

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA/LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

RAPHAELLA RODRIGUES DIAS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO PARAÚNA, MG, RELACIONADA A PROCESSOS FLUVIAIS E
GEOMORFOLÓGICOS, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE
SÍLICA**

Niterói – RJ

2020

RAPHAELLA RODRIGUES DIAS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO PARAÚNA, MG, RELACIONADA A PROCESSOS FLUVIAIS E
GEOMORFOLÓGICOS, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE
SÍLICA**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.

Área de Concentração: Biogeoquímica.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Heloisa Helena Gomes Coe

Coorientadora: Prof.^a Dr.^a Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos

Niterói – RJ

2020

RAPHAELLA RODRIGUES DIAS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
PARAÚNA, MG, RELACIONADA A PROCESSOS FLUVIAIS E
GEOMORFOLÓGICOS, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.
Área de Concentração: Biogeoquímica

Aprovada em ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Heloisa Helena Gomes Coe (Orientadora)
Universidade Federal Fluminense – UFF

Prof.^a Dr.^a Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos
Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri – UFVJM

Prof. Dr. Carlos Marclei Arruda Rangel
Universidade Federal Fluminense – IEAR UFF

Niterói – RJ

2020

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

D541r Dias, Raphaella Rodrigues
Reconstituição Paleoambiental da Bacia Hidrográfica do rio Paraúna, MG, relacionada a processos fluviais e geomorfológicos, através de biomineralizações de sílica / Raphaella Rodrigues Dias ; Heloisa Helena Gomes Coe, orientador ; Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos, coorientadora. Niterói, 2020.
266 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2020.m.14538255769>

1. Reconstituição paleoambiental. 2. Fitólitos. 3. Serra do Espinhaço Meridional. 4. Rio Paraúna. 5. Produção intelectual. I. Coe, Heloisa Helena Gomes, orientador. II. Vasconcelos, Alessandra Mendes Carvalho, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

À minha família,
que me apoia, encoraja e ensina a viver.

AGRADECIMENTOS

Se você está lendo esta página é porque eu consegui. E não foi fácil chegar até aqui. Do processo seletivo, passando pela aprovação até a conclusão do Mestrado, foi um longo caminho percorrido. Nada foi fácil, nem tampouco tranquilo. Porém, as motivações eram grandiosas, somadas às espontâneas generosidades que fizeram possível a realização desta pesquisa.

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por tudo que Ele fez por mim, por ter honrado minhas orações e meu esforço. Muito obrigada, Senhor, por ter me dado condições de chegar até aqui, pois sem ti sei que nada sou e nada posso fazer.

Tenho muito a agradecer à minha orientadora Heloisa, por toda ajuda, atenção, compreensão e ensinamentos, além da amizade e do carinho. Agradeço pela oportunidade, por acreditar em mim. Muito obrigada pela paciência, muita paciência, pelo incentivo emocional, acadêmico e até financeiro.

Agradeço aos meus pais, William e Rosangela, que acreditaram em mim, me conduziram na vida e não permitiram que eu desistisse dos meus sonhos perante as dificuldades.

Ao meu irmão, Guilherme, pelo amor, pelo carinho, pelas conversas de madrugada. Apesar de ser meu caçula, sempre aprendo muito com sua sabedoria. Meu companheiro para a vida inteira.

Agradeço ao meu noivo, João Junior, por estar sempre ao meu lado, nos momentos bons e ruins, pela paciência e compreensão, por me dar o seu apoio e o seu amor. Obrigada por “puxar minha orelha” quando foi preciso e por me dar uma “mãozinha” com o computador. Seu bom humor e otimismo me deram força para continuar.

Agradeço também à prof.^a Dr.^a Alessandra Vasconcelos, primeiramente por se disponibilizar para participar ativamente deste trabalho, sem seu auxílio e seus conhecimentos esta dissertação não seria a mesma. Muito obrigada por identificar os perfis de solo, por ajudar inúmeras vezes no que fosse preciso, por ceder sua casa e seus recursos para realização dos trabalhos de campo e por, literalmente, suar a camisa. Sua ajuda e amizade foram inestimáveis.

Agradeço ao Dr. Alex de Carvalho da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) e seu orientador prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Junior, que foram os idealizadores desta pesquisa e aceitaram realizar esta parceria. Obrigada por todo suporte, pelas análises e dados

enviados, pela presença nos trabalhos de campo, reuniões e ajuda em tudo que foi necessário.

Ao prof. Dr. Carlos Victor e o prof. Dr. Leandro Sousa por disponibilizarem seu tempo e conhecimento na identificação das plantas, trabalho de campo e descrição ambiental da área de estudo.

Aos meus queridos amigos “fitoliteiros” Sarah, Karina e David pela ajuda imensurável em cada fase de laboratório, além do apoio nas horas de desespero. Nosso grupo/família está sempre crescendo graças ao compromisso e carinho de cada um de vocês.

A todos do Laboratório de Geografia da UERJ/FFP (LabGeo), pelo auxílio e suporte no tratamento das amostras e ao LABDIN (Laboratório de Dinâmicas da Natureza) da UERJ/FFP, pela utilização do microscópio.

Agradeço ao Instituto de Geociências da UFF, principalmente ao Lagemar, por disponibilizarem suas instalações, materiais e recursos durante todo o mestrado. Assim como à prof.^a Dr.^a Kita Macario do Instituto de Física da UFF e sua equipe, pela realização das datações ¹⁴C das amostras e por não medir esforços para que elas fossem realizadas a tempo.

Também ao prof. Dr. Rodrigo Abuchacra da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ/FFP), seus alunos e à UMAA da Universidade Federal do Rio de Janeiro pela realização das análises elementares das amostras.

Obrigada à Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro concedido durante os 24 meses de Mestrado, em um país que necessita tanto de progresso e valorização da pesquisa.

Às diretoras e coordenadoras da Escola Municipal Edilson Vignoli Marins: Taciane e Rosi, Marcilene e Hilmara, pelo empenho em tentar colaborar, sempre e da melhor forma possível, para que eu pudesse conciliar minhas obrigações como professora com as exigências e o desafio de realizar um mestrado trabalhando. Agradeço a Deus por ter me colocado numa escola com gestores tão competentes e humanos como vocês.

Aos meus colegas de profissão, Karla, Alessandro, Geraldynne, Thiago e Marrone, que me ajudaram com seu bom humor e companheirismo, me animaram e incentivaram a terminar esta dissertação, e especialmente ao Leandro que, além disso, me ajudou com os mapas e referências.

A todos os professores e funcionários do Departamento de Dinâmica dos Oceanos e da Terra da UFF que direta ou indiretamente colaboraram com meu trabalho.

Tenho muito que agradecer à Giliane, querida Gi, que me socorreu em no momento que mais precisei. Enviou análises e imagens imprescindíveis e que jamais teria feito sozinha.

A todos que participaram de alguma forma na realização deste curso e deste trabalho, recebam meu “Muito Obrigada” com muito carinho e amor.

*“E quest' è il fiore del partigiano
O bella ciao, bella ciao, bella ciao, ciao, ciao
E quest'è il fiore del partigiano
Morto per la libertà (...)
ma verrà il giorno che tutte quante
Lavoreremo in libertà!”*

Giovanna Daffini

RESUMO

A Serra do Espinhaço Meridional é um dos principais domínios geológico-geomorfológicos do estado de Minas Gerais, Brasil. Grande parte de sua área é drenada pela bacia do rio Paraúna, localizada na Depressão de Gouveia. Apesar da importância que a Serra representa, ainda são poucos os trabalhos que abordam de maneira integrada, a geomorfologia fluvial nos vales dos principais afluentes do rio Paraúna e a evolução paleoambiental ocorrida na região. A presente dissertação tem por objetivo investigar essas condições paleoambientais e inferir possíveis mudanças na paisagem natural, em associação com processos geomorfológicos ocorridos nesta bacia. A área foi estudada a partir de uma análise integrada envolvendo dinâmica e características do solo e da geomorfologia, biomineralizações de sílica (fitólitos e espículas de esponja) e idades obtidas a partir das datações por ^{14}C -AMS. Foram coletadas 24 amostras de solo em 6 perfis e 38 amostras de plantas típicas do Cerrado (para servirem de referência moderna da produção fitolítica nas áreas de coleta). Constatou-se que, ao longo do Quaternário, os processos fluviais, condicionados pelo clima, pela litoestrutura, pelos movimentos neotectônicos e, mais recentemente, pelas atividades antrópicas, têm contribuído com a esculturação das formas de relevo da bacia do rio Paraúna e com o desenvolvimento das fitofisionomias. Constatou-se que as plantas acompanham estas mudanças, respondendo às alterações no nível do lençol freático, no solo, na disponibilidade de água ou alagamentos sazonais, no curso dos rios, erosão e transporte. A quantidade de carbono orgânico e de fitólitos no solo apresenta variadas tendências, de acordo com os processos fluviais de deposição e erosão em cada um dos perfis estudados. Em alguns perfis os fitólitos estão bem preservados, com a porcentagem de classificáveis diminuindo com a profundidade, porém observa-se fitólitos quebrados e corroídos em áreas em que o rio atuou diretamente. Os tipos de fitólitos predominantes em todos os perfis foram traqueídeos, poliédricos, *elongate*, *bilobate* e *bulliform* e, em alguns casos, com presença em ambientes alagados de fitólitos do tipo *papillae*, característicos de Cyperaceae. O índice de densidade arbórea (D/P) apresentou valores sempre baixos, sendo no Perfil 4 onde foram observadas maiores alterações antrópicas da vegetação e uso do solo. Em todos os perfis verifica-se uma tendência de variação do D/P de acordo com as migrações e deslocamentos dos rios, indicando que a cobertura arbórea era mais densa quando o rio se deslocava e mais aberta quando o rio se aproximava, sugerindo que o fator limitante da vegetação nestas áreas não é tanto o clima, mas sobretudo a disponibilidade de água. As datações apresentaram idades que variam de 17.360 a 1790 anos cal AP, indo desde o Pleistoceno Médio até o Holoceno Superior. A presença de espículas de esponjas silicificadas em algumas áreas pode ser considerado um marcador da presença dos rios. Porém, constatou-se que a intensidade dos processos geomorfológicos e erosivos da região do Espinhaço Meridional não permitem que esse *proxy* seja encontrado em bom estado de conservação, o que inviabilizou análises mais aprofundadas neste trabalho. As análises fitolíticas e elementares do carbono e nitrogênio, se mostraram bastante promissoras na compreensão da evolução geomorfológica e de mudanças ambientais, principalmente se associadas a outros indicadores, como a granulometria, a fim de se obter uma maior precisão na inferência dessas mudanças.

Palavras-chave: Reconstituição paleoambiental; fitólitos; Serra do Espinhaço Meridional; rio Paraúna; geomorfologia fluvial; Quaternário.

ABSTRACT

The Southern Espinhaço Mountain Range is one of the main geological-geomorphological domains of the state of Minas Gerais, Brazil. A large part of its area is drained by the Paraúna River basin, located in the Gouveia Depression. Despite the importance that the *Serra* represents, there are still few studies with an integrated approach to the fluvial geomorphology in the valleys of the main tributaries of the Paraúna river and the paleoenvironmental evolution that occurred in the region. This dissertation aims to investigate these paleoenvironmental conditions and to infer possible changes in the natural landscape in association with geomorphological processes that occurred in this basin. The area was studied based on an integrated analysis involving soil and geomorphology dynamics and characteristics, silica biomineralizations (phytoliths and sponge spicules), and ages obtained from ¹⁴C-AMS dating, enabling knowledge of the region's paleoenvironmental conditions. A total of 24 soil samples were collected from 6 profiles along with 38 samples of typical *Cerrado* plants (to serve as a modern reference for phytolith production in the collection areas). It was found that, throughout the Quaternary, the river processes, conditioned by climate, lithostructure, neotectonic movements and, more recently, by anthropic activities, have contributed to the sculpting of relief forms in the Paraúna river basin and to the development of phytophysionomies. It was found that the plants follow these changes, responding to alterations in the water table level, the soil, and water availability, or to seasonal flooding in the course of the rivers, erosion and transport. The amount of organic carbon and phytoliths in the soil has varied trends, according to the fluvial deposition and erosion processes in each of the studied profiles. In some profiles, phytoliths are well preserved, with the classified percentage decreasing with depth, but phytoliths are broken and weathered in areas where the river acted directly. The predominant types of phytoliths in all profiles were tracheids, polyhedral, elongate, bilobate, and bulliform, and, in some cases in flooded environments, with the presence of phytoliths of the papillae type, characteristic of Cyperaceae. The tree density index (D / P) always presented low values, with Profile 4 showing the greatest anthropic changes in vegetation and land use. In all profiles, there is a trend of D/P variation according to the migration and displacement of the rivers, indicating that the tree cover was denser when the river moved and more open when the river approached, suggesting that the limiting factor of vegetation in these areas is not so much the climate but mostly the availability of water. The dates ranged from 17,360 to 1790 cal years BP, ranging from the Middle Pleistocene to the Upper Holocene. The presence of silicified sponge spicules in some areas can be considered a marker of the presence of rivers. However, it was found that the intense geomorphological and erosive processes of the Southern Espinhaço region mean that this proxy was not in a good state of conservation, which prevented further analysis in the present study. Phytolith and elementary carbon and nitrogen analyses proved to be very promising for understanding of the geomorphological evolution and environmental changes, especially when associated with other indicators, such as granulometry, in order to obtain greater precision in the inference of these changes.

