janeiro de 2011, na cidade citada foram registrados 209,6 mm no total precipitado, porém, houve concentração de 182,8 mm em 24h. Fato que vale destacar a necessidade de investigação dos efeitos dos diferentes tipos de chuva infiltração e movimentação da água no solo.

3.3.2 O papel do uso e cobertura do solo

A vegetação funciona como capa protetora do solo que tem como função minimizar impactos diretos da gota da chuva pela interceptação, dispersando a água que alcança a superfície do solo (DUNNE e LEOPOLD, 1978; HEWLETT, 1982; MANNING, 1992). Por

consequência, atenua os processos erosivos, dada maior infiltração identificada na cobertura florestal. Como exemplo, Rocha e Kurtz (2001) apontam que nas florestas a infiltração da água no solo pode ser entre 15 a 25 vezes maior que em ambientes de solos mais expostos, como em agricultura mecanizada ou pastagem.

No entanto, a retirada da cobertura florestal e, conseqüente exposição do solo, facilita o contato direto da gota com este e altera a dinâmica entre a infiltração e escoamento, aumentando o segundo e, por conseguinte, o arraste de partículas do solo. O salpicamento desloca as partículas e preenche os macroporos dificultando a entrada de água no perfil (GUERRA, 1999). Outro agravante pode ser a alteração da densidade do solo. Solos mais compactados são mais densos pela redução do espaço poral, podendo diminuir consideravelmente a permeabilidade dos solos (DEXTER, 1997; HILLEL, 1992; THOEH e THOMPSON, 2007, dentre outros).

Outro dano da retirada da cobertura florestal é a redução da ciclagem de material orgânica através da produção de serapilheira. As áreas agrícolas geram matéria orgânica, porém, para hidrologia a serapilheira tem a função de dispersar de forma difusa os fluxos de água no topo do solo, ampliando a sua umidade. Além disso, a ecologia do solo é afetada pela dispersão e extinção da microfauna local pela retirada do nicho devido ao aumento da temperatura, mudança de pH e redução da própria umidade (BJORN e MCLAUGHERTY, 2003).

Essa falta de serapilheira quebra o efeito da difusividade dos fluxos de água e a produção de caminhos preferenciais oriundos da atividade biológica, dutos ou biocavidades que ampliam a infiltração, justificando o ambiente com até 25 vezes infiltração que demais usos, como agricultura, pastagem ou solo exposto degradado. Coelho-Netto (1985) investigou na Floresta da Tijuca a relação entre a geração dos fluxos e a serrapilheira destacando a manutenção da umidade florestal principalmente pela difusividade dos fluxos, que reduz a erosão superficial e amplia a infiltração.

Síntese dos efeitos da retirada da vegetação original para as superfícies e propriedades físicas dos solos é apresentado por CASANELLAS et al. (1994) que discorre sobre os efeitos, em cadeia, da retirada da vegetação conduzindo ao cenário de degradação do solo, Figura 10.

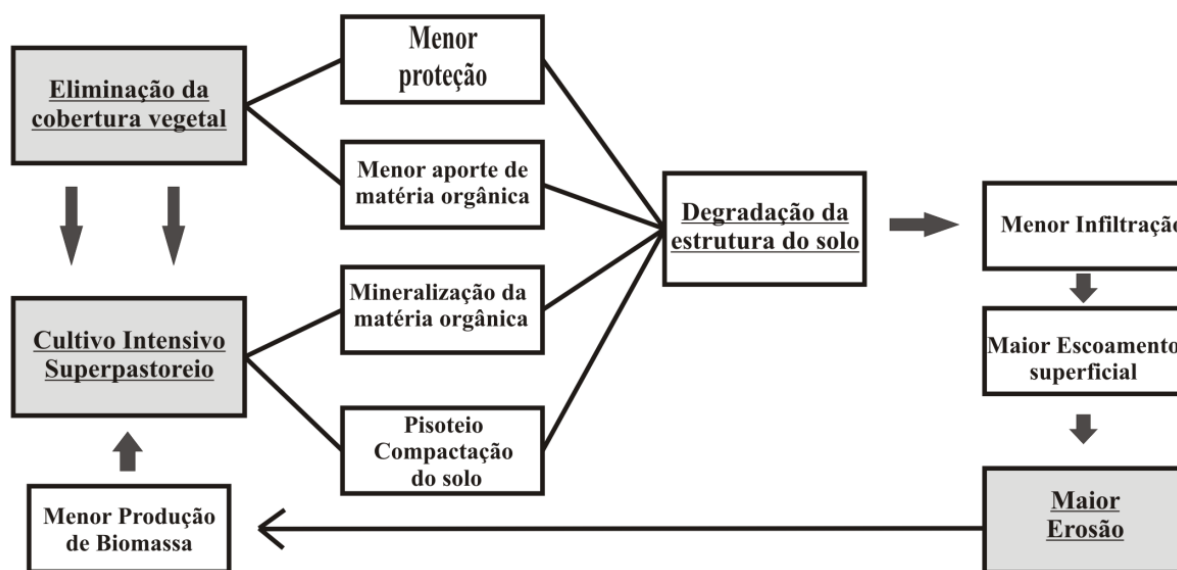


Figura 10: Fluxograma representativo da influência da retirada da cobertura nas propriedades físicas e processos hidrológicos desencadeantes. Modificado de Casanellas et al (1994)

Explicitamente, a exposição do solo desencadeia alterações na dinâmica hidrológica dos sistemas tanto local quanto regional. A distância entre as perturbações locais e regionais está no tempo de resposta de cada sistema e na conectividade dos mesmos. Tradicionalmente, trabalhos em hidrologia têm buscado analisar as implicações da substituição da cobertura florestal na passagem da água na bacia hidrográfica.

Neste sentido, Cuo et al. (2008) analisando solos florestados e com clareira aberta por estrada de rodagem, em bacias hidrográficas da Tailândia, constataram que, com relação à vazão total, as vazões captadas nas duas distintas paisagens, tiveram volumes totais aproximados. A diferença ficou na distribuição dos fluxos e no aumento da estação seca, na bacia com clareira, sendo esta, com aumento nos picos entre 3, 12 e 34% de acordo com a intensidade da precipitação, simbolizando o aumento do escoamento superficial.

Do mesmo modo, Luijten et al. (2000) compararam diferentes usos em uma pequena bacia na Colômbia Andina, onde puderam verificar o aumento da vazão do canal de 14% para terras que deixaram de ter cobertura florestal, 5% para agrícolas e 49% em solo exposto.

Comportamento contrário foi visto por Tian et al. (2008), que monitoraram a relação escoamento superficial – infiltração através do monitoramento das fases de crescimento de espécies de pinheiro chinês, utilizadas no reflorestamento de uma bacia hidrográfica. Assim, os autores acompanharam 25 anos de crescimento da espécie constatando o aumento do volume de infiltração somente após 20 anos de revegetação; entre 15 a 20 anos, os dados de escoamento foram maiores em função da mudança estrutural da espécie, intensificado pela *hidrofobicidade*.

No Brasil, seguindo os efeitos do reflorestamento na dinâmica hidrológica, Jansen et al. (1987) avaliando as propriedades físicas e a permeabilidade da água no solo em diferentes estágios de recuperação de reserva de mata atlântica (10, 25, 150 e 250 anos de recuperação) pode perceber que, a qualidade das propriedades físicas do solo na mata de 25 anos era próxima das áreas de 150 e 250 anos, supostamente de sucessão.

Em escala de perfil do solo, propõem-se entender a movimentação dos fluxos de água entre as partículas do solo na extensão do perfil, correlacionando os efeitos da cobertura e do tipo de manejo aplicado. Duas vertentes para este tema de trabalho são apontadas, sendo uma voltada aos trabalhos com viés agrícola, com enfoque na qualidade das propriedades físicas dos solos para aumento da produtividade (DEXTER, 1997; SOUZA et al., 2004; BERTOLINO, 2004; ABU-HAMDEK et al., 2006; NDIAYE et al., 2007; SO et al., 2008 e muitos outros); e aquela voltada para a trajetória da água na bacia e suas relações com paisagem, controlando o caminho e interação da água na paisagem (GODSEY e ELSENBEER, 2002; PARK e VAN DE GIESEN, 2004; RIBEIRO et al., 2007; HAYASHI et al., 2006).

Com relação à influência do manejo, So et al. (2008) comparando o impacto de 14 anos de solos com manejo convencional e solos com plantio direto, com base nas propriedades físicas, puderam denotar que, nos três primeiros anos, os solos com manejo e aqueles com plantio direto não tiveram bruscas alterações nem na porosidade nem na condutividade hidráulica. No entanto, passados 14 anos, os solos com manejo convencional apresentaram redução nas taxas de infiltração, compactação e redução de matéria orgânica. Comportamento hidrológico do solo contrário foi observado por Lipiec et al. (2006), constando-se, no período de seis anos, que o manejo convencional melhorou a qualidade das propriedades físico-hídricas dos solos em relação a áreas de plantio direto.

O manejo altera as propriedades físicas, há curto prazo pode apresentar melhora, principalmente pela aeração. No entanto, como defende Cavalieri et al. (2009), a longo prazo, o uso de máquinas e o revolvimento do solo podem formar crostas no pé de arado, camada de impedimento, alterando a percolação da água no perfil, como foi verificado por Bertolino (2004), que encontrou camada de impedimento de 11 a 20 cm sob solos com plantio direto.

Sinteticamente, Godsey e Elsenbeer (2002) e Souza et al. (2004) constataram que em superfície a pastagem apresenta menores valores de infiltração e permeabilidade. No entanto, à medida que o solo se distancia da superfície, outros fatores além do papel da vegetação devem ser envolvidos como a profundidade do perfil e topografia, abordada por Wang et al. (2008).

Correlacionando a formação dos poros dos solos por processos primários (intemperismo) e secundários (interação com vegetação), Hayashi et al (2006), em área de

replântio florestal, com classes distintas de solos e posição do relevo, buscaram identificar a relação do processo de reflorestamento com melhora na distribuição dos poros, e o aumento da percolação. Após estudo de retenção da água, condutividade, tamanho e conectividade dos poros, verificaram o dobro dos valores de condutividade encontrados nas áreas com maior presença de poros secundários, ou seja, na floresta recuperada. Corroborando, Butle e House (1997), testaram a eficiência dos macroporos na permeabilidade de dois solos, um argiloso (na encosta) e outra areia fina (vale), em área de araucária, constando maiores valores nos solos argilosos ativados pela atividade biogênica mais efetiva nas áreas de encosta.

Analisando a infiltração de áreas florestadas em relevo montanhoso, Harden e Scruggs (2003) em diferentes localidades do continente americano (Porto Rico, Estados Unidos e Equador), constataram que, em florestas tropicais e subtropicais, a taxa básica de infiltração excedeu ao volume e intensidade da precipitação simulada em até 60 mm por hora, onde o escoamento superficial foi nulo até este limite.

Muitos desafios são colocados, na contemporaneidade, com relação à escala dos processos hidrológicos, a conexão entre os elementos da bacia hidrográfica, a quantificação dos sistemas e os métodos aplicados na Hidrologia. Não obstante, estes desafios se estendem a natureza da dinâmica hidrológica dos ambientes tropicais nas escalas temporais e espaciais, tornando-se grande desafio às pesquisas ambientais, uma vez que, estes ambientes a própria geração de dados quantitativos oriundos dos trabalhos de campo, é embrionária.

3.3.3 Os efeitos da umidade antecedente e topografia

A umidade do solo é variável de destaque no controle da dinâmica hidrológica de várias escalas espaciais (GOMEZ-PLAZA et al., 2000; ZEHE et al., 2010). A variabilidade da umidade do solo está condicionada aos fatores topografia, solo, vegetação e uso do solo, que configuram a quantidade de água que os sistema solo-encosta irão receber e os processos ativados a partir da relação infiltração-umidade do solo – percolação.

O entendimento da variabilidade e fatores que controlam a umidade do solo é importante não só para gestão de solo e água, mas para o controle de erosão e a modelagem dos processos hidrológicos em escala de bacias (LIN et al, 2006).

A condição inicial da umidade no solo contribui para a determinação dos mecanismos de geração de escoamentos durante as precipitações (McDONNELL et al., 1991). Umidade é a presença de água estocada no perfil do solo sendo dependente dos fluxos de entrada, precipitação e irrigação; de perda pela evapotranspiração e escoamento superficial e percolação

para lençol freático. Variável em volume de água contido pelas características das propriedades físicas e espessura do solo.

Saber as condições de umidade antecedente do perfil de solo é essencial para o controle dos processos hidrológico uma vez que o solo quando úmido pode aumentar a percolação. Por exemplo, Kim et al. (2008) monitoraram o escoamento subsuperficial em três eventos de precipitação em períodos de menor e maior umidade do solo e constataram que, o volume escoado foi 100 vezes menor no horizonte mais próximo a superfície quando o solo estava menos úmido, que durante um período de chuva intensa sobre solo úmido. Por outro lado, Ávila et al. (2011) mostraram, através de modelos semivariogramas ajustados, que a variabilidade espacial da umidade é maior durante a estação seca, tendo os fatores topográficos como controladores, e maior homogeneidade durante o verão.

No solo seco, quando a água entra no solo há tendência à geração de fluxos verticais, provocando o efeito cascata (LAWALL, 2010) ou *Finger flow*, pelo preenchimento dos macroporos e avanço das frentes de molhamento. Quando o solo se encontra úmido, a geração dos fluxos subsuperficial lateral é mais intensa pela expansão dos bulbos ou zonas saturadas, áreas variáveis de afluência (DUNNE E BLACK, 1970; WESTERN et al., 1999).

A topografia e posição da paisagem dominam os processos nos estágios que o ambiente está úmido, dado a convergência dos fluxos produzida pelo relevo, ao passo que aspecto da encosta, vegetação, textura dos solos estrutura vertical nos períodos mais secos, pelas perdas por evaporação, evapotranspiração e fluxos em subsuperfície (ROBINSON et al., 2008).

Robinson et al. (2008) em artigo revisional afirma que a avaliação do padrão da umidade nas bacias hidrográficas é determinada pelos numerosos fatores fisiográficos que afetam fluxos verticais e laterais que redistribuem a água na zona vadosa (não-saturada). Umidade é um elemento de interligação multiescalar e conecta os processos em escala de perfil, encosta e bacia hidrográfica.

4 ÁREA DE ESTUDO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BONFIM

4.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ASPECTOS GEOAMBIENTAIS REGIONAIS

A Bacia do rio Bonfim está localizada na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, integra o distrito de Correias pertencente ao município de Petrópolis. Possui área total aproximada de 30 km² sendo afluente do rio Piabanha, principal rio que corta a região serrana drenado para o sistema Paraíba do Sul, conforme apresenta a figura 11.

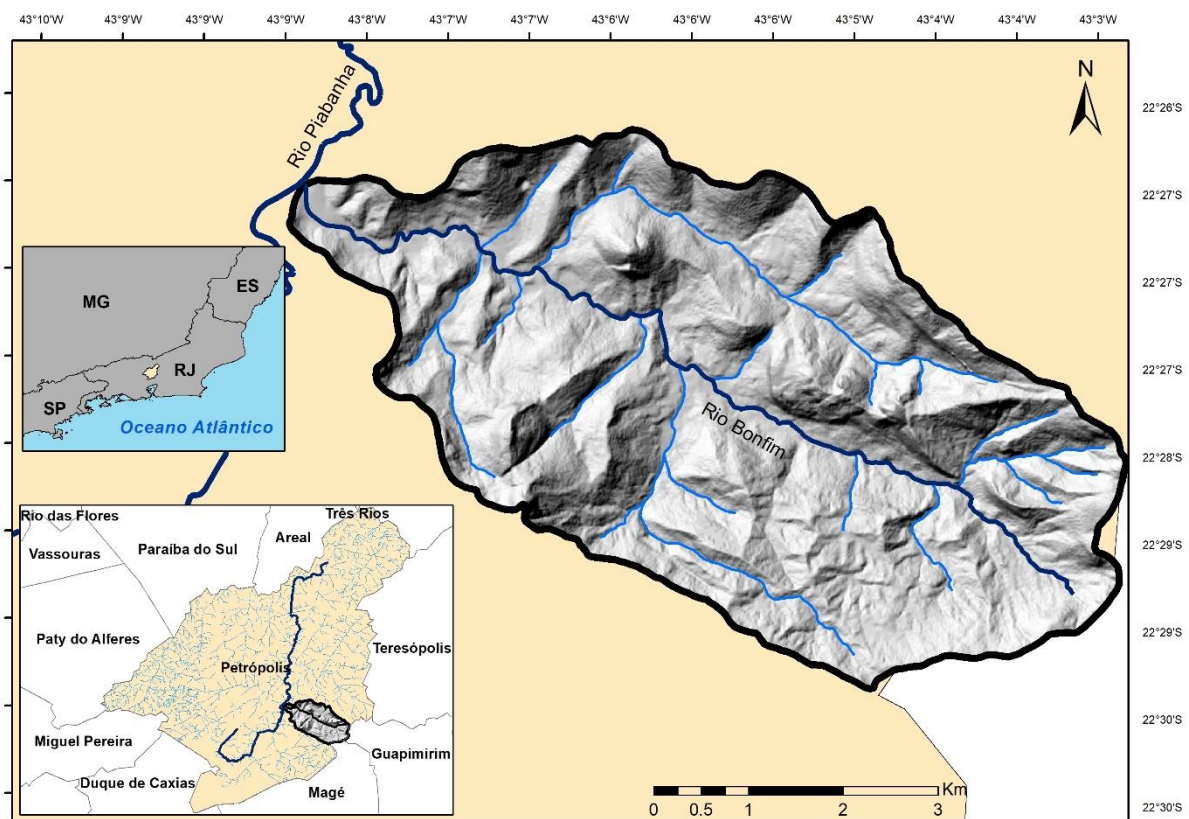


Figura 11: Localização da bacia do rio Bonfim em relação ao estado do rio de janeiro e Brasil.

Geomorfologicamente está inserida na compartimentação morfoestrutural típico da Serra do Mar, no Domínio de Planalto em Cinturões Orogênicos, Planaltos e Serras do Atlântico Leste e Sudeste a qual se constitui de um conjunto de escarpas festonadas com cerca de 1.000 km de extensão, entre o Rio de Janeiro ao norte de Santa Catarina (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Segundo Almeida e Carneiro (1988) na região centro-oriental do Rio de Janeiro apresenta-se como uma montanha constituída de blocos de falhas inclinada para N-Nw (nor-

noroeste) em direção ao rio Paraíba do Sul, com vertentes abruptas voltadas para a Baixada Fluminense, ao sul. Essas vertentes escarpadas com elevados gradientes e amplitudes topográficas expressivas possuem ainda depósitos proeminentes de tálus, que dificulta, por um lado, a ocupação humana e, por outro, caracterizam a barreira orográfica que impede o deslocamento para o continente das massas de ar oceânicas retendo, portanto, a umidade a barlavento, o que gera a alta pluviosidade.

Essa umidade na face da serra do mar voltada para o Oceano Atlântico permite o desenvolvimento e manutenção da floresta ombrófila densa, no domínio da Mata Atlântica, que em determinados trechos consagra-se sua preservação em unidades integrais de proteção, como no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO) onde a bacia está inserida.

Na região serrana fluminense, as litologias pré-cambrianas e eopaleozóicas estão individualizadas em unidades de mapeamento, assim, segundo estudos de Tupinambá et al (2012) a bacia do Bonfim, regionalmente, está inserida na Suíte Serra dos Órgãos, abrangendo o Batólito da Serra dos Órgãos correspondendo ao domínio dos gnaisses granitóides. Esses gnaisses se caracterizam pela granulação grossa, índice de cor de meso a leucocrático, foliação descontínua, dada por aglomerados contimétricos de biotita +/- hornblenda, granada e quartzo visível a olho nu.

O conjunto topográfico que acompanha a geologia regional da Unidade Serra dos Órgãos (CPRM, 2000) ou Série Serra dos Órgãos (Tupinambá et al, 2012) é definido pelo aspecto morfoestrutural, caracterizado por lineações de vales estruturais de cristas serranas, maciços graníticos, morros com desníveis altimétricos acentuados e alvéolos intermontanos (CPRM, 2000). Essas feições refletem áreas de dobramentos remobilizados sob forma de blocos justapostos, nappes, onde a drenagem acompanha esse controle lito-estrutural, configurando-se em padrões paralelos e sub-paralelos passando pelo dendrítico em áreas mais suavizadas.

Não obstante, a morfologia acompanha a caracterização das típicas zonas montanhosas, vertentes extremamente escarpadas com paredões abruptos; vales estruturais encaixados obedecendo ao controle lito-estrutural, seguindo planos de falhas e fraturas; áreas deposicionais fluviais pouco expressivas.

Em termos regionais, os solos que se desenvolvem sobre a geologia de ambiente serrano são considerados pouco espessos e bastante lixiviados (Cambissolos e Latossolos Vermelho-amarelos álicos) (DANTAS et al., 2005), que sustentam a cobertura florestal típica de Mata Atlântica. Nas áreas próximas aos afloramentos rochosos em terrenos declivosos encontram-se os Neossolos Litólicos, solos rasos pouco desenvolvidos que podem ser

recobertos pelos campos de altitude, especialmente, nos planaltos que atingem 2.200 m de altitude, como no pico do Açú, um dos divisores da bacia do rio Bonfim.

Na caracterização pluviométrica, dada a influência do relevo na formação das chuvas, a região serrana fluminense possui elevada pluviosidade, a qual pode atingir 2200 mm anuais nos divisores de água dos planaltos, como no Açú. Essa precipitação ocorre com maior volume entre os meses de novembro a março, ou seja, final da primavera e o verão, com estiagem marcada nos meses de inverno (junho a setembro), típico de clima mesotérmico tropical em ambientes montanhosos.

A concentração desta precipitação e a distribuição da chuva nos divisores marcados pelos afloramentos rochosos de topografia acentuada e encostas declivosas, gera fluxos rápidos (superficiais) de alta energia. O escoamento superficial pode ser marcado por fluxos hortonianos de intensa erosividade da chuva, dependendo do tipo de uso e cobertura que estas chuvas intensas possam incidir na superfície. Essa caracterização pode gerar picos súbitos de vazão, como visto no trabalho de Silva (2013) e desencadear o fenômeno típico de regiões serranas onde os vales são encaixados e a drenagem corre com alta velocidade nos leitos rochosos, a chuva de cabeceira.

Mudanças de uso e cobertura dos solos agravam a velocidade do escoamento superficial e dos fluxos nos canais. De tal modo, a região serrana passa por processo de expansão urbana iniciado no século XIX, porém intensificado após a década de 1950, além da constituição de zonas de produção agrícola (olericultura), os quais agravam os problemas relacionados às alterações no uso e cobertura da terra, especialmente, as enchentes, movimentos de massa e erosão acentuada das terras agricultáveis.

Portanto, a caracterização regional da região serrana a qual se situa a bacia do rio Bonfim, aponta para uma localidade onde a combinação da geologia, da topografia e distribuição da chuva pelas encostas condicionam os processos hidrológicos, podendo estes, serem marcados por uma dinâmica hidrológica pautada nos fluxos rápidos com alto escoamento e energia e, baixa retenção nos perfis de solos, pois além da perda em superfície, pode haver recarga nos aquíferos por fendas e fraturas desenvolvidas pelas características da geologia local e regional.

4.2. A BACIA DO RIO BONFIM – ASPECTOS GEOLÓGICOS, GEOMORFOLÓGICOS E PEDOLÓGICOS

Do contexto regional, especificamente na bacia do rio Bonfim há o predomínio do Batólito Serra dos Órgãos (figura 12), e ainda, corpos intrusivos de provável idade mesozóico-cenozóica cortam essas unidades (ICMBio, 2007). Esta geologia reforça a sua significativa contribuição nos aspectos geoambientais, uma vez que a bacia possui 33% de área com afloramentos rochosos.

As serras se apresentam como escarpas de linhas de falha com desníveis consideráveis, como é morfologia da bacia do Bonfim, formando um vale em V onde a drenagem do rio Bonfim se encaixa, com falhas no sentido transversal que suavizam as declividades e permitem a formação de morros com topos convexos, no terço média da bacia, pelo desenvolvimento do manto pedológico.

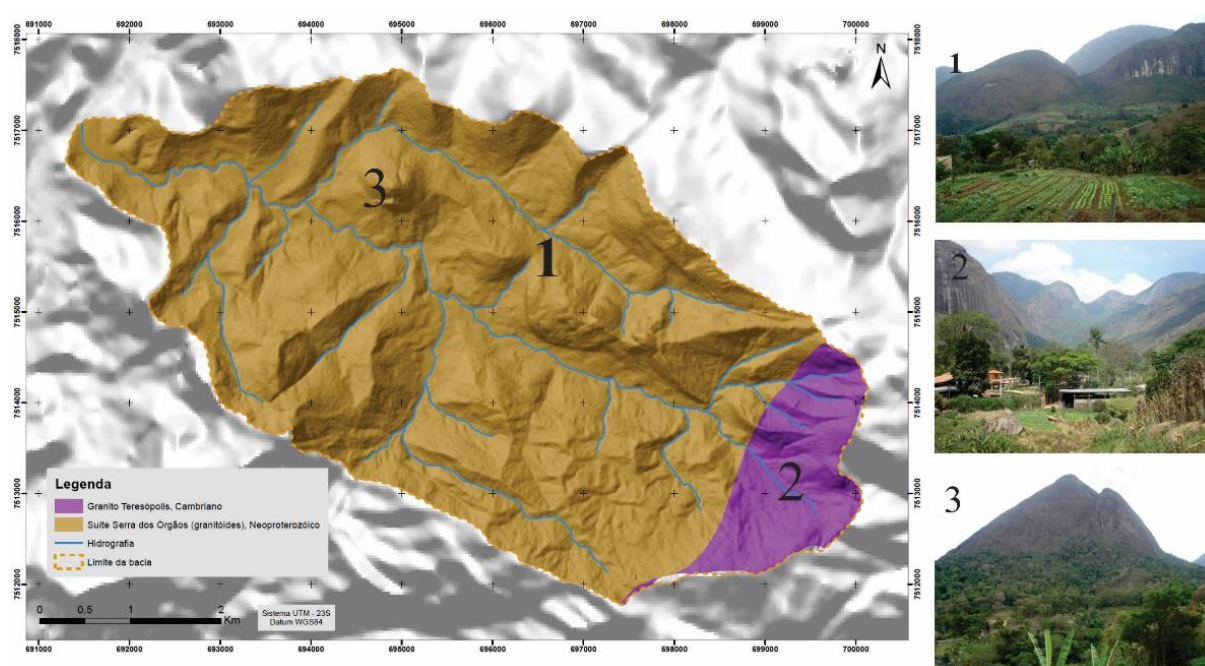


Figura 12: Geologia da bacia do rio Bonfim. Imagem 1 apresenta os afloramentos da bacia no ambiente de falha. Imagem 2: as cabeceiras do rio Bonfim, divisor de água com pico do Açú. Imagem 3: Mata Porcos, afloramento rochoso. (fonte: Silva, 2013, Lawall, 2010)

A geomorfologia é orientada pelas formações rochosas, com ocorrência de feições de serra com vertentes extremamente escarpadas e paredões abruptos. Vales estruturais encaixados são associados ao controle lito-estrutural, áreas deposicionais fluviais pouco expressivas, restringindo-se às proximidades da foz e as áreas de baixas declividades junto aos vales fluviais,

no médio e alto curso. Segundo classificação do relevo proposta pela CPRM (2000), a bacia está na Unidade Serra dos Órgãos na qual a drenagem configura-se como extremamente densa no terço superior da bacia, próximo aos divisores de água, assemelhando-se ao padrão de drenagem do tipo dendrítico, com canais principais paralelos e de conformação ortogonal.

Oliveira et al. (2007) através da proposta de unidades de paisagem, baseadas nas características morfodinâmicas locais, subdividiu os limites do Parnaso em seis classes Geossistêmicas, onde parte da Bacia do Bonfim se enquadra em duas classes: planaltos dissecados e vale do Bonfim (Figura 13).



Figura 13: Planaltos dissecados e vale do Bonfim representada por imagem de satélite e Fonte: MARTINS et al, 2007. A e B representam os pontos entre as encostas onde os perfis de relevo para assimetria foram realizados.

A bacia possui altitudes variando entre 910 a 2.263 metros com amplitude topográfica total de aproximadamente 1300 metros e declividade acentuada variando entre 0° a acima de 45° (figura 14, 14.1 e 14.2). Dentre os afloramentos rochosos que delimitam bacia estão dos pontos de referência regional com cotas bem elevadas, um é a Pedra do Sino (2.263m) e outro a Pedra do Açú (2.230m), que são explorados pelo turismo de aventura.

No terço médio, a bacia é entrecortada por duas de falhas geológicas já mapeadas nas quais encontra-se o sistema Bonfim, permitindo a suavização do relevo em colinas coluvionares, onde residem mantos mais espessos, onde se concentra a principal atividade econômica de base da bacia, a agricultura (Figura 14). As encostas possuem, predominantemente, formato retilíneo a côncavas, apresentando formato assimétrico entre a margem direita, com maiores declividade e presença de paredões rochosos à esquerda, mais suavizada, figura 14 (1).

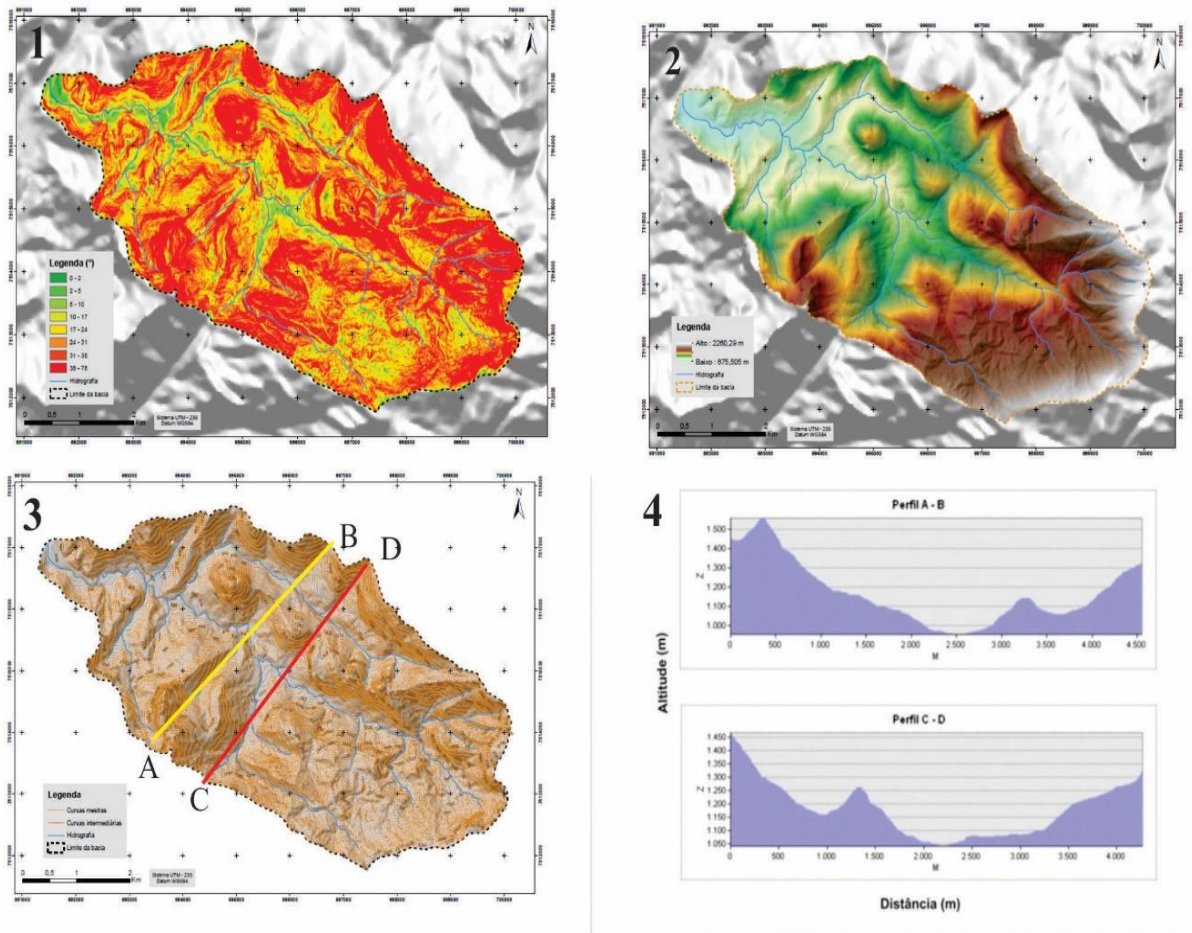


Figura 14: mapas da bacia do rio Bonfim, 1) declividade, 2) modelo digital de elevação, 3) hipsometria e 4) perfis de encostas mostrando o caráter assimétricos das mesmas.

Ao sopé das encostas encontram-se espessos depósitos de colúvios e tálus sob uma cobertura de alteração intempérica com formação de solos mais profundos, provenientes de uma contínua decomposição de materiais e alteração das rochas com uma subsequente pedogênese (OLIVEIRA, 2007), Figura 15.



Figura 15: Encostas com ênfase para os blocos de tálus.

Em se tratando da caracterização dos solos, Martins et al. (2007) através de pesquisa de campo, com coletas e análises físico-químicas, na trilha da Travessia Petrópolis-Teresópolis, acrescido aos fatores geoambientais da área do Parnaso, elaboraram um mapa esquemático de solos do Parque em escala 1:100.000 com base nas sete unidades de mapeamento constituídas, sendo estas: Afloramentos Rochosos (RA1); Neossolo Litólico distro-úmbrico (RLdh1, RLdh2); Cambissolo Háplico distrófico (CXbd1, CXbd2, Cxbd3) e Latossolo Amarelo distrófico (LAd1).

As classes encontradas corroboraram com Mendonça-Santos et al. (2005) no mapeamento digital realizado para o estado do Rio de Janeiro, onde estas classes estiveram presentes para as unidades da Serra dos Órgãos, também, no mapa de solos (inédito) escala 1:10.000 produzido pela Embrapa Solos.

4.3. ASPECTOS CLIMATOBOTÂNICOS

Na área de estudo ocorre predomínio de clima mesotérmico brando superúmido com temperatura média variando entre 13° a 23°C e pluviosidade entre 2.300 mm a 2.500 mm, caracterizando verões brandos sem estação seca com abundância das precipitações nos meses de inverno (ICMbio, 2007; INMET, 2009). A alta pluviosidade é encontrada próximo aos divisores de drenagem, com média anual ultrapassando 2.000 mm, decrescendo abruptamente no baixo curso do Bonfim para 1.300 mm podendo atingir 900 mm (GOULART, 1999; SILVA, 2013).

A localização da bacia, em área de clima úmido e a proximidade da superfície oceânica não explica, por si só, a elevada pluviosidade da região. A esses fatores, que criam pré-condições à alta pluviosidade, estão associados mecanismos dinâmicos, de massas de ar polares e oceânicas e linhas de instabilidade, e fatores estáticos orográficos proporcionados pela orientação SO/NE da Serra do Mar (ICMbio, 2007).

Observando-se o mapa de isoietas da bacia hidrográfica sobre o mapa topográfico, figura 16 constata-se a influência do relevo na distribuição pluviométrica total, como exemplo, nas encostas íngremes a pluviosidade média anual ultrapassa os 2.500mm, e para o setor a jusante nota-se a redução pluviométrica. O relevo acidentado condiciona também a variação das temperaturas, em pontos de formação rupestre e campos de altitude próximos a Pedra do Sino e Açú, a incidência de geadas no inverno torna-se comum, com temperaturas negativas.

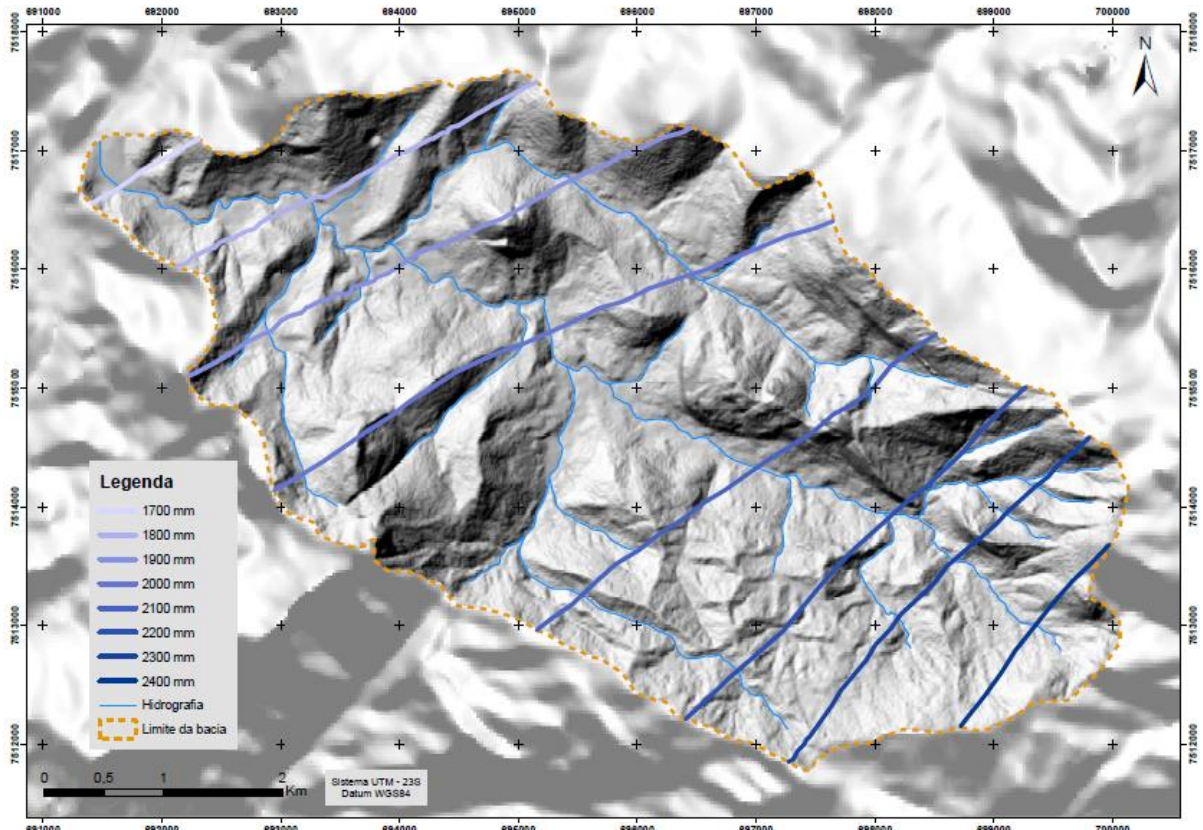


Figura 16: Isoietas transpostas na carta topográfica de Itaipava com limites da bacia do Bonfim. Fonte: IBGE (1986); Projeto Rio de Janeiro (2000); adaptado por MEDEIROS (2009).

Entre as condições atmosféricas e os recursos edáficos, desenvolvem-se originalmente a Mata Atlântica. Este bioma é composto por diversos ecossistemas, situados principalmente nos alinhamentos montanhosos situados próximos ao litoral, sendo típicos da Serra do Mar, serras litorâneas, maciços isolados e ilhas da Guanabara (AMADOR, 2012). No Bonfim, encontram-se florestas primárias ou em estágio avançado de regeneração após uso para atividade agrícola e replantio realizado pela população local.

Diferentes definições foram dadas a Mata Atlântica, tal como Floresta Pluvial Floresta Ombrófila Densa. A região serrana é encoberta pela floresta ombrófila ou pluvial variando entre as características intrínsecas locais de densa, aberta, mista, passando para floresta estacional decidual ou semi-decidual em áreas de regime sazonal mais acentuado com gradual redução da precipitação no período de inverno. E, por isso, não pode ser considerada uniforme em toda área apresentado variações do solo, do clima, da topografia e da disposição do relevo em relação a trajetória das chuvas e das brisas úmidas do Oceano Atlântico (AMADOR, 2012).

A bacia do rio Bonfim inserida nos limites do PARNASO (Parque Nacional da Serra dos Órgãos) que cobre uma área de floresta Ombrófila Densa rica em palmeiras, cipós, epífitas

e árvores de elevado tamanho. As formas florestais são, de modo geral, matas secundárias bem evoluídas em relação à sucessão florestal, com alguns trechos originais (ICMBIO, 2007). A maior parte do parque é recoberta por floresta montana, porém, dado as mudanças de uso e cobertura na bacia do rio Bonfim, aparece as florestas alto-montana e os campos de altitude nos divisores de água e afloramentos.

A floresta Alto Montana ocorre entre 1300 a 1800 m de altitude, típica mata úmida de neblina, com espécies de pequeno porte com altura entre 5 a 10 metros possuindo, por vezes, troncos tortuosos e cobertos por camada de musgos e epífitas. Elas são responsáveis pela produção e manutenção dos mananciais serranos que abastecem os rios da localidade e, hoje, são remanescentes da fitofisionomia dado ao avanço da degradação da mata atlântica. Os papéis das florestas estão ligados ao processo de produção e manutenção das águas nas nascentes e sistemas hidrográficos.

4.4. O USO E OCUPAÇÃO DA TERRA, A COMUNIDADE RURAL DO BONFIM E O PARNASO (PARQUE NACIONAL DA SERRA DOS ÓRGÃOS)

O uso e ocupação na bacia são compartimentados acompanhando as características do relevo e a formação dos solos mais espessos no terço médio do rio Bonfim. Assim, no terço superior encontra-se as áreas mais preservadas, próximo as cabeceiras de drenagem com cobertura de floresta ombrófila densa e campos de altitude. A floresta também está presente nas áreas próximas aos afloramentos rochosos, em propriedades que fizeram o replantio ou deixaram de cultivar abrindo para sucessão natural configurando floresta secundária.

Na parte central da bacia encontram-se a produção agrícola, olericultura principalmente, com cultivos alternados, manejo sobre a forma de uso de plantio direto e convencional. No terço inferior encontra-se avanço da urbanização dividindo em áreas de veraneio com sítios e pousadas, mais próximo ao núcleo urbano de Correias e um adensamento urbano ao longo da via, como apresenta a figura 17.

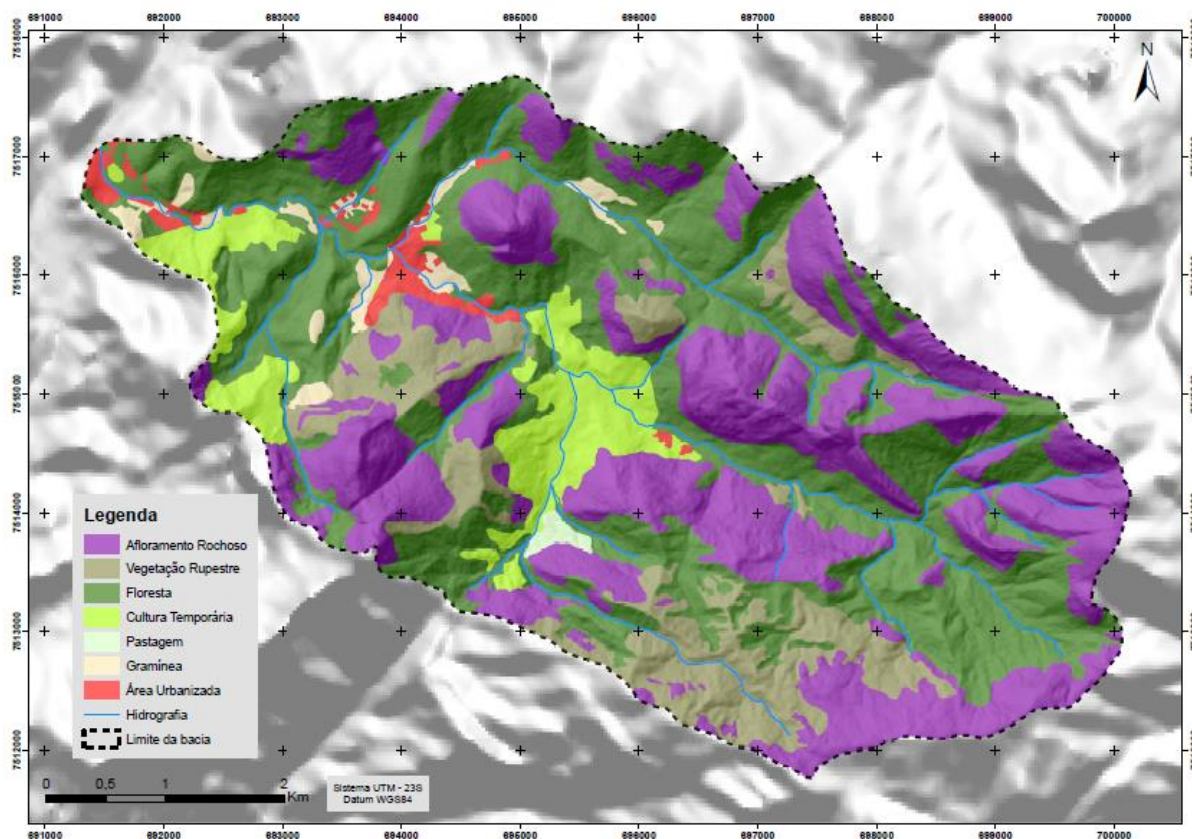


Figura 17: Uso e ocupação da terra na bacia do rio Bonfim. Fonte: Silva (2013).

Silva (2013) quantificou espacialmente os tipos de uso e cobertura da terra e afloramentos rochosos na bacia do rio Bonfim, destacando que a maior classe foi a cobertura florestal, com 43,6% seguido dos afloramentos rochosos, com 33,1% da área total da bacia (30 km²), que, somados, ocupam 76,7% da área total ou 23,15 km². Dado este importante uma vez que, a dinâmica hidrológica da bacia possa estar atrelada a cobertura do terreno e a dissipação da pluviosidade que atinge o ambiente.

Quadro 1: Espacialização em Km² e percentual dos tipos de uso e cobertura da bacia do rio Bonfim. Adaptado de Silva (2013), Ar - afloramento rochoso, Agr - agricultura, Fl - floresta, Pa - pastagem, Rup - vegetação rupestre e urb - área urbana.

Bacia do Bonfim	Ar	Agr	Fl	Pa	Rup	urb
área - km ²	10	2,32	13,15	0,98	2,57	1,16
área - %	33,1	7,7	43,6	3,3	8,5	3,8

Veloso (2012) a partir de imagens de satélite dos anos de 1960, 1975, 1994, 2006 classificou o uso e cobertura da terra da bacia do rio Bonfim, encontrando os valores para a

classe que intitula vegetação (florestas, campos, pastagem), de 44, 38, 32, 41% respectivamente. Sendo assim, segundo a autora, a agricultura teve aumento de área entre os anos de 1975 e 1994, mas com regressão em 2006. Isso é condizente com a pesquisa informal realizada na bacia os agricultores e, principalmente, pela implementação do Sistema Nacional de Unidades de Conservação que amplia a proteção de áreas florestadas, sendo que partes da Bacia do rio Bonfim integram o Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO).

