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

Gênese e cronologia de feições erosivas superficiais e subsuperficiais

Renata Cristina Bovi

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

**Piracicaba
2017**

Renata Cristina Bovi
Engenheira Agrônoma

Gênese e cronologia de feições erosivas superficiais e subsuperficiais
versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **MIGUEL COOPER**

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

Piracicaba
2017

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

Bovi, Renata Cristina

Gênese e cronologia de feições erosivas superficiais e subsuperficiais /
Renata Cristina Bovi. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr
6018 de 2011. - -Piracicaba, 2017.

160 p.

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

1. Erosão do solo 2. *Piping* 3. Geofísica 4. Dendrogeomorfologia. I. Título

Dedico essa tese aos meus amados pais: Agueda Stenico Bovi e Lasaro Luis Bovi, por todo o amor e compreensão nessa minha jornada de vida e acadêmica. Sem eles, nada seria.

AGRADECIMENTOS

Essa tese foi construída com a ajuda de muitas mãos. Foram trabalhos de campo, laboratório e escritório, sempre bem acompanhada! Felizmente, pude contar com a cooperação de muitas pessoas, as quais por meio de sugestões, críticas, conselhos, ajustes e desajustes, me permitiram trilhar o melhor caminho. Embora muito favorecida por diversas pessoas, é de minha inteira responsabilidade as possíveis falhas aqui apresentadas. No entanto, por não ter caminhado nessa jornada sozinha, deixo aqui meus mais sinceros agradecimentos às pessoas que, de forma direta ou indireta, me ajudaram na concretização disto que agora está à frente de vocês.

Obrigada Miguel Cooper pela orientação, pela oportunidade concedida, pela confiança depositada em mim e por acreditar.

Um agradecimento especial aos meus pais, irmão e cunhada: Agueda Stenico Bovi, Lasaro Luis Bovi, Rafael Augusto Bovi e Fernanda Porsebom, por me ajudarem na realização de todos os meus sonhos e por entenderem os momentos de minha ausência (mesmo de corpo presente) para isso.

À minha querida amiga Virginia Domínguez Castillo, que viveu comigo as dores e as delícias da dendrogeomorfologia sempre me acolheu nos momentos difíceis do doutorado e da vida. A ela, que sempre esteve presente, repito as palavras já ditas: “essa tese tem duas mães”. À Raquel Stucchi Boschi, pela força transmitida, pelas sacudidas necessárias, pelas discussões acadêmicas (e sobre a vida!) e pela ajuda com as análises, as discussões dos dados e as leituras dos materiais produzidos.

Agradeço a todos os estagiários que me acompanharam e ajudaram nesse trabalho. Em meio a tudo isso, espero ter deixado a vocês algo sobre a Ciência do Solo. São eles: Matheus Ortega, Vitor Alencar, Julia Rossi, Ludmilla Cardoso e César Coletti.

Ao professor César Augusto Moreira, que me mostrou o mundo da Geofísica, agradeço ao afetuoso recebimento, aos momentos de campo e à discussão dos resultados.

Ao professor Marcelo Pablo Chartier, obrigada por ter me recebido tão bem, pelas discussões e pela orientação do trabalho.

Ao professor Fidel Alejandro Roig, pela confiança e acolhimento no IANIGLA.

Ao professor Mário Tomazello Filho, obrigada por toda a ajuda, discussões e pelo uso do Laboratório de Anatomia, Identificação e Densitometria de Raios X em Madeira.

Ao professor Álvaro Pires da Silva (*in memoriam*), por fornecer o Laboratório de Física do Solo.

Ao professor Tiago Osorio Ferreira, pelos esclarecimentos de dúvidas, discussões e aconselhamentos.

Agradeço a Professora Selma Simões de Castro pelo envio de materiais, discussões, resoluções de dúvidas e por engatilhar meu raciocínio sobre os processos erosivos subsuperficiais.

Agradeço ao Horto Florestal de Tupi, pela concessão da área de estudo.

Ao grupo TopoGeo e o professor Peterson Fiorio, pela ajuda no levantamento topográfico da área de estudo.

Aos técnicos de laboratório e campo: que faria sem vocês? Obrigada Sonia Moraes, Aparecido Siqueira, Maria Bermudez, Chiquinho, Jair, Dorival e Rossi.

Ao CNPq, pelo fornecimento da bolsa de estudos e financiamento do projeto.

Agradeço aos meus grandes amigos, parte fundamental de mim e que sempre me socorrem: Nuno Moraes, Mariana Zambon, Cesar Cascioli, Juliana Sechinato, Bianca Bazzo, Ayesha Pedrozo, Rodrigo Segal, Flávia Tonelli, João Paulo, Tomaz Longui, Patricia Costa, Lais Giusti, Bruna Sterren, Flor Vaquero. Obrigada pelas conversas, cafés e Marias.

Agradeço aos grandes encontros da vida: Rafael Tournal, obrigada por sempre estar presente, pelo carinho, pela amizade e pela cumplicidade; ao querido Federico González, meu irmão Argentino, obrigada pelos conselhos e acolhimento.

Agradeço ao pesquisador Jonathan Barichivich pela ajuda na elaboração de scripts.

Aos companheiros e amigos: da Conservação do Solo: Raul, Selene, Edison, Mariana, Laura, Nayana, Juliana; da Física do Solo: Sara, Helio, Lorena, Marcio, Renato e da Gênese: Lais, Glevia, Gabriel Nuto, Leandro, Yeis, Danilo Romero, Hermano, Gabriel Ramatis e Lucas Sartor (tsiiii!).

A inspiração e força para chegar até aqui me foi dada por todos vocês, mesmo sem saberem. Alguns guiaram meus passos. Alguns me acalmaram. Alguns foram meus exemplos. E todos me ensinaram algo!

Deixo aqui minha sincera gratidão.

EPÍGRAFE

“Não nos deixemos dominar pelo entusiasmo em face de nossas vitórias sobre a natureza. Após cada uma dessas vitórias a natureza adota sua vingança. É verdade que as primeiras consequências dessas vitórias são as previstas por nós, mas em segundo e em terceiro lugar aparecem consequências muito diversas, totalmente imprevistas e que, com frequência, anulam as primeiras (...) Assim, a cada passo, os fatos recordam que nosso domínio sobre a natureza não se parece em nada com o domínio de um conquistador sobre o povo conquistado, que não é o domínio de alguém situado fora da natureza, mas que nós, por nossa carne, nosso sangue e nosso cérebro, pertencemos à natureza, encontramos-nos em seu seio, e todo o nosso domínio sobre ela consiste em que, diferentemente dos demais seres, somos capazes de conhecer suas leis e aplicá-las de maneira adequada (...) Sobretudo depois dos grandes progressos alcançados neste século pelas ciências naturais, estamos em condições de prever e, portanto, de controlar cada vez melhor as remotas consequências naturais de nossos atos na produção, pelo menos dos mais correntes. E quanto mais isso seja uma realidade, mais os homens sentirão e compreenderão sua unidade com a natureza. ” (Friederich Engels, 1876).

SUMÁRIO

RESUMO	9
ABSTRACT	10
1. INTRODUÇÃO	11
REFERÊNCIAS	17
2. FATORES CONTROLADORES DA FORMAÇÃO DE PIPES EM ÁREAS REFLORESTADAS DE CLIMA TROPICAL	19
2.1. INTRODUÇÃO	20
2.2. MATERIAL E MÉTODOS.....	22
2.2.1. Área de estudo.....	22
2.2.2. Métodos para descrição do meio físico e seleção da zona de amostragem	23
2.2.3. Mapeamento da profundidade do topo do horizonte subsuperficial B textural (Bt)	24
2.2.4. Traço de juntas – análise morfoestrutural	25
2.2.5. Amostragem e procedimentos analíticos.....	25
2.3. RESULTADOS	30
2.3.1. Caracterização geral e evidências de processos erosivos	30
2.3.2. Descrições morfológicas (fatores morfológicos) e geometria dos horizontes do solo	33
2.3.3. Fator topográfico de subsuperfície.....	42
2.3.4. Fator morfoestrutural – traço de juntas	43
2.3.5. Fatores físicos do solo.....	44
2.3.6. Fator hidrológico do solo	53
2.3.7. Fator porosidade: tipo e tamanho de poros	60
2.3.8. Micromorfologia do solo: evidências de processos pedogenéticos.....	68
2.4. DISCUSSÃO	71
2.4.1. Fatores controladores da formação de pipes	72
2.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	82
REFERÊNCIAS	84
3. SISTEMAS NATURAIS DE PIPES EM SOLOS TROPICAIS REFLORESTADOS: EXPRESSÕES SUPERFICIAIS E SUBSUPERFICIAIS, FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO	89
RESUMO	89
3.1. INTRODUÇÃO	90
3.2. MATERIAL E MÉTODOS.....	91
3.2.1. Área de estudo.....	91
3.2.2. Trabalho de campo e procedimentos analíticos	92
3.3. RESULTADOS	97
3.3.1. Descrição morfológica do solo e propriedades básicas	97
3.3.2. Detecção, descrição e distribuição espacial do sistema de pipes	99
3.3.3. Detecção e descrição do sistema de piping por meio de análise geofísica	102
3.3.4. Análise da fração areia	106
3.3.5. Evolução das cavidades colapsadas	110
3.4. DISCUSSÃO	112
3.4.1. Utilização do mapeamento superficial e subsuperficial na detecção de sistemas de pipes	112
3.4.2. Interpretação dos dados geofísicos: enfoque geológico e pedológico.....	113
3.4.3. Considerações sobre o processo erosivo	114
3.4.4. Expansão e evolução das cavidades	116
3.5. CONCLUSÕES	117
REFERÊNCIAS	119
4. RECONSTRUÇÃO CRONOLÓGICA E DINÂMICA EVOLUTIVA DO PROCESSO EROSIVO UTILIZANDO TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS	122
RESUMO	122
4.1. INTRODUÇÃO	123

4.2. MATERIAL E MÉTODOS	124
4.2.1. Área de estudo	124
4.3. SELEÇÃO DA ESPÉCIE DE ESTUDO	125
4.3.1. Amostragem em campo	126
4.3.2. Análises dendrocronológicas	127
4.3.3. Datação dos eventos geomorfológicos e do primeiro ano de exposição da raiz	128
4.3.4. Determinação da taxa de erosão	130
4.3.5. Aquisição dos dados meteorológicos e análise de chuvas erosivas	131
4.4. RESULTADOS	132
4.4.1. Datação dendrocronológica das séries de anéis de crescimento	132
4.4.2. Indicadores dendrogeomorfológicos utilizados para a datação do primeiro ano de exposição	132
4.4.3. Relação excentricidade, exposição de raízes e precipitação total	138
4.4.4. Cálculo da taxa erosiva para diferentes tipos de processos erosivos	140
4.5. DISCUSSÃO	142
4.5.1. Datação dos anéis de crescimentos e resposta dos indicadores dendrogeomorfológicos	142
4.5.2. Reconstrução da dinâmica erosiva por meio das raízes expostas e evolução das feições erosivas ..	144
4.5.3. Sistema de abertura de voçorocas e voçorocas efêmeras influenciadas por piping	147
4.5.4. Estimativa da taxa erosiva por meio de raízes expostas	148
4.6. CONCLUSÕES	150
REFERÊNCIAS.....	151
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	154

RESUMO

Gênese e cronologia de feições erosivas superficiais e subsuperficiais

O solo é um recurso natural e fundamental para toda a vida terrestre e a questão da degradação do solo assume importância não apenas ambiental, mas também de ordem social e econômica. A erosão pela água da chuva é o mais severo tipo de erosão, podendo ser encontradas diversas feições erosivas resultantes desse processo tais como erosão laminar, em sulcos ou em voçorocas. Ainda, são encontradas as feições erosivas subsuperficiais (*pipes*), que embora sejam menos estudadas e difíceis de quantificar, provocam perdas de solo que podem ultrapassar as quantias advindas dos processos erosivos mais tradicionalmente estudados. O objetivo deste trabalho foi o de entender a gênese das feições erosivas superficiais e subsuperficiais através da análise dos atributos físico-hídricos do solo e do relevo. Foi efetuado o mapeamento subsuperficial de *pipes* e a caracterização dos materiais de subsuperfície por meio da técnica geofísica da eletrorresistividade. Aliado a isso, utilizou-se a técnica da dendrogeomorfologia como ferramenta para datação, quantificação e reconstrução da dinâmica dos processos erosivos ocorrentes na área de estudo. Os resultados demonstraram que a gênese e desencadeamento dos *pipes* da área de estudo foi governada por fatores concorrentes, dada a complexidade da área de estudo, tais como gradiente de atributos físicos entre horizontes do solo (textura, estrutura, porosidade), estrutura e composição geológica, e gradientes topográficos. Fatores neotectônicos e morfoestruturais também poderiam estar afetando, entretanto devem ser melhor estudados. O método da eletrorresistividade foi eficiente na caracterização da geometria dos materiais em subsuperfície e na detecção da presença de pipes, colapsados e ainda não colapsados, sendo importante para não subestimar os processos subsuperficiais. Os resultados obtidos também demonstraram o potencial da espécie *Esenbeckia leiocarpa* para estudos dendrogeomorfológicos, uma vez que as mudanças nos padrões de crescimento após a exposição das raízes possibilitaram datar o primeiro ano de exposição. A técnica da dendrogeomorfologia se mostrou eficaz em entender a dinâmica do processo de sistemas complexos, tais como a abertura de voçorocas e voçorocas efêmeras e que a subsidência da superfície do solo causada pelos *pipings* é responsável pela formação e evolução das voçorocas efêmeras e pela ramificação da voçoroca principal.

Palavras-chave: Erosão do solo; *Piping*; Geofísica; Dendrogeomorfologia

ABSTRACT

Genesis and chronology of surface and subsurface erosive forms

Soil is a natural and fundamental resource for all terrestrial life and the question of soil degradation assumes not only environmental but also social and economic importance. Erosion by rainwater is the most severe type of erosion, and several erosive forms resulting from this process can be found such as sheet erosion, ephemeral gullies or gullies. Also, subsurface erosive forms (pipes) are found, although they are less studied and difficult to quantify, they cause soil losses that exceed the amounts coming from the more traditionally studied superficial erosive processes. The objective of this work was to understand the genesis of superficial and subsurface erosive forms from the perspective of soil and relief properties. Subsurface pipe mapping and the characterization of subsurface materials using the geophysical technique of electroresistivity, was performed. The dating, quantification and reconstruction of the dynamics of the erosive processes occurring in the study area were done using dendrogeomorphology as a tool. The results demonstrated that the genesis and the initiation of pipes in the study area was governed by competing factors, due to the complexity of the study area, such as the gradient of physical attributes between soil horizons (texture, structure, porosity), structure and geological composition, and topographic gradients. Neotectonic and morphostructural factors could also be affecting, however they should be better studied. The electroresistivity method was efficient in characterizing the geometry of the materials in subsurface and in detecting the presence of pipes, collapsed and not yet collapsed, aiding in avoiding the underestimation of the subsurface erosive processes. The results obtained demonstrated the potential of the species *Esenbeckia leiocarpa* for dendrogeomorphological studies, since the changes in the patterns of root growth after exposure allowed to date the first year of exposure. Dendrogeomorphology also proved effective in understanding the process dynamics of complex systems, such as the opening of gullies and ephemeral gullies, and that the subsidence of the soil surface caused by pipings is responsible for the formation and evolution of ephemeral gullies and the branching of the main gully.

Keywords: Soil erosion; Piping; Geophysics; Dendrogeomorphology

1. INTRODUÇÃO

O solo é um recurso natural essencial para a sobrevivência humana e base para toda vida terrestre. A questão da degradação do solo assume importância não apenas ambiental, mas também de ordem social e econômica.

A erosão do solo pelo impacto da gota da chuva e escoamento resultante é o mais severo tipo de erosão, conhecido como erosão hídrica. Tem início com a incidência das gotas de chuva, continua através da desintegração dos agregados do solo e encerra com o escoamento superficial (Pruski, 2006). As águas infiltradas podem também se concentrar em linhas de fluxo capazes de remover o solo internamente (Bryan e Jones, 1997). Diversas são, portanto, as feições erosivas que podem ser encontradas segundo a literatura especializada; porém, as principais são definidas como erosão laminar, que se caracteriza pela remoção de uma camada uniforme de solo, e erosão em sulcos, cuja característica fundamental é a concentração do fluxo hídrico (Morgan, 2005). As voçorocas e voçorocas efêmeras, por sua vez, surgem quando o fluxo se concentra ainda mais, agravando a profundidade da erosão, que podem chegar até o nível freático, liberando-o para que escoem livres (Morgan, 2005).

Por sua vez, o processo erosivo subsuperficial possui amplitude de ocorrência maior do que em geral se supõe. É encontrado em praticamente todos os climas, em solos orgânicos e minerais, em terras não perturbadas e agrícolas e, ademais, em certos sedimentos não consolidados e rochas (Bryan e Jones, 1997). Segundo definição realizada por Pierson (1983), *pipes* são poros tubulares ou zonas de passagens ocorrentes no solo, que podem variar em tamanho, desde canalizações estreitas, com apenas alguns milímetros de diâmetro, até túneis de, ao menos, alguns centímetros, podendo chegar à escala de metro ou mais de diâmetro.

Embora sejam processos erosivos, de forma geral, menos estudados e difíceis de quantificar, a erosão subsuperficial em *pipes* provoca perdas de solo que podem ultrapassar as quantias de perdas de solo de processos erosivos mais tradicionalmente estudados, tais como a erosão laminar e a erosão em sulco, quando comparados usos de terra similares (Verachtert et al., 2011). O estudo do processo subsuperficial, na literatura geomorfológica e da agricultura, ocupa um lugar marginal apesar da sua contribuição na perda de solo, sendo um processo que passa relativamente despercebido, pois a atividade agrícola tende a eliminá-lo (García-Ruiz et al., 1997).

Existem diversos estudos que versam sobre a gênese do processo erosivo subsuperficial. Bryan (2000) relatou que este processo pode se desenvolver espontaneamente pela escavação local onde o potencial de água no solo é positivo e os elevados gradientes

hidráulicos produzem forças de percolação que podem ejetar partículas e ampliar os macroporos da fábrica do solo. Ainda, sabe-se que as características do solo, tais como a existência de uma camada impermeável nos horizontes subsuperficiais, a presença de sódio trocável em quantidades significativas, a existência de um elevado gradiente hidráulico ou, ainda, o papel das raízes mortas e das tocas de animais são fatores considerados por muitos autores para a formação do *piping* (Bull e Kirkby, 1997; García-Ruiz et al., 1997). Alguns estudos adicionam ainda à essa lista a erosão fluvial subsuperficial, promovida pela ocorrência de olhos d'água (minas) em situações de alto gradiente hidráulico ou baixo poder de agregação do solo (Pierson, 1983).

A formação do *piping* é controlada por uma variedade de parâmetros físicos e químicos. Os parâmetros químicos são mais evidentes no desenvolvimento do *piping* em regiões de climas áridos e está relacionado principalmente às propriedades dispersivas do solo. Os fatores físicos, por sua vez, também desempenham um papel importante na formação do *piping*. São quatro as propriedades principais que dominam estes fatores físicos: 1) o potencial para o desenvolvimento de rachaduras; 2) uma estrutura do solo de elevada erodibilidade, que pode ou não ser determinada quimicamente; 3) um horizonte com baixa permeabilidade nas camadas subsuperficiais do solo, atuante como uma camada de impedimento que concentra o fluxo acima dela e 4) gradiente hidráulico suficiente para induzir velocidade erosiva ao fluxo (Jones, 1994).

Estudos indicam uma relação estreita entre a ação do *piping* e a formação de voçorocas, embora sua comprovação não seja fácil, sobretudo pela dificuldade de detectar, em superfície, o início do aparecimento do canal superficial pelo colapso do teto do *pipe* (Bull e Kirkby, 1997; Jones, 1987; Verachtert et al., 2011). Após a ocorrência do colapso do teto do *pipe*, a ação do escoamento superficial e movimentos de massa tendem a se tornar preponderantes e, dessa forma, encobrem as evidências da presença do *pipe*, anterior a queda (Augustin e Aranha, 2006).

Existe uma confusão de termos quando se refere ao processo erosivo subsuperficial; são utilizados, por exemplo, *piping* ou erosão em túnel, dependendo do processo preponderante para a formação destes. Considerando essa dificuldade, o uso do termo *piping* para a descrição coletiva de todos os processos erosivos subsuperficiais tem sido destinada a continuar (Bryan e Jones, 1997) e será realizada, também, neste presente trabalho.

Os fatores básicos responsáveis pela formação do *piping* têm sido bem compreendidos; no entanto, ainda há poucos dados de campo que quantificam os limiares críticos de clima, solo e regolito que condicionam o processo. Em cada caso, a intensidade do *piping* reflete uma

interação crítica entre condições climáticas, características do solo/regolito, e gradientes hidráulicos locais (Bryan e Jones, 1997), destacando-se a importância do presente trabalho.

Paralelamente, a erosão do solo, tanto superficial como subsuperficial, pode resultar na exposição de raízes de árvores, em áreas florestadas e reflorestadas. Diversos estudos (Bodoque et al., 2005; Fantucci, 2007; Gärtner et al., 2001; Gärtner, 2007; Stoffel et al., 2013) relatam a exposição de raízes de árvores pelo processo erosivo e estas, se passíveis de datação por meio da contagem dos anéis de crescimento, permitem deduzir a taxa anual de perda de solo do local onde a árvore está inserida.

A dendrogeomorfologia, por definição, se refere a aplicação da ecologia da planta e da dendrocronologia para pesquisas no campo da geomorfologia morfogênica e morfocronológica (Alestalo, 1971). Na dendrogeomorfologia, a estrutura anatômica da madeira dos anéis de crescimento de raízes e caules de árvores expostos a erosão do solo e sedimentação, respectivamente, são analisados. A contagem de anéis de crescimento é utilizada para determinar a idade e ano de ocorrência de certos fenômenos que os afetaram, uma vez que a exposição de raízes ou sedimentação de caules podem provocar alterações no lenho que permitem deduzir intervenções ou mudanças de ambiente por elas sofridas (Gärtner et al., 2001; Stoffel et al., 2013). Portanto, as raízes e caules podem ser empregados para indicar períodos de erosão e/ou sedimentação. O foco dos estudos dendrogeomorfológicos tem se concentrado, predominantemente, no lenho do caule das árvores, e somente em pouca extensão nas raízes das árvores. Em meados dos anos de 1960, por exemplo, a análise dendrogeomorfológica aplicada a raízes enfatizou fortemente os processos erosivos do solo (Gärtner et al., 2001), majoritariamente em países de clima temperado.

A dendrogeomorfologia tem sido uma técnica utilizada para estimativa da taxa da erosão do solo, principalmente em países de clima temperado, onde a estacionalidade climática induz a formação anual de anéis de crescimento. Em países de clima tropical, estudos dendrocronológicos têm sido recentemente publicados e os resultados encontrados demonstram o potencial da metodologia para essas regiões, devido a sazonalidade climática existente em alguns locais. Para o campo da dendrogeomorfologia, porém, estudos pioneiros ainda estão sendo realizados.

As características observadas na literatura sobre dendrogeomorfologia que versam sobre os estudos com raízes expostas dedicam-se, preponderantemente, em observar as possíveis variações anatômicas derivadas do contato da raiz com a atmosfera e/ou por estresse mecânico e para a medida mais próxima do valor real da perda de solo, a chave consiste em encontrar o primeiro ano de exposição de determinada raiz. Assim, o método da

dendrogeomorfologia tem como vantagens a alta acurácia na estimação do rebaixamento do solo, a estimativa da taxa média de erosão do solo, bem como de eventos particulares, que pode fornecer as taxas de erosão em médio prazo, a partir do momento em que as raízes das plantas foram expostas (Ballesteros-Cánovas et al., 2013) e a possibilidade da estimativa da erosão com resolução anual (Hitz et al., 2008).

Existem numerosos métodos para medidas das taxas de erosão do solo, porém tais metodologias requerem grande tempo e esforço e, por meio destas, não se pode obter uma alta acurácia na estimação da perda de solo e da temporalidade, quando se compara ao método da dendrogeomorfologia (Ballesteros-Cánovas et al., 2013).

Face ao exposto, a presente pesquisa tem como hipóteses: 1) contrastes de textura, estrutura e porosidade entre os horizontes do solo são os principais responsáveis pela formação e desencadeamento de processos erosivos subsuperficiais; 2) processos erosivos podem estar ocorrendo em subsuperfície, sem colapso concomitante da superfície; 3) diferença na constituição e geometria de materiais em subsuperfície podem controlar o processo erosivo subsuperficial; 4) mudanças anatômicas no lenho das raízes expostas de árvores indicam o primeiro ano de exposição da raiz e, com isso, a possibilidade de inferir a velocidade do processo erosivo; 5) processos erosivos subsuperficiais promovem a formação de voçorocas.

Como objetivos, temos: 1) entender a gênese do processo erosivo subsuperficial (*piping*), em uma área florestada de clima tropical, por meio da avaliação dos atributos do solo e do relevo; 2) identificar e caracterizar, em campo, expressões superficiais de processos erosivos subsuperficiais (*piping*); 3) investigar a utilização do método da eletrorresistividade para detectar cavidades subsuperficiais – colapsadas e não colapsadas - bem como a geometria dos materiais constituintes do solo/material de origem; 4) verificar se os processos erosivos subsuperficiais ainda estão ativos; 5) descrever as respostas anatômicas e de mudanças no padrão de crescimento de raízes sujeitas à exposição por processos erosivos, com a finalidade de estimar o primeiro ano de erosão; 6) com base nas datas de exposição de cada raiz, reconstruir a dinâmica do processo erosivo; 7) utilizar a técnica da dendrogeomorfologia como ferramenta para inferir as taxas de perda de solo, em profundidade e longitudinal.

De forma a alcançar os resultados para as hipóteses aqui apresentadas, a presente pesquisa foi dividida em três capítulos.

Capítulo 2: versa sobre os fatores controladores da formação de *pipes* por meio da avaliação dos atributos do solo;

Capítulo 3: versa sobre as expressões superficiais e subsuperficiais dos sistemas de *pipes* e a caracterização da subsuperfície por meio de técnica geofísica e, ademais, verificar se são processos ainda ativos.

Capítulo 4: versa sobre a utilização da dendrogeomorfologia em uma espécie folhosa nativa do Brasil para estimar o primeiro ano de exposição de raízes, reconstruir a cronologia e dinâmica do processo erosivo e inferir as taxas de perda de solo.

REFERÊNCIAS

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fenn.-Int. J. Geogr.* 105.
- Augustin, C.H.R.R., Aranha, P.R.A., 2006. Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geomorfol.* Ano 7, 9–18.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J.M., Genova, M., 2013. Dendrogeomorphology in badlands: methods, case studies and prospects. *Catena* 106, 113–122.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from Central Spain. *Catena* 64, 81–102.
- Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32, 385–415.
- Bryan, R.B., Jones, J.A.A., 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20, 209–218.
- Bull, L.J., Kirkby, M.J., 1997. Gully processes and modelling. *Prog. Phys. Geogr.* 21, 354–374.
- Fantucci, R., 2007. Dendrogeomorphological analysis of shore erosion along Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia* 24, 69–78.
- García-Ruiz, J., Lasanta, T., Alberto, F., 1997. Soil erosion by piping in irrigated fields. *Geomorphology* 20, 269–278.
- Gärtner, H., 2007. Tree roots—methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86, 243–251.
- Gärtner, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19, 81–91.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72, 248–258.
- Jones, J.A.A., 1994. Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario Geomorfol.* 8, 77–102.
- Jones, J.A.A., 1987. The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns. *Earth Surf. Process. Landf.* 12, 229–248.
- Morgan, R.P.C., 2005. Soil erosion and conservation. Blackwell Publishing, Australia.
- Pierson, T.C., 1983. Soil pipes and slope stability. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 16, 1–11.

Pruski, F., 2006. Conservação de solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

Stoffel, M., Corona, C., Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., 2013. Dating and quantification of erosion processes based on exposed roots. *Earth-Sci. Rev.* 123, 18–34.

Verachtert, E., Maetens, W., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surf. Process. Landf.* 36, 1715–1725.

2. FATORES CONTROLADORES DA FORMAÇÃO DE *PIPES* EM ÁREAS REFLORESTADAS DE CLIMA TROPICAL

Resumo

Durante muito tempo os estudos de erosão dos solos foram focados principalmente no desprendimento de partículas do solo e seu subsequente transporte em fluxos superficiais, enquanto os fluxos subsuperficiais (*piping*) foram considerados como um processo de importância limitada. O *piping* é um processo erosivo que envolve a remoção de partículas da subsuperfície do solo, ocasionando a formação de túneis subterrâneos. Muitos são os problemas associados a esse tipo de erosão, como por exemplo: degradação de terras, falhas em barragens, formação de voçorocas, colapso da margem de rios, deslizamento de terras, entre outros. O objetivo do presente estudo foi o de entender a gênese do processo erosivo subsuperficial (*piping*), em uma área reflorestada de clima tropical, por meio da avaliação dos atributos do solo e do relevo. Para isso, nos atentamos a investigar propriedades morfológicas, físicas e físico hídricas do solo, buscando por gradientes de mudanças em zonas transicionais entre os horizontes do solo e mudanças no relevo em subsuperfície. Dois níveis de ocorrência de *pipes* foram detectados na área de estudo: *pipes* rasos (aproximadamente 0,30 m a 0,45 m de profundidade) e *pipes* profundos (1,50 m de profundidade, aproximadamente). A iniciação e desenvolvimento dos *pipes* da área de estudo foram governados por diversos fatores concorrentes visto a complexidade da área de estudo. São eles: a) gradiente de atributos físicos entre horizontes do solo (textura, estrutura, porosidade), b) estrutura e composição geológica (diferentes lentes de arenito), e c) gradientes topográficos de subsuperfície. Fatores neotectônicos e morfoestruturais também poderiam estar afetando, entretanto devem ser melhor estudados.

Palavras-chave: *Piping*; Erosão subsuperficial; Micromorfometria

Abstract

For a long time, soil erosion studies were focused mainly on the release of soil particles and their subsequent transport into surface flows, while subsuperficial flow (*piping*) was considered a process of limited importance. *Piping* is an erosive process that involves the removal of particles from the subsurface of the soil, causing the formation of subterranean tunnels. There are many problems associated with this type of erosion, for example: land degradation, dam failures, formation of gullies, riverbank collapse, landslides, among others. The aim of this study was to understand the genesis of the subsurface erosive process (*piping*), in a tropical climate reforested area, through the evaluation of soil and relief attributes. For this purpose, we investigated morphological, physical and hydro-physical attributes of the soil, searching for gradients of changes in transitional zones between the soil horizons and changes in the subsurface soil relief. Two levels of pipe occurrence were detected: shallow pipes (approximately 0.30 m to 0.45 m depth) and deep pipes (approximately 1.50 m depth). The initiation and development of the pipes were governed by several concomitant factors considering the complexity of the study area. They are: a) gradient of physical attributes between soil horizons (texture, structure, porosity), b) structure and geological composition (different sandstone lenses), and c) subsurface topographic gradients. Neotectonic and morphostructural factors could also be affecting, however they should be better studied.

Keywords: *Piping*; Subsurface erosion; Micromorphometry

2.1. Introdução

Durante muito tempo os estudos de erosão dos solos foram focados principalmente no desprendimento de partículas do solo e seu subsequente transporte em fluxos superficiais, enquanto os fluxos subsuperficiais foram considerados como um processo de importância limitada apenas a certos materiais (Bryan e Jones, 1997). O *piping* é um processo erosivo que envolve a remoção de partículas da subsuperfície do solo, ocasionando a formação de túneis subterrâneos (Boucher, 1990). É um processo que aparece praticamente escondido no campo, entretanto pode estar muito avançado antes mesmo do colapso do teto, quando se revela o verdadeiro tamanho do túnel subterrâneo (Verachtert, 2011). Muitos são os problemas associados a esse tipo de erosão, como por exemplo: degradação de terras, falhas em barragens, formação de voçorocas, colapso da margem de rios, deslizamento de terras, entre outros (Poesen et al., 1996; Richards e Reddy, 2007; Verachtert et al., 2013; Wilson et al., 2007). O *piping* é um mecanismo de erosão importante, também, pelo seu papel na iniciação de padrões de drenagem, como precursor da formação de erosões lineares e por interagir com outros processos, intensificando a erosão e influenciando o transporte de sedimentos (Hagerty, 1991a). Segundo Hagerty (1991a), as condições necessárias para a ocorrência do *piping* são: 1) uma fonte de água para fornecer o fluxo necessário, que não necessita ser constante, uma vez que o mecanismo pode operar intermitentemente; 2) o fluxo deve ser concentrado para que a intensidade da exfiltração (do inglês: *exfiltration*), caracterizada pela saída de água do gradiente hidráulico, seja suficiente para remover as partículas do solo. O gradiente hidráulico de saída deve produzir forças suficientes para superar todas as forças e fatores que tendem a manter as partículas no lugar, como a agregação com outras partículas, que interfere no movimento; o atrito entre partículas, que resiste ao movimento; a coesão entre grãos derivados de atrações físico-químicas, incluindo forças capilares, cimentação, pontes com raízes, e em alguns casos, a força da gravidade; 3) um gradiente hidráulico crítico; 4) o material desprendido pelo *piping* deve ser removido, ou a erosão subsuperficial não irá acontecer e 5) um ponto de saída pelo qual o fluxo subsuperficial possa remover as partículas do solo.

Processos paleo e neotectônicos também têm sido aceitos como contribuintes para a formação de processos erosivos na forma de voçorocas (Beavis, 2000, Egboka et al., 1990) e de *piping* (Farifteh e Soeters, 1999), uma vez que a permeabilidade através de descontinuidades/fraturas das rochas pode influenciar a erosão dos solos. A exposição de fraturas (*joints*) na superfície do solo pode ser um fator controlador do desenvolvimento de processos erosivos subsuperficiais, uma vez que promove entradas para a água (Farifteh e

Soeters, 1999), conduzindo e concentrando o fluxo de forma mais acelerada. As deformações tectônicas podem ocasionar o fraturamento da rocha/solo, criando zonas de fraqueza. A descontinuidade das falhas que se estendem ao longo da encosta até o talude de uma voçoroca ou sulco, por exemplo, proporciona um caminho e uma saída para o fluxo de água subsuperficial facilitando a remoção do material erodido. No caminho, o gradiente hidráulico é controlado pelo fundo das voçorocas ou sulcos, que agem como um dreno local (Farifteh e Soeters, 1999).

Basicamente três estágios de desenvolvimento da erosão subsuperficial podem ser diferenciados, segundo Boucher (1990). São eles: a) o fluxo de água causa o desprendimento de partículas da matriz do solo, sendo que pode ser ocasionado por dois tipos de processos: 1) quando a água que infiltra em um poro do solo tem uma força de arrasto suficiente para arrastar o material através da liquefação ou falha de Coulomb (este normalmente é referido como *sapping* ou *piping* verdadeiro); 2) quando acontece a expansão de um macroporo devido a força de cisalhamento exercida pela água corrente, processo que é descrito normalmente como erosão em túnel e também como *piping*; b) estágio mais avançado onde as partículas do solo são transportadas para um ponto de saída, onde uma área de deposição de sedimentos pode ser formada (Vacher et al., 2004), o que requer um gradiente de declividade suficiente para desenvolver força hidráulica que dirige a água dentro do solo e causa falhas na matriz do solo; c) a última fase envolve o colapso do solo, formando cavidades que afloram na superfície do solo.

Devido ao caráter intermitente do processo de *piping*, ele é difícil de ser identificado em campo e muitas vezes encontra-se mascarado por feições de processos superficiais. As formas de identificação do fenômeno subsuperficial podem ser diretas e indiretas. Como evidências diretas, Hagerty (1991b) cita a surgência de águas turvas, indicando a remoção do material. Já, como evidências indiretas, são reconhecidos três subtipos: a) primárias: as cavidades formadas nas zonas de surgência de águas com depósitos de sedimentos localizados próximo destas; b) secundárias: feições associadas, que podem ou não indicar a sua ocorrência. Por exemplo, presença de descolorações ou manchas que são formadas por processos com a presença de água. Estas podem ser observadas na face do talude, entretanto estas feições não necessariamente indicam um gradiente hidráulico suficiente para gerar o processo de *piping*. Ainda, estas feições podem estar associadas com um processo antigo e não mais atuante no momento; c) terciárias: feições associadas aos processos subordinados aos *piping*, como por exemplo blocos abatidos ou escarpas irregulares. Entretanto, estas feições não são exclusivas do processo de *piping* e podem ser ocasionadas por outros mecanismos (Hagerty, 1991b).

Assim sendo e considerando que para a formação da erosão subsuperficial há a necessidade da existência de um gradiente hidráulico e concentração de fluxo de água, as hipóteses para o presente trabalho foram: a formação de processos erosivos subsuperficiais é desencadeada 1) por contrastes de textura, estrutura e porosidade entre os horizontes E e Bt do solo e 2) por gradientes topográficos de subsuperfície. O objetivo do presente estudo foi o de entender a gênese do processo erosivo subsuperficial (*piping*), em uma área reflorestada de clima tropical, por meio da avaliação dos atributos do solo e do relevo. Para isso, nos atentamos a investigar propriedades morfológicas, físicas e físico hídricas do solo, buscando gradientes de mudanças em zonas transicionais entre os horizontes do solo.

2.2. Material e Métodos

2.2.1. Área de estudo

A área de estudo localiza-se na Estação Experimental de Tupi, cidade de Piracicaba, estado de São Paulo. Está entre as coordenadas 47° 32' 30" W e 47° 31' 47" W de longitude e 22° 43' 21" S e 22° 44' 24" S de latitude (Figura 2.1). Atualmente, a área é reflorestada com espécies exóticas e nativas.

Figura 2.1. Localização da área de estudo, com destaque para o talhão selecionado pra o estudo.

O clima da região é tropical úmido, classificado como Cwa de acordo com Köppen, com verão úmido e inverno seco, determinando a sazonalidade climática da região. A precipitação total média é de 1.275 mm/ano, com o período mais chuvoso nos meses de dezembro a fevereiro (precipitação total média de 610 mm) e o período mais seco nos meses de

junho a agosto (precipitação total média de 101 mm). A temperatura média anual é de 21,4°C, com máxima média anual de 28,2°C e mínima média anual de 14,8°C.

A área localiza-se na província geomorfológica denominada Depressão Periférica Paulista na Zona do Médio Tietê. Localmente, o embasamento rochoso foi descrito como pertencente ao Grupo Itararé (Vidal-Torrado, 1994). Esse grupo apresenta um elevado grau de complexidade litológica, devido a alternância de materiais de diferentes ambientes de sedimentação local (Souza Filho, 1986). Ainda, existe a evidência de falhamentos geológicos próximos à zona de estudo, os quais, segundo Vidal-Torrado (1994), devem ser anteriores à formação dos depósitos de cobertura, pois corta diferentes tipos de sedimentos.