Keywords: paleoenvironmental reconstitution; phytoliths; Southern Espinhaço Mountain Range; Paraúna river; fluvial geomorphology; Quaternary.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
1.1	Objetivo Geral	23
1.2	Objetivos Específicos	23
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	25
2.1	Solos	25
2.1.1	<u>Formação dos solos</u>	25
2.1.2	<u>Horizontes do solo</u>	27
2.1.3	<u>Morfologia do solo</u>	28
2.1.4	<u>Tipos de solo</u>	29
2.2	Geomorfologia Fluvial	32
2.2.1	<u>Dinâmica Fluvial e a interação entre as vertentes e os cursos fluviais</u>	32
2.2.2	<u>Processos fluviais: erosão, transporte e deposição</u>	34
2.2.3	<u>Planície de inundação</u>	34
2.2.4	<u>Terraços fluviais</u>	35
2.2.5	<u>Paleossolos</u>	37
2.2.6	<u>Níveis deposicionais fluviais e sua tipologia</u>	38
2.2.7	<u>Alterações nos sistemas fluviais brasileiros por mudanças climáticas</u>	38
2.3	Fitólitos	40
2.3.1	<u>Onde são produzidos os fitólitos</u>	43
2.3.2	<u>Porque as plantas produzem fitólitos</u>	45
2.3.3	<u>Principais famílias produtoras</u>	46
2.3.4	<u>Morfologia e valor taxonômico</u>	51
2.3.5	<u>Tipos de fitólitos</u>	51
2.3.6	<u>Redundância e Multiplicidade</u>	55
2.3.7	<u>Calibração das relações entre assembleias fitolíticas, estruturas das vegetações e parâmetros bioclimáticos</u>	56
2.3.8	<u>Índices fitolíticos</u>	57
2.3.9	<u>Formação das sequências fitolíticas de solos</u>	59
2.3.10	<u>Utilidades e limites do estudo dos fitólitos</u>	61
2.3.11	<u>Estudos com fitólitos no Brasil</u>	61
2.4	Espículas de esponja	73
2.5	Datação ¹⁴C-AMS	77
2.6	Composição elementar da matéria orgânica	81
3	ÁREA DE ESTUDO	83

3.1	Quadro geológico-geomorfológico	85
3.2	Solos	89
3.3	Clima	91
3.4	Vegetação	92
4	MATERIAIS E MÉTODOS	97
4.1	Materiais	100
4.1.1	<u>Perfil 1 – Córrego dos Pereiras</u>	100
4.1.2	<u>Perfil 2 – Córrego Contagem</u>	102
4.1.3	<u>Perfil 3 – Córrego Sepultura</u>	106
4.1.4	<u>Perfil 4 – Córrego dos Pereiras / Cuiabá</u>	109
4.1.5	<u>Perfil 5 – Trincheira no Córrego dos Pereiras / Cuiabá</u>	110
4.1.6	<u>Perfil 6 – Ribeirão Rio Grande</u>	114
4.2	Métodos	120
4.2.1	<u>Trabalhos de Campo</u>	120
4.2.2	<u>Análises Pedológicas</u>	122
4.2.3	<u>Extração e quantificação de fitólitos e espículas</u>	125
4.2.4	<u>Microscopia, Taxonomia e Contagem</u>	129
4.2.5	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	130
5	RESULTADOS	132
5.1	Perfil 1	132
5.1.1	<u>Análises Pedológicas</u>	132
5.1.2	<u>Fitólitos de Plantas</u>	136
5.1.3	<u>Fitólitos do solo</u>	136
5.1.4	<u>Espículas de esponja</u>	140
5.2	Perfil 2	141
5.2.1	<u>Análises Pedológicas</u>	141
5.2.2	<u>Fitólitos de Plantas</u>	145
5.2.3	<u>Fitólitos do solo</u>	149
5.2.4	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	155
5.2.5	<u>Espículas de esponja</u>	156
5.3	Perfil 3	156
5.3.1	<u>Análises Pedológicas</u>	156
5.3.2	<u>Fitólitos de Plantas</u>	161
5.3.3	<u>Fitólitos do solo</u>	164
5.3.4	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	169
5.4	Perfil 4	171

5.4.1	<u>Análises Pedológicas</u>	171
5.4.2	<u>Fitólitos do solo</u>	175
5.4.3	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	180
5.5	Perfil 5	180
5.5.1	<u>Análises Pedológicas</u>	180
5.5.2	<u>Fitólitos de Plantas</u>	185
5.5.3	<u>Fitólitos do solo</u>	187
5.5.4	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	191
5.6	Perfil 6	191
5.6.1	<u>Análises Pedológicas</u>	191
5.6.2	<u>Fitólitos de Plantas</u>	196
5.6.3	<u>Fitólitos do solo</u>	200
5.6.4	<u>Datações por ¹⁴C-AMS</u>	205
6	SÍNTESE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS	206
6.1	Perfil 1	206
6.2	Perfil 2	207
6.3	Perfil 3	211
6.4	Perfil 4	214
6.5	Perfil 5	216
6.6	Perfil 6	219
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	222
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	225
	APÊNDICE 1 – FICHA DE DESCRIÇÃO DE PERFIS	240
	APÊNDICE 2 – PROTOCOLO DE EXTRAÇÃO DOS FITÓLITOS DE SOLOS	252
	APÊNDICE 3 – PROTOCOLO DE EXTRAÇÃO DE FITÓLITOS DE PLANTAS	256
	APÊNDICE 4 – PROTOCOLO PARA EXTRAÇÃO DE ESPÍCULAS	257
	ANEXO 1 – PROTOCOLO PARA ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (DISPERSÃO TOTAL: MÉTODO DA PIPETA)	258
	ANEXO 2 – PROTOCOLO PARA MEDIÇÃO DE pH DO SOLO	265

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema de um perfil de solo com exemplos dos principais horizontes.	27
Figura 2 – Exemplo de triângulo textural.	28
Figura 3 – (A) Terraços emparelhados; (B) terraços desemparelhados	37
Figura 4 – Tecidos produtores de fitólitos e outras biomineralizações.	40
Figura 5 – Esquema do Ciclo da Sílica.	41
Figura 6 – Fitólitos encontrados nas plantas e no solo.	42
Figura 7 – Tipos de plantas em relação à absorção de sílica.	43
Figura 8 – Exemplos de partes das plantas onde são produzidos fitólitos.	44
Figura 9 – Células <i>bulliform</i>	45
Figura 10 – Exemplo de células silicificadas e não-silicificadas em plantas herbáceas.	45
Figura 11 – Principais morfotipos de fitólitos.	54
Figura 12 – Publicações utilizando fitólitos no Brasil.	62
Figura 13 – Mapa com a localização dos principais estudos ambientais e arqueológicos desenvolvidos com fitólitos por região do Brasil.	72
Figura 14 – Conjunto de gêmulas formadas em esponja da espécie <i>Oncosclera navicella</i> encontrada no rio Formoso, afluente do rio Ivaí.	73
Figura 15 – Fotografia tirada em microscópio eletrônico de varredura de gêmula de <i>Oncosclera jewelli</i> , coberta por gemoscleras.	74
Figura 16 – Ósculos presentes em esponja <i>Corvospongilla seckti</i> fixada em folha de <i>Nymphaea</i> no Lago de Itaipu.	75
Figura 17 – Espículas silicosas características da espécie <i>Corvospongilla seckti</i> vistas ao microscópio óptico.	76
Figura 18 – Ciclo do Carbono 14.	78
Figura 19 – Localização da Bacia do Rio Paraúna.	84
Figura 20 – Unidades Geológicas da Bacia do Rio Paraúna.	86
Figura 21 – Mapeamento geomorfológico do Espinhaço Meridional, MG.	87
Figura 22 – Árvores tortuosas, São João da Chapada, MG.	93
Figura 23 – Vegetação de campo rupestre, S. João da Chapada, MG.	94
Figura 24 – Mata de galeria, Serra do Engenho, MG.	94
Figura 25 – Vegetação de cerradão, Gouveia, MG.	95
Figura 26 – Vegetação de cerrado stricto sensu, Gouveia, MG.	95
Figura 27 – Vegetação de campo sujo, Guinda, MG.	96
Figura 28 – Vegetação de campo limpo, Guinda, MG.	96
Figura 29 – Localização dos pontos de coleta das amostras.	99
Figura 30 – Localização do Perfil 1 e da Voçoroca estudada por Rocha, 2014.	100
Figura 31 – Imagem da Voçoroca estudada por Rocha (2014) à esquerda do Perfil 1 e cobertura vegetal da área.	100
Figura 32 – Imagens do Perfil 1 e sua cobertura vegetal.	101
Figura 33 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 1.	102
Figura 34 – Localização do Perfil 2.	103
Figura 35 – Imagem do Córrego Contagem, do Perfil 2 e sua cobertura vegetal.	103
Figura 36 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 2.	105
Figura 37 – Localização do Perfil 3.	106
Figura 38 – Vista do Perfil 3.	106
Figura 39 – Córrego Sepultura com Perfil 3 localizado na sua margem direita.	107
Figura 40 – Cobertura vegetal no Perfil 3.	108
Figura 41 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 3.	108
Figura 42 – Localização do Perfil 4.	110

Figura 43 – Imagem do Perfil 4 mostrando sequência de seixos sobre alúvio recoberto por sedimentos finos e topo de colúvio.	110
Figura 44 – Localização do Perfil 5.	111
Figura 45 – Paisagem e cobertura vegetal com voçorocas próximas ao perfil.	112
Figura 46 – Imagens do Perfil 5 e da linha de pedras que o atravessa (também presente na voçoroca).	112
Figura 47 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 5.	113
Figura 48 – Espécies de plantas encontradas no Perfil 5, mas que não foram coletadas para análises fitolíticas.	114
Figura 49 – Localização do Perfil 6.	115
Figura 50 – Imagem do Perfil 6, antes de ser limpo para coleta das amostras.	115
Figura 51 – Rio Grande à direita, planície de inundação de material arenoso com espécies de Cyperaceae e Poaceae ao meio e terraço fluvial com Perfil 6 à esquerda, com vegetação de Cerradão e Mata de Galeria.	116
Figura 52 – Cobertura vegetal do Perfil 6.	117
Figura 53 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 6.	118
Figura 54 – Linha de pedra próxima ao Perfil 6.	119
Figura 55 – Vegetação de gramíneas deformadas pelo fluxo da água do rio na última cheia.	119
Figura 56 – Síntese das etapas da pesquisa.	120
Figura 57 – Algumas etapas do trabalho de campo.	121
Figura 58 – Trabalho de campo para coleta de plantas.	121
Figura 59 – Etapas para medição de pH do solo.	123
Figura 60 – Classificação da acidez no solo de acordo com o pH.	123
Figura 61 – Amostra sendo macerada (a), pesada na balança de alta precisão (b), guardada em bolinhas de alumínio completamente fechadas (c) e novamente pesada para conferir se não houve perda de amostra.	124
Figura 62 – Preparação das amostras para extração de fitólitos.	125
Figura 63 – Etapas de descarbonatação, remoção de matéria orgânica e adição de branqueador.	126
Figura 64 – Etapas de solubilização de ferro, remoção de argila, peneiramento, secagem e separação densimétrica.	126
Figura 65 – Etapa de centrifugação das amostras.	127
Figura 66 – Secagem e pesagem das folhas.	127
Figura 67 – Queima da matéria orgânica das folhas com ácidos.	128
Figura 68 – Amostras resfriando e reagindo com peróxido de hidrogênio.	128
Figura 69 – Amostras nos tubos falcon prontas para serem lavadas.	129
Figura 70 – Bandeja com lâminas para microscopia óptica.	129
Figura 71 – Contagem das lâminas em microscópio óptico.	130
Figura 72 – Descrição do Perfil 1.	133
Figura 73 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 1.	134
Figura 74 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 1.	134
Figura 75 – Razão C/N do Perfil 1.	134
Figura 76 – Granulometria do Perfil 1.	135
Figura 77 – Textura do Perfil 1.	135
Figura 78 – Fitólitos observados nesta Poaceae.	136
Figura 79 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 1.	136
Figura 80 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 1.	137
Figura 81 – Porcentagem dos tipos de fitólitos classificáveis do Perfil 1.	138
Figura 82 – Fitólitos observados no Perfil 1.	138