A olericultura é o principal cultivo local (figuras 18 e 19) concentrada no terço médio da bacia sobre sistema de manejo convencional com maquinário para o preparo das hortas e em algumas propriedades o uso de plantio direto. Irrigação predominante é por aspersão.



Figura 18: Uso e ocupação da terra na bacia do rio Bonfim. Fonte: Acervo pessoal.



Figura 19: Agricultura na bacia do rio Bonfim, ênfase a olericultura (hortaliças): Fonte: Fotografia cedida por Telma Mendes (2012).

A prática do pousio é realizada em algumas propriedades e uso de fertilizantes químicos (NPK) e defensivos é uma prática em todas as propriedades. A pastagem é incipiente,

representando apenas 3,3% da bacia dada a topografia acentuada. Outras práticas são executadas como o plantio de eucalipto medicinal, floricultura e criação de abelhas, porém, as hortaliças guiam o uso agrícola da bacia experimental.

4.5. PESQUISAS HIDROLÓGICAS DESENVOLVIDAS NA BACIA DO RIO BONFIM

A bacia foi escolhida para parametrização hidrológica no projeto EIBEX (Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro) aprovado em 2006 com término em 2010, que desenvolveu atividades ligadas a hidrologia das bacias serranas juntamente com apoio do MCT/ FINEP/CT-HIDRO e CPRM – Serviço Geológico do Brasil, tendo como instituição executora a COPPE-UFRJ e CPRM, além das instituições colaboradoras tais como, IGEO – UFRJ e CATO-UERJ.

O EIBEX teve como objetivo principal entender a dinâmica hidrológica da região serrana, nas variadas escalas temporais e espaciais, sobre diferentes tipos de uso e ocupação do solo. Nisto a bacia foi escolhida por apresentar uso da terra voltado a agricultura. As instrumentações com estações pluvio-fluviométricas permitiram desenvolvimento de trabalhos na própria bacia do rio Bonfim e na escala da bacia representativa.

Após o projeto EIBEX, o projeto RHIMA (Rede de Pesquisa em Monitoramento e Modelagem de Processos Hidrossedimentológicos em Bacias Representativas Rurais e Urbanas do Bioma Mata Atlântica), financiado pela FINEP (convênio 01.12.0396.00), edital CT-Hidro 01/2010, subsidiou os trabalhos de campo com outros levantamentos, monitoramentos e modelagem.

Este projeto permitiu a continuidade da parametrização hidrológica realizada pelo EIBEX, e ainda avançou com a produção do mapa de solos em escala 1:10.000 (inédito) com equipe da EMBRAPA – SOLOS, e com isso, levantamento das principais características e atributos físico-hídricos dos perfis de solos estudados nos diferentes tipos de uso e cobertura na bacia do Bonfim.

Diretamente pensando na hidrologia na bacia do rio Bonfim, a influência do uso e cobertura da terra na dinâmica hidrológica dos solos e da resposta da vazão na bacia foram temas desenvolvidos em Lawall (2010) e Silva (2013), nas dissertações de mestrado intituladas “Modificações na hidrologia dos solos em resposta as alterações de uso e cobertura na Bacia Hidrográfica do Bonfim, região serrana do Rio de Janeiro” e “Simulação da Descarga Fluvial em Resposta a Mudança de Uso e Cobertura da Terra: bacia do rio Bonfim, Petrópolis”. A

primeira voltada ao monitoramento da hidrologia dos solos e a segunda, para a modelagem dos processos em bacia hidrográfica na relação mudança de uso e cobertura e suas influências na descarga fluvial.

Lawall (2010) monitorou nove unidades de resposta hidrológicas para a mensuração das propriedades físicas como: granulometria, porosidade total, densidade de partículas e do solo; hídricas, como: taxa de infiltração e condutividade hidráulica saturada de campo. Destas, cinco foram selecionadas para o monitoramento do potencial matricial, conferindo a presença de água no solo e os processos de percolação e armazenamento.

O objetivo principal era analisar o papel do uso e cobertura da terra na hidrologia dos solos e, com isso, pode constatar que em relação a infiltração da água no solo e condutividade hidráulica saturada, a floresta seguida da agricultura e pastagem, respectivamente, tiveram ordem decrescente de entrada e movimentação da água no perfil. E, ainda, relacionando a entrada de água no solo e a chuva, foi verificado, que a saturação do perfil da floresta só é atingida com precipitação acima de 40 mm/dia.

Silva (2013) realizou modelagem hidrológica da bacia que objetivou simular a vazão da bacia do rio Bonfim, visando analisar o comportamento da produção de água as mudanças de uso e cobertura nas simulações de cenários preditivos. O modelo hidrológico utilizado para as simulações das descargas foi o SWAT (*Soil Water Assessment Tools*) a partir de possíveis cenários de alteração do uso e cobertura do solo. Modificações cobrindo 100% da bacia com floresta, agricultura e pastagem alternadas. Outros cenários foram simulados com relação à preservação das cabeceiras com floresta e demais áreas alternando entre floresta, agricultura e urbanização.

Sendo assim, Silva (2013) confirmou a intervenção na resposta fluvial na predição dos cenários gerados com 100% de mudança na cobertura, ou seja, a vazão aumentaria com a expansão da agricultura, pois a geração de escoamento superficial é maior neste ambiente. Por outro lado, mantendo as florestas nas cabeceiras de drenagem dentro da delimitação do Parque, a bacia do rio Bonfim teria 25% de áreas florestadas e mesmo com os usos alterados para agricultura, pastagem ou mesmo floresta, este valor se mostrou eficiente para manutenção da vazão média anual. Isso corrobora com a importância da Unidade de Conservação na produção de água.

Outros trabalhos foram desenvolvidos na bacia do rio Bonfim, e aqueles que estão diretamente relacionados à pesquisa hidrológica, podem ser citados, Pessoa (2013) realizou pesquisa a respeito da qualidade funcional dos fragmentos florestais em Mata Atlântica, utilizando como indicador a forma de húmus em fragmentos mais preservados, na área do

Parque, e mais próximos à urbanização. Ambos locais foram encontrados influências de perturbações antrópicas, pela matriz, isolamento e efeito de borda.

Importante pesquisa foi a de Goulart (1998), um dos pioneiros na bacia do Bonfim, com trabalho de Diagnóstico da susceptibilidade à erosão que permitiu a geração de dados básicos e caracterização ambiental da bacia. Além disso, Veloso (2012) classificou o uso do solo a partir de imagens de satélite, constatando o recuo das áreas florestadas, com posterior depois o avanço das mesmas entre os anos de 1960 a 2006, como já mencionado.

Contínuos trabalhos são realizados na bacia que caminha para o aprimoramento das questões relacionadas ao papel do paredão rochoso na distribuição dos fluxos nas encostas, o balanço hídrico e rastreamento da passagem da água envolvendo o papel das fendas e fraturas geológicas para recarga e alimentação dos fluxos nos canais.

5 METODOLOGIA

A pesquisa da tese baseia-se, majoritariamente, no monitoramento e mensuração de dados em campo. Chuva, potencial matricial e propriedades físicas dos solos foram utilizados para o desenvolvimento da pesquisa.

5.1. PRODUÇÃO DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO BONFIM

Durante o Projeto EIBEX (2006), o Bonfim, bacia experimental, foi parametrizado com estações pluvio-fluviométrias ou somente pluviométricas. Assim, foram instaladas estações pluviométricas em três pontos principais denominadas por Paraíso do Açú, Sítio das Nascentes, Poço Tarzan, e ainda próximo dos limites da bacia do Bonfim, a jusante da confluência com o Piabanha, a estação climatológica do Parque Petrópolis em Itaipava, (Figura 20).

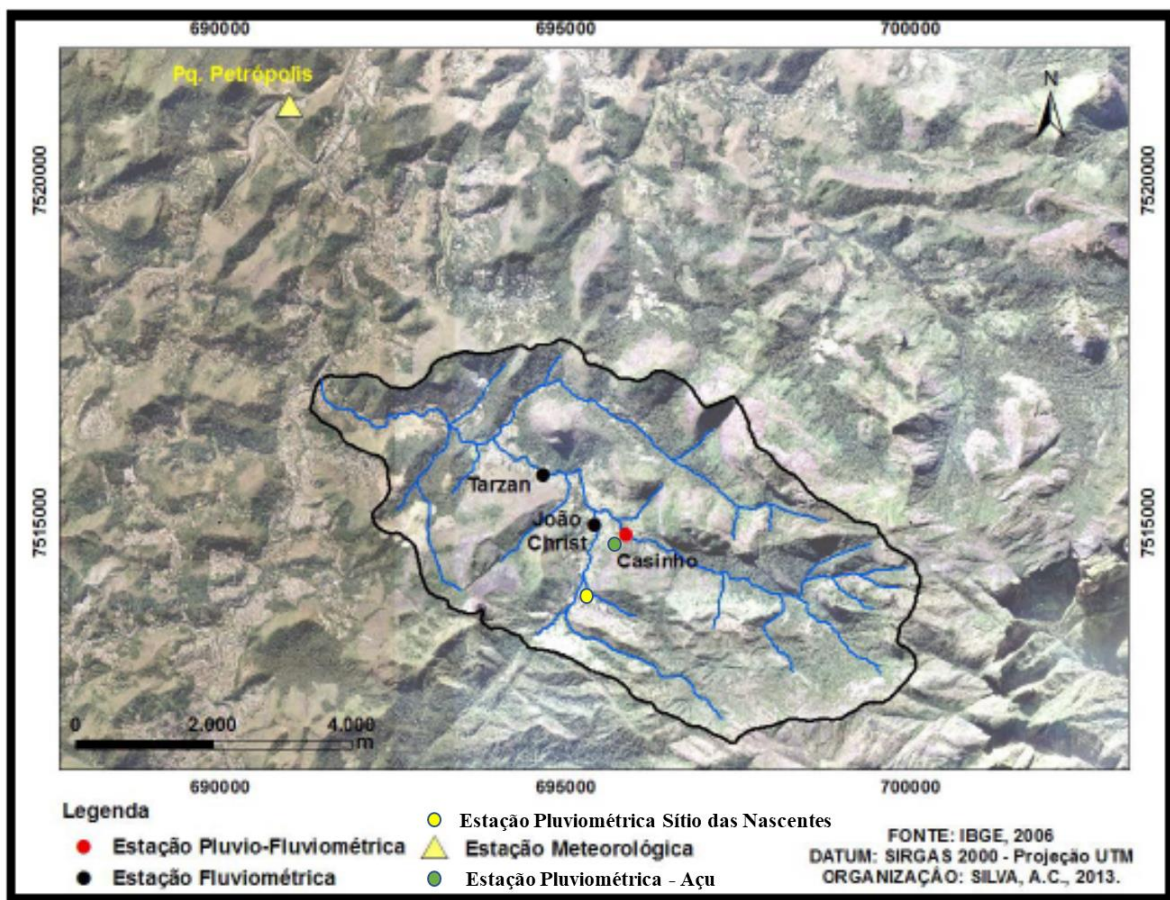


Figura 20: Localização das estações pluviométricas na bacia do rio Bonfim e no Parque de Itaipava. Adaptado de Silva, 2013.

Estas estações possuem pluviógrafos, com registros automáticos, e pluviômetros, de registro convencional, que buscam auxílio de observadores de campo. Estes dados são coletados, organizados, tabulados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, que através de parceria com IGEO/UFRJ (Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro) os dados foram disponibilizados para a geração da pesquisa.

Nas estações na bacia do Bonfim, (Figura 21), os dados foram registrados com o pluviômetro de báscula modelo S2163 da Squitter, captação da báscula ou resolução de 0,25 mm, diâmetro do funil de 15.2 cm, área de coleta de 181,5 cm², com erro próximo a 1% (SANTOS, 2009).

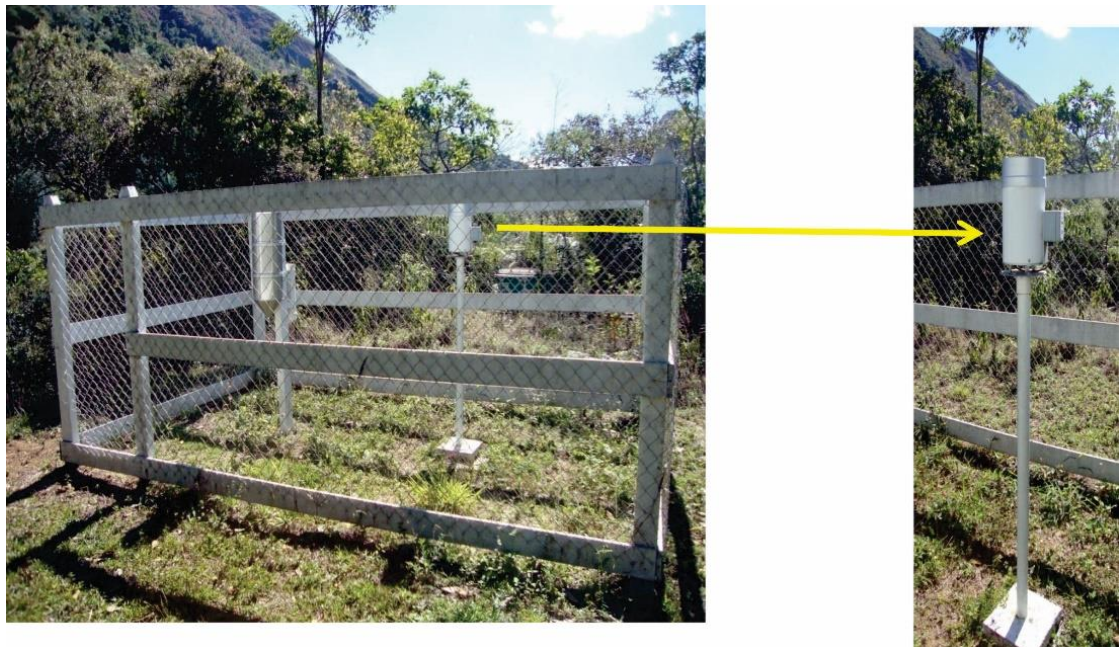


Figura 21: Localização das estações pluvio-fluviométricas na bacia do rio Bonfim e no Parque Petrópolis em Itaipava.

Pelo banco de dados contínuo, dos pluviógrafos, foram selecionados dados no intervalo temporal de 4 anos, entre 2009 a 2012. Justifica-se a escala temporal pelo tempo de estação das estações, pela confiabilidade dos dados dada a instalação realizada em 2009, além da associação com o evento denominado megadesastre de 2011.

Assim os dados das estações Sítio das Nascentes, Vale do Açú e Parque Petrópolis foram trabalhados a partir de planilhas de *Excel* e geração de gráficos no mesmo software. Desta seleção gerou-se volume pluviométrico mensal e anual permitindo avaliar as diferenças entre as três estações.

Esta primeira seleção subsidia a caracterização da pluviosidade anual na bacia do Bonfim e comparação dos volumes totais entre as três estações. A partir dessa distribuição

sazonal dos dados, ocorre a escolha da estação que subsidia dados para relação entre precipitação-umidade indireta do solo.

Seguindo a análise do volume total mensal e anual por gráficos e tabelas, o segundo passo foi organizar e analisar o volume pluviométrico total diário, identificar as precipitações ocorridas a partir do tempo de duração, frequência e intensidade total do evento e horário. Neste estudo, os dados detalhados são extraídos da estação Sítio das Nascentes, a qual o menor intervalo de dados falhados ou não constantes.

As demais estações apresentaram problemas ao longo do processo de monitoramento, como por exemplo, a estação do Vale do Açu a qual foi deslocada de posição ao longo do processo de monitoramento. Além disso, a denominada estação Tarzan foi temporariamente desativada por problemas técnicos no aparelho e, por fim, por distanciamento da estação climatológica, o Parque Petrópolis.

5.2 CHUVA NA ESTAÇÃO SÍTIO DAS NASCENTES: DURAÇÃO, INTENSIDADE E CLASSIFICAÇÃO

A série de chuva de 2009 a 2012 foi analisada por volume diário total após a discretização dos dados no programa *Tarrasque in the rain* (programa desenvolvido pela CPRM em 2008) que transformou os dados brutos em formato “txt”, contendo os valores de basculação do pluviógrafo, para dados discretizados em intervalos temporais escolhidos de 30 em 30 minutos. Os dados são configurados em milímetros de chuva, após a multiplicação do número de basculadas por 0,25mm (capacidade volumétrica da báscula)”.

Do volume total diário foram feitas classificações a partir das quatro classes apontadas no quadro a seguir (quadro 2). Esta classificação foi adaptada de Moreira e Abreu (2002) que melhor se adaptou aos dados encontrados na pesquisa de Lawall (2010) que constatou que, em solos arenosos sobre cobertura florestal não há saturação de água no perfil para chuvas menores que 40 mm/dia.

Quadro 2: Classificação das precipitações a partir do volume total diário. Fonte: Moreira e Abreu (2002)

Classes de Precipitação	Descrição dos tipos de chuva
1) Menor que 10 mm	Chuvisco
2) 10 a 25 mm	Chuva fraca a moderada
3) 25 a 40 mm	Chuva moderada
4) Acima de 40 mm	Chuvas intensas ou eventos extremos

De tal modo, esta classificação atende aos objetivos da pesquisa de relacionar o tipo de uso e cobertura e os perfis de solos frente à entrada de chuvas intensas, uma vez que elas provocam os limites críticos da hidrologia dos solos, ativando processos de infiltração ou escoamentos superficiais e subsuperficial.

Após a classificação e enquadramento dos eventos de precipitação nas classes entre os anos de 2009 a 2012, foram separados os registros de chuva intensa, da classe 4, para correlação com os dados de potencial matricial, descrito a seguir. Estes dados de chuva intensa (diária) geraram tabela detalhada para demonstração do período de chuvas, volume total do período, chuvas intensas com intensidade horária e identificação do pico da chuva.

Logo, quatro eventos dentre a série temporal foram selecionados. O primeiro evento, com intervalo de 02 a 23 de novembro com precipitação total no período de 203,5 mm, distribuídos em cinco precipitações sendo que duas com maior intensidade horária de 31 e 33mm, classificada como chuva moderada.

O segundo evento, entre os dias 18 de janeiro de 2010 a 02 de fevereiro, com total de 122,25 mm para o período e dois eventos os quais tiveram em um deles precipitação horária de 58 mm, chuva intensa. O terceiro evento, entre os dias 06 a 21 de janeiro de 2011, com total de 182,75 mm, com duas precipitações e uma delas com precipitação horária de 43 mm, chuva intensa. E por fim, evento de 06 a 16 de janeiro de 2012 com volume total do período de 131 mm, em dois eventos o qual um deles com precipitação horária de 39,5 mm, moderada a intensa.

Cabe ressaltar que esta seleção envolveu os dados de chuva antecedente e período de secagem, pré e pós-eventos de chuva, assim é possível identificar o papel da umidade antecedente e o tempo de drenagem dos perfis de solo pós-chuva intensa. Essas precipitações buscaram analisar as seguintes situações: período com sete dias sem precipitação e um evento extremo; período com chuvas moderadas intercalados com eventos extremos onde os solos estariam saturados, período com baixa precipitação, mas solo seco, e chuva extrema em intervalos constantes.

Para estes quatro eventos foram feitos gráficos de chuva acumulada para salientar a forma em que a chuva esteve distribuída e os principais picos que podem gerar os limites críticos nos processos de hidrológicos nos solos que recebem a precipitação.

5.3 MONITORAMENTO DO POTENCIAL MATRICIAL NOS PERFIS DE SOLOS

5.3.1 Seleção das áreas de monitoramento

Cinco áreas para instalação dos sensores de potencial matricial e caracterização física hídrica dos solos foram escolhidas seguindo o critério inicial de diferentes tipos de uso e cobertura da terra. Outras características foram colocadas em discussão como posição na encosta, espessura de solo, declividade, curvatura e processos hidrogeomorfológicos atuantes. Trata-se da formação de unidades de resposta hidrológica que foram usadas para o desenvolvimento da pesquisa de campo e comparação entre os resultados gerados, baseado nos estudos de Park e Van de Giesen (2004).

Foram formadas cinco unidades de resposta hidrológica, duas em ambiente florestal, denominadas de F30 e F55, F floreste e 30 e 50 correspondem ao tempo de replantio florestal ou recuperação pós atividade agrícola intensiva. Estes dados foram fornecidos pelos moradores das propriedades, no estágio preliminar da pesquisa (em 2008), onde foram feitas conversas informais para escolha das áreas de monitoramento.

Duas em ambientes agrícolas, A1 e A2 sobre mesmas características de cultivo e manejo das terras. Estas propriedades utilizam o arado para o revolvimento e preparo da terra, no entanto, isto é feito após a incorporação de matéria orgânica através dos restos da colheita anterior.

E por fim, a pastagem, como demonstrada no item área de estudo, que possui pouca representatividade na bacia, porém, é uma cobertura comum no país contribuindo para análise hidrológica enquanto tipo de cobertura.

5.3.2 Potencial matricial: caracterização do método e geração de dados

O aparelho utilizado para o monitoramento contínuo foi o sensor watermark (*watermark soil moisture sensor, Irrometer Co. Inc., Riverside, CA*) o qual é composto por um dispositivo estático (*datalogger watermark 900M*) e sete sensores de matriz granular sensores de matriz granular. Na figura 22 tem-se o datalogger com sete entradas (verde) para potencial matricial e

uma para temperatura (vermelha). O visualizador de dados com o botão (em verde) para monitorá-lo e as entradas para acesso por *download* dos dados registrados. A energia é mantida por bateria de 9v.



Figura 22: Kit completo de watermark 900M (Irrrometer) em campo.

Os sensores de matriz granular (GMS) foram desenvolvidos para o controle instantâneo da irrigação evitando assim desperdício de água, além de aumentar a produtividade evitando o superávit ou déficit hídrico para as plantas. Esses sensores funcionam sob o mesmo princípio de resistência elétrica dos blocos de gesso e contém uma pastilha de gesso inserida na matriz granular (HILLEL, 2003).

Segundo Shock (1998) e Shock et al. (1998) os GMS reduzem os problemas inerentes aos blocos de gesso (utilizadas no tensiômetros), pois os eletrôdos são inseridos nestes e envoltos por uma tela de metal para dar suporte ao material, como pode-se perceber na figura 23.

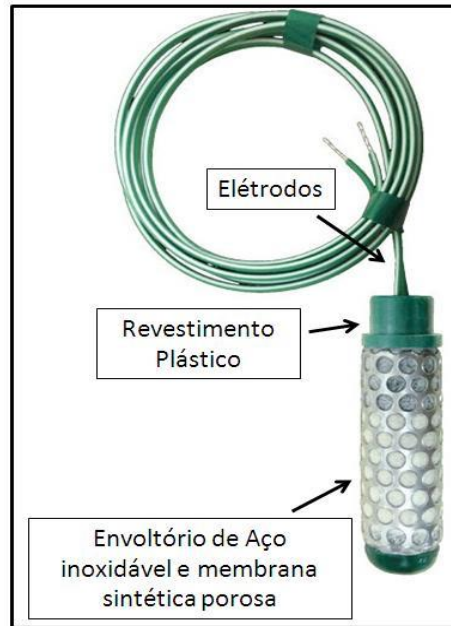


Figura 23: Ilustração do kit completo de watermark 900M (Irrrometer) em campo.

No solo o sensor funciona como apresentado na figura 24, que embora seja representativa de tensiômetros, possui o mesmo princípio, ou seja, o equipamento mede a tensão que a água é retida nos poros.

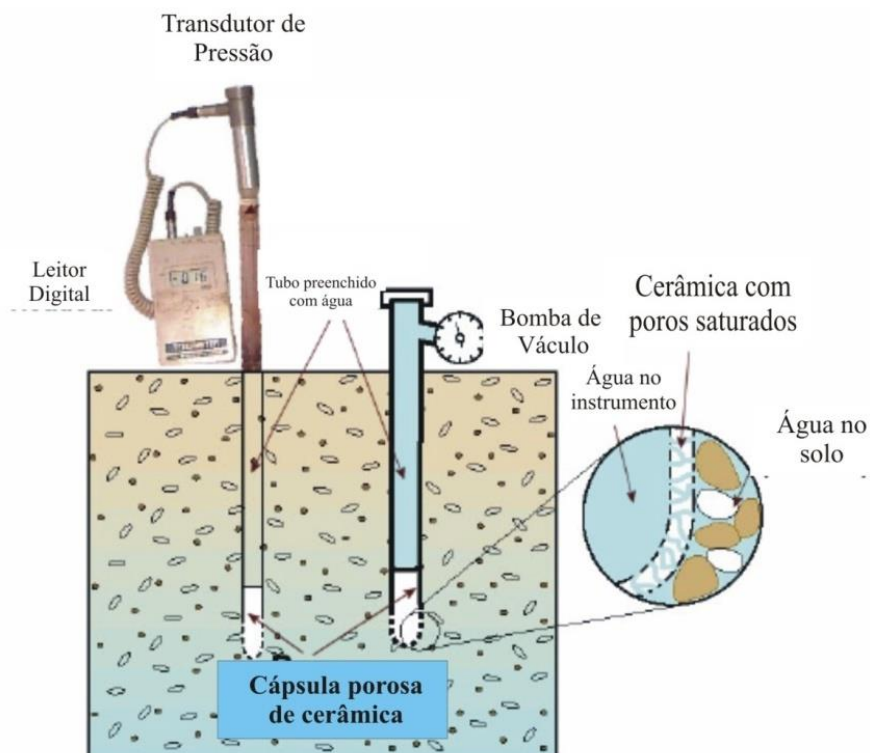


Figura 24: Tensiômetro instalado no solo, contato solo com a câpsula porosa de cerâmica, a água fluindo em direção ao solo não saturado e o registro ou na bomba de vácuo ou no leitor digital de mão. Adaptado de Or et al; (2002).

A produção de dados desse equipamento acontece a partir do momento que o aparelho aplica uma corrente para obter a resistência elétrica presente no solo em determinado momento, conferindo na tensão da água no solo. Quando há uma movimentação ou alteração do conteúdo de água no solo, temos a mudança da resistência elétrica entre o solo e o sensor estabelecido em campo, implicando na alteração da tensão da água contida no solo, captada pelo sensor. Este, então, exibirá o estado de energia da água no solo através da tensão encontrada, sendo expressa por medidas de pressão.

A leitura é apresentada em cbar (centibar). cada centibar equivale a 1 kPa (kiloPascal) ou aproximadamente 0,1 mca (metro de coluna de água). Em geral, no campo as leituras podem ser interpretadas como no quadro 03. Assim, quanto mais próximo de zero, o solo encontra-se mais saturado e mais distante, > 60 cbar, mais seco. Esses dados servem como base para análise interpretativa da presença de umidade e movimentação da água no solo.

Quadro 3: Interpretação dos valores de watermark (valores negativos)

LEITURA (cbar)	INTERPRETAÇÃO
0 – 10	solo próximo da saturação (capacidade de campo). Mais saturado que este valor (valores menores) o solo passa a perder água por drenagem, percolando para camadas mais profundas pela ação da gravidade.
10 – 30	solo adequadamente úmido, exceto solos muito arenosos em que acima de 15-20 cbar já indica solo perdendo umidade, tornando-se seco
30-60	faixa normalmente encontrada no campo em solos irrigados de textura média a argilosa.
> 60	solo tornando-se muito seco comprometendo desenvolvimento das plantas

Adaptado de: <http://www.tracom.com.br/Irrrometer/pdf/watermark.pdf>

Para a geração dos dados desta pesquisa, os sensores *watermarks* foram cravados verticalmente no solo nas profundidades de 10, 20, 50 e 80 centímetros, justificada pela proximidade com o topo do solo, a zona de raízes e cultivos, afastamento da zona de aeração e, profundidade média dos solos da bacia do Bonfim.

Assim, estabelece-se a relação entre o manejo e o uso e cobertura dos solos nos primeiros centímetros dos solos, a transição e seus reflexos na dinâmica da água dos solos e por fim, os processos que ocorrem no solo propriamente dito, na zona não-saturada.

As três primeiras profundidades contam com uma série repetida, estando estas espalhadas à direita e à esquerda do *datalogger*. Já o sensor de 80 cm se estabiliza ao centro, ficando abaixo do registrador de dados. Similarmente, o sensor de temperatura é estabelecido na medida de 20 cm (Figura 25).

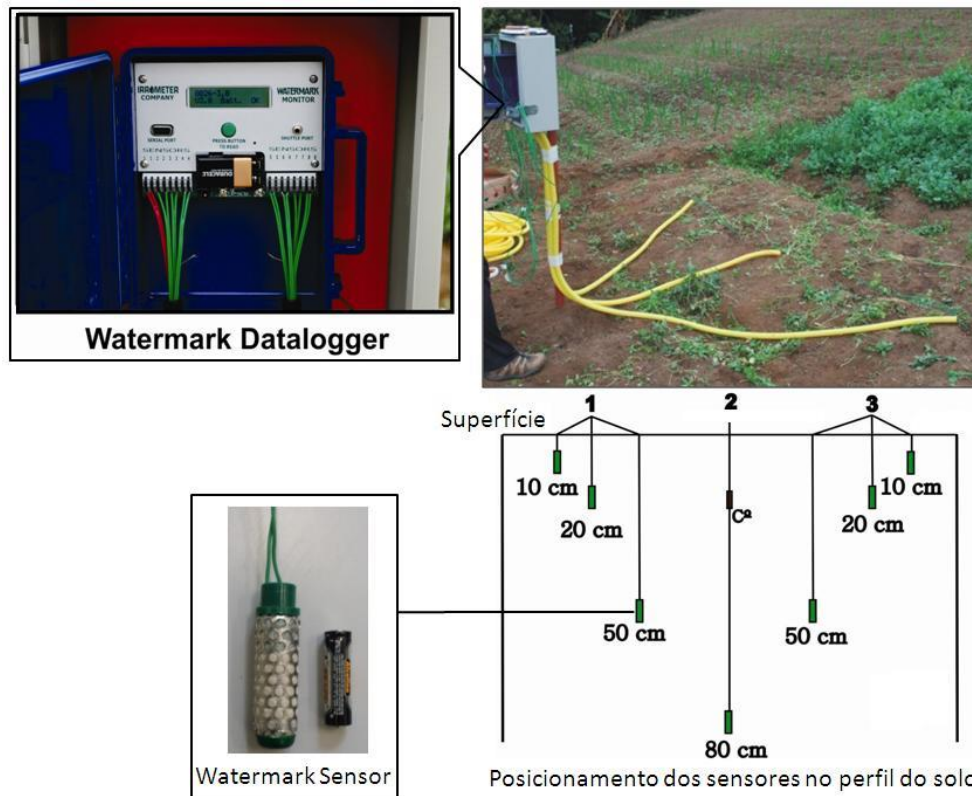


Figura 25: Conjunto do watermark com datalogger, estação inserida na agricultura, sensor e posicionamento no solo.

Quanto à escala temporal, estes foram programados com intervalos de 30 em 30 minutos a fim de avaliar o tempo de resposta da chuva em relação aos sensores. Espacialmente como indicado na seleção da área de monitoramento, duas estações encontra-se em ambientes florestados, duas em ambientes agrícolas com cultivo alternado de hortaliças e um com área incipiente de pastagem extensiva (Figura 26).

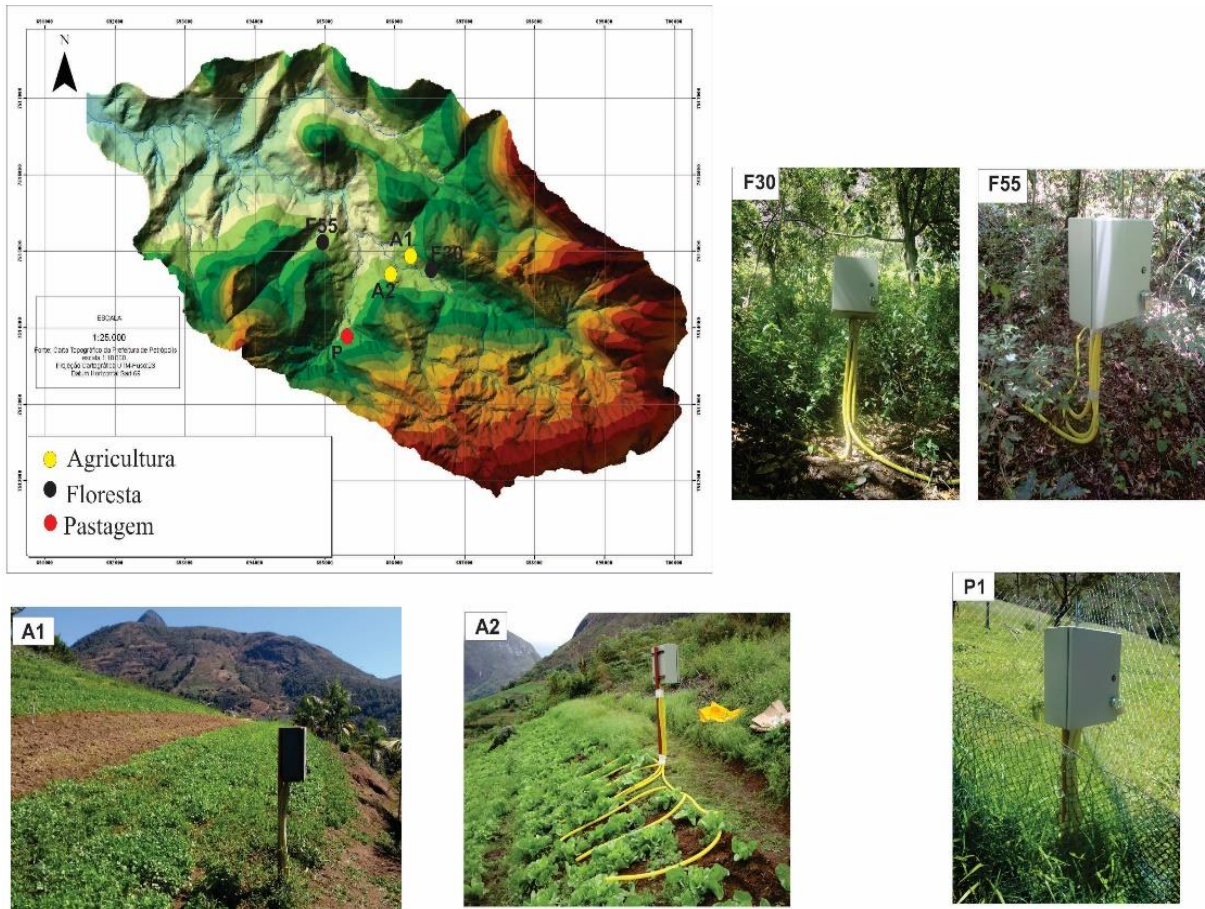


Figura 26: Localização das estações nos ambientes e encostas escolhidas.

Na prática das atividades de campo, que eram realizadas com o propósito de baixar os dados contidos no *datalogger* e a manutenção dos sensores, os dados obtidos eram recolhidos através da interface atribuída ao dispositivo *Watergraph 3.3*. Essa interface é instalada em plataformas eletrônicas, o notebook, e possibilita justamente a configuração da aparelhagem e a realização da transferência dos dados.

Os dados posteriormente recolhidos são arquivados em forma de planilhas no formato “XML” em série trimestral, em seguida anual e finalmente, foram separados os dados dos quatro eventos para análise, recortando a data conforme a seleção da precipitação. Para a organização e preparo dos dados, foi utilizado o software *Excel*, pois possibilita a leitura desses arquivos “XML”.

Conjuntamente, foram inseridos na mesma planilha os dados pluviométricos concedidos pela CPRM e trabalhados conforme explicação no item 5.2. Em seguida, as planilhas ordenadas e finalizadas foram inseridas no software *KaleidaGraph*, que proporcionou a análise de dados e a criação de gráficos para análise dos resultados.

5.3.3 Seleção dos dados Potencial Matricial: análise sazonal e eventos de chuva intensa

O monitoramento feito reuniu dados contínuos de 2009 a 2012 de potencial matricial. Porém, ao longo dos anos monitorados, não foi obtida uma série anual totalmente completa para os demais ambientes, havendo períodos com falta de dados. Regularmente, os gráficos anuais apresentam 3 séries de dados durante o ano.

Assim, na primeira análise sazonal dos dados de chuva e potencial matricial, são apresentados gráficos anuais os quais permitem a verificação dos períodos em que os solos estiveram mais saturados e menos saturados ou secos, acompanhando as estações do ano.

Destes dados anuais, foram realizadas médias do potencial matricial total de cada estação a fim de identificar a estação que obteve maior e menor umidade no conjunto.

Com base na chuva intensa, foram montados gráficos que relacionam estas com o potencial matricial, segundo o tipo de uso e cobertura do solo e profundidade.

Assim, foi utilizado o *KaleidaGraph*, versão 4.5.1, software para construção dos gráficos, o que também permitiu análise de estatística básica. Foram gerados dados na média, mediana, desvio padrão, variância e valores de máxima e mínima. Isso permite a caracterização geral do dado de potencial nos diferentes tipos de uso e cobertura, expressando a influência da vegetação presente.

5.4 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DOS SOLOS

As propriedades físicas foram produzidas por dois momentos, o primeiro nas coletas realizadas em 2009, os quais foram realizadas análises de granulometria, densidade do solo e de partículas, porosidade total, condutividade hidráulica saturada, taxa de infiltração. Todos os ensaios foram realizados no Laboratório de Geomorfologia da UFRJ seguindo os métodos da EMBRAPA, que compuseram a base para a dissertação de Lawall (2010). Os dados de Taxa de Infiltração e Condutividade Hidráulica Saturada foram extraídos de mensurações de campo realizadas em 2009, com uso de infiltrômetro de Anel Duplo e Permeametro de Guelph. Detalhes acerca destes ensaios podem ser conferidos em Lawall (2010). No entanto, estes dados são trazidos para discussão perante a hidrologia dos solos verificada nesta pesquisa.

O segundo momento, é decorrente do processamento e elaboração do mapa de solos da bacia do rio Bonfim, iniciado em 2016 pelos pesquisadores da EMBRAPA SOLOS.

O levantamento de solos foi realizado durante os anos de 2016 e 2017, os quais foram descritos 80 perfis distribuídos na bacia através das diferentes características de paisagem local

guiado pela morfologia do relevo local e uso e cobertura. Este trabalho é produzido pela EMBRAPA Solos que estabeleceu parceria no Projeto RHIMA, na geração dos dados hidropedológicos e classificação dos solos da bacia em escala 1:10.000, como já descrito no capítulo destinado a área de estudo. Assim, estes dados serão trabalhados junto aos resultados e discussões para o entendimento da dinâmica hidrológica dos perfis.

Os dados das propriedades físicas e hídricas auxiliam na caracterização do perfil hidrológico e pedológico onde ocorrem os processos de natureza hidrológica e suas interações e fatores condicionantes que são seguidamente discutidos.

Além disso, a caracterização da paisagem local envolvendo aspectos do relevo como altimetria, declividade, curvatura da encosta, classes geomorfológicas e orientação auxiliam na discussão dos dados pela contribuição destas na distribuição, convergência e perda de água nos sistemas. Essas informações foram extraídas de legendas de mapas ou cartogramas ambientais produzidos na bacia, os quais são utilizados para geração de resultados, porém, não os mapas em si.

6 RESULTADOS

6.1 CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MENSAL E ANUAL DE 2009 A 2012

Em geral, as precipitações entre as três estações observadas (Sítio das Nascentes, Açú e Parque Petrópolis) apresentaram volumes totais anuais semelhantes em Sítio das Nascentes e Açú e inferior em Parque Petrópolis em Itaipava.

Dentre os anos analisados (2009 a 2012), 2009 foi o mais úmido com totais de 1.602,75 mm na estação Sítio das Nascentes, 1.437,5 mm no Açú e 1.248,4 no Parque Petrópolis. Em 2011 as três estações não tiveram registros de dados de agosto a setembro o que impede a comparação com os demais anos. Da mesma forma, em 2012 não há dados no Parque Petrópolis, impedindo também análise comparada.

Na tabela 1, as marcações reforçam a diferença na produção de dados do Parque comparada as estações localizadas nos arredores do rio Bonfim. Em janeiro de 2009, o Parque registrou volume total mensal quatro vezes menor quando comparada a Sítio das Nascentes, por exemplo. Em abril, o dobro foi notado no Sítio com relação ao Açú e Parque Petrópolis.

Em agosto de 2009 os dados são discrepantes das estações no Bonfim com relação ao Parque Petrópolis, que notificou 93,6 mm para 6,75 e 8 mm em Sítio e Açú, respectivamente. Agosto é um mês considerado seco, logo, há dúvida sobre a veracidade do dado pode ser destacada. Outubro de 2009 também apresenta discrepâncias do Parque em relação às demais com precipitação quatro vezes menor no volume total mensal, porém, o mês de novembro apresenta volume de 428 mm no Parque para 310 e 280 mm nas outras estações.

Tabela 1: Dados de precipitação total anual das estações Sítio das Nascentes (S.N.), Açú e Parque Petrópolis (P.P.) entre os anos de 2009 a 2012. Em destaque os valores discrepantes para comparação entre as estações monitoradas.

meses	2009			2010			2011			2012		
	S.N.	Açú	P.P.	S.N.	Açú	P.P.	S.N.	Açú	P.P.	S.N.	Açú	P.P.
Janeiro	326,25	345,75	84,6	143	174,75	141,7	242,25	284	235,4	238,5	261,5	
Fevereiro	142,5	125,5	0,1	139	149,75	0	201	172,5	77,9	67	64,25	
Março	66,25	58,25	95,1	263,75	269,5	96,2	201,5	185	168,2	148,25	131	
Abril	50	26,25	28	198,25	175,25	96,2	69,5	65,5	62,5	278,75	146,75	
Mai	30	24,25	28,4	48,5	38,75	46,1	36,5	23,25	21,5	51,75	54,25	
Junho	37,5	37,25	0	30,75	18,25	14	32	20,25	30,9	0	95	
Julho	47,75	44,25	46,1	36,5	33,75	30,7	2,5	24,75	1,1	0	0	n/d
Agosto	6,75	8	93,6	6,5	3	1	n/d	n/d	n/d	5,25	45	
Setembro	89,75	88	130,5	37,5	37,55	40,1	n/d	n/d	n/d	84	87,5	
Outubro	209,5	198,25	43,9	150,25	125,25	118,6	n/d	n/d	n/d	49	45,75	
Novembro	310,5	280,75	428	225,5	206	185,5	n/d	n/d	n/d	167,75	129,5	
Dezembro	286	201	270,1	304,5	249,5	327,9	n/d	n/d	n/d	22,75	n/d	
Total	1602,75	1437,5	1248,4	1584	1481,3	1098	785,25	775,25	597,5	1113	1060,5	

Em 2010, as diferenças foram apontadas em fevereiro, já que não obteve registro no Parque. Março e abril os dados foram três e duas vezes menores em volume total mensal na estação do Parque Petrópolis, e sucessivamente, junho e outubro para Sítio das Nascentes, com os maiores volumes em detrimento do Açú e Parque Petrópolis. Isto pode estar relacionado ao efeito orográfico das cabeceiras e estações mais próximas a esta seção da bacia, ou seja, Açú e Sítio das Nascentes.

No ano de 2011 não houve dados em todas as estações de julho a dezembro, o que prejudica a análise, porém mais uma vez, o Parque apresentou menor volume em fevereiro e o Açú com dado de 24,75 mm em meio a dois registros de 2,5 mm para Sítio das Nascentes e 1,1mm no Parque, em se tratando de estação seca.

Em Parque Petrópolis não houve registro por quebra e substituição do aparelho, e diante disso, comparando Sítio das Nascentes com o Açú identifica-se volume de 95 mm em Açú no mês de junho, estação seca quando no Sítio não se registra chuva. Da mesma forma, agosto, quando choveu 45 mm em Açú e somente 5,25 mm. Falhas nos equipamentos podem justificar ou precipitação local ocorrida somente no Açú, uma vez que as estações estão em sub-bacias distintas dentro do rio Bonfim, mesmo muito próximas.

Considerando o total de precipitação das estações entre os anos de 2009 a 2011, já que em 2012 o Parque Petrópolis não possuiu dado, constata-se a diferença entre as duas estações localizadas na bacia do rio Bonfim em detrimento a do Parque Petrópolis (Figura 27).

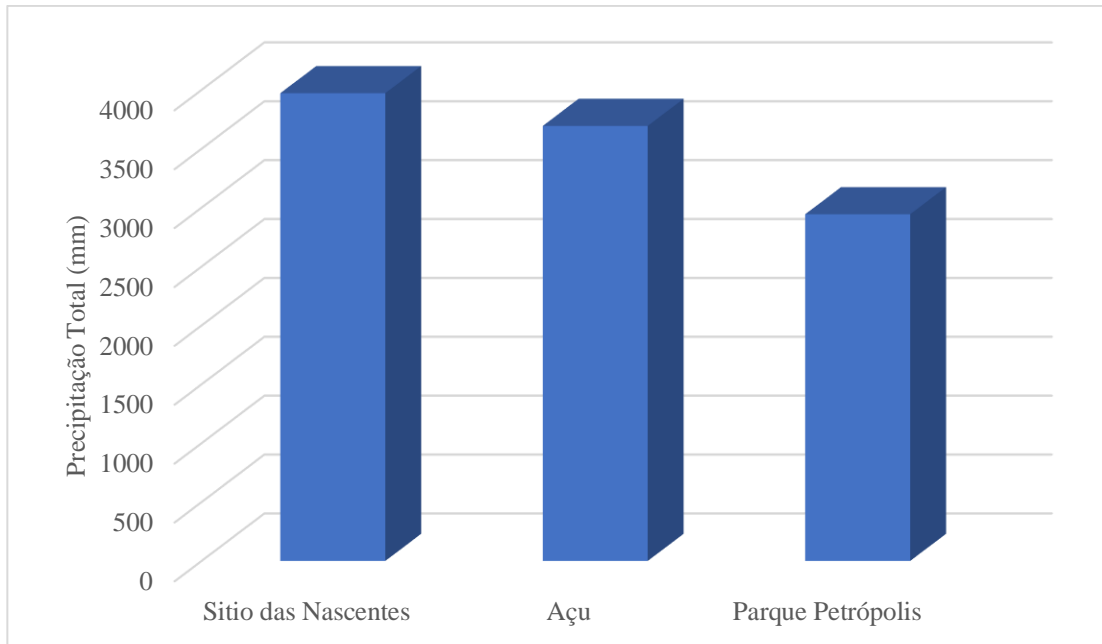


Figura 27: Volume total de precipitação entre 2009 a 2011 para as três estações analisadas, ano de 2012 foi desconsiderado.

Na estação Sítio da Nascente, no período analisado, a entrada de precipitação foi de 3.972 mm para 3.694,05 em Açú e 2.943,9 mm em Parque Petrópolis. Isso assim, com relação ao Sítio das Nascentes, o Parque apresentou 1029 mm a menos na entrada do sistema e 750,60 mm quando comparado com o Açú.

Duas estações do ano bem definidas são destacadas nos gráficos, ou seja, úmida e a seca, com concentração de chuvas entre os meses de outubro a março estendendo a abril, e período seco aguçado entre maio e setembro, Figura 28.