2.2.2. Métodos para descrição do meio físico e seleção da zona de amostragem

Para a descrição do meio físico, um levantamento topográfico em escala de detalhe foi realizado por meio de uma estação total e um GPS, com o intuito de entender e caracterizar a paisagem bem como mapear os processos erosivos. Para isso, foram alocadas estacas de madeira em um grid de 5 x 5 m; dentro dessa área os pontos com estação total e GPS foram coletados. Os dados adquiridos foram processados por meio do programa ArcGIS. Em seguida, por meio de uma análise exploratória da área de estudo, buscamos por evidências do processo erosivo subsuperficial e realizamos o mapeamento dos *pipes*, que incluiu todas as formas de erosão subsuperficial com evidências em superfície, baseados na classificação proposta por Verachtert et al. (2010) e modificada por Bernatek (2015), que incluem: depressões fechadas (*closed depressions*), cavidades - simples e múltiplas (*sinkhole - single and multiple*), voçoroca cega (*blind gully*), depósitos de piping (*piping fan*), *pipe* de entrada (*pipe inlet*), *pipe* de saída (*pipe outlet*) (Figura 2.2).

Figura 2.2. Classificação das formas de *pipes* (Bernatek, 2015, baseado em Verachtert et al, 2010).

Após o mapeamento superficial dos *pipes*, seis trincheiras foram abertas para posterior coleta de amostras; estas foram alocadas onde havia a maior concentração de *pipes*. São elas: trincheira 1 (T1), trincheira 2 (T2), trincheira 3 (T3), trincheira 4 (T4), trincheira 5 (T5) e trincheira 6 (T6) (Figura 2.3). Após a abertura das trincheiras, o solo foi descrito conforme Santos et al. (2015). O solo das seis trincheiras foi classificado como ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico.

Figura 2.3. Localização das trincheiras e mapeamento dos *pipes*

Para entender a distribuição dos solos na paisagem e a geometria e organização dos horizontes do solo, foi realizada uma análise estrutural do solo, proposta por Boulet et al. (1982). Foram construídos cinco segmentos de topossequência, interligando as trincheiras, já abertas e descritas, por meio de sucessivas tradagens. Estas tradagens foram realizadas entre as trincheiras para definir as transições verticais e horizontais dos horizontes e camadas do solo, reconstruindo, assim, a geometria dos horizontes ao longo do segmento de topossequência. As distâncias e a localização dos pontos de tradagens foram medidos com o auxílio de uma trena e um GPS, respectivamente. Por sua vez, a inclinação do relevo foi medida com um clinômetro.

2.2.3. Mapeamento da profundidade do topo do horizonte subsuperficial B textural (Bt)

Com o intuito de buscar por possíveis diferenças de profundidades do topo do horizonte B textural (Bt) e relacioná-las com a distribuição espacial de *pipes*, foram realizadas

tradagens numa malha de 5 x 5 metros, em uma área aproximada de 60 x 80 metros, onde foi anotada a profundidade de aparecimento desse horizonte. Um mapa da distribuição espacial da profundidade do horizonte Bt foi construído com o auxílio do programa Minitab, o qual foi sobreposto com a distribuição espacial de *pipes* encontrados, para a verificação de possíveis relações entre profundidade do horizonte Bt e a distribuição dos *pipes*.

2.2.4. Traço de juntas – análise morfoestrutural

O objetivo dessa análise baseou-se no estudo de estruturas que condicionam e facilitam a drenagem – feições lineares de drenagem (traços de juntas), o que permite estabelecer e classificar zonas de diferentes graus de tectonismo, cisalhamento e ruptibilidade. Traços de juntas são drenos retilíneos, fortemente estruturados, unidirecionalmente, indicando a principal direção da rede de drenagem (Soares et al., 1982).

Para detectar a possível relação entre as feições erosivas e os traços de juntas, medidas estruturais (ângulos e direção de formação) foram extraídas de afloramentos de rochas sãs e agregados estruturais do solo (Suguio, 1999). Essas medidas foram, posteriormente, plotadas em um mapa planialtimétrico e relacionadas com a direção das feições erosivas superficiais e subsuperficiais.

2.2.5. Amostragem e procedimentos analíticos

Após a descrição do solo, amostras deformadas e indeformadas foram coletadas para análises químicas, físicas e físico-hídricas de cada horizonte do solo. As amostras foram coletadas com o objetivo de representar e entender o funcionamento dos horizontes do solo e suas transições, em busca de atributos contrastantes. Para isto, amostras deformadas e indeformadas (em anéis volumétricos e blocos) foram coletadas nos horizontes descritos e nas transições dos horizontes superficiais para os subsuperficiais, a saber: transição do horizonte E para o Bt (amostra coletada no topo do horizonte Bt) e entre diferentes tipos de Bt, quando existente (amostra coletada no topo do segundo horizonte Bt). Ainda, quando possível, amostras foram coletadas em zonas específicas presentes nos horizontes do solo, como, por exemplo, a presença de bolsões de areia. A localização das amostras coletadas está representada na Figura 2.4, para as seis trincheiras. As amostras indeformadas para análise micromorfométrica, quando

coletadas nas transições, foram analisadas em duas zonas: Zona A – acima da transição e Zona B – abaixo da transição.

Figura 2.4. Localização da coleta de amostras deformadas e indeformadas nas trincheiras 1 a 6

2.2.5.1. Análises químicas do solo

As análises químicas foram realizadas para a classificação do solo. Para isso, amostras deformadas de solo foram coletadas, secas em estufa a 40°, durante 24 horas e, posteriormente, peneiradas em peneiras de malha de 2 mm. As determinações de pH em água, CaCl_2 0,01 mol L^{-1} , KCl 1 mol L^{-1} foram realizadas segundo Quaggio e Raij (2001). Ainda, foram determinados o conteúdo de Alumínio trocável (Al), potássio (K) (Raij e Quaggio, 2001), Cálcio (Ca) e Magnésio (Mg) (Silva, 1999). O método do Walkey-Black foi utilizado para a determinação do conteúdo de carbono orgânico (MO), como descrito por Anderson e Ingram (1992). Os resultados podem ser encontrados no ANEXO 1.

2.2.5.2. Análises físicas do solo

2.2.5.2.1. Distribuição de partículas

A distribuição de partículas foi realizada com o objetivo de entender e caracterizar o solo e buscar por modificações e gradientes desta distribuição entre horizontes. Para isso,

amostras deformadas foram coletadas, secas em estufa a 105° por 24 horas e peneiradas em peneiras de malha 2 mm. Em seguida, as amostras foram dispersas em solução de Hidróxido de Sódio e Hexametáfosfato de Sódio, seguindo metodologia proposta por Camargo et al. (1986). Outro grupo de amostras foi disperso em água, para posterior cálculo do Grau de Floculação (GF), segundo a Equação 2.1.

$$GF = \left[\frac{\left(\frac{Arg_d}{Arg_a} \right)}{Arg_d} \right] \times 100 \quad \text{Equação (2.1)}$$

Onde:

Arg_d: argila obtida com dispersante

Arg_a: argila dispersa em água.

A fração areia, advinda da análise de distribuição de tamanho de partículas, foi separada e permaneceu em estufa, a 105°C durante 48 horas. Após esse procedimento, a areia foi peneirada e subdividida em 10 frações: 0,053 a 0,063 mm (4,23 a 3,99 phi), 0,063 a 0,009 mm (3,99 a 3,47 phi), 0,090 a 0,125 mm (3,47 a 3 phi), 0,125 a 0,18 mm (3 a 2,47 phi), 0,18 a 0,25 mm (2,47 a 2 phi), 0,25 a 0,35 mm (2 a 1,51phi), 0,35 a 0,5 mm (1,51 a 1 phi), 0,50 a 0,71 mm (1 a 0,49 phi), 0,71 a 1 mm (0,49 a 0 phi) e 1 a 2 mm (0 a -1 phi).

A análise das distribuições de areia dos horizontes identificados nas trincheiras analisadas foi realizada para a investigação de possíveis diferenças estratigráficas de materiais, descontinuidades de materiais de origem ou a alternância de materiais oriundos de diferentes ambientes de sedimentação local. Para isso, foi calculado o Valor de Uniformidade (VU), por meio da Equação (2.2) (Schaetzl e Anderson, 2005). A relação areia:silte e a distribuição acumulada da porcentagem de areia+silte foram realizadas, buscando por uma não homogeneidade dessa distribuição (Schaetzl e Anderson, 2005). Ainda, os parâmetros estatísticos: média, mediana, desvio padrão (para inferir o grau de seleção), assimetria e curtose foram calculados e utilizados para a posterior análise da distribuição dos grãos de silte e areia. Modificações na distribuição dos grãos, detectada por esses parâmetros, indicam a não homogeneidade do material de origem. Esses parâmetros estatísticos foram classificados de acordo com Folk e Ward (1957) (Tabela 2.1) e calculados com o uso do pacote rysgran (Gilbert

et al., 2015) do programa R. Para o estabelecimento de uma possível descontinuidade litológica, utilizamos como critério a mudança em pelo menos três dos quatro índices acima citados.

$$Vu = \frac{\left[\left(\frac{\% \text{silte} + \% \text{areia muito fina}}{\% \text{areia} - \% \text{areia muito fina}} \right) \right]_{\text{horizonte acima}}}{\left[\left(\frac{\% \text{silte} + \% \text{areia muito fina}}{\% \text{areia} - \% \text{areia muito fina}} \right) \right]_{\text{horizonte abaixo}}} \quad \text{Equação (2.2)}$$

Tabela 2.1. Parâmetros estatísticos da análise estatística das areias, segundo Folk e Ward (1957)

GS		Assimetria		Curtose (Kg)	
MBS	< 0,35	MP	> 1,30	MPL	< 0,67
BS	0,35 – 0,50	P	0,43 – 0,43	PL	0,67 – 0,90
MDBS	0,50 – 0,70	AS	-0,43 -1,30	M	0,90 – 1,11
MDS	0,70 – 1,00	N	< 1,30	L	1,11 – 1,50
MS	1,00 – 2,00			ML	1,50 – 3,00
MMS	2,00 – 4,00			EL	> 3,00
EMS	> 4,00				

Grau de seleção (GS) - MBS: muito bem selecionado; BS: bem selecionado; MDBS: moderadamente bem selecionado; MDS: moderadamente selecionado; MS: mal selecionado; MMS: muito mal selecionado; EMS: extremamente mal selecionado. Assimetria – MP: muito positiva; P: positiva; AS: aproximadamente simétrica; N: negativa. Curtose – MPL: muito platicúrtica; PL: platicúrtica; M: mesocúrtica; L: leptocúrtica; ML: muito leptocúrtica, EL: extremamente leptocúrtica.

2.2.5.2.2. Densidade do Solo (Ds), Densidade de Partículas (Dp) e Porosidade Total (PT)

A determinação da Densidade do Solo (Ds) (Mg m^{-3}) foi realizada utilizando o método do cilindro volumétrico de acordo com Grossman e Reinsch (2002), com o objetivo de verificar gradientes de mudanças entre os horizontes do solo. Para isso, cilindros de aproximadamente 100 cm^3 , em triplicatas, foram coletados nos horizontes do solo e suas transições. Após a coleta, os solos foram dispostos em estufa, a 105°C , por 24 horas, a fim de determinar a massa seca do solo. A Densidade de Partículas (Dp) (Mg m^{-3}) foi determinada com essas mesmas amostras, após a análise da Ds, por meio de um Picnômetro de Gás Hélio (AccuPyc 1330, Micromeritics Instrumens Corporation®). A razão do volume de poros ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi calculada pela densidade do solo e densidade de partículas, por meio da equação 2.3, indicando a quantidade relativa de poros do solo (Vomocil, 1965).

$$PT = 1 - \frac{Ds}{Dp} \quad \text{Equação (2.3)}$$

2.2.5.3. Análise hidrológica do solo

2.2.5.3.1. Curva de retenção de água no solo

A curva de retenção de água no solo é uma curva que relaciona o conteúdo de água no solo com a força (tensão) com que ela está retida pelo mesmo. Esta análise foi realizada com o objetivo de buscar modificações nas características de retenção de água, para cada horizonte do solo. A busca por essas modificações foi baseada principalmente na mudança visual e inclinação do formato das curvas de retenção com relação ao eixo do potencial mátrico, quando comparados os horizontes do solo dentro da mesma trincheira.

Para isso, amostras indeformadas de solo foram coletadas em cilindros de aproximadamente 100 cm³, com três repetições para cada horizonte/transição. Após a coleta, as amostras foram saturadas em água, durante 48 horas. Verificada a saturação completa das amostras, estas foram acondicionadas em câmaras de pressão de Richards e submetidas aos seguintes potenciais: -1, -3, -6, -8, -10, -33, -70, -100 kPa. Para os potenciais de -500 kPa, foram utilizadas amostras deformadas, as quais foram dispostas em câmaras de pressão de Richards. O valor para o potencial de -1500 kPa foi adquirido utilizando o equipamento WP4 (Scanlon et al., 2002). As curvas de retenção foram ajustadas utilizando o modelo empírico proposto por van Genuchten (1980), com a utilização do programa SWRC fit (Seki, 2007), sendo os gráficos construídos por meio do programa R.

Ainda, foi realizada a divisão entre macro e microporosidade utilizando os valores obtidos nas amostras saturadas e no potencial de -6 kPa (pF 1,8), que representam poros com diâmetro de 0,05 mm (Richards, 1965). Potenciais acima desses valores representam os microporos; abaixo desses valores, os macroporos.

2.2.5.4. Análise micromorfométrica e micromorfológica

A análise micromorfométrica foi utilizada para determinar o tamanho e tipo dos poros do solo por meio da análise de imagens de blocos impregnados. Já, a análise micromorfológica, por meio de lâminas delgadas, foi utilizada para entender a história dos processos pedogenéticos ocorridos no solo. Para isso, amostras indeformadas foram coletadas, para cada horizonte do solo e suas transições, em caixas de papel cartão de dimensões 0,12 x 0,07 x 0,05 m, impregnadas utilizando uma resina polyester (Murphy, 1986), monômero de estireno (Castro et al., 2003), um catalizador (Ringrose-Voase, 1991) e um pigmento fluorescente (Murphy et al.,

1977). A impregnação e aquisição de imagens foi realizada como descrito por Castro et al. (2003). As amostras coletadas foram secas ao ar durante 10 dias e em estufa de circulação forçada de ar (40°C). Em seguida, as amostras foram colocadas em recipientes e alocadas em um dissecador conectado a uma bomba de vácuo, o que ajuda na penetração da solução nos poros do solo. Após a secagem, as amostras foram cortadas em blocos e polidas para posterior aquisição de imagens utilizando uma câmera (Sony DWF – X700) com magnificação de 10X (156,25 μm^2 pixel⁻¹). Para cada bloco impregnado, foram adquiridas 15 fotomicrografias. As imagens foram adquiridas e processadas utilizando o programa de análises de imagens Noesis Visilog ®. A área ocupada por poros e o formato dos poros foram classificados de acordo com dois índices, descritos em Cooper e Vidal-Torrado (2005). O formato dos poros foi classificado como arredondado, alongado e complexo e o tamanho como grande, médio e pequeno. Para a quantificação e caracterização dessa porosidade, foi utilizado o programa SPIA (Soil Pore Image Analysis), desenvolvido por Cooper et al. (2016). Dos blocos impregnados e endurecidos dos horizontes do solo da trincheira 3 (T3) e dos bolsões de areia da T3 e da T4, seções de 0,5 cm foram cortadas para a preparação de lâminas delgadas de dimensões 4,5 x 7 cm, para posterior descrição micromorfológica (Castro et al., 2003). As lâminas foram analisadas em microscópio óptico polarizador Zeiss e em estereoscópio binocular sob luz normal (LN) e luz polarizada (LP). As descrições seguiram critério e terminologia proposta por Bullock et al. (1985) e Stoops (2003) e a identificação da distribuição relativa seguiu a classificação de (Stoops e Jongerius, 1975).

2.3. Resultados

2.3.1. Caracterização geral e evidências de processos erosivos

Diversas feições erosivas foram observadas em campo, desde processos iniciais de degradação – feições laminares - até os mais avançados, como voçorocas permanentes e erosões subsuperficiais (*pipings*). Os *pipes* foram encontrados em diversas profundidades: os mais rasos (aproximadamente 0,30 a 0,45 m) e os mais profundos (1,50 m de profundidade, aproximadamente). As formas de identificação do fenômeno subsuperficial podem ser diretas e indiretas (Hagerty, 1991b). Como evidência direta, a surgência de águas turvas, indicando a remoção do material da subsuperfície, foi constatada na área de estudo, em visita de campo em evento chuvoso (23/12/2014 – chuva de 20 mm) (Figura 2.5). As águas da chuva desaguavam em *pipes* localizados no talude da voçoroca e em alguns *pipes* localizados na vertente. Foi

possível observar a passagem da água corrente em *pipes* que eram interconectados uns aos outros (cavidades múltiplas). Em dias seguintes aos dias de eventos chuvosos, foi observado o alagamento temporário das trincheiras já abertas, demonstrando que existe um impedimento para a drenagem livre da água, em subsuperfície (Figura 2.5).

Como evidências indiretas, Hagerty (1991b) citou três subtipos. As evidências primárias são as cavidades formadas nas zonas de surgência de águas, com depósitos de sedimentos localizados próximo destas (Figura 2.6 e 2.7). As evidências secundárias foram definidas como feições associadas, que podem ou não indicar a ocorrência do processo erosivo subsuperficial. Por exemplo, presença de descolorações ou manchas que são formadas por processos com a presença e estagnação de água. Estas podem ser observadas na face do talude. Na área de estudo, manchas, descolorações e formação de concreções foram observadas tanto no talude da voçoroca (Figura 2.7) como nas paredes das trincheiras. Entretanto, estas feições não necessariamente indicam uma situação suficiente para gerar o processo de *piping*, embora sejam um indicativo. Ainda, estas feições poderiam estar associadas com um processo antigo de hidromorfia temporária que não está mais atuante no momento. As evidências indiretas terciárias são feições associadas aos processos subordinados aos *piping*, como por exemplo blocos abatidos ou escarpas irregulares. Entretanto, estas feições não são exclusivas do processo de *piping* e podem ser ocasionadas por outros mecanismos. Da mesma forma, essas evidências também foram observadas na área de estudo.

Figura 2.5. Evidências diretas e indiretas do processo erosivo subsuperficial: a, b) surgência de águas turvas durante evento chuvoso; c) surgência de água turva com depósito de sedimentos ao redor; d), e) e f) trincheiras T3, T4 e T5, respectivamente, com alagamento temporário de água, dias após um evento chuvoso.

Figura 2.6. Evidências indiretas primárias do processo erosivo subsuperficial: formação de cavidades – com colapso múltiplo do teto (a e b) ou com colapso em apenas uma zona, entretanto, com o *pipe* já formado (c, d, e e f).

Figura 2.7. Evidências indiretas secundárias do processo erosivo subsuperficial: formação de descolorações e manchas no talude da voçoroca.

2.3.2. Descrições morfológicas (fatores morfológicos) e geometria dos horizontes do solo

A seguir serão apresentados os resultados das descrições morfológicas dos horizontes do solo presentes nas trincheiras estudadas. Os dados resumidos estão apresentados na Tabela 2.2. Em seguida, serão apresentadas as variações laterais e verticais dos horizontes presentes nos segmentos das topossequências, obtidos por meio das tradagens; os horizontes semelhantes encontrados nas trincheiras e nas tradagens foram agrupados em compartimentos. Exclui-se, nesse texto, as descrições morfológicas feitas por meio das tradagens.

A T1 corresponde a um perfil localizado no talude de uma voçoroca (Figura 2.8). A sequência de horizontes obtidos na T1 foi: horizonte A, seguido por uma camada de sedimento (C), horizonte A enterrado (2Ab), 2Eb, 2Btb. O horizonte A, mais recente, apresentou a formação de estrutura granular, de grau moderado, e em blocos subangulares, de grau fraco. Abaixo deste horizonte, existe uma camada de sedimentos, com estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares fracos. Abaixo, o horizonte 2Ab, de coloração mais escura, consequência do maior teor de MO desse horizonte enterrado, teor este mais elevado do que a camada C. Em sequência, o horizonte 2Eb, com textura arenosa, estrutura em grãos simples com poucos blocos subangulares fracos e pequenos. O horizonte 2Btb apresentou aumento de argila, conferindo textura média e um solo mais estruturado, com presença de agregados em blocos subangulares médios a grande e moderados. Observou-se um gradiente de textura e estrutura dos horizontes superficiais para o horizonte subsuperficial (2Btb), com incremento no teor de argila e melhor estruturação, com estruturas que vão de grãos simples ou granular e blocos subangulares, de grau fraco, à blocos maiores (médios a grandes) de grau moderado, ou seja, um horizonte com melhor estruturação. A transição entre o horizonte 2Eb e 2Btb foi descrita como gradual e plana. As raízes são pouco abundantes e a direção principal de crescimento delas foi predominantemente vertical. Em algumas zonas específicas no horizonte 2Btb encontraram-se mosqueados de cores brancas (10 YR 7/2) e avermelhadas (5 YR 5/8) no matiz amarelo amarronzado (10 YR 6/6), entretanto não muito abundantes. Nódulos endurecidos e avermelhados foram encontrados com frequência. Adjacente a esse perfil descrito, há um degrau de erosão diferencial localizado no interior da voçoroca (Figura 2.8), na mesma altura onde foi detectado o topo horizonte 2Btb. A montante dessa feição, observou-se que os horizontes perdidos pelo processo erosivo correspondiam aos horizontes arenosos (A, C, Ab, Eb). A base de sustentação desse processo, nesse caso, parece ser o topo do horizonte 2Btb. No talude onde se localiza essa voçoroca existem várias saídas de água dos *pipes* que

correm em subsuperfície e desembocam na voçoroca, os quais foram detectados em atividade durante um evento chuvoso.

A T2 também foi descrita no talude de outra voçoroca e apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, E e Bt. O horizonte A apresentou estrutura granular, pequena a média e de grau moderado. As raízes abundantes cresceram em todas as direções. Rachaduras foram observadas, iniciando-se desde a superfície do solo até o fim da trincheira: o desmantelamento da estrutura do solo por meio destas rachaduras foi responsável pela consequente expansão lateral da voçoroca, resultando em desmoronamentos e expansão da área de degradação. Estas são evidências indiretas do processo de expansão da voçoroca por *pipes*. Ainda em campo, foi verificada a expansão da cabeceira desta voçoroca. Por sua vez, o horizonte E, de cor marrom muito pálida, possui estrutura em grãos simples. Nódulos endurecidos de cor avermelhada e esparsos foram encontrados. Apresentou transição gradual e plana para o horizonte Bt. Este último, de cor amarela amarronzada, textura média e estrutura em blocos subangulares, de tamanho médio a grande e grau moderado a forte. Nesse horizonte observou-se a presença de alta atividade biológica, responsável pela formação de poros médios a grandes. Poros preenchidos foram bastante visíveis e de grande ocorrência. Tradagens abaixo do nível da superfície atual do solo (2,40 m) evidenciaram a presença de uma lente endurecida; esta coincidiu com a base de sustentação de um *pipe*, que escoava vertente abaixo e desembocava no talude de outra voçoroca.

A T3 apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, C, 2Ab, 2Eb, 2Btb e 3Btb (Figura 2.8). Dentre todas as trincheiras estudadas, apenas na T1 e T3 foram identificadas camadas sedimentares. O horizonte A mais recente possui estrutura granular média a grande, de grau moderado e também blocos subangulares pequenos a médios, de grau moderado. Já, o sedimento (C), possui estrutura em grãos simples; alguns blocos subangulares pequenos foram encontrados. Alguns nódulos vermelhos endurecidos foram encontrados. Porosidade alta, com poros de tamanho médio. O horizonte 2Ab enterrado apresentou estrutura em blocos subangulares pequenos a médios, de grau moderado e um aumento no teor de MO com relação a camada C. Observou-se a presença de carvão e nódulos vermelhos endurecidos. Muitos poros preenchidos com material mais escurecido, consequência da atividade da fauna do solo. O horizonte 2Eb apresentou cores pálidas (10 YR 6/3) e estrutura em grãos simples com alguns blocos subangulares pequenos e fracos. Na faixa de transição para o horizonte 2Btb (transição gradual e plana) notou-se a presença de zonas concentradas constituídas por areias de cores mais claras e soltas, diferenciando-se do matiz do horizonte (tanto pela cor quanto pela sensação ao tato em campo - textura), o qual aqui no presente texto será chamado de “bolsão de areia”

(Figura 2.8). Essa feição possuía aproximadamente 4 a 5 cm de espessura e eram contínuas vertente acima. Ainda, nessa mesma transição, encontrou-se diversos nódulos vermelhos endurecidos, as vezes concentrados em forma linear (Figura 2.8). Abaixo do horizonte descrito como horizonte 2Btb, há uma camada com mudança abrupta de cor (3Btb), de matizes que vão de 10 YR (horizonte superior) para 2,5 YR (horizonte inferior). Os matizes de 10 YR predominam em todo o perfil, com exceção do horizonte 3Btb. Essa camada apresentou, além da mudança de cor, mudança no grau da estrutura do solo e no teor de MO, possuindo um grau de estrutura mais fraco e menor teor de MO. No contato entre o horizonte 2Btb e 3Btb, encontrou-se uma lente de material endurecido, de aproximadamente 2 cm de espessura, (Figura 2.8). Este material não se desfez mesmo quando submerso em água durante 24h. O material de origem em alteração começa a aparecer aproximadamente em 3,41 m, verificado por meio de tradagens.

Figura 2.8. Trincheira 1 (T1), Trincheira 2 (T2) e Trincheira 3 (T3): a) T1 e seus respectivos horizontes, b) degrau de erosão diferencial encontrado na voçoroca; c) T2 e seus respectivos horizontes, d) T3 e seus respectivos horizontes, e) bolsão de areia localizado no topo do horizonte 2Bt, f) nódulos endurecidos localizados no topo do horizonte 2Bt, g) transição do horizonte 2Bt para 3Bt, com formação de rachaduras no horizonte 2Bt, h) detalhe da transição entre 2Bt e 3Bt, com destaque para lente endurecida formada na junção entre os dois horizontes.

A trincheira T4 (Figura 2.9) apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, E, Bt1 e Bt2. O horizonte A apresentou estrutura granular, de tamanho médio a grande, e alguns blocos subangulares pequenos a médios de grau moderado. O horizonte E apresentou estrutura em blocos subangulares pequenos e fracos. Em contraste, o horizonte Bt1 apresentou estrutura também em blocos subangulares, entretanto de grau moderado. Nesse horizonte, existe a formação de rachaduras que atravessam todo o perfil (Figura 2.9). Na transição entre E e Bt1, encontrou-se bolsões de areia (Figura 2.9), de cores mais claras e textura diferenciada. No Bt2, a estrutura encontrou-se em blocos menores e de grau fraco, com menor sensação de argila ao tato e com cor diferenciada, quando comparado ao Bt1.

Por sua vez, a T5 apresentou a seguinte sequência de horizontes (Figura 2.9): A, E, Bt1 e 2Bt. O horizonte A apresentou textura arenosa, estrutura granular de média a grande, de grau moderado, e alguns blocos subangulares pequenos a médios e moderados. Na sequência, o horizonte E apresentou textura arenosa, estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares, pequenos e fracos. O horizonte Bt1, com incremento no teor de argila, apresentou textura média e estrutura moderada, em blocos subangulares médios a grandes. O segundo horizonte Bt (2Bt), diferenciado do primeiro pela mudança na estrutura (de blocos subangulares médios a grandes e moderados para blocos subangulares pequenos a médios, moderados a fracos) e pela presença de mosqueados de cor 5 YR 7/8, numa matriz amarela amarronzada (10YR 7/6). O material em alteração começou a aparecer a 2,56 m de profundidade, sendo um material não coerente, não estruturado e sem cores predominantes. Na transição entre Bt1 e 2Bt, existe uma fina lente de material endurecido, não tão pronunciada quanto a encontrada na T3.

Figura 2.9. Trincheira 4 (T4) e Trincheira 5 (T5): a) T4 e seus respectivos horizontes; b) bolsão de areia encontrado no topo do horizonte Bt1; c) Rachadura atravessando topo o perfil, d) T5 e seus respectivos horizontes, e) lente endurecida formada na junção do horizonte Bt e 2Bt, f) detalhe da lente formada.

Por fim, a T6 (Figura 2.10) apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, E, Bt1 e Bt2. A estrutura do horizonte A foi descrita como granular, média a grande e de grau moderado e alguns blocos subangulares, pequeno a médios, também moderados. Já, o horizonte E apresenta estrutura mais fraca, em blocos subangulares pequenos. O Bt1 e Bt2 apresentaram estrutura em blocos subangulares, médios a grandes de grau moderado no primeiro e moderado a fraco no segundo. Nessa trincheira também foram observados bolsões de areia no topo do horizonte Bt. Concomitante a isso, foram encontrados nódulos endurecidos no topo do horizonte Bt e algumas zonas de atividade do ferro, evidenciado por colorações avermelhadas e esbranquiçadas (Figura 2.10). Aliado a essas características, foi possível observar em antigos canais de raízes a deposição de areias muito finas, aparentemente selecionadas, verificadas pela sensação ao tato (Figura 2.10).

Figura 2.10. Trincheira 6: a) trincheira 6 e seus respectivos horizontes; b) deposição de areias finas em antigos canais de raízes; c) feição de atividade de ferro em agregado retirado do topo do horizonte Bt1.

Tabela 2.2. Características morfológicas e teor de matéria orgânica (MO) dos horizontes do solo e camada de sedimento descritos nas trincheiras.

Horizonte/camada	Profundidade	Cor (úmida)	Estrutura	Textura	MO
Trincheira 1					
A	0 - 10	10 YR 4/2	g, m a g, md / bs, p, f	arenosa	12,13
C	10 - 90	10 YR 5/3	bs, p a m, f / gs	arenosa	4,39
2Ab	90 - 113	10 YR 4/4	bs, p a m, md	arenosa	16,26
2Eb	113 - 170	10 YR 6/4	gs / bs, p a m, fr	arenosa	5,68
2Btb	170 - 258	10 YR 6/6	bs, m a g, md	média	2,07
Trincheira 2					
A	0 - 8	10 YR 4/3	g, p a m, md	arenosa	14,71
E	8 - 74	10 YR 7/4	gs	arenosa	4,39
Bt	74 - 200	10 YR 6/6	bs, m a g, md a f	média	3,87
Trincheira 3					
A	0-8	10 YR 4/2	g, m a g, md / bs, p a m,	arenosa	12,13
C	8 - 36	10 YR 4/2	gs / bs, p, fr	arenosa	6,97
2Ab	36 - 52	10 YR 4/4	bs, p a m, md	arenosa	11,36
2Eb	52 - 65	10 YR 6/3	gs / bs, p, fr	arenosa	9,55
2Btb	65 - 113	10 YR 7/3	bs, m a g, md	média	6,97
3Btb	113 - 161	2,5 YR 5/8	bs, m a g, fr a md	média	3,36
Trincheira 4					
A	0 - 12	10 YR 4/3	g, m a g, md/ bs, p a m,	arenosa	35,37
E	12 - 30	10 YR 6/4	bs, p, fr	arenosa	8,00
Bt1	30 - 116	10YR 6/8	bs, m a g, md	média	3,36
Bt2	116 - 155	5 YR 5/8	bs, p, fr	média	3,87
Trincheira 5					
A	0 - 8	10 YR 3/2	g, m a g, md / bs, p a m,	arenosa	24,01
E	8 - 28	10 YR 5.5/6	gs / bs, p, fr	arenosa	9,04
Bt	28 - 102	10 YR 6/6	bs, m a g, md	média	4,39
2Bt	102 - 136	10 YR 6/6	bs, p a m, md a fr	média	3,10

Horizonte/camada	Profundidade	Cor (úmida)	Estrutura	Textura	MO
Trincheira 6					
A	0 – 8	10 YR 3/2	g, m a g, md/ bs, p a m,	arenosa	29,69
E	8 – 22	10 YR 5/6	bs, p, fr	arenosa	2,84
Bt1	22 - 91	2.5 Y 7/8	bs, m a g, md	média	1,81
Bt2	91 - 127	10 YR 7/6	bs, m a g, md a fr	média	4,90

Tipo: g: granular; gs: grãos simples; ba: bloco angular; bs: bloco subangular.

Grau: fr: fraco; md: moderado, f: forte. Tamanho: p: pequeno; m: médio; g: grande.

Uma vez descritos os solos dos horizontes das trincheiras da área de estudo, estes foram agrupados de acordo com sua semelhança e divididos em compartimentos, afim de entender a distribuição e geometria dos horizontes do solo (Figura 2.11), de forma a caracterizar a área de estudo. Segue abaixo a descrição dos compartimentos:

Compartimento 1 - Horizonte A: horizonte superficial, composto de materiais transportados e depositados (antigos sedimentos) e de materiais do solo original, que aparece em toda a sequência superficial dos 5 segmentos de topossequência construídos. Sua espessura varia de 0 a 12 cm, a estrutura varia de granular (pequena a grande), de grau moderado, e blocos subangulares pequenos a médios e de grau moderado a fraco. Possui textura arenosa e cores escuras, de valor e croma baixos. Reveste toda a superfície do terreno.

Compartimento 2 - Horizonte C: presente apenas nos segmentos de topossequência (a) e parte superior do segmento (b), representa camadas de sedimentos depositados acima de um horizonte A enterrado subsuperficial de acúmulo de matéria orgânica. São mais espessos a jusante e mais delgados a montante. Arenosos, com estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares, pequenos a médios, de grau fraco. A maior expressão da estrutura encontra-se a jusante. Possuem cores mais claras que as camadas acima depositadas, as quais foram posteriormente transformadas no atual horizonte A.

Compartimento 3 - Horizonte Ab: horizonte A soterrado, presente apenas no segmento (a) e parte superior do segmento (b), onde ocorreu deposição de sedimentos que soterraram esse antigo horizonte A. Apresenta aumento no teor de matéria orgânica e cores mais escurecidas que as camadas C acima depositadas. Possui estrutura em blocos subangulares, pequenos a médios, de grau moderado. Espessura varia de 16 a 23 cm, estando a parte mais espessa localizada a jusante da área de estudo, zona de maior acúmulo de sedimentos.

Compartimento 4 - Horizonte E: ora chamado de E e ora de Eb; este último somente quando da presença de sedimentos depositados acima (a letra “b” indica soterramento). Estrutura predominantemente em grãos simples. Quando em blocos subangulares, são pequenos e com grau fraco. Textura arenosa e cores mais claras que os horizontes acima localizados. A transição para o horizonte Bt é gradual e plana.

Compartimento 5 - Horizonte Bt: chamado de Bt1, quando presente um Bt2 subjacente, ou 2Btb, quando soterrados por camadas de sedimentação (C). Horizonte mais estruturado, com incremento de argila. Cores com matiz 10 YR e valores que variam de 6 a 7 e cromas que variam de 3 a 8. No segmento (d) e (e), algumas zonas com cores 2,5 7/8 foram identificadas. Estruturas em blocos subangulares, médias a grandes de grau moderado.

Compartimento 6 - Horizonte Bt1+Bt2: abaixo do Bt1, quando apresentava mudanças quando relacionados aos Bt1 (por exemplo, mudança no grau da estrutura ou menor sensação de argila). Foram representados, quando existentes, como um único compartimento, por compartilhar características morfológicas semelhantes.

Compartimento 7 - Horizonte 3Btb ou 2Bt: horizontes detectados como descontinuidades litológicas. Inicialmente, em campo, foram observadas diferenças morfológicas de cor e estrutura. Para confirmação dos dados, análises que indicam possíveis descontinuidade do material originário foram realizadas. No segmento (d), o compartimento 2Bt aparece a montante, desaparecendo a jusante. Sensação de textura e estrutura diferenciada do horizonte Bt acima. Compartimento 3Btb em (a) e (b), 3Bt e 2Bt em (c) e (d) e 2Bt em (e), com características mais expressivas de mudança quando relacionado aos horizontes acima.

Compartimento 8 - Material inconsolidado: constituído pelo arenito já alterado, apresentando mosqueamentos vermelhos e brancos num matiz predominantemente amarelo.

Figura 2.11. Imagem central: levantamento topográfico com o mapeamento dos *pipes*, localização das trincheiras, zonas de tradagem para análise da profundidade do horizonte Bt e localização dos segmentos de topossequência. Imagens (a) a (e): distribuição espacial e geometria dos horizontes do solo nos segmentos de topossequência

De forma geral, verificou-se que existe um declive na área de estudo, que está evidente nos segmentos de topossequência (Figura 2.11, segmentos de topossequência (a) a (e)). A espessura do horizonte A permanece praticamente inalterada ao longo dos segmentos de topossequência. A espessura do horizonte E é variável: diminui a montante nos segmentos (a) e (e); nos segmentos (b) e (d), permanece praticamente inalterada e, por fim, no segmento (c), o horizonte E diminui sua espessura a jusante. Nota-se o surgimento e o desaparecimento dos compartimentos classificados como descontinuidades litológicas, até a profundidade analisada pelas tradagens. Essas camadas podem ser descontínuas ou então com geometria e distribuição não regular (causada por uma possível interdigitação de materiais de origem – as lentes de arenito da Formação Itararé), deformadas e entremeadas a outras camadas que, na escala da presente análise, não foram detectadas. A importância dessa análise deve-se ao fato de entender a distribuição dos horizontes do solo e sua geometria e, ainda, no presente estudo, verificar que as camadas detectadas como descontinuidades litológicas (análises da detecção serão vistas ao longo do trabalho) não seguem uma disposição contínua.

2.3.3. Fator topográfico de subsuperfície

Por meio do mapeamento do topo do horizonte subsuperficial Bt, foi possível identificar zonas com diferentes profundidades (Figura 2.12), ou seja, diferentes espessuras dos horizontes A+E. Nota-se a presença de maior concentração de *pipes* em zonas onde os horizontes A+E possuem de 0,4 a 0,6 m de espessura (cor verde). Nas zonas de maior espessura dos horizontes A+E, ou seja, valores entre 0,6 e 1,0 metros (cor azul e violeta), não foram identificados *pipes*.

A T1 e T2 foram as trincheiras que apresentaram maiores espessuras do horizonte A+E. Por sua vez, a T3 apresentou espessura dos horizontes superficiais um pouco mais espessa que as T4, T5 e T6, por estar localizada em zona de acumulação de sedimentos. As T5 e T6, dentre todas as trincheiras estudadas, foram as que apresentaram menores espessuras do horizonte E.

Figura 2.12. Representação da distribuição bidimensional da profundidade do topo do horizonte B textural, em m. Os pontos pretos representam os *pipes* mapeados em campo.

2.3.4. Fator morfoestrutural – traço de juntas

De acordo com as verificações em campo, os principais grupos de lineamentos distinguidos nas rochas sãs e agregados estruturais foram os seguintes: NE 20°, NE 25°, NE 45°, NE 60°, NW 10°, NW 45° (Figura 2.13). Quando as direções dos traços de juntas, detectados em campo, foram superpostas com o mapa de distribuição de *pipes*, pôde-se observar que a direção desses alinhamentos coincidiu com a orientação de alguns sistemas de *pipes* e, inclusive, com a direção da voçoroca principal (posicionada no alinhamento NE60°).