Figura 83 – Índice de densidade arbórea do Perfil 1	139
Figura 84 – Índice de estresse hídrico do Perfil 1	140
Figura 85 – Espículas de esponjas encontradas no Perfil 1	141
Figura 86 – Descrição do Perfil 2	142
Figura 87 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 2	140
Figura 88 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 2	140
Figura 89 – Razão C/N do Perfil 2	143
Figura 90 – Granulometria do Perfil 2	144
Figura 91 – Textura do Perfil 2.....	144
Figura 92 – Fitólitos observados em <i>Palhinhaea cernua</i>	145
Figura 93 – Fitólitos observados em <i>Ageratum fastigiatum</i>	146
Figura 94 – Fitólitos observados em <i>Tibouchina sp.</i>	146
Figura 95 – Fitólitos observados em <i>Chamaecrista rotundata</i>	147
Figura 96 – Fitólitos observados nesta Poaceae.....	147
Figura 97 – Fitólitos observados nesta Poaceae.....	148
Figura 98 – Fitólitos observados em <i>Aristida sp.</i>	148
Figura 99 – Fitólitos observados em <i>Ludwigia sp.</i>	149
Figura 100 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 2	149
Figura 101 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 2	150
Figura 102 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 2	151
Figura 103 – Fitólitos observados no Perfil 2	152
Figura 104 – Índice de densidade arbórea do Perfil 2.....	153
Figura 105 – Índice de estresse hídrico do Perfil 2	154
Figura 106 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 2.....	154
Figura 107 – Calibração das idades da amostra na transição entre os horizontes A2 e E .	155
Figura 108 – Calibração das idades da amostra do Horizonte B a 210 cm de profundidade	155
Figura 109 – Fragmentos de espículas encontradas no Perfil 2.....	156
Figura 110 – Descrição do Perfil 3.	158
Figura 111 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 3.....	159
Figura 112 – Porcentagem de nitrogênio do Perfil 3	159
Figura 113 – Razão C/N do Perfil 3	159
Figura 114 – Granulometria do Perfil 3	160
Figura 115 – Textura do Perfil 3.....	160
Figura 116 – Fitólitos observados em <i>Baccharis sp.</i>	161
Figura 117 – Fitólitos observados em <i>Miconia sp2</i>	161
Figura 118 – Fitólitos observados em Verbenaceae.	162
Figura 119 – Fitólitos observados em <i>Tibouchina sp. 2.</i>	162
Figura 120 – Fitólitos observados em <i>Dicranopteris flexuosa</i>	163
Figura 121 – Fitólitos observados em Lauraceae.....	163
Figura 122 – Fitólitos observados nesta <i>Brachiaria</i>	164
Figura 123 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 3	164
Figura 124 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 3	165
Figura 125 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 3	166
Figura 126 – Fitólitos observados no Perfil 3	167
Figura 127 – Índice de densidade arbórea do Perfil 3.....	168
Figura 128 – Índice de estresse hídrico do Perfil 3	168
Figura 129 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 3.....	169
Figura 130 – Calibração das idades da amostra entre os horizontes A2 e A3 a 107 cm de profundidade.....	170

Figura 131 – Calibração das idades da amostra entre os horizontes A3 e A4 a 140 cm de profundidade.....	170
Figura 132 – Descrição do Perfil 4.....	172
Figura 135 – Razão C/N do Perfil 4.....	173
Figura 133 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 4.....	173
Figura 134 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 4.....	173
Figura 136 – Granulometria do Perfil 4.....	174
Figura 137 – Textura do Perfil 4.....	174
Figura 138 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 4.....	175
Figura 139 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 4.....	176
Figura 140 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 4.....	177
Figura 141 – Fitólitos observados no Perfil 4.....	177
Figura 142 – Índice de densidade arbórea do Perfil 4.....	178
Figura 143 – Índice de estresse hídrico do Perfil 4.....	179
Figura 144 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 4.....	179
Figura 145 – Descrição do Perfil 5.....	182
Figura 148 – Razão C/N do Perfil 5.....	183
Figura 147 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 5.....	183
Figura 146 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 5.....	183
Figura 149 – Granulometria do Perfil 5.....	184
Figura 150 – Textura do Perfil 5.....	184
Figura 151 – Fitólitos observados em <i>Eugenia dysenterica</i>	185
Figura 152 – Fitólitos observados em <i>Enterolobium sp.</i>	185
Figura 153 – Fitólitos observados em <i>Eremanthus erythropappus</i>	186
Figura 154 – Fitólitos observados neste Poaceae.....	186
Figura 155 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 5.....	187
Figura 156 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 5.....	188
Figura 157 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 5.....	189
Figura 158 – Fitólitos observados no Perfil 5.....	189
Figura 159 – Índice de densidade arbórea do Perfil 5.....	190
Figura 160 – Índice de estresse hídrico do Perfil 5.....	191
Figura 161 – Descrição do Perfil 6.....	193
Figura 164 – Razão C/N do Perfil 6.....	194
Figura 163 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 6.....	194
Figura 162 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 6.....	194
Figura 165 – Granulometria do Perfil 6.....	195
Figura 166 – Textura do Perfil 6.....	195
Figura 167 – Fitólitos observados nesta Anacardiaceae.....	196
Figura 168 – Fitólitos observados nesta Myrtaceae.....	197
Figura 169 – Fitólitos observados nesta Arecaceae.....	197
Figura 170 – Fitólitos observados nesta Arecaceae.....	198
Figura 171 – Fitólitos observados em <i>Stylosanthes sp.</i>	198
Figura 172 – Fitólitos observados em <i>Crotolaria sp.</i>	199
Figura 173 – Fitólitos observados nesta Poaceae.....	199
Figura 174 – Fitólitos encontrados em <i>Fimbristylis sp.</i>	200
Figura 175 – Fitólitos encontrados nesta Cyperaceae.....	200
Figura 176 – Fitólitos encontrados em <i>Ludwigia sp.</i>	200
Figura 177 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 6.....	201
Figura 178 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 6.....	201
Figura 179 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 6.....	202

Figura 180 – Fitólitos encontrados no Perfil 6.	203
Figura 181 – Índice de densidade arbórea do Perfil 6.....	203
Figura 182 – Índice de estresse hídrico do Perfil 6	204
Figura 183 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 6.....	205
Figura 184 – Síntese dos resultados do Perfil 1, com divisão de 2 zonas fitolíticas pelo CONISS.....	207
Figura 185 – Síntese dos resultados do Perfil 2, com divisão de 3 zonas pelo CONISS....	208
Figura 186 – Marcação no relevo do vale encaixado entre os maciços de quartzito	209
Figura 187 – Organossolos e Espodossolos encontrados na região do Camilinho	210
Figura 188 – Síntese dos resultados do Perfil 3, com divisão de 3 zonas pelo CONISS....	212
Figura 189 – Alto curso do córrego Sepultura, com relevo suavizado e morros declivosos sustentados por quartzitos	213
Figura 190 – Material orgânico acumulado no piso.....	213
Figura 191 – Síntese dos resultados do Perfil 4, com divisão de duas zonas pelo CONISS	215
Figura 192 – Síntese dos resultados do Perfil 5, com divisão de 3 zonas pelo CONISS....	217
Figura 193 – Síntese interpretativa dos resultados do Perfil 6, com divisão de duas zonas pelo CONISS.....	220
Figura 194 – Base do Perfil 6 com seixos rolados e linhas que marcam as fases de deposição.	221

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Padrões de produção de fitólitos e sua importância taxonômica em plantas	47
Tabela 2 – Exemplo de alguns radioisótopos que podem ser medidos com AMS.....	81
Tabela 3 – Descrição e informações sobre os pontos selecionados	97
Tabela 4 – Identificação das plantas coletadas para análises fitolíticas	98
Tabela 5 – Análises pedológicas do Perfil 1.....	134
Tabela 6 – Análises pedológicas do Perfil 2.....	143
Tabela 7 – Datações do Perfil 2.....	155
Tabela 8 – Análises pedológicas do Perfil 3.....	159
Tabela 9 – Datações do Perfil 3.....	170
Tabela 10 – Análises pedológicas do Perfil 4.....	173
Tabela 11 – Datações do Perfil 4.....	180
Tabela 12 – Análises pedológicas do Perfil 5.....	183
Tabela 13 – Datações do Perfil 5.....	191
Tabela 14 – Análises pedológicas do Perfil 6.....	194
Tabela 15 – Datações do Perfil 6.....	205

1 INTRODUÇÃO

O aparecimento, a vida e a evolução da espécie humana são intimamente relacionadas com a história natural, afinal, o homem é constantemente dependente da natureza. Atualmente, por causa do formidável avanço tecnológico, que chega praticamente a ofuscar o importante papel desempenhado pela natureza, questionamentos e estudos acerca da história da Terra acabam sendo menosprezados; contudo, este tipo de indagação é perfeitamente cabível e oportuno (SUGUIO, 2010).

A compreensão da natureza só pode ser atingida pelo conhecimento da sua estrutura anatômica e da sua fisiologia (ou funcionamento). Esta estrutura é extremamente complexa; inúmeros seres animados e inanimados coexistem e relacionam-se mutuamente por meio de fenômenos muito diversificados. Ela constitui um sistema muito dinâmico, de modo que qualquer mudança parcial afeta todo o conjunto. Portanto, tornam-se necessárias informações em diferentes escalas espaciais e temporais, passíveis de serem obtidas por enfoques múltiplos e, principalmente, interdisciplinares (SUGUIO, 2010).

No meio ambiente, as transformações processam-se em escalas de tempo específicas para cada região e, desta maneira, muitas mudanças ocorridas em dezenas, centenas ou milhares de anos não podem ser facilmente observadas a olho nu, razão pela qual é necessário, muitas vezes, recorrer ao auxílio de determinados métodos e equipamentos. Os estudos paleoambientais são realizados por diferentes linhas de pesquisa que, para suprir suas necessidades, recorrem a diversos recursos, os quais podem ser chamados de *proxies* ou indicadores (PIPERNO, 1988).

Estudar as mudanças ambientais, tanto atuais quanto passadas, é de extrema importância para o homem, principalmente nos dias de hoje, onde a expressão “mudanças climáticas e ambientais” está incorporada cada vez mais no nosso dia a dia (SUGUIO, 2008). Foi a partir dos estudos paleoambientais que tivemos acesso a acontecimentos muito expressivos e determinantes para a possibilidade de vida na Terra, como, por exemplo, saber que aconteceram eras glaciais e interglaciais, quando aproximadamente ocorreram, o que causou a extinção, evolução e/ou surgimento de algumas espécies (COE *et al.*, 2014).

A situação atual do planeta está ligada a fatores que determinaram mudanças em outras eras, há milhares ou até milhões de anos, sendo, por isso, tão determinante para os seres humanos estudar os acontecimentos passados, pois poderemos a partir deles entender o que os causou e prevenir, com ressalvas, possíveis mudanças futuras no planeta (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Para o estudo paleoambiental é necessário a utilização de ferramentas denominadas de indicadores *proxy* (esporos, espículas de esponjas, fitólitos, frústulas de diatomáceas entre outros), que neste caso, são registros locais, que podem ser interpretados utilizando princípios físicos ou biofísicos e tem o potencial de fornecer evidências de mudanças climáticas antes da existência de registros documentais, instrumentais ou históricos (IPCC, 2011).