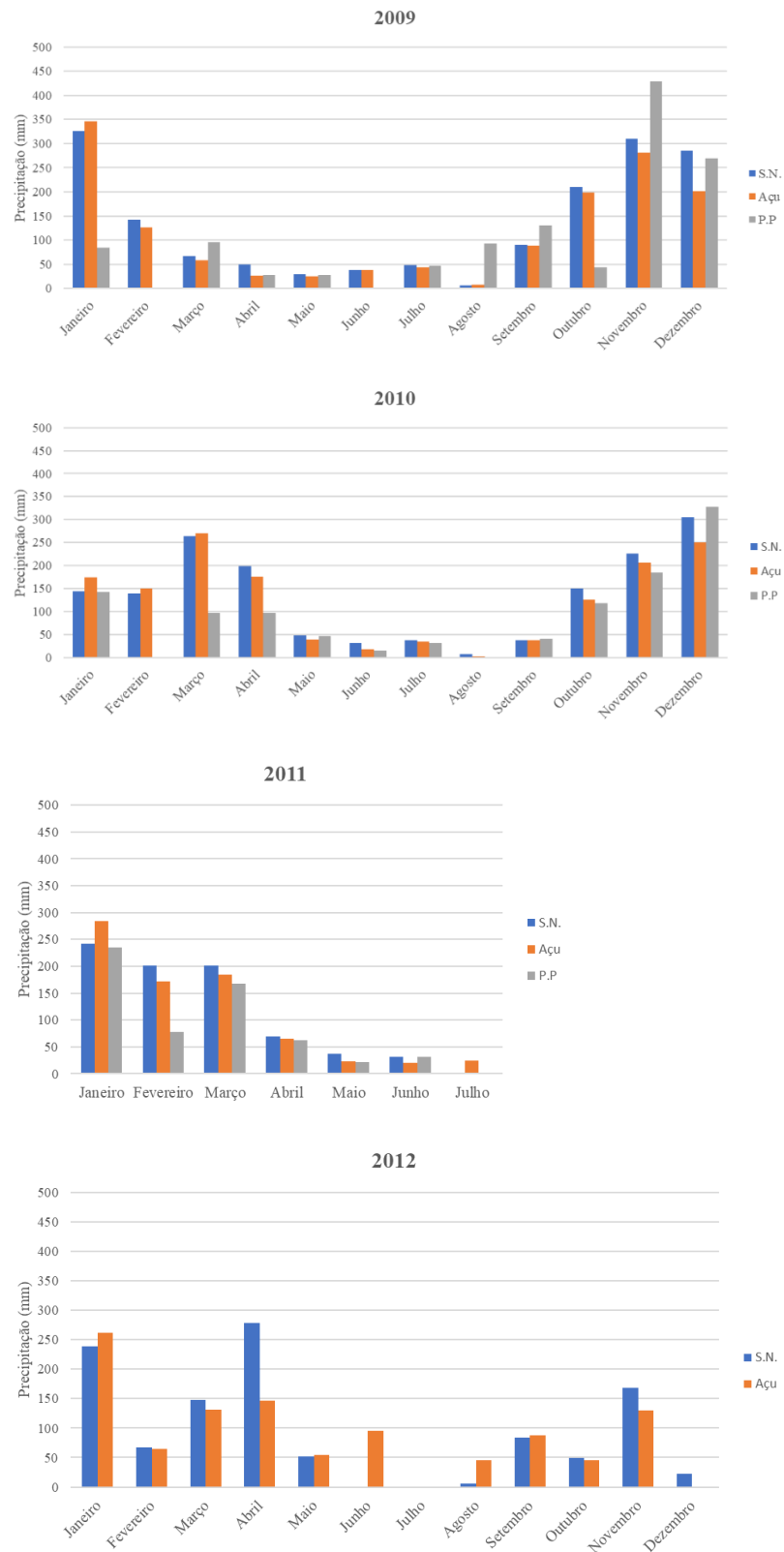


Figura 28: Precipitação total mensal entre os anos de 2007 a 2012 na estação Sítio das Nascentes (S.N.), Açú e Parque Petrópolis (P.P)

Na análise dos dados entre as estações, a regularidade em Sítio das Nascentes gerou a escolha desta estação para a sequência dos estudos mais detalhados como apresentados na metodologia. Assim, o comportamento das precipitações em Sítio das Nascentes pode ser visto nos gráficos de chuva acumulada para os anos de 2009 a 2012 (Figura 29) os quais apresentam os saltos ou mudanças de “input”, que significam a concentração de chuvas com alto volume de outubro a março, com parte central, ou inverno, mais seco e com poucas mudanças. A chuva representa os quatro anos analisados, ressaltando o ano de 2011 o qual apresenta dados de janeiro a julho apenas.

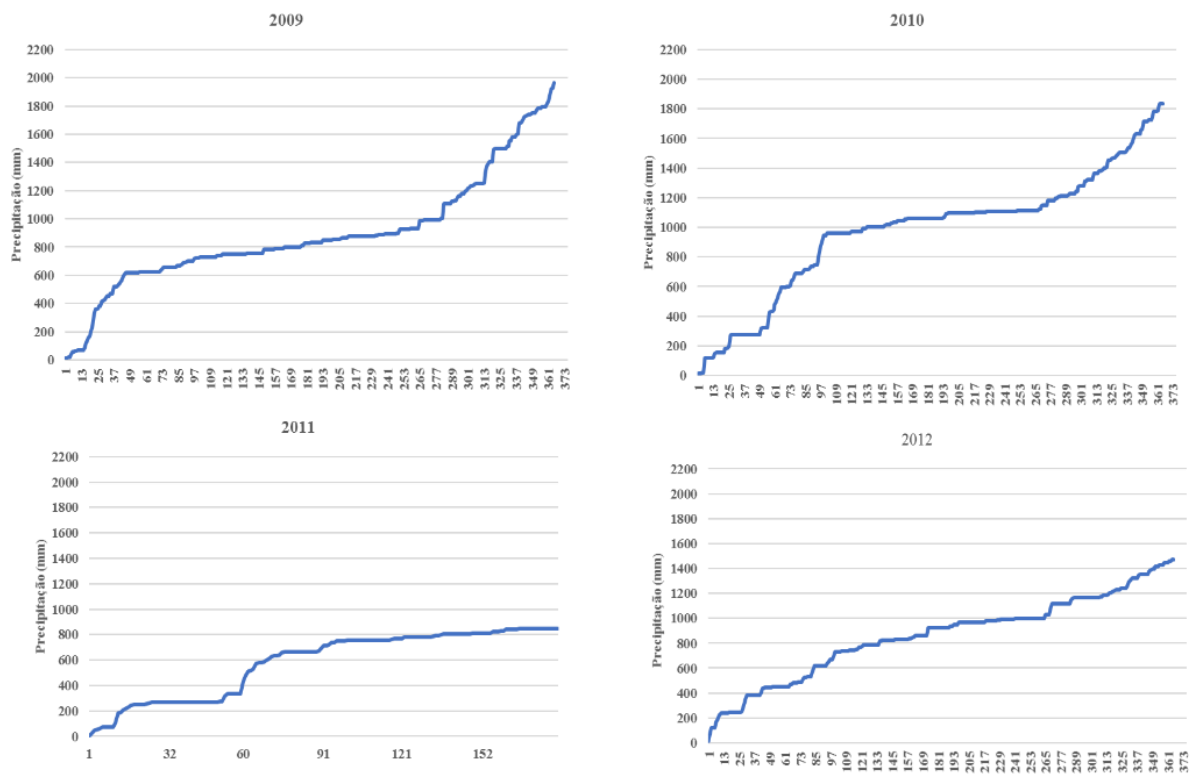


Figura 29: Chuva acumulada entre os anos de 2009 a 2012, estação Sítio das Nascentes. Valores no eixo X simbolizam os dias do ano.

Observando o gráfico de chuva acumulada para o ano de 2009, podem-se notar os limites críticos em janeiro e que 50% da precipitação que atingiu a bacia em 2009 estiveram concentradas nos três meses últimos meses do ano. Já o ano de 2010, nos três primeiros meses tiveram maiores entradas de chuva comparada a 2009 e depois nos meses de final de ano, como é comportamento normal. O ano de 2011, embora tenha apenas os seis primeiros meses, observa-se que a precipitação dobrou entre os meses de março e abril. E para 2012, estação seca marcada, mas de janeiro a abril o ano foi bem chuvoso com chuvas distribuídas no intervalo.

6.2 CARACTERIZAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DO TOTAL DA PRECIPITAÇÃO DIÁRIA ENTRE 2009 A 2012

Seguindo a classificação das precipitações, apresentado na metodologia, conforme o volume total diário, quatro classes foram criadas conforme a tabela 2, e a partir desta pode-se notar que a classe 01 (chuva fraca) foi mais representativa com chuvas de abaixo de 10 mm no total diário. Para os anos 2009, 2010, 2011 e 2012, verificou-se respectivamente 103, 106, 74 e 45 ocorrências.

Tabela 2: Classificação da Precipitação total diária na bacia do Bonfim, estação Sítio das Nascentes entre os anos de 2009 a 2012.

Classes de Precipitação	Total de precipitações conforme as classes				Total
	por ano				
	2009	2010	2011	2012	
Classe 01: menor que 10 mm	103	106	74	45	328
Classe 02: entre 10 a 25 mm	41	28	31	29	129
Classe 03: entre 25 a 40 mm	8	11	9	13	41
Classe 04: maior que 40 mm	11	13	7	6	37
Total	163	158	121	93	535

As precipitações consideradas moderadas a fortes (25 a 40 mm/dia) atingindo as chuvas intensas, maiores que 40 mm, aparecem em menor frequência. A partir do registro das chuvas intensas, que é o maior interesse nesta pesquisa, quatro períodos que continham precipitações diárias acima de 40 mm foram selecionados para a correlação com os dados de potencial matricial.

O quadro 4 apresenta quatro eventos de chuva em períodos com datas iniciais e finais, e dentro deste intervalo, as precipitações ocorridas durante este intervalo. Como por exemplo, o evento 01 com duração de 21 dias, teve no total de volume precipitado 203, 5 mm, ocorrido no mês de novembro de 2009. Neste período de 21 dias, ocorreram 5 chuvas com alta intensidade horária, dentre elas, quatro situadas na classe de chuva intensas, com volume total diário acima de 40mm.

Além do volume total diário observado, considera-se o volume de cada chuva e a intensidade horária com o devido pico de chuva concentrada. Assim, para o evento 01, no dia 10 de novembro foi registrado precipitação que teve duração de 3h:30 minutos, total de 45,75 mm, sendo que a maior intensidade esteve entre 16:00h e 17:00 h com total de 31mm.

Depois de P1, no dia seguinte (11/11/2009) aproximadamente 24 horas depois da primeira chuva, ocorreu a segunda, P2, com maior duração, total de 5:30h com volume de 56,75 mm e pico de intensidade entre 22:00h e 23:00h e 33 mm para esta hora. No dia 12/11/09, a precipitação (P3) foi constante, longa duração, 12h com chuva mais fina, totalizando 12,25 mm que mantém a umidade local. Não houve picos e sim chuva constante de 0,5 mm por hora entre 15:00h e 3:00h do dia 12 para o dia 13/11/2009.

Quadro 4: Eventos de Precipitação com presença de chuvas intensas na bacia do rio Bonfim, dados da estação Sítio das Nascentes, destaque para intensidade (mm/h) e os eventos de chuva intensa.

Evento	Intervalo em dias do evento	Volume Total do período (mm)	Total de Chuvas	Data de ocorrência	hora inicial e final da chuva	duração total da chuva (h)	volume total da chuva (mm)	hora de maior volume	Intensidade de (mm)
1	02 a 23 de novembro de 2009	203,5	5	10/11/2009	15:30 as 19:00	03:30	45,75	16:00 as 17:00	31
				11/11/2009	20:30 as 3:00	06:30	56,75	22:00 as 23:00	33
				12/11/2009	15:00 as 3:00	12	12,25	sem pico	sem pico
				16/11/2009	20:30 as 23:30	3	45	22:00 as 23:00	21,5
				17/11/2009	4:30 as 6:00	02:30	15,75	23:00 as 24:00	20,2
2	18 de janeiro a 02 de fevereiro de 2010	122,25	2	21/01/2010	22:00 as 2:00	4	21,5	5:00 as 6:00h	15
				25/01/2010	15:30 as 21:00	04:30	85	22:00 as 23:00	18,7
3	06 a 20 de janeiro de 2011	182,75	3	10 e 11/01/2011	22:00 as 9:30	09:30	32,75	15:30 as 16:30	58
				11 e 12/01/2011	20:00 as 5:00	9	76	22:00 as 23:00	12,2
				17/01/2011	16:00 as 17:00	1	21,25	00:00 a 01:00	52,2
4	De 06 a 14 de janeiro 2012	131	2	P1= 06/01/2012	15:00 as 17:30 h			16:00 as 17:00	21,2
				P2=08 a 09/01/2012	18h a 18h	24	49,25	15:30 as 16:30	sem pico

P4 ocorreu no dia 16/11 com três horas dentre as quais duas horas de chuvas intensa, entre 22:00h e 23:00h e 23:00h a 24:00h totalizando o volume de 41,75 mm. E depois na mesma madrugada, das 4h:30min as 6:00h de 17/11 outra chuva, P5, com 15mm de intensidade horária entre 5:00h e 6:00h, chuva fraca a moderada, mas em solo já úmido.

No gráfico de chuva acumulada para o evento 01 (figura 30) entre os dias 09 e 17 de novembro de 2009 houve mudança súbita de comportamento da chuva a qual a bacia do rio Bonfim recebe de forma abrupta picos de chuva que são concentrados entre os dias 10 a 14, com mais de 100 mm acumulados.

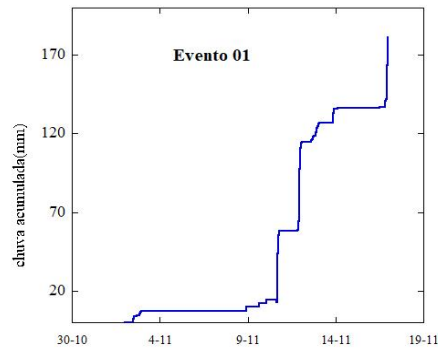


Figura 30: Chuva acumulada no evento 01 entre os dias 02 a 19 de novembro de 2009, dados da estação sítio das nascentes.

Pela forma do gráfico de chuva acumulada, aponta-se para período de chuvas fracas, até 10 mm, entre o dia 02 ao dia 10 de novembro e depois entradas com chuvas intensas em três momentos que foram de 10 mm a 180 mm em sete dias.

O evento 02 teve o intervalo entre 18 a 02 de fevereiro de 2010 com duas chuvas (P1 e P2). Nos 13 dias do evento, o total de chuva foi de 122,25 mm, sendo que no dia 21 houve precipitação de 21,5 mm e no dia 25 de janeiro, 85 mm. Com relação a intensidade de chuva, para P1 do evento 2 a chuva foi de 4 horas de duração, com pico horário entre 22:00h e 23:00h de volume 18,5 mm, considerada chuva moderada.

Já a P2, com duração de 5h:30min teve 58 mm de intensidade horária entre 15h:30min a 16h:30min. No gráfico de chuva acumulada, figura 31, a chuva intensa está marcada o qual se percebe que entre os dias 18 a 21 de janeiro acontecem precipitações fracas, abaixo de 10 mm, com primeira verticalização no dia 21, marcando a P1 e em seguida, algumas pequenas entradas para a mudança abrupta no dia 25, rápida elevação em mm do gráfico. A diferença entre o início da chuva intensa e o fim é de 80 mm, exatamente o valor do volume precipitado em P2. Depois cessa a chuva até o final do período observado, ou seja, dia 02 de fevereiro, com 7 dias sem entrada de precipitação.

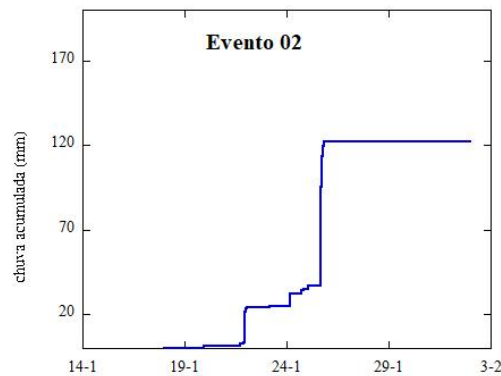


Figura 31: Chuva acumulada no evento 02 entre os dias 18 de janeiro a 02 de fevereiro de 2010 dados da estação sítio das nascentes.

Interpretando o evento 03 que estende de 06 a 20 de janeiro de 2011, abrangendo o período do megadesastre da Região Serrana, este teve o total de 182 mm para duas chuvas observadas. A primeira com duração de 12 horas, entre os dias 10 e 11 de janeiro, totalizando 32,75mm e pico de intensidade entre 22:00h e 23:00h do dia 10, com 13,25mm. Já no dia 11 de janeiro, entre 20:00h e 5:00h do dia 12, houve precipitação (P2) de 76 mm com intensidade máxima horária entre 23h:30min e 00h:30min do dia 12 de volume igual a 43 mm, seguido de 18 mm, entre 01:00h e 02:00h.

O evento 03 teve precipitações de maior duração permitindo a manutenção da umidade constante para a bacia, destacada no gráfico de chuva acumulada. Início do período com chuvas fracas, mais de 100 mm entre o dia 10 e 12 de janeiro e “inputs” constantes até o dia 18 cessando em 22. Após o maior salto de chuva acumulada mais 40 mm são verificados em chuvas fracas e moderadas notadas na forma do gráfico.

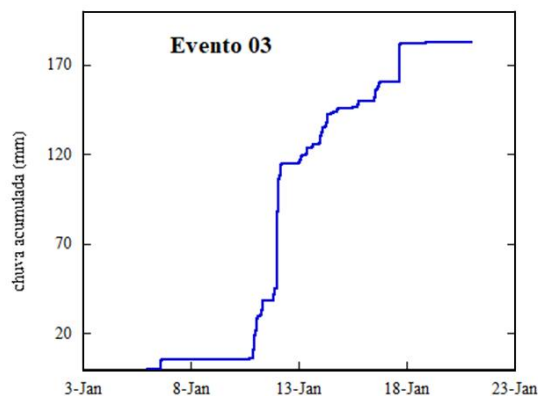


Figura 32: Chuva acumulada no evento 03 entre os dias 06 a 22 de fevereiro de 2011 dados da estação sítio das nascentes.

Por fim, o evento 04 entre os dias 06 a 14 de janeiro de 2012, com total de 131 mm em duas chuvas, a primeira em 06 de janeiro e a outra entre o dia 08 e 09 de janeiro. Chuva intensa em P1 no dia 06 concentrada na intensidade horária ou maior pico de 39,5 mm entre 16h:30min e 17h:30min, sendo que a duração total de 2h:30min (15:00h as 17h:30min). A P2 do evento 04 teve especificidade de ser de longa duração, 24h entre 18:00h de 08 a 18:00h do dia 09 de janeiro, com volume total de 49,25 mm. Logo, tem-se a particularidade de um evento com duas chuvas com volumes similares e intensidades diferentes, permitindo comparações entre os efeitos na hidrologia dos solos.

Do dia 16 teve duração de chuva de 1 hora, entre 15h:30min e 16h:30min com intensidade 19 mm. O gráfico de chuva acumulada apresenta estas duas entradas e a manutenção com chuva fraca entre 06 e 16, data do segundo salto (Figura 33).

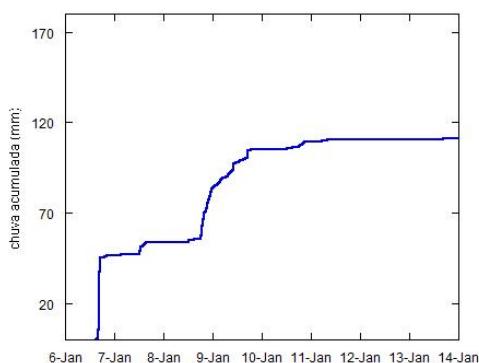


Figura 33: Chuva acumulada do evento 04 entre os dias 06 a 14 de janeiro de 2012.

Esses quatro eventos foram escolhidos para que possam relacionar a resposta dos sensores de potencial matricial, itens a seguir nos resultados. Com isso é possível identificar a dinâmica hidrológica dos solos e seus principais fatores condicionantes.

6.3 CARACTERIZAÇÃO DO POTENCIAL MATRICIAL TOTAL/UMIDADE INDIRETA NOS PERFIS DE SOLOS DA BACIA DO RIO BONFIM

Como resultados da pesquisa, são obtidos gráficos de segmento, que demonstram o comportamento contínuo do potencial matricial do solo (em kPa) nas diferentes profundidades examinadas (10 cm, 20 cm, 50 cm e 80 cm) para cada ambiente analisado (floresta, agricultura e pastagem) na bacia do rio Bonfim.

Na interpretação desses gráficos, os dados contínuos dos sensores quando os valores de potencial matricial próximos a 0 kPa, o perfil do solo se apresenta próximo da saturação ou

já se encontra saturado. Nesse alcance dos sensores, o estado de energia da água é baixo, tendo mais umidade e uma menor tensão da estrutura porosa do solo e a água, que se encontra facilmente disponível. O contrário pode ser visto quando os mesmos distanciam de -100 kPa, indicando alta tensão para permanência da água no solo.

Os dados de potencial matricial foram utilizados de duas formas: a primeira apresentada retrata os dados sazonais entre os anos de 2010 a 2015, descartando o início do monitoramento em setembro de 2009. Procurou-se identificar diferenças e padrões da umidade indireta do solo entre os regimes sazonais de verão e inverno. Para a segunda forma, foram selecionados intervalos dentro do regime úmido para avaliar a dinâmica do perfil do solo frente às chuvas intensas no que tange a presença de água no solo.

6.3.1 Análise sazonal dos dados de potencial matricial nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo

As médias do potencial matricial total entre os anos de 2010 a 2012), nos primeiros um metro de solo, indicam que os ambientes florestados, como em F55 e F30, possuem menores valores de potencial matricial representando ambiente mais seco. Para as agriculturas A1 e A2, os valores são mais altos, próximos a saturação, indicando mais úmidos, maior retenção, como pode-se observar a figura 34.

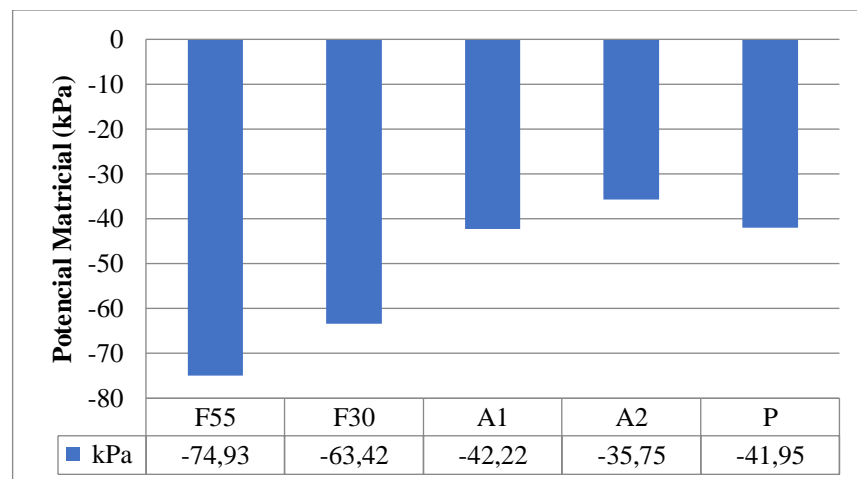


Figura 34: Média total do potencial matricial no primeiro metro de solo entre os anos de 2010 a 2012 para florestas (F30 e F55), agriculturas (A1 e A2) e Pastagem (P).

Associação dos dados de potencial matricial e precipitação em escala anual, é apresentada na figura 35. Pela proximidade observada entre as florestas e agriculturas nesta escala temporal, optou-se em apresentar os resultados de uma floresta, F55 foi a escolhida, uma agricultura, com A1 e a pastagem.

A figura 35 apresenta a distribuição dos dados de potencial matricial na floresta para 2010, 2011 e 2012. Os menores valores estão marcados nos sensores mais próximos a superfície, 10 e 20 cm. Quanto à sazonalidade, nos períodos de inverno, baixos valores são encontrados indicando maior tensão para retenção da água no solo. Sensores a 50 e 80 cm estão com menor tensão, o que pode indicar maior presença de água nessas profundidades.

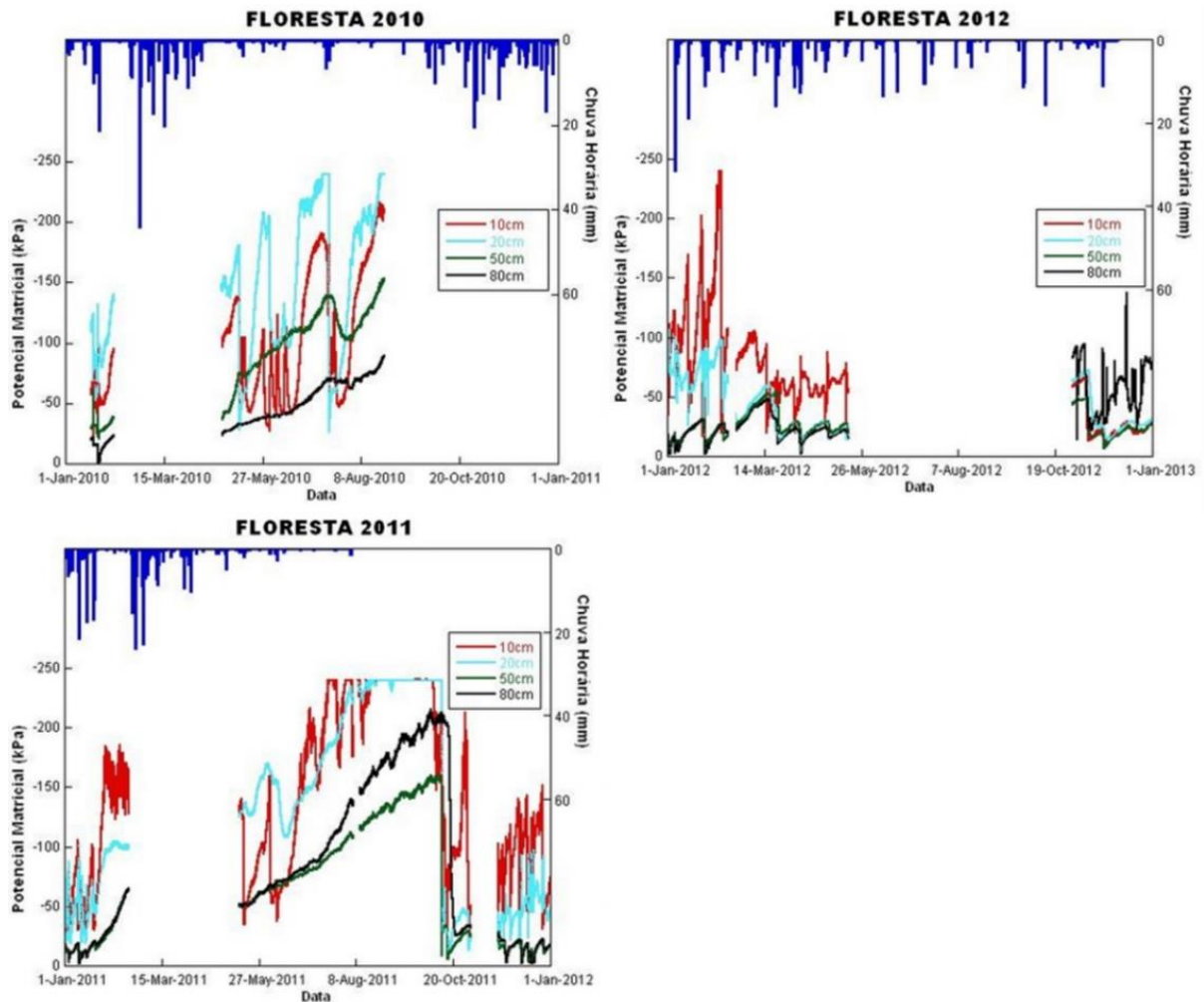


Figura 35: potencial matricial de F55 nos anos de 2010 a 2012, análise sazonal com a precipitação.

Os valores do potencial matricial e sua variação ocorrem entre -50 kPa à -250 kPa, gerando assim uma maior tensão ou potencial matricial. Ao observar esse padrão, é verificada uma singularidade no início da medição (ano de 2010), em razão do sensor de 20 cm se apresentarmos mais seco que as demais profundidades, fato presenciado somente nesse ano. Em 2011 e 2012, é observada uma maior oscilação no sensor de 10 cm, dessa maneira, mais sensível ao ganho e à perda de água.

Os sensores de 50 cm e 80 cm obtiveram um desempenho uniforme. Nessas medidas, os valores de potencial matricial ficaram em torno de 0 kPa à -150 kPa nos dois primeiros anos,

implicando numa perda do conteúdo de água no período seco. No ano de 2012, os sensores estão concentrados por volta de 0 kPa à - 50 kPa, ficando mais estáveis e com maior conteúdo de água no sistema.

Ao compreender a ação dos sensores estabelecidos na área agrícola (Figura 36), também se presencia dois padrões, que são parecidos com a floresta quando ao que acontece na superfície, na zona de raízes e na intermediária da zona não saturada. O primeiro, nas profundidades de 10 cm e 20 cm, os sensores demonstram uma variação abrupta, entre -10 kPa à -250 kPa, da estação mais úmida para a estação mais seca, respectivamente. Essas oscilações para os sensores a 50 e 80 cm apresentam menores variações anuais, atingindo -100 kPa como máximo, principalmente no inverno, período mais seco.

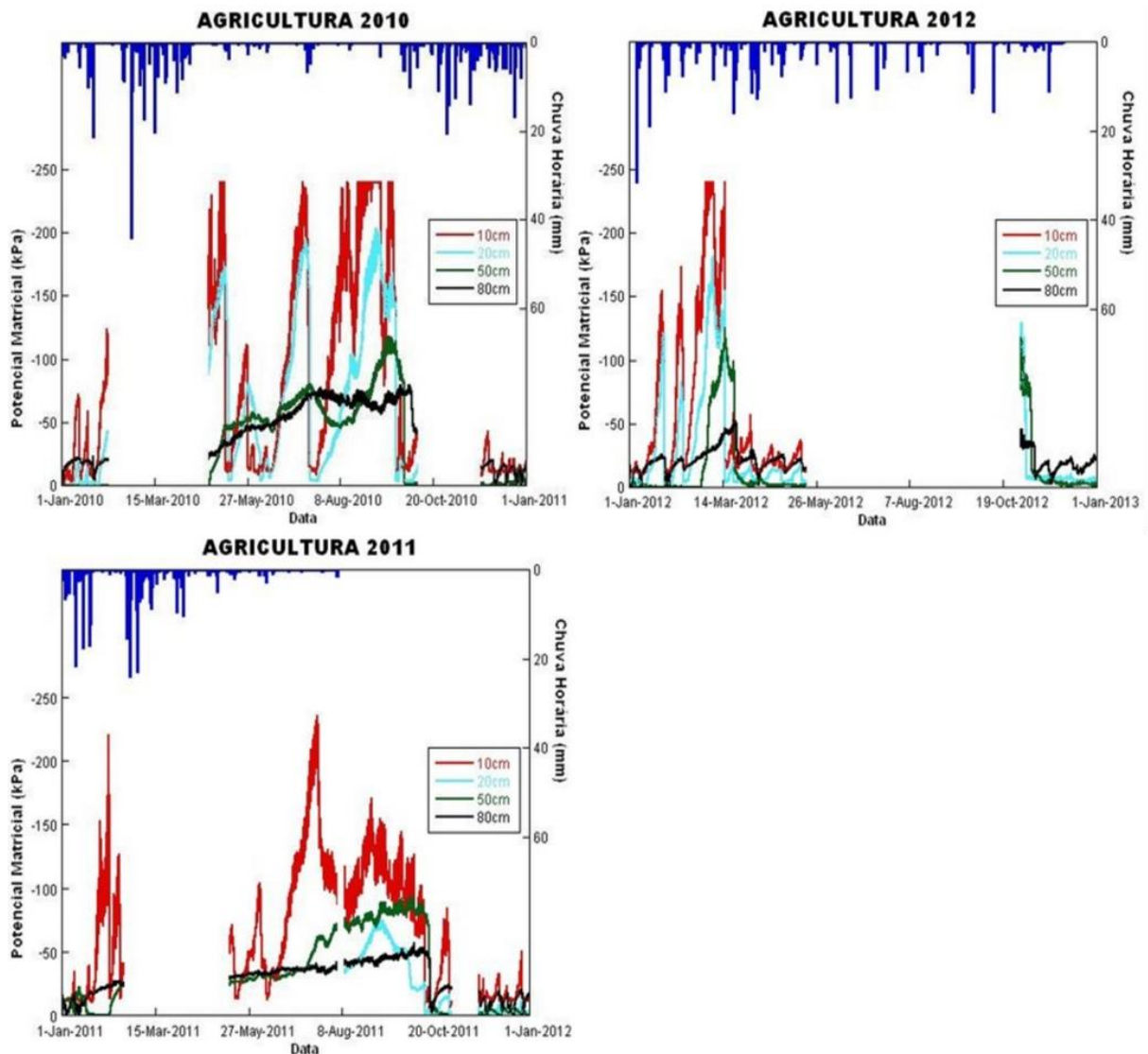


Figura 36: Potencial matricial de A1 nos anos de 2010 a 2012.

Na Pastagem, embora com poucos dados para série anual, apresenta menores oscilações quando comparado a floresta e agricultura, porém, há drenagem dos sensores mais profundos durante o período de inverno (Figura 37). Assim, a ideia é de um único padrão, pois ao observar os dois primeiros anos, vemos que o desempenho é bastante similar entre os sensores.

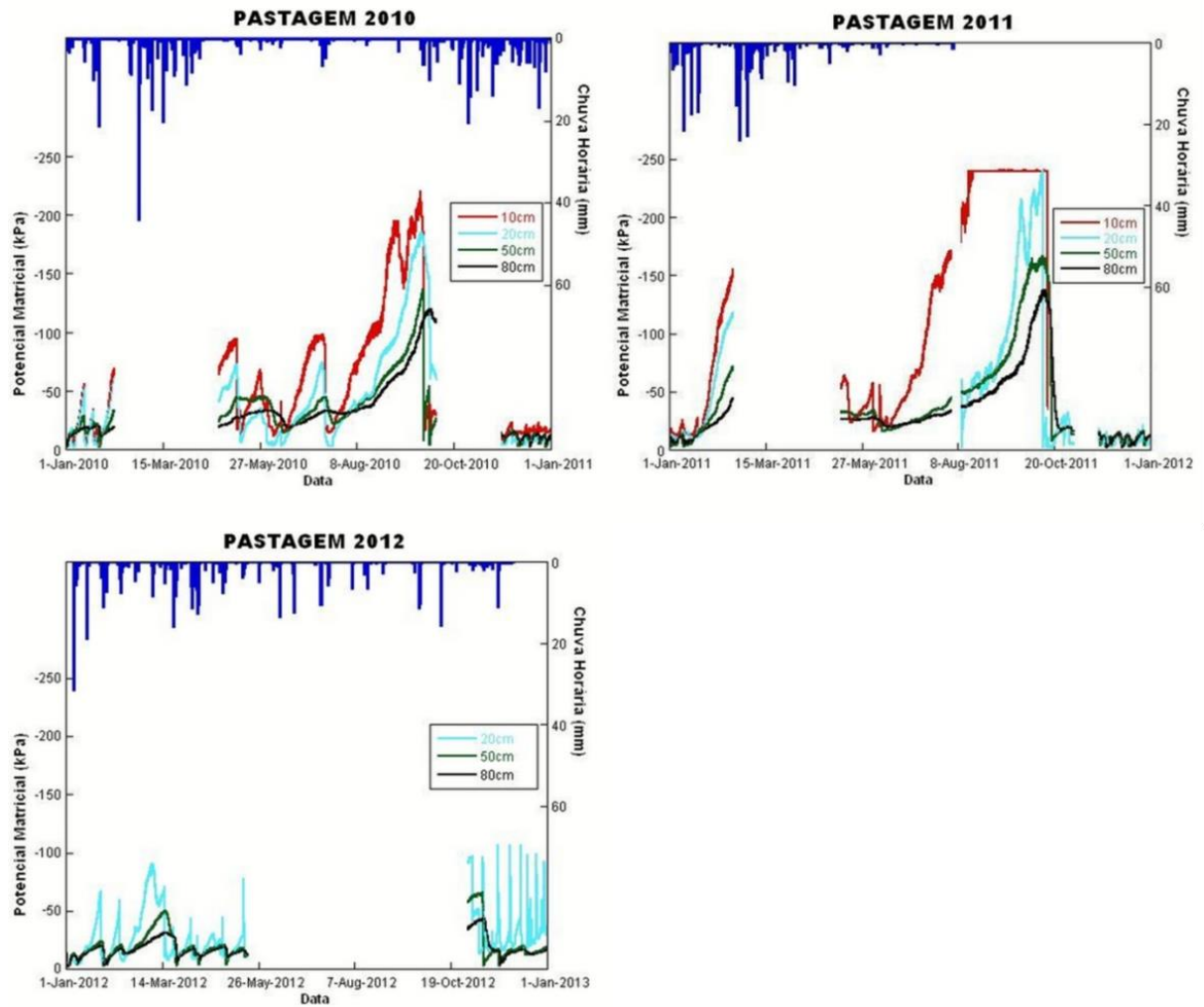


Figura 37: Potencial matricial de P1 nos anos de 2010 a 2012.

Todos os sensores atestam o aumento e diminuição do potencial matricial conjuntamente. A maior parte da variação dos sensores no ano de 2010 prevalece entorno de 0 kPa à -100 kPa. No ano seguinte, em 2011, essa oscilação aumenta para -150 kPa, mas em ambos os anos não são observadas variações abruptas nesse ambiente.

O desempenho é diferente apenas para 10 cm, que drena mais rapidamente no ano 2011 em relação a 2010. No ano de 2012, esse desenho dos sensores muda moderadamente ao

final do ano. Os sensores se sustentam entre 0 kPa à -100 kPa, tendo os sensores mais superficiais (10 cm e 20 cm) uma variação abrupta e uma aproximação dos valores de -100 kPa, enquanto os sensores de 50 cm e 80 cm estão mais estáveis, ficando por volta de 0 a -50 kPa.

A partir desses resultados foi possível observar as flutuações sazonais marcadas pela sazonalidade climática local. Destes dados desmembra-se a análise pela relação entre as chuvas intensas e o potencial matricial e os reflexos dessa relação para a hidrologia dos solos.

6.4 ANÁLISE DOS DADOS DE POTENCIAL MATRICIAL NOS DIFERENTES TIPOS DE USO E COBERTURA DO SOLO A PARTIR DOS QUATRO EVENTOS DE CHUVAS INTENSAS

Perante os quatro eventos selecionados para precipitação e relação com potencial matricial, processos e condicionantes, a partir da média dos potenciais matriciais do perfil (até um metro de solo) para cada evento (Figura 38), percebe-se que florestas possuem os valores mais negativos de potencial matricial, menos saturado, ao passo que a agricultura e a pastagem, principalmente, mais próximo a zero, perto da saturação.

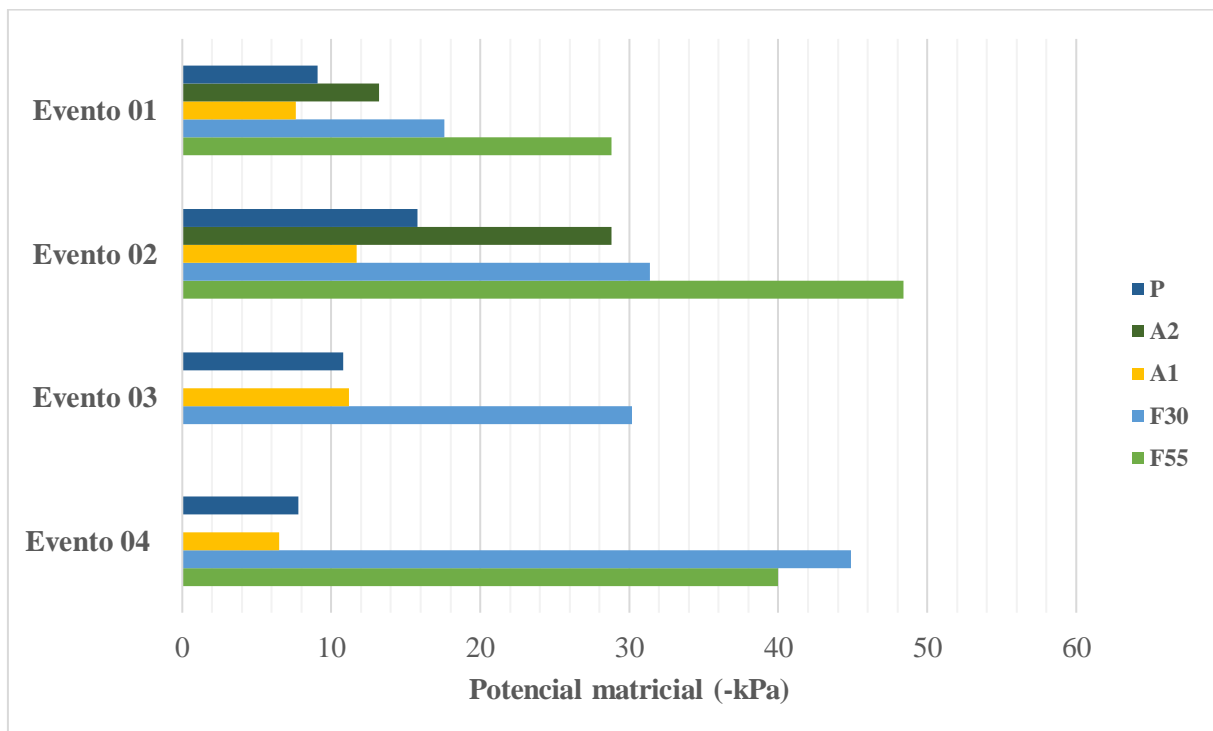


Figura 38: Média do potencial matricial do perfil de solo durante cada evento de chuva intensa.

O primeiro evento foi o mais úmido e o segundo o mais seco, quando se compara a chuva com os dados de média do primeiro metro de solo de todos os ambientes estudados. A resposta das estações monitoradas tiveram maior umidade no evento 01 e menor em 02, com evento 4 apresentando maiores amplitudes entre o potencial visto nos ambientes florestais para o de agricultura e pastagem. Comparando os eventos de chuva com a umidade do solo pelo potencial matricial, torna-se claro o papel das variáveis analisadas, ou seja, a cobertura da terra, características dos solos e umidade antecedente.

6.4.1 Evento 01: Pré-evento chuvoso – período com três chuvas intensas

O evento 01, que retrata um período entre o dia 02 a 23 de novembro de 2009 foi marcado por chuva prévia a data selecionada, com isso, as chuvas intensas ocorrem sobre solo úmido, a partir da umidade antecedente.

Na tabela 3, constata-se o período úmido uma vez que o mês de outubro de 2009 teve total de 246 mm, sucedido por novembro com 344,1. Deste total em novembro, 59,1% do volume precipitado encontra-se no período selecionado para o evento 01 correspondendo ao período de 02 a 23 de novembro. Na mesma tabela 3, é possível verificar que os 7 dias que antecederam o evento 01 (pré-evento) houve entrada de chuva na bacia de 59,3 mm. Posteriormente, os 7 dias após o evento 01, a precipitação permanece gerando entrada de 84,7 mm.

Tabela 3: Volume total da precipitação nos meses de outubro e novembro de 2009, seguido do volume total do evento 01 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 1. Destaque em amarelo para a precipitação total do mês de novembro.

DESCRIÇÃO	P. TOTAL (mm)
Outubro	246,0
Novembro	344,1
Evento 01	203,5
Pré-evento	59,3
Pós-evento	84,7

Sobre estas condições pode-se perceber, no geral, que os ambientes florestados principalmente em F55 possuem os maiores valores de média e intervalo entre a máxima e

mínima juntamente com desvio padrão, tabela 4. Para além de F55, a sequência dos dados apresenta F30, A2, A1 e o ambiente com os valores próximos a saturação, em P.

É possível identificar que as maiores médias estão, além dos ambientes florestados, nos sensores mais próximos a superfície, existindo, portanto, aproximação nos valores de potencial matricial médio nos distintos ambientes nas profundidades de 50 e 80 cm. Com relação ao desvio padrão e variância, os dados são mais homogêneos em A1, A2 e P que em floresta, indicando maior flutuação e heterogeneidade dos dados de potencial matricial.

Tabela 4 : Estatística básica dos dados do evento 01 dividido em área e profundidade do perfil com valores de mínima, máxima, media mediana, desvio padrão e variância, em kPa (os valores são negativos).

Áreas	Prof.	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	D.P	Variância
F55	10 cm	23	87	40,4	40	9,7	94,2
	20 cm	15	99	46,2	46	12,1	148
	50 cm	9	52	19,6	13	5,2	27,9
	80 cm	1	9	9,3	11	5,6	31,9
F30	10 cm	5	73	24,4	22	11,2	126
	20 cm	7	43	18,8	17	8	64,4
	50 cm	2	21	12,7	13	4,5	21
	80 cm	2	26	14,7	15	6,4	41,2
A1	10 cm	0	19	8,8	7	6,8	46,7
	20 cm	0	36	1,6	1	3,8	14,7
	50 cm	1	17	10,3	11	4,6	21,7
	80 cm	2	17	9,7	10	4,5	21
A2	10 cm	1	34	13,4	11	7,4	55,8
	20 cm	12	42	19,4	18	4,4	19,4
	50 cm	1	17	10,3	11	4,6	21,7
	80 cm	2	17	9,7	10	4,5	21
P	10 cm	2	33	10,9	7	8,9	80,6
	20 cm	1	27	7,5	3	8	64,1
	50 cm	2	18	8,9	10	4,7	22,4
	80 cm	2	16	9,2	10	3,6	13,6

Entre a máxima e a mínima encontrada nos dados, a floresta em F55 atingiu os menores valores -87, -99, -52 kPa para os sensores posicionados a 10,20 e 50 cm. Ao passo que no ambiente de pastagem, a máxima foi de -33, -27 e -18 kPa, para as respectivas profundidades, ou seja, duas a três vezes mais próximos a saturação, com baixo estado de energia da água no solo. As máximas entre a pastagem e agricultura apresentaram valores próximos.

Para os valores mínimos, com exceção de F55, os demais ambientes apresentaram valores de saturação, próximo ao estado nulo de energia ou poro pressão positivo. Apenas o

sensor a 80 cm em F55 os dados aproximaram aos vistos nos demais ambientes no valor mínimo próximo a saturação. F30 aproximou-se de A1, A2 e P para os valores de baixo estado de energia, indicando saturação em todos estes ambientes.

No ensaio estatístico, no geral, os dados de florestas apresentaram maiores variações entre os ambientes e com relação a profundidade dos sensores. No gráfico de representação das médias fica marcado a diferença dos ambientes e no perfil do solo dos dados em relação a variação do potencial matricial, Figura 39.