Figura 2.13. Traços de juntas caracterizados em campo (linha principal - contínua) e os sistemas de *pipes* alinhados, seguindo os ângulos principais (linhas tracejadas). Cada ângulo e sua respectiva projeção está representado em cor única específica.

2.3.5. Fatores físicos do solo

2.3.5.1. Distribuição de partículas do solo e grau de flocculação

A Tabela 2.3 mostra os resultados das análises granulométricas dos horizontes do solo das trincheiras estudadas e os respectivos graus de flocculação (GF). Pode-se perceber a existência de dois grandes compartimentos de horizontes, onde há uma variação na distribuição de partículas: 1) horizontes superficiais, essencialmente arenosos e 2) horizontes subsuperficiais, com incremento de argila, conferindo textura média a estes. Há, portanto, um gradiente de textura entre esses horizontes, o qual conferiu relação textural maior que 1,8 entre os horizontes A e Bt. A camada de transição entre o horizonte E e o horizonte Bt (E/Bt) apresentou teores mais elevados de argila do que o horizonte E e menores ou iguais teores do que os horizontes Bt.

Os horizontes Bt apresentaram em média 22,5% de argila, com exceção do Bt da T5, que apresentou 20%, enquanto os horizontes A apresentaram de 7 a 12,8% e o horizonte E apresentou de 10% a 18,7% de argila, respectivamente.

É interessante ressaltar que o horizonte 3Btb da T3 apresentou menores teores de argila e silte e maior teor de areia do que o horizonte acima localizado (2Btb). O bolsão de areia, localizado no topo do horizonte 2Btb (portanto dentro do horizonte 2Eb) apresentou menos argila, menos silte e mais areia do que o horizonte 2Eb, ou seja, provavelmente essa zona sofreu uma lavagem de finos (argila e silte) e, portanto, manteve uma maior concentração relativa de areia. Observou-se, neste bolsão, uma maior concentração de areias mais grossas, e menor concentração de silte e areias finas quando comparado ao horizonte 2Eb. O mesmo aconteceu no bolsão de areia encontrado no horizonte E da T4 (Figura 2.14).

Ainda, torna-se necessário dar destaque ao horizonte 2Bt da T5, que apresentou menor teor de argila e areia e maior teor de silte, quando comparado ao horizonte acima (Bt). Por sua vez, ao compararmos o horizonte Bt1 e Bt2 da T6, os teores de areia, silte e argila não possuem mudanças expressivas, apenas uma menor proporção de argila no horizonte Bt2.

O grau de flocculação seguiu a mesma tendência que os valores de teor de argila, ou seja: foi baixo nos horizontes superficiais, onde há menor teor de argila e mais elevado nos horizontes subsuperficiais, onde há maior teor de argila. Os bolsões de areia localizados no horizonte E da T3 e T4 apresentaram GF muito baixo e nulo, respectivamente, resultado do baixo teor de argila, ambos com aproximadamente 12%.

Tabela 2.3. Distribuição de partículas grau de floculação (GF) dos horizontes do solo

Horizonte	Argila	Argila	Silte	Areia	GF
	----- g kg ⁻¹ -----				%
Trincheira 1 - T1					
A	100,9	75,7	108,7	790,4	25,0
C	125,3	100,2	101,2	773,5	20,0
2Ab	125,0	75,0	181,8	693,3	40,0
2Eb	125,5	50,2	164,2	710,3	60,0
2Eb/2Btb	200,6	25,1	153,0	646,4	87,5
2Bt	227,3	25,3	196,7	576,0	88,9
Trincheira 2 - T2					
A	75,3	50,2	100,4	824,3	33,3
E	125,4	100,3	165,2	709,4	20,0
E/Bt	226,1	75,4	149,2	624,6	66,7
Bt	225,9	25,1	133,8	640,3	88,9
Trincheira 3 - T3					
A	100	75	180,25	719,75	25,0
C	150,30	75,1	186,4	663,3	50,0
2Ab	158,1	52,7	301,4	540,6	66,7
2Eb	187,0	106,8	296,2	516,8	42,9
2Eb/2Btb	175,5	100,3	205,4	619,1	42,9
2Btb	226,1	75,4	262,8	511,1	66,7
2Btb/3Btb	225,5	75,2	243,0	531,6	66,7
3Btb	125,6	25,1	107,8	766,6	80,0
BolAr	126,6	101,3	103,6	769,8	20,0
Trincheira 4 - T4					
A	128,1	102,5	140,1	731,8	20,0
E	151,1	75,5	193,6	655,3	50,0
E/Bt	226,8	25,2	175,2	598,0	88,9
Bt1	226,4	25,2	185,6	588,0	88,9
Bt1/Bt2	201,8	25,2	172,0	626,1	87,5
Bt2	200,6	25,1	196,1	603,3	87,5
BolAr	125,6	125,6	101,5	772,9	0,0
Trincheira 5 - T5					
A	100,4	75,3	201,1	698,5	25,0
E	100,6	75,5	243,0	656,4	25,0
E/Bt	200,2	100,1	181,2	618,6	50,0
Bt	200,6	25,1	195,3	604,1	87,5
Bt/2Bt	225,7	25,1	242,7	531,6	88,9
2Bt	200,6	25,1	251,5	547,9	87,5
Trincheira 3 - T6					
A	127,7	102,1	131,3	741,1	20,0
E	126,0	100,8	142,9	731,1	20,0
E/Bt	225,2	25,0	268,3	506,5	88,9
Bt1	225,7	25,1	214,9	559,4	88,9
Bt1/Bt2	226,4	25,2	253,5	520,1	88,9
Bt2	201,2	25,2	204,7	594,1	87,5

Figura 14. Distribuição acumulada de silte+areia dos horizontes E e bolsões de areia inseridos dentro desse horizonte, localizados no topo do horizonte Bt, da trincheira 3 (T3) e trincheira 4 (T4).

2.3.5.1.1. Análise da fração areia do solo

A identificação de possíveis discontinuidades litológicas nas descrições morfológicas do solo em campo levou à execução de análises laboratoriais para esta confirmação. Para a detecção e classificação de possíveis discontinuidades litológicas, foram utilizados: a) o valor de uniformidade (VU), determinado por Cremeens e Mokma (1986); b) a relação areia:silte e a porcentagem acumulada da fração silte+areia (Schaetzl, 1998; Schaetzl e Anderson, 2005) e c) análises estatísticas das frações de areia e suas respectivas classificações verbais, segundo os parâmetros de (Folk e Ward, 1957). Segundo Cremeens e Mokma (1986), $VU > 0,6$ indicam não uniformidade do material de origem, bem como uma distribuição não homogênea das frações areia+silte e da relação areia:silte também indicam não uniformidade do material de origem. Além disso, variações nos parâmetros estatísticos relacionados por Folk e Ward também geram evidências de não homogeneidade dos materiais de origem dos solos. Segue a apresentação desses resultados, única e exclusivamente para a detecção de discontinuidades litológicas: os VUs estão apresentados na Tabela 2.4, a relação areia:silte na Figura 2.15, a porcentagem acumulada da fração areia+silte na Figura 2.16 e a análise estatística de Folk e Ward (1957) da fração de areia na Tabela 2.5.

Tabela 2.1. Valor de Uniformidade (UV) (horizonte sobrejacente/horizonte subjacente)

Trincheira	Horizonte	UV	Trincheira	Horizonte	UV
T1	A/C	-0,067	T2	A/E	-0,327
	C/2Ab	-0,053		E/B1	0,127
	2Ab/2Eb	-0,003	T4	A/E	-0,192
	2Eb/2Btb	-0,275		E/Bt1	-0,127
T3	A/C	0,039		Bt1/Bt2	-0,082
	C/2Ab	-0,576	T5	A/E	-0,062
	2Ab/2Eb	0,343			

	2Eb/2Btb	0,262		E/Bt	0,224
	2Btb/3Btb	3,838		Bt/2Bt	-0,550
	T6			A/E	-0,372
				E/Bt1	-0,097
				Bt1/Bt2	-0,438

Em negrito, valores próximos ou maiores ao valor considerado para a detecção de discontinuidades litológicas, segundo Cremeens e Mokma (1986), de 0,6.

Figura 2.15. Relação areia:silte dos horizontes do solo das trincheiras estudadas

Figura 2.16. Porcentagem acumulada de tamanho de partículas (areia+silte), por trincheira e por horizonte. A primeira linha inicia com silte e engrossa a direita.

Tabela 2.2. Análise estatística das areias e classificação verbal, segundo Folk e Ward (1957), por horizonte e por trincheira

Horizonte	Mediana	Média	Grau de Seleção		Assimetria		Curtose		
Trincheira 1 - T1									
A	3,01	3,25	AMF	1,06	MS	0,34	MP	0,96	M
C	3,04	3,21	AMF	0,99	MDS	0,30	MP	1,01	M
2Ab	3,07	3,33	AMF	1,18	MS	0,28	P	0,87	PL
2Eb	3,11	3,35	AMF	1,17	MS	0,27	P	0,86	PL
2Eb/2Btb	3,11	3,35	AMF	1,18	MS	0,26	P	0,84	PL
2Bt	3,51	3,59	AMF	1,20	MS	0,08	AS	0,75	PL
Trincheira 2 - T2									
A	2,88	3,08	AMF	0,99	MDS	0,34	MP	1,07	M
E	3,19	3,40	AMF	1,16	MS	0,24	P	0,85	PL
E/Bt	3,21	3,41	AMF	1,16	MS	0,21	P	0,86	PL
Bt	3,01	3,27	AMF	1,13	MS	0,31	MP	0,93	M
Trincheira 3 - T3									
A	3,24	3,44	AMF	1,11	MS	0,26	P	0,83	PL
C	3,19	3,41	AMF	1,18	MS	0,25	P	0,80	PL
2Ab	3,72	3,76	AMF	1,18	MS	0,03	AS	0,69	PL
2Eb	3,81	3,81	AMF	1,17	MS	0,02	AS	0,69	PL
2Eb/2Btb	3,29	3,50	AMF	1,20	MS	0,21	P	0,74	PL
2Btb	3,61	3,67	AMF	1,21	MS	0,05	AS	0,69	PL
2Btb/3Btb	2,96	3,32	AMF	1,37	MS	0,27	P	0,74	PL
3Btb	2,52	2,76	AF	0,95	MDS	0,45	MP	1,79	ML
BolAr	3,07	3,22	AMF	0,93	MDS	0,30	MP	1,06	M
Trincheira 4 - T4									
A	3,10	3,32	AMF	1,08	MS	0,31	MP	0,95	M
E	3,28	3,46	AMF	1,09	MS	0,25	P	0,85	PL
E/Bt	3,29	3,47	AMF	1,10	MS	0,23	P	0,84	PL
Bt	3,37	3,54	AMF	1,11	MS	0,21	P	0,79	PL
Bt/Bt2	3,18	3,43	AMF	1,10	MS	0,31	MP	0,81	PL

Horizonte	Mediana	Média	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose				
Bt2	3,48	3,61	AMF	1,10	MS	0,16	P	0,79	PL
BolAr	2,99	3,16	AMF	1,01	MS	0,28	P	1,03	M
Trincheira 5 - T5									
A	3,37	3,53	AMF	1,09	MS	0,21	P	0,83	PL
E	3,46	3,61	AMF	1,10	MS	0,18	P	0,78	PL
E/Bt	3,24	3,47	AMF	1,09	MS	0,29	P	0,82	PL
Bt	3,29	3,51	AMF	1,13	MS	0,26	P	0,76	PL
Bt/2Bt	3,61	3,71	AMF	1,12	MS	0,10	P	0,76	PL
2Bt	3,86	3,92	AMF	1,05	MS	0,04	AS	0,82	PL
Trincheira 6 - T6									
A	3,19	3,37	AMF	1,02	MS	0,28	P	0,99	M
E	3,62	3,73	AMF	1,11	MS	0,11	P	0,75	PL
E/Bt	3,81	3,83	AMF	1,13	MS	0,01	AS	0,71	PL
Bt1	3,65	3,75	AMF	1,08	MS	0,11	P	0,76	PL
Bt1/Bt2	3,78	3,83	AMF	1,10	MS	0,05	AS	0,72	PL
Bt2	3,79	3,92	AMF	0,93	MDS	0,17	P	0,87	PL

Fração de areia predominante (FAP) em phi - AMF: areia muito fina; AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa. Grau de seleção (GS) - MBS: muito bem selecionado; BS: bem selecionado; MDS: moderadamente selecionado; MS: mal selecionado; MMS: muito mal selecionado; EMS: extremamente mal selecionado. Assimetria - MP: muito positiva; P: positiva; AS: aproximadamente simétrica; N: negativa; MN: muito negativa. Curtose - MPL: muito platicúrtica; PL: platicúrtica; M: mesocúrtica; L: leptocúrtica; ML: muito leptocúrtica.

Na T1, apesar de os horizontes do solo não apresentarem elevados valores de VUs, estes mostraram uma distribuição não homogênea para a relação areia:silte e para a porcentagem acumulada da fração areia+silte dos horizontes A e C, quando comparados aos horizontes 2Ab, 2Eb e 2Btb. Os primeiros apresentaram valores mais elevados de areia:silte (por apresentarem menores valores de silte e maiores valores de areia), resultado da provável seleção das areias e perda de silte durante o processo de sedimentação. A relação areia:silte pareceu ser mais homogênea entre os horizontes A e C, com valores altos; e entre o 2Ab, 2Eb e 2Btb, com menores valores. A porcentagem acumulada da fração areia+silte também demonstrou uma diferença entre os horizontes, quando analisados os horizontes A e C em contraste com os horizontes 2Ab, 2Eb e 2Bt. Com relação a análise estatística das areias, a fração de areia predominante (média e mediana) se enquadraram nas areias muito finas, para todos os horizontes do solo. O grau de seleção apresentou-se mal selecionado para todos os horizontes do solo, com exceção do horizonte C, que se apresentou moderadamente selecionado. O horizonte A e o sedimento (C) apresentaram assimetria muito positiva, seguida de assimetria positiva nos horizontes abaixo (2Ab e 2Eb) e aproximadamente simétrica no horizonte 2Btb. A curtose parece ser homogênea para os horizontes do solo, sendo classificada como platicúrtica, exceto no horizonte A e na camada de sedimento C. Dessa forma, pelas diferenças encontradas nos horizontes A e C, em relação aos outros horizontes do solo, e pela presença de um horizonte A enterrado, definiu-se esses horizontes como descontinuidades do material de origem do solo formado *in situ*.

A T2 não apresentou indícios de descontinuidades litológicas, pelos baixos valores de VU e pela porcentagem acumulada da fração areia+silte apresentar-se praticamente homogênea. Na análise estatística da fração areia dos horizontes do solo da T2, a assimetria muito positiva foi detectada nos horizontes A e Bt, acompanhados de curtose mesocúrtica. Por sua vez, o horizonte E e sua transição para o Bt apresentaram assimetria positiva e curtose platicúrtica. O grau de seleção foi moderadamente selecionado para o horizonte A e mal selecionado para o restante dos horizontes. Pode-se verificar que o horizonte A apresentou elevados valores de areia:silte, quando comparado aos horizontes E e Bt, resultado do menor teor de silte e maior teor de areia e também grau de seleção moderadamente selecionado, diferenciando-se do restante dos horizontes do solo. Nesse caso, a contribuição de outras frações de areia, advindas da sedimentação superficial de materiais por processos erosivos pode ter modificado a constituição da fração grossa do solo

A T3 apresentou dois indícios de descontinuidade litológica: uma superficial, advinda da sedimentação de materiais por processos erosivos e existência de um horizonte A enterrado, e uma subsuperficial, causada por processos pretéritos, de possíveis sistemas diferentes de sedimentação geológica. O VU do horizonte C para o horizonte 2Ab foi alto (0,576), próximo ao valor de 0,6, valor padrão característico de detecção de descontinuidades litológicas. Da mesma forma, encontrou-se um valor muito alto de VU do horizonte 2Btb para o 3Btb (3,838). A relação areia:silte e a distribuição acumulada de areia+silte apresentaram-se não homogêneas ao longo de todos os horizontes do solo, seguindo uma tendência de homogeneidade dividida em grupos, a saber: 1) horizontes A+C, 2) horizontes 2Ab + 2Eb + 2Btb e 3) horizonte 3Btb. A fração de areia predominante foi de areia muito fina em todos os horizontes do solo, com exceção do horizonte 3Btb, que foi de areia fina. Nos horizontes do solo da T3, a assimetria muito positiva foi encontrada apenas no horizonte 3Btb e no bolsão de areia encontrado no horizonte E; o restante dos horizontes possuem assimetria de positiva a aproximadamente simétrica. Curtose platicúrtica foi encontrada em todos os horizontes do solo, exceto no horizonte 3Btb e no bolsão de areia, os quais foram muito leptocúrtica e mesocúrtica, respectivamente, evidenciando as diferenças entre esse horizonte e o bolsão de areia, quando comparados aos outros horizontes do solo.

Na T4, não foram encontradas evidências de descontinuidades litológicas, onde os VUs encontrados foram baixos e a relação areia:silte e distribuição acumulada de areia+silte foram homogêneas ao longo do perfil. A assimetria encontrada na distribuição da fração areia dos horizontes do solo foi predominantemente positiva, com exceção do horizonte A e da transição entre E e Bt. A curtose é predominantemente platicúrtica; entretanto no bolsão de

areia foi mesocúrtica, mesma curtose do bolsão de areia da T3. O bolsão de areia da T4, apresentou grau de seleção mal selecionado, entretanto o valor de desvio padrão de 1,01 (que define o grau de seleção) está quase no limite que divide o grau de seleção entre mal selecionado e moderadamente selecionado, que é de valor 1,00. O horizonte E dessa trincheira (onde encontra-se o bolsão de areia) apresenta grau de seleção de 1,09. A característica de grau de seleção diferenciado do horizonte E para os bolsões de areia ali existentes indica que algum processo de seleção e perda de material está ocorrendo nos bolsões de areia e mudando a distribuição relativa de grãos da matriz do solo.

Na T5, indícios de descontinuidade litológica foram encontrados no horizonte 2Bt. O VU foi elevado (0,55), chegando próximo ao limite de detecção de descontinuidades definido em literatura. Além disso, apresentou relação areia:silte assim como a distribuição acumulada de areia+silte com padrão não homogêneo com o restante dos horizontes do solo. O grau de seleção é mal selecionado para todos os horizontes do solo. Todos os horizontes apresentaram assimetria positiva, com exceção do horizonte 2Bt, que foi aproximadamente simétrica. Por sua vez, a curtose foi platicúrtica para todos os horizontes.

Na T6 não foram encontrados indícios de descontinuidades litológicas. Os valores de VU foram baixos, relação areia:silte homogênea, com exceção do horizonte A - que pode ter sofrido aporte superficial de outros materiais, afetando consequentemente esses valores. Da mesma forma, a distribuição acumulada de areia+silte foi homogênea ao longo do perfil do solo, com algum deslocamento também do horizonte A. Na T6, a assimetria dos horizontes do solo variou de positiva a aproximadamente simétrica, e curtose platicúrtica, com exceção do horizonte A, que foi mesocúrtica.

2.3.5.2. Densidade do solo e porosidade total calculada

Os valores médios de densidade do solo (D_s), densidade de partículas (D_p) e a porosidade total calculada (PT), para os horizontes do solo das trincheiras estudadas e os bolsões de areia encontrados na T3 e T4, estão apresentados na Tabela 2.6.

Nos horizontes do solo da T1, a maior D_s foi encontrada nos horizontes Btb, 2Eb/2Btb, 2Eb e C, sendo as menores encontradas nos horizontes A e 2Ab, pelo maior aporte de matéria orgânica. A PT seguiu a mesma tendência, entretanto sendo maior nos horizontes A e 2Ab e menor no restante dos horizontes. Por sua vez, nos horizontes do solo da T2, a maior D_s e menor PT foi encontrada no horizonte Bt e as menores D_s e maiores PT nos horizontes A e E.

Na T3, o horizonte A apresentou a menor Ds e maior PT, seguido do horizonte 2Ab. Entre os horizontes 2Eb e 2Btb há um aumento na Ds e diminuição da PT. Já, o horizonte 3Btb apresentou diminuição da Ds e aumento da PT, quando comparado ao horizonte subjacente.

O horizonte de transição E/Bt da T4 foi detectada o maior valor de Ds e menor PT dessa trincheira, seguido da transição Bt1/Bt2 e dos horizontes Bt2 e Bt1. As PT seguem a sequência de modo inverso: foi maior quando a Ds do solo foi menor e menor quando a Ds foi maior.

Na T5, da mesma forma que nas outras trincheiras, existe um aumento da Ds e uma diminuição da PT, em termos de valores absolutos, entre o horizonte E e o Bt.

Por fim, na T6, o horizonte E apresentou menores valores de Ds e maiores valores de PT. A transição E/Bt apresentou maiores valores de Ds e menores valores de PT. O horizonte Bt1 e transição Bt1/Bt2 apresentaram as mais altas Ds e as mais baixas PT dessa trincheira.

Os bolsões de areia encontrados nos horizontes E (topo do horizonte Bt) das T3 e T4 foram os que apresentaram as menores Ds e maiores PT, especialmente o bolsão de areia da T3, o qual apresentou valores mais expressivos, quando comparadas as diferenças entre os horizontes do solo dessa trincheira.

De forma geral, foi observado um gradiente de Ds e PT entre os horizontes do solo. As maiores Ds encontradas, aliadas às menores PT, foram encontradas nos horizontes superficiais, onde inclui-se os horizontes: A, C, Ab e alguns horizontes E. Dos horizontes superficiais para os subsuperficiais, incluindo as amostras coletadas no topo do horizonte Bt (E/Bt), pode-se observar o aumento geral da Ds. Os horizontes Bt, de todas as trincheiras analisadas, apresentaram o mais alto valor de Ds e os menores valores de PT. Entretanto, apesar de essas mudanças ocorrerem - e seguirem o mesmo padrão em todas as trincheiras - há de se considerar que essas modificações não foram muito expressivas.

Tabela 2.6. Médias da densidade do solo (Ds) e porosidade total calculada (PT) por horizonte e por trincheira

Horizonte	Ds (Mg m ⁻³)	Dp (Mg m ⁻³)	PT (m ³ m ⁻³)
T1			
A	1,46	2,62	0,44
C	1,57	2,67	0,41
2Ab	1,39	2,63	0,47
2Eb	1,60	2,66	0,40
2Eb/2Btb	1,62	2,65	0,39
2Btb	1,66	2,66	0,38
T2			
A	1,40	2,65	0,47
E	1,43	2,65	0,46
E/Bt	1,44	2,67	0,46
Bt	1,60	2,65	0,40
T3			
A	1,28	2,61	0,51
C	1,59	2,67	0,40
2Ab	1,49	2,54	0,41
2Eb	1,54	2,49	0,38
2Eb/2Btb	1,65	2,66	0,38
2Btb	1,65	2,64	0,37

Horizonte	Ds (Mg m ⁻³)	Dp (Mg m ⁻³)	PT (m ³ m ⁻³)
2Btb/3Btb	1,69	2,66	0,36
3Btb	1,63	2,67	0,39
BolAr	1,32	2,65	0,50
T4			
A	1,33	2,59	0,49
E	1,53	2,65	0,42
E/Bt1	1,70	2,65	0,36
Bt1	1,65	2,65	0,38
Bt1/Bt2	1,69	2,66	0,37
Bt2	1,66	2,65	0,37
BolAr	1,57	2,65	0,41
T5			
A	1,27	2,60	0,51
E	1,64	2,66	0,38
E/Bt	1,63	2,65	0,38
Bt	1,68	2,65	0,37
Bt/2Bt	1,69	2,66	0,36
2Bt	1,57	2,66	0,41
T6			
A	1,25	2,60	0,52
E	1,50	2,65	0,44
E/Bt1	1,77	2,65	0,33
Bt1	1,71	2,66	0,36
Bt1/Bt2	1,71	2,65	0,36
Bt2	1,56	2,67	0,42

2.3.6. Fator hidrológico do solo

2.3.6.1. Curva de retenção de água no solo

A análise das curvas de retenção de água no solo foi realizada com o intuito de entender a distribuição de poros do solo e as mudanças que ocorrem neste atributo entre os horizontes do solo da mesma trincheira, em busca de um gradiente de porosidade. As mudanças foram verificadas de forma visual, comparando o desenho da curva de cada horizonte do solo e sua inclinação com relação ao eixo do potencial mátrico. Para cada curva, foram apresentados os respectivos desvios padrão entre os valores medidos.

Para todos os horizontes das trincheiras analisadas, os ajustes das curvas de retenção obtiveram um coeficiente de determinação entre os dados medidos e ajustados (R^2) entre 96% e 99%, mostrando que o modelo de ajuste utilizado (van Genuchten) foi satisfatório. As curvas de retenção dos horizontes do solo das trincheiras analisadas estão apresentadas nas Figuras 2.17, 2.18 e 2.19. Ademais, gráficos da distribuição relativa de macroporos e microporos, para todos os horizontes e trincheiras analisadas, estão apresentados na Figura 2.20. A divisão entre macro e microporos foi realizada no potencial de pF 1,8 (ou - 6 kPa), que representam poros com diâmetro de 0,05 mm (Richards, 1965). Diâmetros equivalentes aos potenciais acima desses valores representam os microporos; abaixo desses valores, os macroporos.

Figura 2.17. Curva de retenção de água no solo da Trincheira 1 (T1) e Trincheira 2 (T2). Linha contínua: valores ajustados. Pontos: valores medidos.

Figura 2.18. Curva de retenção de água no solo da Trinchera 3 (T3) e Trinchera 4 (T4). Linha contínua: valores ajustados. Pontos: valores medidos.

Figura 2.19. Curva de retenção de água no solo da Trinchera 5 (T5) e Trinchera 6 (T6). Linha contínua: valores ajustados. Pontos: valores medidos.

Figura 2.20. Macro e microporosidade e porosidade total dos horizontes do solo das trincheiras 1 a 6.

Na T1, basicamente dois conjuntos de tendências das curvas de retenção de água no solo foram observados entre os horizontes do solo: horizonte 2Btb mais a transição 2Eb/2Btb (topo do horizonte 2Btb), ambos de textura média e estrutura em blocos subangulares de grau moderado, em contraste com o restante dos horizontes (A, C, 2Ab, 2Eb), de textura arenosa e estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares (Figura 2.17). O horizonte 2Btb e a transição 2Eb/2Btb apresentaram menores retenções de água nas menores tensões (zona dos macroporos) e maiores retenções de água com o aumento da tensão (zona dos microporos),

quando comparados aos horizontes A e 2Ab. Esse aumento passa a ser evidente a partir de aproximadamente pF 1,5, onde as curvas do horizonte 2Btb mais a transição 2Eb/2Btb cruzam as curvas do A e Ab. Os horizontes mais arenosos apresentam menor retenção de água após o potencial de aproximadamente pF 1,8 (ou 6 kPa) – zona dos microporos. O horizonte 2Eb apresentou um comportamento semelhante ao horizonte 2Btb + 2Eb/2Btb no começo da curva (zona dos macroporos), até aproximadamente pF 1. Entretanto, a partir desse ponto, apresenta uma queda na curva de retenção, a qual acompanha os horizontes mais arenosos, resultado da distribuição diferenciada de microporos. As curvas de retenção de água do horizonte Btb e da transição 2Eb/2Btb apresentaram um decréscimo menos gradual quando comparados as curvas dos outros horizontes do solo dessa trincheira, resultando numa aparente menor inclinação da curva com relação ao eixo do potencial mátrico. Comparando-se a quantidade de macro e microporos dos horizontes do solo da T1 (Figura 2.20a), observa-se o predomínio dos microporos em todos os horizontes. Os horizontes com maior quantidade de macroporos foram os horizontes A, C, 2Ab e 2Eb, com valores de 35,6%, 32,6%, 22,9% e 20,1%, respectivamente. O topo do horizonte Btb (2Eb/2Btb) e o horizonte 2Btb apresentaram 16,9% e 16,1% de macroporos, respectivamente. Existe uma diferença acentuada da curva de retenção do horizonte C, em comparação aos outros horizontes do solo, a saber: está posicionada abaixo de todas as outras curvas e possui uma declividade bastante acentuada.

Para os horizontes do solo encontrados na T2, as curvas de retenção dos horizontes E, da transição E/Bt e do horizonte Bt seguem praticamente a mesma tendência do que ocorreu na T1. Destaca-se, nessa trincheira, o horizonte A, por apresentar uma curva mais elevada nos potenciais menores, até aproximadamente pF 2,5. O horizonte Bt apresenta maior porosidade total (41%), quando comparados ao horizonte E e a transição E/Bt, que apresentaram valores de 36,8 e 38,8%, respectivamente (Figura 2.20b). Essa maior porosidade total pode ser advinda da alta atividade biológica encontrada nesse horizonte e descrita em campo. Entretanto, o horizonte E destaca-se por apresentar a menor microporosidade (58,6%) e maior macroporosidade (41,4%), quando comparado aos outros horizontes do solo, tal como o horizonte Bt, que apresentou 37,2% de macroporos e 62,8% de microporos, (Figuras 2.17 e 2.20).

Por sua vez, a T3 também apresentou um comportamento diferenciado para as curvas do horizonte 2Btb e da transição 2Eb/2Btb, com curvas de quedas menos acentuadas, quando comparado aos outros horizontes deste solo. Entre os pF 's de 1,5 e 1,8, as curvas dos horizontes 2Btb e 2Eb/2Btb cruzam as curvas dos demais horizontes, com uma queda menos acentuada, apresentando maiores retenções nos maiores potenciais (zona dos microporos) (Figura 2.18).

São os horizontes que apresentam as maiores microporosidades, com valores de 83,1 e 83,3 %, respectivamente. Nessa trincheira, o horizonte Eb também apresenta alta microporosidade, com valor aproximado ao 2Btb: 83%. Portanto, a macroporosidade desses horizontes também apresentou valores parecidos. Nessa trincheira, um destaque deve ser dado ao horizonte 3Btb, que apresentou a maior macroporosidade (e a menor microporosidade) dentre todos os horizontes dessa trincheira, a saber: 40,7% e 59,3%, respectivamente. Seguido desse horizonte, o bolsão de areia situado no horizonte 2Eb apresentou a segunda maior macroporosidade (32,3%) e menor microporosidade (67,7%) dos horizontes analisados. Apresentou-se bastante diferenciado quando comparado aos valores de macro e microporosidade do horizonte 2Eb: 16,9 e 83,1%, respectivamente (Figura 2.20c).

Por sua vez, as curvas de retenção dos horizontes da T4 apresentaram a mesma tendência dos horizontes das outras trincheiras acima explicadas: horizontes mais arenosos (A, E) e o bolsão de areia com maiores gradientes e o horizonte Bt com queda mais suave da curva de retenção (Figura 2.18). O horizonte Bt e a transição do E para o Bt (E/Bt) apresentaram curvas praticamente sobrepostas. Os horizontes A, E, Bt2 e o bolsão de areia encontrado no horizonte E apresentaram as maiores macroporosidades, a saber: 28%, 25,5%, 25,5% e 29,1%, respectivamente. O horizonte Bt1 e a transição Bt1/Bt2 apresentaram as menores macroporosidades: 22,5% e 18,4%, respectivamente (Figura 2.20d). Ainda, o bolsão de areia apresentou a mais baixa microporosidade: 71%, em contraste com a microporosidade do E, que foi de 74,6%.

Os horizontes arenosos da T5, A e E, apresentaram maiores gradientes da curva de retenção de água no solo, quando comparada à curva do horizonte Bt, com gradiente menor, assim como foi encontrado nos outros horizontes Bt das outras trincheiras (Figura 2.19). O Bt e o 2Bt foram, dentre todos os horizontes dessa trincheira, os que apresentaram a menor macroporosidade, 22,4 e 22%, respectivamente. Entretanto, a porosidade total do 2Bt foi maior: 48,3%, em contraste a do Bt, que foi de 37,7% (Figura 2.20e). O horizonte E apresentou maior porcentagem de macroporosidade quando comparado ao horizonte Bt: 25,4% e 22,4% respectivamente. Observa-se um comportamento um pouco diferenciado na curva de retenção do horizonte 2Bt (o qual foi classificado como descontinuidade litológica). Este apresenta-se deslocado do restante do conjunto das curvas dos outros horizontes e uma queda mais acentuada do que o horizonte Bt, a partir de pF 2.

As curvas de retenção de água no solo dos horizontes da T6 apresentaram praticamente a mesma tendência dos horizontes das trincheiras discutidos acima: horizontes mais arenosos com maior declividade da curva (A, E, Bt2) a partir de aproximadamente pF 1,5, e aqueles com

maior teor de argila (transição do E para o Bt1 e Bt1) com menor declividade da curva (Figura 2.19). O horizonte E e o horizonte Bt2 apresentaram as maiores macroporosidade, com valores de 28,5% e 29,3%, respectivamente. Por sua vez, o horizonte Bt1 e a transição E/Bt1 apresentaram redução na macroporosidade quando comparados ao horizonte E, com valor de 16,2 e 17,5% de macroporos, respectivamente.

De maneira geral, os horizontes A apresentaram a maior porosidade total e maior macroporosidade, retendo maior quantidade de água nos menores potenciais, iniciando um decréscimo nos potenciais entre os pF 's 1,5 e 1,8, aproximadamente. Esse resultado demonstrou a atuação da matéria orgânica nesse horizonte, o que aumentou a agregação, atuou na formação de estrutura granular e ocasionou o aumento da macroporosidade. Os horizontes subsuperficiais, principalmente o Bt (e a transição do E para o Bt), apresentaram uma queda menos brusca na curva de retenção, resultado da maior retenção de água nos maiores potenciais – zona dos microporos. Isso é devido ao maior teor de argila, que atua na formação dos microporos do solo, aumentando a retenção de água nos maiores potenciais e diminui, por consequência, a inclinação da curva em relação ao eixo do potencial mátrico. Nos potenciais mais elevados (menores valores de pF) existe maior influência dos poros estruturais enquanto que nos potenciais mais baixos (maiores pF), quem direciona a retenção de água é a composição granulométrica e mineralógica que formam os poros texturais (Gupta e Larson, 1979).

Pode-se notar uma leve diminuição da macroporosidade do horizonte E para o horizonte Bt (com exceção da T3, onde os valores foram aproximadamente iguais). Essa pequena diminuição da quantidade de macroporos, poros responsáveis pela maior condução de água, parece ser suficiente para o acúmulo de água no topo do horizonte Bt. Entretanto, deve ser analisado o tipo de poro que compõe essa macroporosidade.

Em todos os horizontes do solo de todas as trincheiras analisadas, nota-se maior porcentagem de microporos do que de macroporos, o que provavelmente está associado aos elevados teores de areia fina e silte e, ainda, ao grau de seleção mal selecionado das areias que compõe o solo da área de estudo. Elevados teores de areia fina e silte podem ocasionar a deposição desse material nos macroporos, o que, conseqüentemente, reduz o seu volume.

2.3.7. Fator porosidade: tipo e tamanho de poros

Uma vez detectadas diferenças na porosidade do solo entre os horizontes das diferentes trincheiras por via da curva de retenção de água no solo, faz-se necessário entender quais os tipos de poros que representam a macro e mesoporosidade, para posteriormente compreender

como se dá a dinâmica da água no solo. De modo geral, a curva de retenção de água no solo detectou diferenças entre a macro e microporosidade dos diferentes horizontes do solo. Em seguida será apresentada, por meio da análise micromorfométrica do solo, a distribuição do tipo e tamanho de (macro e meso) poros que compõe os horizontes do solo.

Na Figura 2.21 a 2.28 estão apresentados os resultados da área total ocupada por poros (PT) dos horizontes E e Bt(s) e suas transições (estas foram divididas em Zona A – fim do horizonte sobrejacente - e Zona B – início do horizonte subjacente). Os resultados completos de área total de poros, tipo de poros e número de poros, para todas as trincheiras e horizontes do solo, estão apresentados no ANEXO 2.

Nos horizontes do solo da T1 (Figura 2.21), pode-se observar uma diminuição da PT do horizonte 2Eb para o 2Btb; esta diminuição é representada principalmente pelos poros do tipo complexos e grandes. Do horizonte 2Eb para a zona A da transição 2Eb/2Btb observou-se um aumento na PT (com valores que foram de 29,55% para 36,89%), a qual se tornou menor na zona B (28,80%). Por sua vez, o horizonte 2Btb apresentou a menor PT, com 8,76%. Essa diminuição de PT foi representada predominantemente pela diminuição da área ocupada pelos poros complexos de tamanho grande. Essa mudança pode também ser observada, de forma visual, nas imagens binarizadas (a2, b2, c2 e d2), localizadas abaixo dos gráficos respectivos a cada horizonte ou zona analisada, onde os poros estão representados pela cor branca e a matriz do solo pela cor preta. Nota-se no horizonte 2Btb uma estrutura do solo mais adensada, com menor porosidade.

Figura 2.21. Distribuição da porosidade total (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 1 (T1), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Os horizontes do solo da T2 seguiram a mesma tendência encontrada na T1 (Figura 2.22), com maior PT no horizonte E e menor no Bt, também com diminuição dos poros grandes do tipo complexo no horizonte Bt. Entretanto, a PT do horizonte Bt não se apresentou tão baixa quando comparado ao da T1, com valor de 21,65%. Ressalta-se que, na descrição morfológica no campo desse horizonte Bt foi encontrada alta atividade biológica, o que pode resultar no aumento da PT. O topo do horizonte Bt, nessa trincheira, foi o que apresentou menor PT: 17,96%.

Figura 2.22. Distribuição da área total de poros (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 2 (T2), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Para a T3, serão apresentados além dos resultados do horizonte 2Eb e 2Btb e suas zonas de transições, os resultados da transição 2Bt para 3Btb e o horizonte 3Btb (Figura 2.23). Somado a estes horizontes serão apresentados também resultados de PT de duas zonas da lente endurecida encontrada na transição do horizonte 2Bt para o horizonte 3Bt (Figura 2.24) e de um dos bolsões de areia encontrado no topo do horizonte 2Btb (Figura 2.25). Pode-se observar que o horizonte 2Eb contém uma alta PT - a maior entre todos os outros horizontes E aqui estudados. Apresentou uma diminuição bastante brusca na transição para o horizonte 2Btb (zonas A e B), finalizando em uma baixíssima PT no horizonte 2Btb, comparável ao horizonte 2Btb da T1. Mais uma vez, a diminuição da PT está expressa em termos da diminuição na área de poros complexos grandes. A zona de transição para o 3Btb – zona A e B - apresentou um pequeno aumento na PT (mais evidente na porcentagem de poros complexos grandes). Entretanto, nota-se uma grande diferença de PT no horizonte 3Btb: um aumento de 11,96% (zona A) para 39,29% no horizonte 3Btb, aumento este representado pelos poros arredondados

e complexos de tamanho grande. Entremado a esses dois horizontes (2Btb e 3Btb), existe uma lente endurecida. Essa lente, bastante adensada, apresentou baixa PT e baixa porcentagem de poros complexos grandes (Figura 2.24). Os bolsões de areia presentes no topo do horizonte 2Btb dessa trincheira apresentaram alta PT e alta porcentagem de poros complexos de tamanho grande, maior do que a do próprio horizonte E - onde estão localizados (Figura 2.25).