Um dos indicadores utilizados para reconstituições da vegetação são os fitólitos, partículas de opala microscópicas que se formam por precipitação de sílica amorfa dentro ou entre as células das plantas vivas (PIPERNO, 1988). Os fitólitos são bons *proxies* para análises de ambientes passados, pois se preservam bem sob condições oxidantes, além de serem capazes de identificar variações no grau de aridez do clima e no estresse hídrico sofrido pelas plantas (COE *et al.*, 2014). Entretanto, qualquer estudo paleoambiental tem que partir do conhecimento do ambiente atual, que servirá como referência para a interpretação de possíveis mudanças pretéritas. Os estudos ambientais e paleoambientais utilizando fitólitos ainda são escassos, principalmente no Brasil, sendo, portanto, necessária a elaboração de coleções de referência dos morfotipos encontrados em plantas e sedimentos modernos.

Espículas de esponjas também vêm sendo utilizadas com sucesso como base para reconstrução paleoambiental do Quaternário em áreas tropicais úmidas, isso porque possuem a sílica biogênica em sua composição, o que as torna mais resistentes ao intemperismo químico, mesma característica dos fitólitos e frústulas de diatomáceas (STEVAUX, 1994). A análise destes elementos pode ser considerada vantajosa quando comparada aos palinórfos, tradicionalmente mais utilizados em pesquisas paleoambientais, já que a matéria orgânica é mais susceptível aos processos de oxidação e remobilização (PAROLIN *et al.*, 2008). Além desta vantagem, estes autores salientam que por sua composição silicosa as espículas de esponjas podem ser preservadas em sedimentos mais grossos, como a areia.

Os isótopos estáveis ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Existem átomos do mesmo elemento com massa diferente. Cada elemento tem um isótopo dominante "leve" (^{12}C , ^{14}N , ^{16}O , ^{32}S e ^1H) e um ou mais isótopos "pesados" (^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , ^{33}S e ^2H) (PESSENDA *et al.*, 2005). Nas plantas, há a discriminação dos isótopos do carbono nos processos biológicos do ciclo da fotossíntese e na fixação do nitrogênio ^{15}N (BERRIER e PROSSER, 1996). O uso de isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato de que a relação isotópica varia de uma forma previsível conforme o elemento cicla na natureza. A análise $\delta^{13}\text{C}$ da MOS (matéria orgânica do solo) possibilita a identificação da formação vegetal que a originou como do tipo C3 (na maioria árvores) ou C4 (na maioria gramíneas). Diferentes mecanismos de assimilação do carbono permitem a distinção das fontes de MO, através da avaliação dos sinais obtidos para a composição isotópica do carbono.

A Serra do Espinhaço se estende das proximidades de Ouro Preto (MG) até a Chapada Diamantina na Bahia. A sua parte meridional é representada por um cinturão orogênico que limita o sudeste do Cráton do São Francisco e estende-se por cerca de 300 km na direção N-S (AUGUSTIN *et al.*, 2011). Uma das características mais comuns no antigo maciço da Serra do Espinhaço Meridional é a ocorrência de afloramentos de quartzito, que formam um conjunto de serras, dando-lhes um platô como paisagem (SAADI, 1995). Esses afloramentos são intercalados por superfícies relativamente planas e arenosas, localizadas na baixa de topografia, ocorrendo de forma indiscriminada em diferentes níveis topográficos.

Ainda não está claro o funcionamento dos processos e mecanismos envolvidos no desenvolvimento destas formações arenosas, uma vez que elas podem ser: a) *in situ*, de natureza eluvial, resultante da dissolução, por intemperismo químico e físico, do quartzito da rocha subjacente; ou b) de natureza coluvial, como resultado da erosão e transporte disperso e do escoamento concentrado (FONSECA e AUGUSTIN, 2011). O estudo das biomineralizações nessa região procura entender que efeitos o clima e a vegetação teriam sobre esses processos de alteração e que papel desempenham tanto a perda física, quanto a química, no desenvolvimento dessa paisagem.

Neste sentido, a investigação dos processos morfogenéticos e das feições encontradas na superfície terrestre é o cerne da pesquisa geomorfológica. No entanto, a maioria das formas que constituem o modelado terrestre não pode ser explicada pelos processos que atuam no presente, sendo necessário investigar e interpretar eventos do passado. A diversidade de formas e processos morfogenéticos possibilita que determinadas áreas sejam analisadas de acordo com enfoques específicos. Nesse sentido, a geomorfologia fluvial se destaca como uma especialidade da geomorfologia e se dedica ao estudo da configuração espacial das bacias hidrográficas e das redes de drenagem e das formas de relevo relacionadas à dinâmica fluvial pretérita e atual (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUMMERFIELD, 1991; THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

Os estudos geomorfológicos reconhecem a importância dos cursos fluviais. Os rios representam níveis de base para os processos exógenos que atuam nas vertentes e são os agentes mais importantes no transporte de materiais intemperizados provenientes das encostas. Eles constituem um elemento do sistema geomorfológico capaz de refletir, direta ou indiretamente, as condições ambientais e também as suas alterações. Essas condições ambientais estão vinculadas à relação entre fatores litológicos, estruturais, tectônicos, geomorfológicos, pedológicos, climáticos e uso e cobertura do solo. As interações entre estes fatores condicionam a dinâmica fluvial e, conseqüentemente, as feições erosivas e deposicionais resultantes (CHRISTOFOLETTI, 1980; PEREZ-FILHO *et al.*, 2006; SANTOS, 2008).

Alguns trabalhos de reconstituição paleogeomorfológica dessa área e a evolução do seu relevo no Quaternário já foram realizados (AUGUSTIN, 1995a; 1995b; BUENO *et al.*, 1997; AUGUSTIN e ARANHA, 2006; SEIXAS, 2015; CHUENG, 2016), lançando luz sobre aspectos climáticos e de desenvolvimento do sistema vertente-solo no passado recente da área. No entanto, ainda há lacunas na compreensão mais ampla sobre a cobertura vegetal e aspectos climáticos prevaletentes durante a deposição dos sedimentos mais recentes. Para responder a essas questões é importante a realização de análises complementares, como forma de entender as alterações climáticas pelas quais a mesma passou e seus efeitos sobre o modelado e a cobertura vegetal.

Apesar da importância e de um número considerável de estudos realizados na região, encontram-se poucos estudos de sistematização das informações já existentes sobre a relação da configuração geomorfológica e os paleoambientes, em um estudo regional. A análise fitolítica associada à geomorfologia tem se mostrado bastante promissora na compreensão da evolução da paisagem e de mudanças ambientais.

1.1 Objetivo Geral

Contribuir para a compreensão das condições paleoambientais da bacia hidrográfica do rio Paraúna e processos geomorfológicos operantes na região durante o Quaternário, identificando, através de estudos de biomineralizações de sílica, possíveis variações na dinâmica climática e vegetal e seu papel na configuração do relevo, tendo como base a investigação de depósitos sedimentares representativos.

1.2 Objetivos Específicos

- Analisar a presença ou não de fitólitos nas plantas coletadas e tentar correlacionar estes resultados com as interpretações das assembleias fitolíticas fósseis;
- Identificar e caracterizar as diferentes fitofisionomias do bioma Cerrado na área de estudo, usando como base o estudo da abundância e tipos de fitólitos encontrados em cada uma das espécies;
- Caracterizar os perfis de solo estudados para compreender os processos responsáveis pela distribuição de fitólitos e matéria orgânica ao longo dos horizontes, relacionando as propriedades texturais das amostras com as condições de acumulação de água e preservação da matéria orgânica nos ambientes em que a vegetação se desenvolveu;
- Identificar as assembleias fitolíticas e a presença de espículas de esponjas em cada um dos horizontes estudados dos perfis, promovendo uma melhor compreensão da dinâmica evolutiva geomorfológica fluvial em função das condições ambientais pretéritas.

Visando alcançar esses objetivos, a presente dissertação está estruturada em cinco capítulos, além da Introdução e Conclusão. Primeiramente é feita uma revisão bibliográfica sobre os temas fundamentais para essa pesquisa, a saber, conceitos básicos de Pedologia (formação e classificação dos solos) e Geomorfologia Fluvial, com alguns estudos de caso no Brasil e em Minas Gerais, e, por fim, os principais indicadores utilizados neste trabalho: os fitólitos, as espículas de esponjas, bem como o método de datação por ^{14}C -AMS.

O capítulo seguinte descreve a área de estudo, detalhando a sua localização, geologia, geomorfologia, solo, clima e vegetação, baseando-se em diversos estudos já realizados na região. Em seguida, são apresentados os materiais e métodos utilizados para desenvolvimento das análises pedológicas, fitolíticas e isotópicas realizadas. No capítulo 5 apresentam-se por perfil os resultados obtidos para cada análise realizada. Em seguida, no sexto capítulo, os perfis foram comparados entre si e com outros trabalhos em regiões próximas a fim de reconstituir as condições paleobioclimáticas nesta bacia hidrográfica.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Esse trabalho utiliza amostras de solo em áreas de bacias hidrográficas para análises de biomineralizações e datações por ^{14}C -AMS. O grau de produção e desenvolvimento de fitólitos está relacionado às condições climáticas da região, à natureza do solo e à quantidade de água presente nele, à idade da planta e, o mais significativo, à taxonomia da planta em si (COE *et al.*, 2014). Por este motivo, é necessário apresentar uma revisão bibliográfica sobre os principais temas que vão fundamentar as interpretações dessa pesquisa.

2.1 Solos

Entre os recursos naturais do planeta, o solo é de relevante importância, porque grande parte dos alimentos, direta ou indiretamente, provêm dos campos de cultivo e de pastagens. Além disso, ele recebe a água das chuvas, que depois emerge nas nascentes e mananciais, e sustenta a biodiversidade das florestas, campos e cerrados. A ciência do solo dedica-se a estudar estes recursos (LEPSCH, 2010).

Segundo Cury *et al.* (1993), o solo é uma matéria mineral não consolidada na superfície da Terra, sendo esta matéria sujeita e influenciada por fatores ambientais, genéticos e do material de origem que, atuando durante um período, dá origem ao solo. Apesar de ser formado a partir de um material de origem, ele apresenta diferenças em suas propriedades e em suas características físicas, químicas, biológicas, morfológicas e mineralógicas.

Segundo a EMBRAPA (2006), o solo é classificado como uma coleção de corpos naturais, sendo os mesmos constituídos de partes gasosas, sólidas e líquidas, tridimensionais, dinâmicas. Esses corpos são formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam maior parte do manto superficial dos continentes, contendo matéria viva e podem ser alterados pelas interferências antrópicas.

O limite superior do solo é a biosfera e a atmosfera com as quais se entrelaça. Lateralmente, ele pode passar para corpos d'água, rocha desnuda, gelo ou areias de praias costeiras ou de dunas movediças. O limite inferior é mais difícil de ser estabelecido porque passa progressivamente à rocha dura ou a material geológico inconsolidado. Portanto, ao se situar na interface entre a litosfera, biosfera, atmosfera e hidrosfera, outro nome para o conjunto de solos da Terra é pedosfera (GUERRA, 1994).

2.1.1 Formação dos solos

As rochas da litosfera, expostas à atmosfera, sofrem a ação direta do calor do sol, da umidade das chuvas e do crescimento de organismos. Assim, iniciam-se os processos que

resultam em inúmeras modificações na composição química dos seus minerais e aspectos físicos. A esses processos dá-se o nome de *intemperismo*, fenômeno responsável pela formação do material semiconsolidado que dará início à formação do solo. Os processos que agem na alteração do tamanho e formato das rochas são denominados *intemperismo físico*; e aqueles que modificam a composição química são *intemperismo químico*. A rocha, depois de alterada, recebe o nome de *regolito* ou *manto de intemperização*. É na parte mais superficial do regolito que ocorre a formação do solo (LEPSCH, 2010).