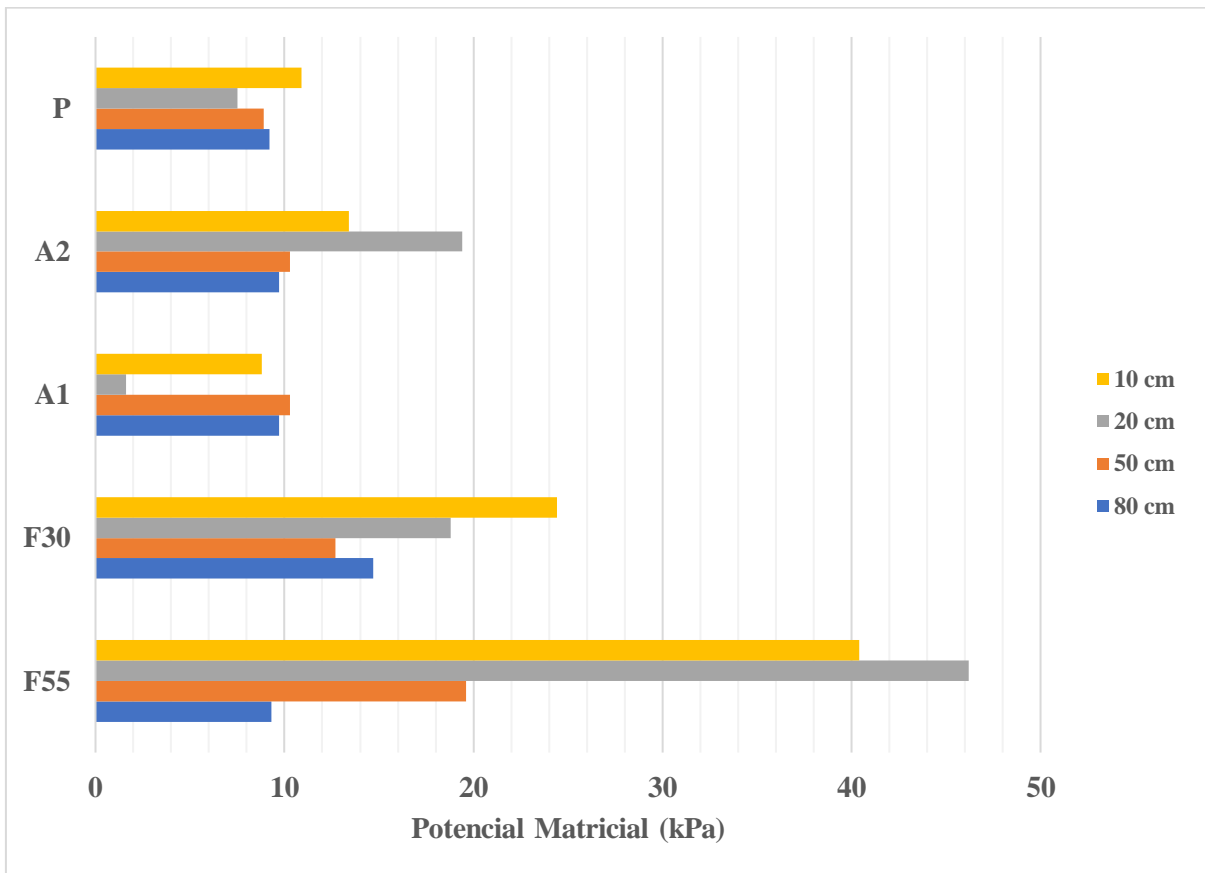


Figura 39: Gráfico de médias dos valores de potencial matricial nas profundidades de 10,20,50 e 80 cm em relação aos tipos de uso e cobertura, recorte temporal do evento 01 (valores de kPa negativos)

Na busca pelo comportamento da água no solo diante aos eventos de precipitação recortados pelo evento 01, na figura 40, essas relações e diferenças entre os ambientes tornam-se mais claras envolvendo a resposta dos sensores em relação às precipitações do evento 01.

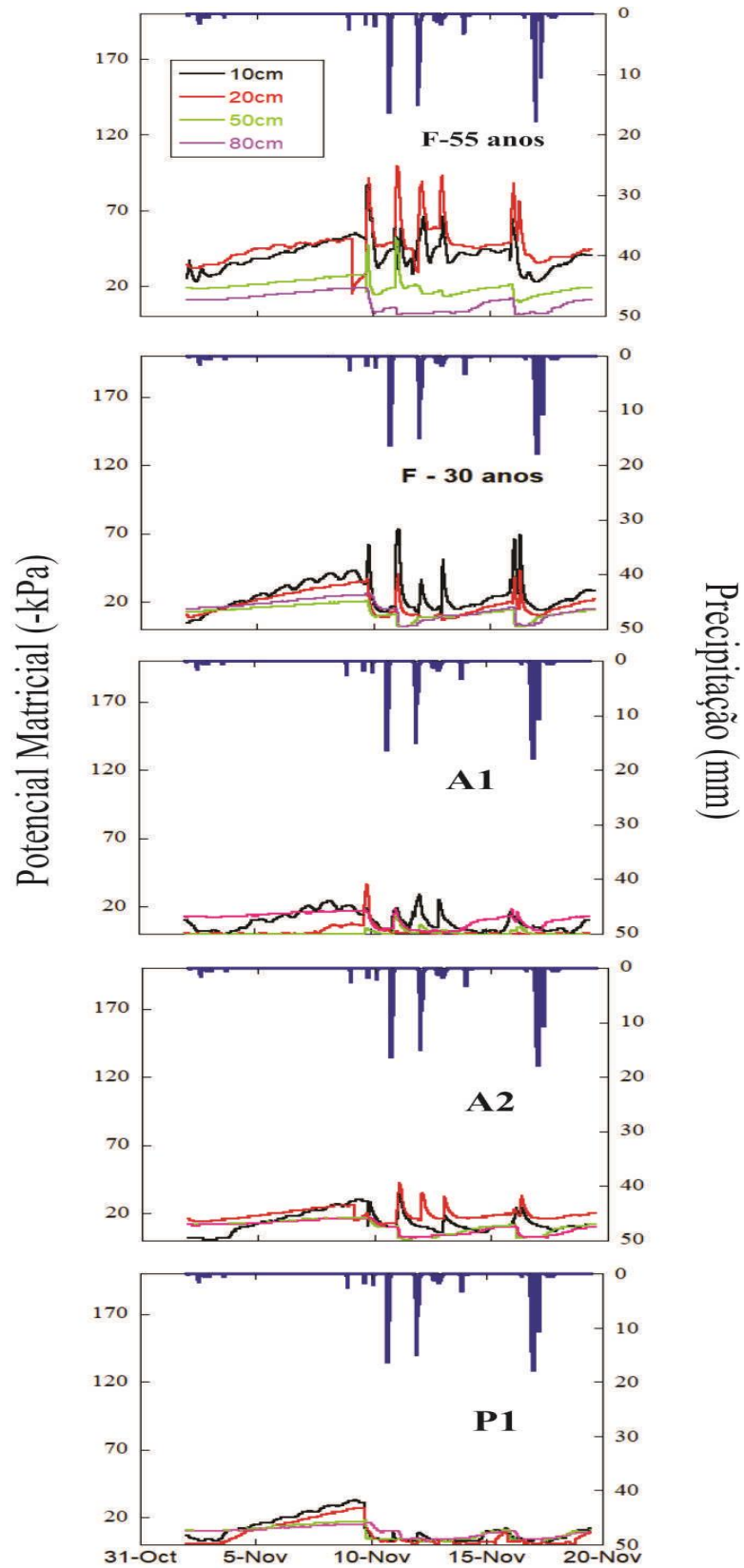


Figura 40: Relação chuva e potencial matricial nos diferentes tipos de uso e ocupação do solo nas profundidades de 10, 20, 50, 80 cm para o evento 01, novembro de 2009. (valores negativos de potencial matricial).

Percebe-se que, dado o volume de precipitação no pré-evento, os sensores iniciam próximos ao ponto de saturação, zero, exceto em F55 no qual os sensores a 10 e 20 cm permanecem próximos a -30 kPa. Durante o período que antecede o primeiro pico de precipitação, todos os ambientes passaram por drenagem como indica a figura 40.

Embora em P seja o comportamento oposto que o visto em F55, para o processo de drenagem observa-se aproximação a partir do formato das curvas do gráfico entre F30, A2 e P para os sensores a 10 e 20 cm. Já em F55 tem-se que os sensores a 10 e 20 cm atingem -100 kPa, saindo dos -30 kPa, podendo indicar drenagem rápida do perfil, a ser interpretado no item de discussão.

Duas precipitações com chuvas intensas, em 10 e 11 de novembro de 2009 em picos sucessivos no gráfico, provocaram saturação em A1, A2 e P, aumento da umidade em F30 e respostas rápidas em F55, embora não atinja a saturação, sendo, no entanto, possível verificar a transferência de fluxos vertical dada pela inversão dos dados de 10 e 20 cm que reduzem o potencial matricial, para os de 50 e 80 cm que aproximam da saturação, em rápida resposta. Isso acontece nas três chuvas intensas e pode ser denominado de efeito cascata.

Em F30 a drenagem é mais lenta, ocorre à saturação do perfil após a primeira chuva do evento 01, ou primeiro pico, e de forma simultânea. Entre os dois picos de precipitação, 10 a 11/11 sensores a 10 e 20 cm drenam fluxos de água, e nessa drenagem, 50 e 80 cm atingem a saturação.

Cabe destacar que após os picos de chuva intensa, os sensores a 10 e 20 cm iniciam drenagem. Diferente de F55, a amplitude é baixa, em torno de -10 kPa, confirmando que todo sistema de F30 permanece próximo a saturação durante o evento 01 com oscilações em 10 cm.

Entre as agriculturas, A2 tem maior amplitude, mesmo próxima à saturação e mais rápida drenagem, principalmente no sensor a 20 cm. Na chuva de 11 de novembro, mesmo em coberturas do solo distintas e amplitudes de potencial matricial diferentes, o comportamento é similar entre A2 e F30 observando efeito cascata.

Na pastagem, o período que antecede a precipitação do dia 10 e 11/11 a drenagem acontece na mesma forma que os demais ambientes, porém o limite atingido antes da saturação completa do perfil foi de -31 kPa, amplitude similar à agricultura -20 kPa. No entanto, o tempo de resposta dos sensores a saturação é aproximadamente 1 hora. Este ambiente permanece saturado durante todo processo.

Analisando os dados a partir da posição em profundidade dos sensores, figura 41, observa-se que no Bonfim, encontramos florestas primárias ou em estágio avançado de regeneração após uso para atividade agrícola e replantio realizado pela população local. Vê-se

que independentemente do tipo de uso e cobertura, os sensores a 50 cm e principalmente a 80 cm, possuem a mesma saturação.

Os sensores a 10 e 20 cm tiveram as maiores oscilações, porém a 20 cm em F55 com as maiores amplitudes, atingindo -100 kPa de máxima, F30 e A2 em 20 cm com comportamento aproximados identificando ambientes similares com tipo de uso distintos.

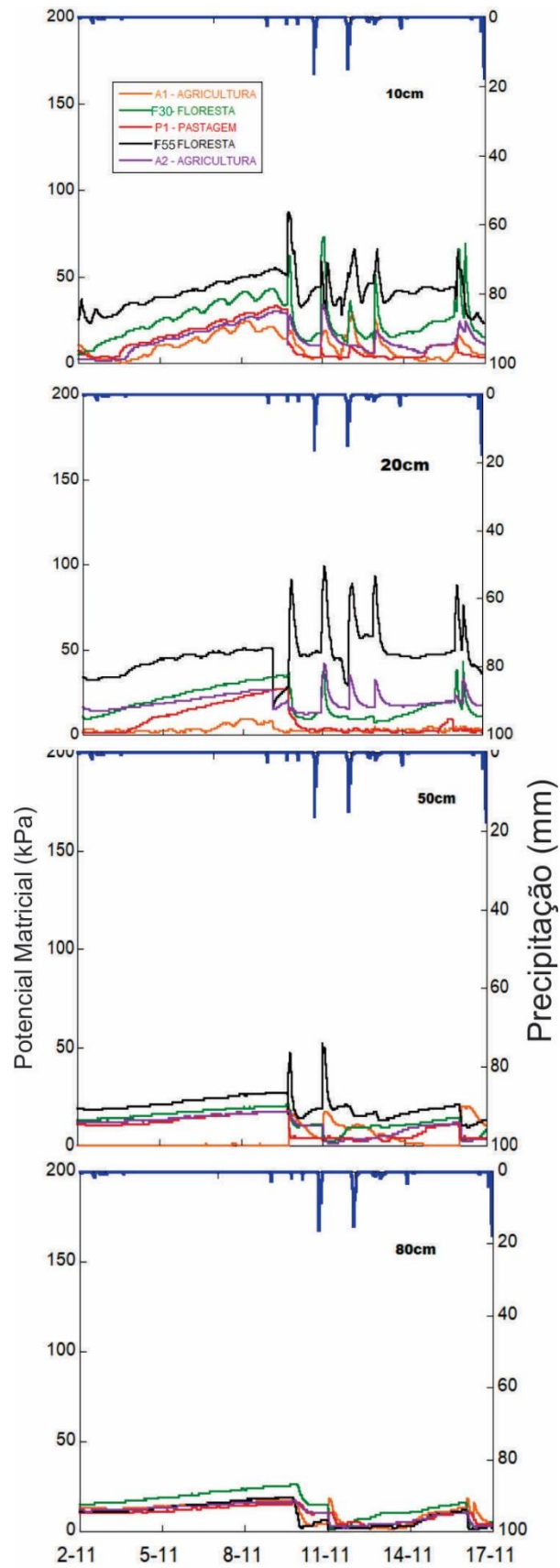


Figura 41: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos) por profundidade do perfil, 10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.

O evento 01 foi marcado por três picos de precipitação intensa e com relação ao potencial matricial, nota-se que as florestas responderam mais a dinâmica da drenagem ao passo que a pastagem e agriculturas, tiveram mais retenção apontada nos valores mais próximos à saturação.

6.4.2 Evento 02: pré-evento úmido com um pico de chuva intensa com pós evento seco

O evento 02 abrange o período entre 18 de janeiro a 02 de fevereiro de 2010 com total de precipitação de 122,25 mm e uma chuva intensa, acima de 40 mm, tabela 5. O período antecedente ao evento em 7 dias foi marcado por 44,2 mm no volume total e após o período do evento 02, tem-se 1,1 mm caracterizando estiagem, o que permite a análise do comportamento pós evento em período seco, diferentemente do evento 01.

Tabela 5: Volume total da precipitação mês de janeiro e fevereiro de 2010, seguido do volume total do evento 02 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 2.

DESCRIÇÃO	P. TOTAL (mm)
Janeiro	273,2
Fevereiro	159,3
evento 02	122,25
Pré-evento	44,2
Pós-evento	1,1

Sobre estas condições podem-se perceber, no geral, em F55 os valores de média são maiores que os demais ambientes. F30 e A2 se assemelham tanto na estatística básica quanto no comportamento e os menores valores da estatística estão na pastagem, P.

Da mesma forma que no Evento 01, as maiores diferenças nos dados estatísticos estão voltadas aos sensores em superfície ou próximo, 10 e 20 cm e em F55 (Tabela 6). Constata-se aproximação entre os valores encontrados em 50 e 80 cm dos distintos tipos de uso.

Dada a oscilação dos dados em superfície, vista na amplitude entre máxima e mínima e desvio padrão de 10 e 20 cm, a heterogeneidade torna-se maior, visto na própria variância, para todos os tipos de uso. Exceto em F55 que apresentou baixo desvio padrão para os dados do sensor a 10 cm.

Tabela 6: Estatística básica dos dados do evento 02 dividido em área e profundidade do perfil com valores de mínima, máxima, média mediana, desvio padrão e variância, em kPa, valores negativos.

Áreas	Prof.	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	D.P	Variância
F55	10 cm	22	96	56,9	54	9	81,5
	20 cm	35	131	93,1	92	13,4	181,2
	50 cm	21	63	28,9	29	4,3	18,7
	80 cm	1	22	14,7	16	15,7	5,3
F30	10 cm	9	102	43,6	42	20,4	417,6
	20 cm	15	76	31,9	32	9	82
	50 cm	3	34	22,9	27	24,6	8,9
	80 cm	2	43	27,4	33	12,3	152,5
A1	10 cm	4	69	24,5	17	17,9	322,9
	20 cm	0	20	4,5	2	5,3	28,2
	50 cm	0	19	1,5	0	4,1	17
	80 cm	5	23	16,5	18	3,7	13,7
A2	10 cm	6	131	39,6	39	24,6	605,4
	20 cm	23	99	38,1	35	10	101
	50 cm	5	27	19,8	23	6,5	43,2
	80 cm	6	25	17,7	21	6,1	37,6
P	10 cm	5	34	16,1	15	18,1	8,1
	20 cm	2	33	14,7	14	9	82,5
	50 cm	2	24	16,2	17,5	5,7	32,7
	80 cm	11	20	16,5	18	3	9,5

Entre a máxima e mínima observando a amplitude dos dados, em A2 a amplitude foi de -125 kPa em 10 cm, seguido da floresta em F55 atingiu -96 kPa em 20 cm, -93 kPa em F30 para sensor a 10 cm. Menores amplitudes foram vistas em P que apresentou como valor máximo -34kPa, estes valores de pastagem estão mais próximos a saturação indicando presença e retenção de água no perfil.

Observa-se que nos valores de mínima apenas o sensor a 80 cm dentre os outros em F5 esteve próximo a saturação. F30 e A2 possuem valores próximos e a saturação em P, embora tenha dado mínimo de -11 kPa que, mesmo próximo a saturação indica maior energia em detrimento aos demais sensores em profundidade.

No ensaio estatístico, no geral, existe uma decrescente na média dos dados de potencial da floresta à pastagem e similaridade de F30 e A2. No gráfico (Figura 42) de representação das médias fica marcado a diferença dos ambientes e no perfil do solo dos dados em relação a variação do potencial matricial.

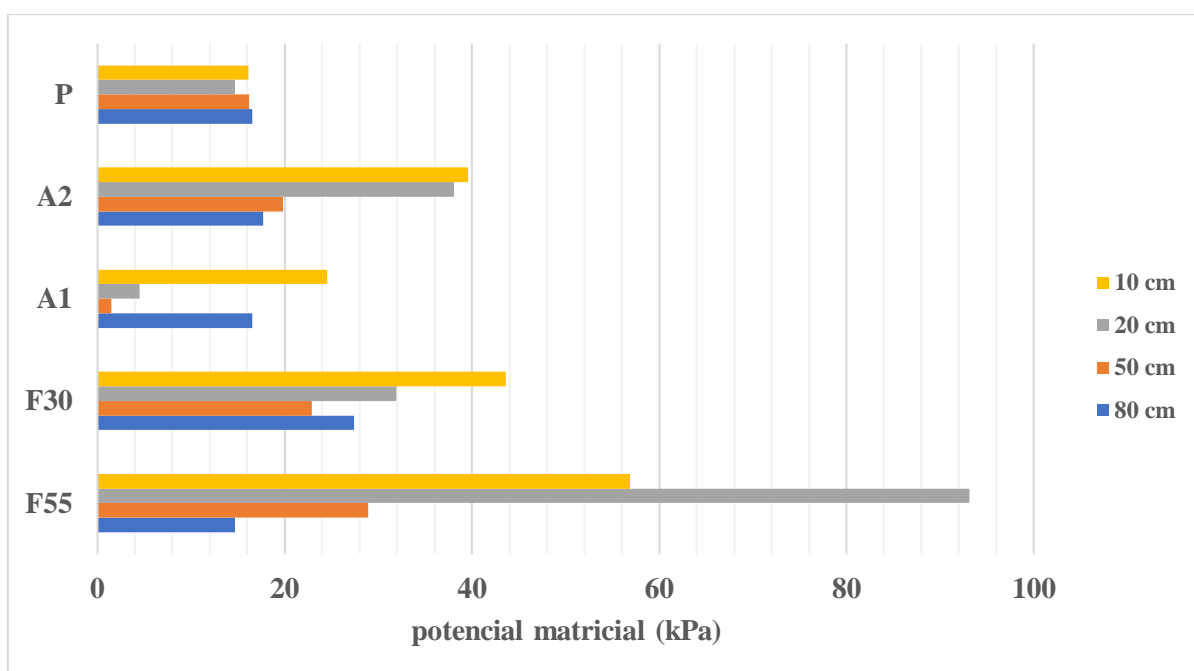


Figura 42: Valores médios de potencial matricial (negativos) do evento 02 nas estações Florestais (F30 e F55) Agricultura (A1, A2) e Pastagem (P1) nas profundidades de 10, 20, 50 e 80 centímetros.

Observa-se, no gráfico, da figura 42, que na média dos dados em F55 se distancia em menores valores de potencial matricial em relação aos demais ambientes, principalmente em superfície, 10 e 20 cm. Nota-se que, como no evento 01, existe aproximação dos ambientes em relação ao sensor a 80 cm da superfície.

A figura 43 relaciona a precipitação ao potencial matricial nos diferentes tipos de uso e cobertura, apresenta maiores estados de energia da água no solo em F55, com ausência de saturação em 10, 20 e 50 cm, e saturação em 80 cm no evento de chuva intensa. O período mais seco em relação ao Evento 01 destaca as diferenças com relação à umidade do perfil como um todo.

Em F55 a precipitação do dia 21 de janeiro gerou redução da energia com aumento do potencial matricial em 10, 20 e 50 cm, em 80 cm pouco foi afetado com esta precipitação de 18,75 mm no pico horário. Porém para a segunda que totalizou 85 mm e intensidade horária de 58 mm, provocou a saturação em 80 cm e o processo de efeito cascata quando se observa no gráfico o pico em 10, 20 e 50 e inversão (desenho do gráfico) em 80 cm com saturação.

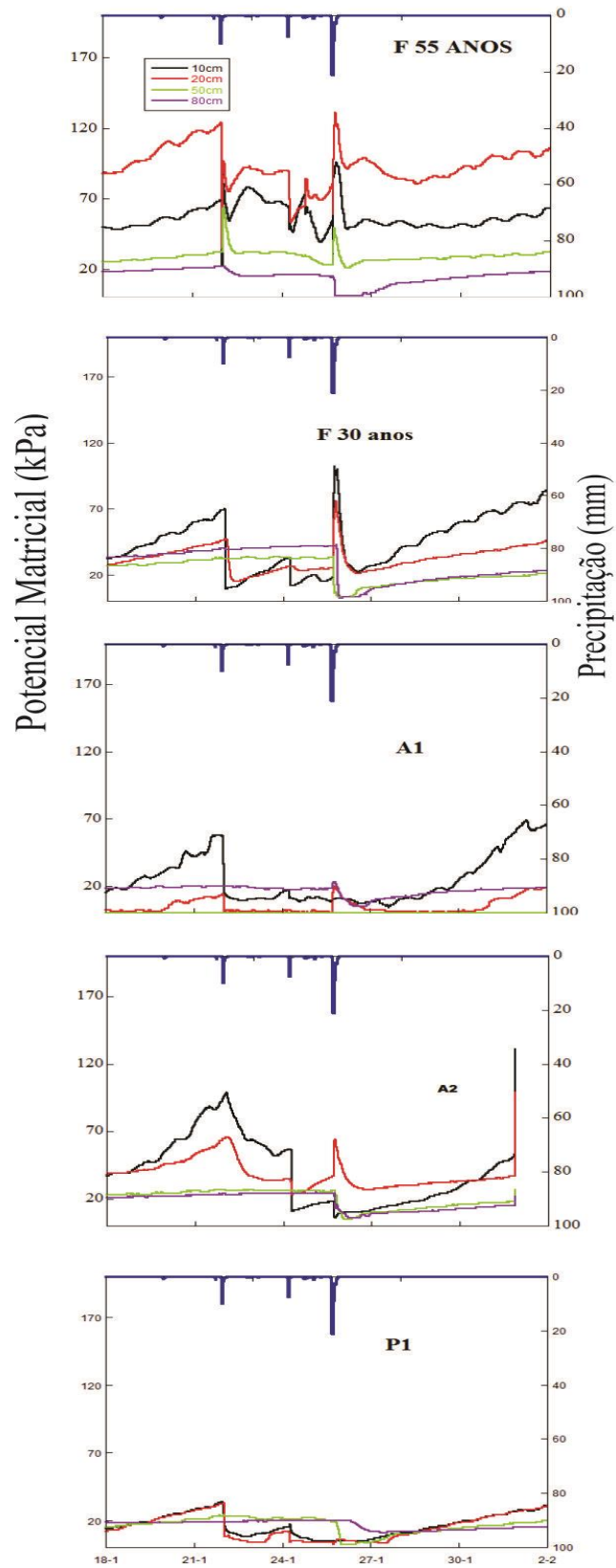


Figura 43: Relação chuva e potencial matricial nos diferentes tipos de uso e ocupação do solo nas profundidades de 10, 20, 50, 80 cm para o evento 02, janeiro de 2010. (valores negativos de potencial matricial).

Em F30, a precipitação 01, do dia 21, gerou saturação em 10 e 20 cm e pouca movimentação ou mudança do estado de energia em 50 e 80 cm. A transferência foi sentida no evento de chuva intensa, dia 25, com saturação em 80 e 50 cm. Entre os dias 21 e 25, ocorre entrada de precipitação que é indicado em 10 cm somente, pois o mesmo estava em drenagem com aumento da energia para retenção e volta a aproximação da saturação. Houve um efeito cascata na chuva intensa, com pico em 10 e 20 cm e inversão acusando saturação em 50 e 80 cm.

Em A1 o sensor de 50 cm permanece saturado em todo período analisado, o sensor a 10 cm tem os menores valores ou maior energia e o sensor a 80 cm fica saturado após a chuva intensa de 25 de janeiro de 2010. Não se observa efeito cascata neste ambiente, mas permanência de água em 20 e 50 cm pelos dados próximos a saturação. Sensor a 10 cm perde mais água no período pós-evento saindo de -9 kPa à -72 em 7 dias, angulação da curva destaca a perda. Observa-se a baixa resposta de 80 cm ao evento de precipitação com queda pouco expressiva após o evento.

Diferentemente dos demais ambientes, em A2, o pico do estado de energia da água no solo e a drenagem são lentos, isso pode ser percebido na forma da curva e na geração do efeito cascata.

A precipitação do dia 21 com total de 21,5 mm gerou redução da energia, aumento do potencial matricial de forma gradual. Porém a precipitação em 24 de janeiro com 11,75 volume diário e baixa intensidade, provocaram a saturação do sensor a 10 cm. Na chuva intensa este estava saturado e a inversão do dado, com redução do potencial matricial foi vista em 20 cm. Efeito cascata após a chuva intensa é visto em A2.

A pastagem (P) teve como pico de energia de potencial matricial o sensor a 10 e 20 cm, com -33 kPa em 21 de janeiro. A chuva do dia 21 com pico de 22:00h às 23:00h igual 18,75 mm foi suficiente para saturar uma hora após o pico, os sensores de 10 e 20 cm. Pouca variação foi verificada em 80 cm que permanece o evento com potencial aproximadamente -15 kPa.

Na análise dos sensores dispostos pela profundidade, como a figura 44 demonstra, percebe-se que nos sensores a 10 e 20 cm não há um padrão comportamental na dinâmica da água. A2 e F55 com maiores variações, mas com picos distintos, como já pontuados. Na agricultura curvatura mais suaves e em F55 pico mais abrupto.

F30 mais próximo aos pontos de saturação, mas comportamental próximo ao de F55 e A2 e A1 com mais rápida drenagem em 10 cm após a precipitação do dia 25. Os sensores a 20 cm são menos oscilatórios que os de 20 cm, apresentando uma tendência no comportamento e distanciamento nos valores de potencial matricial relacionado a F55.

Em 50 cm existem dois picos com redução do potencial matricial em F55 que configura, no contexto já explicado, o efeito cascata juntamente com outros sensores. Esta posição do sensor nos distintos tipos de uso e cobertura atinge a saturação exceto em F55. Por fim, o sensor a 80 cm nos ambientes apresenta a mesma forma no gráfico, com diferença no valor total do potencial matricial onde o F30 possui menores valores, maior energia para segurar a água no poro do solo.

Perfis mais secos nesta série apresentam respostas diferentes de evento 01, diferenças entre o tempo de resposta dos sensores são inseridas na discussão dos resultados.

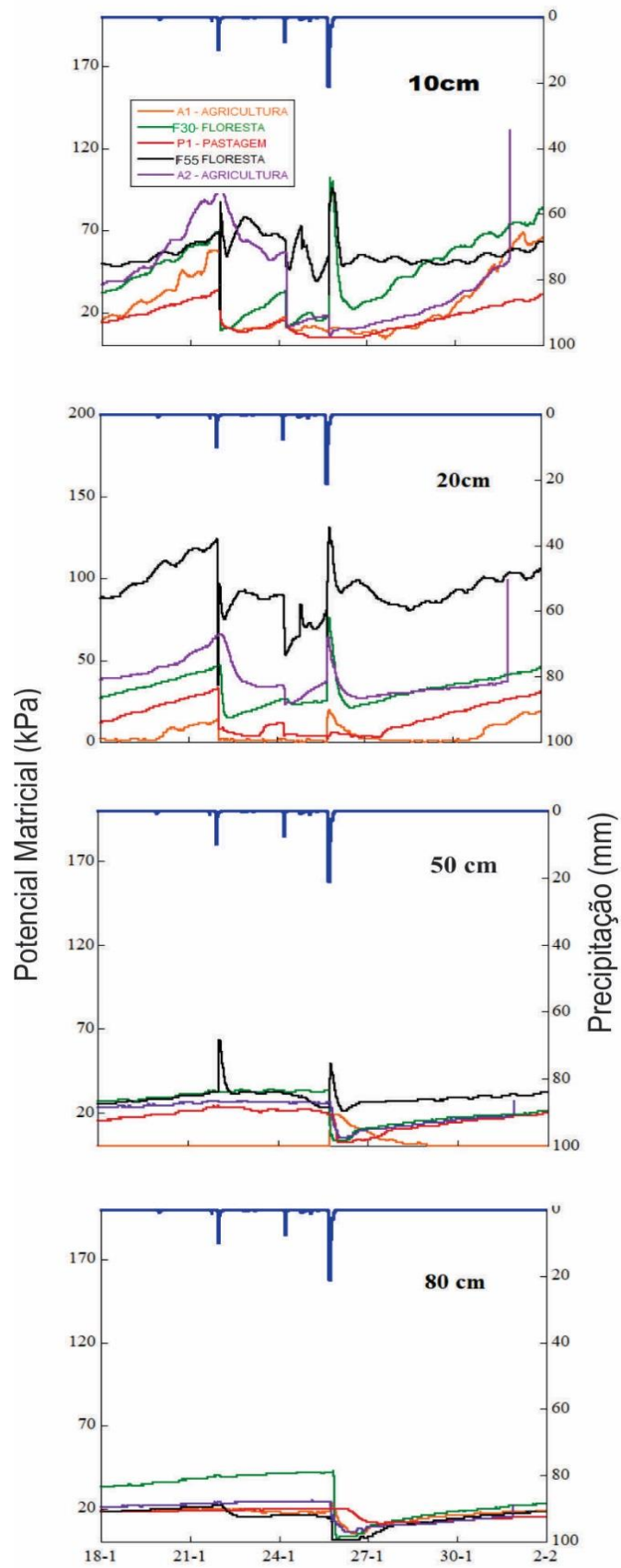


Figura 44: Relação chuva e potencial matricial (valores negativos) do evento 02 por profundidade do perfil em 10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.

6.4.3 Evento 03: Intervalo de duas chuvas intensas e pulsos de chuva fraca a moderada entre as intensas

O evento 3 é marcado por período úmido pela entrada de água por precipitação no mês antecedente e o analisado. O total de chuva para o evento foi de 182,75 mm com pré-evento em 7 dias totalizando 47,1 mm e o pós eventos em precipitação, tabela 7. Ocorreu uma precipitação intensa com pico final de chuva fraca a moderada e intervalos de precipitações fracas em todo período, garantindo a umidade nas áreas analisadas. Cabe ressaltar que por motivos técnicos não houveram dados de F55 e A2.

Tabela 7: Volume total da precipitação mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 03 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 3.

DESCRIÇÃO	P. TOTAL (mm)
Dezembro	329,6
Janeiro	273,2
evento 03	182,75
Pré-evento	47,1
Pós-evento	0

Seguindo a tendência dos outros eventos (01 e 02) dado o período de grande umidade, a média do potencial matricial apresenta-se de forma decrescente da floresta à pastagem, sendo que há aproximação entre os dados de 50 e 80 cm da floresta com o ambiente de agricultura e pastagem (Tabela 08).

Tabela 8: volume total da precipitação mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 03 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 3, (valores negativos em kPa).

Áreas	Prof.	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	D.P	Variância
F30	10 cm	30	105	54,8	54	17,4	302,8
	20 cm	19	102	42,6	41	15	225
	50 cm	3	18	11,7	11	3,1	9,9
	80 cm	2	19	11,9	12	3,7	14
A1	10 cm	8	34	13,6	11	4,1	17,1
	20 cm	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
	50 cm	2	22	11,8	12	4,7	22,6
	80 cm	1	17	8,4	9	4,6	21,4
P	10 cm	11	25	14,7	14	3,1	9,8
	20 cm	9	18	12	11	2	4,1
	50 cm	3	15	7,5	7	3,4	12
	80 cm	5	13	9	9	1,9	3,7

O desvio padrão em 10 e 20 cm de F30 indica a heterogeneidade dos dados pelo distanciamento das médias, e isto pode ser identificado além da variância a própria amplitude dos dados entre máxima e mínima -75 kPa em 10 cm e -83 kPa para 20 cm. Essa amplitude é até quatro vezes maior que nos demais ambientes.

O sensor a 20 cm em A1 não gerou dados, provavelmente por algum defeito do sensor ou intervenção antrópica, uma vez que a área é arada. No gráfico da figura 45 que retrata as médias dos ambientes, destacam-se as variações em F30 e a unificação dos dados próximos a saturação em 80 cm.

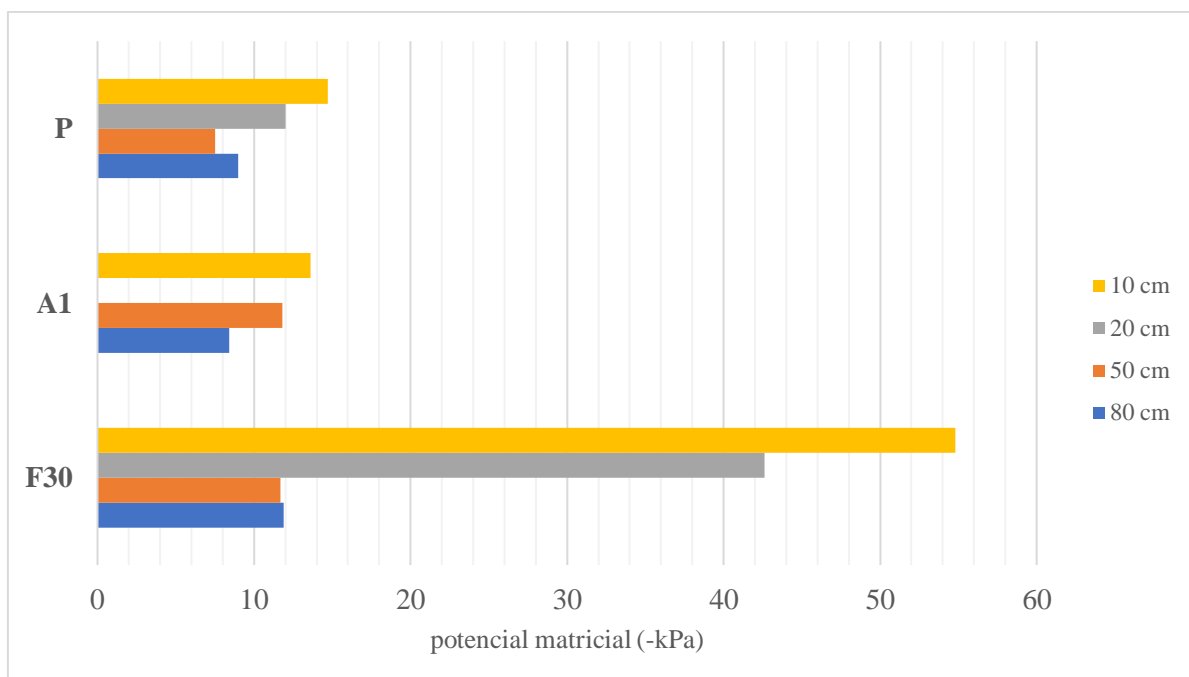


Figura 45: Valores médios de potencial matricial do evento 03 nas estações Florestais (F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.

Quanto ao comportamento hídrico dos dados gráficos, a figura 46, neste período não havia geração de dados em F55 e A2 por erro em *datalogger*. Para F30 os sensores iniciam o período com -11 e -10 kPa em 50 e 80 cm e -49 e -41kPa para 10 e 20, respectivamente. Primeira mudança é sentida com chuva de 5,25 mm, fraca, a qual permitiu que os sensores alterassem de -47 para -66 kPa em 10 cm e -29 para -56kPa em 20 cm durante a precipitação para o sensor a 10 e uma hora depois em 20 cm.

Depois disso, aponta-se a transferência de fluxo de 10 para 20 cm com redução da energia da água no solo até dia 07 de janeiro às 17:00h, quando o potencial matricial inicia redução acusando aumento do estado de energia até o dia 10 de janeiro, quando inicia sucessão de chuvas fracas com resposta imediata do potencial matricial da água no solo.

Em 10 de janeiro às 22h:30min o sensor a 10 cm sai de -103 para -31 kPa enquanto o posicionado a 20 cm permanece na drenagem, atingindo -80 kPa em 11 de janeiro as 9h:30min, quando a partir daí reduz o estado de energia acusando passagem de água de 10 para 20 cm. Novo pico é verificado em 20 cm durante a chuva de 12 de janeiro, juntamente com o intervalo de maior intensidade de chuva, à 1:00h com volume total de 52 mm.

Neste mesmo sensor, a 20 cm do dia 12 ao dia 14 às 0h:30min os valores saem de -100 kPa para -20 kPa, amplitude de -80 kPa em dois dias. Acompanhando a redução e oscilações, porém não próximas a saturação está o sensor a 10 cm. Novos picos são vistos durante as sucessivas chuvas fracas do período mantendo o comportamento por todo evento.

Cabe destacar o efeito cascata durante a chuva intensa de 12 de janeiro onde os sensores a 50 e 80 cm atingem a saturação completa, permanecendo próxima a saturação por todo evento. O último pico é acusado em 10 e 20 cm, não em 50 e 80 cm e em três dias após o evento, com cessar da precipitação, os sensores mais superficiais saem de -50 para -90 kPa em 10 cm e -26 para -57 kPa para o de 20 cm.

Como é identificado na figura 46, os ambientes A1 e P estiveram saturados durante o período com pouca alteração na chuva antecedente a intensa. Na chuva intensa pode-se dizer que o ambiente se encontrava saturado.

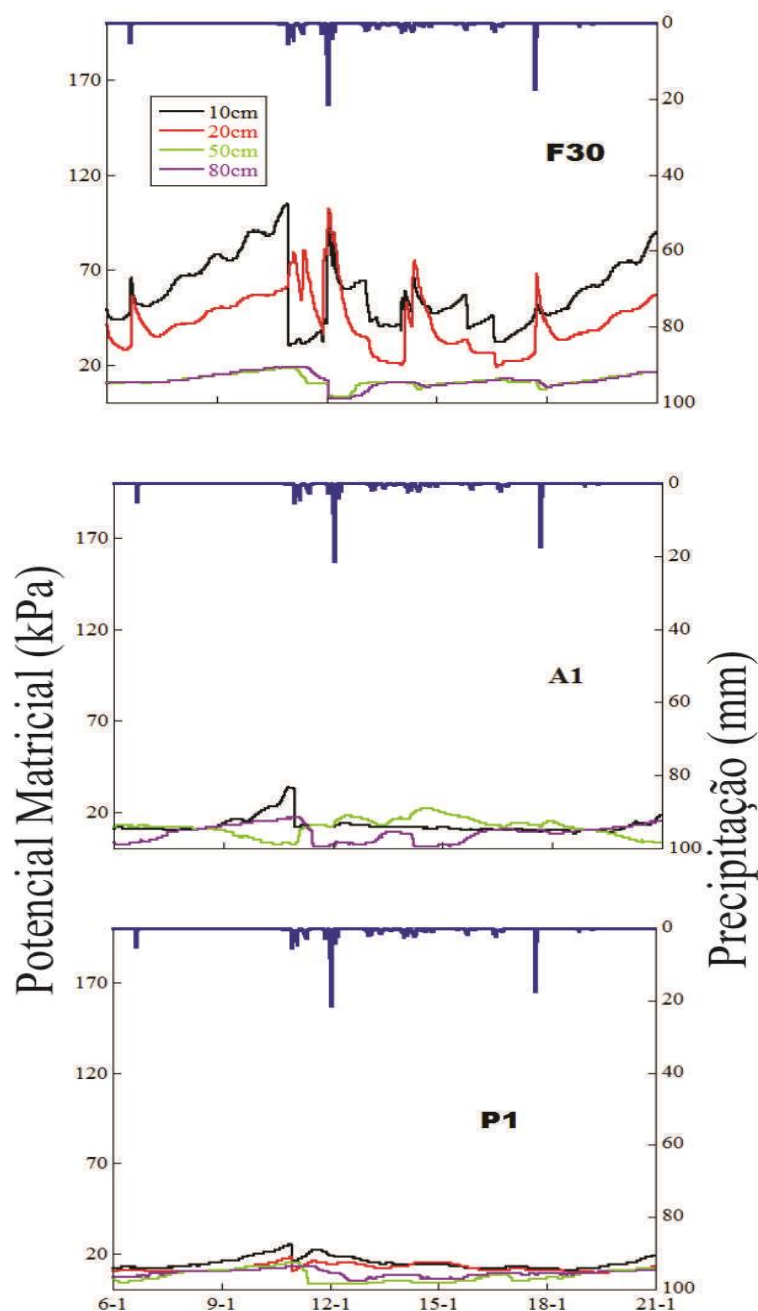


Figura 46: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 03 nas estações Florestais (F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.

Na divisão dos dados por profundidades, novamente, além do evento 01 e 02, os sensores a 50 e 80 cm encontram-se saturados independentemente do tipo de uso e cobertura, figura 47. Os sensores na floresta em maiores oscilações, especialmente o de 20 cm, seguido do a 10 cm. A saturação esteve presente em todos os sensores da agricultura e pastagem para esse evento.

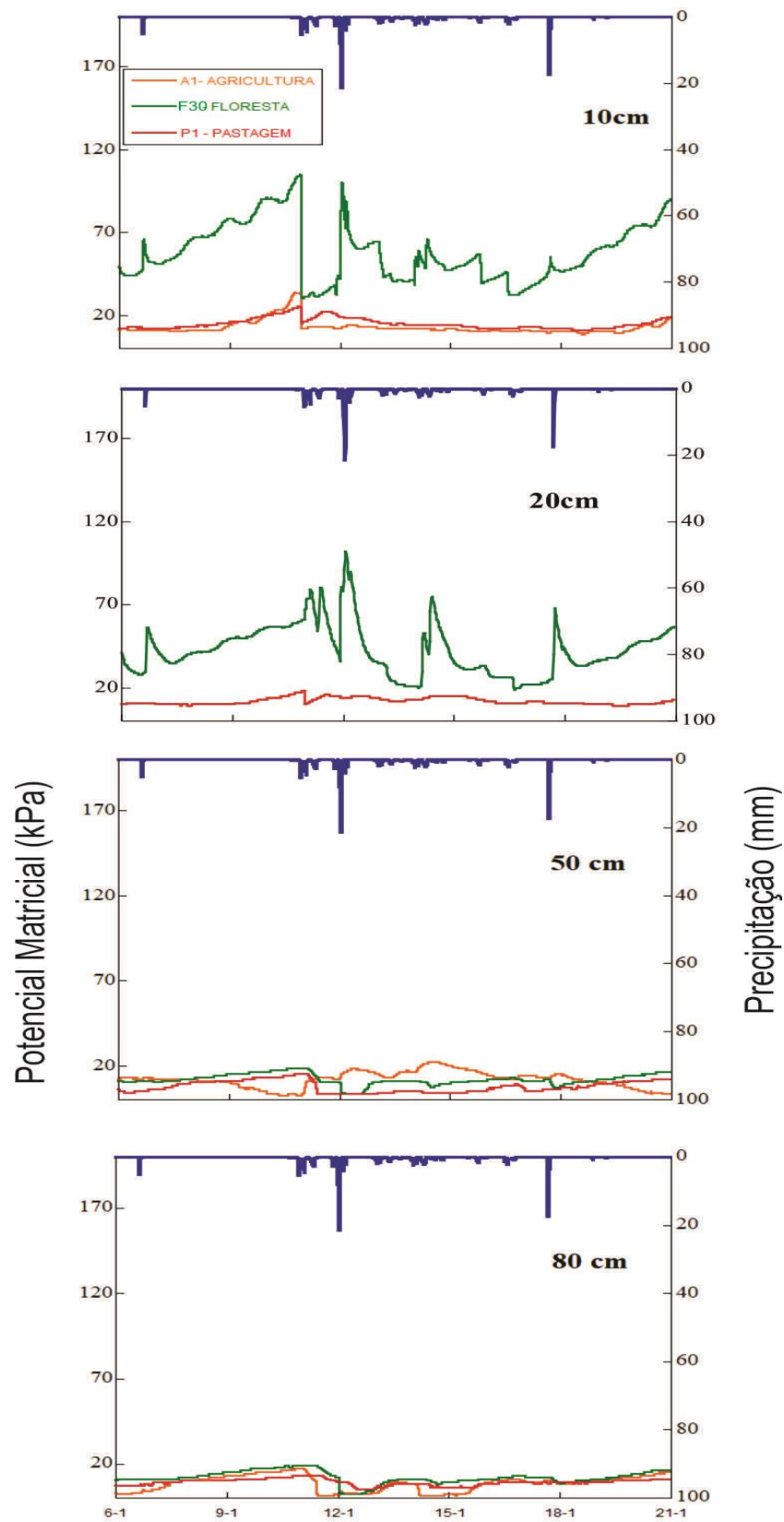


Figura 47: Relação entre chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 03 por profundidade do perfil -10, 20,50,80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.

6.4.4 Evento 04: Chuva intensa concentrada e de longa duração

O evento 04 abrange o período de 06 a 14 de janeiro de 2012 com total de precipitação 131 mm, com duas chuvas intensas distintas, uma com precipitação que ocorre em 2h:30min com pico de intensidade em 39, 5mm e outra chuva intensa, porém em 24 horas sem pico expressivo para intensidade. Neste evento não foi possível observar diretamente a chuva no pré-evento. Pós-evento a precipitação foi baixa, de 8,9 mm, conforme a tabela 9.