Figura 2.23. Distribuição da área total de poros (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 3 (T3), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Figura 2.24. Distribuição da área total de poros (PT) da lente endurecida encontrada entre o horizonte 2Btb e 3Btb da trincheira 3 (T3), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm²; Grande: $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Figura 2.25. Distribuição da área total de poros (PT) do bolsão de areia encontrado no topo do horizonte 2Btb da trincheira 3 (T3), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm²; Grande: $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Os horizontes do solo da T4 seguiram a mesma tendência de diminuição da PT do horizonte E para o Bt (Figura 2.26). Essa diminuição também foi representada pela modificação da área ocupada por poros complexos de tamanho grande. O horizonte Bt2 apresentou também uma baixa PT, entretanto, não muito diferente quando comparado ao Bt1. Estes horizontes mantêm a mesma tendência, até mesmo nas zonas de transição.

Figura 2.26. Distribuição da área total de poros (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 4 (T4), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

As diferenças de PT do horizonte E para o Bt da T5 foram as menores entre todas as trincheiras estudadas (Figura 2.27); houve uma diminuição na PT de 24,73% para 20,30% entre estes horizontes. Entretanto, ainda há uma maior porcentagem de poros complexos grandes no horizonte E, quando comparado ao Bt, seguindo a mesma tendência das outras trincheiras. Na transição para o 2Bt, a zona A apresentou a mais baixa PT dessa trincheira, de apenas 10,17%. A zona B dessa transição apresentou uma alta PT (34,57%), a qual se tornou novamente baixa no horizonte 2Bt, o que poderia demonstrar o início da formação de um bolsão. A zona B da transição Bt/2Bt apresentou uma maior porcentagem de poros complexos de tamanho grande. Entremado a esses dois horizontes, também foi encontrada uma lente de material endurecido, porém de menor espessura se comparado ao da T3. Entretanto, da mesma forma que ocorre na

T3, existe o aumento da PT nesse horizonte de descontinuidade, também representado pelos poros complexos de tamanho grande.

Figura 2.27. Distribuição da área total de poros (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 5 (T5), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

Os horizontes da T6 (Figura 2.28) seguiram a mesma tendência das outras trincheiras analisadas, com a diminuição da PT do horizonte E para o Bt em forma de poros complexos do tamanho grande. O Bt2 foi o que apresentou a menor PT dessa trincheira, com valores de 6,82%. A zona A da transição Bt1/Bt2 apresentou um leve aumento na PT.

Figura 2.28. Distribuição da área total de poros (PT) dos horizontes do solo da Trincheira 6 (T6), segundo a forma (Arre: arredondados; Along: alongados; Compl: complexos) e o tamanho dos poros (Pequeno: $0,156 \times 10^{-3}$ – $15,6 \times 10^{-3}$ mm²; Médio: $15,6 \times 10^{-3}$ – 156×10^{-3} mm², Grande $>156 \times 10^{-3}$ mm²).

De forma geral, observa-se um gradiente bastante expressivo de PT e tipo de poros entre o horizonte E e Bt. Observa-se uma diminuição da PT do horizonte E para o Bt e essa diminuição está refletida nas diferenças de área ocupada pelos poros complexos de tamanho grande. Também ocorre um gradiente de mudanças entre o horizonte Bt e os horizontes Bt advindos de discontinuidades litológicas. Nesse caso, ocorre o aumento da PT e aumento da área dos poros complexos de tamanho grande. No contato entre os dois horizontes, foram detectadas a presença de uma lente endurecida, também de baixa PT.

2.3.8. Micromorfologia do solo: evidências de processos pedogenéticos

A análise micromorfológica dos horizontes do solo utilizando lâminas delgadas foi utilizada para entender os processos pedogenéticos que poderiam explicar a gênese do processo erosivo subsuperficial. Esta análise se concentrará principalmente na busca de evidências para explicar a formação dos bolsões de areia e as lentes endurecidas observadas nas descrições morfológicas de campo.

Para a caracterização micromorfológica do solo, foram selecionados os horizontes do solo da T3 e os bolsões de areia encontrados na T3 e T4. Abaixo segue a descrição micromorfológica geral de cada horizonte.

O horizonte A apresentou fundo matricial constituído por 50% de material grosso, 10% de material fino e 40% de porosidade. A distribuição relativa apresentou-se como gefúrica-quitônica e enáulica. O material grosso exibiu grau de seleção moderadamente selecionado, com grãos de desenvolvimento cristalino anedral, moderadamente esféricos, rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada. Já, a microestrutura apresentou grumos e blocos subangulares, com pedalidade moderadamente desenvolvida e microagregados intergrãos. A porosidade é composta por poros de empacotamento composto (60%) e canais (40%), que se distribuem de forma aleatória. O material fino não apresenta fábricas birrefringentes e as feições pedológicas encontradas foram: nódulos típicos e nódulos impregnativos compostos. Presença comum de carvão e excrementos.

Por sua vez, o horizonte C, ou camada de sedimentos, apresentou fundo matricial com 60% de material grosso, 25% de material fino e 15% de porosidade. A distribuição relativa encontrada foi gefúrica-quitônica. O material grosso apresentou grau de seleção moderadamente selecionado, desenvolvimento cristalino anedral, grãos moderadamente esféricos, de rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada. A microestrutura revelou-se de grãos simples e pelicular; a porosidade de empacotamento simples (90%) e cavidades (10%). Encontramos, como feições pedológicas, os nódulos típicos e impregnativos compostos.

O horizonte 2Ab apresentou fundo matricial composto de 70% de material grosso, 15% de material fino e 15% de porosidade. A porosidade foi descrita como empacotamento composto (90%) e cavidades (10%). A microestrutura encontrada foi de grãos simples e peliculares. O grau de seleção do material grosso foi moderadamente selecionado e os grãos possuíam desenvolvimento cristalino anedral, moderadamente esféricos, rugosidade lisa, forma arredondada a subarredondada.

O horizonte 2Eb mostrou fundo matricial constituído por 60% de material grosso, 30% de poros e 10% material fino. A distribuição relativa foi descrita como quitônica-gefúrica, entretanto com diversas zonas de distribuição relativa mônica. O material grosso apresentou grau de seleção moderadamente selecionado, de grãos com desenvolvimento cristalino anedral, moderadamente esféricos, com rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada. A microestrutura foi caracterizada como granular pelicular e a porosidade de empacotamento simples (80%) e canais (20%). O material fino não apresentou fábricas birrefringentes e as feições pedológicas encontradas foram nódulos típicos e impregnativo composto.

Uma descrição exclusiva dos bolsões de areia presentes no topo do horizonte Bt foi realizada. Esta feição pode ser observada nas Figuras 2.29 e 2.30. Apresentou fundo matricial com 65% material grosso, 30% de poros, e 5% material fino. A distribuição relativa foi descrita como mônica, tendo as zonas circunvizinhas com distribuição quitônica-gefúrica, típica do horizonte E. O material grosso apresentou-se com grau de seleção moderadamente a bem selecionado, composto por areias mais grossas, diferente da constituição encontrada no horizonte E. Na Figura 2.29 pode ser observado a constituição do material grosso do bolsão de areia, quando comparado ao horizonte 2Eb e 2Btb dessa mesma trincheira. Nessa mesma figura, nota-se o adensamento ocasionado por preenchimento de argila que ocorre no horizonte subsuperficial, quando comparado ao bolsão e o horizonte 2Eb. O desenvolvimento cristalino dos grãos foi classificado como anedral, com grãos moderadamente esféricos, rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada, tal como encontrado no horizonte 2Eb e nos outros horizontes dessa mesma trincheira. Não foram encontradas fábricas birrefringentes. Os bolsões de areia consistem em zonas com depleção de ferro e argilas e concentração de areias grossas, bem selecionadas. A porosidade foi classificada como poros de empacotamento simples, que é resultado do empilhamento de grãos de areia, e alguns canais, com predominância de direção horizontal.

Por seu lado, o horizonte 2Btb apresentou fundo matricial composto por 60% material grosso, 10% de poros, 30% material fino, com distribuição relativa porfírica. A distribuição porfírica dá indícios da restrição a drenagem desse horizonte. O material grosso era constituído por grãos com grau de seleção moderado a pobremente selecionado, com desenvolvimento cristalino anedral, moderadamente esféricos, de rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada. Já, a microestrutura foi descrita como densa e massiva. As feições pedológicas encontradas foram revestimentos de argila abundantes com orientação forte e contínua em grãos e poros, e preenchimentos de poros denso completo e incompleto de argila. Diversos nódulos

amorfo e impregnativos compostos também foram observados. Por fim, a porosidade foi composta por poros planares (60%), canais (20%) e cavidades (20%).

A zona de transição entre o horizonte 2Btb e 3Btb, como já assinalado diversas vezes ao longo do texto, apresentou uma lente endurecida de tamanhos centimétricos, aproximadamente 2 cm de espessura, provavelmente ferruginosa, que pode ser observada na Figura 2.31. Essa lente, provavelmente advinda de processos pedogenéticos, parece ser de formação pretérita e, atualmente, estaria em estágio de dismantelamento, apresentando fissuras em sua estrutura e preenchimento de argilas fortemente orientadas (provavelmente recente), que podem estar sendo eluviadas do horizonte 2Btb.

O horizonte 3Btb apresentou fundo matricial composto por 60% material grosso, 20% de poros, 20% material fino, com distribuição relativa quitônica-gefurica com algumas zonas mônicas, indicando a melhor drenagem desse horizonte quando comparado ao horizonte acima localizado. O material grosso era constituído por grãos com grau de seleção moderadamente selecionado, com desenvolvimento cristalino anedral, moderadamente esféricos, de rugosidade lisa e forma arredondada a subarredondada. A microestrutura foi caracterizada como granular pelicular e a porosidade de empacotamento simples (80%) e canais (20%). Alguns poucos revestimentos de argila com orientação forte e contínua, em grãos e poros, foram encontrados. Ainda, poucos nódulos amorfos foram encontrados e o material fino não apresentou fábricas birrefringentes.

Figura 2.29. Trincheira 3: comparação da zona do bolsão de areia (a), horizonte 2Eb (b) e horizonte 2Btb (c), sob luz normal e polarizada.

Figura 2.30. Detalhes dos bolsões de areia: a) topo do horizonte Bt da T4; b e c) topo do horizonte Bt da T3; d) grãos de areia da parte central do bolsão de areia da T3; e) grãos de areia das áreas circunvizinhas do bolsão de areia - horizonte 2Eb.

Figura 2.31. Lente endurecida encontrada na transição do horizonte 2Btb e 3Btb da Trincheira 3 (T3), sob luz natural e luz polarizada. Letras (a) e (b) indicam processo de dismantelamento da lente, com rachaduras e posterior preenchimento forte e contínuo de argila nas fendas produzidas.

2.4. Discussão

Diversas evidências diretas e indiretas do processo erosivo subsuperficial (*piping*) foram detectadas na área de estudo, tais como a surgência de águas turvas, zonas de deposição de sedimentos próximo às áreas de *pipes*, descolorações e manchas no talude da voçoroca; todas essas evidências estão de acordo com as premissas para a ocorrência deste processo colocadas por Hagerty (1991b). As cavidades colapsadas apareceram em profundidades rasas e profundas e, ainda, foram observadas feições de supressão da superfície do solo, entretanto sem o colapso do teto do *pipe*; todas estas estavam espalhadas em toda a vertente de estudo e algumas se

conectavam à voçoroca principal. É válido ressaltar que um dos requisitos para a ocorrência do *piping* é existir uma saída para que todo o material desprendido seja mobilizado (Hagerty, 1991a; Parker, 1963). As saídas dos materiais normalmente ocorrem em taludes de voçorocas, margens de rios e cortes de estrada (Verachtert, 2011); na área de estudo, a saída de material ocorria no talude da voçoroca e até mesmo no meio da vertente. A continuação do processo de *piping* depende do transporte de sedimentos (Hagerty, 1991a) enquanto que a iniciação depende de diversos fatores. De fato, na ausência de saída de material, o processo subsuperficial não acontece.

Por ocasião do aparecimento raso (aproximadamente 0,30 e 0,45 m de profundidade) e profundo (1,50 m de profundidade) do processo erosivo subsuperficial e das características contrastantes encontradas entre os horizontes do solo dessas profundidade aproximadamente – as quais indicam a possibilidade de ocorrência de estagnação de água, as discussões dos fatores pedológicos foram realizadas considerando as evidências encontradas para a transição entre horizontes dessas duas profundidades.

2.4.1. Fatores controladores da formação de *pipes*

2.4.1.1. Fatores topográficos de subsuperfície

Os horizontes E e Bt são horizontes sucessivos e justapostos nos Argissolos da área de estudo. O relevo, por ser um dos controladores dos fluxos hídricos nas vertentes (van Breemen e Buurman, 2002), controla os fluxos superficiais e subsuperficiais. Dessa maneira, o microrrelevo e inclinação do topo do horizonte Bt, aliado às características do horizonte Bt (de menor condutividade), podem produzir uma situação condicionante para a formação de um gradiente hidráulico suficiente à percolação da água e consequente formação de erosão subsuperficial (Parker, 1963; Farifteh e Soeters, 1999). Nesse caso, a inclinação do relevo é responsável por induzir suficiente velocidade erosiva ao fluxo de água (Jones, 1994). Entretanto, mesmo que a declividade do terreno tenha um papel importante, é o gradiente hidráulico e não somente a inclinação da superfície (gradiente fisiográfico) que controla o desenvolvimento dos *pipes* (Jones, 1971). No decorrer do processo, quando o fluxo de água converge para uma saída hidráulica inferior, o tamanho dos macroporos pode aumentar pela erosão subsuperficial e passam a agir como drenos. Se existir na paisagem uma declividade que seja suficiente para produzir e manter um gradiente hidráulico a medida que o *piping* prossegue, o alargamento dos *pipes* pode ser rápido (Faulkner, 2006).

Considerando-se o topo das discontinuidades litológicas - apesar de não ter sido realizado o mapeamento do seu micro relevo - observou-se na análise estrutural e geometria dos horizontes do solo que estes são deformados e não são contínuos, ora aparecendo e ora desaparecendo, fato que pode criar um gradiente de declividade dentro do solo por conta dessas deformações.

Ainda, pode se observar uma relação entre a profundidade do horizonte A+E com a formação de *pipes*, quanto mais delgado foram os horizontes A+E, maior foi a presença de *pipes*. Isso pode ser devido ao fato de, possivelmente, ocorrer em menor tempo um maior acúmulo de água no topo do horizonte Bt, saturando os horizontes superficiais, que começam a ser perdidos a partir do topo do horizonte Bt. A diferença na espessura desses horizontes pode explicar a diferença de profundidade de formação dos *pipes* rasos, tendo como fator influenciador o topo do horizonte Bt.

2.4.1.2. Fator morfoestrutural – traço de juntas

O mapeamento e identificação dos alinhamentos das falhas e fraturas das rochas auxiliou na compreensão da formação das erosões superficiais e subsuperficiais. Estes falhamentos podem estar envolvidos desencadeando e/ou facilitando o processo erosivo da área de estudo, uma vez que as direções dos lineamentos/fraturamentos coincidiram com a orientação de alguns sistemas de *pipes*. As zonas de falhas e fraturas podem atuar como zonas de alívio de pressão, e por meio da exfiltração da água, pode dar início ao processo erosivo. Forças de compressão e tensão podem formar fraturas ou quebras nas rochas. Estas fraturas agem como pontos de partida estruturalmente enfraquecidos, resultando em concentração de fluxo de água em subsuperfície, que tendem a acelerar a perda de partículas do solo (Valentin et al., 2005).

A análise estrutural das discontinuidades nas rochas e no solo sobrejacente, sugere alto grau de herança das discontinuidades das rochas para o solo. Estas discontinuidades estruturais condicionam o fluxo preferencial de água (Beavis, 2000) e o local do início do processo erosivo.

Embora algumas evidências sobre a atuação da neotectônica e da morfoestrutura na formação dos processos erosivos foram encontradas no presente trabalho, ainda são necessários estudos mais detalhados e aprofundados.

2.4.1.3. Fatores pedológicos

2.4.1.3.1. Formação de *pipes* rasos na zona de contato entre o horizonte E e Bt

De forma geral, os dados indicaram a existência de um gradiente textural entre os horizontes E e os horizontes Bt das trincheiras analisadas, onde houve incremento de argila em subsuperfície, conferindo relação textural maior que 1,8 entre esses horizontes. O grau de flocculação seguiu a mesma tendência, sendo baixo onde os valores de argila foram menores (superfície) e elevados onde os valores de argila foram maiores (subsuperfície). O baixo teor de argila está aliado a uma estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares, pequenos a médio, de grau fraco, nos horizontes superficiais. Em contraste, os horizontes subsuperficiais (Bt) apresentaram uma melhor estruturação, sempre em blocos subangulares, médios a grandes, de grau moderado. O grau de flocculação, nesse caso, foi sempre elevado (maior que 88%), com exceção do 2Btb da T3 que apresentou menores valores. Seguindo a mesma tendência, pôde-se observar uma maior Ds do solo nos horizontes subsuperficiais, aliado a uma menor PT calculada, em contraste com os horizontes superficiais. Diferenças estruturais entre horizontes do solo já têm sido identificadas como um dos motivos desencadeadores de erosões subsuperficiais. Por exemplo, Rooyani (1985) encontrou *pipes* no topo de horizontes Bt compostos por estrutura prismática bem desenvolvida, subjacente a um horizonte E de fraca estruturação, situação comparável ao solo da área de estudo. Ainda, a transição entre o horizonte E e Bt foi descrita como gradual e plana, o que pode favorecer o acúmulo de água no topo do horizonte Bt.

Na literatura, considerada ênfase tem sido dada para as diferenças texturais entre horizontes do solo, apesar de atributos tais como estrutura, porosidade e drenagem serem de mais direta relevância para o desenvolvimento de *pipes* (Jones, 1981 apud Verachtert, 2011). Ainda, o melhor desenvolvimento de *pipes* ocorre em solos com elevado teor de argila e silte, que pode favorecer o processo por possuir potencial desenvolvimentos de rachaduras, (Jones, 1981 apud Verachtert, 2011). Relembrando a descrição morfológica, é válido destacar a existência de rachaduras que atravessam todo o perfil do solo da área de estudo.

A taxa de agregação elevada dos horizontes subsuperficiais está relacionada com a presença de agentes cimentantes que atuam na ligação entre as partículas de argila. Entretanto, a mobilização da argila nos horizontes superficiais ocorrerá quando esta se encontre em estado disperso (van Breemen e Buurman 2002), ou seja, quando estas partículas possuam baixo grau de flocculação. Ainda, a mineralogia da argila é citada como fator importante para entender a

suscetibilidade para o *piping* em materiais dispersíveis através da sua influência sobre processos como a defloculação (Faulkner 2006).

Todos os horizontes superficiais têm valores mais elevados de argila dispersa em água, quando comparado aos horizontes subsuperficiais. Isso permite pensar que a simples circulação de água pode ter sido capaz de colocar essa argila em suspensão, ou seja, em condições de eluviação, nas camadas superficiais. Uma vez carregadas, as partículas poderiam bloquear os poros de circulação de água logo no contato com as camadas subjacentes (Castro, 1989). Uma vez criadas as condições para o bloqueio dos poros de circulação de água, criam-se condições para seu acúmulo no topo do horizonte subsuperficial pelo decréscimo da permeabilidade à água que resulta em uma entrada rápida de água nos horizontes superficiais (A+E) e um movimento lento no horizonte Bt (Rooyani, 1985). O decréscimo na permeabilidade a água é um fator importante para o desenvolvimento de *pipes* em solos chamados “duplex”, ou seja, solos de textura contrastante (textura grossa e textura fina) (Rooyani 1985).

Ainda, pôde-se observar claramente um gradiente de distribuição de poros entre esses horizontes, observados pelo formato da curva de retenção de água no solo e pela análise micromorfométricas. De forma geral, houve uma diminuição na porosidade total do horizonte E para o Bt que está condicionada pelo teor de argila e pela estrutura desses horizontes. Pela curva de retenção, os resultados demonstraram que existe basicamente dois padrões de curva: a dos horizontes superficiais, arenosos, com maior inclinação em relação ao eixo do potencial mátrico, e a dos horizontes subsuperficiais, incluindo as amostras coletadas no topo do horizonte Bt, com menor inclinação, demonstrando a diferença na relação entre os macro e microporos entre esses horizontes. Ainda, com relação aos macros e mesoporos, a análise micromorfométrica relevou que existe uma diferença bastante clara com relação a diminuição dessa porosidade do horizonte E para o Bt, refletida basicamente nos poros complexos de tamanho grande. Os poros arredondados (grandes, médios e pequenos) apresentaram pequeno aumento do horizonte E para o Bt. A porosidade obtida por meio da análise micromorfométrica foi menor quando comparada a porosidade total calculada, devido as diferentes dimensões de análise de cada técnica e, ainda, pelo fato da análise micromorfométrica contabilizar apenas macro e mesoporos.

Os espaços porosos do solo determinam como o solo funciona. O transporte de água e gases ocorre preferencialmente em poros conectados (Dexter et al. 2008) e a conectividade da rede de macroporos (poros estruturais) exerce um importante controle no fluxo preferencial de água no solo, em todas as escalas – de perfis a encostas (Jarvis et al., 2017; Luo et al., 2010). Os poros estruturais permitem fluxos preferenciais rápidos e de longo alcance de água (Jarvis,

2007). O formato dos poros influencia a condutividade hidráulica e a retenção de água no solo. Os poros complexos, que resultam do empacotamento de grãos individuais e/ou de agregados do solo, favorecem a condução da água em detrimento da retenção (Ringrose-Voase e Bullock 1984), que é o caso dos horizontes superficiais essencialmente arenosos e de estrutura granular com alguns blocos subangulares de grau de estruturação fraco do presente estudo. Um gradiente deste tipo de poro que decresce do horizonte E para o Bt pode ocasionar a diminuição da movimentação da água e, portanto, seu acúmulo no topo do horizonte Bt.

Macroporos são poros estruturais que podem ser criados no solo por meio de processos físicos e biológicos. Como o fluxo converge nos macroporos somente em condições saturadas (vias de menor resistência de fluxo), o gradiente hidráulico na matriz do solo perto do ponto de entrada do macroporo pode ser bastante alto (Verachtert, 2011; Nieber et al., 2006). Dessa forma, pode ser criado um caminho aberto contínuo – um macroporo contínuo, ou seja, um *pipe* (Nieber et al., 2006). Entende-se, então, que primeiramente o topo do horizonte subsuperficial deve ser saturado para posteriormente ocorrer o fluxo em subsuperfície, dessa forma alargando os macroporos.

Quanto mais os macroporos contribuírem para o fluxo de água, a efetividade da condutividade hidráulica aumenta significativamente. Segundo Nieber e Sidle (2010), mesmo que os macroporos não estejam conectados diretamente com a fonte de água e nem mesmo uns com os outros, eles podem substancialmente diminuir a resistência do fluxo de água dentro do perfil do solo. Com o aumento do grau de umidade no solo, os caminhos do fluxo d'água preferenciais, tais como os macroporos, se tornam ativos em uma rede eficiente de fluxo. Caminhos de fluxo preferencial em uma vertente tendem a concentrar o fluxo em áreas localizadas ao longo das superfícies de escoamento e este então se torna a localização do aumento de gradiente hidráulico e a do potencial de erosão subsuperficial. A porosidade total, por si só, não explica a maior parte das variações da condutividade hidráulica saturada. Entretanto, a distribuição de tamanho de poros e o conteúdo de argila tem uma influência maior sobre o comportamento da condutividade hidráulica saturada (Vieira e Fernandes 2004).

A análise micromorfológica revelou que o horizonte Bt apresentou preenchimentos de argila com orientação forte e contínua em grande parte desse horizonte, provocando coalescência do fundo matricial e o adensamento desse horizonte (Cooper e Vidal-Torrado 2000), resultando numa distribuição relativa porfírica, o que imprime uma restrição à passagem de água. Esse processo indica que a gênese desse horizonte de incremento de argila se deu por processos de e-iluviação. Sabe-se que a formação do horizonte Bt ocorre por processos específicos ou pela associação de processos, sendo o mais importante os de migração e/ou

destruição de argila da camada superficial (Van Breemen e Buurman 2002). Aliado ao fato de o horizonte E apresentar distribuição relativa quitônica-gefurica com algumas zonas mônicas, situação onde não há restrição a passagem de água, é de se esperar o acúmulo da água no topo do horizonte Bt.

Descontinuidades entre materiais mais arenosos e materiais mais argilosos também foram encontradas como causadores do processo de iniciação e desenvolvimentos de *pipes* por Farifteh e Soeters (1999), uma vez que o material subjacente, mais argiloso, dificultava a infiltração da água em subsuperfície e facilitava o movimento da água ao longo da superfície de contato.

Em resumo, essas condições de mudança dos atributos do solo entre o horizonte E e Bt (textura, macro e micro estrutura, grau de flocculação, distribuição de poros, tipo de poros) desenvolve um ambiente de contrastes e um gradiente hidráulico, podendo criar condições para a estagnação temporária de água no topo do horizonte Bt, o que pode acarretar no início/desencadeamento da formação da erosão subsuperficial.

Todas as mudanças observadas nos atributos do solo sugerem um acúmulo de água no topo do horizonte Bt, o qual atua como um controle para a condutividade hidráulica em subsuperfície e age como controlador dos fluxos hídricos subsuperficiais. Entretanto, essa condição pode não ser suficiente para a formação de *pipes*, sendo também necessário um gradiente de declividade dentro do solo capaz de imprimir velocidade erosiva ao fluxo, o que pode ser determinado pela microtopografia do horizonte Bt.

2.4.1.3.2. Bolsões de areia e formações de concreções

No topo dos horizontes Bt das trincheiras T3, T4, T5 e T6 (a saber, que apresentam os horizontes E mais delgados dentre as trincheiras estudadas), foram observados bolsões de areia. A existência de bolsões de areia no topo desse horizonte é uma evidência indireta do processo erosivo subsuperficial, já que estes não significam necessariamente a ocorrência do processo. Entretanto, é uma evidência direta da estagnação sazonal de água no topo desse horizonte, fortalecendo e exemplificando os resultados do gradiente de mudanças na zona de transição entre o horizonte E e Bt, que são responsáveis pela diminuição da circulação e entrada de água no horizonte Bt e pela possível origem do processo erosivo subsuperficial nessa interface.

Estes bolsões podem estar associados a uma hidromorfia temporária “suspensa” formada pelo acúmulo de água. O adensamento genético, por argiluviação, do horizonte Bt, diminui a porosidade pelo entupimento dos poros, e conseqüentemente, diminui a circulação de

água. A maior porosidade dos horizontes superficiais é responsável pela rápida circulação de água, que sofre bloqueio no contato com o horizonte Bt (Castro, 1989). Esse bloqueio da circulação de água ocasiona o acúmulo de água e aparecimento de condições redutoras, provocando reações de transformações e perda de matéria, sobretudo no entorno de poros maiores.

As feições dos bolsões de areia são restritas a determinadas áreas, não ocorrendo em todo o contato do horizonte E e Bt. São manchas esbranquiçadas e compostas de areias soltas, de constituições granulométricas diferentes da matriz do solo, como resultado da provável perda de argila e ferro, pelo processo de ferrólise – conjunto de processos hidromórficos em meio ácido que destroem as argilas, desestabilizam as ligações ferro-argila e facilitam a mobilização e redistribuição do ferro e da argila (van Breemen e Buurman, 2002; Brinkman, 1970). Por ocasião da destruição das argilas, são encontradas feições de areias residuais lavadas.

Feições plínticas (nódulos endurecidos) e agregados de solo com feições redoximórficas também foram encontradas no topo do horizonte Bt de algumas trincheiras, bem como distribuídas de forma esparsa em todo o horizonte Bt, indicando, mais uma vez, a possível estagnação de água e má drenagem desse horizonte. Aliado a isso, mosqueados discretos foram também encontrados nessa zona de transição E-Bt.

Decerto, após todos os processos de estagnação de água e a possível e provável ocorrência de ferrólise em zonas específicas, os bolsões de areia formados desenvolvem uma dinâmica da água específica, diferente ao do horizonte E onde está localizado. Estas zonas de depleção de argila e de areias lavadas poderiam, então, ser consideradas como evidências de um “*protopipe*”, ou seja, um potencial *pipe*.

Destaca-se a importância da distribuição da fração areia+silte dos bolsões de areia, quando comparada a do horizonte E. Os bolsões possuem uma menor concentração de silte e areias finas. Possivelmente, ocorreu a lavagem preferencial dessa zona, após a depleção das argilas. Como o solo é composto predominantemente por areias finas, estas poderiam ter sido translocadas juntamente com o silte, acarretando no acúmulo residual de areias mais grossas. Essa mudança na granulometria pode acarretar na mudança do gradiente hidráulico em zonas específicas, fazendo com que o fluxo se concentre e direcione ainda mais nessa zona. Nesse caso, o *pipe* poderia se desenvolver espontaneamente pela escavação local onde o potencial de água no solo é maior e os elevados gradientes hidráulicos produzem forças de percolação que podem ejetar partículas e ampliar os macroporos da fábrica do solo (Bryan, 2000). A ampliação dos macroporos pode levar a coalescência de diversos poros, originando o colapso da estrutura do solo.

Quando comparado ao horizonte E, os bolsões de areia apresentaram menor teor de argila e silte, distribuição de areia diferenciada com maior proporção de areias mais grossas, grau de floculação muito baixo na T3 e nulo na T4. A análise estatística da fração areia também apresentou diferenças, indicando que existe algum fator influenciando essa distribuição – por exemplo, a lavagem das areias pelo fluxo preferencial, que retira as partículas mais finas, deixando uma concentração residual de areias mais grossas e melhor selecionadas. Foram observadas deposições de areias finas nos antigos canais de raízes, quando da descrição morfológica dos solos. Esta evidência pode ser um indício de que as areias estão sendo lavadas e migrando por entre os poros maiores do solo. A porosidade total, observada pela micromorfometria, também se mostrou mais elevada. Além disso, a curva de retenção de água no solo apresentou uma maior inclinação em relação ao eixo do potencial mátrico, quando comparada à curva do horizonte E. Dessa forma, pode-se concluir que a dinâmica da água dentro desses bolsões difere do solo do solo do entorno – o horizonte E.

2.4.1.3.3. Formação de *pipes* profundos na zona de contato entre diferentes horizontes Bt

Se por um lado, na transição entre os horizontes E e Bt ocorrem diferenças que propiciam o acúmulo e estagnação temporária de água, na transição entre os horizontes Bt e o 3Btb/2Bt da T3/T5 esse fato também é verdadeiro, entretanto essa estagnação e impedimento à drenagem parece ocorrer por outras razões.

Por meio das análises que caracterizam a detecção de descontinuidades litológicas, pôde-se verificar que os horizontes 3Btb da T3 e 2Bt da T5 apresentam características diferenciadas do restante do perfil de solo, tais como: a) mudanças no VU: valores acima de 0,6 são considerados valores para a detecção de descontinuidade de material, segundo (Schaeztl e Anderson, 2005); b) a distribuição acumulada da fração areia+silte não foi homogênea para esse horizontes dentro dos respectivos perfis de solo; c) houve mudanças nos parâmetros de Folk e Ward (1957), a saber: na T3, o horizonte 3Btb apresentou média na classe das areias finas e de grau de seleção moderadamente selecionado, com mudança na assimetria e curtose, quando comparado ao restante dos horizontes dessa trincheira; na T5, houve mudança na assimetria e o grau de selecionamento dos grãos de areia são pobremente selecionados, mas próximo aos valores para serem classificados como moderadamente selecionado; d) valores da relação areia:silte apresentaram mudanças.

Observamos, posteriormente, que existe um gradiente de mudanças de atributos do solo entre os horizontes e as discontinuidades litológicas, entretanto de maneira inversa ao que ocorre com a transição E/Bt. A transição para outros materiais demonstrou que existe mudanças marcantes, quando comparados ao horizonte acima (Bt): a) modificação no grau da estrutura, passando de moderado a moderado-fraco; b) no horizonte 3Btb da T3 houve diminuição do teor de argila e silte e aumento no teor de areia e no horizonte 2Bt da T5 houve igual quantidade de argila, entretanto, maior teor de silte e menor teor de areia; c) o grau de flocculação foi maior nos horizontes de discontinuidade, quando comparados ao Bt; d) menor densidade do solo; e) as curvas de retenção de água diferem na inclinação e formato da curva; f) porosidade e tipos de poros; aumenta a porosidade em profundidade e este aumento está refletido no aumento de poros complexos de tamanho grande. Todas essas variações entre horizontes certamente influenciam na condutividade hidráulica de água do solo, especialmente na zona de contato entre horizontes.

Em solos onde há mudança abrupta de textura, porosidade e tipo de poros em transições de horizontes, tal como em discontinuidades litológicas, provavelmente as taxas de percolação de água mudam acentuadamente. Quando horizontes de textura grossa sobrepõem horizontes de textura fina, a baixa condutividade hidráulica através dos poros menores no horizonte de textura fina pode afetar negativamente o movimento da água que se move como fluxo saturado no limite entre os dois horizontes. Entretanto, a grande sucção mátrica, típica de solos de textura fina, pode eventualmente facilitar o fluxo de água dentro dele (Schaetzl e Anderson, 2005). Em contraste, quando horizontes de textura fina recobrem horizontes altamente porosos, que é o caso do presente estudo quando relacionada às discontinuidades litológicas, o fluxo de água na interface do horizonte de textura mais fina com o grosso é insuficiente para deslocar o ar dos poros mais largos do material mais grosso (Schaetzl e Anderson, 2005).

No movimento vertical da frente de molhamento em solos estratificados, a água encontra grande resistência ao entrar em camadas secas e de partículas mais grossas, quando sai de camadas de partículas mais finas, uma vez que existe uma alta tensão de capilaridade e uma condutividade hidráulica insaturada muito pequena (Mantoglou e Gelhar 1987). Como resultado, mesmo quando significativa força de gravidade e capilaridade existam, a camada com partículas mais grossas de solo vai inibir o movimento da frente de molhamento. Então, a umidade do solo nessa frente tende a aumentar e produzir um alto gradiente de fluxo lateral. A água tende a se espalhar lateralmente na camada de partículas mais finas do solo, uma vez que a condutividade hidráulica das camadas finas é grande mesmo quando a tensão de capilaridade

é alta (solos secos). Ou seja, o movimento vertical é inibido e o lateral é favorecido (Mantoglou e Gelhar 1987). Entretanto, a condutividade hidráulica insaturada depende não só da tensão de capilaridade, mas também das condições de umidade, ou seja, apresenta histerese. (Mantoglou e Gelhar 1987).

Se as taxas de percolação mudam acentuadamente, provavelmente existirá o acúmulo de água na interface do horizonte do solo com a descontinuidade litológica. Esse acúmulo pode ter sido o causador do desenvolvimento da lente endurecida, de proporções centimétricas, que existe na zona de contato entre esses dois horizontes. Entretanto, há de se considerar a possível influência de um nível freático oscilante na formação dessa lente. Decerto, essa lente endurecida, possivelmente criada por ciclos repetidos de umedecimento e secamento (condições favoráveis ao processo de plintização), acentua ainda mais a inibição do movimento vertical e o aumento do movimento lateral de água. Esse processo de inibição do movimento vertical seria o causador da perda de material em subsuperfície, criando os *pipes* de grande profundidade. Entretanto, é necessário também um gradiente que proporcione a geração de um fluxo erosivo nessa interface. Nas análises micromorfométrias, pôde-se observar a baixa porosidade da zona dessa lente endurecida, com baixa área ocupada por poros complexos grandes, fato que estaria ligado a estagnação de água acima dessa camada. Mais estudos devem ser realizados em vista de se identificar o processo formador e a composição dessa lente endurecida.

Constatações de campo corroboram os resultados aqui descritos uma vez que, em tradagens exploratórias, verificamos que o horizonte Bt estava úmido e o 3Btb da T3 e o 2Bt da T5 estavam secos. Ainda, nas tradagens realizadas abaixo da camada de sustentação de um dos *pipes* profundos, foram encontrados vestígios de um material em forma lenticular e endurecido.

A geologia da área de estudo, composta por rochas areníticas da Formação Itararé apresenta um elevado grau de complexidade litológica, devido a alternância de diferentes ambientes de sedimentação local (Souza Filho, 1986), o que explica as diferentes camadas de descontinuidades encontradas. Processos de *piping* tem sido observado normalmente em áreas aluviais, parcialmente por que solos aluviais tipicamente ocorrem em lentes ou camadas, de modo que há uma variação muito definida na condutividade hidráulica de uma camada para outra (Hagerty, 1991a). As variações de textura e porosidade entre extratos aluviais pode não ser perceptível e parecer ser pouca, mas aparentemente pequenas alterações na textura do solo podem modificar a condutividade hidráulica em várias ordens de magnitude (Hagerty, 1991a).

2.5. Considerações finais

Dois níveis de ocorrência de *pipes* foram detectados na área de estudo: *pipes* rasos (aproximadamente 0,30 m a 0,45 m de profundidade) e *pipes* profundos (1,50 m de profundidade, aproximadamente). A iniciação e desenvolvimento dos *pipes* da área de estudo são governados por diversos fatores concorrentes visto a complexidade da área de estudo. São eles: a) gradiente de atributos físicos entre horizontes do solo, b) estrutura e composição geológica, e c) gradientes topográficos. Fatores neotectônicos e morfoestruturais também poderiam estar afetando, entretanto devem ser melhor estudados. Ainda, há de ser citado o fator climático: a fonte de água por meio de precipitações deve ser suficiente para que as formações dos fluxos hídricos sejam capazes de deslocar e transportar as partículas do solo.