De acordo com Toledo *et al.* (2000), as reações químicas provocam transformações que desmancham o arranjo original dos cristais dos minerais e, em consequência, desprendem os elementos químicos que estavam retidos na sua estrutura inicial, os quais podem se reagrupar para formar os novos cristais dos minerais secundários.

Com o intemperismo, uma rocha, mesmo das mais endurecidas, pode transformar-se em um material solto, o saprolito, que permite a vida de plantas e pequenos animais. Restos como folhas caídas adicionam-se e, ao se decomporem, formam o húmus. Ao mesmo tempo, alguns dos minerais da rocha, menos resistentes ao intemperismo, transformam-se em argilas. Então, as águas das chuvas podem aí se infiltrar, translocando materiais de uma parte mais superficial para outra um pouco mais profunda (LUCHESE *et al.*, 2002).

A ação dos processos físicos, químicos e biológicos não é uniforme ao longo de uma rocha em transformação. As transformações e remoções, ocasionadas pelo intemperismo e, principalmente, pelas adições dos restos vegetais, ocorrem com maior intensidade na sua parte superior, escurecendo-a com o húmus. Além disso, certas substâncias sólidas se translocam sob ação da água e da gravidade de uma parte para outra. Tudo isso resulta em camadas empobrecidas que se sobrepõem a outras enriquecidas de componentes minerais ou orgânicos, tornando-as diferentes na aparência. Todos esses fenômenos de transformações, remoções, adições e translocações provocam uma organização do regolito em diferentes bandas horizontais, que se tornam mais diferenciadas em relação à “rocha mãe” à medida que se distanciam dela (TEIXEIRA *et al.*, 2000).

O perfil de um solo completo e bem desenvolvido possui vários tipos de horizontes, que são chamados de *horizontes principais* e identificados, de acordo com suas características, pelas letras maiúsculas: **O** (orgânico), **A** (mineral), **E** (eluvial), **B** (horizonte de máximo desenvolvimento de cor, estrutura e agregação), **H** (hístico), **C** (saprolito) e **R** (rocha não alterada). Nem sempre todos esses horizontes estão em um perfil de solo (Figura 1) (LEPSCH, 2010).

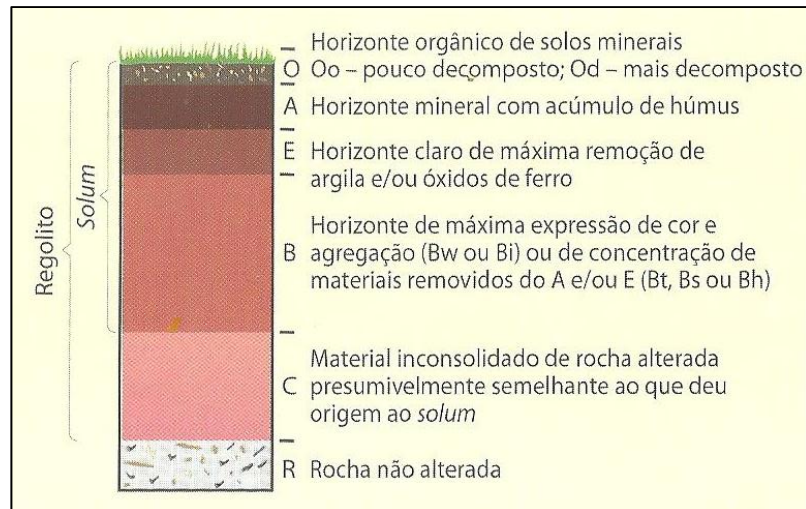


Figura 1 – Esquema de um perfil de solo com exemplos dos principais horizontes. Fonte: Lepsch, 2010.

2.1.2 Horizontes do Solo

Os horizontes principais podem ser de diversos tipos, de acordo com suas constituições, espessuras, etc. Para identificá-los usam-se letras minúsculas e algarismos arábicos, por exemplo, **Bh** (caracterizado pelo acúmulo iluvial de complexos matéria orgânica-alumínio, com pouca ou nenhuma evidência de ferro – identificado no Perfil 2 deste trabalho) e **Bi** (incipientemente desenvolvido – identificado no Perfil 4 deste trabalho) (SANTOS *et al.*, 2018).

Existe ainda um outro tipo de horizonte orgânico, **H** (ou hístico), bastante espesso e que ocorre mais em áreas encharcadas, característico dos solos onde esses materiais predominam sobre os minerais. Os **solos hidromórficos** apresentam como condição principal a saturação permanente ou na maior parte do tempo com água, resultando em características específicas decorrentes do processo de gleização. Estas condições ambientais estão associadas a áreas de baixada ou depressões localizadas, que apresentam má drenagem decorrente da presença de um lençol freático permanente ou oscilante (como encontrado nos Perfis 2, 3 e 4 deste trabalho). Os processos pedogenéticos como a gleização, a ferrólise e a paludização determinam no solo características morfológicas, físicas, químicas, biológicas e mineralógicas específicas, que podem variar de acordo com o grau de hidromorfismo, material de origem, granulometria e com o uso e manejo dos solos (NETO, 2010).

O horizonte **A** é a camada predominantemente mineral mais próxima da superfície (presente em todos os Perfis estudados neste trabalho). Sua característica fundamental é o acúmulo de matéria orgânica, tanto parcial como totalmente humificada. Muitos também apresentam perda de materiais sólidos translocados (ou eluviados) para o horizonte B, mais profundo. É normalmente escurecido, por conter quantidades apreciáveis de húmus (EMBRAPA, 2018).

O horizonte **E**, presente em alguns solos (identificado no Perfil 2 deste trabalho), é mais claro, no qual ocorrem perdas de materiais translocados para o horizonte B (argilas e/ou óxidos de ferro e húmus). A esse processo de translocação dá-se o nome de **eluviação**; por isso, esse horizonte é eluvial. Os materiais removidos ou translocados dos horizontes superiores pelas águas se infiltram no solo e ficam retidos no horizonte subjacente. A esse processo de acumulação de materiais iluviados dos horizontes superiores dá-se o nome de **iluviação** (LUCHESE *et al.*, 2002).

Abaixo do B, situa-se o horizonte **C**, que normalmente corresponde ao saprolito, isto é, à rocha pouco alterada pelos processos de formação do solo e, portanto, com características mais próximas ao material do qual o solo, presumivelmente, se formou (encontrado em todos os Perfis deste trabalho, sendo coletado para análise no Perfil 6) (SANTOS *et al.* 2018).

2.1.3 Morfologia do solo

Morfologia do solo significa o estudo da sua aparência no meio ambiente natural e sua descrição segundo as características perceptíveis, visíveis a olho nu ou sensíveis ao tato. O conjunto de características morfológicas constitui a base fundamental para identificar o solo, que é complementada com análises de laboratório. Observam-se várias características na descrição morfológica de um solo, tanto do perfil como da paisagem onde se situa. As principais são: cor, textura, estrutura, consistência, espessura e transição dos horizontes (OLIVEIRA, 2005).

Em pedologia, o termo *textura* refere-se à proporção relativa das frações areia, silte e argila em um material do solo. Elas são identificadas graficamente nos diagramas triangulares feitos com esse propósito (Figura 2) (LEPSCH, 2010).

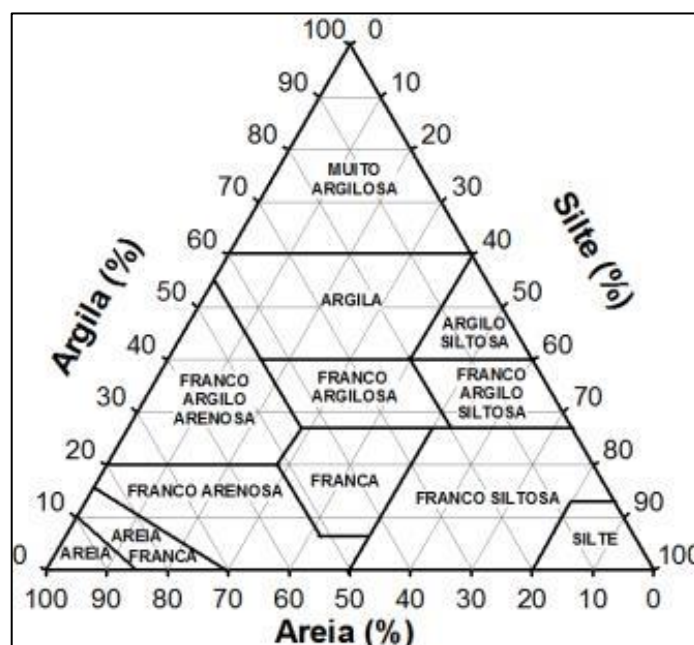


Figura 2 – Exemplo de triângulo textural. Fonte: Lepsch, 2010.

Quando se descreve um determinado solo, além das características morfológicas dos horizontes, anotam-se outras da paisagem em que se situam como: inclinação do terreno, vegetação natural, uso agrícola, ocorrência de pedras na superfície, grau de erosão e drenagem do local (vide Apêndice 1 – Ficha de descrição de perfis).

2.1.4 Tipos de solo

De acordo com Diniz *et al.* (2005), as principais classes de solo encontradas na área de estudo, na região da Serra do Espinhaço Meridional, são: Cambissolos, Espodossolos, Latossolos e Neossolos.

Cambissolos

Grupamento de solos pouco desenvolvidos com horizonte B incipiente. Pedogênese pouco avançada evidenciada pelo desenvolvimento da estrutura do solo, com alteração do material de origem expressa pela quase ausência da estrutura da rocha ou da estratificação dos sedimentos, cromas mais altos, matizes mais vermelhos ou conteúdo de argila mais elevado que o dos horizontes subjacentes. Desenvolvimento de horizonte B incipiente em sequência a horizonte superficial de qualquer natureza, inclusive o horizonte A chernozêmico, quando o B incipiente deverá apresentar argila de atividade baixa e/ou saturação por bases baixa (EMBRAPA, 2018).

Compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, desde que em qualquer dos casos não satisfaçam os requisitos estabelecidos para serem enquadrados nas classes Vertissolos, Chernossolos, Plintossolos e Organossolos. Têm sequência de horizontes A ou hístico, Bi, C, com ou sem R. Devido à heterogeneidade do material de origem, das formas de relevo e das condições climáticas, as características destes solos variam muito de um local para outro. Assim, a classe comporta desde solos fortemente até imperfeitamente drenados, de rasos a profundos, de cor bruno ou bruno-amarelada até vermelho-escura, de alta a baixa saturação por bases e atividade química da fração argila (SANTOS *et al.*, 2018).

O horizonte B incipiente (Bi) tem textura franco arenosa ou mais argilosa, e o *solum* geralmente apresenta teores uniformes de argila, podendo ocorrer ligeiro decréscimo ou um pequeno incremento de argila do A para o Bi. Admite-se diferença marcante de granulometria do A para o Bi em casos de solos desenvolvidos de sedimentos aluviais ou outros casos em que há descontinuidade litológica ou estratificação do material de origem. A estrutura do horizonte B incipiente (Bi) pode ser em blocos, granular ou prismática, havendo casos também de solos com ausência de agregados, com estrutura em grãos simples ou maciça. Horizonte com presença de plintita ou com gleização pode estar presente em solos desta classe, desde

que não satisfaça aos requisitos exigidos para ser incluído nas classes dos Plintossolos ou Gleissolos (KÄMPF *et al.*, 2012).

Espodossolos

Grupamento de solos com B espódico. Atuação de processo de podzolização com eluviação de materiais compostos principalmente por uma mistura de matéria orgânica humificada e alumínio, podendo ou não conter ferro, e conseqüente acumulação iluvial desses constituintes. Desenvolvimento de horizonte diagnóstico B espódico em seqüência a horizonte E (álbico ou não), A ou hístico (EMBRAPA, 2018).

Compreendem solos constituídos por material mineral com horizonte B espódico subjacente a horizonte eluvial E (álbico ou não), ou horizonte A, que pode ser de qualquer tipo, ou ainda a horizonte hístico com espessura insuficiente para definir a classe dos Organossolos. Esses solos apresentam, usualmente, seqüência de horizontes A, E, B espódico, C, com nítida diferenciação de horizontes (SANTOS *et al.*, 2018).