Tabela 9: Volume total da precipitação no mês de dezembro e janeiro de 2011, seguido do volume total do evento 04 e 7 dias antes e 7 dias após ao intervalo escolhido para o evento 4.

DESCRIÇÃO	P. TOTAL (mm)
Dezembro	381
Janeiro	377,2
Evento 04	131
Pré-evento	Sem dados
Pós-evento	8,9

Nestas condições iniciais, as florestas tanto F55 quanto F30 apresentaram maiores valores de média para o potencial matricial nos dois primeiros sensores, 10 e 20 cm, especialmente em 10 cm, já que F55 possui queda em 20 cm em relação aos demais eventos e aos outros ambientes.

Agricultura e pastagem apresentam menores valores, como em todos os quatro eventos destacados. A aproximação entre dos dados de todos ambientes nos sensores de 50 e 80 cm também é vista no evento 4. Na pastagem não foi possível obter dados de sensor a 10 cm.

Dada a oscilação dos dados em superfície, amplitude entre máxima e mínima, o desvio padrão em 10 e 20 cm possui os valores mais altos, apontando mais heterogeneidade que os posicionados em 50 e 80 cm, tabela 10. A própria análise da amplitude dos dados aponta para esta heterogeneidade na hidrologia dos solos.

Tabela 10: Estatística básica dos Dados de Potencial Matricial do evento 04 por áreas analisadas e as profundidades do perfil com valores de mínima, máxima, média mediana, desvio padrão e variância em -kPa.

Áreas	Prof.	Estatística - evento 04					
		Mínimo	Máximo	Média	Mediana	D.P	Variância
F55	10 cm	58	153	110,8/	115,5	26,23	688,2
	20 cm	24	120	21,9	44	24	577,7
	50 cm	9	48	20,4	22	6,4	41,2
	80 cm	1	14	7,2	7	4,3	18,6
F30	10 cm	33	122	88,7	93	21,2	450,8
	20 cm	27	106	68,5	69	13,1	172,8
	50 cm	5	20	12,3	12	3,4	12,2
	80 cm	2	18	10,3	11	5	25,3
A1	10 cm	10	20	12	11	2,1	4,6
	20 cm	1	7	2,8	2	1,5	2,4
	50 cm	0	6	1,9	1	1,3	1,7
	80 cm	1	17	9,4	12	5,4	29,8
P	10 cm	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
	20 cm	4	11	6,7	6	1,7	2,9
	50 cm	3	13	8,6	8,6	3,2	10,8
	80 cm	2	12	8,5	8,5	2,8	8,2

Entre a máxima e mínima observando F55 a amplitude foi de -95 kPa em 10 cm, -96 kPa para 20 cm. Valores próximos são visto em F30 que em 10 cm a amplitude bateu - 89 kPa e -79 kPa em 20 cm. Isso expressa às oscilações do período para as florestas.

Menores amplitudes foram vistas em P que apresentou com -7 kPa em 20 cm, -10 kPa para 50 e 80 cm, estes valores de pastagem estão mais próximos a saturação o que pode indicar maior permanência de água no perfil.

Observa-se que nos valores de mínima o sensor a 80 cm dentre os outros em F55 esteve próximo à saturação. Em F30 tanto o 50 quanto 80 cm estiveram próximos a saturação e nos demais ambientes, praticamente saturados com valores próximos a poro-pressão positiva.

No gráfico de representação das médias fica marcado a diferença dos ambientes especialmente nos dados a 10 cm, seguido de 20 cm e aproximação e similitude em 50 e 80 cm, respectivamente, Figura 48.

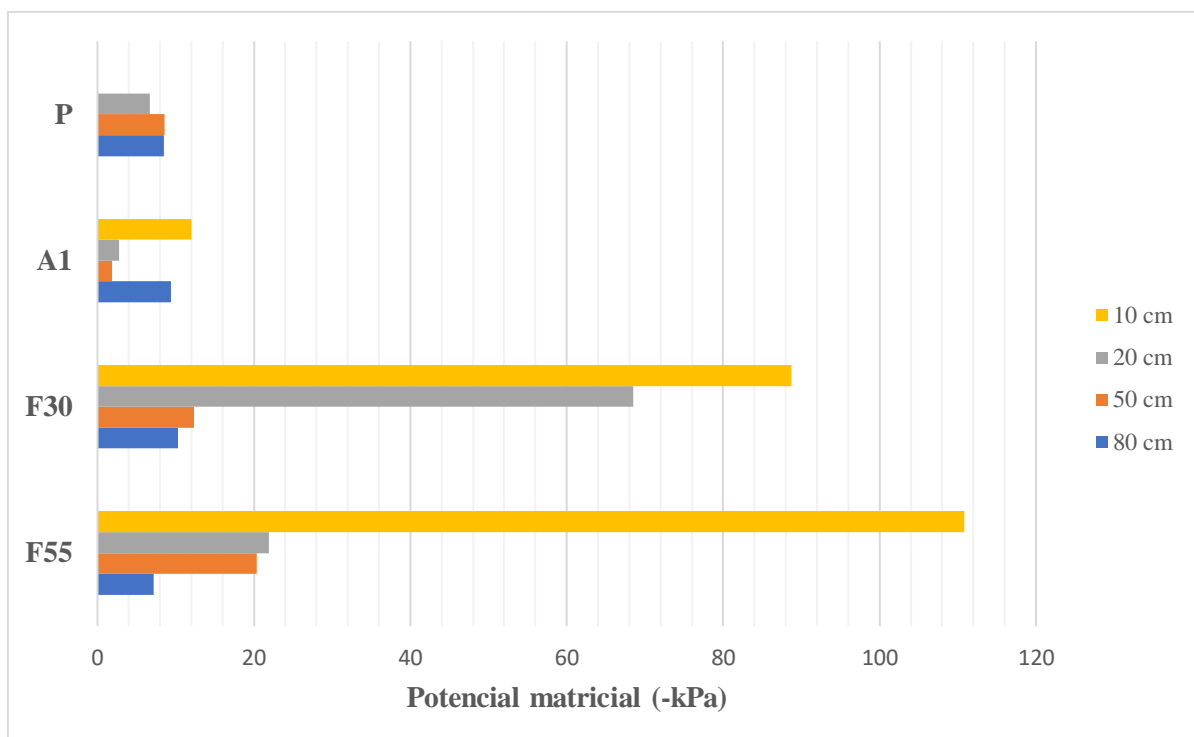


Figura 48: Valores médios de potencial matricial do evento 04 nas estações Florestais (F30 e F55) Agricultura (A1) e Pastagem (P1) nas profundidades de 10, 20, 50 e 80 centímetros.

A figura 49 relaciona a precipitação ao potencial matricial nos diferentes tipos de uso e cobertura, apresenta maiores estados de energia da água no solo em F55, com ausência de saturação em 10, 20 e 50 cm, e saturação em 80 cm no evento de chuva intensa.

O pico de precipitação em intensidade horária foi entre 16h:30min e 17h:30min totalizando 39,5 mm, perante chuva de 2h:30min de duração e 45,5 mm de volume total. A condição inicial dos sensores em F55 era de drenagem com valores de potencial matricial baixos, a -144 kPa em 10 cm, -55 kPa em 20cm, -24 e -14 kPa em 50 e 80 cm respectivamente.

Observam-se respostas rápidas a precipitação em 10 cm, o efeito cascata na redução do potencial matricial quando sensor a 80 cm satura. Observa-se a redução do potencial em 20 cm no decorrer da série, alimentada pela drenagem em 10 cm mostrada nos picos contínuos nas menores precipitações. Outros eventos de precipitação sucessórios geraram novas reduções em 20 cm e rápida drenagem em 10 cm que termina o período mais seco que os demais sensores.

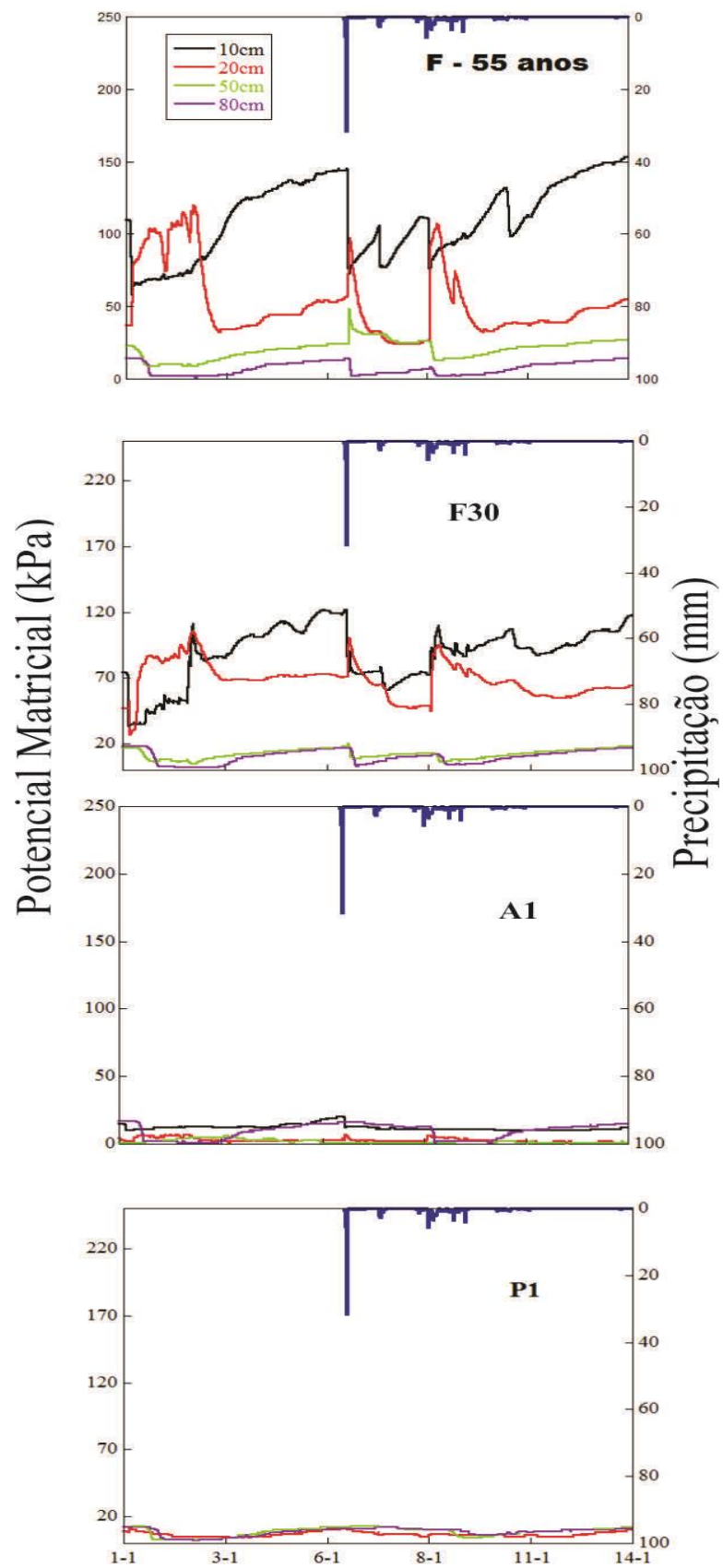


Figura 49: Relação Chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 04 nas estações Florestais (F55 e F30) Agricultura (A1) e Pastagem (P) nas profundidades de 10,20,50 e 80 centímetros.

Em F30 este pico de intensidade da chuva gerou resposta imediata aos sensores mais próximas a superfície, as 17h:30min o sensor a 10 cm saiu de -122 para -87 kPa. E entre 21:00 h a saturação em 50 e 80 cm, alcançou -9kPa em ambos sensores. Tempo só exemplificativo que necessita ser discutida, a relação entre tempo de resposta e as características da paisagem.

Precipitações menores, durante o período da segunda chuva intensa, de longa duração, fizeram os sensores a 10 e 20 cm oscilarem, mas a queda pode ser vista em 20 cm com acúmulo de umidade do período, batendo -62 kPa. Os sensores a 50 e 80 cm acompanham com baixas amplitudes e permanecem saturados durante o evento analisado. Tanto para agricultura ou pastagem os sensores iniciam os períodos saturados, não havendo alterações significativas, para drenagem.

Na análise dos sensores dispostos pela profundidade (Figura 50) percebe-se que nos sensores a 10 e 20 cm da floresta contrastam aos da agricultura e pastagem. Os maiores valores de potencial matricial, maior energia aplicada estão nos sensores a 10 cm especialmente em F55 e F30, que juntos possuem comportamentos similares.

Os sensores a 20 cm estão mais secos ou com maior energia em F55, ao passo que em F30 encontra-se maior distanciamento mesmo no ambiente florestal. Agricultura e pastagem estão saturadas, como posto acima.

Sensores a 50 e 80 cm principalmente aproximam os valores, independente do ambiente. Maior drenagem é vista em F55 para o sensor a 50 cm que atinge o máximo de -48 kPa uma hora após o evento de pico da chuva, caminhando para saturação.

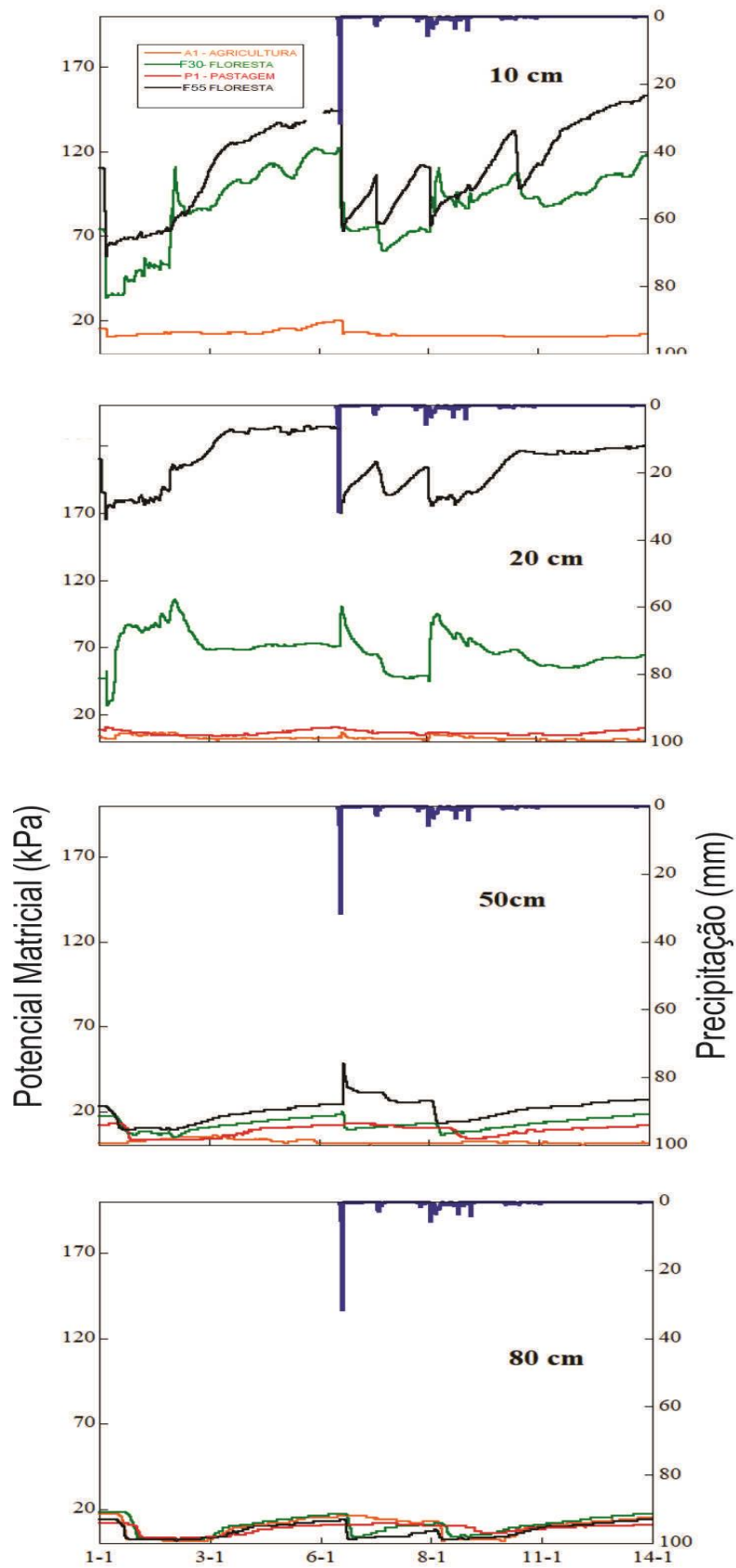


Figura 50: Relação entre chuva e potencial matricial (valores negativos em kPa) do evento 04 por profundidade do perfil, sendo 10, 20, 50, 80 cm nos diferentes tipos de uso e cobertura.

6.5 CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS E PAISAGEM LOCAL DAS UNIDADES DE RESPOSTA HIDROLÓGICA

Dados das propriedades dos solos são vistos na tabela 11 a partir da compilação de dados produzidos em 2010 e 2017. Como dito na metodologia, estes dados são de dois momentos, no desenvolvimento da pesquisa inicial na bacia do Bonfim, por Lawall (2010) e nos recentes levantamentos para elaboração do mapa de solos pela Embrapa-Solos no Projeto RHIMA (inédito).

As coletas em 2010 foram feitas seguindo as profundidades de 0-10,10-20 e 40-50cm, os demais perfis foram formados com a compilação da descrição realizada pela Embrapa Solos. De modo geral, mesmo com escala temporal diferenciada e manuseio com a técnica, os resultados foram aproximados quando se analisam as diferenças entre as frações grosseiras (areia) das finas (silte e argila).

Tabela 11: dados de propriedades físicas e hídricas dos solos nas unidades de mensuração e monitoramento com relação a frações granulométricas em %, (Ds) densidade do solo (g/cm^3) e Pt (porosidade total em %)

Área			Frações Granulométricas (%)						Características		
UHR	Horiz.	Prof. (cm)	Areia		Silte		Argila		D.s.		P.t.
			2010	2017	2010	2017	2010	2017	2010	2017	2010
F55	A1	0-10	76.21	60.4	21.92	22.9	1.87	16.7	0.83	0.74	63.45
	A2	10-20	68.63	61.2	29.08	22.2	2.29	16.6	1.21	0.90	50.99
		40-50	73.19		23.93		2.88	n/d	1.32		47.39
F30	A	0-10	65.55	66.4	31.56	17.1	2.89	16.1	1.21		46.19
		10-20	68.84		27.65		3.51		1.34		47.16
	Bw1	40-50	63.34	66.7	25.37	14.6	11.30	18.4	1.34		46.36
	Bw2	70-118		67		14.6		18.7			
	BC	118-140		66.3		11.2		22.5			
A1	A	0-10	46.84		33.38		19.77		1.20		51.27
		10-20	53.94	58.3	34.87	12.9	11.20	22.8	0.99		59.57
		40-50	42.49		36.56		20.95		1.19		51.14
	Bi	58-110		51.8		9.3		38.9			
A2	Ap1	0-10	47.22	42.1	40.55	10.7	12.23	47.1	1.15		54.45
	A2	10-20	39.60	47.2	35.02	5.7	25.38	47.1	1.05		55.85
		40-50	38.06		29.41		32.52		0.99		58.48
	A3	48-76		45.5		7.4		47.1			
	A4	76-118		40.7		7.9		51.4			
	AB	118-140		39.2		7.3		53.5			
	Bw	150-200		34.2		8.4		57.4			
P1	A	0-10	46.07	49.2	29.04	9.8	24.89	4.10	1.34		44.47
		10-20	35.06		30.51				1.34		46.50
	AB	22-43		46.7		8.2	34.43	4.51	1.39		43.70
	Bw1	40-50/60	40.27	44.2	18.26	8.7	41.47	4.71			
	Bw2	60-120		38.1		10.6		5.13			

Podem-se identificar nos valores aproximados com relação à classe textural, que os solos do Bonfim possuem maior participação da fração areia na composição granulométrica dos perfis, e em especial, nos ambientes florestados acima de 50% nos perfis florestados (F55

e F30), menores percentuais para silte e depois, argila. Quanto a granulometria, os solos das florestas foram classificados como de textura média enquanto a agricultura e pastagem, argilosos, segundo o estudo da Embrapa realizado entre os anos de 2016 e 2017. Na mensuração realizada em 2010, a classificação dos solos da região foi franco-arenosa, devido à subestimação dos valores de argila, provavelmente pela eficácia e tratamento de material em laboratório.

Na agricultura e pastagem as frações mais finas aumentam em percentual dados a posição destas nos morros mais suavizados onde solos mais espessos se desenvolvem, sendo aproveitados para o cultivo.

A descrição dos perfis mostra três classes de solos em primeiro táxon, Neossolo Litólico em F55, Latossolo Amarelo em F30, Latossolo Vermelho-amarelo em A1 e P e Cambissolo em A2, visto na figura 51.



Figura 51: comparação dos perfis analisados nas unidades de resposta hidrológica, próximas ao perfil de monitoramento e mensuração hidrológica. Fonte: Fotografias cedidas por Nilson Rendeiro e Waldir Carvalho Junior, Projeto RHIMA, parceria EMBRAPA SOLOS.

No entanto, além das classes pedológicas, a espessura desses solos é variada, sendo o mais rasa em F55, o qual foi possível encontrar regolito em 1 metro, onde está posicionado o sensor a 80 cm. Na trincheira aberta para caracterização, a espessura encontra para a descrição foi até 35 cm.

Ao passo que nas demais unidades de análise, os latossolos com perfis acima identificáveis no campo em 200 cm+ em A2, e cambissolo com espessura de 110 cm. Os dados

de espessura auxiliam na discussão da dinâmica hidrológica quando se relaciona o perfil ativo, perfil hidrológico.

Nas condições de superfície e permeabilidade, a densidade do solo é menor na floresta, em F55 atinge 0.83 g/cm^3 visto em 2010 para $0,74$ em 2017; 1.21 para 0.90 g/cm^3 respectivamente, na profundidade de 10-20 cm. Em F30 e nos usos agrícolas (A1 e A2) a densidade do solo varia entre é maior, ou seja, dados encontram-se em torno de 1.21g/cm^3 em F30 alcançando 1.34 g/cm^3 em P, vide tabela 10.

A porosidade total acompanha a densidade do solo em superfície, dado as interações solo-biota, que contribuem para a formação da porosidade. Ademais, no solo mineral o arranjo das partículas indica o ambiente poroso. Sendo assim, a porosidade total é decrescente de F55 a P, sendo estas duas áreas representativas dos maiores e menores valores para os espaços porosos.

Na figura 52 há representação da média da densidade do solo e porosidade total seguindo os tipos de uso e cobertura. Observa-se a menor densidade do solo na superfície em detrimento a agricultura e pastagem, reforçando o papel de uso e cobertura. Na porosidade total, a pastagem demonstra redução em 10% do espaço poral.

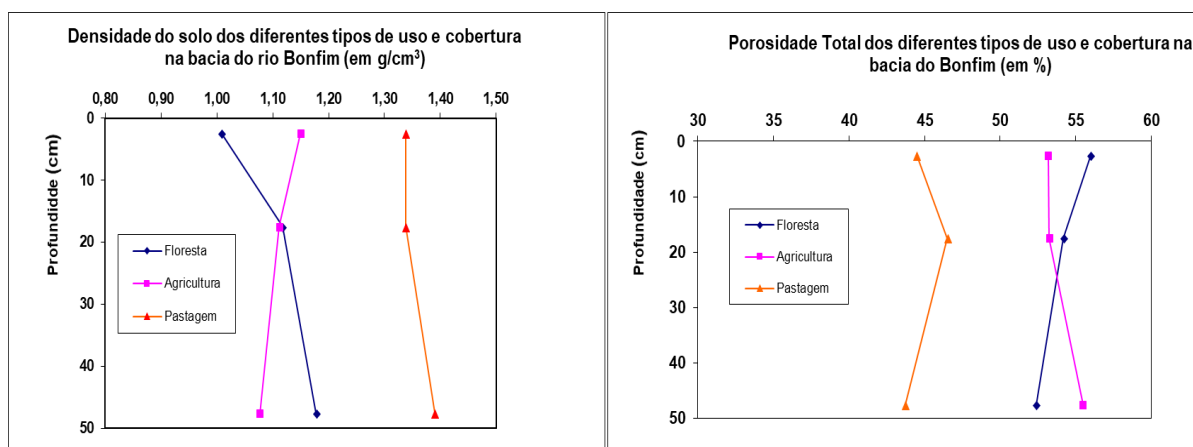


Figura 52: Densidade do solo e porosidade total a partir das médias entre as florestas, agricultura e pastagem.

As diferenças entre os ambientes com relação à porosidade ficam mais evidentes quando se desmembra a porosidade total em macro e microporosidade. Macroporos são mais presentes em F55 e A1, ao passo que A2 e F30 ficam próximos e P1, o menor com aproximadamente 5% da amostra em 1 metro de solo com macroporos. A microporosidade é maior em A2 e P acima de 30% e menor em F55 (Figura 53).

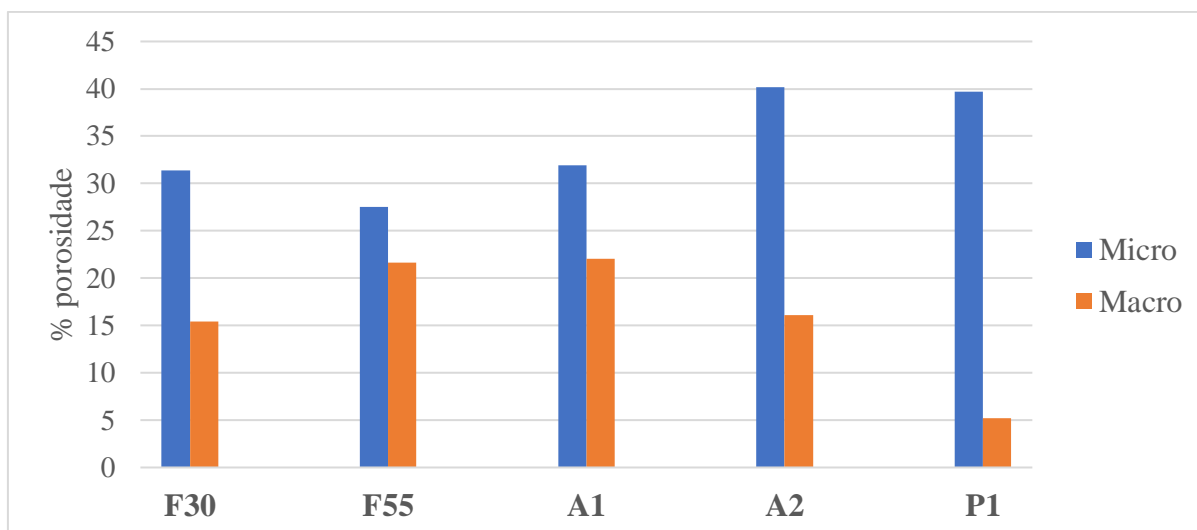


Figura 53: Macro e micro porosidade do perfil de solo, primeiro 1 metro, nos diferentes tipos de uso e cobertura.

A infiltração básica, que indica a entrada de água no topo do solo em velocidade de infiltração, a partir de todos dos dados realizados nos ambientes seguindo o tipo de uso e cobertura, na floresta o intervalo de dados foi maior indicando a heterogeneidade e, da mesma forma, compõem os maiores valores. Na agricultura, mesmo com menor diferença na distribuição dos valores, possui alta taxa de infiltração e na pastagem, próximo à zero, Figura 54.

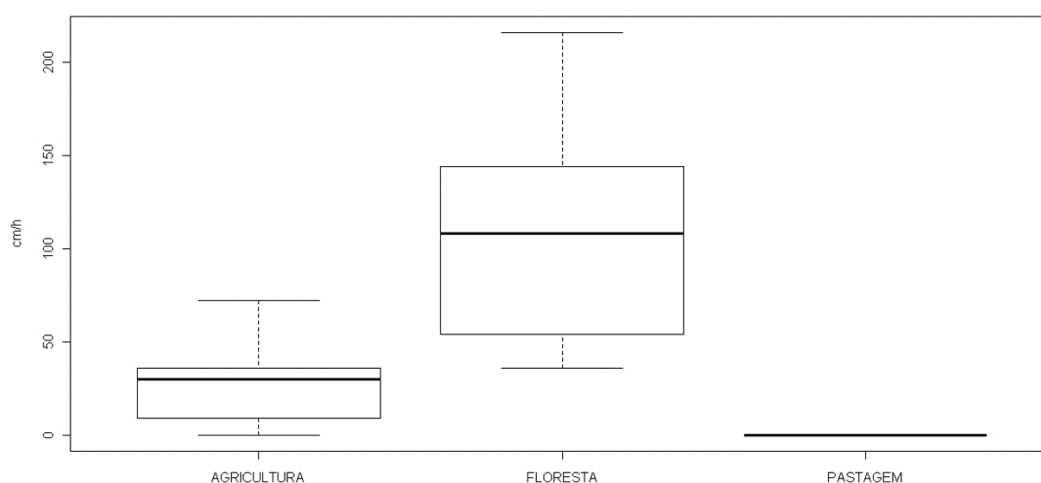


Figura 54: Taxa de infiltração básica (cm/h) nos diferentes tipos de uso e cobertura, floresta, agricultura e pastagem, dados de Lawall, 2010.

A condutividade hidráulica saturada de campo, realizada por permeâmetro de Guelph, nas unidades apresenta maior permeabilidade nos ambientes florestados em relação a

agricultura e pastagem, vide gráfico na figura 55. Na agricultura e pastagem, uma a duas ordens de magnitude de diferença são destacadas. Em profundidade, há redução de condutividade nos perfis de pastagem e agricultura e aumento nas florestas.

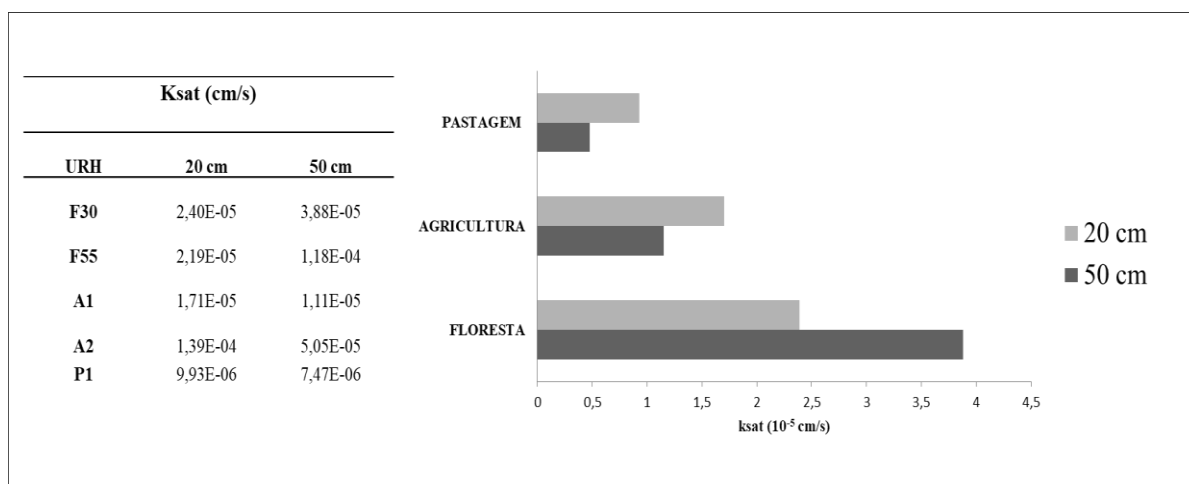
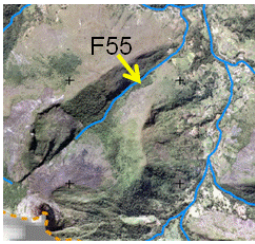
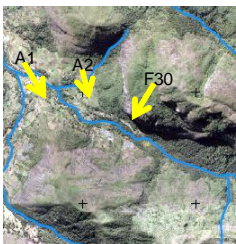



Figura 55: Valores de k_{sat} e gráfico representativo das médias dos ambientes segundo o tipo de uso e cobertura.

Neste quadro 5 são colocadas alguns destes atributos da paisagem que convergem para caracterização de ambiente serrano. Há de se destacar a posição de F55, que é a estação de menor declividade em detrimento as demais.

Quadro 5: Imagens com a localização das estações e paisagem local, com altimetria, aspecto, declividade em graus, curvatura das encostas, classes geomorfológicas e tipos de solos.

cobertura do solo e estações	altimetria (m)		aspecto	declividade (°)	curvatura	classes geomorfológicas (Ah)	solos
	1050		noroeste	15	concava	serras e degraus reafeiçoados	Neossolos
	F30	1090	sudoeste	35	convexo	serras e degraus reafeiçoados	Cambissolo
	A1	990	norte	25	retilíneo	serras e degraus reafeiçoados	Latossolo
	A2	1080	oeste	38	convexo	serras e degraus reafeiçoados	Latossolo
	1180		noroeste	30	retilíneo	serras e degraus reafeiçoados	Latossolo

As estações estão localizadas nas encostas de retilíneas a convexas, exceto em F55 que possui suave concavidade que pode auxiliar na convergência de fluxos. A altitude de todas elas são próximas, exceto para P que está próximo a 1200 m. Todos os ambientes estão na tipologia do relevo segundo desnível altimétrico (compartimentação topográfica) em serras e degraus reafeiçoados. A bacia possui 38% de sua área preenchida por afloramentos rochosos. Essas características de solos e paisagem embasam a discussão dos resultados na deflagração dos processos hidrológicos dos solos.

7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados serão discutidos em três etapas: a primeira com relações hidrológicas sazonais relacionando a chuva e o potencial matricial; a segunda, a discussão dos eventos de chuva intensa e resposta na hidrologia dos perfis de solos; e por fim, reflexões acerca da dinâmica hidrológica dos perfis analisados com efeitos na dinâmica da bacia do rio Bonfim.

7.1 RELAÇÕES SAZONAIS ENTRE PRECIPITAÇÃO E UMIDADE DO SOLO EM ÁREAS DE DIFERENTES TIPOS DE USO E COBERTURA DA TERRA NA BACIA DO RIO BONFIM

A bacia do rio Bonfim apresenta caracterização do regime de chuva condizente para dinâmica climática de ambientes serranos tropicais, onde o clima enquadra-se em CwB conforme classificação de Köppen (1948). O estado do Rio de Janeiro com relação a precipitação é influenciado pela passagem de Sistemas Frontais, estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala e a circulação marítima que interage com a orografia local (ANDRÉ et al., 2008; SOBRAL et al., 2018). Sazonalmente, a concentração de precipitação durante os meses de outubro a março indica a influência da ZCAS e os movimentos convectivos. Já no inverno, a atuação é maior dos Sistemas Frontais, reduzindo abruptamente o volume total precipitado para o período.

André et al. (2008) indicaram que a média da precipitação anual na região serrana é de 1203 a 1532 mm, podendo atingir maiores valores nas cabeceiras junto a Serra dos Órgãos. Silva e Dereczynski (2014), destacam que nesta região, durante os meses de verão o total pluviométrico fica em média de 600 a 1350 mm e, durante o inverno, 300 mm. Isso corrobora os dados observados, ou seja, em Sítio das Nascentes, a média de 2009 a 2012 dos meses mais secos (abril a setembro) foi de 294,5 mm, ao passo que está para os meses de outubro a março, foi de 975, 75 mm.

Em Vale do Açu, a média para a estação mais seca foi de 274,75 e 914,75 mm durante os meses mais chuvosos e por fim, no Parque Petrópolis, com média entre 2009 a 2011, onde os meses de estiagem 261 para 725 mm, nos meses chuvosos.

Nos resultados apresentados e nesta análise com relação ao volume precipitado nas duas sazonalidades marcantes, observou-se que o Parque Petrópolis possui menores valores totais de precipitação.

As três estações de geração de dados pluviométricos estão posicionadas em distintas altimetrias, Sítio das Nascentes em 1100 m, Vale do Açu a 980 m, e 760 m em Parque

Petrópolis. Desta forma, observa-se que as duas primeiras estão em área de relevo mais acidentado e montanhoso próximo a um dos maiores divisores de água da Região Serrana, Pico do Açú com altimetria superior a 2000m.

Marques et al. (2017) analisaram o comportamento hidrológico da bacia do Piabanha (Bonfim é um dos seus afluentes) a partir dos dados de quatro principais estações, uma delas o PARNASO, na área da bacia do rio Bonfim. Os autores apontam que dentre as estações avaliadas (Parnaso, Avelar, Sobradinho e Pedro do Rio), a Parnaso apresentou maior quantidade de chuvas mensal e anual devido à localização geográfica com proximidade aos divisores da Serra dos Órgãos.

Andrade et al. (2015) colocam que a orografia contribui para o aumento da convecção e da intensificação da quantidade de chuva, podendo maximizar o volume dos eventos de chuva intensa ou extrema, como aconteceu em 2011, no megadesastre da Região Serrana, embora a maior parte destes eventos esteja associada a passagem de Sistemas Frontais, como indicam Dereczynski et al. (2009).

Relacionando os dados de potencial matricial para o intervalo analisado, a umidade do solo acompanha a sazonalidade e os dois comportamentos da precipitação anual com relação à presença de água na bacia, de outubro a março e abril a setembro.

Na sazonalidade (dados anuais) foram gerados dados de F55, A1 e P para comparação anual dos ambientes, já descrito em resultados. Pela média total do potencial matricial nos primeiros 1 metro de solo, percebe-se que há menor retenção de água em F55 e que A1 e P esbarram em valores similares, ou seja, -75 kPa em F55 para -42 em A1 e P1.

Esses valores indicam que há maior presença de água nos sensores de agricultura e pastagem, e menor em Floresta. Hidrologicamente, pode-se atribuir a manutenção dos fluxos lentos em subsuperfície para agricultura e pastagem e fluxo vertical mais rápido para floresta. Nos gráficos sazonais nota-se que o potencial matricial acompanha a escassez de chuvas, o que indica que a presença de água em alguns ambientes, como na floresta está atrelada ao regime de chuvas.

Estudo realizado nas encostas montanhosas da China por Yu et al. (2015), similar a proposta desta pesquisa, em cinco tipos de uso e cobertura distintos (floresta, pinheiros, agricultura, pastagem e campos) constatou as mesmas relações.

Wang et al. (2012) também usando monitoramento da umidade, dentre as técnicas de estudo, comparando ambientes de floresta, vegetação arbustiva rasteira e pastagem, corroboram com o apresentado no estudo, em Yu et al.(2015). No entanto, eles discutem o papel da

evapotranspiração para explicar menor umidade no topo de solos das florestas, visto que, as características dos solos são similares neste monitoramento.

A floresta (F55) está assentada sobre solos mais arenosos, com percentual de areia em média de 60% num sistema de sub-bacia com planície estreita margeada por afloramentos rochosos. A drenagem no canal principal deste sistema seca durante o período de estiagem, inverno tropical, configurando a baixa retenção no solo para fluxos subsuperficiais lentos que alimentam os canais durante a escassez. Na figura 56, observa-se o fluxo no canal principal a jusante da estação de monitoramento, podendo perceber que, para o mesmo ponto (posição onde a foto foi realizada) a existência de dois regimes hídricos para os períodos distintos.



Período seco



Período úmido

Figura 56: Leito do rio a jusante de F55 durante o inverno (foto 01) e verão (foto 02). Arquivo pessoal.

Isso pode ser justificado pelas características locais, por exemplo, a média da porosidade total do perfil foi de 49,19% sendo que 27,55 com microporos e 21,64% de macroporos e densidade do solo média do perfil em $1,12 \text{ g/cm}^3$. As características físicas do solo, juntamente com a formação de caminhos preferenciais pela malha de raízes e blocos rochosos dispostos no solo, acentuam os fluxos verticais, mais rápidos que recarregam a zona

saturada. Isso pode ser entendido nos dados de taxa de infiltração e condutividade hidráulica saturada, que foram duas a quatro vezes maiores que em agricultura e pastagem.

Outro fator que não foi considerado no monitoramento e que precisa ser investigado *a posteriori* são as relações com a geologia local, uma vez que essas rochas são fraturadas provocando fluxos preferenciais entre a matriz do solo o seu contato.

Além da perda de água no solo pela própria infiltração e percolação, como destaca Wang et al. (2012), para ambiente florestal a evapotranspiração retira a água do solo, perdendo na transpiração das plantas e evaporação do solo, mesmo que a temperatura no solo deste ambiente seja baixa (20°C em média). Em áreas tropicais na Ásia, a floresta pode extrair até 88% do volume precipitado (ZHANG et al., 2001).

No Brasil, na floresta Amazônica, este valor pode chegar a 50% da precipitação anual que retorna a atmosfera por evapotranspiração (COSTA et al., 2007). Em estudos realizados no campo experimental de Cunha em São Paulo, em uma área de mata atlântica da serra do Mar, apontam para o valor de 38% do total precipitado que é destinado a evapotranspiração (FUJIEDA et al., 1985).

Em floresta tropical secundária e em capoeira, no estado do Paraná, Thomaz (2008) identificou interceptação de 52,4% na capoeira, e 23% em Floresta. Na Floresta da Tijuca, Coelho Netto et al. (1985) observaram entre 17 a 24%.

No entanto, esse comportamento pode ser alterado pelo volume e intensidade da precipitação, especialmente nas chuvas intensas, como demonstraram Ludgren e Ludgren (1973), na Tanzânia, com redução exponencial da interceptação com aumento da chuva, uma vez que em chuva intensa, a interceptação é reduzida.

Tomando como base os dados de precipitação média anual de Sítio das Nascentes, total de 1.275,25 mm entre os anos de 2009 a 2012, tem-se que destes, 483,36 mm foram para o fluxo de evapotranspiração e o restante, 789 mm aproximadamente foram para a bacia do rio Bonfim, na área com cobertura florestal, configurando saldo positivo.

De tal modo, relacionando os processos, as variações ocorridas nos sensores mais superficiais indicam a capilaridade das raízes na absorção de nutrientes e água para manutenção de suas funções orgânicas, condicionada ao processo de evapotranspiração. Os sensores, localizados em maior profundidade no solo, podem drenar água pela alta permeabilidade e caminhos preferenciais, especialmente nos períodos mais secos do ano.

Observando os comportamentos hidrológicos da estação em áreas de agricultura e pastagem, que tiveram maior retenção como destacado acima, percebe-se que até 20 cm da superfície os dados de tensão são baixos como na floresta, ou seja, a evapotranspiração pode

estar presente. No entanto, para este caso a evaporação exerce papel de destaque uma vez que a ausência de cobertura densa, como na floresta permite maior radiação no topo do solo.

Na estação da agricultura os meses úmidos são os que têm maiores amplitudes na temperatura do solo, atingido 28° C. Isso pode justificar a perda de água notável nas oscilações dos sensores de 10 e 20 cm entre outubro a janeiro. As encostas onde estão posicionadas a agricultura recebem intensamente os raios solares no período da tarde, e isto intensifica a perda de água para atmosfera (ou retorno), além do sistema de plantio convencional que segundo Dalmago et al. (2010), pode perder até duas vezes mais água que no plantio direto (em média 10 mm/d).

Independente da estação do ano, as oscilações do potencial matricial na área agrícola são identificadas nos sensores de 10 e 20 cm, a capilaridade dos sistemas de cultivo agrícola e radiação indicam a perda de água solo.

A temperatura do solo observada nessas áreas através da média anual foi de 20,2°; 19,9° e 22,84° C nos respectivos anos de 2010 a 2012. Na floresta, estes valores foram de 16,78°, 16,22° e 18,05°C na ordem dos anos levantados. Verificam-se diferenças em até 6° C de um ambiente para o outro, podendo a agricultura ter maior perda por evaporação que a floresta. No entanto, há de se pensar que para a hidrologia dos solos, mesmo que tenha evaporação, a irrigação realizada na bacia, por aspersão e sem controle, pode exceder a perda para atmosfera.

Na pastagem, embora tenha altos valores de tensão para os períodos de inverno, as oscilações são menores que na agricultura quando se observa o todo. A temperatura da pastagem está entre a agricultura e a floresta, ou seja, 18,2°, 17,6° e 20,1° C entre 2010 a 2012. A pastagem, quando se observa o topo do solo, protege mais o solo que a agricultura, pois forma-se um tapete de gramíneas sobre o solo.

Porém, não apenas a média, mas as oscilações de temperatura entre as estações mais secas das mais úmidas, apontam menor amplitude da floresta e pastagem. A gramínea, além da interceptação (próxima a 10%, segundo Baumhardt (2010)), também protege o topo do solo com relação à incidência dos raios solares, mantendo assim, a terra com maior nível de umidade do que na área de agricultura, dado que essa possui leiras de afastamento entre um cultivo e outro. Além disso, as variações na cobertura nas áreas de plantio com o preparo de solo permitem maior evaporação da superfície deixando o solo mais seco. A irrigação presente contribui para maior nível de evaporação.

7.2 RELAÇÕES ENTRE CHUVAS E USO E COBERTURAS COM A UMIDADE DO SOLO NOS PERFIS DA BACIA DO RIO BONFIM

Na classificação das chuvas diárias, percebe-se que a maior parte delas esteve entre 0-10 mm e 10 a 25 mm e que esta mantém a periodicidade anual dos *inputs* que mantém a umidade na bacia. Porém, nas chuvas moderadas a fortes e intensas (25 mm a 40 mm e acima de 40 mm) ocorrem as recargas e as mudanças na hidrologia dos solos e bacia como um todo.

A floresta tropical possui interceptação entre 17 a 30%, aproximadamente, como apontam visto na discussão anterior. Deste modo, as chuvas da primeira classe não são suficientes para geração de fluxo vertical no perfil a ponto de mantê-lo saturado, apenas verifica-se umidade presente na superfície, nos sensores a 10 cm e 20 cm.

Nos demais ambientes, as precipitações fracas a moderada, assim como na floresta incorpora água no solo, porém, não são suficientes para deflagrar mudança de comportamento hidrológico gerando respostas para infiltração completa do perfil, até um metro de solo, ou fluxos escoamento superficial.

As chuvas intensas ocorreram de forma reduzida na bacia, no período analisado, porém provocam comportamentos distintos para a relação entre a infiltração no perfil, o papel do uso, umidade e paisagem local, definindo mudanças no comportamento hidrológico, como o escoamento superficial por excedente a infiltração nas áreas agrícolas e pastagem.

Relacionando os eventos de precipitação intensa selecionados e a resposta da hidrologia dos solos, torna-se evidente que os ambientes de florestas estiveram com maiores valores de potencial matricial na média de 1 metro de perfil para os ambientes, tabela 12. A permeabilidade destacada na discussão sazonal e, no decorrer do texto, atestam esses dados apresentados e discutidos.

Tabela 12: Médias do potencial matricial de 2009 a 2012 do primeiro metro de solo das estações, em cada um dos quatro eventos selecionados para análise. Valores em -kPa.