Diante das evidências encontradas no presente estudo, foi possível formular a gênese da formação e desenvolvimento dos sistemas de *pipes*. Devido ao gradiente dos atributos físicos do solo tais como mudança de textura, estrutura, densidade, porosidade total e tipo de poros, pode-se inferir a diminuição da condutividade hidráulica entre os horizontes E e Bt e, ainda, entre os horizontes Bt e a descontinuidades litológicas. Essa diminuição da condutividade hidráulica seria responsável pela iniciação do processo erosivo subsuperficial que pode ser explicado por três vias, que poderiam estar atuando juntas ou não: *via 1*) o acúmulo de água no topo do horizonte E e Bt, a qual ficaria estagnada de forma sazonal, formando feições de depleção de argila e ferro por meio do processo de oxirredução - ferrólise (nesse caso, no topo do horizonte Bt). Esse processo ocasionaria a mudança da granulometria em zonas específicas com a inicial perda de argila e, posteriormente, a perda de areias finas e silte e concentração residual de areias mais grossas, pelo processo de lavagem das areias. Uma vez que ocorreram essas mudanças, a dinâmica da água no solo seria diferente nessas zonas, o que acarretaria num maior fluxo de água, pela mudança do gradiente hidráulico. O fluxo concentrado nessa área, que apresentou também alta porosidade total (em especial de macroporos), poderia aumentar os macroporos e com o alargamento e coalescência destes, a formação de um “*protopipe*” e o colapso da estrutura do solo; *via 2*: acúmulo de água no topo do horizonte Bt. Este, por possuir menor capacidade de infiltração, facilitaria o fluxo lateral ao invés de vertical e este fluxo, ao atingir velocidade erosiva (devido ao relevo), poderia alargar os macroporos existentes em grande quantidade no horizonte E dando origem aos “*protopipes*”. A condução da água em um poro grande, segundo Boucher (1990), pode levar a formação de *pipes* por duas condições: 1) quando a água que infiltra em um poro do solo tem uma força de arrasto suficiente para arrastar o material através da liquefação ou falha de Coulomb e 2) quando acontece a expansão de um

macroporo devido a força de cisalhamento exercida pela água corrente; *via 3*: o acúmulo de água no topo das discontinuidades litológicas, que favorece o fluxo lateral ao invés de vertical e, ainda, com a estagnação da água, a formação de uma lente endurecida, de gênese provável pelo processo de plintização. A formação dessa lente acarretaria ainda mais na diminuição da passagem da água, favorecendo e acentuando ainda mais o fluxo lateral. Esse fluxo, ao atingir velocidade erosiva, provocaria o arraste de partículas, ocasionando a formação de *pipes*.

REFERÊNCIAS

Anderson, J.M., Ingram, J.S.I., 1992. Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods. CAB International, Wallingford.

Beavis, S.G., 2000. Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western new south wales, Australia. *Geomorphology* 33, 59–72.

Bernatek, A., 2015. The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians). *Carpath. J. Earth. Environ.* 10, 107–120.

Bernatek-Jakiel, A., Vannoppen, W., Poesen, J., 2017. Assessment of grass root effects on soil piping in sandy soils using the pinhole test. *Geophysical Research Abstracts* 19.

Boucher, S.C., 1990. Field tunnel erosion, its characteristics and amelioration. dept. of conservation and environment, land protection division. Land Protection Division, Melbourne.

Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X, Lucas, Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. i: prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols." *Cahiers-ORSTOM. Pédologie* 19, 309–321.

Brinkman, R., 1970. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3, 199–206.

Bryan, R.B., Jones, J.A.A., 1997. The Significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20, 209–218.

Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research, Wolverhampton.

Castro, S.S. de., 1989. Sistemas de transformação pedológica em Marília, SP: B Latossólicos e B texturais. São Paulo. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Castro, S.S., Cooper, M., Santos, M.C, Vidal-Torrado, P., 2003. Micromorfologia do solo: bases e aplicações, in: Curi. N., Marques, J.J., Guilherme, L. R. G., Lima, J. M., Lopes, A. S., Alvarez Venegas, V.H. (Eds). *Tópicos em Ciência do Solo*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, pp.107-164.

Cooper, M., Boschi, R.S., Silva, V.B., Silva, L.F.S. da., 2016. Software for micromorphometric characterization of soil pores obtained from 2-d image analysis. *Sci. Agri.* 73, 388–393.

Cooper, M., Vidal-Torrado, P., 2000. Gênese de ferri-argilãs em horizontes b texturais de uma sequência de solos sobre diabásio em Piracicaba (SP). *Sci. Agri.* 57, 745–750.

- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., 2005. Morphological, micromorphological and hydro-physical characterization of soils with a nitic B horizon. *Rev. Bras. Ciêc. Solo* 29, 581–595.
- Creameens, D. L., Mokma, D. L., 1986. Argillic horizon expression and classification in the soils of two michigan hydrosequences. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1002–1007.
- Dexter, A.R., Czyż, E.A., Richard, G., Reszkowska, A., 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma* 143, 243–253.
- Dunne, T., 1990. Hydrology, Mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. *Special Paper-Geological Society of America* 252, 1–28.
- Egboka, B.C.E., Nwankwor, G.I., Orajaka, I.P., 1990. Implications of palaeo-and neotectonics in gully erosion-prone areas of southeastern nigeria. *Nat. Hazards* 3, 219–231.
- Farifteh, J., Soeters, R., 1999. Factors underlying piping in the Basilicata Region, Southern Italy. *Geomorphology* 26, 239–251.
- Faulkner, H., 2006. Piping hazard on collapsible and dispersive soils in europe. soil erosion in Europe, in: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.) *Soil erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Chichester, UK. Piping hazard on collapsible and dispersive soils in Europe. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 537–56
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Res.* 27, 3-26
- Grossman, R.B., Reinsch, T.G., 2002. The solid phase, in: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.) *Methods of soil analyses: part 4 – physical methods*. Soil Science Society of America, Wisconsin.
- Gupta, S., Larson, W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.* 15, 1633–1635.
- Hagerty, D.J., 1991a. Piping/Sapping erosion. I: basic considerations. *J. Hydraul. Eng.* 117, 991–1008.
- Hagerty, D.J., 1991b. Piping/Sapping erosion. II: Identification-diagnosis. *J. Hydraul. Eng.* 117, 1009–1025.
- Jarvis, N. J., 2007. A Review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *Eur. J. Soil Sci.* 58, 523–546.
- Jarvis, N., Larsbo, M., Koestel, J., 2017. Connectivity and percolation of structural pore networks in a cultivated silt loam soil quantified by x-ray tomography. *Geoderma* 287, 71–79.
- Jones, A., 1971. Soil piping and stream channel initiation. *Water Resour. Res.* 7, 602–610.

- Jones, J.A.A., 1994. Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternalario Y Geomorfologia* 8, 77–102.
- Jones, J.A.A., Trudgill, S., 1981. The nature of soil piping: a review of research. Geo Books, Norwich
- Loczy, L., Ladeira, E.A. 1976. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Blücher, São Paulo
- Luo, L., Lin, H., Schmidt, J., 2010. Quantitative relationships between soil macropore characteristics and preferential flow and transport. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 1929–1937.
- Mantoglou, A., Gelhar, L.W., 1987. Effective hydraulic conductivities of transient unsaturated flow in stratified soils. *Water Resour. Res.* 23, 57–67.
- Murphy, C.P., 1986. Thin section preparation of soils and sediments. A B Academic Publishers, Herts.
- Murphy, C.P., Bullock, P., Turner, R.H., 1977. The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. Part I. Principles and Techniques. *J. Soil Sci.* 28, 498–508.
- Nieber, J.L., Sidle, R.C., 2010. How do disconnected macropores in sloping soils facilitate preferential flow? *Hydrol. Process.* 24, 1582–1594.
- Nieber, J., Steenhuis, T., Walter, T. Bakker, M., 2006. Enhancement of seepage and lateral preferential flow by biopores on hillslopes. *Biologia* 61, S225–S228.
- Parker, G.G., 1963. Piping: a geomorphic agent in landform development of the drylands. *International Association of Scientific Hydrology. IAHS*, Wallingford.
- Poesen, J. W., Vandaele, K., Van Wesemael, B., 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands.” *IAHS* 236, 251–266.
- Quaggio, J. A., Raij, B. van., 2001. Determinação do pH em cloreto de cálcio e da acidez total, in: Raij, B. van; Andrade, J.C., Cantarella, H., Quaggio, J.A. (Eds.) *Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais*. Instituto Agrônomo de Campinas, Campinas, pp. 189-199.
- Raij, B. van, Quaggio, J.A., 2001. Determinação de fósforo, cálcio, magnésio e potássio extraídos com resina trocadora de íons, in: Raij, B. van, Andrade, J.C., Cantarella, H., Quaggio, J.A. (Eds.). *Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais*. Instituto Agrônomo de Campinas, Campinas, pp. 189-199.
- Richards, K.S., Reddy, K.R., 2007. Critical appraisal of piping phenomena in earth dams. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 66, 381–402.
- Richards, L. 1965. Physical condition of water in soil, in: Black, C.A. (Ed.). *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. America Society of Agronomy, Madison, pp. 128–152.

Ringrose-Voase, A.J., 1991. Micromorphology of soil structure-description, quantification, application. *Soil Res.* 29, 777–813.

Ringrose-Voase, A.J., Bullock, P., 1984. The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs. *Eur. J. Soil Sci.* 35, 673–684.

Rooyani, F., 1985. A note on soil properties influencing piping at the contact zone between albic and argillic horizons of certain duplex soils (aqualfs) in Lesotho, Southern Africa. *Soil Sci.* 139, 517–522.

Santos, R.D.; Lemos, R.C.; Santos, H.G.; Ker, J.C., Anjos, L.H.C., 2015. Manual de descrição e coleta de solo no campo, 5.ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa.

Scanlon, B.R., Andraski, B.J., Bilskie, J. Miscellaneous methods for measuring matric or water potential, in: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.). *Methods of soil analyses: part 4 – physical methods.* Soil Science Society of America, Wisconsin.

Schaetzl, R., Anderson, S., 2005. *Soils: genesis and geomorphology.* Cambridge University Press, Cambridge.

Schaetzl, R.J., 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection, and application. *Soil Sci.* 163, 570–590.

Seki, K. 2007. SWRC Fit? A nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydr. Earth Sys. Sci.* 4, 407–437.

Silva, F.C. da, 1999. Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes. Embrapa, Brasília.

Soares, P.C., Barcellos, P.E., Csordas, S. M., Mattos, JT de, Balieiro, M. G., Meneses, P.R., 1982. Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da bacia do Paraná. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto* 2, 201–216.

Souza Filho, Edvard Elias de. 1986a. Mapeamento faciológico do subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Stoops, G., Jongerius, A., 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A Classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma* 13, 189–199.

Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. *Soil Sci. Soc. Am.*, Madison.

Vacher, C.A., Raine, S.R., Loch, R.J., 2004. Testing procedures to characterize tunnelling risk on spoil materials, in: *Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions.* Aust. Soc. Soil Sci. Incorporated.

Valentin, C., Poesen, J., Li, Y. 2005. Gully erosion: impacts, factors and control. *Catena* 63, 132–153.

van Breemen, N., Buurman, P., 2002. Soil Formation. Kluwer Acad. Publishers, Dordrecht.

Van Genuchten, M.T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, Madison.

Verachtert, E., 2011. Soil Piping in a temperate humid climate. The Flemish Ardennes (Belgium). Tese de Doutorado.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Martínez-Murillo, J. F., Nadal-Romero, E., Poesen, J., Devoldere, S., Wijnants, N., Deckers, J., 2013. Impact of soil characteristics and land use on pipe erosion in a temperate humid climate: field studies in Belgium. Geomorphology 192, 1–14.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: a case study from central Belgium. Geomorphology 118, 339–348.

Vidal-Torrado, P., 1994. Pedogênese e morfogênese no distrito de Tupi (Piracicaba, SP). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Vieira, B.C., Fernandes, N.F., 2004. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. Hydrol. Process. 18, 791–805.

Vomocil, J.A., 1965. Porosity. Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling. Soil Science Society of America, Wisconsin.

Wilson, G. V., Periketi, R.K, Fox, G. A., Dabney, S. M., Shields, F. D., Cullum, R. F., 2007. Soil Properties Controlling Seepage Erosion Contributions to Streambank Failure. Earth Surf. Processes Landf. 32, 447–459.

3. SISTEMAS NATURAIS DE *PIPES* EM SOLOS TROPICAIS REFLORESTADOS: EXPRESSÕES SUPERFICIAIS E SUBSUPERFICIAIS, FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO

Resumo

Processos erosivos superficiais tem sido bem esclarecidos e estudados por diversos pesquisadores, entretanto pouco se sabe sobre os processos erosivos subsuperficiais (*piping*). O *piping* é um tipo de erosão subsuperficial causado por água que flui em subsuperfície sendo considerado ainda um dos processos erosivos mais difíceis de serem estudados. Investigações de processos erosivos superficiais podem subestimar os processos subsuperficiais, uma vez que podem ocorrer processos no interior do solo que ainda não estão se expondo em superfície. O objetivo deste estudo foi entender os possíveis processos de formação e evolução dos *pipes* a partir da análise integrada, pedológica e geofísica, entre horizontes/camadas do solo. Para isso, os processos de *piping* foram identificados e mapeados em campo e o método geofísico da eletrorresistividade foi utilizado para detectar cavidades subsuperficiais bem como a geometria dos materiais constituintes do solo/material de origem. O método da eletrorresistividade foi eficiente em detectar a presença de *pipes*, colapsados e ainda não colapsados. Os *pipes* apareceram em duas escalas de profundidade, uma mais rasa e outra mais profunda. Estes estavam alocados na interface de materiais de diferentes características, detectados pela geofísica e por análises morfológicas e físicas do solo. A diferença desses materiais pode ter desencadeado o processo. Ainda, a partir dos resultados foi possível verificar que existe uma ligação da rede de *pipes* vertente abaixo e que este processo ainda está ativo, apresentando aumento das cavidades que foram controladas em superfície.

Palavras-chave: Eletrorresistividade; Descontinuidade litológica; Geofísica; Análise estatística de areias

Abstract

Surface erosive processes have been well clarified and studied by several researchers, although little is known about the subsurface erosive processes (*piping*). *Piping* is a type of subsurface erosion caused by water flowing in subsurface and is still considered one of the most difficult erosive processes to be studied. Investigations of surface erosive processes may underestimate subsurface processes, once processes within the soil that are not yet exposed on the surface may occur. We aimed to understand the processes of formation and evolution of the pipes from an integrated analysis, pedological and geophysical, between horizons / layers of the soil. For this, the piping processes were identified and mapped in the field and the geophysical method of eletroresistivity was used to detect subsurface tunnels as well as the geometry of the constituent materials of the soil / parent material. The eletroresistivity method was efficient in detecting the presence of pipes, collapsed and not yet collapsed. The pipes appeared on two depth scales, one shallower and one deeper. These were located at the interface of materials of distinct characteristics, detected by geophysics and by morphological and physical analysis of the soil. The difference in these materials may have triggered the process. We also verified that there is a connection of the pipe network slope down and that this process is still active, presenting increase of the tunnels that were controlled in surface.

Keywords: Eletroresistivity; Lithological discontinuity; Geophysics; Statistical analysis of sands

3.1. Introdução

A erosão do solo tem um importante papel no impacto da qualidade do solo, podendo resultar em severa degradação. Processos erosivos superficiais tem sido bem esclarecidos e estudados por diversos pesquisadores, entretanto pouco se sabe sobre os processos erosivos subsuperficiais (*piping*). O *piping* é um tipo de erosão subsuperficial causado por água que flui em subsuperfície (Bryan e Jones, 1997; Pierson, 1983), sendo considerado ainda um dos processos erosivos mais difíceis de serem estudados (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016). Vários processos têm sido considerados como causadores dos processos erosivos subsuperficiais, sendo a interação desses processos complexa e difícil de ser estudada isoladamente (Bryan, 2000; Bryan e Jones, 1997).

O *piping* é controlado por uma variedade de parâmetros físicos e químicos, sendo que sua intensidade reflete uma interação crítica entre condições climáticas, características dos solos e gradiente hidráulico local (Bryan e Jones, 1997). Os parâmetros químicos são mais evidentes no desenvolvimento do *piping* em regiões de climas áridos e está relacionado principalmente às propriedades dispersivas do solo (Jones, 1994). Os parâmetros físicos, por sua vez, desempenham um papel importante na formação do *piping*. Dentre eles, os mais importantes são: 1) o potencial para o desenvolvimento de rachaduras; 2) uma estrutura do solo de elevada erodibilidade, que pode ou não ser determinada pela constituição química; 3) um horizonte com baixa permeabilidade nas camadas subsuperficiais do solo, que atua como uma camada de impedimento, concentrando o fluxo acima dela; e 4) gradiente hidráulico suficiente para induzir velocidade erosiva ao fluxo (Jones, 1994). Nenhum parâmetro ou grupo de parâmetros é universalmente responsável pelo desenvolvimento do *piping*, e estes variam de acordo com a situação do meio físico local.

Estudos indicam uma relação estreita entre a ação do *piping* e a formação de voçorocas (Bryan e Jones, 1997; Bull e Kirkby, 1997; Verachtert et al., 2011; Wilson et al., 2008), embora sua comprovação não seja fácil, sobretudo pela dificuldade de detectar, na superfície, o início da formação do canal superficial pelo colapso do teto do túnel. Após a ocorrência do colapso do teto do túnel, a ação do escoamento superficial e movimentos de massa tendem a se tornar preponderantes e, dessa forma, encobrem as evidências da presença do *pipe*, anterior à queda (Augustin e Aranha, 2006).

Embora sejam processos erosivos menos estudados e difíceis de quantificar em condições de uso do solo comparáveis, a erosão subsuperficial em *pipes* provoca perdas de solo que podem ultrapassar as quantias perdidas pelos processos erosivos mais tradicionalmente

estudados, tais como a erosão laminar e a erosão linear (voçorocas efêmeras e permanentes) (Verachtert et al., 2011).

Investigações de processos erosivos superficiais podem subestimar os processos subsuperficiais, uma vez que podem ocorrer processos no interior do solo que ainda não estão se expondo em superfície. A rede de ligação dos processos erosivos subsuperficiais também deve ser entendida para ser melhor controlada. Práticas de conservação que focam no controle do escoamento superficial de água serão ineficientes se o fluxo subsuperficial não for considerado (Wilson et al., 2008).

Assim sendo, em busca de contribuir com a conservação e proteção de áreas com processos e características similares as da área de estudo, as hipóteses para o presente trabalho foram: 1) processos erosivos podem estar ocorrendo em subsuperfície, sem evidência concomitante em superfície; 2) diferença na constituição e geometria de materiais em subsuperfície podem controlar o processo erosivo subsuperficial. Os objetivos do presente trabalho foram: 1) identificar e caracterizar, em campo, expressões superficiais de processos erosivos subsuperficiais (*piping*); 2) investigar a utilização do método da eletrorresistividade para detectar cavidades subsuperficiais (colapsadas e não colapsadas) bem como a geometria dos materiais constituintes do solo/material de origem; 3) entender os possíveis processos de formação e evolução dos *pipes* a partir da análise integrada, morfológica e física, de horizontes/camadas do solo e 4) verificar se são processos ainda ativos.

3.2. Material e Métodos

3.2.1. Área de estudo

Localização: a área de estudo é pertencente à Estação Experimental de Tupi, cidade de Piracicaba, estado de São Paulo. Está localizada entre as coordenadas 47° 32' 30" W e 47° 31' 47" W de longitude e 22° 43' 21" S e 22° 44' 24" S de latitude (Figura 3.1). Atualmente, a área é reflorestada com espécies exóticas e nativas.

Figura 3.1. Localização da área de estudo.

Clima: o clima da região é tropical úmido, classificado como Cwa de acordo com Köppen, com verão úmido e inverno seco, determinando a sazonalidade climática da região. A precipitação total média é de 1.275 mm/ano, com o período mais chuvoso nos meses de dezembro a fevereiro (precipitação total média de 610 mm) e o período mais seco nos meses de junho a agosto (precipitação total média de 101 mm). A temperatura média anual é de 21,4°C, com máxima média anual de 28,2°C e mínima média anual de 14,8°C.

Caracterização física da área de estudo: o relevo é caracterizado por declividades que variam de 12 a 57% e altitudes que variam de 505 a 565 m. Diversas feições erosivas foram observadas em campo, desde processos iniciais de degradação - laminares - até os mais avançados, como voçorocas permanentes e erosões subsuperficiais (*pipings*). O solo foi classificado como Argissolo Amarelo Distrófico típico. A área localiza-se na província geomorfológica denominada Depressão Periférica Paulista na Zona do Médio Tietê. Localmente, o embasamento rochoso foi descrito como pertencente à Formação Itararé (Vidal-Torrado, 1994). Essa formação apresenta um elevado grau de complexidade litológica, devido a alternância de materiais de diferentes ambientes de sedimentação local (Souza Filho, 1986). Ainda, existe a evidência de falhamentos geológicos próximos a zona de estudo, os quais, segundo Vidal-Torrado (1994) devem ser anteriores à formação dos depósitos de cobertura, pois corta diferentes tipos de sedimentos.

3.2.2. Trabalho de campo e procedimentos analíticos

Para a identificar, caracterizar e compreender a distribuição espacial (horizontal e vertical) do sistema de *pipes*, foi realizado um mapeamento topográfico e geofísico detalhado. Além disso, foi realizado um levantamento e descrição básica do solo para caracterizar a área

de estudo e melhor avaliar os resultados geofísicos, uma vez que as propriedades do solo podem afetar a interpretação de dados geofísicos (Mcneil, 1980). Estacas de erosão foram instaladas nas bordas não colapsadas de cavidade já colapsadas e no interior de cada *pipe* (superfície de atividade e movimentação de água) e medidas periódicas foram realizadas, para verificar se os processos de formação ainda são ativos e a velocidade de expansão das cavidades com expressões em superfície (colapsadas ou com supressão da superfície).

3.2.2.1. Descrição morfológica, análises químicas e físicas dos solos

Para caracterização e descrição do solo da área de estudo foram abertas duas trincheiras (Trincheira A – TA e Trincheira B – TB) e descritas conforme Santos et al. (2015). Após a descrição das trincheiras, amostras deformadas foram coletadas, para cada horizonte descrito, secas ao ar e peneiradas em peneiras de malha de 2 mm, para realização de análises químicas e granulométricas. A determinação do conteúdo de carbono orgânico (CO) foi realizado pelo método Walkey-Black (Anderson e Ingram, 1992). A distribuição do tamanho de partículas foi determinada pelo método do hidrômetro (Gee e Or, 2002). Para a determinação da densidade do solo (D_s) foi utilizado o método do cilindro volumétrico (Grossman e Reinsch, 2002), onde amostras indeformadas foram coletadas com cilindros volumétricos de 2,5 x 2,5 cm, aproximadamente, para cada horizonte descrito do solo, com três repetições. Para a determinação da densidade de partículas, as mesmas amostras deformadas foram analisadas em um picnômetro de gás Hélio (AccuPyc 1330, Micromeritics Instrument Corporation). A porosidade total (PT, $m^3 m^{-3}$) foi calculada por meio da relação de densidade do solo e densidade de partículas (Equação 1):

$$PT = 1 - \frac{D_s}{D_p} \quad \text{Equação (1)}$$

3.2.2.2. Mapeamento superficial dos sistemas de *pipings*

Um levantamento de campo em escala de detalhe foi realizado por meio de uma estação total e um GPS, com o intuito de entender e caracterizar a paisagem bem como mapear os processos erosivos e os *pipes* colapsados e não colapsados, ambos com expressões em superfície.

Os dados adquiridos foram processados por meio do programa ArcGIS. O mapeamento dos *pipes* incluiu todas as formas de erosão subsuperficial com evidências em superfície e estão baseados na classificação proposta por Verachtert et al., (2010) e modificada por Bernatek, (2015a), tais como: depressões fechadas (*closed depressions*), cavidades simples e múltiplas (*sinkhole single e multiple*), voçoroca cega (*blind gully*), depósito de *piping* (*piping fan*), pipe de entrada (*pipe inlet*), pipe de saída (*pipe outlet*) (Figura 3.2). Utilizamos uma haste de madeira flexível para verificar a conexão de pipes de forma a confirmar os sistemas interligados que formam os *pipes* do tipo cavidades múltiplas (*sinkhole multiple*).

Figura 3.2. Classificação das formas de *pipes* (Bernatek, 2015a, baseado em Verachtert et al, 2010).

3.2.2.3. Mapeamento geofísico com eletroresistímetro

O levantamento geofísico foi realizado por meio do método da eletroresistividade, técnica da tomografia elétrica, utilizando um eletroresistímetro Terrameter LS (ABEM). O sistema instalado consistiu de elétrodo instalados no arranjo Wenner (dois elétrodo potenciais e dois elétrodo de corrente, igualmente espaçados) com espaçamento entre elétrodo de 0,60 m, o qual permitiu atingir uma profundidade máxima de leitura de aproximadamente 8,15 m, em sua parte central. Para a definição do espaçamento de elétrodo, foi feita uma verificação detalhada em campo com o intuito de entender a profundidade máxima de aparecimento dos *pipes*, de forma a garantir uma boa resolução vertical de todo o sistema. Os dados foram processados e com eles produzidos um modelo 2D da resistividade elétrica da subsuperfície. Os resultados foram demonstrados com base nos valores de resistividade, onde cada cor representa diferentes valores de resistividade elétrica.

Os testes geofísicos foram realizados em sete seções, sendo seis delas dispostas em três linhas e duas colunas paralelas: Perfil geofísico 4 (PG4), 5 (PG5) e 6 (PG6) na coluna 1 e Perfis 1 (PG1), 2 (PG2) e 3 (PG3) na coluna 2 (Figura 3.3). Outra seção adicional (PG7) foi realizada a jusante da área, onde foram observadas a formação de *pipes* de maior profundidade.

Assumiu-se que a resistividade elétrica difere entre o solo/rocha e *pipes* preenchidos por ar (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016), uma vez que os *pipes* preenchidos por ar devem apresentar maiores valores de resistividade elétrica.

As zonas de cavidades foram detectadas devido a contrastes significativos de resistividade elétrica (Abu-Shariah, 2009). Para reduzir ambiguidades de interpretação, após a coleta de dados geofísicos e identificação dos possíveis *pipes* detectados pelo método, foi realizada uma verificação e validação em campo, comparando-se as áreas detectadas com evidências de *pipes* em superfície.

Os dados geofísicos foram coletados no mês de setembro de 2014 - período seco da zona de estudo - durante dois dias consecutivos, evitando que as camadas mais superficiais pudessem estar sendo influenciadas pelo maior teor de água, o que altera os resultados geofísicos.

Ademais, a trincheira A (TA) está localizada na posição de 22 metros da linha de aquisição de dados do PG2 e a trincheira B (TB) está localizada na posição de 13,2 metros do PG4.

Figura 3.3. Delimitação da área de estudo e localização das trincheiras analisadas e dos perfis geofísicos.

3.2.2.4. Análise da fração grossa constituinte dos solos

A análise estatística das distribuições de areia dos horizontes/camadas identificados nas trincheiras foram realizadas para a investigação de possíveis diferenças estratigráficas de materiais, descontinuidades de materiais de origem ou a alternância de materiais de diferentes ambientes de sedimentação local. Para buscar diferenças entre a constituição desses materiais

e inferir possíveis descontinuidades litológicas, foram realizadas análises da fração areia do solo e calculados índices. Essas análises foram comparadas com os valores de resistividade encontrados nos locais onde foram alocadas as trincheiras.

A fração areia, advinda da análise de distribuição de tamanho de partículas, foi separada e permaneceu em estufa, a 105°C durante 48 horas. Após esse procedimento, essa fração foi peneirada e subdividida em 10 frações: 0,053 a 0,063 mm (4,23 a 3,99 phi), 0,063 a 0,009 mm (3,99 a 3,47 phi), 0,090 a 0,125 mm (3,47 a 3 phi), 0,125 a 0,18 mm (3 a 2,47 phi), 0,18 a 0,25 mm (2,47 a 2 phi), 0,25 a 0,35 mm (2 a 1,51 phi), 0,35 a 0,5 mm (1,51 a 1 phi), 0,50 a 0,71 mm (1 a 0,49 phi), 0,71 a 1 mm (0,49 a 0 phi) e 1 a 2 mm (0 a -1 phi).

Com os resultados obtidos, foram calculados o Valor de Uniformidade (VU), por meio da Equação (2) e a relação areia:silte (Schaetzl e Anderson, 2005). Ainda, os parâmetros estatísticos: média, mediana, desvio padrão (para inferir o grau de seleção), assimetria e curtose foram calculados e utilizados para a posterior análise estatística da distribuição dos grãos de silte e areia. Esses parâmetros estatísticos foram classificados de acordo com Folk e Ward (1957) e calculados com o uso do pacote *rysgran* (Gilbert et al., 2015) do programa R.

$$Vu = \frac{\left[\left(\frac{\% \text{silte} + \% \text{areia muito fina}}{\% \text{areia} - \% \text{areia muito fina}} \right) \right]_{\text{horizonte acima}}}{\left[\left(\frac{\% \text{silte} + \% \text{areia muito fina}}{\% \text{areia} - \% \text{areia muito fina}} \right) \right]_{\text{horizonte abaixo}}} \quad \text{Equação (2)}$$

3.2.2.5. Medida da evolução dos *pipes*

A partir do mapeamento dos *pipes* com evidências em superfície, foram selecionados 15 *pipes* dispostos em diferentes posições no relevo e de diferentes classificações, seguindo Bernatek (2015a). Foram instaladas 4 estacas de ferro, posicionadas nos ângulos 0° (N), 90° (L), 180° (S) e 270° (O) e distanciadas 0,30 m da borda colapsada dos *pipes*, segundo metodologia adaptada de De Ploey e Gabriels (1980). Outra estaca foi instalada no interior do *pipe*, com o objetivo de compreender se essas áreas são zonas de deposição ou de perda de solo.

Para entender a evolução superficial dos *pipes* e sua profundidade, foram realizadas 11 medições ao longo de 19 meses. Esses dados foram plotados em gráficos, de acordo com a data das medições. Posteriormente, os dados foram transformados em perda de solo em cm ano⁻¹.

3.3. Resultados

3.3.1. Descrição morfológica do solo e propriedades básicas

Os solos da área de estudo, desenvolvidos sob arenitos da Formação Itararé, apresentaram textura essencialmente arenosa em superfície e média em subsuperfície, pertencente a classe textural franca/franco arenosa e franco argiloarenosa, respectivamente. Duas trincheiras foram abertas e descritas (TA e TB) (Tabela 1) e os solos foram classificados como Argissolo Amarelo distrófico típico.

A TA apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, C, 2Ab, 2Eb, 2Btb, 3Btb. Além dos horizontes desenvolvidos in situ (2Ab, 2Eb, 2Btb, 3Btb), foram encontradas camadas de sedimentos depositados acima do antigo horizonte A (Ab). Sabe-se que esse horizonte é um antigo horizonte A por apresentar maior teor de matéria orgânica, quando comparado aos horizontes acima e abaixo deste e estar recoberto por uma camada de cor mais clara, chamada de sedimento (Tabela 3.1, Figura 3.10).

Atualmente, um novo horizonte A foi formado nessa camada de sedimentos, sendo então diferenciados em um horizonte A e sedimentos. O horizonte A, mais recente, apresentou a formação de estrutura granular e em blocos subangulares, de grau moderado, apresentou alta PT e baixa Ds, típico dos horizontes superficiais com enriquecimento de matéria orgânica. Abaixo deste horizonte, existe uma camada de sedimentos, com estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares fracos. A Ds foi um pouco mais elevada, aliado a uma PT mais baixa, resposta da alta quantidade de areia desse horizonte. Abaixo, está o horizonte Ab, com baixa Ds e elevada PT, consequência do alto teor de MO desse horizonte enterrado. Em sequência, aparece o horizonte Eb, com textura franca, estrutura em grãos simples com poucos blocos subangulares fracos e pequenos, também apresentando uma alta Ds e baixa PT. O horizonte Btb apresentou aumento de argila, conferindo textura franco-argiloarenosa e um horizonte mais estruturado, com blocos subangulares médios a grandes e grau moderado. Este horizonte apresentou a mais alta Ds e a mais baixa PT desta trincheira, devido ao adensamento provocado pelo aumento do teor de argila e pelo processo de iluviação de argila que provoca o revestimento e preenchimento de poros, típico desse horizonte. Abaixo do horizonte descrito como horizonte 2Btb, existe um horizonte que apresenta uma mudança abrupta de cor (3Btb) quando comparado ao restante dos horizontes dessa trincheira; os matizes vão de 10 YR (2Btb) para 2,5 YR (3Btb). Os matizes de 10 YR predominavam em todo o perfil, com exceção do horizonte 3Btb. Esse horizonte apresentou, além da mudança de cor e textura, mudança no grau da estrutura e no teor de MO, possuindo um grau de estrutura mais fraco e menor teor de MO.

A PT foi um pouco mais elevada que a do horizonte subjacente, aliado a uma menor Ds. Na TA, o material de origem em alteração começou a aparecer, aproximadamente, em 3.41 m.

Por sua vez, a TB apresentou a seguinte sequência de horizontes: A, E, Bt1 e 2Bt. O horizonte A apresentou textura franco arenosa, estrutura granular de média a grande, de grau moderado, e alguns blocos subangulares pequenos a médios de grau moderado. Apresentou maior PT e menor Ds quando comparado aos horizontes A e 2Ab da TA. Na sequência, o horizonte E apresentou textura franco arenosa, estrutura em grãos simples e alguns blocos subangulares, pequenos e fracos aliados à uma alta Ds e baixa PT por sua constituição arenosa. O horizonte 2Bt, com incremento no teor de argila, apresentou textura franco argiloarenosa e estrutura em blocos subangulares médios a grandes de grau moderado, alta Ds e baixa PT, comparável ao 2Btb da TA. O segundo horizonte Bt, diferenciado do primeiro pela mudança na estrutura (de blocos subangulares médios a grandes e moderados para blocos subangulares pequenos a médios, moderados a fracos) e pela presença de mosqueados 5 YR 7/8, numa matriz amarela brunada (10YR 7/6), apresentou uma diminuição na Ds e aumento da PT. O material em alteração começou a aparecer em 2,56 m, sendo um material incoerente, não estruturado e sem cores predominantes.

Tabela 3.1. Características morfológicas, teor de matéria orgânica (MO), densidade do solo (Ds) e porosidade total calculada (PT) nos horizontes do solo e camada de sedimento descritos nas trincheiras.

Horizonte/camada	Profundidade (m)	Cor (úmida) Munsell	Estrutura	Classe textural	MO (g kg ⁻¹)	Ds (g cm ⁻³)	PT (m ³ m ⁻³)
Trincheira A (TA)							
A	0-0.08	10 YR 4/2	g, m a g, md / bs, p a m, md	Franco arenosa	12.13	1.279	0.513
C	0.08 – 0.36	10 YR 4/2	gs / bs, p, fr	Franco arenosa	6.97	1.506	0.420
2Ab	0.36 – 0.52	10 YR 4/4	bs, p a m, md	Franco arenosa	11.36	1.488	0.414
2Eb	0.52 - 0.65	10 YR 6/3	gs / bs, p, fr	Franca	9.55	1.585	0.379
2Btb	65 - 1.13	10 YR 7/3	bs, m a g, md	Franco-argiloarenosa	6.97	1.652	0.368
3Btb	1.13 - 1.61	2,5 YR 5/8	bs, m a g, fr a md	Franco arenosa	3.36	1.625	0.398
Trincheira B (TB)							
A	0 - 0.08	10 YR 3/2	g, m a g, md /bs, p a m, md	Franco arenosa	24.01	1.272	0.520
E	0.08 – 0.28	10 YR 5.5/6	gs /bs, p, fr	Franco arenosa	4.39	1.639	0.391
Bt	0.28 – 1.02	10 YR 6/6	bs, m a g, md	Franco - argiloarenosa	4.39	1.692	0.359
2Bt	1.02 – 1.36	10 YR 6/6 (5YR 7/8)	bs, p a m, fr a md	Franco-argiloarenosa	3.10	1.574	0.422

Tipo: g: granular; gs: grãos simples; ab: bloco angular; bs: bloco subangular.

Grau: fr: fraco; md: moderado, f: forte. Tamanho: p: pequeno; m: médio; g: grande.

3.3.2. Detecção, descrição e distribuição espacial do sistema de *pipes*

A área de estudo é demarcada, em toda sua extensão, por diversas feições erosivas que vão desde erosões do tipo laminar a voçorocas permanentes e erosões subsuperficiais. As feições erosivas lineares (*piping* e voçorocas) foram identificadas e mapeadas, totalizando 92 feições subsuperficiais com expressão em superfície (Figura 3.4).

Figura 3.4. Mapeamento superficial dos *pipes*, *pipes* controlados e localização das trincheiras

Entre as feições erosivas subsuperficiais, detectamos algumas colapsadas e outras não colapsadas, estas últimas apresentando apenas um rebaixamento/supressão da superfície do solo acima do *pipe*, ainda sem nenhum colapso. A maior parte dos *pipes* apareceram em sequência linear, declive abaixo, no sentido das linhas de drenagem, evidenciando a interconectividade do sistema em subsuperfície (Figura 3.5). Alguns, ainda, apareceram isoladamente, tanto colapsados como não colapsados. No talude da voçoroca, diversos *pipe* de saída (*pipe outlet*) foram identificados. Cavidades (Sinkhole) simples e múltiplas foram as mais representativas da área de estudo. Estas, nos casos mais avançados (múltiplos), apareceram conectadas umas às outras, as quais, posteriormente, se conectaram à voçoroca principal, onde é realizada a descarga de água.

Ainda, a forma dos dutos subterrâneos é bastante circular, apesar de ocorrer um achatamento na parte inferior do tubo (Figura 3.5). Essa característica demonstra que a água que flui nos tubos não o preenche todo, fluindo apenas na parte inferior do tubo; quando não resta energia suficiente para transportar todo o sedimento desprendido e carregado, este é depositado no fundo do tubo, corroborando características também encontradas por (Bernatek, 2015a). Dependendo da energia e concentração da água da chuva, esse sedimento pode ser depositado no tubo ou carregado vertente abaixo; esse sistema parece ser dinâmico, funcionando ora como zona de deposição ora como zona de perda, dependendo da energia do fluxo de água (Figura 3.6).

Figura 3.5. Imagens a, b e c: *pipes* alinhados, declive abaixo, seguindo a linha de drenagem; imagens d, e e f: exemplos de *pipes* com achatamento na parte inferior

Figura 3.6. Exemplos de evolução da superfície interna do *pipe*, em meses (outubro de 2014 a maio de 2016), dos *pipes* 10, 12 e 14. A linha tracejada no zero indica a superfície do solo no momento da instalação da estaca.

A montante da área de estudo foram detectados principalmente os *pipes* em estágios iniciais de desenvolvimento, consistindo basicamente de depressões fechadas (closed depressions) e cavidades simples (*sinkholes simples*). Ao longo da vertente, os *pipes* começam

a conectar-se uns com os outros, formando as cavidades múltiplas (*sinkholes multiples*) e algumas voçorocas cegas (*blind gully*). Próximo do talude da voçoroca os *pipes* se conectam mais, formando ramificações, onde ocorre a descarga da água por meio de *pipe fan* e *pipe* de saída (*pipe outlet*). Ainda, observamos um *pipe* de entrada (*pipe inlet*) na área de estudo, o qual se conectava, posteriormente, a um *pipe* de saída, descarregando a água e os sedimentos na voçoroca.