São solos, em geral, muito pobres em fertilidade pela baixa reserva de nutrientes, de moderados a fortemente ácidos, normalmente com saturação por bases baixa, podendo ocorrer altos teores de alumínio extraível. São desenvolvidos principalmente de materiais arenoquartzosos sob condições de umidade elevada, em clima tropical e subtropical, em relevo plano, suave ondulado, áreas de surgente, abaciamentos e depressões, podendo, entretanto, ocorrer em relevo mais movimentado, em ambientes de clima frio, úmido e de vegetação alto-montana (DIAS *et al.*, 2003).

Solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B espódico imediatamente abaixo de horizonte E, A ou horizonte hístico dentro de 200 cm a partir da superfície ou de 400 cm, se a soma dos horizontes A e E ou dos horizontes hístico e E ultrapassar 200 cm de profundidade. Nesta classe, estão incluídos todos os solos que foram classificados anteriormente como Podzol e Podzol Hidromórfico (KÄMPF *et al.*, 2012).

Latossolos

Grupamento de solos com B latossólico. Evolução muito avançada com atuação expressiva de processo de latolização (ferralitização), resultando em intemperização intensa dos constituintes minerais primários, e mesmo secundários menos resistentes, e concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, com inexpressiva mobilização ou migração de argila, ferrólise, gleização ou plintitização. Desenvolvimento (expressão) de horizonte diagnóstico B latossólico, em seqüência a qualquer tipo de A, e quase nulo ou pouco acentuado aumento de teor de argila de A para B. Compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico

superficial, exceto hístico. São solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo (EMBRAPA, 2018).

Variam de fortemente a bem drenados, embora ocorram solos que têm cores pálidas, de drenagem moderada ou até mesmo imperfeitamente drenada, o que é indicativo de formação em condições atuais ou pretéritas com um certo grau de gleização. São normalmente muito profundos, sendo a espessura do *solum* raramente inferior a 1 m. Têm sequência de horizontes A, B, C com pouca diferenciação de sub-horizontes e transições usualmente difusas ou graduais. Em distinção às cores mais escuras do A, o horizonte B tem cores mais vivas, variando desde amarelas ou mesmo bruno-acinzentadas até vermelho-escuro-acinzentadas, nos matizes 2,5YR a 10YR, dependendo da natureza, forma e quantidade dos constituintes minerais – sobretudo dos óxidos e hidróxidos de ferro –, segundo condicionamento de regime hídrico e drenagem do solo, dos teores de ferro no material de origem e se a hematita é herdada ou não. No horizonte C, comparativamente menos colorido, a expressão cromática é bem variável, mesmo heterogênea, dada a sua natureza mais saprolítica ou do sedimento (KÄMPF *et al.*, 2012).

São, em geral, solos fortemente ácidos, com baixa saturação por bases, distróficos ou alumínicos. Ocorrem, todavia, solos com saturação por bases média e até mesmo alta. Esses últimos são encontrados geralmente em zonas (semiáridas ou não) que apresentam estação seca pronunciada, ou ainda que apresentam influência de rochas básicas ou calcárias. São originados a partir das mais diversas espécies de rochas e sedimentos sob condições de clima e tipos de vegetação os mais diversos (SANTOS *et al.*, 2018).

Neossolos

Grupamento de solos pouco evoluídos, sem horizonte B diagnóstico definido. Solo em vias de formação, seja pela reduzida atuação dos processos pedogenéticos, seja por características inerentes ao material originário. Insuficiência de expressão dos atributos diagnósticos que caracterizam os diversos processos de formação, exígua diferenciação de horizontes, com individualização de horizonte A seguido de C ou R, e predomínio de características herdadas do material originário (EMBRAPA, 2018).

Compreendem solos constituídos por material mineral ou por material orgânico pouco espesso que não apresenta alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão de características inerentes ao próprio material de origem (como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica), seja em razão da influência dos demais fatores de formação (clima, relevo ou tempo), que podem impedir ou limitar a evolução dos solos (SANTOS *et al.*, 2018).

Pertencem ainda a esta classe solos com horizonte A ou horizonte hístico com menos de 20 cm de espessura seguidos de camada(s) com 90% ou mais (expresso em volume) de fragmentos de rocha ou do material de origem, independentemente de sua resistência ao intemperismo (KÄMPF *et al.*, 2012).

2.2 Geomorfologia Fluvial

A Geomorfologia é um campo do conhecimento geográfico que se dedica ao estudo do modelado do relevo da superfície terrestre. Associados às formas de relevo estão os agentes e processos responsáveis por sua gênese, bem como seus materiais formadores. Esses processos, juntamente com as formas, compõem o objetivo central dos estudos geomorfológicos. Nesses estudos, a compreensão das relações entre formas e processos é fundamental para reconstituir a evolução geomorfológica de determinada paisagem e explicar a configuração atual do modelado do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

As formas de relevo podem ser originadas por um processo morfogenético específico ou por um conjunto de processos. A diversidade de possíveis combinações de processos em diferentes graus de intensidade e condições ambientais é responsável pela diversidade de formas de relevo existentes em cada área do planeta. Identificar e mensurar a importância de cada processo na gênese do modelado do relevo em cada paisagem é um dos desafios enfrentados pelos geomorfólogos (THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

A geomorfologia fluvial engloba o estudo dos cursos de água e o das bacias hidrográficas. Enquanto o primeiro se detém nos processos fluviais e nas formas resultantes do escoamento das águas, o segundo considera as principais características das bacias hidrográficas que condicionam o regime hidrológico. Essas características ligam-se aos aspectos geológicos, às formas de relevo e aos processos geomorfológicos, às características hidrológicas e climáticas, à biota e à ocupação do solo (CUNHA, 2012).

A geomorfologia fluvial, particularmente, interessa-se pelo estudo das formas de relevo, seus agentes, processos e materiais formadores, os quais se relacionam com o escoamento dos cursos d'água e, desse modo, com a dinâmica fluvial. Inserida no contexto dos estudos geomorfológicos, ela também enfrenta os desafios relacionados com a escala de trabalho. Investigar a relação entre dinâmica fluvial e as formas de relevo em uma bacia hidrográfica de extensão continental ou de um trecho de um vale fluvial requer o cuidado de identificar os elementos que irão compor esse estudo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.2.1 Dinâmica fluvial e a interação entre as vertentes e os cursos fluviais

Os estudos geomorfológicos que envolvem a dinâmica fluvial geralmente utilizam como unidade de estudo os vales fluviais ou as bacias hidrográficas. A bacia hidrográfica é um sistema geomorfológico complexo e, para ser bem compreendida, deve ser considerada em

sua totalidade, identificando seus subsistemas, suas inter-relações, os mecanismos de realimentação presentes, bem como as influências antrópicas (PEREZ-FILHO *et al.*, 2006; SANTOS, 2008).

A rede de drenagem ou rede hidrográfica constitui o sistema de canais para o transporte de água e sedimento formado pelo rio principal e seus tributários que drenam uma determinada área. Essa rede não necessariamente coincide com a totalidade da bacia de drenagem, que, como visto, inclui, além dos canais, outros tipos de escoamento (subterrâneo e laminar de vertente). A rede de drenagem conforma-se por uma sequência de canais fluviais interconectados nos quais a água se movimenta por gravidade. Partindo das porções mais elevadas da bacia, os canais juntam-se sucessivamente para formar cursos de maior porte, sendo constituída por uma rede de canais hierarquizados (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

As feições de relevo observadas em uma bacia hidrográfica se relacionam com suas características geológicas (litologia e estrutura), tectônicas, climáticas, biogeográficas, pedológicas e antrópicas, as quais desempenham papel fundamental em seu comportamento hidrológico. Assim, as condições ambientais e os processos atuantes nas vertentes da bacia hidrográfica, bem como qualquer alteração nesses elementos ou desses processos, repercutem direta e indiretamente nos canais fluviais. Por sua vez, os cursos d'água atuam como importantes agentes geomorfológicos, responsáveis pelo transporte de materiais intemperizados das encostas e são determinantes na configuração morfológica (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Ao longo do tempo geológico, o relevo é constantemente modelado através da atuação de processos endógenos e exógenos, que esculpem as vertentes. Dentre os processos exógenos, destacam-se os que se relacionam com a gênese de coberturas deposicionais, ou seja, a erosão e a sedimentação. As coberturas deposicionais têm papel importante nos estudos de processos atuais e de interpretação de características ambientais passadas. Elas representam vestígios importantes que ajudam a compreender a dinâmica fluvial atual e passada, bem como sua relação com a evolução do modelado do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os depósitos e sequências aluvionares são encontrados principalmente nos vales fluviais, associados à evolução da dinâmica fluvial e refletindo as condições ambientais da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980). Contudo, em ambientes tropicais úmidos esses depósitos podem ser escassos, devido à ação dos processos pedogenéticos e morfogenéticos que atuam nas vertentes e os alteram, destroem e desmontam (OLIVEIRA, 2012).

Tomados como marcadores geomorfológicos, a distribuição e organização dos níveis deposicionais ao longo do vale fluvial permitem construir interpretações para a evolução do modelado do relevo que consideram condicionantes climáticos, tectônicos, de nível de base,

biogeográficos e mesmo antrópicos. Cada registro, representado por um nível deposicional fluvial, se associaria a uma paleosuperfície construída e abandonada pelos processos associados à dinâmica fluvial (BARROS, 2011).

2.2.2 Processos Fluviais: Erosão, Transporte e Deposição

Estima-se que um rio utilize um mínimo de sua energia para realizar a erosão e o transporte fluvial, sendo a grande maioria convertida em calor provindo da fricção entre a água e as paredes do canal e da turbulência interna do fluxo. A carga transportada procede da bacia de drenagem, de depósitos fluviais prévios (terraço e planície de inundação) e do fundo e das margens do próprio canal. Após a erosão, a partícula (ou os íons em solução) inicia sua viagem ao longo do canal (transporte) até sua deposição (sedimentação) final no nível de base do sistema (STEVANUX e LATRUBESSE, 2017).

Os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos no leito fluvial alternam-se no decorrer do tempo e, espacialmente, são definidos pela distribuição da velocidade e da turbulência do fluxo dentro do canal. São processos dependentes entre si e resultam não apenas nas mudanças de fluxo, como, também, da carga existente. Dessa forma, a capacidade de erosão das águas depende da velocidade e turbulência, do volume e das partículas por elas transportadas em suspensão, saltação e rolamento (CUNHA, 2012).

2.2.3 Planície de inundação

Leopold *et al.* (1964) e Bridge (2003) definem a planície de inundação como uma faixa do vale fluvial constituída por sedimentos aluviais. Ela margeia o curso fluvial e é periodicamente inundada pelas águas de transbordamento do rio. Trata-se de uma das formas mais comuns de sedimentação fluvial, sendo encontrada em rios de diversas grandezas e possuindo feições com configuração específica e depósitos aluviais inconsolidados. A inundação periódica e a constituição por sedimentos aluviais depositados pelo curso fluvial fazem da planície uma feição deposicional ativa, diretamente associada à atividade atual dos cursos d'água.

A planície de inundação é formada pela combinação de processos agradacionais no canal e em suas margens. Esses processos são responsáveis pela deposição de sedimentos de acordo com as condições de cada ambiente deposicional como no caso dos depósitos de preenchimento de canal, de acreção lateral, acreção vertical e, até mesmo, de colúvios no contato da planície com a encosta (LEOPOLD *et al.*, 1964).

Configurada como uma feição deposicional fluvial, a planície de inundação resulta de condicionantes tectônicos, climáticos e hidrológicos específicos. Os diferentes contextos ambientais vão determinar suas características como composição, espessura, arranjo espacial, entre outras. Quaisquer alterações nos condicionantes podem provocar alterações

na planície de inundação, como fases de agradação ou de incisão da rede de drenagem e, conseqüentemente, formação de terraços fluviais (RITTER *et al.*, 2002).