	F55	F30	A1	A2	P
EVENTO 01	28,8	17,6	7,6	13,2	9,1
EVENTO 02	48,4	31,4	11,7	28,8	15,8
EVENTO 03	s/d	30,25	11,2	s/d	10,8
EVENTO 04	40	44,9	6,5	s/d	7,8

A discussão dos dados com a literatura, neste item, se faz através da resposta hidrológica dos perfis de solo nos quatro eventos de chuva intensa em relação aos diferentes

tipos de cobertura da terra. Assim, primeiro, floresta com floresta, depois agricultura com agricultura e por fim, a pastagem em detrimento dos demais.

7.2.1 Hidrologia dos solos em Floresta

Durante os resultados, percebeu-se que as florestas obtiveram padrões ou comportamentos hidrológicos distintos para realizar a infiltração e percolação da água no solo. Neste sentido, vale discutir as diferenças entre F55 e F30 na perspectiva da hidrologia florestal, envolvendo as respostas dos sensores à chuva (comportamento e tempo de deslocamento da água no perfil) e relação com a paisagem local (solo e topografia) e umidade antecedente.

Para analisar as relações de F55 e F30 são inseridas alguns dados e imagens (Figura 57) com informações concentradas dos gráficos e tabelas apresentados nos resultados. Acredita-se que torna mais legível para a discussão.

Assim, no evento 01, ocorreram cinco precipitações principais no intervalo de 7 dias (10 a 17 de novembro de 2009), com 3 chuvas intensas, acima de 40mm. O potencial matricial no primeiro um metro de solo para todo o período foi de -28,8 kPa em F55 e -17,6 kPa para F30, mostrando que a floresta com mais tempo de recuperação (F55) apresenta menos água contida no perfil que a com tempo menor, 30 anos. Isso fica claro na comparação dos dois gráficos da figura 57, com a linha máxima de energia para retenção da água de um para o outro, além das próprias oscilações ocorridas durante o período, onde F30 esteve mais próximo à saturação que F55.

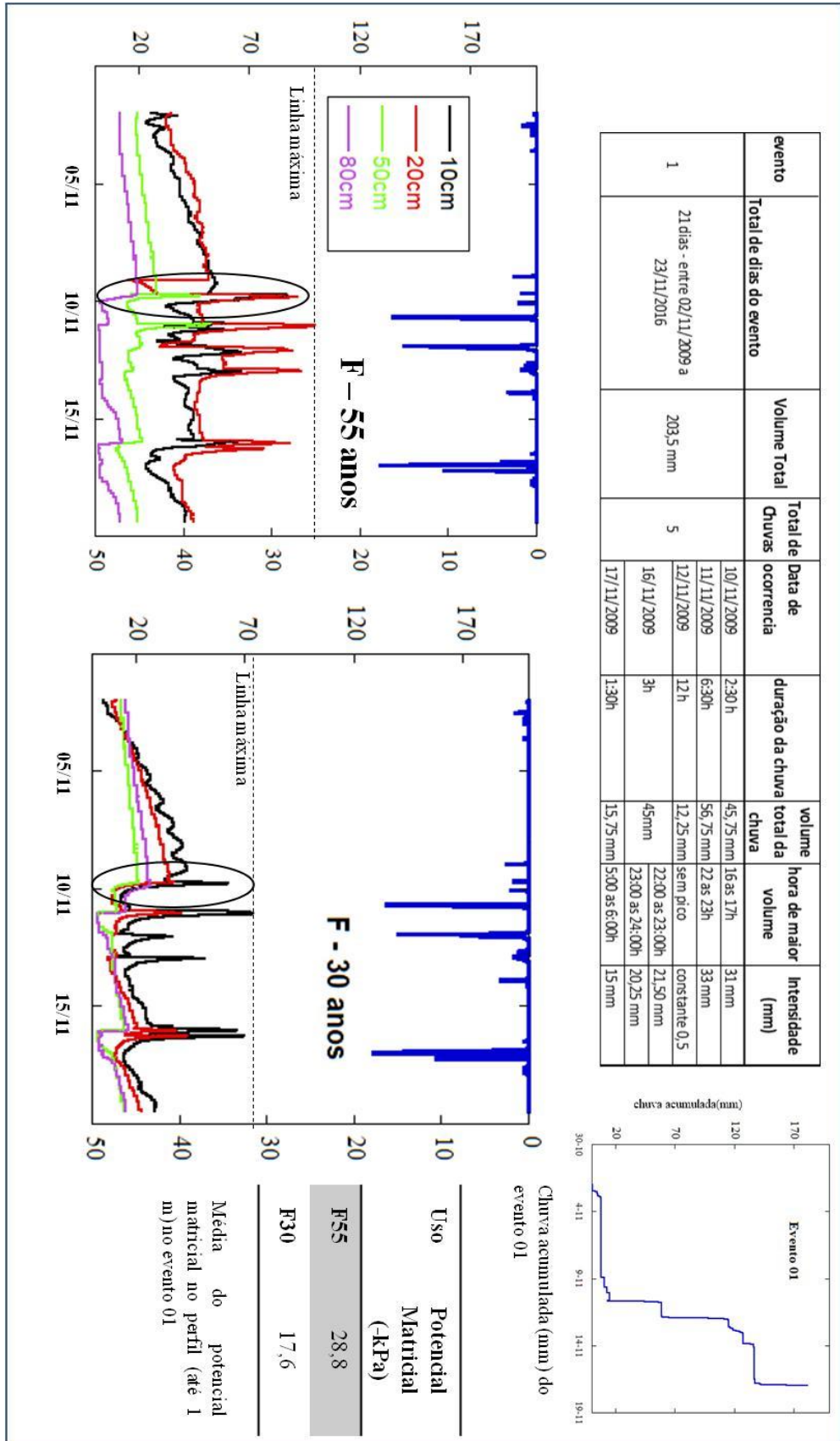


Figura 57: Dados dos eventos 01 com volume total das precipitações, chuva acumulada (mm), potencial matricial (valores negativos de kPa) em perfil de solo e gráficos de F55 e F30 de potencial matricial em relação a chuva.

No início do evento 01, ocorreram precipitações fracas que são sentidas apenas em 10 cm de F55, que estava mais seco. Os sete dias antecedentes a primeira chuva intensa, em 10 de novembro, a umidade antecedente em F30 é maior que em F55.

A perda de água em 10 e 20 cm de F55 é maior que F30, que é possível notar no afastamento dos sensores e delimitação de dois padrões em profundidade, em 10 e 20 e outro, 50 e 80 cm. Pequenos picos de precipitação antes do primeiro evento de chuva intensa são destacados em 20 cm de F55, que esbarra em -20 kPa de potencial (queda brusca) podendo ser reflexo da drenagem acumulada a superfície, ou seja, a água retida na serrapilheira, já que a 10 cm não verificou queda.

O mesmo comportamento não é verificado em F30. Esta diferença inicial pode estar atrelada a influência do paredão rochoso que pode agir na interceptação de chuvas mais fracas e acrescentar fluxo na encosta. Além disso, a posição da estação na encosta, já que esta se encontra em declividade superior a F55. Na figura 58 pode-se perceber a diferença de ambientes onde estão inseridas estações de monitoramento para F55, à esquerda e a direita, F30.

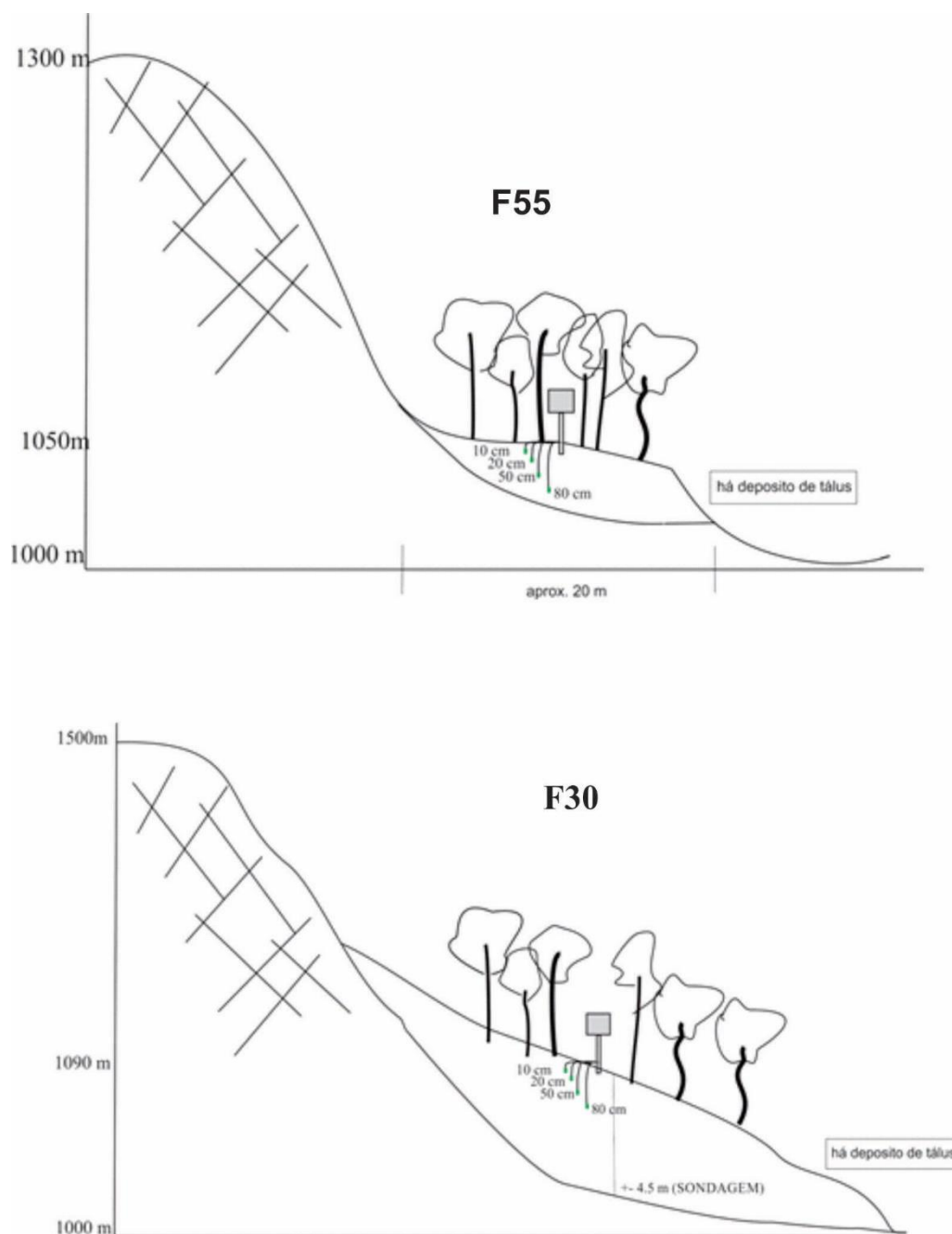


Figura 58: Perfil esquemático de localização das estações de monitoramento na paisagem local, acima F55 e abaixo F30.

Durante a primeira chuva intensa, F30 encontra-se mais úmido que F55, dado o somatório de precipitação do mês analisado e a trajetória mais lenta da água em F30 que F55. No quadro 06, está a comparação numérica do potencial matricial em relação às precipitações do evento 01, sendo possível perceber as mudanças das curvas do gráfico e também identificar o tempo de resposta dos sensores.

Quadro 6: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.

P e umidade nos horários	F30 (valores negativos -kPa)				análise F30	F55 (valores negativos -kPa)				análise F55	
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm		10 cm	20 cm	50 cm	80 cm		
Pré-evento -10/11	15	10	10	15	sat. 80cm 5:30h	42	48	18	5	saturação 80 cm 4:30	
durante a chuva (15:30 as 19h)	15	10	10	15		42	48	18	5		
	15	10	10	15		44	49	19	6		
pós 1ª chuva intensa - 19h	35	14	11	15		44	49	19	6		
	22:30	35	14	11		15	58	48	19		6
	23:30	67	32	11		15	57	75	52		6
	00:30	72	37	3		13	46	91	47		2
	01:30	73	36	3		2	32	99	50		1
	02:30	59	24	3		2	31	96	42		1
	09:30	19	12	2		2	34	46	18		2
durante a 2ª chuva (11/11 - 20:30 as 03:00h)	13	11	18	4	perfil úmido	41	31	21	2	10 e 20 mais secos	
	13	11	18	4		41	31	21	2		
	23:30	30	9	9		6	51	67	20		2
	01:00	36	9	9		6	56	86	18		2
chuva fraca (12/11 - 15:00 as 02:20h de 13)	manutenção da umidade no perfil - especial em F30										
	14	10	9	8	mais úmido	44	59	16	3	mais úmido em sensores mais profundos	
23:30	46	7	10	10		59	93	16	3		
03:00	25	8	9	10		48	63	13	3		
durante 3ª chuva (20:00 as 00:00h) 16/11	17	11	6	3		26	39	12	3		
	28	22	14	15	40	44	19	11			
final do período (19/11)											

A saturação após a primeira chuva intensa em F30 foi uma hora mais lenta que F55. Porém, a drenagem em 80 cm esteve mais presente em F30 que na outra, a qual inicia o período com o sensor mais profundo praticamente saturado.

Vale considerar os valores marcados em azul no quadro 06, eles indicam que de três a quatro horas após a chuva, os sensores a 10 e 20 cm aumentam a tensão, indicando perda de água e retenção. Esta água está sendo transferida para as partes mais profundas do perfil. Essa ação pode estar atrelada a presença de macroporos e caminhos preferenciais. Além disso, no meio poroso, quando a água atinge o solo, a primeira drenagem é feita nos macroporos, água livre.

Na literatura, em se tratando de macroporos e fluxos preferenciais na interação entre diferentes estágios de sucessão, como é o caso de F55 e F30, Archer et al. (2016) investigaram a relação de diferentes usos da terra com a formação de macroporos (>30 µm), por raio x. A presença dessas estruturas foram duas a quatro vezes maior em floresta temperada preservada que em estágio de recuperação.

Hayashi et al. (2006) analisaram diferenças hidrológicas em solos florestados e a participação da floresta na formação de macroporos. Duas áreas foram monitoradas, floresta sobre solos mais densos, em processo de regeneração e floresta primária, no Japão. E da mesma

forma, para os monitoramentos realizados, a floresta com estágio de sucessão mais antigo que a crescente pós-mudança de uso, marcou mais a presença de macroporos e esta ação direta na permeabilidade do perfil.

Essa mudança de estado, que se pode observar no quadro e no gráfico, é marcada pelo chamado “efeito cascata”, que é o fluxo vertical rápido no perfil, perceptível na resposta dos sensores em escala da superfície para a profundidade do perfil. Há uma inversão no gráfico, (Figura 57), que se apresenta quando 10 e 20 cm reduzem o potencial matricial enquanto 50 e 80 cm diminuem, chegando à saturação, principalmente em 80 cm de F55.

A inversão dos sensores mais próximos a superfície que, diante da chuva aumentam a tensão pode correlacionar-se ao estudo feito por Torres (2002) que identificou mudança do comportamento da água no solo próximo a poro-pressão positiva que gera alta descarga para dentro do perfil. Essa rápida drenagem pode gerar a resposta súbita para a retenção de 10 e 20 cm e o efeito cascata. Isso também foi destacado no trabalho de McDonnell (1990).

Entre a primeira e a segunda chuva intensa, F30 permanece praticamente todo úmido (Quadro 06) enquanto F55 está com três vezes o valor de potencial matricial (maior energia) no início da chuva para 10 e 20 cm. Durante a chuva, 10, 20 e 50 cm aumentam o potencial em F30 e em F55, configurando o efeito cascata já que se atinge a saturação a 50 e 80 cm de F30.

Entre a segunda e a terceira chuva intensa, há manutenção de entrada de água com chuva fraca. Nisto, os sensores a 10 cm em F30 e 10 e 20 em F55 acusam a entrada destas precipitações, legitimando que chuvas abaixo de 25 mm não provocam efeito cascata. Neste mesmo intervalo observa-se o equilíbrio da energia em F55 e a inclinação na reta em F30, apontando a drenagem lenta por fluxo subsuperficial em F30, provavelmente por influência da declividade na encosta.

Por fim, na última chuva intensa do evento, há efeito cascata em ambos ambientes facilitados pela umidade acumulada antecedente do período. A resposta rápida do ambiente F55 permite afirmar que, neste ambiente não houve saturação para 10 e 20 cm em nenhum momento do período, além deste terminar com aproximadamente o dobro da energia que F30, ou seja, mais seco.

No evento 02, tem-se duas precipitações principais registradas sendo uma intensa. No período prévio de 7 dias houve entrada de água de 44,2 mm e pós período, a estiagem. Nisto, tem-se que este evento 02 possui menos entrada de água que o evento 01, porém a intensidade em uma hora foi maior que no evento 01, sendo 58 mm concentrados entre 15h:30min às 16h:30min, e que, por isso, podem gerar respostas distintas na hidrologia florestal.

Assim percebe-se que F55 possui alta energia, mais seco no período. No valor do potencial médio do perfil para o evento 02 foi de -48,4 kPa para F55 e -31,4 kPa em F30, maior que no evento 01, indicando menor água presente no perfil antes, durante e após o período, já que há estiagem.

Observando o gráfico (Figura 59) o ambiente F55 não possui a mesma resposta hidrológica que F30, embora possuam cobertura florestal. A linha máxima do potencial esteve em -120 kPa para F55 e abaixo deste valor para F30, afirmando que F30 é mais úmido com maior retenção no ambiente, como os dados de evento 01 já vieram apontando.

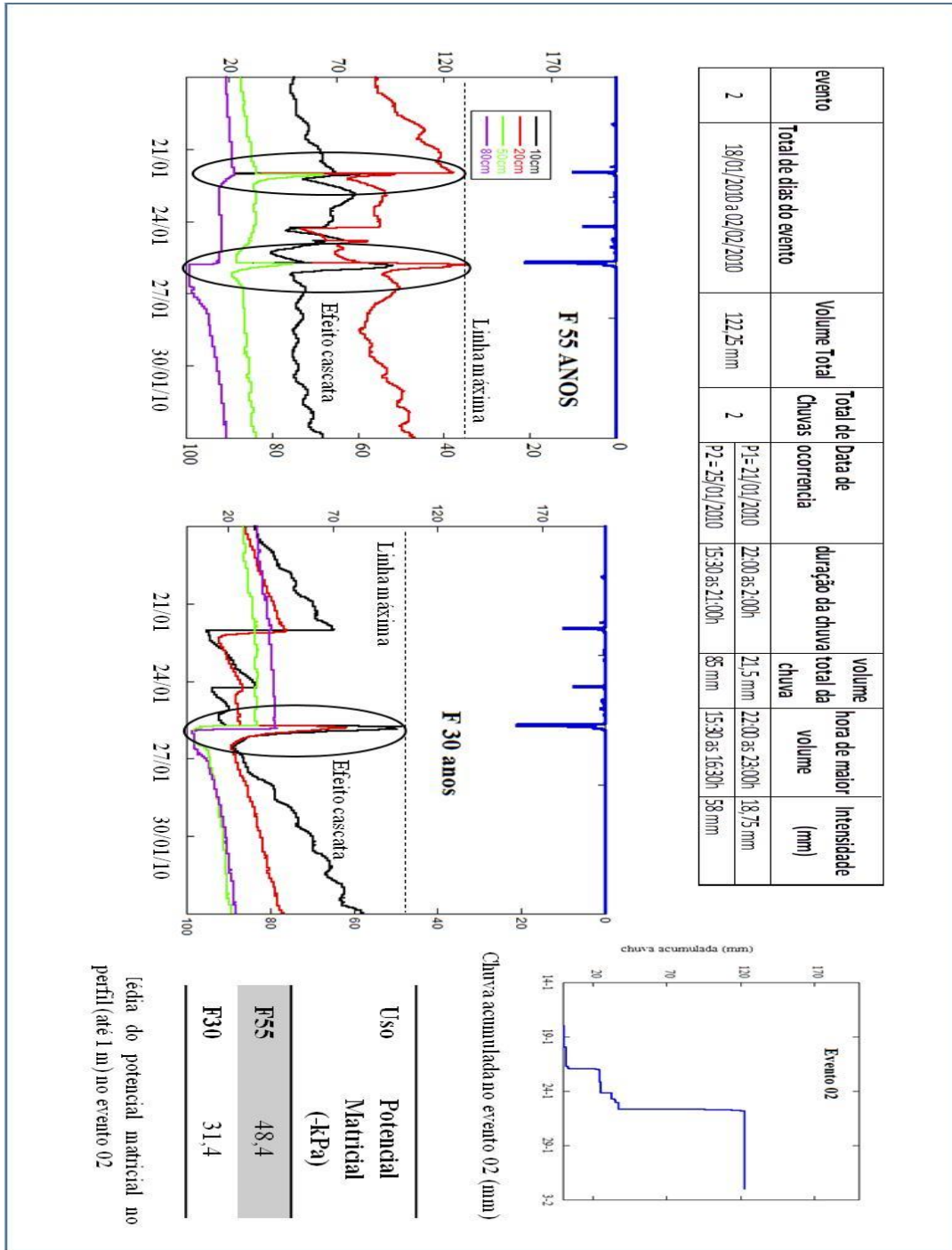


Figura 59: Dados dos eventos 02 sobre as precipitações, chuva acumulada (mm), potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F55 e F30 de potencial matricial x chuva.

Neste sentido, outras relações além do tipo de uso e cobertura entram para análise como a topografia e o tipo de solo, e como o perfil esquemático (Figura 58) aponta a diferença de declividade pode auxiliar no fluxo superficial que está presente na forma de drenagem das curvas do perfil de F30. Com relação ao controle de fluxos subsuperficiais em ambientes florestados, vários estudos demonstram esse domínio de fluxos, especialmente, dada a alta permeabilidade e taxa de infiltração na floresta. Isso se faz ainda mais presente quando se tem

diferenças topográficas (BLUME et al. 2007, TROMP-VAN MEERVELD et al. 2006, UNLENBROOK et al., 2003).

A composição textural do solo indica características de maior movimentação e baixa retenção da água no solo, como afirmado por Hillel (1980), Brady e Weil (2004), dentre outros, especialmente em F55. No entanto, como indicado por Mesquita e Moraes (2004), a fração granulométrica como propriedade isolada não pode ser indicativo da hidrologia dos solos uma vez que, a distribuição do tamanho e conectividade dos poros pode determinar comportamentos hidrológicos distintos para mesmos usos, o que reforça o papel da formação dos caminhos preferenciais.

A ausência de saturação completa nos perfil da floresta, associando chuva e caminhos preferenciais foram vista em Harden e Scruggs (2003) os quais não identificaram saturação no perfil com valores de chuva inferiores a 60 mm/d. Em F30 e F55, mostraram respostas na movimentação de fluxo diferenciadas embora tenham mantido a mesma tendência com fluxos verticais, típico de áreas florestadas (BUTLE e HOUSE, 1997).

Quanto ao tempo de resposta, no quadro 07, no início do período em 18 de janeiro de 2010 os sensores em F30 estão convergentes, e em F55 não. F30 manteve-se mais úmido por maior tempo, dessaturando em três dias, especialmente em 10 e 20 cm.

Antes da primeira chuva, datada de 21 de janeiro, F30 tem perda de água em 10 cm e F55 em 20 cm. E como os resultados já apontaram, a amplitude entre máxima e mínima é maior em F55.

Quadro 7: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.

P e umidade nos horários	F30 (valores negativos -kPa)				análise F30	F55 (valores negativos -kPa)				análise F55
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm		10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	
pré-chuva - 21:30h	69	46	33	40	perfil mais seco	69	123	32	22	mais umido em 50 e 80
Primeira precipitação - 21/01 (22 as 01:30h - 21,5 mm)	69	46	33	40		chuva fraca - primeira do evento 02 - solo mais seco				
01:00:00 final da precipitação	9	42	32	39	rápida resposta em solo seco - 10 e 20 cm	69	123	32	22	
7:00h (dia 22/01)	11	15	32	39		76	95	63	22	
antes da chuva intensa = 50 e 80 mais seco						10 e 20 mais secos				
pré-chuva intensa - 15:00 de 25/01	17	25	33	42	uma hora depois da alta intensidade - saturação em 50cm e 5:30h em 80 cm	51	78	23	15	3:30h após o fim da intensidade - saturação em 80 cm
chuva intensa (15:30 ate 21h)	17	25	33	42		51	78	23	15	
18h as 19h (durante a chuva)	102	68	6	42		93	131	44	1	
22:00h	74	57	3	2		92	115	32	1	
26/01 as 12:30h	22	21	8	3		51	96	24	1	
final do periodo (01/02 as 23:30)	84	46	21	23		63	106	32	18	

O sensor a 80 cm em F30, durante a pré-chuva, esteve duas vezes com maior energia que em F55, isso indica drenagem. Ao passo que em 20 cm, foi três vezes maior em F55 que em F30. Essas diferenças podem estar associadas à topografia, como já destacado e a evapotranspiração, na disponibilidade hídrica para as plantas e a capilaridade exercida. O sensor a 10 cm pode ser nutrido pela retenção de água na serrapilheira, diferente de 20 cm.

A transformação da serrapilheira em matéria orgânica acrescida ao solo contribui para distribuição dos fluxos e principalmente, para agregação e manutenção dos macroporos que geram maiores e mais rápidos fluxos de água no solo (COELHO NETTO, 1985; BUTLE e HOUSE, 1997; ZIMMERMANN et al., 2006).

Sobre solo mais seco, a precipitação de 21,5 mm gerou resposta rápida na superfície de F30 que em 3 horas aproximou-se da saturação. Nenhuma alteração brusca em F55 para esta precipitação, embora o gráfico apresente efeito cascata e aponte que, no geral, essa precipitação auxiliou na queda de energia do perfil, indicando presença de umidade na pré-chuva intensa. O dossel de F55 é mais denso que em F30 logo, a interceptação é maior em F55. Assim, as respostas da infiltração em F30 para os sensores superficiais podem ser mais rápidas, que em F55 quando se pensa a precipitação efetiva, e na chuva intensa.

A chuva intensa teve logo no início um total de 58 mm (15h:30min a 16h:30min), ou seja, chuva forte e concentrada e depois mais fraca até encerrar às 21h, totalizando para a precipitação valores próximos a 80mm.

Na pré-chuva, em F30 vê-se os sensores superficiais mais úmidos que os 50 e 80 cm. Porém, a entrada da água é marcada pelo súbito aumento de energia no perfil em 10 e 20 cm

(quadro 07) uma hora e meia após o final da maior intensidade e, durante a precipitação, a saturação em 50 e 80 cm. O tempo entre a entrada da chuva e a saturação em subsuperfície foi de 5h:30min, através do efeito cascata, ou seja, fluxo vertical para chuvas de alta intensidade.

O mesmo se observa em F55, mas com maior energia para retenção e a saturação em 80 cm mais rápida 3h:30min após o pico de chuva intensa. Nota-se que o formato gráfico do pico de potencial matricial em F30 é mais abrupto (linhas mais próximas) que em F55, que há espaçamento, isso pode indicar a presença da umidade antecedente no perfil de F30 em superfície (10 e 20 cm), a qual gera resposta inicial mais rápida para percolação. No entanto, a permeabilidade do solo em F55, textura média, gera mais rápida drenagem. Harden e Scruggs (2003), indicam redução de três vezes na taxa de infiltração de solos com floresta tropicais com a superfície mais densa em decorrência da redução da serrapilheira e da declividade.

Após os eventos, a drenagem de 10 cm de F30 chama atenção pelo crescente aumento de energia, redução do potencial, podendo este perfil perder por evapotranspiração e, principalmente, por fluxo lateral, dada sua posição na encosta. A declividade da encosta (acima de 30°) e diferenças na topografia (encosta convexa) em solos mais profundos, onde está F30, justificam a forma inclinada desta drenagem. Em F55 este período possui baixas oscilações tendendo ao equilíbrio, com menor água presente em 20 cm, devido à perda já discutida (evapotranspiração), estando este em zona abundante de raízes.

O evento 03 não há dados da estação em F55, somente F30 pode ser discutido. Nos sete dias que antecederam o evento acumulado foi de 47,1 mm, logo a entrada no período foi de ambiente úmido. Este evento foi selecionado porque possui constantes picos de precipitação, inferior a 40 mm, mas que podem observar distinções dos demais analisados, conforme pode ser visto na figura 60.

Há de se notar que este período está entre os dias que aconteceram o megadesastre da região serrana, porém, a bacia do rio Bonfim não foi afetada pelo volume identificado no evento, justificado pela posição que está se encontra em relação às áreas de ocorrências, dado que a chuva ocorreu no reverso da serra, afetando a bacia do rio Cuiabá, em Teresópolis, além da Cidade de Nova Friburgo.

A umidade do perfil no período foi similar ao evento 02, com -30,25 kPa, em função sensores localizados a superfície registraram mais secos, justificado pela drenagem e, também, pela evapotranspiração do período.

Os sensores a 50 e 80 cm estão abaixo da linha de -20 kPa para o período, encontram-se saturados em resposta ao acúmulo de umidade do mês e processos que podem ampliar esta saturação pelo fluxo existente entre o paredão rochoso e solo a montante do ponto.

A chuva moderada que acontece em 10 de janeiro com duração de 12h, o solo encontra-se mais seco na superfície, quadro 08, assim, quando inicia a chuva intensa, as 21h:30min, uma hora e meia após a energia reduz 3 vezes, aproximando o sensor a 10 cm da saturação, enquanto nos demais sensores as alterações são baixas. Isso significa que esta chuva atingiu a superfície. No final desta precipitação, há perda de água em 20 cm e permanente nos demais.

Em 11/01 pré-chuva intensa perfil encontra-se úmido com chuva iniciando as 20h. A maior intensidade desta foi entre 23h:30min as 00h:30min e deste modo, uma hora após a intensidade, ou seja, 01h:30min, há efeito cascata com drenagem em 10 e 20 cm e saturação em 50 e 80 cm, configurando fluxo vertical. Após a chuva intensa que termina as 05h:30min do dia 12/01, ocorre período de sucessivas chuvas fracas a moderadas, onde a amplitude do potencial matricial não ultrapassou -20 kPa.

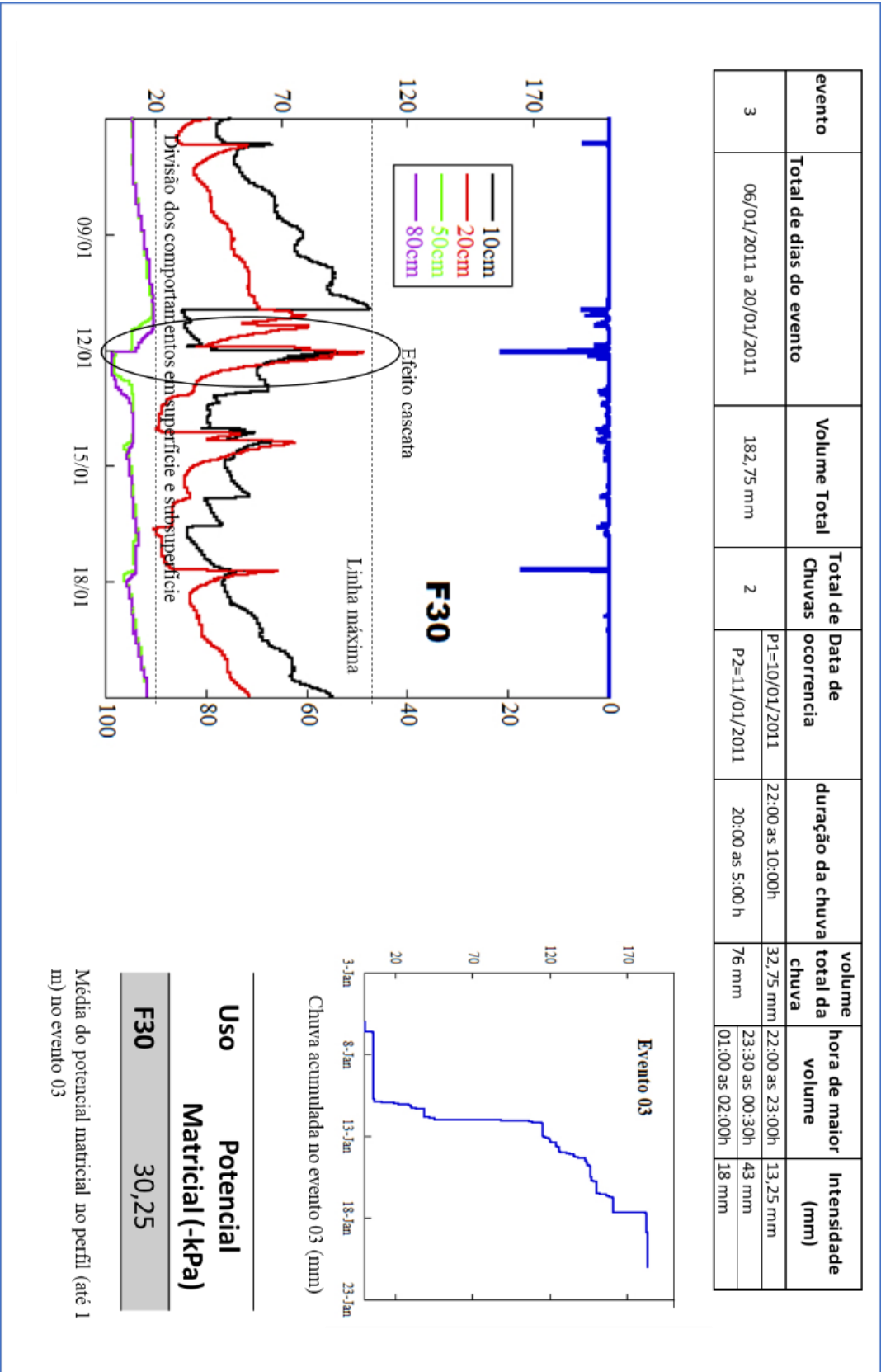


Figura 60: Dados dos eventos 03 sobre as precipitações (mm), chuva acumulada, potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F30 de potencial matricial x chuva

Quadro 8: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.

P e umidade nos horários	F30 (valores negativos -kPa)				análise F30
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	
10/01 21:00 pré-chuva	104	61	18	19	solo seco a resposta de 10 cm foi 1:30h após o início da chuva
chuva moderada - 12h duração - 21:30 início	104	61	18	19	
23h	31	67	18	19	
11/01 as 10h - final da chuva	31	80	13	19	
início da chuva intensa, perfil mais úmido					
11/01 - pré chuva intensa -19:30	37	43	10	13	uma hora após maior intensidade, durante a chuva, saturação em 50 e 80 cm
início da chuva intensa - 20h	38	42	10	13	
maior intensidade (23:30 as 00:30)	83	91	10	12	
01:30	100	12	3	2	
final da chuva intensa -5:30h	71	84	3	2	
intervalo de chuvas fracas a moderada - oscilações em 10 e 20 cm - amplitude de -20 kPa					
17/01 as 15:30 - chuva moderada	45	25	12	11	umidade mantida pelas chuvas sucessivas
Fim da chuva com 21,25 mm -17h	46	26	12	12	
19/01 -23:30	74	47	14	14	
20/01 - final do evento - 23:30	90	57	16	16	

Em três dias após o período podem ser vistos drenagem rápida no gráfico pela angulação, evidenciando o papel da topografia, como vem sendo destacado nos outros eventos (01 e 02).

No evento 04 houve maior aproximação de F30 e F55 com relação a potencial matricial (Figura 61) do perfil. Dois padrões em F30 de comportamento hidrológico se delimitam, um para os sensores em superfície onde as oscilações são maiores e outro em subsuperfície, que permanecem saturados.

Este evento é marcado por duas chuvas intensas, a primeira com intensidade horária que gerou chuva de 39,5 mm e a outra com chuva superior a 40 mm, porém em 24 horas. No início do período, F55 está com 20 cm acima de 10 cm, perdendo mais água. No entanto, há um ponto de inflexão não podendo ser relacionado com a chuva, porque não há dados para comparação. Assim o sensor a 20 cm perde mais água neste primeiro momento, recebendo a drenagem (franja capilar) na drenagem de 10 cm.

No dia 01 às 19h30min os sensores a 20 cm estão acima de 10 cm em ambos ambientes. F30 inicia com ambos saturados e percebe-se que a diferença entre esses dois sensores superficiais afirmando o papel da evapotranspiração e percolação. Quando em 10 cm inicia a drenagem, F30, o sensor de 20 cm reduz a energia, indicando presença maior de água que de perca. Em 02 de janeiro, há pico de potencial para 10 e 20 cm e nisso, ocorre à saturação completa de 50 e 80 cm.

Antes da chuva intensa, o sensor de 20 cm na F55 está com mais água que em F30, indicando papel da topografia, mesmo que em F30 tenha estabilidade neste período pré-chuva, de 03 a 06 de janeiro.

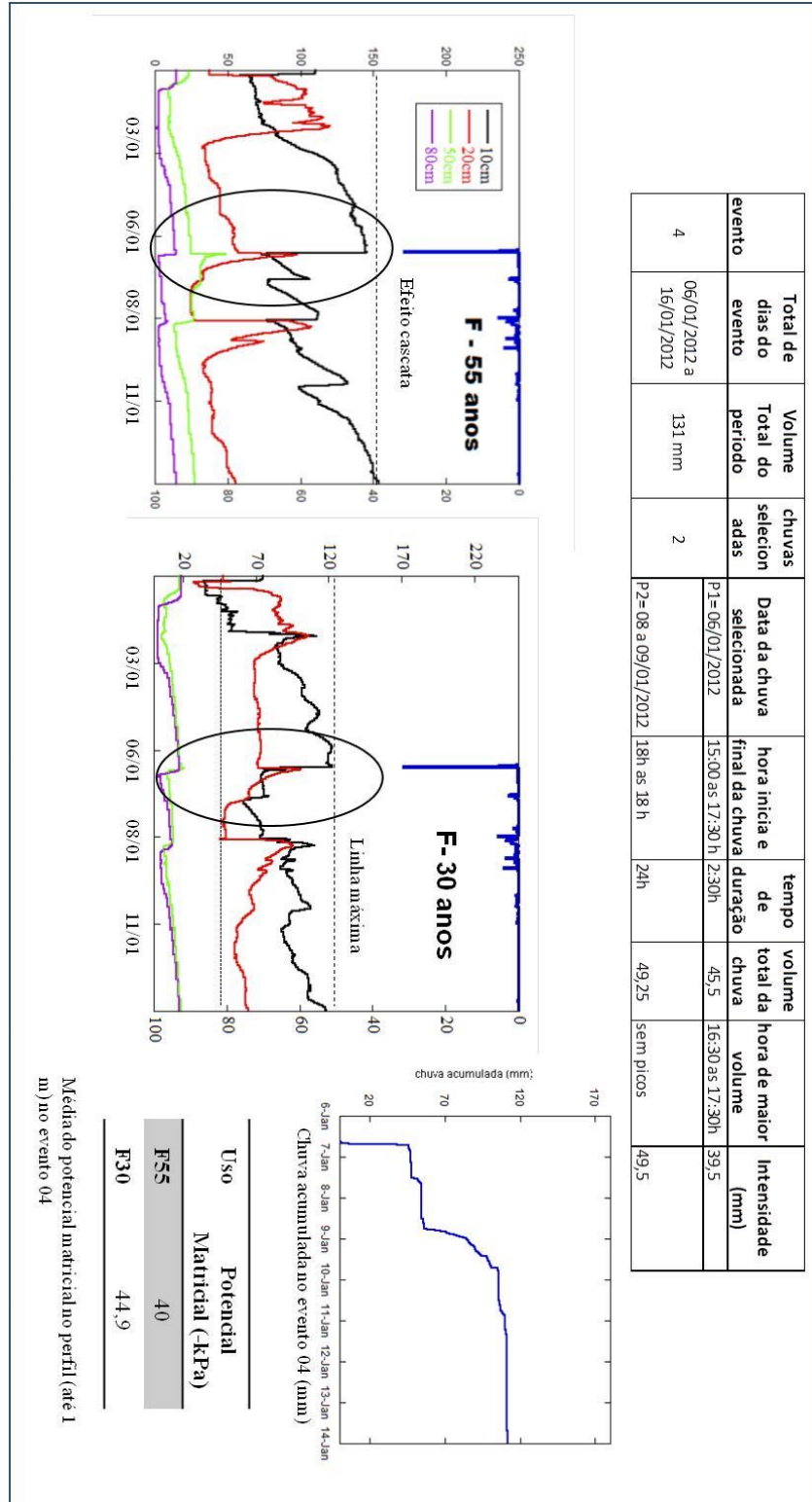


Figura 61: Dados dos eventos 04 sobre as precipitações, chuva acumulada, potencial matricial (valores negativos em kPa) em perfil de solo e gráficos de F30 de potencial matricial x chuva (mm)

Na pré-chuva intensa (Quadro 09) os sensores a 10 cm estão mais drenados, com maior energia. Uma hora e meia após o início da chuva, no pico de intensidade, há resposta em F30, ou seja, a chuva atingiu a superfície deste ambiente primeiramente que em F55. As 18h, três horas depois do início, 20 cm aumenta a energia, iniciando a drenagem e o efeito cascata, quando às 21h ocorre a saturação. Seis horas depois do início ou 3:30 h após o pico, satura 80 cm em F30. Ao passo que em F55, essa saturação aconteceu uma hora a menos.

Quadro 9: Dados das precipitações quanto à hora de ocorrência e reflexos nas estações de F55 e F30 com análise enfatizando o tempo de resposta dos sensores em relação às entradas de chuva.

P e umidade nos horários	F30 (valores negativos -kPa)				análise F30	F55 (valores negativos -kPa)				análise F55	
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm		10 cm	20 cm	50 cm	80 cm		
01/01/2012 19:30	46	85	6	9	Chuva intensa concentrada, saturação em 80 cm 3:30h após o pico de intensidade ou 6h após início da chuva / chuva longa duração, 12 horas após início da chuva - saturação em 80 cm	68	100	9	2	chuva intensa concentrada, saturação 80 cm 2:30 após início da chuva /saturação em 80 cm na chuva longa 7:30 após início da chuva	
02/01/2012 18:00	109	105	5	2		78	120	9	2		
03/01/2012 11:30	86	69	10	3		100	34	14	3		
pre- chuva intensa	120	71	18	17		144	55	24	13		
06/01/2012 15:00:00 - início	121	71	18	17		144	55	24	13		
06/01/2012 16:30:00 as 17:30h (picc	87	71	18	17		144	56	24	14		
06/01/2012 18:00	90	100	18	17		145	56	24	14		
06/01/2012 19:30	76	92	10	15		77	72	24	14		
06/01/2012 20:00	75	89	10	13		78	89	38	3		
06/01/2012 21:00	73	81	9	3		80	77	35	2		
período abaixo de chuva de longa duração						período de chuva intensa de longa duração					
08/01/2012 18:00:00 -início	73	49	13	11		111	26	26	7		
08/01/2012 20:00	93	76	13	12		76	27	26	7		
09/01/2012 01:30	102	94	6	11		88	107	13	2		
09/01/2012 06:00	92	84	7	4		92	77	14	2		
09/01/2012 19:00- fim	106	68	11	9		97	50	15	3		
13/01/2012 23:30 - final do período	118	64	18	17		153	55	27	14		

O período de chuva intensa de longa duração inicia com sensores em F30 mais úmidos que o período anterior, ou seja, mesmo com drenagem lenta, a retenção em F30 é maior que em F55. A saturação acontece 12 horas depois do início da chuva longa em F30 e 07h:30min em F55, 04h:30min de diferença entre os ambientes.

Ao final da chuva o sensor a 10 cm de F30 está com alta energia, e a drenagem dos perfis acontece em 10 cm primeiramente no final do período por completo, porém, não terminam com saturação. Neste final de período cabe destacar as curvas de 10 cm, a inclinação em F30 indica perda lenta e o contrário em F55.

Diante do que foi interpretado nos quatro eventos para hidrologia florestal, evidencia-se semelhanças quanto às oscilações de ganho e perda de água na zona de raízes, não saturação completa do perfil nos eventos analisado. Em F30, para o evento 01 a umidade antecedente conferiu a redução dos sensores com potencial menor que -30 kPa, o que não foi visto em F55.

Porém, os ambientes são distintos quanto ao tempo de transferência de água no perfil, entre 2 a 3 horas de F55 a F30. Também são distintos na forma de drenagem e retenção de água, em F30 a água atinge o solo mais rápido para iniciar o processo de infiltração, porém, a perdas por fluxos laterais estão mais presentes.

Na interceptação, a partir da água que atinge o solo foi visto mais de uma hora de diferença entre F30 que teve mais rápida resposta que em F55. Neste último ambiente, o dossel mais fechado, dado a recuperação florestal, gera atraso de até 2 horas no início das respostas (Figura 62). A mata em início de estágio de recuperação, formando uma capoeira, permite maior abertura no dossel, as clareiras que facilitam a entrada direta da água no solo, carreando a serrapilheira gerando maior adensamento da superfície. Em Souza et al. (2004) em solos amazônicos, verificou redução em torno de 10% da taxa de infiltração entre floresta natural e capoeira.



Figura 62: Fotografia do dossel acima das estações de monitoramento em F30 e F55.

Em F55 a drenagem se torna rápida pelas características dos solos de textura média para argilosa em F30, segunda a descrição do perfil feita pela Embrapa Solos e pesquisa realizada em 2010, durante a pesquisa na bacia do rio Bonfim.

Outras características reforçam o que foi apontado na umidade do solo e processos perante as diferentes precipitações. A porosidade total nos 0,5 m de solo foi maior em superfície para F55 e a 20 cm, porém se igual de 40 e 50 cm, ou seja, ambos ambientes com alta porosidade, o que inclui a porosidade primária (matriz do solo), mas, a secundária, criada pela ação biogênica das raízes e fauna do solo, biocavidades. Essa interação solo-biota forma ambiente permeável com alta condutividade hidráulica e infiltração, como pode ser visto em figura 63 (d) e (e.).

A relação em macro e microporosidade realça a diferença textural dos solos, em F30 a microporosidade este mais presente, justificando a percolação com tempo de resposta mais lento que em F55. Isso pode ter reflexo na infiltração realizada no topo do solo, onde se percebeu que F30 foi menor que em F55, ambiente de maior macroporosidade, textura arenosa, topo mais plano e com maior malha de raízes que provocam fluxos preferenciais.

Com relação aos fluxos preferenciais, em F55 por estar em estreita planície margeando o canal principal da região que deságua no Bonfim, há presença de blocos rochosos, depósito de tálus e isto foi sentido na tradagem, durante a instalação dos sensores e coleta de material na localidade.