Constatações de campo indicaram que as ramificações da voçoroca principal, responsáveis pela expansão e aumento da área de perda de solo, estavam influenciadas pelo processo erosivo subsuperficial. Essa expansão foi verificada, em campo, ao longo dos anos de 2014 a 2016, em diversos setores da área de estudo. Na Figura 3.7, observa-se um exemplo do processo de colapso do teto do *pipe* e expansão do processo erosivo. Pode-se observar um *pipe* de saída (*pipe outlet*) no talude da voçoroca, com saída de água e sedimentos e a expansão desse processo, meses após, dando início a formação de uma ramificação da voçoroca com o colapso do teto do *pipe*. Segundo Bernatek (2015a), as formas dos *pipes* são transformadas por causa do colapso do *pipe*, sendo que sua evolução leva a formação de voçorocas. Observa-se também a exposição de raízes da mata por ocasião do colapso do teto.

Figura 3.7. Representação de um *pipe* de saída (*pipe outlet*) no talude da voçoroca: (a) zona de saída da água - primeira foto com *pipe* em atividade em dia de chuva; (b) evolução da subsidência do solo, representando a formação de uma voçoroca (ramificação da voçoroca principal) influenciada pelo processo de *piping*.

3.3.3. Detecção e descrição do sistema de *piping* por meio de análise geofísica

Por meio do mapeamento geofísico, foi possível detectar os *pipes* colapsados e não colapsados e conhecer a geometria e zonas de contato das camadas subsuperficiais da zona de estudo.

Os PG1, PG2 e PG3 (Figura 3.8), estão apresentados em ordem sequencial, relacionados a altitude (verificar posicionamento na Figura 3.3): de montante à jusante.

Existe uma zona de concentração de água superficial, detectada por valores de resistividades elétricas muito baixas (entre 14 e 31,6 ohm m). Essa zona saturada representa um esgoto, despejado dentro da área de estudo, evidenciando os valores de baixas resistividades em materiais saturados. Possivelmente, a água desse canal está se beneficiando dos caminhos já criados pelos dutos subsuperficiais previamente existentes, desenvolvendo-se e alargando-se lateralmente (observado no PG1 – na posição de 15,6 m e 1,5 m de profundidade).

A análise dos perfis PG1, PG2 e PG3 revelam a conectividade de alguns *pipes* (destacados pelos retângulos pontilhados), que aparecem aproximadamente no mesmo alinhamento nos três perfis analisados. Essa sequência de perfis aparenta uma possível movimentação geológica (falha) na área de estudo, demonstrada pela mudança abrupta, paralela e aproximadamente vertical dos valores de resistividade elétrica, com camadas em formatos deformados. Essa aparente falha está localizada ao redor das posições de 20 a 25 metros da aquisição dos dados geofísicos.

Figura 3.8. Imagens de resistividade elétrica dos Perfis 1, 2 e 3. Retângulos pontilhados revelam a conectividade dos *pipes*.

Os PG 4, 5 e 6, representados na Figura 3.9, possuem aproximadamente 43 metros de comprimento cada; estão apresentados em ordem sequencial, relacionados a altitude (verificar posicionamento na Figura 3.3): de montante à jusante.

Com os resultados das resistividades elétricas dos materiais constituintes, foi possível verificar que o aparecimento dos *pipes* estão associados à materiais de resistividade elétrica elevadas (>1800 ohm m). Em camadas com materiais nessa faixa de resistividade, nota-se a presença de zonas concentradas de resistividade contrastantes e mais elevadas (>4040 ohm m). Estas zonas foram identificadas como *pipes*: com baixa umidade, apresentam altas resistividades, contrastantes às dos materiais adjacentes. Para evitar ambiguidades de interpretações, estas zonas, quando identificadas nos resultados geofísicos, foram conferidas em campo, buscando pela presença de feições aparentes na superfície do solo, com o objetivo de validação dos dados.

Observam-se duas faixas de profundidade de formação de *pipes*: 1) um nível mais raso (aproximadamente de 0,30 a 0,45 m de profundidade) e 2) um nível mais profundo (aproximadamente de 1,52 m de profundidade), ambas formadas em zonas de materiais de resistividade alta (1800 ohm m, cor vermelha – Figura 3.9). Esses *pipes* estão sendo formados acima de camadas com resistividades aproximadas de 1300 ohm m (cor laranja – Figura 3.9).

No PG5, dentre os 15,6 metros e 32 m, aproximadamente, existe a presença de bolsões de materiais com maiores resistividades, os quais poderiam ser considerados como zonas potenciais para a formação de *pipes*. Em um dos bolsões, a presença de uma cavidade vazia já aparece representada na posição de 24 m do PG 5. Esses bolsões podem ser de materiais de valores de resistividades elétrica elevadas devido a própria constituição do material ou mesmo por fluxos preferenciais que removeram os finos, concentrando materiais mais grossos. Na base de sustentação dessa camada aparecem camadas finas, de resistividades menores - aproximadamente 802 ohm m.

Analisando o PG4, PG5 e PG6 verifica-se que existe um erguimento de materiais com resistividades elétricas diferentes dispostos em camadas deformadas e não horizontais, possuindo resistividades elétricas menores, de acordo com a profundidade. Esse erguimento é mais evidente no PG4, onde as camadas de menor resistividade aparecem mais próximas à superfície do solo. No PG4, observa-se na última camada, zonas com resistividades muito baixas (71 ohm m), as quais podem representar a zonas mais saturadas ou até mesmo a proximidade do nível freático.

É possível notar que existe uma conectividade da rede de *pipes*, posicionados na mesma direção e vertente abaixo, que pode ser observada nos três perfis quando analisados em conjunto. Na Figura 3.9, estes estão agrupados e identificados por meio de linhas tracejadas. Os *pipes* podem estar colapsados em algumas partes e em outras partes ainda com superfícies intactas ou, no máximo, apresentadas como depressões na superfície do solo.

Figura 3.9. Imagens de resistividade elétrica dos Perfis 4, 5 e 6. Retângulos pontilhados revelam a conectividade dos *pipes*.

Para o PG7 (Figura 3.10), pode-se verificar que nas camadas de até aproximadamente 2,37 metros de profundidade, ocorrem materiais que apresentam altas resistividades elétricas (entre 1800 - 4040 ohm m, aproximadamente – cor vermelha), nos quais estão concentrados os *pipes*. Com o aumento da profundidade, existe uma diminuição da resistividade elétrica. As últimas camadas apresentaram as menores resistividades elétrica (<71 ohm m, cores azuis), pela possível presença de maior teor de água e proximidade ao nível freático.

As cavidades subsuperficiais são evidenciadas pela presença de zonas de alta resistividade elétrica (> 4040 ohm m), ou seja, locais concentrados preenchidos por ar, localizados em meio a camadas de valores de resistividades menores e contrastantes. O aparecimento dessas cavidades está localizado na interface de camadas de resistividades elétricas contrastantes, como segue: camadas que vão de valores de 1800 ohm m (onde se localizam os *pipes*) para camadas mais delgadas de 1300 ohm m (com espessura aproximada de 0,50 m) e em seguida, para camadas de resistividade de 800 ohm m (com espessura aproximada de 0,64 m).

Nesse perfil, as mudanças nos valores de resistividade elétrica aparecem aproximadamente de forma horizontal. A profundidade de detecção dos *pipes* é maior quando comparada aos outros perfis geofísicos, nos quais os *pipes* foram detectados mais superficialmente. Esta maior profundidade de aparecimentos dos *pipes* pode estar relacionada com a maior espessura das camadas de altos valores de resistividade. Nas profundidades de aproximadamente 1,5 a 3,44 m entre 15,6 e 20 m ao longo da transeção, também, aparece um leve erguimento de materiais com menor resistividade.

Figura 3.10. Imagens de resistividade elétrica dos Perfis 7, com validação de feições em campo, como exemplo.

3.3.4. Análise da fração areia

Foram observadas diferenças de cor, estrutura e textura do solo do horizonte 2Btb para o horizonte 3Btb em TA e do horizonte Bt para o 2Bt em TB, bem como das camadas de sedimento (C) e horizonte A para o horizonte Ab (em TA) (Tabela 3.1). Essas diferenças podem ser explicadas por diferenças nos materiais constituintes, caracterizando descontinuidades de materiais. Para isso, análises da fração areia do solo foram realizadas.

A Figura 3.11 representa os resultados encontrados para a TA, onde estão expostos os valores de resistividade (Figura 3.11a) em contraste com uma imagem do perfil do solo (Figura 3.11 b) e as análises da fração areia: relação areia:silte (Figura 3.11c), % acumulada do tamanho de partículas da fração areia e silte (Figura 3.11d), teor de areia, argila e silte (Figura 3.11e), distribuição das areias por tamanho de partículas e por horizontes (Figura 3.11f) e o valor de uniformidade, desenvolvido por (Cremeens e Mokma, 1986) (Figura 3.11g).

Nota-se que, nessa trincheira, mudanças na distribuição das partículas do solo (areia, silte e argila) entre os horizontes do solo e mudanças de concentrações das diferentes frações de areia acarretaram em mudanças nos valores de resistividade elétrica e na morfologia do solo. Para os horizontes Ab, Eb e Btb, a relação areia:silte aparece homogênea, ou seja, segue uma mesma tendência ao longo do perfil. A mesma tendência é observada para a % acumulada das partículas de areia e para a distribuição de areia por tamanho de partículas e horizontes. Com relação ao VU, foram encontrados valores de 0,343 do horizonte 2Ab para o 2Eb, de 0,262 do horizonte 2Eb para o 2Btb e de 3,838 para o horizonte 2Btb/3Btb. Segundo Cremeens e Mokma (1986), valores de VU acima de 0,60 indicam descontinuidades litológicas. Quanto mais próximo de zero for o índice, é mais provável que os horizontes foram formados de material de origem semelhantes. Sendo assim, o horizonte 3Btb aparentemente não foi formado pelo mesmo material de origem que formou os horizontes acima, uma vez que apresenta VU de 3,838, relação areia:silte mais elevada e diferenças na porcentagem acumulada de tamanho de partículas, mostrando uma distribuição não homogênea, quando relacionado aos horizontes suprajacentes. Da mesma forma, houve uma diferença na concentração de areias do horizonte 3Btb, ou seja, este apresenta uma maior quantidade de areias mais grossas, estando seu pico de concentração na fração de 0,18 mm, e os outros horizontes concentrados em 0,125 mm (Figura 3.11f).

O horizonte A e a camada de sedimento (C) também apresentaram diferenças nas distribuições dos tamanhos de areia e no VU. Podem, portanto, serem considerados como um material não contínuo ao material formado *in situ*, uma vez que o processo erosivo, responsável

pelo arraste, transporte e deposição desse material pode provocar o selecionamento do material depositado, mudando a proporção de suas partículas e, portanto, sua distribuição.

Figura 3.11. Relação entre resistividade elétrica (a), morfologia do solo (b), relação areia:silte (c), porcentagem acumulada de tamanho de partículas (areia+silte), por trincheira e por horizonte. A primeira linha inicia com silte e engrossa a direita, na seguinte sequência: 0,02 mm, 0,053 mm, 0,063 mm, 0,09 mm, 0,125 mm, 0,180 mm, 0,25 mm, 0,35 mm, 0,5 mm, 0,71 mm, 1 mm (d), teor de areia, argila e silte (e), distribuição das areias por tamanho de partículas e por horizontes (f), e o índice de uniformidade (VU) (Cremeens e Mokna, 1986) (g).

Para a TB, nota-se uma homogeneidade na distribuição da fração areia, relação areia:silte e VU para os horizontes A, E e Bt (Figura 3.12). Em contraste, nota-se uma mudança na distribuição desses valores quando considerado o horizonte 2Bt. Essas diferenças também foram detectadas na resistividade elétrica do solo e na morfologia.

Figura 3.12. Relação entre resistividade elétrica (a), morfologia do solo (b), relação areia:silte (c), porcentagem acumulada de tamanho de partículas (areia+silte), por trincheira e por horizonte. A primeira linha inicia com silte e engrossa a direita, na seguinte sequência: 0,02 mm, 0,053 mm, 0,063 mm, 0,09 mm, 0,125 mm, 0,180 mm, 0,25 mm, 0,35 mm, 0,5 mm, 0,71 mm, 1 mm (d), teor de areia, argila e silte (e), distribuição das areias por tamanho de partículas e por horizontes (f), e o índice de uniformidade (VU) (Cremeens e Mokna, 1986) (g).

Na análise estatística da fração silte e areia (Tabela 3.2), observa-se que, para a TA, a fração de areia predominante (FAP), é de areia muito fina (AMF), com exceção do 3Btb, que é de areia fina (AF). O grau de seleção (GS) é pobremente selecionado para todas os horizontes do solo e camada de sedimento, com exceção do 3Btb, que resultou em moderadamente selecionado. A assimetria e curtose do horizonte 3Btb também é diferenciada, quando comparada aos outros horizontes do solo e camada de sedimento. No caso do horizonte A e da camada de sedimento (C), a assimetria também foi diferente, apresentando valor positivo.

Para a TB, a FAP é a areia muito fina, o grau de seleção é pobremente selecionado e a curtose platicúrtica, para todos os horizontes do solo. Entretanto, a assimetria muda de positiva para aproximadamente simétrica no horizonte 2Bt, que pode representar diferenças no ambiente e modo de deposição.

Tabela 3.2. Parâmetros estatísticos da análise da fração grossa (areia+silte) e classificação verbal segundo Folk e Ward (1957)

34)

FAP (média, phi)			GS		Assimetria		Curtose	
TA								
A	3,438	AMF	1,105	PS	0,257	P	0,834	PL
C	3,413	AMF	1,177	PS	0,246	P	0,800	PL
2Ab	3,757	AMF	1,178	PS	0,030	AS	0,685	PL
2Eb	3,805	AMF	1,173	PS	-0,020	AS	0,693	PL
2Btb	3,667	AMF	1,214	PS	0,055	AS	0,685	PL
3Btb	2,761	AF	0,948	MDS	0,454	MP	1,795	ML
TB								
A	3,532	AMF	1,085	PS	0,213	P	0,829	PL
E	3,608	AMF	1,102	PS	0,179	P	0,778	PL
Bt	3,511	AMF	1,128	PS	0,261	P	0,757	PL
2Bt	3,919	AMF	1,052	PS	0,038	AS	0,817	PL

Fração de areia predominante (FAP) - AMF: areia muito fina; AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa. Grau de seleção (GS) - MBS: muito bem selecionado; BS: bem selecionado; MDS: moderadamente selecionado; PS: pobremente selecionado; MPS: muito pobremente selecionado. Assimetria – MP: muito positiva; P: positiva; AS: aproximadamente simétrica; N: negativa; MN: muito negativa. Curtose – MPL: muito platicúrtica; PL: platicúrtica; M: mesocúrtica; L: leptocúrtica; ML: muito leptocúrtica.

A relação entre grau de seleção e média da fração de areia predominante nos gráficos bivariados evidenciou a diferença entre os horizontes 3Btb da TA e 2Bt da TB, que apareceram deslocados do restante dos horizontes (Figura 3.13).

O 3Btb da TA apresentou a predominância de frações de maiores tamanhos (menores valores de phi) e grau de seleção moderadamente selecionado, evidenciando seu distanciamento do restante do grupo de horizontes.

Embora o 2Bt da TB apareça na mesma classe de grau de seleção (pobremente selecionado), apresentou menores valores quando comparado aos outros horizontes dessa mesma trincheira. Nota-se, também, a predominância de frações mais finas de areia (maiores valores de phi). Da mesma forma, analisando em conjunto a curtose e a assimetria, nota-se o claro deslocamento do 3Btb da TA e do 2Bt da TB (Figura 3.13).

Figura 3.13. Gráficos bivariados: a) Grau de seleção e média; b) assimetria e curtose.

3.3.5. Evolução das cavidades colapsadas

Para compreender se os processos de erosão subsuperficial são ainda ativos, algumas cavidades foram monitoradas mensalmente, durante 19 meses (Figura 3.14, Tabela 3.3). Da primeira medição, no mês de outubro de 2014, até a última medição, no mês de abril de 2016, as cavidades expandiram, em média, de 4,97 cm ano⁻¹ a 6,86 cm ano⁻¹.

Na Tabela 3.3 estão apresentados os valores da expansão, em cm, para cada pino de erosão instalado, separados por sua localização em relação às direções norte, sul, leste e oeste da área de estudo. Nota-se que, em média, o pino de erosão localizado a leste da zona de estudo é o que apresentou maior perda de solo, em cm ano⁻¹.

Figura 3.14. *Pipes* controlados por estacas de erosão e as medições realizadas.

Tabela 3.3. Medidas da evolução dos *pipes* controlados com pinos de erosão instalados nas bordas das cavidades, nas direções norte (N), sul (S), leste (L) e oeste (O) da área de estudo. Os valores representam a evolução das cavidades de outubro de 2014 a abril de 2016. Valores transformados em cm ano^{-1} .

	Pino 4 (N)	Pino 2 (S)	Pino 1 (L)	Pino 3 (O)	Classificação (Bernatek, 2015a)
	----- cm ano^{-1} -----				
<i>Piping 1</i>	3,16	5,05	4,42	3,16	Cavidade múltipla (<i>Multiple sinkhole</i>)
<i>Piping 2</i>	3,16	3,16	3,16	5,05	Cavidade múltipla (<i>Multiple sinkhole</i>)
<i>Piping 3</i>	6,95	8,84	12,63	10,11	Cavidade múltipla (<i>Multiple sinkhole</i>)
<i>Piping 4</i>	0,00	0,00	3,79	2,53	Pipe de entrada (<i>Pipe inlet</i>)
<i>Piping 5</i>	9,47	9,47	1,89	8,84	Cavidade múltipla (<i>Multiple sinkhole</i>)
<i>Piping 6</i>	5,05	8,21	3,79	8,21	Cavidade múltipla (<i>Multiple sinkhole</i>)
<i>Piping 7</i>	2,53	5,05	15,16	13,26	Cavidade simples (<i>Simple sinkhole</i>)
<i>Piping 8</i>	5,05	7,58	12,00	4,42	Depressões fechadas (<i>Closed depressions</i>)
<i>Piping 9</i>	9,47	10,11	11,37	10,74	Depressões fechadas (<i>Closed depressions</i>)
<i>Piping 10</i>	5,68	1,26	3,79	7,58	Depressões fechadas (<i>Closed depressions</i>)
<i>Piping 11</i>	6,32	6,95	4,42	3,16	Cavidade simples (<i>Simple sinkhole</i>)
<i>Piping 12</i>	3,79	1,26	1,89	8,21	Depressões fechadas (<i>Closed depressions</i>)
<i>Piping 13</i>	5,05	5,05	10,11	3,16	Cavidade simples (<i>Simple sinkhole</i>)
<i>Piping 14</i>	5,05	6,95	3,16	5,68	Cavidade simples (<i>Simple sinkhole</i>)
<i>Piping 15</i>	3,79	2,53	11,37	3,79	Depressões fechadas (<i>Closed depressions</i>)
Média (cm/ano)	4,97	5,43	6,86	6,53	

3.4. Discussão

3.4.1. Utilização do mapeamento superficial e subsuperficial na detecção de sistemas de *pipes*

Feições superficiais de *pipes* são detectadas em respostas aos processos erosivos subsuperficiais, portanto essas expressões são secundárias às subsuperficiais (Bernatek, 2015a; Grellier et al., 2012), ou seja, primeiro acontece a erosão subsuperficial e depois essa erosão será expressa em superfície. Entretanto, os *pipes* só são detectados em campo quando estão expressos em superfície, destacando-se a importância da utilização de técnicas de análise da subsuperfície para a detecção de dutos subsuperficiais, ainda não expressos em superfície.

A detecção de *pipes* é um desafio metodológico (Grellier et al., 2012), entretanto a utilização da técnica da resistividade elétrica para detecção e mapeamento de feições erosivas subsuperficiais (colapsadas e não colapsadas) foi eficiente na área de estudo, consolidando uma nova abordagem para a investigação de zonas de risco. Consiste em um método não destrutivo e rápido, provendo informações contínuas do perfil do solo e do material de origem sem a necessidade de escavações. Ainda, foi capaz de detectar materiais estratificados, com diferentes constituições granulométricas.

Por meio da análise da resistividade elétrica, foi possível identificar *pipes* que ainda não estão com o teto colapsado. Nesse contexto, pode-se dizer que a perda de solo pelo *piping* é mais significativa do que se supõe quando baseadas apenas na identificação de feições superficiais em campo, levando à subestimação do processo (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016; Holden et al., 2002). Em alguns ambientes, medidas geofísicas são a única maneira de evidenciar redes de *pipes* em grandes profundidades (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016). Devido a distribuição aleatória e imprevisível dos túneis, essas cavidades naturais são extremamente difíceis e caras de localizar (Abu-Shariah, 2009), destacando-se a importância de técnicas geofísicas para o mapeamento dessas cavidades.

Entretanto, o mapeamento superficial dos *pipes* é ainda necessário na exploração desses sistemas, de forma a garantir uma apropriada interpretação dos dados geofísicos, reconhecendo feições superficiais que indicam a atividade dos *pipes* (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016) e, sobretudo, entender a interconectividade da rede de *pipes* e como ela se distribui espacialmente, uma das maiores dificuldades nesse tipo de estudo (Bryan e Jones, 1997).

3.4.2. Interpretação dos dados geofísicos: enfoque geológico e pedológico

A aplicação da eletrorresistividade permitiu detectar os *pipes* e conhecer a estrutura interna do solo em áreas afetadas por *pipes*. Os resultados geofísicos permitiram revelar os valores de resistividade do solo/rocha e reconhecer a geometria das camadas subsuperficiais e o contato com materiais de diferentes resistividades. De forma geral, pode-se dizer que a resistividade do solo respondeu a mudanças tanto da morfologia do solo (que acarretam em mudanças na porosidade, conteúdo de água etc.) quanto da relação dos constituintes e distribuição da fração silte e areia do solo. Esses resultados foram verificados com a mudança dos valores de resistividade aliados a morfologia do solo e distribuição das frações areia e silte e os índices de descontinuidade de material.

A Formação geológica local – Grupo Itararé – tem uma origem complexa do ponto de vista deposicional, principalmente devido às condições glaciais que dominaram a sua deposição, o que proporcionou grande variedade de fácies e sistemas deposicionais com uma complexa distribuição vertical, lateral e temporal (Morenghi, 2007). Dessa forma, pode-se dizer que as diferentes camadas detectadas pelas repostas geofísicas podem ser oriundas das diferentes lentes de arenito que compõe esta formação. Variações na resistividade em subsuperfície são principalmente função da litologia, podendo ser associada com diferentes materiais. Cada material normalmente tem seu próprio valor de resistividade (Awang et al., 2016). Segundo descrição realizada por Souza Filho (1986), em área vizinha à área de estudo (quadrícula de Campinas), e observado em campo por (Vidal-Torrado, 1994), aparentemente o ambiente deposicional da Formação Itararé se deu em período glacial, predominantemente marinho, em ambientes considerados como costeiros. Apresentava proximidade variável do continente, oscilando entre ambiente praiial, pró-deltáico e “barra de off-shore” ou frente deltaica, com influência dos clastos trazidos do continente por blocos de gelo (Vidal-Torrado, 1994).

Essas lentes de diferentes tipos de arenito podem ser consideradas como descontinuidades litológicas, pois são mudanças abruptas na litologia do material de origem do solo (Schaetzl, 1998), detectáveis na direção vertical do perfil do solo, causada por processos geológicos (Buol et al., 1989). Quando ocorre perto da superfície do solo, pode alterar drasticamente a pedogênese (Schaetzl, 1998) e a dinâmica da água no perfil do solo.

Por sua vez, a análise da fração areia do solo foi eficaz para entender a diferença dos materiais constituintes dos diferentes horizontes detectados no solo. As diferenças observadas na distribuição das areias (Tabela 3.2 e Figuras 3.11, 3.12 e 3.13) entre horizontes e camadas

dos perfis estudados comprovam a influência das diferentes lentes de arenito que compõe a Formação Itararé nas características solo. Dados da fração do solo imóvel e lentamente intemperizável (Langohr et al., 1976) são bons indicadores para detectar discontinuidades litológicas pois refletem a sedimentologia melhor do que elementos móveis ou do material fino (Schaetzl e Anderson, 2005). A constituição e distribuição da fração grossa do solo (areia+silte) é herdada da composição desta fração do material de origem e do ambiente de deposição.

Com relação a análise estatística da fração areia+silte, a análise da plotagem da assimetria e curtose, em conjunto, demonstra que existe um deslocamento dos horizontes 3Btb e 2Bt das trincheiras TA e TB, respectivamente. Esses parâmetros são capazes de identificar os diferentes ambientes de sedimentação das lentes de arenito da Formação Itararé, pois refletem uma mudança nas extremidades das distribuições das areias, sendo estas as mais sensíveis aos mecanismos de transporte. Os parâmetros estatísticos auxiliam na identificação de diferentes modos de transporte dos sedimentos bem como na energia envolvida no deslocamento das partículas. Para ser considerada uma discontinuidade litológica, é necessário ocorrer mudanças nesses parâmetros estatísticos, o que são evidentes nos horizontes 3Btb e 2Bt das TA e TB, respectivamente.

3.4.3. Considerações sobre o processo erosivo

Os *pipes* concentraram-se em zonas/camadas de materiais com valores altos de eletrorresistividade, ou seja, materiais com alta porcentagem de poros preenchidos por ar (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016) e com baixa porcentagem de argila, uma vez que a baixa resistividade está relacionada à maiores teores de argila (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016). Além disso, considerando a sua detecção, apareceram de forma concentrada e com resistividades ainda mais baixas e contrastantes aos valores circunvizinhos (De Giorgi e Leucci, 2014; Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016). Subsequentemente, os indicativos subsuperficiais gerados pelos valores de resistividade elétrica foram comparados com os indicativos visuais superficiais, para que fosse comprovada a existência do *pipe* (por exemplo, a subsidência da superfície acima do *pipe* ou cavidades já colapsadas) e evitar a ambiguidade dos resultados geofísicos.

Tendo em vista os dados apresentados, dois tipos de mecanismos gerais aparentemente podem estar controlando o processo erosivo subsuperficial, a saber: 1) interdigitação de materiais de diferentes constituições, devido as características da formação geológica da área, formando *pipes* profundos; 2) aumento no teor de argila e mudança de estrutura entre os

horizontes superficiais e os horizontes subsuperficiais (Bt), gerando uma camada menos permeável à passagem de água, formando *pipes* de menores profundidades, de acordo com a profundidade do topo do horizonte Bt (Rooyani, 1985).

De forma geral, pode-se dizer que um número de processos concorrentes pode contribuir para a criação do processo erosivo subsuperficial em uma determinada área, visto a complexidade natural da área de estudo. De Giorgi and Leucci (2014) e (Farifteh and Soeters, 1999) encontraram comportamentos semelhantes em áreas de terrenos cársticos.

A formação dos *pipes* ocorreu basicamente em duas profundidades: uma mais rasa (0,30 a 0,45 m de profundidade) e outra mais profunda (1,52 m de profundidade). Os *pipes* mais profundos foram desenvolvidos na interface entre camadas de distintas constituições, consideradas como descontinuidades litológicas, que possivelmente criaram condições de restrição à passagem de água (Bernatek-Jakiel e Kondracka, 2016; Farifteh and Soeters, 1999). O PG7 mostra, de forma particular, que abaixo dos *pipes* identificados existem camadas com valores mais baixos de resistividade; estas podem ser interpretadas como camadas que sustentam a formação do *pipe*. O formato da camada impermeável poderia controlar a profundidade de desenvolvimento do *pipe* e a microtopografia da camada restritiva à passagem de água determinaria a localização do *pipe*, como observado por Bernatek-Jakiel e Kondracka (2016).

As lentes de diferentes tipos de arenito, típicas dessa formação geológica, são de diferentes constituições granulométricas e podem funcionar como um controle estrutural e do fluxo hídrico subsuperficial, condicionando a formação de fluxos preferenciais subsuperficiais. Essa interdigitação de diferentes materiais, ocasionados por sistemas de deposição diferenciados e de materiais fontes diversos, pode levar a diferentes resistências e condutividades hidráulicas em subsuperfície, acarretando na formação dos dutos subterrâneos. O processo erosivo varia de acordo com a composição do solo, grau de adensamento, conteúdo de água, geometria da estrutura, e muitos outros fatores (Elkholy et al., 2015), portanto solos de diferentes constituições erodem a diferentes taxas devido às mudanças nas condições que afetam a erodibilidade do solo.

Alguns dos *pipes* mais rasos podem ter sido criados no topo do horizonte Bt do solo, que também pode funcionar como uma camada restritiva a passagem água; entretanto essa diferenciação entre horizontes, em alguns casos, não foi detectada pela geofísica. Pode-se inferir que um pequeno incremento de argila e mudança de estrutura dos horizontes superficiais para os subsuperficiais possa ter ocasionado uma mudança na condutividade hidráulica e, portanto, a restrição a passagem de água, seguido do seu acúmulo, saturação, concentração em

determinado ponto e início da formação do duto subsuperficial. A ocorrência de uma camada permeável sobre uma camada impermeável é normalmente reportada como um requerimento para a formação de *pipes* (Farifteh e Soeters, 1999). Os *pipes* formados em menor profundidade podem, posteriormente, se estender a maiores profundidades com a evolução do processo erosivo até que encontre outra camada de maior estabilidade.

3.4.4. Expansão e evolução das cavidades

As cavidades subsuperficiais estão ainda em processo de atividade e o relevo está em constante modificação, sendo esculturado por esses processos erosivos acelerados.

Na Figura 3.12, pode-se observar que a direção leste é a direção da inclinação da vertente, correspondendo ao pino que apresentou resultados de expansão mais elevados, ou seja, a água das chuvas, condicionada pela elevação do relevo, provocou a maior expansão da cavidade em seu ponto de entrada superficial no sistema do *pipe*.

O interior dos *pipes* podem funcionar como zonas de erosão e de deposição, sendo um sistema dinâmico ao longo de toda a vertente e ao longo das estações do ano. O colapso do *pipe* pode resultar na formação de voçorocas descontínuas e depois voçorocas regulares (Bernatek, 2015b; Jones, 2004; Poesen et al., 1996), um dos problemas mais reportados com relação a esse processo. Voçorocas efêmeras podem ser mal interpretadas como sendo causadas por fluxo superficial convergente, se as observações forem realizadas após o evento de runoff (Wilson, 2011). A erosão subsuperficial é geralmente desconsiderada, mesmo sendo responsável por altas perdas de solo (Bocco, 1991; Faulkner, 2006)

3.5. Conclusões

- 1) a erosão subsuperficial apareceu em duas escalas: uma mais superficial, na parte mais elevada da área de estudo, e outra com maior profundidade, na parte mais baixa;
- 2) o método da eletrorresistividade foi eficiente em detectar a presença de *pipes*, colapsados e ainda não colapsados;
- 3) a erosão subsuperficial é subestimada quando apenas considerada a presença de *pipes* com evidências em superfície, uma vez que existem canais subsuperficiais ainda não colapsados e, portanto, não detectados em campo;
- 3) foi possível inferir a ligação e continuidade da rede de *pipes* vertente abaixo, verificado pela análise conjunta dos perfis geofísicos;
- 4) na interface de materiais de diferentes características é desencadeado o aparecimento do processo subsuperficial rasos e profundos;
- 5) a resistividade elétrica de diferentes materiais em profundidade é advinda das diferentes constituições das lentes de arenito da Formação Itararé, o que provavelmente modifica o sistema de condução de água e conseqüentemente gera a erosão subsuperficial;
- 6) o aumento das cavidades com evidências em superfície está acelerado, com taxa de avanço média de 5,94 cm ano⁻¹.

REFERÊNCIAS

- Abu-Shariah, M.I., 2009. Determination of cave geometry by using a geoelectrical resistivity inverse model. *Eng. Geol.* 105, 239–244.
- Augustin, C.H.R.R., Aranha, P.R.A., 2006. Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geomorfol.* Ano 7, 9–18.
- Awang, H., Bakar, I.A.A., Ismail, F., Alisibramulisi, A., Benjamin, E., 2016. Slope failure investigation using electrical resistivity profiling. *J. Teknol.* 78, 9-13.
- Bernatek, A., 2015a. The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts.(Eastern Carpathians). *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* 10, 107–120.
- Bernatek, A., 2015b. Visualizing morphometric changes in a piping system using DEM and GIS analysis: the Bieszczady Mts., Poland, in: Jasiewicz J., Zwoliński Zb., Mitasova H., Hengl T. (Eds), *Geomorphometry for Geosciences*, pp. 157-160
- Bernatek-Jakiel, A., Kondracka, M., 2016. Combining geomorphological mapping and near surface geophysics (GPR and ERT) to study piping systems. *Geomorphology* 274, 193–209.
- Bocco, G., 1991. Gully erosion: processes and models. *Prog. Phys. Geogr.* 15, 392–406.
- Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32, 385–415.
- Bryan, R.B., Jones, J.A.A., 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20, 209–218.
- Bull, L.J., Kirkby, M.J., 1997. Gully processes and modelling. *Prog. Phys. Geogr.* 21, 354–374.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 1989. *Soil genesis and classification*. Iowa State University Press, Ames.
- Creameens, D.L., Mokma, D.L., 1986. Argillic horizon expression and classification in the soils of two Michigan hydrosequences. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1002–1007.
- De Giorgi, L., Leucci, G., 2014. Detection of hazardous cavities below a road using combined geophysical methods. *Surv. Geophys.* 35, 1003–1021.
- De Ploey, J., Gabriels, D., 1980. Measuring soil loss and experimental studies, in: M.J. Kirkby, R.P.C. Morgan (Eds.), *Soil Erosion*. Wiley Chichester, pp. 63–108.
- Elkholy, M., Sharif, Y.A., Chaudhry, M.H., Imran, J., 2015. Effect of soil composition on piping erosion of earthen levees. *J. Hydraul. Res.* 53, 478–487.

Farifteh, J., Soeters, R., 1999. Factors underlying piping in the Basilicata region, southern Italy. *Geomorphology* 26, 239–251.

Faulkner, H., 2006. Piping Hazard on Collapsible and Dispersive Soils in Europe, in: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 537–562.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Res.* 27, 3–26

Grellier, S., Kemp, J., Janeau, J.-L., Florsch, N., Ward, D., Barot, S., Podwojewski, P., Lorentz, S., Valentin, C., 2012. The indirect impact of encroaching trees on gully extension: a 64year study in a sub-humid grassland of South Africa. *Catena* 98, 110–119.

Holden, J., Burt, T.P., Vilas, M., 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. *Earth Surf. Process. Landf.* 27, 235–249.

Jones, J.A.A., 2004. Implications of natural soil piping for basin management in upland Britain. *Land Degrad. Dev.* 15, 325–349.

Jones, J.A.A., 1994. Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario Geomorf.* 8, 77–102.

Langohr, R., Scoppa, C.O., Van Wambeke, A., 1976. The use of a comparative particle size distribution index for the numerical classification of soil parent materials: application to mollisols of the Argentinian pampa. *Geoderma* 15, 305–312.

Mcneil, J.D., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks: geonics limited technical note TN-5. Mississauga Ont, Canadá.

Morenghi, C.L., 2007. Arcabouço estratigráfico e potencial de armazenamento em arenitos permocarboníferos do Grupo Itararé na região do alto estrutural de pitanga, centro-leste do estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de geociências.

Pierson, T.C., 1983. Soil pipes and slope stability. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 16, 1–11.

Poesen, J.W., Vandaele, K., Van Wesemael, B., 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. *IAHS Publ.-Ser. Proc. Rep.-Intern Assoc Hydrol. Sci.* 236, 251–266.

Rooyani, F., 1985. A note on soil properties influencing piping at the contact zone between albic and argillic horizons of certain duplex soils (aqualfs) in lesotho, Southern Africa. *Soil Sci.* 139, 517–522.

Schaetzel, R., Anderson, S., 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge

Schaetzel, R.J., 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection, and application. *Soil Sci.* 163, 570–590.

Souza Filho, E.E. de, 1986. Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Verachtert, E., Maetens, W., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surf. Process. Landf.* 36, 1715–1725.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: A case study from central Belgium. *Geomorphology* 118, 339–348.

Vidal-Torrado, P., 1994. Pedogênese e morfogênese no distrito de Tupi (Piracicaba, SP). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Wilson, G., 2011. Understanding soil-pipe flow and its role in ephemeral gully erosion. *Hydrol. Process.* 25, 2354–2364.

Wilson, G.V., Cullum, R.F., Römken, M.J.M., 2008. Ephemeral gully erosion by preferential flow through a discontinuous soil-pipe. *Catena* 73, 98–106.

4. RECONSTRUÇÃO CRONOLÓGICA E DINÂMICA EVOLUTIVA DO PROCESSO EROSIVO UTILIZANDO TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS

Resumo

A erosão do solo é um dos processos de degradação que historicamente tem provocado grandes impactos nas atividades agrícolas e no meio ambiente. É responsável pela perda de solo, redução na produtividade e diversos danos ambientais. Dada a importância de pesquisas relacionadas ao entendimento do processo de degradação do solo para sua consequente conservação, a técnica dendrogeomorfologia assume um papel importante. É um método que utiliza a estrutura da madeira de raízes e caule de árvores afetadas por processos erosivos para datar esses eventos e medir a taxa de perda de solo. O objetivo deste estudo foi o de compreender a dinâmica do processo erosivo por meio da abordagem dendrogeomorfológica. Para isso, foram estudadas as mudanças no padrão de crescimento encontradas em raízes expostas de árvores da espécie de *Esenbeckia leiocarpa* (guarantã), tais como: largura dos anéis de crescimento, excentricidade, frequência de vasos e cicatrizes. Os resultados obtidos demonstraram o potencial da espécie para estudos dendrogeomorfológicos, uma vez que as mudanças nos padrões de crescimento após a exposição possibilitaram datar o primeiro ano de exposição das raízes. Baseado nessa informação, a técnica da dendrogeomorfologia se mostrou eficaz em entender a dinâmica do processo de sistemas complexos, tais como a abertura de voçorocas permanente e efêmeras. Ainda, mostrou que a subsidência da superfície do solo causada pelos pipings foi responsável pela formação e evolução das voçorocas efêmeras e pela ramificação da voçoroca principal. Além disso, se mostrou eficaz em inferir taxas de perda de solo.

Palavras-chave: Raiz exposta; Datação; Dendrocronologia; *Piping*; Voçoroca

Abstract

Soil erosion is one of the degradation processes that historically has caused great impacts on agricultural activities and in the environment. It is responsible for soil loss, reduced productivity and various environmental damages. Given the importance of research related to understanding the soil degradation process for its conservation, the dendrogeomorphology technique has a significant role. It is a method that uses the structure of the root and stem wood of trees affected by erosive processes to date these events and measure the rate of soil loss. The objective of this study was to understand the dynamics of the erosive process through the dendrogeomorphological approach. For that, the changes in growth pattern found in exposed roots of *Esenbeckia leiocarpa* trees (guarantã) were studied, such as growth ring width, eccentricity, vessel frequency and scars. The results obtained demonstrated the potential of the species for dendrogeomorphological studies, since the changes in growth patterns after exposure allowed to date the first year of root exposition. Based on this information, the dendrogeomorphology technique proved to be effective in understanding the process dynamics of complex systems, such as the opening of permanent and ephemeral gullies. Furthermore, it showed that the subsidence of the soil surface caused by the pipings was responsible for the formation and evolution of the ephemeral gullies and the branching of the main gully. In addition, it has been shown to be effective in inferring soil loss rates.