Em alguns sistemas fluviais, a planície aluvial pode se manter inundada permanentemente na forma de uma planície aluvial saturada. Enquanto em rios médios e pequenos a inundação ocorre em áreas mais específicas, no caso de grandes sistemas fluviais a água fica retida na planície na forma de enormes lagos ou áreas de pobre drenagem habitadas por lagoas e pântanos (planícies de escoamento impedido), que em sua maioria constituem corpos de água permanentes. Os corpos de água da planície podem estar conectados por uma rede de canais secundários perenes ou intermitentes e ladeados por áreas ligeiramente mais altas de origem variada, que podem permanecer emersos durante cheias ordinárias (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Por sua característica predominantemente deposicional, a planície de inundação apresenta um registro sedimentar mais amplo e completo da história fluvial que o canal, e que compreende uma grande variedade de fácies sedimentares e fósseis com possibilidade de datação (geralmente depósitos ricos em matéria orgânica), níveis de pedogênese, além de evidências de ocupação antrópica. Ao contrário dos estudos geomorfológicos e hidrológicos, cujo enfoque é, em sua maioria, dado aos processos do canal, os trabalhos e os estudos do Quaternário e de Arqueologia, concentram-se principalmente na planície de inundação (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Em termos gerais, os materiais aluviais da planície de inundação estão relacionados com a dinâmica atual do sistema, porém ela pode ser um arquivo morfossedimentar de materiais aluviais depositados durante distintos episódios paleohidrológicos do Holoceno e ocasionalmente de unidades ainda mais antigas do Pleistoceno com cota altimétrica similar à das unidades mais recentes e que são regularmente inundadas (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

2.2.4 Terraços fluviais

Terraço fluvial é uma feição deposicional que em determinado momento foi construída e mantida como leito de um rio, mas que atualmente está inativa e que, devido a processos de incisão do canal ou de migração lateral, foi abandonada e não está mais diretamente relacionada à dinâmica atual de um curso d'água. Dessa forma, os terraços podem ser usados para reconstituir a história fluvial antes e depois de seu abandono (MERRITTS *et al.*, 1994).

É um elemento morfológico de um sistema fluvial constituído por uma superfície horizontal plana ou quase plana e um *front* acentuado em direção ao curso d'água, possuindo largura e comprimento variados. São compostos por material aluvial, resultado da

sedimentação durante os períodos em que ainda estavam sujeitos às ações da dinâmica fluvial (SUGUIO e BIGARELLA, 1979; CHARLTON, 2008).

Christofolletti (1980) relacionou a gênese de terraços fluviais a alterações climáticas ou de nível de base. Períodos de redução dos índices pluviométricos provocariam a diminuição da vazão fluvial e, conseqüentemente, levariam à formação de uma planície em um nível inferior, sem ocorrer o entalhe no embasamento. Alterações do nível de base poderiam provocar o entalhe no embasamento rochoso e o abandono da planície até então formada. Contudo, para Bridge (2003), a formação de um terraço está associada a contextos que favorecem os processos de degradação e incisão dos canais fluviais, influenciados pela alteração do nível de base, do regime tectônico ou do regime hidrológico.

Segundo Ritter *et al.* (2002), os fatores que condicionam os processos de migração lateral e/ou de incisão do canal podem sofrer alterações significativas ao longo do tempo, provocando mudanças na dinâmica fluvial no período compreendido entre a formação da superfície deposicional e o seu abandono. Petts e Foster (1985) também ressaltam que um terraço fluvial seria o registro de antigos processos deposicionais representantes de dois períodos distintos: um período de estabilidade, que permite a agradação; e um período de mudanças no sistema fluvial que resultam no entalhamento do talvegue.

Um terraço é formado quando o canal incisa depósitos da planície aluvial ou sobre rocha. No primeiro caso, tem-se a formação de um terraço aluvial, e no segundo, de um terraço rochoso (*strath terrace*). Quando a incisão é rápida e a taxa de aprofundamento é superior à de migração lateral do canal, formam-se terraços emparelhados, que apresentam a mesma elevação nos dois lados do vale. Mais frequentes, contudo, são os terraços desemparelhados, que são gerados juntamente com a migração ativa e intensa do canal pela planície aluvial (Figura 3).

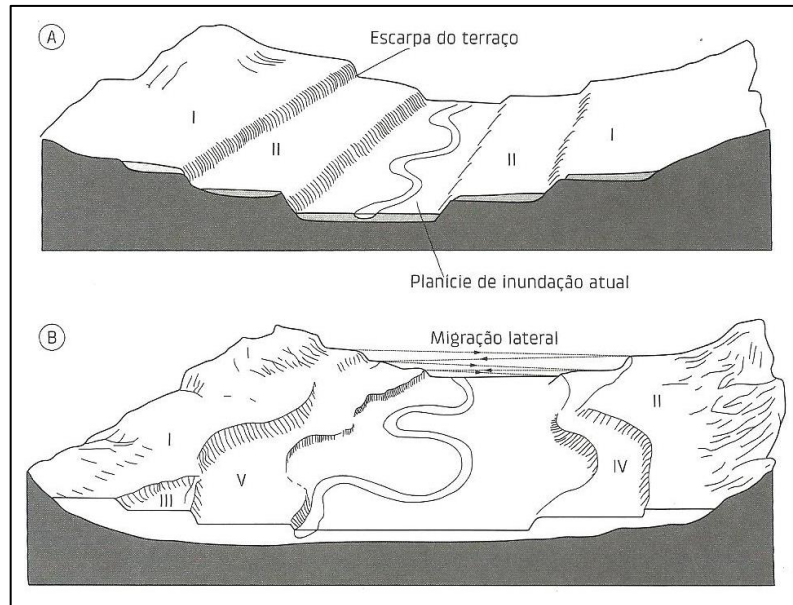


Figura 3 – (A) Terraços emparelhados; (B) terraços desemparelhados. Os números correspondem à ordem de formação dos terraços a partir de I. Fonte: modificado de Hugget, 2003 e Charlton, 2008 *apud* Stevaux e Latrubesse, 2017.

Um terraço com registro aluvial é, portanto, formado pela atuação de três processos fundamentais: incisão lateral (alargamento do vale), agradação e incisão vertical. Assim, o predomínio ora de um processo, ora de outro, e sua intensidade e recorrência podem levar à construção de vales morfologicamente semelhantes, mas de histórias diferentes, resultando na complexidade da correlação de terraços. O terraço aluvial é, desse modo, uma das melhores evidências das alterações climáticas e tectônicas que afetaram uma bacia hidrográfica, representando uma ferramenta importante no estudo de sua história geomorfológica e geológica (STEVAUX, 2003).

As mudanças climáticas que ocorreram no Brasil durante o Quaternário, embora sem a atuação direta de atividades glaciais, deixaram seus registros na formação de terraços nos principais sistemas fluviais. Exemplos de formação de terraços podem ser encontrados na maioria dos rios brasileiros (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

2.2.5 Paleossolos

O estudo de paleossolos nos depósitos aluviais fornece importantes subsídios no tocante à reconstrução paleoclimática, paleohidrológica e paleoecológica dos sistemas fluviais. O registro sedimentar fluvial é fruto do balanço de sedimentação e erosão e, embora o sistema seja modelado conforme o predomínio de uma ou de outra condição, em grande parte do tempo o sistema pode encontrar-se em equilíbrio. Isso ocorre quando o aporte de sedimento ou a erosão estão mais restritos ao canal e a planície de inundação permanece estável, permitindo o desenvolvimento pedogenético (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Kraus e Bown (1985) estudaram a proporção e tempo envolvido nos processos de sedimentação e erosão episódica em sistemas fluviais em face do desenvolvimento da

pedogênese. Nesse exemplo, a maior parte do tempo o sistema fluvial manteve-se em equilíbrio, possibilitando o desenvolvimento de solo, que foi interrompido apenas por ocasião de eventos erosivos ou deposicionais. Os níveis de paleossolos nos depósitos de planície de inundação do rio Paraná foram relacionados a períodos de baixa atividade hidrológica ocorrentes no início do Holoceno Superior (BARCZYSCZYN, 2001; STEVAUX *et al.*, 2006).

2.2.6 Níveis deposicionais fluviais e sua tipologia

A maioria dos trabalhos sobre geomorfologia fluvial destaca que a gênese dos níveis deposicionais fluviais está diretamente relacionada com a ocorrência de pulsos tectônicos, movimentos eustáticos e/ou alterações climáticas. Esses processos condicionam a erosão fluvial (a incisão) ou o preenchimento sedimentar dos canais. Comumente a literatura atribui a formação de níveis deposicionais fluviais a influências tectônicas, quando soerguimentos, subsidências ou basculamentos alteram os níveis de base. De modo geral, a formação dos níveis deposicionais abandonados está relacionada com uma fase de deposição/agradiação e outra de entalhamento/aprofundamento do leito na rocha ou no próprio alúvio (PAZZAGLIA, 2010).

A preservação dos terraços depende, conforme Jacobson *et al.* (2003), de diversos fatores como as características da dinâmica fluvial (grandeza do evento deposicional e modo de migração do canal, por exemplo), dos materiais do leito e das encostas do vale, bem como do quadro tectônico vigente na área.

No Brasil, é comum que os depósitos fluviais mais recentes sejam encontrados preservados em terraços e planícies nos fundos dos vales fluviais, enquanto os depósitos mais antigos sejam encontrados descaracterizados em contextos de encosta (níveis erodidos ou recobertos por sedimentos coluviais). Devido a estas alterações na morfologia original, autores como Barros (2011) sugerem o emprego do termo “nível e sequência deposicional fluvial” ao invés de terraço fluvial. O nível deposicional fluvial representa o marco morfológico espacial de um momento erosivo-deposicional de um curso d'água e a sequência deposicional representa o testemunho aluvial dos respectivos processos. O termo terraço fluvial deve ser adotado apenas para as feições deposicionais abandonadas que conservam a forma original. Nesse sentido, estratigraficamente todo terraço fluvial pode ser compreendido como um nível deposicional, mas morfológicamente nem todo nível deposicional representa um terraço fluvial.

2.2.7 Alterações nos sistemas fluviais brasileiros por mudanças climáticas

As alterações climáticas que atingiram o Brasil ao final do Pleistoceno, quando o clima se tornou significativamente mais úmido, afetaram os sistemas fluviais brasileiros em maior ou menor intensidade, de acordo com sua sensibilidade. As novas condições climáticas

holocênicas influenciaram, principalmente, a vazão dos rios, o regime hidrológico e a produção de sedimento. A evidência, nesses períodos de clima mais seco, de regimes mais torrenciais que o atual e atividade eólica é observada em várias bacias (LATRUBESSE *et al.*, 2005a).

O Hipsitérico¹, sob um clima quente e úmido, propiciou o aumento na descarga dos rios da região Sul do Brasil. A partir desse evento paleoclimático e durante o Holoceno Superior, ocorreram vários episódios de incisão e sedimentação, formação de terraços e construção da planície de inundação em diversos sistemas fluviais brasileiros (IRIONDO, 1999; STEVAUX e SOUZA, 2004) e em drenagens de menor tamanho espalhadas pelo Centro e pelo Sudeste do país (BOMBIM, 1976; BIGARELLA e ANDRADE-LIMA, 1982; SERVANT *et al.*, 1989; BARBOSA *et al.*, 1990; LEDRU, 1993; TURCQ *et al.*, 1997; STORANI e PEREZ FILHO, 2015).

Mesmo sem alterações climáticas marcantes, o Holoceno apresentou mudanças suficientemente acentuadas para deixar registro na maioria dos sistemas fluviais brasileiros. Stevaux e Souza (2004) relacionam importantes avulsões no canal do alto curso do rio Paraná com as alterações climáticas entre 3000 e 2000 anos AP. Nos depósitos de planície de inundação desse mesmo rio, Stevaux *et al.* (2006) identificaram um evento pedogenético relacionado a um período de baixa atividade hidrológica. Esse período, contudo, parece ter sido mais seco no Norte e no Nordeste do Brasil. Feições de atividade eólica no Holoceno perto do rio Uraicoeira, próximo a Boa Vista (RR), e a formação de dunas no médio rio São Francisco foram identificadas respectivamente por Latrubesse e Nelson (2001) e Barreto (1996). As cronologias de sedimentos fluviais do Holoceno Tardio são abundantes na Amazônia, com numerosas idades, entre 3000 e 1000 anos AP (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Um curto período de clima mais seco é de forma geral identificado para o Holoceno Médio (3400 a 2500 anos AP) em várias localidades do Centro-Sul e do Sudeste brasileiros. Esse evento, chamado por Stevaux (1994) de Último ou Segundo Período Seco, afetou as bacias dos rios Paraná e Uruguai, como também drenagens menores (LATRUBESSE *et al.*, 2005b). No Holoceno Superior, estabeleceram-se as condições climáticas e hidrológicas atuais em grande parte das bacias brasileiras (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

¹ O Hipsitérico é marcado na bacia do São Lourenço pela formação de cinturão de meandros e de lobos distributários. Evento mais úmido por volta de 5.160 anos AP no Pantanal, já postulado por De Oliveira *et al.* (1999b), coincide com o período de agração do vale inciso.