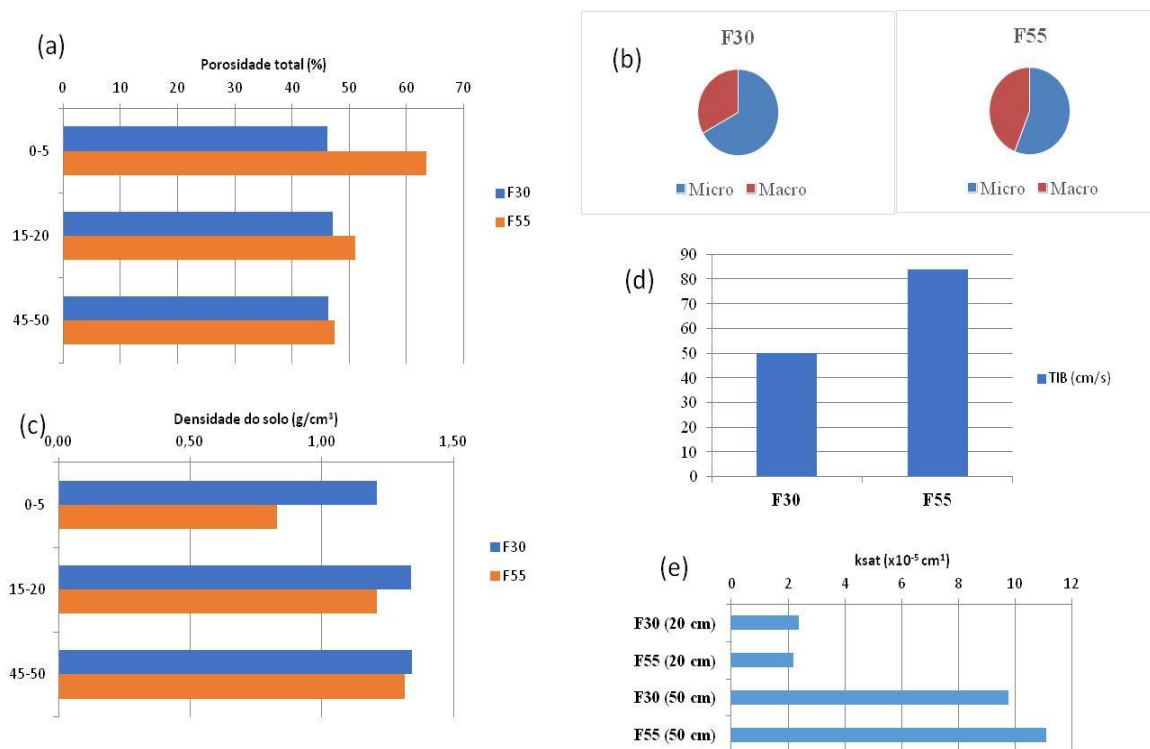


Figura 63: Características dos solos em F30 e F55, em (a) Porosidade total, (b) macro e microporosidade, (c) densidade do solo, (d) taxa de infiltração básica e (e) condutividade hidráulica de campo saturada.

Por fim, outro fator que justifica as diferenças na hidrologia dos solos de F30 para F55, especificamente quando se trata da maior presença de água em F30 é a presença do paredão rochoso vertical (90°), que se refere ao divisor de água entre o rio Bonfim e seu principal afluente (Poço Ferreira), em contato abrupto com o solo (depósito de colúvio), Figura 64.

Este afloramento pode incrementar água por interceptação (chuva cai diretamente e os fluxos de água respingam sobre a vegetação somando a chuva direta na floresta) e/ou por infiltração e fluxo subsuperficial mais lento encosta abaixo, já que trata-se de relevo de escarpa com alta declividade (superior a 30°), de alta energia para a movimentação lateral.



Figura 64: Afloramento rochoso (paredão) no topo de F30. Arquivo pessoal.

Na figura 65, as imagens foram realizadas no contato solo-rocha (paredão) acima da estação F30 as quais se percebe a superfície molhada pós-evento chuvoso, levando a formação de corredeiras de canais de zero ordem e ainda drenam para o contato com o solo gerando saturação no topo do solo.



Figura 65: Contato paredão rochoso e base da encosta com depósito de tálus próximo a F30.

A influência do paredão certamente está presente na hidrologia da bacia do rio Bonfim, uma vez que nos seus limites estão 38% da área preenchida com os maciços graníticos. Embora F55 esteja em área com divisores formados por paredões, o conjunto da paisagem em F30 sugere maior participação destes na dinâmica dos fluxos.

Tromp-van Meerveld e McDonnell (2006) identificaram saturação na encosta auxiliada pelo fluxo no contato solo-rocha e as microtopografias que este contato estabelece. Cunhas de saturação podem ser criadas e no aumento da chuva, elas podem se conectar e gerar mudanças na dinâmica da encosta, isso ficou conhecido como “*fill-spill*”. Podendo ter relações com a saturação na subsuperfície tanto em F30 quanto em F55.

Outra associação pode ser feita em McDonnell et al. (2010) que atentam que, o contato solo em rocha, como em F30, em encostas íngremes, podem controlar os fluxos verticais, dada a permeabilidade nas fraturas da rocha, mas também os fluxos subsuperficiais que incrementam a saturação no perfil.

Em F55, que embora esteja em área menos íngreme, a presença de rochas fraturas e blocos rochosos no perfil do solo, pode acelerar o fluxo vertical dada a permeabilidade e formação dos caminhos preferenciais entre os blocos e o solo, como visto em Lehmann et al (2007)

Ao final, Yu et al. (2015) comparando cinco tipos de usos do solo, de agricultura, pastagem natural e artificial e floresta nos planaltos da China, identificaram resposta bem similares com relação as oscilações entre chuva, umidade dos solos e vegetação. A floresta e vegetação arbustiva rasteira possuem respostas mais rápidas as chuvas, porém, permanecem com menor umidade no perfil, após os eventos.

7.2.2 Hidrologia dos solos em Agricultura e Pastagem

Pela proximidade das relações vistas nos resultados, estes ambientes serão discutidos em conjunto, ou seja, A1, A2 e P. O evento 01 foi o mais úmido, como já discutido anteriormente, os ambientes apresentam as médias mais baixas dos perfis para o potencial matricial em um metro de solo, como apresentado na figura 66, além de possuir a menor linha de máxima de potencial que engloba as respostas dos sensores.

Mesmo com valores mais baixos quando comparado às florestas os sensores instalados em áreas de agriculturas e pastagem as repostas dos gráficos (Figura 66) de potencial matricial com relação às chuvas apontam diferenças quanto à infiltração. Claramente nestes ambientes ocorre maior retenção, vista na própria linha de máxima do potencial matricial. E um dos fatores condicionantes, comum aos ambientes é a característica do solo quanto à textura fina, ou seja, maior presença de argila ao longo perfil.

O aumento das frações finas somados a densidade e a redução da macroporosidade, pode ter influenciado na redução da infiltração e condutividade hidráulica como também visto nos trabalhos de Abu-Handeh et al. (2006); Zimmermann et al. (2006).

Todos os ambientes iniciam o período próximo à saturação, abaixo de -20 kPa (Figura 66). A superfície perde água principalmente a 10 cm em curva crescente e similar para A2 e P; em A1 existem picos que podem estar relacionados à irrigação. Estes foram identificados nos dados que compuseram os gráficos. Assim, o agricultor irriga suas terras entre 11h e 13h o que gera os picos no sensor a 10 cm, que se estendem até 17h (variando entre -2 a -5 kPa), mesmo durante o período úmido. Isso pode acelerar a perda de solo em superfície, uma vez que em solo encharcado e em condições de chuva intensa, pode atingir rapidamente a capacidade de infiltração.

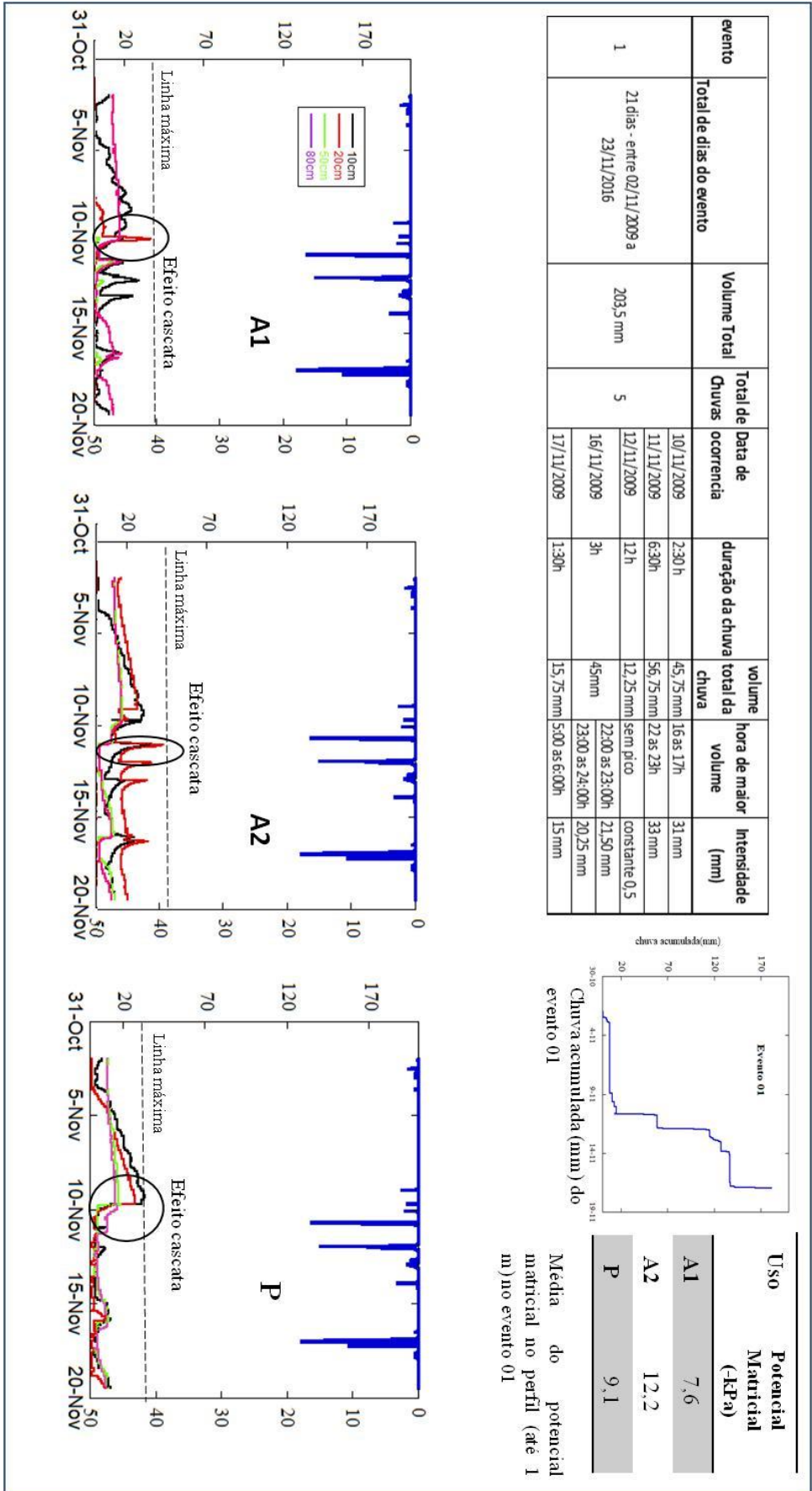


Figura 66: Dados do evento 01 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.

A1 inicia o período com 10 e 80 cm mais secos e 20 e 50 cm saturados. Antes da primeira chuva intensa, nos picos de chuva fraca à moderada não correspondem as mudanças significativas, apenas em 20 cm de A2 que pode ser justificada pela transferência da superfície ou fluxo lateral uma vez que este ambiente se encontra em encosta com alta declividade (superior a 30°).

A chuva intensa iniciou às 15:00h do dia 11 de novembro sendo que durante a mesma não houve mudanças nos sensores dos três ambientes. A chuva cessa as 19:00h (duração total de 3h:30min), as 23h:30min os sensores a 20 em A1 e 10 e 20 cm em A2 aumentam a energia de retenção da água no solo e 50 e 80 cm saturam, efeito cascata, como visto em F, especificamente em F30.

P não há esse processo, a saturação acontece no perfil como um todo, sem efeito cascata, podendo estar atrelada ao processo de percolação por macroporos, água disponível, quando este se encontra mais seco. Preenchimento e drenagem dos macroporos e depois permanência em meso e microporos.

Em A2 possui comportamento similar a F30 diferindo por maior presença de água em A que F e tempo de reposta na movimentação da água no solo, como por exemplo, a saturação pós primeiro evento em 50 e 80 cm foi de 06h:30 min, metade deste tempo foi visto na floresta.

Em A1 vê-se que a perda de água é maior em 10 cm, já em A2 em 20 cm, ambos iniciaram a segunda chuva intensa com aproximadamente -30 kPa, tendo em vista que as demais profundidades estavam próximas a saturação (quadro 10, destacados em vermelho). Podem-se interpretar esses dados inserindo a topografia, exposição da superfície à radiação solar, além da capilaridade da cultura temporário presente.

Quadro 10: dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.

P e umidade nos horários	A1 (valores negativos -kPa)				A2 (valores negativos -kPa)				P (valores negativos -kPa)			
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm
Pré-evento -10/11	2	2	0	4	10	13	10	10	3	3	4	10
durante a chuva (15:30 as 19h)	3	3	0	4	10	13	10	10	3	2	4	10
	3	3	0	4	10	13	10	10	3	2	4	10
pós 1ª chuva intensa - 19h	3	3	0	4	10	13	10	10	3	2	4	10
23:30	13	1	0	4	16	22	11	10	9	2	4	10
01:30	18	1	13	18	34	42	2	5	4	4	4	10
11/11 - 18:00	7	1	1	3	11	16	2	2	3	2	4	5
11/11 - 20:00	16	1	1	3	11	16	3	3	3	1	4	5
00:00	24	1	1	3	10	34	3	3	8	2	4	5
primeira chuva - saturação dos perfis - drenagem lenta e perda em 20 cm de A2 - 3:30h saturação em 80 para A1 e A2												
durante a 2ª chuva (11/11 - 20:30 as 03:00h)	28	1	6	2	10	30	3	3	9	2	2	5
12/11 - 03:00	28	1	6	2	10	30	3	3	9	2	2	5
chuva fraca (12/11 - 15:00 as 02:20h de 13) - Início	6	0	2	2	7	17	2	4	4	3	3	4
umidade retida gera saturação em chuva fraca com perda de água em A2 - 20 cm												
12/11 - 22:00 durante chuva	25	0	0	2	14	16	4	4	3	3	4	4
13/11 - 02:30 final da chuva	15	0	3	2	16	26	5	4	4	3	3	4
13/11 - 19:30	4	0	0	2	10	17	7	5	3	1	4	5
saturação dos ambientes e maior perda em A2												
16/11 - 19:30 -pre-chuva	5	0	1	5	12	17	3	3	3	2	4	4
durante 3ª chuva (20:00 as 00:00h)	5	0	1	5	12	17	3	3	3	2	4	4
16/11	menor saturação em 10 e 20 cm de A2											
16/11 - 00:30	6	0	0	4	11	17	3	3	4	1	4	4
17/11 - 04:30	5	1	0	3	10	16	3	3	4	1	4	4
19/11 - 10:00 - fim do evento	10	1	0	13	12	20	12	10	12	9	10	10

Em A2 está em encosta com maior declive comparado a A1, a qual em sua extensão está localizada F30. Perdas por fluxo subsuperficial podem gerar maior estado de energia nesta camada que em 10 cm que ainda recebe irrigação. Em A1 a perda pode estar associada à radiação, incidência dos raios solares a partir da exposição do topo do solo entre as culturas, até mesmo no preparo com a terra. Neste período o solo estava em preparo para cultura. O perfil esquemático das encostas de A1, A2 e P apontam para estes destaques da discussão, Figura 67.

Souza (2003) buscando entender as relações hidrológica entre chuva e potencial matricial, como nesta pesquisa, identificou-se que, para o plantio direto, nas precipitações de 20 mm há resposta nos sensores mais próximos a superfície, 15 e 30 cm, com retardo em 80 cm. Em precipitações superiores a 40 mm e, principalmente, as de 60 mm diários, houve resposta imediata em todo perfil, próximos aos valores vistos por esta pesquisa.

Outro fator que deve ser destacado na comparação de A1 com P é que os sensores a 80 cm possuem maior perda de água, mesmo com baixa amplitude no potencial matricial. A compactação dessas terras com marcas de plantio em P e o manejo e uso de plantio convencional com maquinário em A1, em longo prazo, podem ter gerado mudanças significativas nas propriedades físicas dos solos tendendo a compactação e formação de pé de arado.

De tal modo, o distanciamento em profundidade dessas condições de superfície manipulada pode ter gerado o fluxo da matriz em solos mais profundos (ambos latossolos) drenando vertical e lentamente para o perfil e encosta.

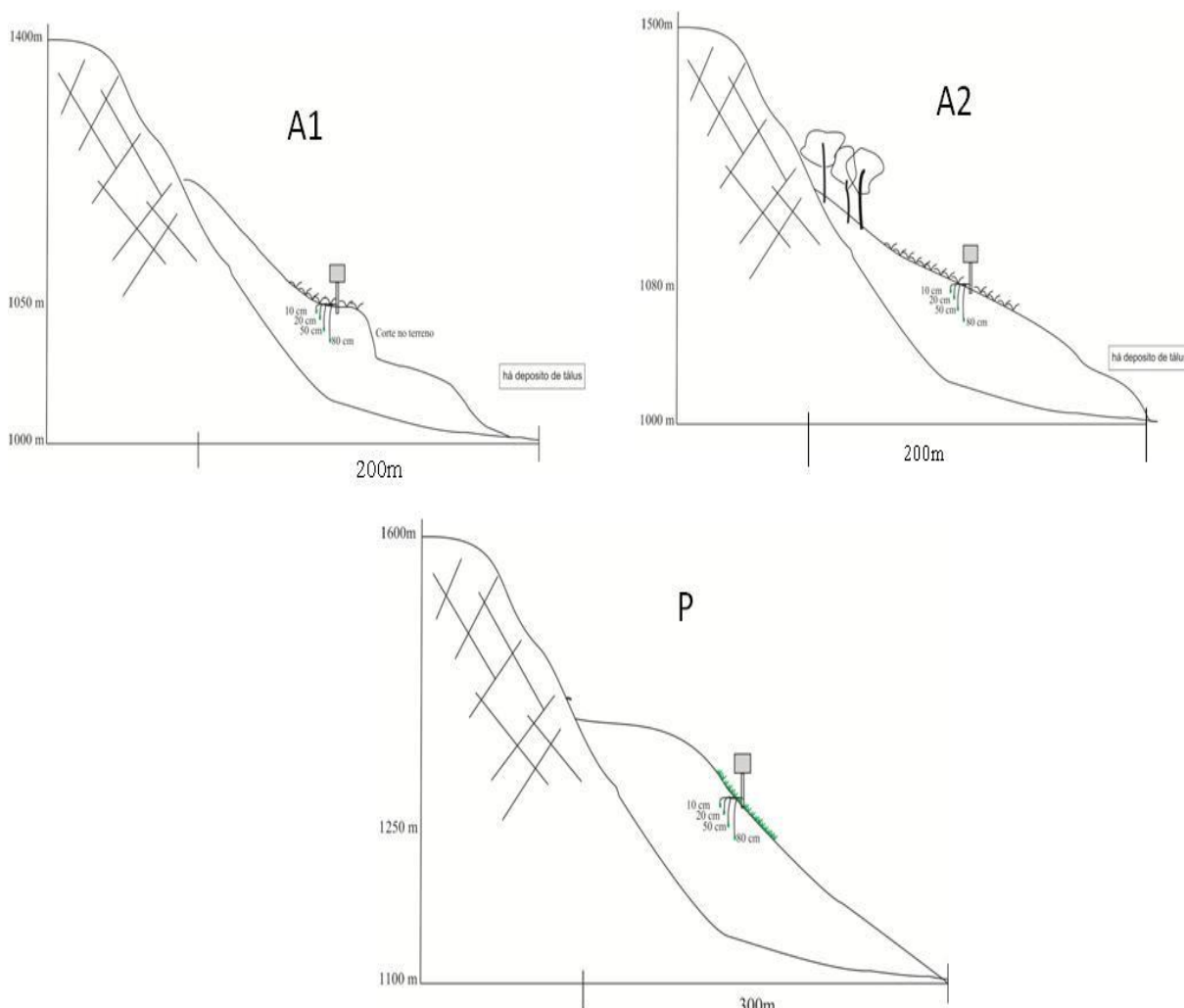


Figura 67: Perfis esquemáticos das estações agricultura A1, A2 e pastagem, P.

O papel da umidade fica evidente no evento 01 o qual foi possível gerar saturação completa em A1 e P para a primeira chuva permanecendo P saturado por todo período. Em A1 as oscilações em 10 e 20 cm não geram saturação do perfil na primeira chuva, porém na terceira sim, no acumulado de mais de 100 mm em seis dias. A2 gera efeito cascata, mas a alta permeabilidade e perdas por lateralidade não evidenciam saturação completa para o volume analisado, como nas florestas.

Cabe considerar que o limite de infiltração atingido em P na primeira chuva conduz escoamento superficial na continuidade dos outros eventos, ou seja, o limite crítico para P foi visto na chuva de aproximadamente 44, 75m concentrada em 02h:30min que deflagra a

mudança de infiltração para escoamento superficial. Esse mecanismo de geração de escoamento superficial foi identificado por Fernandes e Coelho-Netto (1994) em solos sob pastagem, no vale do Paraíba.

Cambra et al (1998) em estudo no Vale do Paraíba, Rio de Janeiro, observou maior adensamento do solo em profundidade em detrimento a redução dos macroporos. Na superfície a presença das raízes formando uma franja auxiliou na infiltração vertical e distribuição dos fluxos, em 30 cm apontou-se camada intermediária com diminuição do fluxo vertical em 60 cm, redução com resposta lenta e retardada na movimentação da água vista pelo potencial matricial.

O evento 02, período mais seco que o evento 01, a média de potencial do perfil para o evento (Figura 68) aponta para maior período de energia para retenção da água no perfil, ou seja, menor presença de água.

A2 se assemelha aos dados de F30, na média do perfil, deduzindo a semelhança entre os solos e posição da encosta, diferenças no tipo de uso e cobertura. A estação da pastagem possui a menor linha de máxima, mesmo que a média tenha gerado potenciais superiores em A1 e maior presença de água constante em P.

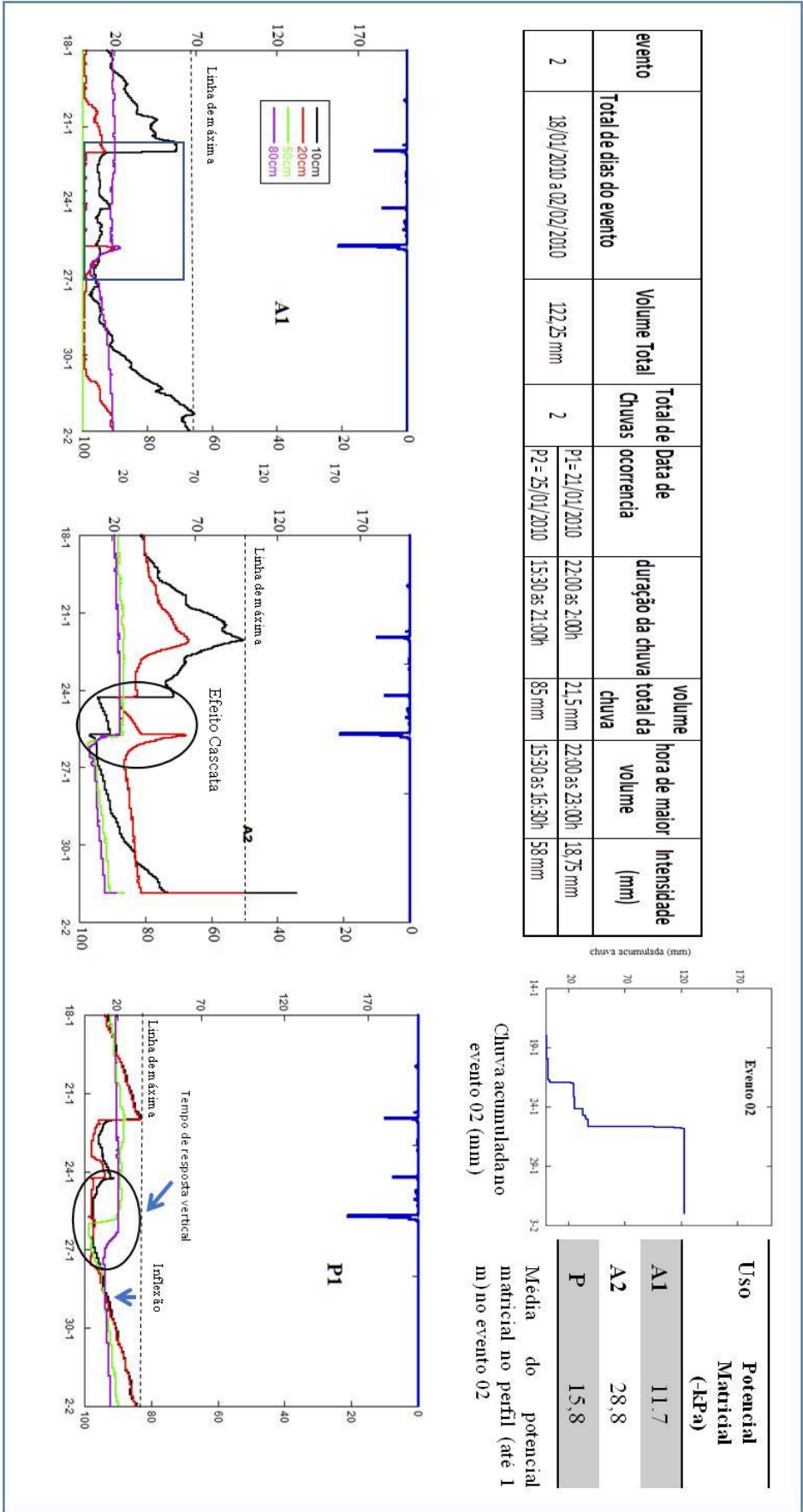


Figura 68: Dados do evento 02 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.

Em A1, as três chuvas identificadas no gráfico do evento 02 só altera 80 cm após a chuva intensa, de 58 mm, 12 horas após o final da chuva. Isso significa que para os volumes inferiores a 40 mm nestas condições do evento mais seco, a percolação da água no perfil atua até 50 cm, não afetando 80 cm por fluxo vertical, como é visto na floresta, com transferência rápida e vertical.

Duas horas e meia após o início da chuva do dia 21 de janeiro, o sensor a 10 e 20 cm saturam (Quadro 11), 50 permanece saturado durante o evento podendo estar atrelado a cunha de saturação próxima a este sensor por proximidade com blocos dispostos na encosta ou erro no registro.

Cinco dias após o final da chuva intensa, no momento de estiagem a superfície drena água saindo de -8 para -59 kPa (Quadro 11), com alguns pulsos notado possivelmente pela irrigação realizada durante o dia nesta propriedade.

Quadro 11: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.

P e umidade nos horários	A1 (valores negativos -kPa)				A2 (valores negativos -kPa)				P (valores negativos -kPa)			
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm
pré-chuva - 21:30h	58	13	0	20	92	63	27	23	33	32	23	19
Primeira precipitação - 21/01 (22 as 01:30h - 21,5 mm)	58	13	0	20	92	63	27	23	33	32	23	19
00:30h durante a chuva -primeira mudança	16	1	0	20	98	66	27	24	18	9	24	19
21/01 - 02:00:00 final da precipitação	13	2	0	20	96	66	26	23	13	8	23	19
final desta precipitação inicia um ciclo de redução da energia, principalmente em A2												
24/01 04:30 as 6:00 - chuva fraca (8mm)	11	2	0	17	57	33	26	24	17	4	21	20
06:30:00 - pós chuva fraca	12	2	0	17	11	23	26	24	14	4	21	20
pré-chuva intensa - 15:00 de 25/01	9	0	0	18	18	36	26	24	5	4	20	20
chuva intensa (15:30 ate 21h) - 15:30 as 16:30 maior intensidade	9	0	0	18	18	37	26	24	5	4	19	20
	9	0	0	18	18	37	26	24	5	4	19	20
25/01-17:30h	10	15	0	22	7	63	26	22	5	2	19	20
26/01- 08:30h	10	7	0	6	10	30	6	6	5	5	2	19
26/01-23:30h	8	2	0	7	12	27	9	9	6	4	4	12
31/01 -21:00 - fim do evento	59	12	0	18	131	99	27	22	27	26	18	15

A2 perde água em 10 e 20 cm por lateralidade e evaporação da chuva de 21 de janeiro até a chuva fraca (8 mm) em 24, quando no acumulado permite que saia de -96 e -66 kPa para -11 e -23 kPa após esta precipitação (destacado pela cor vermelha no quadro 11). O papel da umidade antecedente auxilia a queda de energia e a saturação.

Mais uma vez após a aproximação da saturação, 20 cm inicia a drenagem e quando a chuva intensa atinge a bacia, o sensor aumenta a energia drenando água do macroporo, disponível, que vai gerar saturação em 50 e 80 cm. A chuva intensa provocou o fluxo vertical em detrimento ao lateral. Os sensores em subsuperfície saturam apenas nesta chuva intensa e

permanecem com água até o final do período, seis dias após a chuva. A curva em 10 cm (A2) perde gradualmente podendo ser fluxo lateral ou evaporação da superfície terminando o período com 10 e 20 cm mais secos, acima de -100 kPa. Ambos os fatores foram apontados por Bertolino (2004) que também identificou sobreposição do sensor de 30 cm em detrimento aos 15 cm.

A chuva de 21 com 21,5 mm no total de 04 horas gerou saturação na pastagem próxima a superfície, mas não atinge 50 e 80 cm, os quais saturam gradualmente, em 50 e depois em 80 cm, por transferência de fluxos e não por efeito cascata súbito como nos visto outros ambientes. Isso legitima o fluxo lento neste ambiente.

Neste evento não há saturação completa de 80 cm, mas ocorre um ponto de inflexão que na drenagem de 10 e 20 cm mantém a umidade em 50 e 80 cm. Sendo assim, pode-se afirmar que este perfil possui fluxo lento, e que chuva abaixo de 40 mm no período mais seco altera a hidrologia da superfície, porém o acumulado do período, superior a 70 mm gera saturação até 50 mm, com tempo de resposta superior a 48 horas.

Esse volume pode saturar o perfil, porém, pelas características do perfil de baixa infiltração e condutividade hidráulica, microporosidade, densidade do solo alta e textura fina, podem provocar a perda de fluxo em superfície por excedente.

No evento 03 (Figura 69) não há dados em A2 devido à quebra do *datalogger*, o que se percebe para período é que a chuva do dia 10 gerou respostas em 10 cm e a drenagem de 50 cm gerou saturação em 80 cm, duas horas após o término da chuva de duração de 12 horas (14 horas após o início da chuva), Quadro 12. Não há dados em 20 cm.

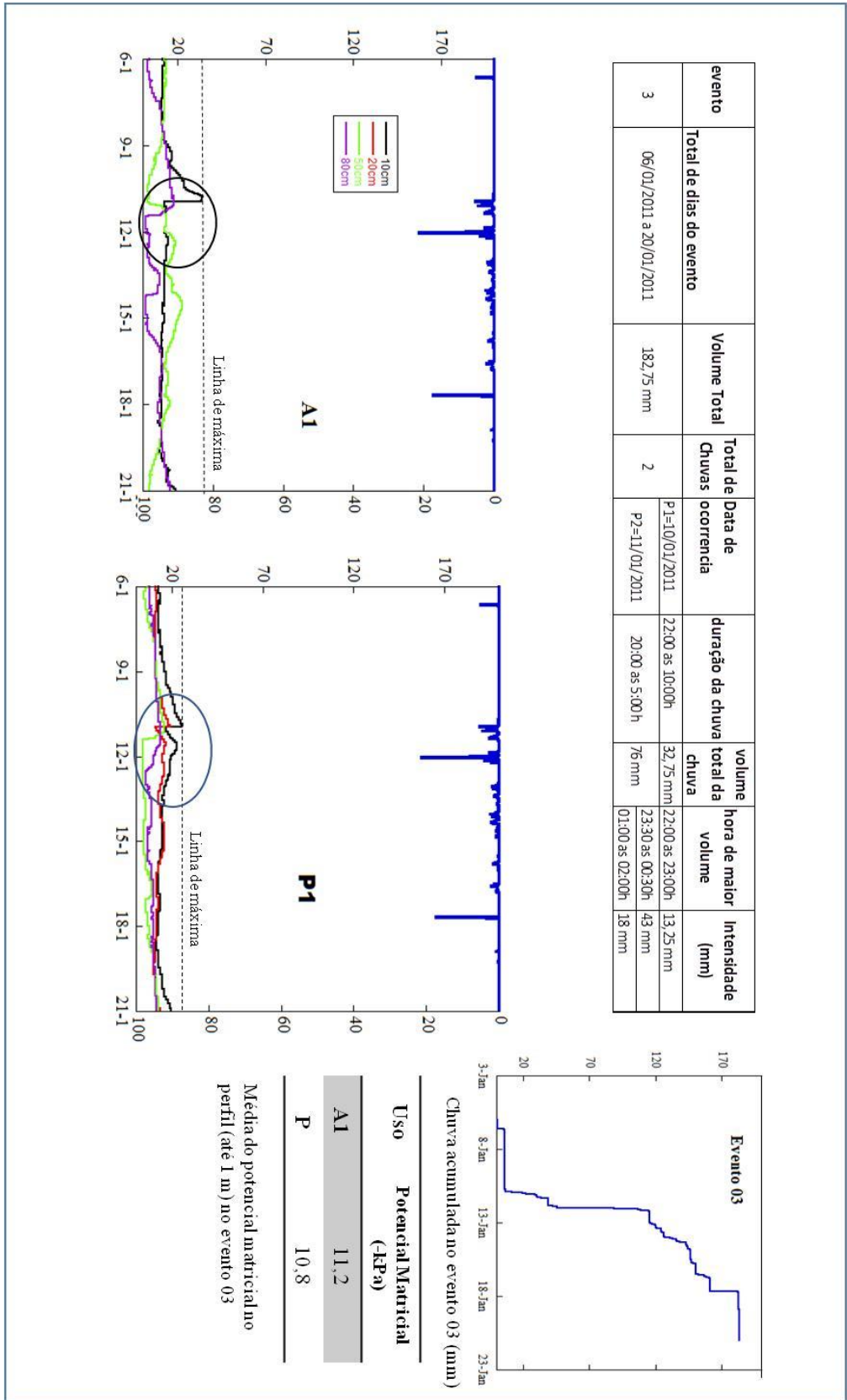


Figura 69: dados do evento 04 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.

A chuva intensa em A1 provoca manutenção da energia juntamente com a irrigação em 10 cm. Drenagem foi vista em 50 e 80 cm, este último saturando por transferência de fluxo da superfície ou da encosta, mesmo com menor declividade.

As chuvas fracas com vários “inputs” entre 11 a 18 de janeiro geram transferência vertical de 50 e 80 cm, provavelmente em 20 cm acompanharia esse movimento de transferência se tivesse dado gerado.

Acumulado do período entre a chuva intensa e a chuva moderada do dia 17 de janeiro com entrada de 21, 5 mm gerou saturação em 50 cm e a manutenção em 10 e 80 cm. Mesmo drenando água em subsuperfície, a superfície pode gerar escoamento superficial dado à saturação a 10 cm durante o período.

Quadro 12: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P.

P e umidade nos horários	A1 (valores negativos -kPa)				P (valores negativos -kPa)			
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm
10/01 21:00 pré-chuva	33	254	2	17	25	18	15	13
chuva moderada - (12h duração) - Início as 21:30 e as 02:30	12	254	10	17	16	12	15	13
11/01 as 9:30h - final da chuva	13	254	13	10	20	15	3	13
11/01 as 11:00h	13	254	13	1	21	15	3	13
saturação em 50 cm de P após 12 horas de chuva fraca a moderada e em 80 cm de A1								
11/01 - pré chuva intensa -19:30	13	254	13	1	21	15	3	10
início da chuva intensa - 20h	12	254	12	1	21	15	3	10
final da chuva intensa -5:30h	14	254	17	3	18	15	3	9
12/01 - 12:30h	13	254	17	3	18	15	3	5
17/01 as 15:30 - chuva moderada	10	254	13	10	12	11	6	8
Fim da chuva com 21,25 mm -17h	10	254	13	10	12	11	6	8
20/01 - final do evento - 23:30	18	254	3	15	19	13	12	11

A transferência lenta vertical do perfil em P fica clara quando a chuva do dia 10 com total de 32 mm provoca queda da energia em 10 e 20 cm e 12 horas após o início da chuva moderada (no final da chuva de longa duração) ocorre saturação em 50 cm e 7 horas após a chuva intensa para 80 cm, por drenagem de 50 cm, como aponta o gráfico na figura 70 e os valores no quadro 12, em vermelho. A chuva do dia 17 ocorre com perfil saturado, podendo gerar escoamento superficial por excedente a infiltração.

Por fim, nos 04, durante o período que antecede a data inicial, ocorre a saturação dos perfis tanto na agricultura quanto na pastagem. Na pastagem são verificadas baixas oscilações, podendo toda a chuva intensa de alta intensidade ou a de longa duração (ambas intensas), figura 70, gerar escoamento superficial.

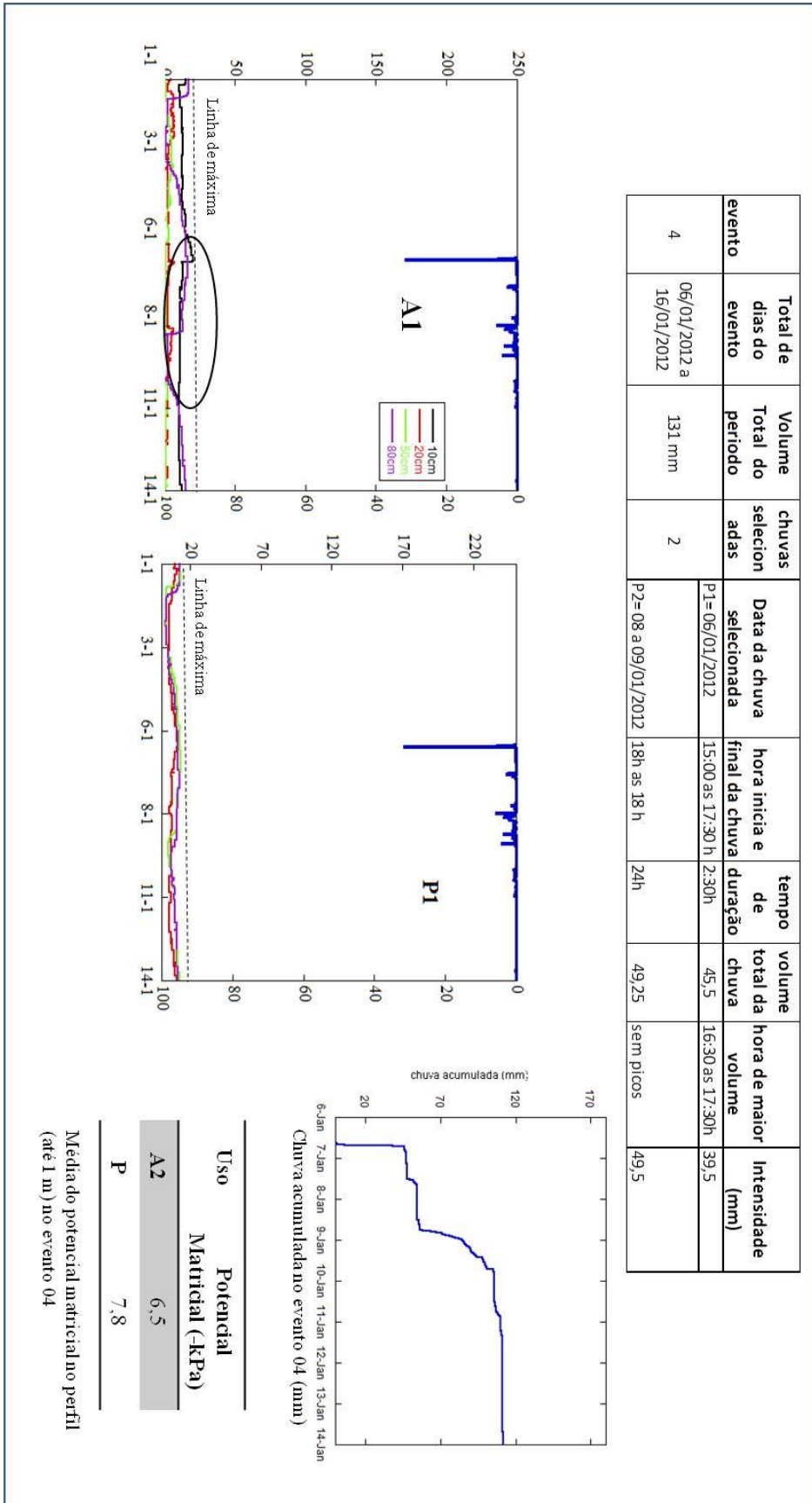


Figura 70: Dados do evento 04 de chuva intensa, chuva acumulada, potencial matricial médio do perfil para o evento e gráficos de potencial matricial (valores negativos em kPa) x chuva (mm) em A1, A2 e P.

Em A1 a drenagem é verificada a 10 cm como nos outros eventos, e também em 80 cm, estando 20 e 50 saturados. No posicionado a 80 cm vê-se saturação saindo de -16 para -2 kPa durante a segunda chuva intensa superior a 40 mm, seis horas após o início da segunda chuva intensa. Assim, tem-se perfil saturado antes do evento, durante o evento recebe uma chuva intensa de alta intensidade horária, depois na metade da segunda chuva intensa, de longa duração, atinge-se a saturação (em vermelho no quadro 13). Logo, constata-se que a umidade antecedente, e duas chuvas intensas de diferentes formas, mas volumes similares geraram a saturação nas maiores profundidades.

Quadro 13: Dados das precipitações e horários associados aos valores de potencial matricial no momento da chuva ou tempo de resposta para A1, A2, P

P e umidade nos horários	A1 (valores negativos -kPa)				P (valores negativos -kPa)			
	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm	10 cm	20 cm	50 cm	80 cm
01/01/2012 00:00	15	254	1	17	239	9	12	12
01/01/2012 15:30	11	254	1	2	239	8	10	12
saturação em A1 80 cm - sem chuva para análise								
pre- chuva intensa	20	254	1	16	254	11	12	11
06/01/2012 15:00:00 - início	20	254	1	16	254	11	12	11
06/01/2012 16:30:00 as 17:30h (pico)	20	254	1	16	254	11	12	11
07/01/2012 03:00	13	254	1	16	239	8	13	11
08/01/2012 14:00	11	254	1	12	239	5	10	11
08/01/2012 18:00:00 -início	11	254	1	13	239	5	10	10
09/01/2012 01:00	11	254	1	2	254	7	10	10
09/01/2012 16:30	11	254	2	2	239	6	4	9
09/01/2012 19:00- fim	11	254	2	2	239	6	4	9
13/01/2012 23:30 - final do periodo	12	254	1	15	254	10	12	11

Conforme os dados das estações de agricultura e pastagem verifica-se permanência da água maior em pastagem que em A1 e, principalmente, A2, Figura 71. A2 possui características topográficas similares a F30 com solo que, mesmo com textura fina, apresenta alta condutividade hidráulica e taxa de infiltração e menor densidade do solo, fazendo com que este solo tenha maior movimentação da água tridimensionalmente.

A topografia auxilia na verificação dos fluxos e em A2 torna-se claro quando se analisa o sensor a 20 cm, que possui alta atividade hidrológica por estar na zona de raízes e ainda por ter a declividade que auxilia no fluxo subsuperficial. Na figura 71, é possível identificar o ambiente onde estão inseridas as estações analisadas.

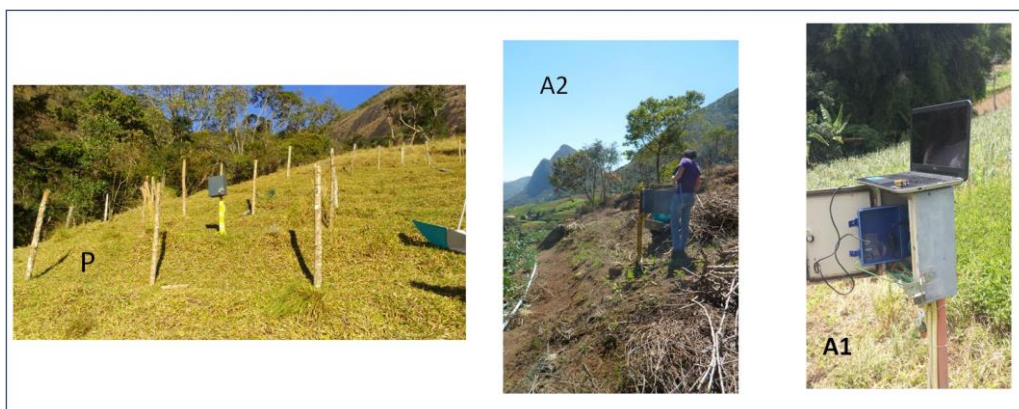


Figura 71: Estações de monitoramento (watermark) em P, A2 e A1, a fim de observar a angulação da encosta.

Em P comparando as propriedades físicas, iniciando pela taxa de infiltração básica está próximo de zero para o intervalo de 2 horas analisados, 0,5 cm/h, comparando com agricultura nota-se a diferença de permeabilidade no topo do solo. Mesmo vale para condutividade hidráulica, tanto a 20 cm quanto a 50 cm os valores são quatro vezes menores que na agricultura. Somado a isso, a microporosidade presente no perfil que pode intervir na maior retenção, fluxos lentos com intervalos de 12 a 48 horas, sem efeito cascata que é o fluxo rápido vertical no perfil, como foi destacado nos eventos. Estes dados que relacionam as propriedades físicas com a hidrologia dos solos nas estações de agricultura e pastagem podem ser vistos na figura 72.

Os efeitos do plantio convencional podem acentuar mudanças no comportamento hidrológico dos solos em longo prazo, alterando a dinâmica hidrológica dos solos, como defende Cavalieri et al. (2009). A pastagem é uma mudança de uso oriunda da agricultura, podendo ter alterações, como destacado.

Nas estações de agricultura, A1 possui mais macroporos que em A2, embora a porosidade total e densidade do solo estejam próximas. A2 tem maior condutividade hidráulica a 20 cm que em A1 e a taxa de infiltrações aproximadas. São ambientes permeáveis, intermediários entre a floresta e a pastagem. Xu e Mermoud (2001) quando tratam da aeração realizada na superfície para preparo ao replantio viabiliza, em curto prazo, melhoramento da estrutura com formação de macroporos, como indicado por Lipiec et al. (2006), So et al. (2008) e Cavalieri et al. (2009).

O manejo do solo influencia diretamente nessa relação de permeabilidade, uma vez que o solo revolto no preparo para receber as culturas pode modificar a estruturação deste solo em curto prazo, gerar macroporos que permitem a movimentação da água no perfil e retenção da umidade, como posto por Bhering (2007).