Keywords: Exposed root; Dating; Dendrochronology; *Piping*; Gully

4.1. Introdução

A erosão do solo é um dos processos de degradação que historicamente tem provocado no mundo grandes impactos nas atividades agrícolas e no meio ambiente e não se vislumbra grandes mudanças deste cenário no século XXI, especialmente em países em desenvolvimento dos trópicos e subtropicais (Lal, 2001). Embora a erosão tenha ocorrido ao longo de toda a história da agricultura, têm se intensificado nos últimos anos (Lal, 2001; Pimentel et al., 1995). Nenhum problema de recurso ou manejo ambiental pode ser racionalmente abordado até que as dimensões verdadeiras de tempo e espaço sejam conhecidas (Trimble e Crosson, 2000), sendo cada vez mais importante novas pesquisas relacionadas ao entendimento dos processos de degradação do solo. Os processos de erosão e deposição estão no centro da explicação da evolução geomorfológica do relevo, mas a obtenção de informações essenciais sobre a dinâmica da mudança da paisagem tem sido difíceis de se obter (Lawler, 2005).

A dendrogeomorfologia, termo introduzido por Alestalo em 1971, é uma subdisciplina da dendrocronologia, a qual utiliza características e variações ocorrentes nos anéis de crescimento como indicadores de processos geomorfológicos, de um ponto de vista espacial e temporal (Bodoque et al., 2005). Esse método é baseado na determinação da influência dos processos geomorfológicos que afetam o crescimento normal das árvores, verificado por meio de mudanças nos padrões de crescimento e anatomia dos anéis de crescimento, tais como: mudança de crescimento concêntrico para excêntrico, mudança na largura dos anéis de crescimento, e mudanças na estrutura microscópica das raízes (por exemplo, número de células por anel, porcentagem de lenho tardio, diâmetro do lúmen celular no lenho inicial) (Hitz et al., 2008). A caracterização dessas mudanças, em determinado anel de crescimento, pode indicar o primeiro ano de exposição da raiz. A partir dessa informação, pode-se inferir a velocidade de perda de solo (até a data da coleta da raiz), cruzando dados da medida do rebaixamento da superfície do solo contra uma superfície datável - as raízes expostas (Lawler, 2005). Segundo Gärtner et al. (2001), essas mudanças anatômicas são relacionadas aos efeitos da exposição da raiz à atmosfera, tais como variações na temperatura, redução da pressão de cobertura do solo, incidência de luz etc. e também ao stress mecânico que ocorre na raiz quando esta perde a cobertura edáfica continuamente e progressivamente. Raízes expostas tem sido usada na linha de pesquisa da dendrogeomorfologia desde os anos de 1960 para determinar taxas de erosão, exclusivamente em climas temperados, embora a maioria dos estudos dendrogeomorfológicos tenham focado na caracterização de troncos de árvores. A vantagem da utilização da dendrogeomorfologia, comparada às técnicas comuns para medidas de erosão do solo, é que a

as taxas erosivas podem ser quantificadas com resolução anual, em taxas médias e também para eventos singulares, (Ballesteros-Cánovas et al., 2013). Praticamente todos os estudos relacionados a dendrogeomorfologia foram realizados em espécies de clima temperado, limitados a América do Norte e Europa, se tornando um desafio os estudos em clima tropical (Stoffel et al., 2013), destacando-se cada vez mais a importância dos estudos dendrogeomorfológicos nesses ambientes.

A hipótese do presente estudo se baseia em que mudanças anatômicas no lenho das raízes expostas de árvores podem indicar o primeiro ano de exposição da raiz. Nós objetivamos, neste estudo, descrever as respostas anatômicas e de mudanças no padrão de crescimento de raízes sujeitas à exposição natural por processos erosivos, de uma espécie folhosa e nativa do Brasil, com a finalidade de estimar o primeiro ano de erosão a partir da exposição destas raízes. Com base nas datas de exposição de cada raiz, objetivou-se reconstruir a dinâmica do processo erosivo da área de estudo. Além disso, como abordagem complementar, utilizar da dendrogeomorfologia como ferramenta para inferir as taxas de perda de solo, de forma horizontal e vertical.

4.2. Material e Métodos

4.2.1. Área de estudo

Localização: A área de estudo é localizada na Estação Experimental de Tupi, município de Piracicaba, estado de São Paulo, região sudeste do Brasil. Localiza-se entre as coordenadas 47° 32' 30" W e 47° 31' 47" W de longitude e 22° 43' 21" S e 22° 44' 24" S de latitude (Figura 4.1). Foi antigamente cultivada com culturas agrícolas (algodão, café, cana de açúcar). Posteriormente, em meados dos anos de 1960, foi reflorestada com espécies exóticas e nativas.

Figura 4.1. Localização da área de estudo

Clima: o clima da região é tropical úmido, classificado como Cwa de acordo com Köppen, com verão úmido e inverno seco, determinando a sazonalidade climática da região. A precipitação total média é de 1275 mm/ano, com o período mais chuvoso nos meses de dezembro a fevereiro (precipitação média de 610 mm) e o período mais seco nos meses de junho a agosto (precipitação média de 101 mm). A temperatura média anual é de 21.4°C, com máxima média anual de 28.2°C e mínima média anual de 14.8°C.

Caracterização física da área de estudo: a topografia é caracterizada por declividades que variam de 12 a 57% e altitudes que variam de 505 a 565 m. Diversas feições erosivas foram observadas em campo, desde processos iniciais de degradação - laminares - até os mais avançados, como voçorocas permanentes e erosões subsuperficiais (*pipings*). O solo foi classificado como Argissolo Amarelo distrófico típico. O material de origem é composto de arenitos, pertencentes a Formação Itararé, Grupo Tubarão. Os solos possuem profundidade aproximada de 1,7 m, os horizontes superficiais são moderadamente a bem drenados, de textura arenosa (teor de argila menor que 100 g kg⁻¹); os horizontes subsuperficiais são mal drenados, de textura média (teor de argila entre 200 a 220 g kg⁻¹).

4.3. Seleção da espécie de estudo

Para o desenvolvimento do presente estudo, foi selecionada a espécie semidecídua *Esenbeckia leiocarpa* (guarantã), nativa do Brasil, pertencente à família Rutaceae. A escolha da espécie deu-se em razão da presença de anéis de crescimento distintos e anuais, já referenciados em literatura. A estrutura de delimitação dos anéis de crescimento é definida pela presença de parênquima marginal, zona fibrosa e mudanças no diâmetro dos vasos (Lisi et al., 2008), sendo

os anéis semi-porosos e com parênquima marginal contínuo. Essa espécie perde algumas folhas durante o inverno (Julho e Agosto), época seca, e desenvolvem novas folhas no começo do período chuvoso (Lisi et al., 2008), o que é responsável pela demarcação dos anéis de crescimento. Não foram encontrados, até então, estudos relacionados a descrição dos anéis de crescimento em raízes.

4.3.1. Amostragem em campo

A coleta das amostras foi realizada no mês de julho de 2014, onde foram coletadas raízes de árvores que se encontravam expostas pelo processo erosivo e raízes enterradas de árvores até então não afetadas pelo processo erosivo (testemunha). Foram coletadas raízes expostas de 22 árvores e raízes enterradas de 10 árvores. Em ambas as situações, foram coletadas de uma a duas raízes por árvore e, em alguns casos, de uma a duas seções transversais por raiz. Antes da coleta de cada raiz exposta, foi classificado o processo erosivo que se relacionava a exposição dessas raízes, a saber: erosão laminar, voçorocas efêmeras, voçorocas permanentes e erosão subsuperficial (*piping*). Voçoroca efêmeras foram diferenciadas de voçorocas permanentes como aquelas com profundidade de no máximo 50 cm (18 polegadas) (Poesen et al., 2003; Woodward, 1999). As raízes foram coletadas com a utilização de uma motosserra. Antes do corte, foram realizadas medições, de 10 em 10 cm, da altura da raiz exposta até a superfície atual do solo. As raízes foram coletadas a uma distância mínima do caule de 0.5 a 1.5 m, uma vez que, a menores distâncias, a morfologia da raiz pode ser influenciada pelo crescimento do caule (Bodoque et al., 2005; Corona et al., 2011; Gärtner, 2007; Hitz et al., 2008). Durante a coleta da raiz, foram identificadas, nas seções transversais, a parte superior da raiz e a direção de impacto do fluxo hídrico.

Na Figura 4.2 observa-se o modelo de elevação do terreno com a localização das voçorocas efêmeras e permanentes e a distribuição espacial dos indivíduos arbóreos, afetados pela erosão do solo (prefixo Gt) e testemunhas (prefixo T).

Figura 4.2. Levantamento topográfico da área de estudo e localização dos indivíduos arbóreos estudados.

4.3.2. Análises dendrocronológicas

As amostras de raízes expostas e enterradas coletadas foram secas ao ar durante 1 mês. Após secas, as amostras foram polidas gradualmente com lixas abrasivas de granulometrias crescentes (60-1200 grãos/mm²), o que facilitou a visualização e demarcação dos anéis de crescimento. A identificação e demarcação dos anéis de crescimento foi realizada em um microscópio binocular; para cada seção transversal polida, foram demarcados 3 raios. Em seguida, imagens de alta resolução (1200 dpi) das seções transversais foram obtidas e os anéis de crescimento foram medidos, em milímetros, com a utilização do software Image-Pro Plus (versão 4.5.0.29), com precisão de 0,01 mm.

Para o controle e a correta datação dos anéis de crescimento e a identificação de possíveis anéis de crescimento falsos, descontínuos ou ausentes, foi utilizado o procedimento crossdating estatístico no programa COFECHA (Holmes, 1983). As séries anuais de anéis de crescimento foram filtradas com a função spline cúbica, sendo os segmentos examinados de 20 anos com superposição de 10 anos. Para a identificação de falsos anéis de crescimento, a continuidade de cada anel foi acompanhada na seção transversal de cada amostra. Como apenas raízes vivas foram coletadas, o último anel de crescimento correspondeu ao ano em qual ocorreu a amostragem (Hitz et al., 2008). Entretanto, como em clima tropical o ano calendário não corresponde ao ano de vida da árvore, o último anel de crescimento correspondeu ao ano de

2013 (anel iniciado no ano calendário de 2013, mas finalizado em 2014 – ano da coleta). Alguns raios apresentaram anéis de crescimento ausentes ou muito pequenos, devido à alta excentricidade e deformação das raízes expostas, o que dificultou a sua medição e crossdating. Para resolver esse problema, um valor de 0,01 mm foi designado (Howell e Mathiasen, 2004). No total, foram sincronizadas séries de medidas de anéis de crescimento de 40 raízes expostas, advindas de 22 indivíduos arbóreos e séries de 9 raízes enterradas advindas de 8 árvores. Para algumas raízes, devido à alta excentricidade ou deformação, não foi possível realizar o crossdating com outras amostras; essas amostras foram retiradas das análises estatísticas e foi realizado apenas o crossdating visual.

4.3.3. Datação dos eventos geomorfológicos e do primeiro ano de exposição da raiz

Para a datação do primeiro ano de exposição das raízes expostas e dos eventos geomorfológicos, foram utilizados os seguintes indicadores dendrogeomorfológicos: 1) largura do anel de crescimento, 2) excentricidade dos anéis de crescimento e 3) frequência de vasos (vasos/mm²); como indicador auxiliar foi utilizado a presença de cicatrizes. Mudanças abruptas nesses parâmetros foram utilizadas para datar o primeiro ano de exposição das raízes. Abaixo serão detalhadas as metodologias utilizadas para a determinação dos indicadores dendrogeomorfológicos:

Largura do anel de crescimento: foram analisadas a média das medidas anuais dos anéis de crescimento dos três raios, para cada seção transversal das raízes expostas analisadas.

Excentricidade: O cálculo do índice de excentricidade dos anéis de crescimento foi realizado por meio da adaptação de um índice de excentricidade apresentado por (Šilhán e Stoffel, 2015) e desenvolvido por (Braam et al., 1987), utilizado, nestes trabalhos, para a datação de deslizamento de terra e movimento de massa. Originalmente, o índice (valores entre 0 e 1) é calculado utilizando a equação:

$$E = \left(\frac{a - c}{a + c} \right) \quad \text{Equação (4.1)}$$

onde *a* é a largura do anel de crescimento no raio onde existe a excentricidade (lenho de reação) e *c* é a largura correspondente ao anel de crescimento em uma posição perpendicular (90°) a esse raio. Entretanto, para a espécie analisada nesse presente estudo, não existe apenas uma direção para o crescimento da excentricidade. Para resolver esse problema, o índice de

excentricidade foi calculado para a maior e menor largura do mesmo anel de crescimento, entre os três raios medidos em cada amostra.

Frequência de vasos: para as raízes expostas, após a verificação de uma mudança abrupta no índice de excentricidade dos anéis de crescimento, foi realizada a contagem do número de vasos (vasos/mm²) para os três anos antes e três anos depois do ano com a mudança abrupta na excentricidade. No caso das raízes enterradas (testemunhas), essa contagem foi realizada para todos os anéis de crescimento, com exceção daqueles muito estreitos por dificultar a contagem dos vasos. Essa contagem foi realizada por meio de imagens de alta resolução (2400 dpi) das amostras. Para a contagem do número de vasos, foi demarcada uma faixa de 1 mm de comprimento no início e no fim do anel de crescimento. Dentro dessa área, foi realizada a contagem do número de vasos. Após essa contagem, foi determinada a área correspondente a esse retângulo e o número de vasos foi transformado para uma área de 1 mm².

Cicatrizes: as cicatrizes existentes nas seções transversais das raízes expostas foram datadas. Para cada cicatriz encontrada, foi determinado o ângulo aproximado do seu posicionamento, respeitando, para todas as amostras, a mesma posição encontrada em campo, a saber.

Para a determinação do primeiro ano de exposição, foram analisados, conjuntamente, todos os parâmetros anatômicos selecionados. Após a identificação dessas mudanças, em conjunto, em um determinado anel de crescimento, este foi determinado como o anel de crescimento referente ao ano de exposição (chamado de anel zero).

Para a análise destes dados, uma ANOVA não paramétrica foi utilizada para determinar as diferenças estatísticas para a largura dos anéis de crescimento, excentricidade e frequência de vasos por mm² para os 3 anos sucessivos e posteriores ao ano determinado como ano de exposição da raiz exposta. Um teste preliminar de Shapiro-Wilk foi utilizado para determinar a normalidade dos dados. Como os dados obtidos possuíam distribuição não normal, foi utilizado o teste não paramétrico de Kruskal Wallis. As análises estatísticas foram realizadas com o programa Infostat (versão 2016). O nível de significância utilizado foi de $p < 0.05$.

4.3.4. Determinação da taxa de erosão

Para o cálculo da taxa de perda de solo, foram utilizadas duas referências:

1) Gärtner (2007) - equação 2: nessa equação, a taxa média de perda de solo foi obtida pelo valor da camada de solo erodido (entre a raiz e a superfície atual do solo) e o tempo de exposição determinado em cada raiz exposta. Chamaremos esse cálculo, neste presente trabalho, de taxa de erosão vertical.

$$V_{er(cm/ano)} = \frac{h_{er(cm)}}{n_{ex(ano)}} \quad \text{Equação (4.2)}$$

onde: ver = taxa média de erosão (cm/year);

her = altura da raiz exposta até a superfície atual do solo;

nex = diferença no número de anéis de crescimento (data do primeiro ano de exposição da seção transversal da raiz relativa ao ano de amostragem)

2) Malik (2008) – equação 3: essa taxa de perda de solo é calculada considerando a distância entre duas raízes vizinhas, dispostas paralelamente em uma feição erosiva, dividido pelo tempo de exposição dessas raízes vizinhas. Foi utilizado exclusivamente para árvores que possuíam raízes vizinhas e paralelas entre si. Chamaremos, neste trabalho, de taxa de erosão horizontal, representativo do processo de retrocesso da cabeceira de erosão.

$$V_{er(cm/ano)} = \frac{\text{distância entre raízes}}{\text{diferença}_{(anos)} \text{ da exposição dessas duas raízes}} \quad \text{Equação (4.3)}$$

Para a determinação das taxas de erosão média, a área de estudo foi dividida em três setores, de acordo com a morfologia da voçoroca principal e a forma do relevo (Figura 4.3). O setor I e o setor II foram separados pela mudança na morfologia da voçoroca, tendo o setor I um processo mais raso e ramificado e o setor II um processo mais profundo e menos ramificado. Ainda, na junção dos dois setores, encontra-se uma feição representativa da junção de dois processos erosivos de diferentes origens: um degrau de erosão (círculo marrom da Figura 4.3). O setor III é caracterizado por apresentar processos erosivos descontínuos e, até o presente momento, não conectados à erosão linear principal. Além disso, para o cálculo das médias da perda de solo, foram considerados os diferentes tipos de processos erosivos, separadamente.

Figura 4.3. Esquema representativo das feições erosivas estudadas dividida em setores, de acordo com a morfologia da voçoroca principal e da mudança no relevo, observada pelo perfil topográfico. Círculo marrom: presença de feição erosiva denominada degrau de erosão.

4.3.5. Aquisição dos dados meteorológicos e análise de chuvas erosivas

Os dados meteorológicos para análise de chuvas erosivas foram adquiridos por meio de estações automáticas instaladas na Universidade de São Paulo, distante aproximadamente 12 km da área de estudo e disponíveis em <http://www.leb.esalq.usp.br/posto/>. Para a análise de chuvas erosivas, o período analisado compreende os anos de 1997 à 2013, devido a disponibilidade dos dados. Os dados de chuvas diárias adquiridos foram classificados em intervalos, a saber: 25 a 50 mm/h, 50 a 75 mm/h e maior que 75 mm/h, uma vez que, para países de clima tropical e subtropical, as chuvas são classificadas como erosivas quando possuem intensidades maiores que 25 mm/hora (Hudson, 1965). A partir disso, foi realizada a contagem do número de eventos erosivos englobados nessas classificações e estes, correlacionados com a precipitação total, afim de entender a relação de chuvas erosivas com o total precipitado no ano.

4.4. Resultados

4.4.1. Datação dendrocronológica das séries de anéis de crescimento

As amostras de raízes expostas e enterradas analisadas apresentaram anéis de crescimento demarcados e visíveis macroscopicamente. Em alguns casos foram verificadas formação de anéis de crescimento descontínuos, devido à danos no câmbio vascular provocados pela exposição ou à elevada excentricidade (no caso das raízes expostas). Da mesma forma, a presença de anéis duplos ou múltiplos foi identificada, sendo conferidos e corrigidos para a correta datação pelo crossdating com outras amostras (Ballesteros-Cánovas et al., 2013), por meio do programa COFECHA.

Para as raízes expostas, as idades das amostras analisadas variaram de mínima de 13 anos e máxima de 38 anos, com intercorrelação média de 0,435 e sensibilidade média de 0,530 (99% de confiança). No total, 84 séries de anéis de crescimento de 40 raízes expostas, advindas de 22 árvores foram intercorrelacionadas. Para as amostras de raízes enterradas, a idade mínima encontrada foi de 20 anos e máxima de 40 anos, com intercorrelação média de 0,470 e sensibilidade média de 0,527 (99% de confiança), totalizando a análise de 22 séries de anéis de crescimento de 9 raízes enterradas (testemunhas) advindas de 8 árvores.

4.4.2. Indicadores dendrogeomorfológicos utilizados para a datação do primeiro ano de exposição

Todas as amostras de raízes expostas analisadas apresentaram importantes mudanças nos parâmetros anatômicos selecionados, quando comparadas às amostras testemunhas, a saber: mudança na excentricidade, frequência de vasos, aparecimento de cicatrizes e mudança na largura dos anéis de crescimento (Figura 4.4 e 4.5).

Figura 4.4. Figura da esquerda: exemplo de amostra de raiz exposta. A) delimitação do crescimento concêntrico para excêntrico; B) Frequência de vasos antes do aparecimento da excentricidade; C) Mudança na frequência de vasos após o aparecimento da excentricidade; D) Aparecimento de cicatriz no primeiro anel exposto e anéis posteriores após mudança da excentricidade e densidade de vasos. Verifica-se aumento na largura do primeiro anel de crescimento após a mudança da excentricidade.

Figura 4.5. Exemplo de amostras de raízes. A) exposta: Delimitação da fase concêntrica (dos primeiros anéis de crescimento) e da fase excêntrica (dos últimos anéis de crescimento, após exposição). B) enterrada: anéis de crescimento concêntricos.

A seguir, serão descritos detalhadamente os resultados obtidos para cada indicador dendrogeomorfológico utilizado:

Largura do anel: a Figura 4.6-A demonstra a análise da largura dos anéis de crescimento de todas as raízes expostas analisadas em conjunto, relacionando os anos

determinados como antes e após o processo de exposição e o ano de exposição – ano zero. Nota-se um aumento na largura do primeiro anel de crescimento após a exposição (ano 1). Nos próximos anéis desenvolvidos, nota-se novamente a diminuição na largura dos anéis de crescimento.

Excentricidade: todas as amostras de raízes expostas apresentaram aumento no índice de excentricidade nos anéis de crescimento mais recentes. O índice de excentricidade dos anéis de crescimento das amostras de raízes expostas apresentou um incremento de 40,3%, quando comparado a média dos anéis considerados como ano zero (ano de exposição) e do ano 1 (primeiro ano após a exposição). A excentricidade dos anéis de crescimento não expostos das raízes expostas (anos -3, -2 e -1) apresentaram diferenças significativas quando comparados aos anéis de crescimento que cresceram após a exposição (anos 1, 2 e 3), ou seja, após a ocorrência do evento erosivo do solo e consequente exposição da raiz, houve um aumento evidente e significativo na excentricidade dos anéis de crescimento (Figura 4.6 - B). As amostras de raízes, quando expostas, perderam a concentricidade dos anéis, passando de um crescimento concêntrico dos anéis para um crescimento excêntrico (Figura 4.5). Quando comparados os índices de excentricidade dos anéis antes e depois do processo erosivo com os anéis de crescimento de amostras de raízes testemunhas, nota-se uma diferença estatística significativa entre os três grupos analisados (Figura 4.6–C). Os anéis de crescimento das amostras testemunhas demonstraram diferenças significativas quando comparados aos anéis de crescimento não expostos das raízes expostas. Nota-se, pela Figura 4.7, que a espécie *Esenbeckia leiocarpa* apresenta um índice de excentricidade dos anéis de crescimentos intrínseco e natural da espécie, com valores que atingem o máximo de 0,50. Entretanto, o índice de excentricidade médio de todos os anéis de crescimento analisados para as amostras de raízes testemunhas foi de aproximadamente 0,27 (Figura 4.6 - C). Em média, o índice de excentricidade dos anéis de crescimento após a exposição foi de aproximadamente 0,48 e dos anéis de crescimento antes do processo erosivo foi de aproximadamente 0,32, valor aproximado ao índice de excentricidade dos anéis das amostras testemunhas (Figura 4.6 - C). Na figura 4.7–B, nota-se uma baixa porcentagem de anéis de crescimento nas amostras testemunhas que apresentam índice de excentricidade superior a 0,5 e/ou a 0,75.

Figura 4.6. Variações da média (e erro padrão) sobre os anos relativos em: A) Largura do anel de crescimento e B) Frequência de vasos e índice de excentricidade. Ano zero representa o primeiro ano de exposição. Valores negativos representam anéis não expostos e valores positivos representam anéis expostos. Quantificação das mudanças anatômicas (excentricidade e frequência de vasos) associadas com os anéis antes da exposição, depois da exposição e anéis de amostras testemunhas: C) Índice de excentricidade e D) Frequência de vasos. Médias seguidas de letras diferentes indicam diferenças estatísticas significativas ($p < 0.05$).

Figura 4.7. Índice de excentricidade das amostras de raízes testemunhas. a) valores de índice de excentricidade, por amostra analisada e por ano; b) porcentagem relativa de amostras com índice de excentricidade superior a 0,5 e superior a 0,75. As amostras estão identificadas da seguinte maneira: n1 rn2 fn3. n1: identificação da árvore, rn2: identificação da raiz enterrada, fn3: fatia analisada da raiz. Exemplo: 2r3f1: árvore 2, raiz exposta 3, fatia número 1.

Para as amostras de raízes expostas, ocorreu um aumento no índice de excentricidade nos anéis de crescimento mais recentes, ou seja, no fim da série de anéis de crescimento (Figura 4.8). As amostras de raízes expostas apresentaram alto índice de excentricidade no final da série de crescimento ($> 0,75$), delimitando a fase concêntrica das raízes nos anéis de crescimento mais antigos (início da série) e a fase excêntrica das raízes (fim da série). Na Figura 4.8-B, nota-se um aumento importante na porcentagem relativa de amostras com excentricidade maior que 0,5 e 0,75, após o ano aproximado de 1994, quando analisadas em conjunto.

Figura 4.8. Índice de excentricidade das amostras de raízes expostas. a) valores de índice de excentricidade, por amostra analisada e por ano; b) porcentagem relativa de amostras com índice de excentricidade superior a 0,5 e superior a 0,75. As amostras estão identificadas da seguinte maneira: n1 Xn2 fn3. n1: identificação da árvore, xn2: identificação da raiz exposta da árvore, fn3: fatia analisada da raiz exposta. Exemplo: 28X1F2: árvore 28, raiz exposta 1, fatia número 2.

Densidade de vasos: em adição às mudanças no padrão de crescimento de concêntrico para excêntrico, reações anatômicas ocorreram nos anéis de crescimento após a exposição. O primeiro ano de exposição pode ser determinado precisamente pela caracterização microscópica das mudanças anatômicas que ocorrem na madeira (Hitz et al., 2008). A frequência de vasos foi, portanto, outro parâmetro utilizado para detectar o primeiro ano de exposição da raiz. Esse parâmetro apresentou diminuição na frequência de vasos nos anéis de crescimento após a exposição. Nota-se a diminuição do número de vasos concomitantemente ao aumento na excentricidade (Figura 4.6-B). Do ano zero (ano de exposição) para o ano 1 (após a exposição) foi observado uma queda de 39% no número de vasos. Existem diferenças significativas na frequência de vasos entre as amostras de anéis de crescimento antes e depois do processo erosivo. Da mesma forma, existe diferença estatística entre o grupo antes da exposição e testemunha.

verifica-se o aumento/diminuição da exposição das raízes aliado ao aumento/diminuição da precipitação acumulada. Nota-se um número elevado de raízes expostas nos anos de 1996 e 2000, os anos responsáveis pela maior exposição de raízes.

Na figura 4.10–B, onde estão relacionados o número de raízes expostas com a proporção relativa de amostras com excentricidade $>0,75$, pode-se verificar que os picos/quedas de excentricidade estão relacionados ao aumento/diminuição do número de raízes expostas, ou seja, quanto maior o número de raízes expostas, maior é índice de excentricidade total do conjunto de amostras. Esse índice permanece aumentando até o final da série temporal, uma vez que a tendência da excentricidade é de aumentar sempre após a exposição da raiz.

Na Figura 4.10–C, observa-se uma relação entre a precipitação acumulada e a % relativa de amostras com índice de excentricidade maior que 0,75. Nota-se uma relação entre os picos/quedas de excentricidade com os picos/quedas de precipitação acumulada.

Figura 4.10. a) Relação do número de raízes expostas e precipitação acumulada; b) Relação do número de raízes expostas e % de amostras com índice de excentricidade maior que 0,75; c) Relação da precipitação acumulada e % de amostras com índice de excentricidade maior que 0,75. Linha azul: Precipitação acumulada; linha vermelha: número de raízes expostas por ano; linha preta: % de amostras com índice de excentricidade maior que 0,75.

4.4.4. Cálculo da taxa erosiva para diferentes tipos de processos erosivos

Para cada raiz exposta, serão apresentadas as taxas erosivas aliadas ao tipo de processo erosivo classificado para cada raiz (Tabela 1). No Setor I, os processos erosivos encontrados foram classificados como *piping* (com cavidade já colapsada), voçorocas permanentes e voçorocas efêmeras, sendo responsáveis, em média, pela perda vertical de solo de 0,81 cm ano⁻¹, 1,07 cm ano⁻¹ e 1,70 cm ano⁻¹, respectivamente. Para o segundo Setor, as perdas verticais médias de solo encontradas apresentam valores de 0,58 cm ano⁻¹ para o tipo de erosão em *piping*, em voçoroca 1,87 cm ano⁻¹, em voçoroca efêmera 1,91 cm ano⁻¹ e em erosão laminar 2,87 cm ano⁻¹. Já, para o setor III, apenas erosões em voçorocas e laminar foram encontradas, configurando valores de 0,73 cm ano⁻¹ e 4,10 cm ano⁻¹, respectivamente.

Os valores encontrados para as taxas de erosão horizontal foram mais elevados (Tabela 4.1), ou seja, a expansão em comprimento é mais acelerada que o aprofundamento do solo. Os valores são muito variáveis, sendo as voçorocas responsáveis pelos valores mais elevados, atingindo em alguns casos mais de 120 cm ano⁻¹.

Tabela 4.1. Ano de exposição, taxa de erosão vertical (TEV) e horizontal (TEH) em cm ano⁻¹, e classificação do tipo de processo erosivo, para cada raiz exposta analisada.

		Ano exposição	Altura raiz- solo (cm)	Anos após exposição	TEV	Distância horizontal (cm)	Ano exposição raízes vizinhas	TEH	Processo erosivo
Setor I	28x1f2	1994	13	19	0,68				
	28x1f5	1994	30	19	1.58	r1-r2: 64	5	12.80	P
	28x2f3	1999	8	14	0.57				
	6x1f1	2000	1	13	0.08				
	6x1f4	1997	18	16	1.13				
	6x2f3	2001	11	12	0.92	r1-r4: 128	1	128.00	V
	6x2f5	1998	21	15	1.40				
	6x4f2	1999	2	14	0.14				
	4x1f3	1994	8	19	0.42	-	-	-	P
	3x1f9	1996	91	17	5.35				
	3x3f2	2000	7	13	0.54	r1-r3: 46	4	11.50	VE
	2x1f1	2000	5	13	0.38		1.00	32.00	
	2x2f1	2001	2	12	0.17	r1-r2: 32; r1-r3: 8	7.00	1.14	VE
	2x3f3	1993	14	20	0.70				
	1x1f3	1996	13	17	0.76	r1-r2: 27	1	27.00	VE
	1x2f3	1996	13	17	0.76				
	7x1f2	1990	8	23	0.35				
	7x1f4	1990	24	23	1.04				
	7x2f4	2008	22	5	4.40	r1-r2: 93	9	10.33	V
	7x2f1	1999	2	14	0.14				
	21x1f7	2004	32	9	3.56	r1-r2: 23; r2-r3: 62	1 7	23.00 8.86	VE
	21x2f3	2003	37	10	3.70				
	21x3f3	1996	18	17	1.06				
Setor II	10x1f6	1988	25	25	1.00	r1-r2: 15	14	1.07	P
	10x2f2	2002	6	11	0.55				
	11x1f5	1993	63	20	3.15				
	11x2f3	1994	20	19	1.05	r1-r2: 72	1	72.00	V
	11x3f5	1996	24	17	1.41				
	14x2f4	2006	27	7	3.86	-	-	-	L
	27x1f4	2005	15	8	1.88	-	-	-	L
	12x1f4	2001	12	12	1.00				
	12x2f3	2001	9	12	0.75	r1-r2: 65	4	16.25	VE
	12x2f5	1997	18	16	1.13				
	22x1f2	1996	7	17	0.41				
	22x1f4	1996	15	17	0.88				
	22x5f7	1998	137	15	9.13	r1-r5: 80	2	40.00	VE
	22x5f1	2000	1	13	0.08				
Setor III	24x1f3	1998	6	15	0.40				
	24x3f2	1999	5	14	0.36	r1-r3: 30	1	30.00	P
	25x1f1	2000	2	13	0.15	-	-	-	V
	26x1f4	2000	17	13	1.31	40.00	-	48.00	V
	15x1f10	2007	87	6	14.50	-	-	-	L
	17x1f7	2007	39	6	6.50	-	-	-	L
	18x1f5	1995	25	18	1.39				
	18x2f5	2002	25	11	2.27	r1-r2: 20	7	2.86	L
	19x1f1	2006	3	7	0.43				
	19x2f4	2004	16	9	1.78	r1-r2: 20	2	10.00	L
	20x1f3	2008	9	5	1.80	-	-	-	L

Processo erosivo: P: *piping*; V: voçoroca; VE: voçoroca efêmera; L: laminar.

Código das amostras: n1 Xn2 fn3; n1: identificação da árvore, x: identificação da raiz exposta da árvore, fn3: fatia analisada da raiz exposta. rn1-rn2: distância horizontal entre raízes n1 e n2.

4.5. Discussão

4.5.1. Datação dos anéis de crescimentos e resposta dos indicadores dendrogeomorfológicos

As intercorrelações apresentadas para o conjunto de raízes expostas e não expostas indicam uma alta porcentagem de variabilidade comum entre o crescimento das raízes, a qual é consequência da influência de um fator dominante sobre o crescimento (Chartier et al., 2016). A sensibilidade média resultante das análises, com valores acima de 0,30, mostram que as plantas reagem ao ambiente por meio da variabilidade anual de crescimento (Grissino-Mayer, 2001).

Com relação aos indicadores dendrogeomorfológicos, a excentricidade dos anéis de crescimento, frequência de vasos por mm² e largura dos anéis de crescimento permitiram a determinação do primeiro ano de exposição das raízes, possibilitando a datação dos processos geomorfológicos e, conseqüentemente, o cálculo da taxa de perda de solo. Essas mudanças podem ser interpretadas como consequência dos efeitos da exposição das raízes à atmosfera (variações na temperatura, redução da pressão da camada de solo, incidência de luz) e do stress mecânico sofrido pela exposição quando as raízes perdem a cobertura do solo (Bodoque et al., 2011). O crescimento excêntrico dos anéis é uma das características mais comuns e visíveis de mudança após a exposição (Ballesteros-Cánovas et al., 2013; Stoffel et al. 2013). O ponto de partida para a determinação do primeiro ano de exposição do presente trabalho foi o índice de excentricidade, ou seja, foi a primeira característica de mudança a ser verificada. A excentricidade das raízes pode começar a se manifestar mesmo antes da exposição da raiz, uma vez que os anéis de crescimento não expostos das raízes expostas já apresentam índices mais elevados de excentricidade. Esse resultado pode ser explicado, uma vez que as árvores já sob influência do processo erosivo, mesmo que ainda não tenha ocorrido a exposição da raiz, pode responder à instabilidade do solo, acarretando no princípio da formação da excentricidade desses anéis de crescimento mesmo antes da exposição.

Aliado ao crescimento excêntrico, existe uma diminuição na frequência de vasos nos anéis de crescimento após a ocorrência da exposição da raiz. Entretanto, outros estudos indicam um aumento na frequência e diminuição na área dos vasos (Chartier et al., 2016).

O número de vasos das amostras testemunhas apresentou-se mais elevado do que o número de vasos dos anéis não expostos das raízes expostas. Isso pode ser explicado pelo fato de que a contagem do número de vasos realizada nas amostras testemunha abrangeu os anéis de crescimento mais novos e mais antigos, ou seja, praticamente toda a série de anéis de

crescimento das amostras. No caso dos anéis de crescimento classificados como antes do processo erosivo, foi realizada contagem de apenas três anéis anteriores e três anéis posteriores ao processo de exposição. Dessa forma, a mudança no número de vasos por estar acontecendo antes mesmo de a raiz estar exposta. Resultados similares foram encontrados por Gärtner (2007), onde foi demonstrado que as mudanças anatômicas devido a denudação contínua do solo ocorrem 30 mm antes de a raiz estar exposta. Mais recentemente, Corona et al. (2011) demonstrou que, no caso de rebaixamento contínuo do solo, as raízes não reagem à exposição com respostas anatômicas no momento em que elas são expostas, também demonstrando que acontecem as mudanças anatômicas quando o solo é reduzido à aproximadamente 30 mm da raiz.

Na Figura 4.4 pode-se observar que a área dos vasos aparentemente diminui após a exposição da raiz, entretanto esse atributo não foi quantificado. Além disso, as cicatrizes encontradas em algumas seções transversais de raízes expostas serviram para auxiliar na determinação e confirmação da exposição das raízes e, ainda, para a datação de eventos singulares. As cicatrizes são formadas por abrasão do tecido do cambio e são detectadas e facilmente datadas (Ballesteros-Cánovas et al., 2013). Em algumas amostras, as cicatrizes apareceram no primeiro ou segundo ano após a exposição da raiz. Em outras amostras, as cicatrizes apareceram sempre posteriores à data determinada como primeiro ano de exposição. No estudo de Chartier et al. (2016), as cicatrizes foram sempre coincidentes com o primeiro ano de exposição da raiz. Entretanto, análises anatômicas têm sido essenciais para a datação do primeiro ano de exposição (Gärtner et al., 2001). Com o início da exposição da raiz, ou seja, o início do processo erosivo, a parte superior da raiz está mais suscetível de sofrer impacto de rochas, detritos, galhos de árvores e até mesmo de animais. Esses distúrbios ficam registrados no lenho das raízes e podem ser utilizados como meio de datação de processos geomorfológicos, uma vez que as raízes testemunhas (enterradas) não apresentaram em nenhuma hipótese a formação de cicatrizes. A utilização de cicatrizes como demarcadoras do ano de exposição das raízes foi inicialmente estudada por (Carrara e Carroll, 1979). Essas modificações, juntamente com outras mudanças anatômicas, devido a exposição das raízes, têm sido descritas como demarcadoras precisas para a determinação do primeiro ano de exposição (Gärtner, Schweingruber, e Dikau 2001; Bodoque et al. 2005; Hitz et al. 2008; Rubiales et al. 2008). Para o indicador dendrogeomorfológicos largura dos anéis de crescimento não foram encontradas diferenças significativas entre os anos antes e após o evento erosivo, entretanto existe uma tendência de aumento na largura do primeiro anel de crescimento após a exposição (ano 1), que também pode ser visualmente verificado na Figura 4.3. Os próximos anéis de

crescimento (ano 2 e 3) apresentaram uma tendência de diminuição da largura do anel. Resultados semelhantes também foram encontrados por Ballesteros-Cánovas et al. (2013), Bodoque et al. (2011) e Gärtner et al. (2001).

4.5.2. Reconstrução da dinâmica erosiva por meio das raízes expostas e evolução das feições erosivas

Por meio da determinação do primeiro ano de exposição das raízes, foi possível reconstruir a dinâmica do processo erosivo e, dessa forma, entender a evolução dessas feições e a mudança na paisagem. A Figura 4.11 representa as feições erosivas encontradas em campo, juntamente com a localização das árvores e das raízes estudadas e as datas de exposição encontradas, por meio dos indicadores dendrogeomorfológicos, para cada raiz exposta.