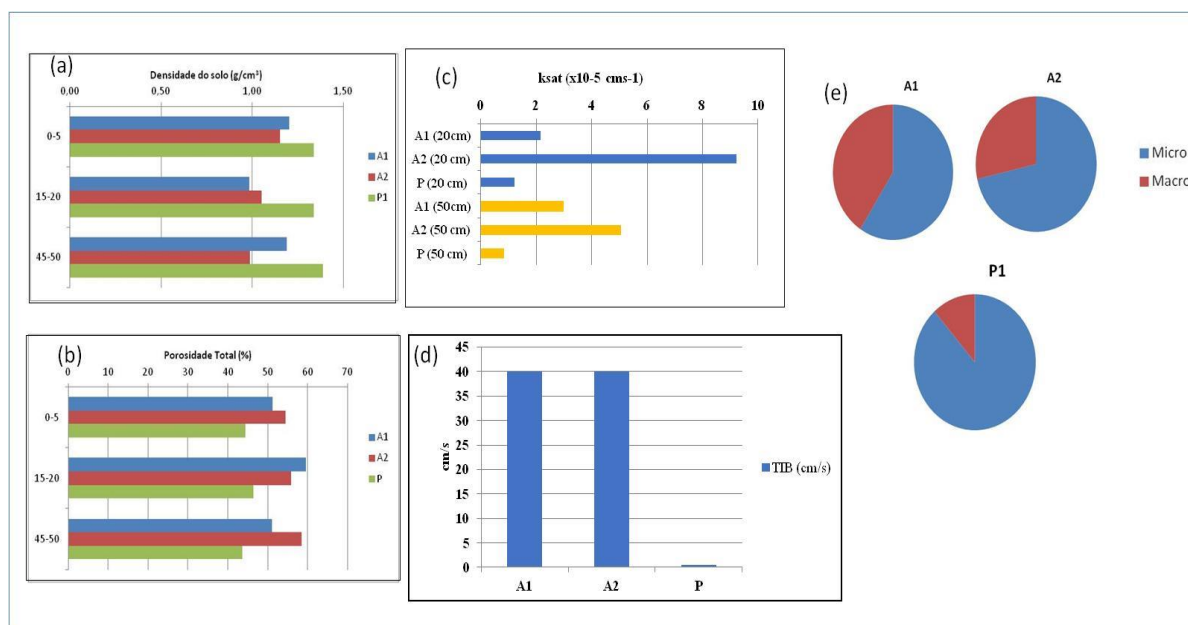


Figura 72: propriedades físico-hídricas dos solos em A1, A2 e P. a) densidade do solo, b) porosidade total, c) condutividade hidráulica saturada, d) taxa de infiltração básica e e) macro e microporosidade do solo.

No entanto, a qualidade física deste solo fica comprometida em longo prazo com formação de camada impermeável que, em ambientes serranos, podem perder sedimentos por erosão ou gerar movimentos de massa por descontinuidade hidráulica. Zhou et al (2008) apontou redução das propriedades hidráulicas com base na condutividade hidráulica e curva de retenção na ordem: bosques>agricultura>pastagem, similar ao visto ao que se viu nesta pesquisa, associando todos os usos.

A exposição da camada superficial do solo e substituição da floresta gerou redução da infiltração em todas as unidades de agricultura com relação a floresta. Este fato é concordante com encontrado na literatura nos artigos que comparam a infiltração de áreas nativas florestadas com plantios agrícolas e pastagem (GODSEY e ELSERBEER, 2002; ZIMMERMANN et al., 2006; ZHOU et al., 2008).

7.3 INTER-RELAÇÕES ESCALARES ENTRE A HIDROLOGIA DOS SOLOS E DA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO BONFIM

Embora o estudo tenha sido realizado em bacia experimental de 30 km², a paisagem serrana do domínio da serra do Mar vai além dos seus limites e representa diferentes bacias desta região do estado do Rio de Janeiro. O Bonfim não é peculiaridade regional, ele é composto, como já discutido, de rochas graníticas gnáissicas, fraturadas, relevo escarpado reafeixado de encostas assimétricas com estreitas planícies e vale encaixado em “V”, a qual se assenta drenagem dendrítica à paralela de alta energia. Essa energia é potencializada pela diferencia altimétrica entre os divisores, maciços rochosos e a confluência com o rio principal, no caso, o Piabanha, com aproximadamente 1.350 m de desnível.

Sobre este cenário geológico-geomorfológico desenvolvem-se solos rasos, Neossolos nas zonas próxima aos paredões rochosos e solos mais espessos, coluviais nas zonas de abertura do vale do terço médio a inferior do rio. Domínio de Mata Atlântica em recuperação e preservação nas áreas do parque recobrem tanto os solos mais espessos quanto os mais rasos, dividindo-se com zonas agrícolas, pastagem e urbana. Porém, grande parte da água que atinge a bacia vai para suas encostas e essas sendo permeáveis com alta infiltração e movimentação da água no solo podem gerar fluxos de recarga.

Diante dos monitoramentos realizados nas áreas florestadas as chuvas com intensidade de 40 mm/h não são suficientes para saturar o perfil do solo e a movimentação é rápida, gerando fluxos de recarga. Em geral, em florestas de mata atlântica, 30% da precipitação é interceptada ficando na copa das árvores, o que leva de uma a duas horas para este fluxo atingir o solo, em chuva efetiva e infiltrar.

A presença de blocos rochosos no solo, raízes, cobertura da serrapilheira e solos de textura média geram caminhos preferenciais e fluxos difusos no topo do solo o que não se identifica a geração de fluxo hortoniano. Logo, nos ambientes de floresta ocorre a entrada da água para o interior do solo, porém, em alguns desses ambientes, como em F55, a permanência ou retenção é baixa, e assim sendo, no período de estiagem o curso do rio que corta a área de F55 torna-se seca.

Todavia, nos ambientes em que a floresta se assenta em solos mais espessos, como em F30, permeáveis como em F55, com alta infiltração, porém a retenção sendo maior garante a geração de fluxos subsuperficiais pelas encostas declivosas e zona de convergência de fluxos que drenam e mantém, juntamente com a água subterrânea, a vazão média do rio Bonfim.

Da mesma forma, dada a permeabilidade, menor que em floresta, porém não como a pastagem, a agricultura contribui para a infiltração nas chuvas moderadas, e a umidade antecedente no decorrer do período pode acelerar o escoamento superficial nas chuvas intensas, quando há acúmulo de volume superior a 50 mm.

A absorção na chuva fraca a moderada permite a manutenção da água dentro do perfil. Os perfis das agriculturas com solos espessos, latossolos, horizontes superficiais com camada espessa de matéria orgânica, ampliam a infiltração, reduzindo o fluxo hortoniano. No entanto, não foi verificado a saturação das encostas e o papel dos blocos rochosos que podem acelerar a criação de zonas de saturação e expandir-se nas encostas, acelerando o fluxo superficial.

O problema com relação às condições de superfície é que uma vez exposta e dada a chuva intensa, acima de 40 mm/h em tempo reduzido sobre solo úmido, a perda de solo por erosão torna-se maior. A irrigação não controlada durante o período úmido pode acelerar a erosão dos solos, dada a declividade das encostas, a forma do relevo e o cultivo, que em muitas propriedades é convencional.

A mudança de manejo e o controle de irrigação auxiliaram na redução da perda de solos na bacia e, contribuiria para recarga e armazenamento de água na bacia, minimizando os efeitos dos fluxos torrenciais que ocorrem naturalmente pela presença dos paredões o desnível altimétrico.

Quanto às relações entre uso e cobertura da terra, características dos solos e diferentes precipitações, pode-se dizer que a cobertura da terra contribui para a hidrologia dos solos na zona de raízes, nos primeiros centímetros do solo. No entanto, e isso ficou marcado na geração dos gráficos de profundidade, há aproximação dos ambientes de 50 e 80 para todos os tipos de uso. Sendo assim, as características topográficas e do perfil do solo hidrológico com propriedades físicas e hídricas bem marcadas, contribuem para a dinâmica na zona intermediária, para além das raízes. De tal modo, existe uma linha entre os processos do topo até 20 ou 30 cm e aqueles que acontecem em 50, 80 cm para o interior.

Não foi especificamente trabalhado, porém a temperatura observada nas estações a 20 cm do topo do solo indica que, a floresta mantém a temperatura aproxima de 18 a 20°C, enquanto a agricultura, principalmente em A2 que possui incidência dos raios solares com maior intensidade no período da tarde, bateu 26° durante o verão tropical. Isso também contribui para perda por evaporação, como foi vista neste próprio perfil, as oscilações a 20 cm além da topografia.

A extrapolação dos monitoramentos realizados em escala de perfil para a dinâmica da bacia não deve ser feita, como aponta a literatura. Porém as encostas e os perfis de solos

reservam os processos que, combinados e multiplicados, vão gerar a dinâmica da bacia e os reflexos existentes na relação perfil-encosta-bacia.

Não obstante, na modelagem realizada por Silva (2013), o modelo SWAT gerou dados de fluxo superficial na bacia do rio Bonfim e a partir da relação realizada na figura 73, entre precipitação e escoamento superficial é possível identificar, mesmo numa equação não totalmente ajustada, que o fluxo superficial é criado a partir das precipitações acima de 50 mm/dia, ou seja, compatíveis com os dados que foram levantados nesta pesquisa.

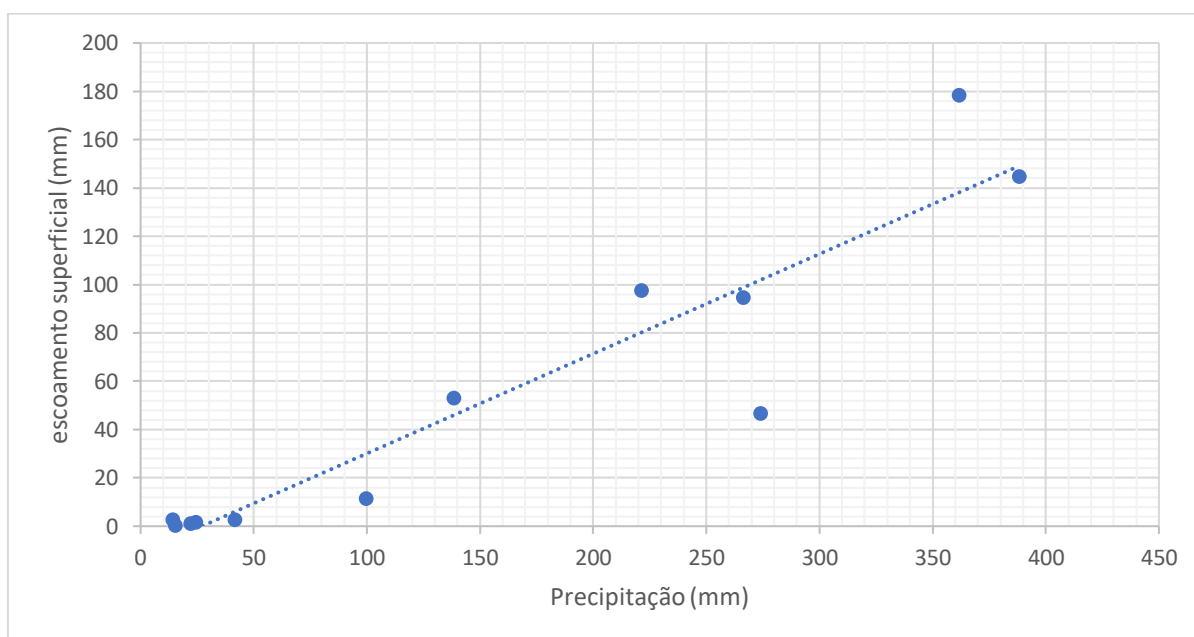


Figura 73: Relação precipitação e escoamento superficial. Adaptado de Silva (2013).

De tal modo, é necessário avançar para questões que ampliam o conhecimento da dinâmica hidrológica dos solos e das encostas, a partir dos elementos da paisagem serrana que contribuem e participam da dinâmica hidrológica da bacia, ou seja, os tálus e os afloramentos rochosos. Esses dados servem para entendermos melhor essas relações e os mecanismos de geração dos fluxos para estes ambientes, assim como, alimentam o funcionamento dos modelos hidrológicos com dados essenciais. Na simulação, também feita por Silva (2013), observam-se picos rápidos na hidrógrafa figura 74, em resposta as chuvas intensas. Logo a bacia é de alta energia, porém, a relação entre a alta permeabilidade dos solos e os picos na vazão necessitam melhores entendimentos.

A figura 75 que traz o perfil longitudinal do rio Bonfim destaca o alto potencial energético na relação entre a vazão e morfologia. Alto desnível altimétrico, aproximadamente

de 1.300, potencializa o fluxo rápido e que demonstra a resposta com a relação chuva x vazão (Figura 74).

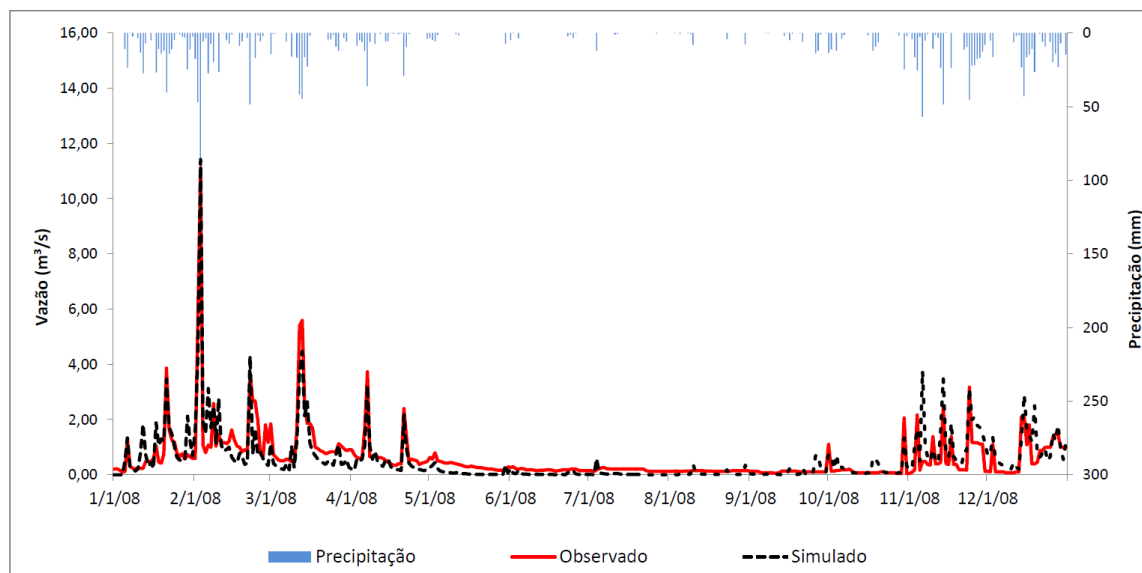


Figura 74: Relação Precipitação x Vazão Simuladas por Silva (2013).

Assim as atividades de monitoramento e as ferramentas computacionais podem servir de aliados a deflagração dos processos hidrológicos e erosivos e, assim, subsidiar ações, como as sugeridas ligadas a preservação das florestas e ampliação desses ambientes e as práticas de manejo e conservação de solos e principalmente de água.

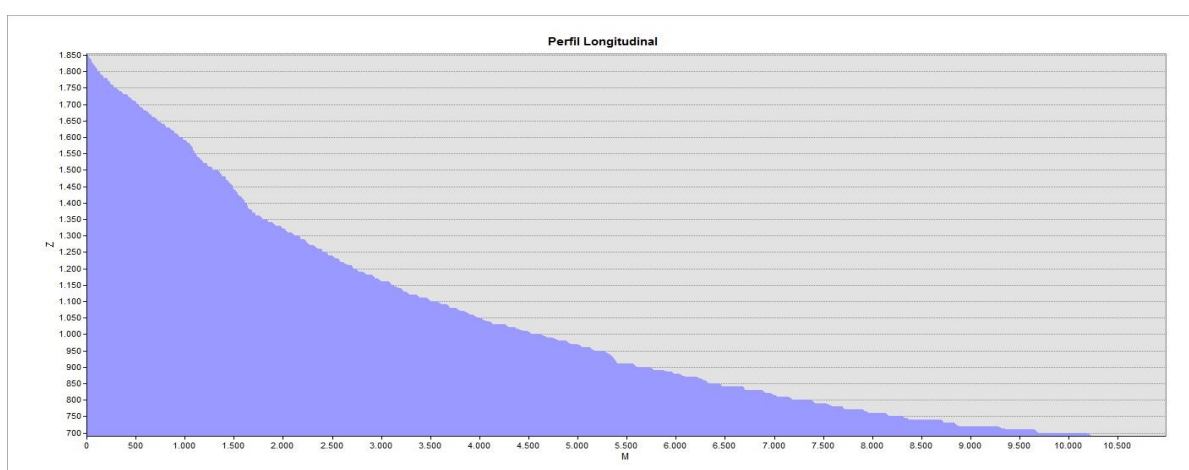


Figura 75: Perfil longitudinal do rio Bonfim.

O balanço hídrico da bacia do rio Bonfim necessita ser calculado, não só pela contribuição da zona não saturada, mas, principalmente, pelo ambiente geológico fraturado, que também necessita ser investigado. Estas características podem indicar balanço positivo, legitimando a bacia estudada como área de armazenamento, maior que perda por evapotranspiração, fendas e fraturas geológicas, vazão ou uso excessivo por atividade humana. No entanto, mesmo com aparente balanço positivo, a demanda para as zonas de plantio, expansão da área urbana e o abastecimento do distrito de Corrêas podem comprometer não somente a qualidade, mas a quantidade de água armazenada na bacia.

8 CONCLUSÕES

A pesquisa conduziu algumas conclusões acerca dos fatores condicionantes e variáveis da hidrologia dos solos de ambiente serrano, envolvendo, principalmente, a relação uso e cobertura, propriedades físicas dos solos e intensidade de chuvas. A primeira delas foi que as chuvas intensas produzidas no período de quatro anos observados, não foram suficientes para a saturação dos solos com cobertura florestal. De tal modo, este ambiente apresentou como resposta as chuvas intensas, fluxo vertical rápido e efeito cascata com baixa retenção. Isto favorece a recarga dos aquíferos.

A diferença da topografia e o tipo de solo influenciaram o comportamento hidrológico dos solos das duas florestas. F30 mostrou-se mais úmido nos quatro eventos que em F55. Outro aspecto indicado nessa umidade de F30 é a proximidade com o afloramento rochoso, podendo acrescentar fluxos de água no solo.

Nas estações de pastagem as chuvas fracas a moderadas, 10 a 25mm/h, são suficientes para gerar saturação no perfil dos solos. Logo, as chuvas intensas, para esta cobertura do solo, provocam escoamento superficial por excedente a taxa de infiltração, sendo esta baixa.

Dentre as coberturas do solo, a agricultura apresenta comportamento hidrológico intermediária, mais permeável que a pastagem, porém, com maior retenção de água quando comparada as florestas. O arado auxilia na permeabilidade das camadas mais próximas dos solos, aumentando a condutividade hidráulica.

Quanto a análise do uso e cobertura da terra e sua influência na hidrologia dos solos, conclui-se que, o controle estabelecido pela cobertura da terra é limitado a zona de aeração, onde as biocavidades e o manejo do solo intervém na passagem de água no solo.

Quando se observa a água no solo fora da zona de aeração, o comportamento hidrológico torna-se similar, ou seja, em 50 e 80 cm a umidade esteve próxima independentemente ao uso e cobertura. As características dos solos, então, imperam na zona intermediária.

A topografia define o tipo de fluxo que, juntamente com as características dos solos, interpretam a dinâmica hidrológica dos ambientes analisados. Os fluxos verticais rápidos foram mais verificados na floresta, especial F55. Em A1, A2 e P os estes são mais lentos. E quando se compara F30 e A2, observa-se que, mesmo A2 sendo mais úmidos, os gráficos apontam os mesmos processos de movimentação e retenção da água no solo.

A diferença do estágio de recuperação florestal esteve presente na diferente horaria entre a resposta da entrada de água no solo de F55 em relação a F30. Duas horas mais rápido em F30 que em F55 para a resposta nos sensores. Isso quer dizer que a recuperação florestal mais antiga (55 anos) contribui para maior interceptação. No entanto, este valor também pode estar associado ao afloramento rochoso, havendo necessidade de maior investigação.

A passagem de água no solo foi vista em tempos diferentes, ou seja, em F55 a água levou para movimentar-se de 10 a 80 cm de 2 a 3 horas. Em F30, de 4 a 5 horas. Nas estações agrícolas, A2 foi de 8 a 12 horas e A1 aproximou-se de Pastagem, com 48 horas de deslocamento. Fato este que confirma os ambientes de recarga para zona saturada nas florestas e retenção no solo, na agricultura e pastagem.

Quanto a evapotranspiração e evaporação, mesmo não sendo processos diretamente estudados e analisados, percebeu-se a perda de água na floresta nos sensores a 20 cm e na superfície para a agricultura e pastagem, indicando a evaporação. Maior incidência dos raios solares na agricultura e pastagem, que apresentam menor cobertura no solo gerou equivalente a 6° C de diferença em relação a floresta.

E mesmo assim, com alta incidência de raios solares durante o intervalo de 10 as 15h, percebeu-se maior irrigação exatamente neste tempo, podendo a agricultura perder água para atmosfera e encharcar o solo conduzindo ao superávit hídrico. Neste mesmo processo, acentua-se a erosão dos solos revoltos pela agricultura.

Por fim, embora o papel do uso e cobertura e das propriedades sejam marcados na dinâmica dos perfis, eles são relacionáveis e interdependentes na relação com a infiltração.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Monitoramentos hidrológicos são ferramentas essenciais para apreensão dos processos e variáveis em campo. Embora seja trabalhosa, a eficácia das novas ferramentas permite maior acurácia dos dados e acompanhamento espaço-temporal dos fenômenos hidrológicos.

Este estudo, longe de resolver todas as questões envolvidas na hidrologia de ambientes serranos que são heterogêneos abre portas a outras questões e desmembramentos, sendo dois delas essenciais: a conectividade hidrologia, envolvendo a questão escalar e, o uso de traçadores isotópicos para datar a água e a partir disso, identificar os elementos envolvidos na dinâmica hidrológica da bacia do rio Bonfim.

A construção da tese foi uma abertura de caminhos ligados a hidrologia no que tange ao monitoramento de campo e associações com processos multiescalares. A eficácia dos equipamentos foi verificada, o aprendizado é carregado para além da vida acadêmica contínua.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABU-HAMDEH, AMDEH, N. H.; ABO-QUDAIS, S. A.; OTHMAN, A. M. Effect of soil aggregate size on infiltration and erosion characteristics. **European Journal of Soil Science**, v. 57, p. 609-616, 2006.
- ALI, G. et al. Comparison of threshold hydrologic response across northern catchments. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 16, p. 3575-3591, 2015. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10527> >.
- ALMEIDA, F. C., C.D.R. ORIGEM E EVOLUÇÃO DA SERRA DO MAR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135, 1998.
- AMADOR, E. **Bacia da Baía de Guanabara. Características Geombientais, formação e ecossistemas.** . Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2012.
- ANDRADE, K. M.; PINHEIRO, H. R.. Simulação de Eventos Extremos de Precipitação na Região Serrana do Rio de Janeiro no Clima Presente e Futuro Utilizando o Modelo ETA-HADCM3. **Ciência e Natura**, v. 37, p. 175 - 180, 2015.
- ANDRÉ RGB, M. V., PINHEIRO FMA, FERRAUDO AS. 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.
- ANTONELI, V.; THOMAZ, E. L. Comparação de infiltração de água no solo mensurada em período seco e úmido, em diferentes usos da terra na bacia do arroio Boa Vista, Guamiranga, Paraná. **Ambiência**, v. 5, n. 2, p. 301-308, 2009.
- ARAÚJO FILHO, J. C.; RIBEIRO, M. R. Infiltração da água em Cambissolos do Baixio de Irecê (BA). **R. Bras. Ci. Solo**, v. 20, p. 363:370, 1996.
- ARYA, L. M. et al. Field measurement of the saturated hydraulic conductivity of a macroporous soil with unstable subsoil structure. **soil Science**, v. 163, n. 11, p. 841-852, 1998.
- ÁVILA, L. F. M., C.R.; MELLO, J.M. & SILVA, A.M. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de Latossolos. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 35, p. 1801-1810 2011.
- BACHMAIR, S.; WEILER, M.; NÜTZMANN. Controls of land use and soil structure on water movement: lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 241-252, 2009.
- BAUMHARDT, E. **Balço hídrico de microbacia com eucalipto e pastagem nativa na região da campanha do RS.** 2010. 139 (Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil). Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.
- BERTOLINO, A. V. F. A. **Influência do manejo na hidrologia de solos agrícolas em relevo forte ondulado de ambiente serrano: Paty do Alferes - RJ.** 2004. 169 (doutorado). Departamento de Geografia - PPGG, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

BERTONI, J. C. TUCCI, C.E.M. Precipitação. In: TUCCI, C. E. M. O. (Ed.). **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1993. cap. 05, p.177-241.

BHERING, S. B. **Influência do Manejo do Solo e da Dinâmica da Água no Sistema de Produção do Tomate de Mesa: subsídios a sustentabilidade agrícola do Noroeste Fluminense**. 2007 (tese de doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ Rio de Janeiro

BJÖRN, B.; MCCLAUGHERTY. **Plant Litter: decomposition, humus formation, carbon sequestration** New York Springer, 2003.

BLUME, T.; ZEHE, E.; BRONSTERT, A. Use of soil moisture dynamics and patterns for the investigation of runoff generation processes with emphasis on preferential flow. **Hydrology and Earth System**. 4 (4), 2007.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, v. 21, p. 1749-1763, 2007.

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

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. Porto Alegre: Bookman, 2013. 704p.

BUTLE, J. M.; HOUSE, D. A. Spatial variability os saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin. **Journal of Hydrology**, v. 203, p. 127-142, 1997.

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. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001WR000773> >.

CAMBRA, N. F. E. **Movimentos de água na porção superior de solos sob pastagem: o papel dos sistema radicular**. (1998). 144 f. (dissertação de Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geografia Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, 1998.

CASTRO JR., E. O papel da fauna endopedônica na estruturação física do solo e seu significado para a hidrologia de superfície. 1991. 150 p. (dissertação de mestrado). IGEO-UFRJ. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

CAMMERAAT, L. H. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p. 1201-1222, 2002.

CASANELLAS, P. J. E. A. **Edafologia: para la agricultura y el medio ambiente**. Madrid: Ediciones Mundia Presa, 1994.

CAVALIERI, K. M. V. et al. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Paraná, Brazil. **Soil & Tillage Research**, v. 103, p. 158-164, 2009.

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

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (Ed.). **Geomorfologia: uma atualização de conceitos e bases**. 3. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, v. , 1998. cap. 3, p.93-144.

COELHO NETTO, A. L., et al. A Precipitação e Interceptação Florestal em Ambiente Tropical Montanhoso, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Engenharia**. 4 (2): 55-71, 1986.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2000. *Rio de Janeiro*: Geologia, Geomorfologia, Geoquímica, Geofísica, Recursos Minerais, Economia Mineral, Hidrogeologia, Estudos de Chuvas Intensas, Solos, Aptidão Agrícola, Uso e Cobertura do Solo, Inventário de Escorregamentos, Diagnóstico Geoambiental. Rio de Janeiro: CPRM, Embrapa Solos, DRM-RJ, 1 CD-Rom.

CUO, L. et al. The roles of roads and agricultural land use in altering hydrological processes in Nam Mae Rim watershed, northern Thailand. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 4339-4354, 2008.

DALMAGO, G. A.; CUNHA, G. R.; SANTI, A.; PIRES, J. L.F.; MÜLLER, A.L.; BOLIS, L. M. Aclimação ao frio e dano por geada em canola. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.45, n.9, p 933-943, 2010.

DANTAS, M. E. **Mapeamento geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro CPRM, 2000.

DAVIE, T. **Fundamentals of Hydrology**. New York Routledge 2002.

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, p. 24-38, 2009.

DEXTER, A. R. Physical Properties of Tilled Soils **Soil & Tillage Research** v. 43, p. 41-63, 1997.

DOURADO, F.; COUTINHO ARRAES, T.; FERNANDES E SILVA, M. O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro – as Causas do Evento, os Mecanismos dos Movimentos de Massa e a Distribuição Espacial dos Investimentos de Reconstrução no Pós-Desastre. **Anuário do Instituto de Geociências**. 35:2(1). 43-54. 2013.

DRM, D. D. R. N.-. **Mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, baseado em imagens MSS do Satélite LANDSAT - 1, texto explicativo** 1981.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. **Water Resources Research**, v. 6, p. 478-490. , 1970

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in Environmental Planning**. New York: W.H. Freeman and Company, 1978.

ELSENBEER, H. Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soilscares-a review. **hydrological Processes**, v. 15, p. 1751-1759, 2001.

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L. (1994) Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - South-Eastern Brazil *Earth Surface Processes and Landforms* [S.I.], v. 19, n. 609-626.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. New York: Micmillan Publishing, 1988. 592.

FUJIEDA, M. et al. **Hydrological Processes at Two Subtropical Forest Catchments: The Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil**. 1997. 26-46.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1988.

GENERAUX, D. P. et al. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. **Journal of Hydrology**, n. 332-353, 2008.

GODSEY, S.; ELSENBEER. The soil hydrologic response to forest regrowth: a case study from southwestern Amazonia. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 1519-1522, 2002.

GOULART, D. R. **Diagnóstico da suscetibilidade a erosão dos solos da Bacia Hidrográfica do Bonfim - Correias, Petrópolis - RJ**. 1999. 128 (Mestrado . Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro

GRAHAM, C. B.; MCDONNELL, J. J. Hillslope threshold response to rainfall: (2) Development and use of a macroscale model. **Journal of Hydrology**, v. 393, n. 1–2, p. 77-93, 10/27/ 2010. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410001344> >.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F., HASUI, Y., SANTOS, M., SOARES JUNIOR, A. V., SOUZA, I. A. As Serras do Mar e da Mantiqueira. In: **Geologia do Brasil**. ed. São Paulo : Beca, 2012, p. 549-571.

GUYMON, G. L. (1994). **Unsaturated Zone Hydrology**. New Jersey, Prentice Hall.

HARDEN , C. P.; SCRUGGS, P. D. Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments. **Geomorphology**, v. 55, p. 5-24, 2003.

HAYASHI, Y.; FEN'ICHIROU, K.; MIZUYAMA, T. Changes in pore size distribution and hydraulic properties of forest soil resulting from structural development. **Journal of Hydrology**, v. 331, p. 85-102, 2006.

HEWLETT, J. D. **Principles of Forest Hydrology**. 2. Georgia: The University of Georgia Press 1982. 183 ISBN 0820323802.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. San Diego, California: Academic press, 1980.

HORTON, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. **Trans. Amer. Geophys. Un.** 14: 446-460.

HUTCHINSON, D. G.; MOORE, R. D. Throughflow variability on a forested hillslope underlain by compacted glacial till. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 10, p. 1751-1766, 2000.

ICMBIO, I. C. M. D. C. D. B.-. **Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra dos Orgãos**. Brasília: INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE-ICMBio, 2007. 365.

INMET. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - Climatologia WWW.inmet.gov.br capturado em 25 de janeiro de 2009.

JAMES, A. L.; ROULET, N. T. Antecedent moisture conditions and catchment morphology as controls on spatial patterns of runoff generation in small forest catchments. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 3, p. 351-366, 2009/10/30/ 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940900537X> >.

JANSEN, R. C.; OLIVEIRA, R. C.; COELHO NETO, A. L. **Varição da Permeabilidade do Solo em Diferentes Estágios Sucessionais da Mata Atlântica na Ilha Grande, RJ. VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Paraná CD-ROM 1987.

JORDÁN, A.; MARTÍNES-ZAVALA, L.; BELLIFANTE, N. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. **Catena**, v. 74, p. 137-143, 2008.

JURY, W. A.; HORTON, R. **Soil Physics**. John Wiley and Sons, INC, 2004.

KIM, U, et al. Application of parameter estimation and regionalization methodologies to ungauged basins of Upper Blue Nile River Basin, Ethiopia. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 39-56, 2008.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Condutividade hidráulica de um latossolo roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo **Ciência Rural**, v. 32, n. 6, p. 945-953, 2002.

KNAPP, E. B. Infiltration and storage of soil water. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. p.43-72.

KUTÍLEK, M.; NIELSEN, D. R. *Soil Hydrology* Cremlingen-Destedt: GeoScience 1994. (GeoEcology).

KRÄMER, I.; HÖLSCHER, D. Soil water dynamics along a tree diversity gradient in a deciduous forest in Central Germany. **Ecohydrology**, v. 3, n. 3, p. 262-271, 2010. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/eco.103> >.

LANCASTRE, A.; FRANCO, F. M. **Lições de Hidrologia** Lisboa: Universidade Nova Lisboa 1984. 451.

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. (Dissertação de Mestrado). Programa de Pós Graduação em Geografia Universidade Federal do Rio de Janeiro, do Instituto de Geociências

LEHMANN, P. et al. Rainfall threshold for hillslope outflow: an emergent property of flow pathway connectivity. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 11, n. 2, p. 1047-1063, 2007. ISSN 1607-7938. Disponível em: < <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1047/2007/> >.

LANCASTRE, A.; FRANCO, F. M. (1992). **Livro de Hidrologia**. 2º ed. Universidade Nova de Lisboa, 455 p.

LEPSCH, I. F. **19 lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos., 2011.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1995. 497.

LIN, H.; ZHOU, X. Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills Catchment. **European Journal of Soil Science**, v. 59, p. 34-49, 2008.

LIN, H. S. **Hydropedology: synergistic integration of soil Science and Hydrology**. USA: ACADEMIC PRESS (ELSEVIER), 2012.

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

LIN, H. S. et al. Hydropedology: Synergistic integration of soil science and hydrology in the Critical Zone. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 21, p. 4559-4561, 2015. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10686> >.

LIPIEC, J. et al. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. **Soil & Tillage Research**, v. 89, p. 210-220, 2006.

LUIJTEN, J. C.; JONES, J. W.; KNAPP, E. B. Dynamic modelling of strategic water availability in the Cabuyal River, Colombia: the impact of land cover change on the hydrological balance. **Advance in Environmental Monitoring and Modelling**, v. 01, n. 01, p. 36-60, 2000.

LUNDGREN, B.; LUNDGREN, L. **Comparasion of some soil properties in one Forest and Two Grassland ecosystems on Mout Meru. Tanzania.** Departament Kampala; Departamento f Physical Geography, Makerere University, Research Monograph. Nº1. 227-240, 1973.

MANNING, J. C. **Applied Principles of Hydrology.** 2. New York: Macmillan Publishing Company, 1992. 294.

MARENGO, J. A. O Futuro do Clima no Brasil **REVISTA USP** n. 103, p. 25-82, 2014.

MARQUES, A. C.; MATTOS, C. R. C.; SILVEIRA, C. S. Comportamento Hidrológico da Região Serrana do Rio de Janeiro: Bacia do Rio Piabanha. **Anuário do Instituto de Geociências.** v. 40, p. 82 - 88, 2017.

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.

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

MCDONNELL, J. J. Are all runoff processes the same? *Hydrological Processes*, v. 27, n. 26, p. 4103-4111, 2013. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10076> >.

MCDONNELL, J.J., STEWART, M.K.; OWENS, I.F.. Effects of catchment-scale subsurface watershed mixing on stream isotopic response. *Water Resources Research*, 27(12): 3065-3073. (1991).

MCDONNELL, J. J. et al. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. *Hydrological Processes*, v. 24, n. 12, p. 1745-1754, 2010. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7796> >.

MCT/FINEP/CT-HIDRO, “Projeto-EIBEX-I – Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro” – Relatório Técnico Parcial 2, março de 2010.

MELLO, C. R. D.; SILVA, A. M. D. **HIDROLOGIA: PRINCIPIOS E APLICAÇÕES EM SISTEMAS AGRÍCOLAS** LAVRAS: EDITORA DA UFLA 2013. 455.

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

MICHAELIDES., K. et al. (2009). "Vegetation controls on small-scale runoff and erosion dynamics in a degrading dryland environment." *Hydrological Processes* **23**(11): 1617-1630.

MOREIRA, J. L. B.; ABREU, M. L. Distribuição espacial da precipitação sobre a região metropolitana de Belo Horizonte – MG e sua associação com a topografia local. In: **XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais. Foz de Iguaçu-PR, 2002.

MOTA, P. D. O. **Influência da Cobertura do Solo, Propriedades Físicas e Topografia na Hidrologia dos Solos - Caetité (BA)**. 2014. (Dissertação de Mestrado). Departamento de Geografia - Programa de Pós-Graduação em Geografia Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro

MUNDIAL, B. **Avaliação de Perdas e Danos - Inundações e Deslizamentos na Região Serrana do Rio de Janeiro**, 2012. (Relatório de Pesquisa)

MUÑOZ-VILLERS, L. E.; MCDONNELL, J. J. Land use change effects on runoff generation in a humid tropical montane cloud forest region. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 17, n. 09, p. 3543-3560, 2013.

NDIAYE, B., et al. (2007). "Effects of agricultural practices on hydraulic properties and water movement in soils in Britany (France) " Soil & Tillage Research **93**: 251-263.

NORBIATO, D. et al. Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins. **Journal of Hydrology**, v. 362, n. 3, p. 274-290, 2008/12/05/ 2008. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408004587> >.

OLIVEIRA, S. N. et al. Identificação de unidades de paisagem e sua implicação para o ecoturismo no Parque Nacional da Serra dos Orgãos, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, p. 89-108, 2007.

OR, D. *et al.* **Agricultural and Environmental**. Soil Physics. 2002. p.

PARK, S. J.; VAN DE GIESEN, N. Soil-landscape delineation to define spatial sampling domains for hillslope hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 295, n. 1-4, p. 28-46, 2004. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4CB0B2F-2/2/0942caa2db06b7d7c01ef2a3763941f5> >.

PESSOA, F. A. **Formas de Húmos na Identificação do Estado Funcional de Fragmentos Florestais na Bacia Hidrográfica do Bonfim, Petrópolis – RJ**. 2013. 132 (Dissertação de Mestrado). Departamento de Geografia - Programa de Pós-Graduação em Geografia Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro.

PORTOCARRERO, H. et al. Monitoramento Hidrológico em Voçoroca Submetida a Práticas Mecânicas e Vegetativas: Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro Galeão/Antônio Carlos Jobim. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 42, 2004.

PRICE, A. G.; BAUER, B. O. Small-scale heterogeneity and soil-moisture variability in the unsaturated zone. **Journal of Hydrology**, v. 70, n. 1-4, p. 277-293, 1984. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-48716YJ-P/2/ad8e0babd91a2b66509449b10fea25b6> >.

PRICE, K.; JACKSON, C. R.; PARKER, A. J. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. **Journal of Hydrology**, v. 383, n. 3, p. 256-268, 2010/03/30/ 2010. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940900835X> >.

RAYMOND, T. A threshold condition for soil-water transport. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 13, p. 2703-2706, 2002.

REICHARDT, K. **Água em sistemas Agrícolas**. São Paulo: Manole, 1987.

REYNOLDS, W. D.; ZEBCHUK, W. D. Hydraulic Conductivity in a Clay Soil: Two Measurement Techniques and Spatial characterization. *Soil Science Society American Journal* [S.I.], v. 60, p. 1679-1685, 1996.

RIBEIRO, K. D. et al. Relações matemáticas entre porosidade drenável e condutividade hidráulica do solo saturado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 06, p. 600-606, 2007. Disponível em: < <http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v11n6/v11n06a08.pdf> >.

RICHARD, L. A.; GARDNER, W. Tensiometers for Measuring the Capillary Tension of Soil Water **Journa of the American Society of Agronomy** n. 28, p. 352-358, 1936.

ROBINSON, D.A; CAMPBELL, C.S.; HOPMANS, J.W. et al. Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale observatories: A review. **Vadose Zone**. 7.1. 2008

ROCHA, J. S. M.; KURTS, S. M. J. M. **Manual de manejo integrado de bacias hidrográficas**. 4ª. Santa Maria (RS): ed. Santa Maria: UFSM/CCR, 2001. 120

ROCHA, L. G. M. **OS PARQUES NACIONAIS DO BRASIL E A QUESTÃO FUNDIÁRIA o caso do Parque Nacional da Serra dos Órgãos**. 2002. 203 (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental, Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ.

ROTH, C. H. A framework relating soil surface condition to infiltration and sediment and nutrient mobilization in grazed rangelands of Northeastern Queensland, Australia. . **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, p. 1093-1104, 2004.

SANTOS, I. (2009) Monitoramento e Modelagem de Processos Hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. Florianópolis, Programa

de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 167f. (Doutorado em Geografia).

SANTOS, G. G.; GRIEBELER, N. P.; OLIVEIRA, L. F. C. D. Chuvas intensas relacionadas à erosão hídrica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 2, p. 115–123, 2010.

SCHOENEBERGER, P. J.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, W. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. **soil Science Society American Journal**, v. 59, p. 1389-1397, 1995.

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 p. 361 - 376, 2016.

SHOCK, C. Instrumentos para determinação da umidade do solo. Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. Poços de Caldas: **Anais do Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola**. 27 1998.

SHOCK, C. *et al.* Calibration of watermark soil moisture sensors for irrigation management. . **Internacional Irrigation Show**. San Diego: The irrigation Association, 1998. p. 139-146.

SIDLE, R. et al. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**. 14, 369-385, 2000

SIDLE, R. C. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 6, p. 1439-1445, 2006. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6191> >.

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. ISSN 1099-1085. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.233> >.

SILVA, A. C. D. **Simulação da Descarga Fluvial em Resposta a Mudança de Uso e Cobertura: Bacia do Rio Bonfim (RJ)**. 2013. 132 p. (dissertação de mestrado). Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGG/UFRJ.

SILVA, A. J. N.; CABEDA, M. S. V.; LIMA, F. W. F. Efeito de sistemas de uso e manejo nas propriedades físico-hídricas de um argissolo amarelo de Tabuleiro Costeiro. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 29, p. 833-842, 2005.

SILVA, W.; DEREZYNSKI, C. Caracterização Climatológica e Tendências Observadas em Extremos Climáticos no Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 123-138, 2014.

SILVA, et al. (2015) Tendências Observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.30, n2, 181-181

SILVEIRA, A. L.; LOUZADA, J. A.; BELTRAME, L. Infiltração armazenamento no solo In: TUCCI, C. E. M. (Ed.). **HIDROLOGIA** Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993.

SO, H. B.; GRABSKI, A.; DESBOROUGH, P. The impact of 14 years of conventional and no-till cultivation on the physical properties and crop yields of a loam soil at Grafton NSW, Australia **Soil & Tillage Research**, 2008.

SOBRAL, B. S. et al. VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL E INTERANUAL DA CHUVA NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22 p. 281 - 308, 2018.

SOUZA, A. P. D. **Monitoramento da erosão de solos durante eventos pluviométricos: subsídio à compreensão dos processos erosivos em ambiente agrícola serrano**. 2003. 170 (Título de Mestre em Ciências). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

SOUZA, L. D.; SOUZA, L. S.; LEDO, C. A. S. Disponibilidade de Água em Pomar de Citros Sumetido a Poda e Subsolação em Latossolo Amarelo dos Tabuleiros Costeiros. **Rev. Bras. Frutic., Jaboticabal - SP**, v. 26 n. 1, p. 69-73, abril 2004.

SPENCE, C. H., J.AFFILIATION: . Representation of stores along drainage networks in heterogenous landscapes for runoff modelling. **Journal of Hydrology**, v. 347, n. 3-4, p. 474-486., 2007.

SPOSITO, G. Scale Dependence and Scale Invariance. UNITED KINGDOM CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 1998.

THOMAS, E. L. Geomorfologia e agrossistemas: indicadores de degradação do solo. In: NUNES, J. O. R. e ROCHA, P. C. (Ed.). **Geomorfologia: aplicação e metodologias**. São Paulo: Expressão Popular, 2008. p.33-56.

TIAN, D. et al. Variation in runoff with age of Chinese fir plantations in Central South China. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 4870-4876, 2008.

TROEH, F. R.; THOMPSON, L. M., Eds. **Solos e fertilidade do solo** São Paulo Organização Andrei Editora Ltda, 6 ed. 2007.

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, p. 293-310, 2006.

TORRES, R. "A threshold condition for soil-water transport." **Hydrological Processes**. 16(13): 2703-2706. 2002.

TUCCI, C. E. M.; CLARK, R. T. **Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. I Fórum Geo-Bio-Hidrologia: estudo em vertentes e microbacias hidrográficas**. Curitiba: UFPR. único: 39-49 p. 1998.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, n. 35 p. 140-151, 2012

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. 1–4, p. 117-133, 9/15/ 2005. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169405000156> >.

UNLENBROOK, S.; HOEG, S. Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*. 17, 431–453, 2003.

VELOSO, N. R. **Processamento Digital de Imagens Destinado ao Mapeamento da Evolução da Ocupação Humana da Bacia Hidrográfica do Bonfim, Petrópolis/RJ** Anais do III Simpósio Brasileiro de Geomática, Presidente Prudente - SP, 25-27 de julho de. 1: 140-145 p. 2012.

VIEIRA, S. R.. Spatial variability of hydraulic properties in a high structured clay soil. **International Conference and Workshop on the Validation of Flow and transport Models for the Unsaturated Zone**. Novo México: College of Agriculture and Home Economics, 1988.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. **Hydrological Processes**, v. 18, p. 791-805, 2004.

VIEIRA, S. R.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Spatial Variability of Field-Measured Infiltration Rate. **Soil Science Society American Journal**, v. 45, p. 1040-1048, 1981.

WAHL, N. A. et al. Impact of changes in land-use management on soil hydraulic properties: hydraulic conductivity, water repellency and water retention. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 28, p. 1377-1387, 2003.

WAHL, N. A. et al. Can forest transformation help reducing floods in forested watersheds? Certain aspects on soil hydraulics and organic matter properties. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 30, p. 611-621, 2005.

WANG, S. et al. Soil moisture and evapotranspiration of different land cover types in the Loess Plateau, China **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 16, n. 8, p. 2883/2892, 2012.

WANG, T. et al. Spatial trends in saturated hydraulic conductivity of vegetated dunes in the Nebraska Sand Hills: effects of depth and topography. **Journal of Hydrology**, v. 349, p. 88-97, 2008.

WANG, X.-P. et al. Effects os surface characteristics on infiltration patterns in an arid shrub desert. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 1, p. 72-79, 2006.

WEST, L. T.; ABREU, M. A.; BISHOP, J. P. Saturated hydraulic conductivity of soils in the southern Piedmont of Georgia, USA: Field evaluation and relation to horizon and landscape properties. **Catena**, v. 73, p. 174-179, 2008.

WESTERN, A. W.; BLÖSCHL, G. On the spatial scaling of soil moisture. **Journal of Hydrology**, v. 217, n. 3, p. 203-224, 1999/04/30/ 1999. ISSN 0022-1694. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169498002327> >.

WOODS, R.; SIVAPALAN, M. A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. **Water Resources Research**, v. 35, n. 8, p. 2469-2485, 1999.

XU, D.; MERMOUD, A. Topsoil properties as affected by tillage practices in North China **Soil & Tillage Research**, v. 60, p. 11-19, 2001.

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.

ZEHE, E. et al. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 14, n. 6, p. 873/889, 2010.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 37, n. 3, p. 701-708, 2001.

ZHOW, X.; LIN, H. S.; WHITE, E. A. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. **Catena**, v. 73, p. 180-188, 2008

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEER, 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, p. 29-38, 2006.