Para o setor I, a data mais antiga encontrada de exposição de raiz foi do ano de 1990, advinda da árvore gt7. As raízes dessa árvore encontravam-se numa ramificação da voçoroca principal, onde é possível constatar o processo de expansão da cabeceira de drenagem por meio das datações realizadas: a r1 localizada mais a jusante, foi exposta em 1990 e, 9 anos depois, a r2f1, situada mais a montante da ramificação da voçoroca, independente da altura da raiz à superfície atual do solo. Ainda, nota-se que a r2f4 apresentou data de exposição em 2008; entretanto, essa seção estava localizada na borda da voçoroca no momento da coleta e pode ter sido exposta mais recentemente pelo alargamento da lateral da voçoroca. Nesse mesmo setor, a árvore gt1 apresenta a mesma data de exposição para as duas raízes estudadas: 1996. Essa feição, caracterizada como voçoroca efêmera, provavelmente irá se conectar ao setor ramificado da voçoroca, causando a expansão da mesma. Essa voçoroca efêmera, por não estar conectada linearmente com o braço ramificado da voçoroca e nem com a voçoroca principal, pode ter sido formada pelo processo de erosão subsuperficial, o qual posteriormente se conectará à erosão principal. Da mesma forma, árvore gt2 segue o mesmo padrão: as raízes r1 e r2 revelam datas aproximadas de exposição (2000 e 2001); esta feição não está conectada com a ramificação mais próxima da voçoroca. A árvore gt3 apresenta data de exposição da raiz r3 próxima às raízes da árvore gt2: no ano de 2000. Entretanto, a r1 dessa mesma árvore apresenta data de exposição no ano de 1996, porém a raiz está muito mais próxima à superfície e na borda da parede da feição erosiva, demonstrando o processo de aprofundamento e expansão lateral da erosão. A árvore gt4 apresenta um período mais antigo de exposição da raiz (ano de 1994); o processo erosivo classificado foi do tipo *piping*. De forma geral, nesse setor I, as exposições mais antigas são referentes ao processo de *piping*, o que pode estar relacionado ao posterior desencadeamento da formação do voçorocamento pelo processo de erosão subsuperficial. As

árvores gt4 e gt28, ambas influenciadas pelo processo de *piping*, estão em localização espacial diferenciada, entretanto, apresentam a mesma data de exposição – ano de 1994, indicando que esse processo pode estar ocorrendo simultaneamente em localizações diferentes, pela conexão dos dutos subsuperficiais, uma vez que os dutos subsuperficiais se conectam linearmente uns com os outros e com a voçoroca principal (Díaz et al., 2007). A árvore gt6 apresenta datas diferenciadas de exposição para as três raízes estudadas. As raízes mais próximas à cabeceira de drenagem, com a seção transversal da raiz localizada no meio da voçoroca (r1f1 e r2f3) apresentam a data mais recente de exposição (ano de 2000 e 2001), mais uma vez indicando o processo de retrocesso da cabeceira, uma vez que a raiz a jusante (r4) apresenta uma data mais antiga de exposição (1999). A r1f4 e r2f5, com datas de exposição em 1997 e 1998, estavam localizadas na borda da voçoroca, sendo expostas em anos anteriores. Para a árvore gt28, a diferença entre a exposição da r1 e r2 demonstra que o processo erosivo expôs as raízes mais próximas à superfície do solo primeiramente, uma vez que a r1 foi exposta em 1994 e a r2 em 1999, estando em diferentes posições de altura até a superfície atual do solo, a saber: 30 e 8 cm, respectivamente. Estando a r1 mais próxima da superfície do solo e sendo exposta 5 anos antes da r2, verifica-se o processo de aprofundamento e colapso do teto do *piping*. Já, a árvore gt21 apresenta um processo de abertura da voçoroca que começa da parte mais alta, onde está localizada a r3, e finaliza na parte mais baixa, onde está a raiz 1. De forma geral, para esse setor, a datação mais antiga do processo erosivo encontrado data do ano de 1990. Vale lembrar que essa datação está restrita às raízes expostas que foram encontradas e coletadas em campo. Por isso, o processo erosivo pode ter iniciado antes. A porcentagem relativa de amostras com índice de excentricidade $> 0,75$, verificado na Figura 4.7, também apresenta aumento em meados do ano de 1994.

Por sua vez, no setor II, a árvore gt10 que está influenciada por um *piping*, apresenta datas de exposição de raízes nos anos de 1988 e 2002. O ano de 1988 é o mais antigo que foi encontrado nesse presente estudo. Possivelmente essa cavidade vai se conectar ao sistema da voçoroca principal, uma vez que está próxima desse sistema. Para a árvore gt11, a r1 e r2 atravessam transversalmente a voçoroca principal. A data de exposição dessas raízes é de 1993 e 1994, respectivamente para a r1 e r2. Mais uma vez o processo de retrocesso da cabeceira de drenagem da voçoroca principal foi confirmado. As árvores gt27 e gt14, onde as raízes coletadas se apresentam paralelas à borda da voçoroca, apresentaram datas de exposição muito próximas, sendo de 2005 e 2006, respectivamente. Com essas informações, é possível afirmar o processo de expansão lateral da voçoroca, resultando em anos mais recentes de exposição. Desta forma, as datações obtidas mostram o avanço da voçoroca de três formas:

aprofundamento, expansão das paredes laterais e retrocesso da cabeceira de drenagem (Toy et al., 2002). A árvore gt24, influenciada por *piping*, demonstra que o processo ocorre praticamente concomitante a abertura da voçoroca, resultado em datas de exposição próximas a da árvore gt11, ou seja 1998 e 1999 para as raízes 1 e 3, respectivamente. A árvore gt22 e gt12 representam, mais uma vez, o processo de retrocesso da cabeceira da ramificação da voçoroca, começando em 1996 para a árvore gt22 e finalizando, até o momento, no ano de 2001 para as duas raízes analisadas da árvore gt12.

O setor III é o que apresenta as datações mais recentes e, em sua maioria, o tipo de erosão dominante foi classificada como laminar. Como a erosão laminar é o processo inicial de erosão no solo e, portanto, o menos avançado, pode-se dizer que o setor III está em estágio inicial de degradação e, por isso, apresenta também as exposições mais recentes. Embora as datações sejam mais recentes, o processo de erosão laminar no setor III foi o que mais apresentou perdas de solo, quando comparado ao restante do sistema. Somente as árvores gt25 e gt26 estão sendo afetadas por erosões em voçorocas. Nesse caso, nota-se que as árvores estão localizadas em exposições lineares (provavelmente do processo de *piping*), formando uma voçoroca que ainda não está conectada superficialmente com a voçoroca principal. As duas raízes analisadas das duas árvores apresentam a mesma data de exposição: ano de 2000.

Figura 4.11. Representação esquemática das feições erosivas encontradas em campo e a localização das árvores e raízes expostas estudadas juntamente com as datas de exposição e fotos.

4.5.3. Sistema de abertura de voçorocas e voçorocas efêmeras influenciadas por *piping*

Pode-se observar na área de estudo pontos de erosão desconectados da voçoroca principal, na forma de voçorocas efêmeras. Três tipos diferentes de voçorocas efêmeras podem ser encontrados, de acordo com sua origem (Casali et al., 1999): 1) voçoroca efêmera clássica, formada pela concentração de fluxo superficial (promove uma degradação localizada, que migra a montante, alargando e aprofundando o canal); 2) voçorocas efêmeras de drenagem (fluxos de drenagem atingem a extremidade final de uma vertente); 3) voçoroca efêmera descontínua: normalmente encontrada em locais onde existe uma mudança abrupta na declividade. Nesse último caso, o retrocesso da cabeceira de drenagem pode ser desencadeado pela existência de pontos mais frágeis, como por exemplo pequenos *pipings* (Casali et al., 1999). Na área de estudo existem diversos pontos dispersos de formação de voçorocas efêmeras desconectadas superficialmente da voçoroca principal. As constatações em campo, juntamente com as informações da datação de exposição de raízes, mostram que a formação das voçorocas efêmeras pode ter origem no processo de retrocesso da cabeceira dos pequenos *pipings* que afloram em superfície após a subsidência da superfície do solo, como pode ser verificado nas raízes expostas das árvores gt1, gt2, gt4 e gt28, por exemplo. Os *pipings* são subsuperficialmente e linearmente conectados e, no seu processo de expansão, o teto do túnel perde sua resistência, colapsando e causando a abertura de um canal. Existe uma forte associação entre o processo de *piping* e o voçorocamento relacionado ao processo de retrocesso da cabeceira de drenagem e ao aprofundamento e ramificação lateral da voçoroca (Díaz et al., 2007; Faulkner, 2013; Jones, 2004; Verachtert et al., 2013).

Com relação à voçoroca principal, na conexão entre o setor I e II, existe um degrau de erosão (Figura 4.3 – círculo marrom), feição típica de um sistema de integração entre dois tipos processos de aberturas de voçoroca: conectado e desconectado da rede hidrográfica (De Oliveira, 1989). No sistema desconectado, ocorre o avanço a montante da voçoroca, formando um cone de dejeção de sedimentos a jusante. Esse sistema corresponde ao setor II da área de estudo. O cone de dejeção de sedimentos foi observado em campo. O sistema conectado à rede de drenagem (Setor I da área de estudo) pode ter sido causado por fluxo superficial concentrado provocando a escavação e o alargamento do canal. O processo que desencadeia esse tipo de erosão é uma complexa combinação de fluxo superficial concentrado e movimentos de massa. O terceiro tipo de voçoroca é a combinação dos dois sistemas acima, onde a declividade se

torna mais suave para baixo. Esse tipo de voçoroca é considerado o estágio final da evolução da voçoroca.

A área de estudo apresenta um complexo sistema erosivo composto por diversos estágios e tipos de erosão que atualmente evoluem concomitantemente. Assim, para melhor compreensão, este sistema foi dividido em três conjuntos de processos: 1) processo inicial, a voçoroca principal, consistindo no processo mais avançado de erosão; 2) processo intermediário, englobando as voçorocas efêmeras e as ramificações da voçoroca principal, responsáveis por grandes perdas de solo e influenciadas pelo processo de *piping* para a formação e retrocesso das cabeceiras de drenagem que com o passar do tempo, se conectarão com a voçoroca principal, fazendo parte do sistema principal; 3) erosões mais recentes do tipo laminar (algumas já atingindo o estágio de voçoroca efêmera) situadas no setor III que representam os processos menos evoluídos de erosão da área de estudo, entretanto, responsáveis por grandes perdas de solo.

O aprofundamento e alargamento lateral da voçoroca foi claramente representado no setor II da voçoroca. Este processo é verificado por meio das raízes das árvores gt27 e gt14, dispostas paralelamente ao talude da voçoroca e apresentando datas de exposição mais recentes (2005 e 2006).

Os processos erosivos e geomorfológicos são complexos e a reconstrução de sua dinâmica e histórico é sempre um desafio (Dotterweich, 2005). A presença de árvores com raízes expostas ou caule soterrados podem atuar como verdadeiros testemunhos vivos desses processos de evolução geomorfológica, seja de rebaixamento ou de soerguimento da superfície, em escala temporal e em escala espacial (Stoffel et al., 2013). Portanto, a dendrogeomorfologia constitui uma ferramenta poderosa para a reconstrução de eventos passados e, ainda, para o cálculo da velocidade desse processo.

4.5.4. Estimativa da taxa erosiva por meio de raízes expostas

O cálculo da taxa erosiva revelou que a erosão em *piping* apresentou os menores valores de perda de solo, sendo a erosão laminar responsável por apresentar os valores mais elevados. Entretanto, a erosão em *piping* deve ser considerada de extrema importância, uma vez que é responsável pelo desencadeamento das erosões de tipos mais avançados, em formas lineares e com paredes verticais (Díaz et al., 2007). A voçoroca permanente, por ser um processo mais evoluído e possivelmente mais estabilizado, apresenta valores de perda de solo menores quando comparado às voçorocas efêmeras. Para a evolução horizontal das erosões, os

valores encontrados foram mais elevados. Esse tipo de processo é representado pelo retrocesso da cabeceira de drenagem da voçoroca, demonstrando sua expansão de forma horizontal, ou seja, o processo linear em direção à montante da área ocorre de forma mais acelerada que o processo de aprofundamento das erosões.

Em resumo, altas taxas de erosão foram encontradas na área de estudo, por estar localizada em região de clima tropical, com chuvas concentradas e de elevada intensidade e, ainda, por apresentar um solo altamente suscetível a processos erosivos e favorável à formação de erosão subsuperficial, o que desencadeia e acelera as erosões lineares.

Em países de clima tropical, a chuva é o principal agente erosivo responsável pela degradação e perda de solo. A erosão hídrica ocorre devido ao agente erosivo chuva (Chaplot and Le Bissonnais, 2000), onde existe uma correlação positiva entre a intensidade da chuva e a taxa de erosão pelo impacto da gota de chuva (Iserloh et al., 2013). Na Figura 4.12, observa-se uma relação entre a precipitação total e o número de chuvas erosivas, onde o maior número de chuvas erosivas combina-se com o aumento da precipitação total do ano. Consequentemente, existe um aumento/diminuição do número de raízes expostas e índice de excentricidade com o aumento/diminuição da precipitação total acumulada (Figura 4.10), e esta, por sua vez, está diretamente relacionada ao aumento no número de chuvas erosivas.

A equação de Gärtner (2007) utilizada para cálculo da perda de solo foi, originalmente, desenvolvida para cálculos de taxa de erosão laminar. Entretanto, no presente estudo, outros tipos de erosão foram encontrados e, como forma de comparação, a equação foi utilizada também para voçorocas, voçorocas efêmeras e *piping*. Essa abordagem trouxe significativo entendimento do processo de aprofundamento das voçorocas e *pipings*. Em contrapartida, a equação de Malik foi utilizada, também, para todos os tipos de processo erosivo que apresentaram raízes vizinhas.

Figura 4.12. Relação da precipitação total com número de chuvas erosivas.

4.6. Conclusões

1) A espécie *Esenbeckia leiocarpa* apresentou potencial para estudos dendrogeomorfológicos;

2) Mudanças nos padrões de crescimento e anatômicas dos anéis de crescimento da espécie selecionada para o estudo, após a exposição, possibilitaram a datação do primeiro ano de exposição das raízes;

3) Foi possível reconstruir a dinâmica do processo erosivo e a mudança na paisagem, e inferir as taxas de erosão do solo de forma vertical e horizontal com a utilização de uma espécie de clima tropical;

4) A técnica da dendrogromorfologia se mostrou eficaz em entender a dinâmica do processo de sistemas complexos em locais de clima tropical, tais como a abertura de voçorocas e voçorocas efêmeras;

5) A subsidência da superfície do solo pelos *pipings* é responsável pela formação e evolução das voçorocas efêmeras e pela ramificação da voçoroca principal.

REFERÊNCIAS

- Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J.M., Genova, M., 2013. Dendrogeomorphology in badlands: methods, case studies and prospects. *Catena* 106, 113–122.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from Central Spain. *Catena* 64, 81–102.
- Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M., 2011. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: a case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia. *Geomorphology* 134, 417–425.
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J., Burrough, P.A., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 14, 573–584.
- Carrara, P.E., Carroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surf. Process.* 4, 307–317.
- Casali, J., López, J.J., Giráldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena* 36, 65–84.
- Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surf. Process. Landf.* 25, 145–153.
- Chartier, M.P., Giantomasi, M.A., Renison, D., Roig, F.A., 2016. Exposed roots as indicators of geomorphic processes: A case-study from Polylepis mountain woodlands of Central Argentina. *Dendrochronologia* 37, 57–63.
- Corona, C., Saez, J.L., Rovéra, G., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., 2011. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence—critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology* 125, 433–444.
- De Oliveira, M.A.T., 1989. Erosion disconformities and gully morphology: a three-dimensional approach. *Catena* 16, 413–423.
- Díaz, A.R., Sanleandro, P.M., Soriano, A.S., Serrato, F.B., Faulkner, H., 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena* 69, 282–293.
- Dotterweich, M., 2005. High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. *The Holocene* 15, 994–1005.
- Faulkner, H., 2013. Badlands in marl lithologies: A field guide to soil dispersion, subsurface erosion and piping-origin gullies. *Catena* 106, 42–53.

Gärtner, H., 2007. Tree roots—methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86, 243–251.

Gärtner, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19, 81–91.

Grissino-Mayer, H.D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Res.* 57, 205–221.

Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72, 248–258.

Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bull.* 43, 69–78.

Howell, B.E., Mathiasen, R.L., 2004. Growth impacts of *Psittacanthus angustifolius* Kuijt on *Pinus oocarpa* Schiede in Honduras. *For. Ecol. Manag.* 198, 75–88.

Hudson, N.W., 1965. The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion: with particular reference to Southern Rhodesia. University of Cape Town, Cape Town.

Iserloh, T., Ries, J.B., Cerdà, A., Echeverría, M.T., Fister, W., Geisler, C., Kuhn, N.J., León, F.J., Peters, P., Schindewolf, M., others, 2013. Comparative measurements with seven rainfall simulators on uniform bare fallow land. *Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues* 57, 11–26.

Jones, J.A.A., 2004. Implications of natural soil piping for basin management in upland Britain. *Land Degrad. Dev.* 15, 325–349.

Lal, R., 2001. Soil degradation by erosion. *Land Degrad. Dev.* 12, 519–539.

Lawler, D.M., 2005. The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. *Geomorphology* 64, 1–23.

Lisi, C.S., Fo, M.T., Botosso, P.C., Roig, F.A., Maria, V.R., Ferreira-Fedele, L., Voigt, A.R., 2008. Tree-ring formation, radial increment periodicity, and phenology of tree species from a seasonal semi-deciduous forest in southeast Brazil. *Iawa J.* 29, 189–207.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., others, 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Sci.-AAAS-Wkly. Pap. Ed.* 267, 1117–1122.

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50, 91–133.

Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Diez-Herrero, A., 2008. Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 223–231.

Šilhán, K., Stoffel, M., 2015. Impacts of age-dependent tree sensitivity and dating approaches on dendrogeomorphic time series of landslides. *Geomorphology* 236, 34–43.

Stoffel, M., Corona, C., Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., 2013. Dating and quantification of erosion processes based on exposed roots. *Earth-Sci. Rev.* 123, 18–34.

Toy, T.J., Foster, G.R., Renard, K.G., 2002. Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control. John Wiley & Sons, New York.

Trimble, S.W., Crosson, P., 2000. US soil erosion rates—myth and reality. *Science* 289, 248–250.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., 2013. Spatial interaction between collapsed pipes and landslides in hilly regions with loess-derived soils: Poorly drained landslides may create favourable conditions for piping. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 826–835.

Woodward, D.E., 1999. Method to predict cropland ephemeral gully erosion. *Catena* 37, 393–399.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente pesquisa foi incentivada pela escassez de estudos relacionados aos processos erosivos subsuperficiais, uma vez que a maior parte das pesquisas sobre o tema da degradação do solo está direcionada aos processos erosivos superficiais. Por ser um processo que aparece praticamente escondido no campo, foi negligenciado por muito tempo. Entretanto, muitos são os problemas relacionados a esse processo, tais como: degradação de terras, falha em barragens, formação de voçorocas, colapso das margens de rios, deslizamento de terras, transporte de sedimentos, iniciação de padrões de drenagem entre outros. Essa pesquisa teve como proposta entender os fatores desencadeadores do processo erosivo subsuperficial, uma vez que podem provocar grandes perdas de solo, sendo importante para contribuir com a conservação do solo e proteção de áreas com processos similares.

Análises exploratórias dos solos da área de estudo nos permitiram formular hipóteses sobre a formação do processo erosivo subsuperficial, tais como: 1) contrastes de textura, estrutura e porosidade entre os horizontes do solo são os principais responsáveis pela formação e desencadeamento de processos erosivos subsuperficiais; 2) processos erosivos podem estar ocorrendo em subsuperfície, sem evidência concomitante em superfície; 3) diferenças na constituição e geometria de materiais em subsuperfície podem controlar o processo erosivo subsuperficial. Ainda, como a área de estudo situa-se em uma zona de reflorestamento (com espécies exóticas e nativas), muitas raízes de árvores foram expostas de forma natural em resposta aos processos erosivos do solo. Com essa constatação, utilizar a técnica da dendrogeomorfologia é interessante, sob duas óticas: a primeira delas relacionada à própria descrição e reconstrução da dinâmica do processo erosivo e a segunda relacionada a utilização da técnica da dendrogeomorfologia em países de clima tropical, que até o presente apresenta resultados escassos. Em vista disto, outras hipóteses foram formuladas: 4) mudanças anatômicas no lenho das raízes expostas de árvores podem indicar o primeiro ano de exposição da raiz e, com isso, a possibilidade de datar e inferir a velocidade do processo erosivo e 5) processos erosivos subsuperficiais promovem a formação de voçorocas, uma questão de difícil constatação em campo. Para o estudo dendrogeomorfológico, uma espécie folhosa e nativa do Brasil foi utilizada: *Esenbeckia leiocarpa* (guarantã). Unindo todas as hipóteses, seria possível entender a gênese do processo erosivo subsuperficial bem como datar sua ocorrência e descrever a dinâmica e velocidade de perda de solo.

Uma análise exploratória dos processos erosivos subsuperficiais da área de estudo permitiram detectar basicamente dois níveis de ocorrência de pipes - rasos e profundos. Por

meio dos resultados adquiridos e apresentados nesse trabalho, foi possível concluir que a iniciação e desenvolvimento dos pipes da área de estudo são governados por diversos fatores concorrentes, visto a complexidade da área de estudo. São eles: a) gradiente de atributos pedológicos entre horizontes do solo, b) estrutura e composição geológica, e c) gradientes topográficos.

Respondendo as hipóteses apresentadas, foi possível observar que a formação da erosão subsuperficial se deu devido ao gradiente dos atributos pedológicos do solo, tais como: mudança de textura, estrutura, densidade do solo, porosidade e tipo de poros. Esse gradiente de mudanças nesses atributos físicos do solo é responsável pela diminuição da condutividade hidráulica entre os horizontes E e Bt e, ainda, entre os diferentes horizontes Bt, advindos de descontinuidades litológicas. Esse gradiente ocasiona o acúmulo de água no topo dos horizontes de menor condutividade, a qual ficaria estagnada de forma sazonal, facilitando o fluxo lateral ao invés de vertical. Esse fluxo, ao atingir velocidade erosiva (devido ao relevo), poderia dar origem ao processo erosivo subsuperficial.

Destaca-se a importância do método da eletrorresistividade, que foi eficiente em detectar a presença de pipes, a geometria dos materiais de subsuperfície e demonstrar a complexidade da geologia da área de estudo, composta por diferentes lentes de arenito do Grupo Itararé. Ainda, foi possível perceber que a erosão subsuperficial pode ser subestimada quando apenas considerada a presença de pipes com evidências em superfície, uma vez que existem canais subsuperficiais ainda não colapsados e, portanto, não detectados em campo ou apenas com depressões da superfície, o que não dá a real dimensão da perda de solo, até que o teto do pipe colapse. Esses canais apresentam ligação e continuidade em subsuperfície e é de fundamental importância compreender que existe essa rede de ligações dos dutos subsuperficiais para entender a complexidade do sistema.

Paralelamente, a espécie *Esenbeckia leiocarpa* apresentou potencial para estudos dendrogeomorfológicos, uma vez que mostrou mudanças nos padrões de crescimento dos anéis de crescimento após a exposição, possibilitando a datação do primeiro ano de exposição das raízes, respondendo as hipóteses apresentadas nesse trabalho. Com essas datações foi possível reconstruir a dinâmica do processo erosivo e as mudanças da paisagem e inferir as taxas de erosão do solo em profundidade e longitudinais. Nesse contexto, a dendrogeomorfologia foi de fundamental importância para entender a dinâmica do processo de sistemas complexos, tais como a abertura de voçorocas permanentes, voçorocas efêmeras e subsidência da superfície do solo pelos pipings, responsável pela formação e evolução das voçorocas efêmeras e pela ramificação da voçoroca principal.

É interessante notar que o processo erosivo subsuperficial está ocorrendo em áreas (re)florestandas, consideradas de maior proteção à degradação do solo. Apesar disso, o processo está provocando a degradação do solo e, conseqüentemente, a degeneração da floresta, com exposição das raízes e queda das árvores que não sustentam mais o seu próprio peso, por perderem o suporte físico que o solo representa.

Na área de estudo, a partir do estabelecimento do ramo principal da voçoroca, o voçorocamento continuou a se expandir por ramificações laterais, que gerou um aspecto “arborescente” da voçoroca na paisagem. A seção mais afetada pela erosão está localizada no ramo principal da voçoroca, que já atingiu o substrato rochoso, onde o fluxo passou a seguir a orientação desse material. Deve-se considerar que a formação de sistemas erosivos altera o gradiente hidráulico vertical e lateral do solo e essas alterações resultam em modificações nos fluxos hídricos na bacia de drenagem, acarretando na intensificação dos processos erosivos e no redesenho do sistema de drenagem, destacando-se mais uma vez a importância do entendimento dos processos erosivos.

A partir dos resultados obtidos foi possível entender que esse processo de degradação é decorrente das características do próprio solo, material de origem e relevo local e pode ocasionar consequências desastrosas. Por essa condição, considera-se que essas áreas deveriam ter atenção especial no planejamento do uso e ocupação do solo, uma vez que o controle é muito complexo e a susceptibilidade à aceleração do processo por usos inadequados é alta. Como sugestão, áreas com características semelhantes poderiam ser consideradas como áreas de preservação permanente.

ANEXO 1

Tabela 1. Análises químicas das T1, T2, P1 e P2 do solo, por horizonte

Horizont	pH	pH	pH	MO %	Ca -----mmolc kg ⁻¹	Mg -----mmolc kg ⁻¹	K -----mmolc kg ⁻¹	Al ³⁺ -----mmolc kg ⁻¹	H+A -----mmolc kg ⁻¹	SB -----mmolc kg ⁻¹	CTC -----mmolc kg ⁻¹	V -----%	m
Trincheira 1 (T1)													
A	5,4	4,70	4,5	12,1	10,7	3,1	0,9	5,10	36,4	14,7	56,2	26,2	25,6
C	5,2	4,19	4,0	4,39	1,70	0,9	0,3	10,1	36,0	2,99	49,0	6,09	77,1
2Ab	4,9	4,04	3,9	16,2	0,60	0,0	0,4	18,0	30,4	1,13	49,5	2,28	94,1
2Eb	5,0	4,05	4,0	5,68	0,05	0,0	0,5	14,2	29,8	0,71	44,7	1,58	95,2
2Btb	5,0	4,04	3,9	2,07	1,48	0,3	0,6	24,3	29,2	2,46	55,9	4,39	90,8
Trincheira 2 (T2)													
A	5,3	4,43	4,3	14,7	6,53	1,4	1,0	6,20	29,2	8,98	44,3	20,2	40,8
E	5,1	4,29	4,1	4,39	3,57	1,0	0,9	12,7	36,4	5,54	54,6	10,1	69,6
Bt	4,3	4,03	3,9	3,87	0,05	0,0	0,4	23,2	32,6	0,58	56,3	1,03	97,5
Trincheira 3 (T3)													
A	5,0	4,45	4,3	12,1	14,3	4,7	1,8	6,40	38,4	20,8	65,6	31,7	23,4
C	4,7	3,94	3,9	6,97	0,05	1,0	0,5	19,0	22,4	1,59	42,9	3,69	92,2
2Ab	5,0	3,98	3,8	11,3	5,27	1,7	1,5	22,8	38,0	8,50	69,3	12,2	72,8
2Eb	5,0	3,98	3,8	9,55	3,73	1,9	1,8	22,9	34,2	7,45	64,5	11,5	75,4
2Btb	4,8	3,94	3,8	6,97	4,23	0,8	0,4	27,3	43,0	5,50	75,8	7,26	83,2
3Btb	4,7	4,08	4,1	3,36	0,49	0,3	0,5	19,8	29,4	1,44	50,6	2,85	93,2
Trincheira 4 (T4)													
A	5,2	4,51	4,3	35,3	15,4	6,3	1,7	6,20	33,0	23,5	62,7	37,5	20,8
E	4,9	4,12	4,1	8,00	0,05	1,8	0,7	18,1	32,6	2,61	53,3	4,89	87,4
Bt1	4,5	3,99	4,0	3,36	0,05	0,6	0,4	28,2	29,8	1,10	59,1	1,86	96,2
Bt2	4,6	4,02	4,0	3,87	0,05	0,2	0,6	27,4	30,8	1,02	59,2	1,72	96,4
Trincheira 5 (T5)													
A	5,2	4,61	4,4	24,0	13,8	4,8	1,5	5,80	26,2	20,3	52,3	38,8	22,2
E	5,0	4,17	4,1	9,04	0,05	1,7	0,7	14,0	34,4	2,57	50,9	5,04	84,5
Bt	4,7	3,99	4,0	4,39	0,05	0,5	0,7	27,5	24,8	1,37	53,6	2,54	95,2
2Bt	4,9	4,06	4,1	3,10	0,05	0,5	0,7	23,1	27,6	1,39	52,0	2,67	94,3
Trincheira 6 (T6)													
A	5,0	4,36	4,1	29,6	8,97	4,2	1,0	8,50	41,6	14,0	64,1	21,8	37,7
E	4,8	4,08	4,1	2,84	0,05	1,0	0,4	16,8	28,8	1,46	47,0	3,10	92,0
Bt1	4,4	4,01	4,0	1,81	0,05	0,7	0,7	29,0	35,2	1,50	65,7	2,28	95,1
Bt2	4,9	4,05	4,1	4,90	0,05	0,3	0,8	23,3	30,6	1,24	55,1	2,24	94,9

ANEXO 2

Tabela 1. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 1 (T1)

Tipo		A		C		2Ab		2Eb		2EB/2BtB		2EB/2BtB		2BtB	
		PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT
Compl.	G.	51,7	4	41,9	10	25,9	12	20,9	6	28,6	12	18,9	12	1,9	3
	M.	0,24	3	0,19	2	0,27	3	0,34	4	0,16	2	0,17	2	0,0	1
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,0	0
Along.	G.	0,08	0	0,23	1	0,49	2	0,51	1	0,77	4	1,00	4	0,5	2
	M.	0,38	7	0,75	12	0,88	14	0,84	5	0,71	11	0,66	9	0,4	6
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,0	0
Arred.	G.	0,04	0	0,11	1	0,43	2	0,45	3	0,81	3	1,25	4	0,8	4
	M.	1,28	51	2,86	103	3,54	125	3,57	126	3,22	105	3,96	133	2,6	85
	P.	1,45	431	2,26	647	2,87	847	2,90	927	2,53	734	2,79	812	2,3	81
	T.	55,2	496	48,4	775	34,3	100	29,5	107	36,8	870	28,8	976	8,7	91

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 2. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 2 (T2)

		A		E		E/Bt A		E/Bt B		Bt	
		PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP
Compl.	G.	49,22	5	18,58	14	14,71	16	8,22	9	10,37	16
	M.	0,14	2	0,40	4	0,42	4	0,22	2	0,26	3
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Along.	G.	0,18	1	1,08	3	0,56	2	0,78	3	1,01	6
	M.	0,43	7	0,95	15	0,98	16	0,69	10	1,16	16
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Arred.	G.	0,18	1	1,70	4	1,36	5	1,81	5	1,04	4
	M.	1,53	57	3,48	124	5,10	169	3,55	118	4,81	155
	P.	1,49	442	3,09	947	3,36	1013	2,71	847	3,01	872
	T.	53,19	514	29,28	1111	26,49	1225	17,96	994	21,65	1070

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 3. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 3 (T3)

		A		C		2Ab		2Eb		2Eb/2BtB		2Eb/2BtB		2Btb	
		PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT
Comp l.	G	0,33	6	17,4	17	22,9	13	26,2	14	10,8	15	2,35	5	2,1	5
	M	0,00	4	0,22	2	0,27	3	0,30	3	0,14	2	0,10	1	0,1	1
	P.	0,44	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,0	0
Along .	G	0,57	2	0,93	4	0,49	2	0,55	3	1,22	6	1,04	4	0,7	3
	M	0,00	10	0,88	12	0,78	12	0,74	11	0,80	12	0,45	6	0,4	6
	P.	0,21	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,0	0
Arred .	G	2,39	1	1,15	5	0,98	3	0,63	3	1,47	6	1,20	5	0,6	3
	M	2,42	92	4,26	143	3,66	126	3,91	131	4,27	135	3,38	106	2,4	79
	P.	38,0	741	2,97	882	2,92	885	2,90	859	2,80	851	2,00	659	2,1	753
	T.	0,33	855	27,8	106	32,0	104	35,2	102	21,5	102	10,5	787	8,6	850

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 4. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 3 (T3) - continuação

		2Btb/3BtB A		2Btb/3BtB B		3BtB		Lente1		Lente2	
		PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP
Compl.	G.	3,77	5	25,56	6	30,31	15	4,54	5	8,44	8
	M.	0,05	1	0,29	1	0,16	2	0,07	1	0,09	1
	P.	0,00	0	0	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Along.	G.	0,96	4	0,66	4	0,67	4	0,83	4	0,93	4
	M.	0,50	7	1,03	10	0,87	11	0,37	5	0,61	9
	P.	0,00	0	0	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Arred.	G.	1,22	4	0,72	3	0,50	2	1,01	4	0,98	3
	M.	3,21	104	3,60	121	4,47	148	2,83	88	2,96	97
	P.	2,26	749	2,68	814	2,31	618	1,79	561	2,09	672
	T.	11,96	872	25,56	958	39,29	800	11,45	668	16,09	794

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 5. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 3 (T3) - continuação

		BolAr1 A		BolAr1 B		BolAr1 C		BolAr1 A		BolAr1 B		BolAr1 C	
		PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP
Compl.	G.	29,95	11	36,63	5	29,44	11	25,14	16	24,38	14	31,79	10
	M.	0,21	3	0,19	2	0,32	4	0,33	4	0,28	3	0,34	4
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Along.	G.	0,57	2	0,05	0	0,33	2	0,47	2	0,90	4	0,05	0
	M.	0,60	9	0,43	7	0,77	13	0,88	13	0,73	10	0,79	12
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Arred.	G.	0,40	2	0,02	0	0,44	2	0,76	3	0,63	3	0,27	1
	M.	3,11	107	1,43	56	2,91	103	3,69	127	3,92	132	2,63	100
	P.	2,51	754	1,75	535	2,51	765	2,84	862	2,80	817	2,61	804
	T.	37,36	887	40,48	605	36,71	898	34,12	1027	33,65	984	38,48	933

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 6. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 4 (T4)

		A		E		E/Bt A		E/Bt B		Btb		Bt1/Bt2 A		Bt1/Bt2 B	
		PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT
Comp l.	G	28,6	6	16,0	17	14,6	3	13,5	18	5,31	2	8,02	7	6,82	8
	M	0,27	3	0,31	3	0,29	0	0,37	4	0,22	0	0,16	2	0,17	2
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	4	0,00	0	0,00	3	0,00	0	0,00	0
Along.	G	0,45	1	0,80	3	0,96	13	0,77	4	0,70	14	1,06	4	0,47	2
	M	0,48	9	0,87	13	0,82	0	1,05	15	0,87	0	0,64	9	0,83	12
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	5	0,00	0	0,00	3	0,00	0	0,00	0
Arred.	G	0,75	1	0,89	4	1,15	134	1,04	4	0,79	135	0,76	3	0,63	2
	M	1,93	76	4,11	139	3,88	908	4,66	156	3,78	115	2,85	97	3,50	123
	P.	2,38	746	3,17	952	2,95	106	3,25	979	3,59	132	2,46	785	2,78	868
	T.	34,8	841	26,1	113	24,6	3	24,6	117	15,2	2	15,9	907	15,2	101

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 7. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 4 (T4) - continuação

		Bt2		BolAr A		BolAr B		BolAr C	
		PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP	PT	NTP
Compl.	G.	4,70	7	30,60	16	38,90	10	31,84	14
	M.	0,19	2	0,25	3	0,29	3	0,12	2
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Along.	G.	0,63	3	0,47	2	0,19	1	0,34	2
	M.	0,78	11	0,60	9	0,60	9	0,63	10
	P.	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0
Arred.	G.	0,75	3	0,68	2	0,31	1	0,16	1
	M.	3,39	116	2,55	94	2,19	80	2,15	85
	P.	2,78	856	2,43	747	2,00	612	2,29	709
	T.	13,22	998	37,58	873	44,46	716	37,53	822

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 8. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 5 (T5)

		A		E		E/Bt A		E/Bt B		Bt		Bt1/2Bt		Bt1/2Bt		2Bt	
		PT	N	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	N	PT	N	PT	N	PT	N
Compl.	G	41,	6	14,	14	13,	15	8,3	14	10,	13	1,7	4	25,	12	11,	9
	M	0,3	4	0,2	3	0,2	2	0,1	1	0,2	2	0,0	1	0,3	3	0,2	3
	P	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0
Along.	G	0,2	1	0,5	3	0,9	5	1,1	4	0,9	4	1,1	3	0,6	3	0,6	3
	M	0,5	10	1,0	15	0,8	13	0,8	13	0,7	10	0,4	6	1,0	15	0,5	8
	P	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0
	G	0,4	2	1,2	3	1,4	4	1,3	6	1,6	5	1,3	6	0,7	3	0,7	3

Arre	M	2,1	80	4,1	14	4,4	14	5,0	15	3,9	12	3,1	10	3,6	12	3,0	10
d.	P	2,4	71	3,2	96	3,0	89	3,2	96	2,5	78	2,2	74	2,6	77	2,2	68
	T	47,	82	24,	11	24,	10	20,	11	20,	94	10,	86	34,	93	18,	81

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.

Tabela 9. Área total de poros (PT) e número total de poros (NTP) dos horizontes do solo da trincheira 6 (T6)

		A		E		E/Bt A		E/Bt B		Bt		Bt1/Bt2		Bt1/Bt2		Bt2	
		PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	NT	PT	N	PT	N
Com pl.	G	26,	7	13,	15	4,5	7	4,2	8	2,1	5	7,1	13	2,	4	2,	4
	M	0,3	3	0,3	3	0,1	2	0,1	2	0,1	1	0,2	3	0,	1	0,	1
	P	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,	0	0,	0
Alon g.	G	0,3	2	1,0	4	1,1	5	0,8	4	0,5	3	0,9	4	0,	2	0,	1
	M	0,6	10	0,8	12	0,7	11	0,7	11	0,6	8	1,1	16	0,	5	0,	4
	P	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,	0	0,	0
Arre d.	G	0,6	1	0,7	3	1,3	5	0,8	4	0,8	3	1,0	4	1,	6	0,	1
	M	2,6	99	3,6	12	3,8	13	4,2	14	3,1	10	4,6	16	2,	92	1,	59
	P	2,7	83	2,9	90	3,0	94	3,3	10	2,7	88	3,4	10	2,	71	1,	49
	T	33,	96	22,	10	14,	11	14,	12	10,	10	18,	12	9,	81	6,	56

Tipo: Compl.: complexo; along.: alongado; arred. Arredondado. G.: grande; M.: médio; P.: pequeno; T.: total.