Fonte: CORRADINI, F. A. *Geomorfologia Fluvial, Mudanças Ambientais e Evolução do Megaleque do Rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense*. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas/ UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, 2011.

2.3 Fitólitos

O termo “fitólito”, possui origem grega e significa literalmente “pedra de planta” (PIPERNO, 1988). Fitólitos são partículas de opala ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) microscópicas (<60–100 μm) que se formam por precipitação de sílica amorfa dentro ou entre as células das plantas vivas (PIPERNO, 1988). Estas partículas são resultado de um processo de biomineralização, onde as células do tecido vegetal servem como estrutura para introdução de íons, que ali se precipitam e se cristalizam (OSTERRIETH, 2008). Assim, a forma dos fitólitos é bem semelhante à forma da célula em que foi formado, a célula funciona como um “molde” para os fitólitos (Figura 4).

Muitas terminologias como silicofitólitos, corpos silicosos ou opala biogênica, são usadas para nomear esses compostos. A nomenclatura “silicofitólito” é comumente utilizada para diferenciar os fitólitos de sílica em relação aos fitólitos de cálcio – calcifitólitos (PIPERNO, 2006). Neste trabalho o termo fitólito é utilizado apenas para designar partículas de sílica.

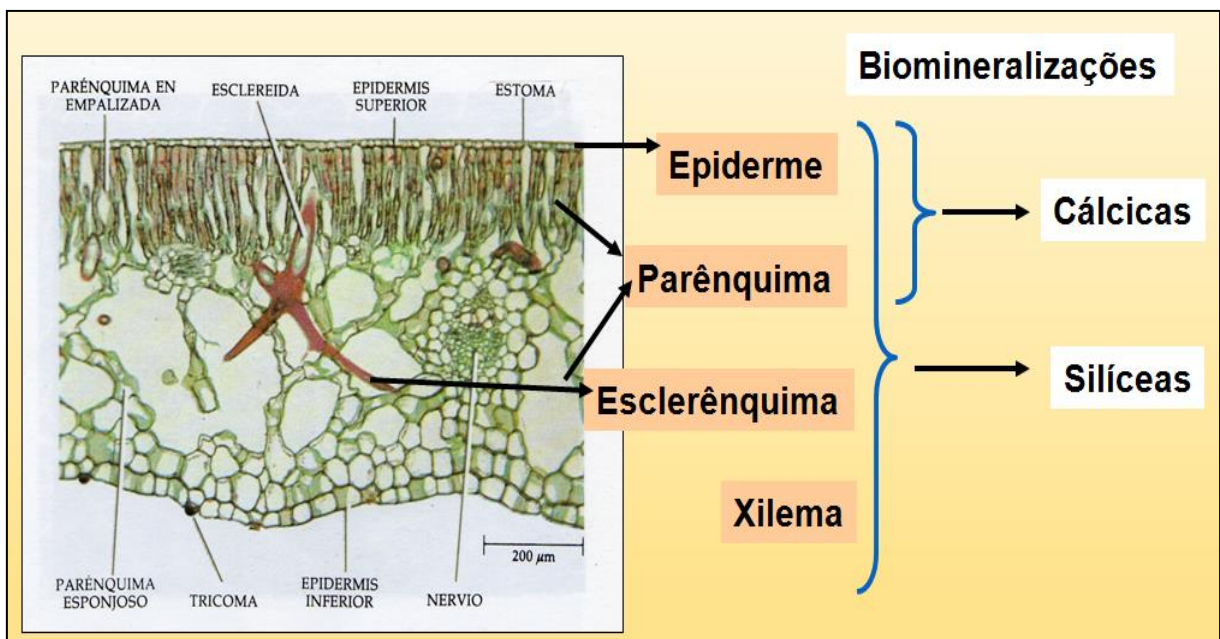


Figura 4 – Tecidos produtores de fitólitos e outras biomineralizações.
Fonte: Adaptado de Coe, 2009.

A sílica provém diretamente daquela dissolvida na solução do solo, em geral na forma de ácido monossilícico $\text{Si}(\text{OH})_4$, o qual é bombeado pelas raízes e, desta forma, passa pelo xilema e entra na composição da seiva bruta, concentrando-o em várias partes de sua estrutura por meio da evapotranspiração, preferencialmente em ambientes em que o pH do solo é entre 2 e 9 (MOTOMURA *et al.*, 2004). Isso faz com que essa sílica se polimerize (PIPERNO, 2006). Esse processo é definido por Osterrieth (2008) como biomineralização.

Com a morte da planta ou queda das folhas, seus restos são incorporados ao solo, o que resulta na deposição dos fitólitos. Uma parte desses fitólitos, geralmente os de menor

porte, pode se dissolver, liberando novamente o ácido monossilícico para a solução do solo, onde ele poderá ser reciclado pela biota e/ou ser lixiviado para as águas subterrâneas e cursos d'água (LEPSCH, 2011). Entretanto, muitos fitólitos ficam preservados no solo, formando assembleias fitolíticas (quantidade estatisticamente válida de fitólitos), que são úteis para vários estudos paleoambientais, podendo ser considerados importantes microfósseis (OSTERRIETH, 2008) (Figuras 5 e 6).

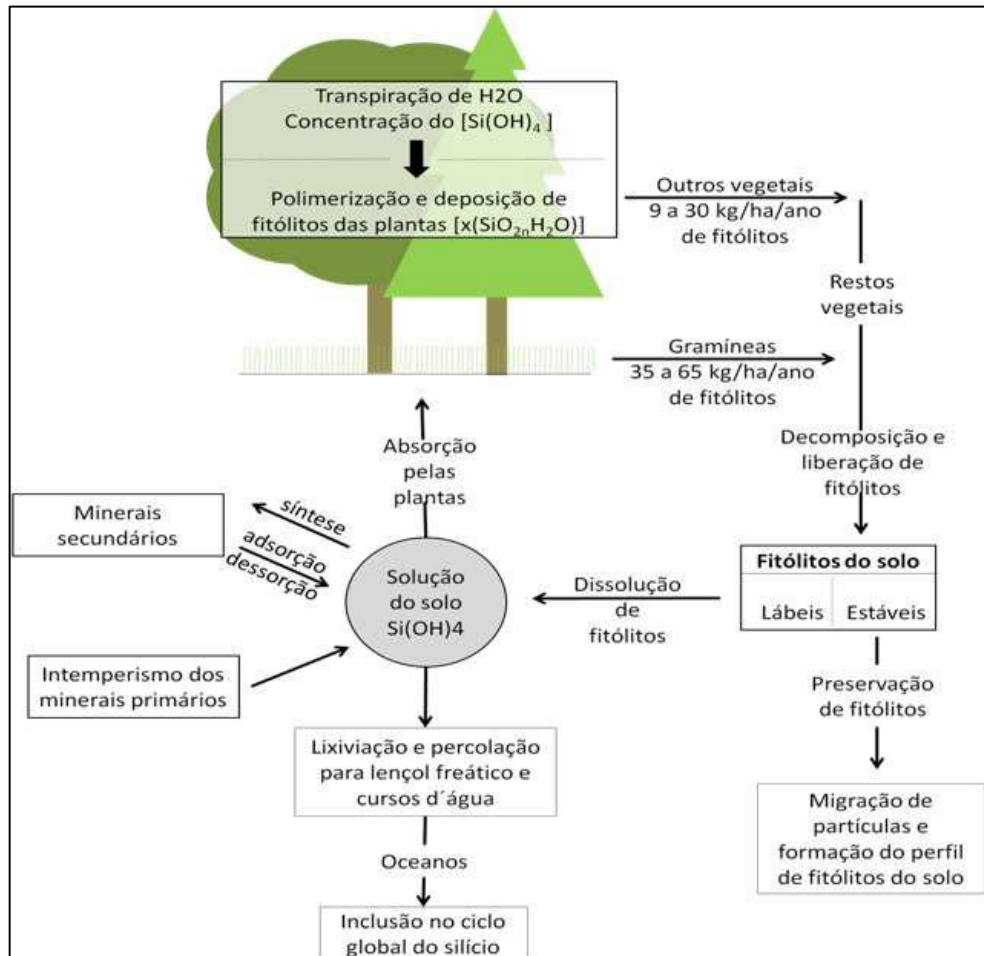


Figura 5 – Esquema do Ciclo da Sílica.

Fonte: Lepsch, 2011.

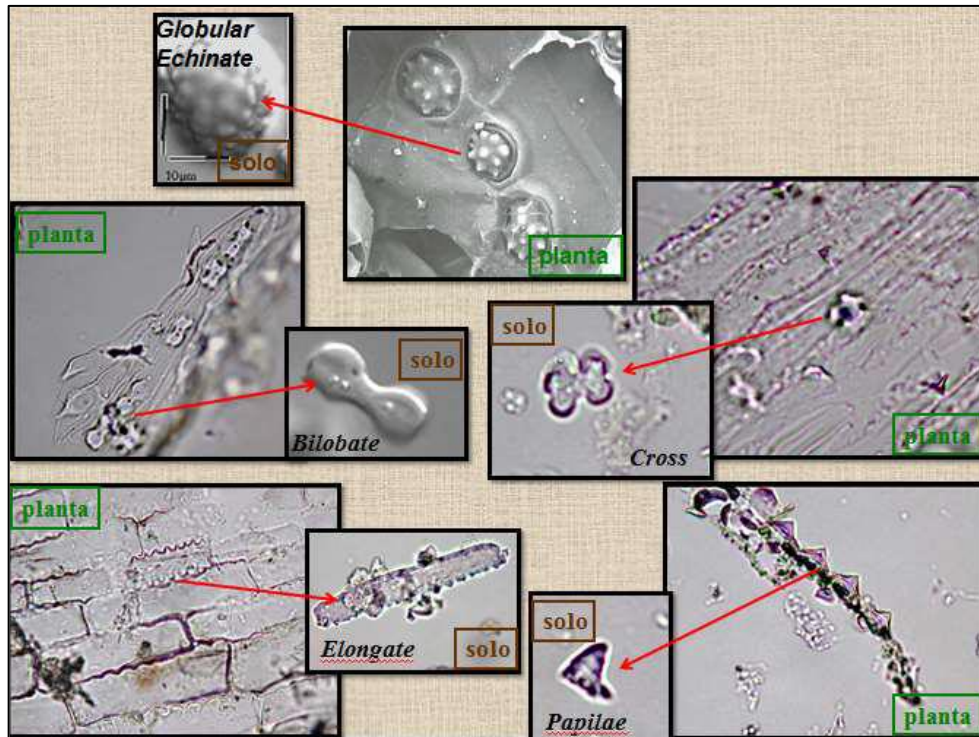


Figura 6 – Fitólitos encontrados nas plantas e no solo.

Fonte: Coe, 2009.

De acordo com Coe *et al.* (2014), a medida em que a planta faz evapotranspiração, sua pressão interna se torna cada vez mais negativa com relação ao ambiente, assim, há um aumento na absorção (ativa ou passiva) pelas raízes. Conseqüentemente, ocorre a deposição do excesso de sílica na forma sólida nos órgãos vegetativos aéreos, assim como nas pontas das folhas e inflorescências, pois são áreas com uma alta taxa de movimento de água.

Esta absorção pode ser ativa ou passiva: ativa, quando a célula na raiz funciona como uma bomba ativa de reconhecimento de Si, havendo diferença eletrostática entre o interior e o exterior da célula. Nesse caso, o nível de silicificação da planta é mais elevado, sendo, entretanto, raras as plantas que só têm absorção ativa, como o arroz. A absorção passiva é feita através de um canal na raiz por onde, já que um gradiente osmótico permite, entram todos os elementos em solução; dessa forma, a planta absorve Si (OH)_4 e água enquanto absorve outros elementos (MADELLA, 2008) (Figura 7).

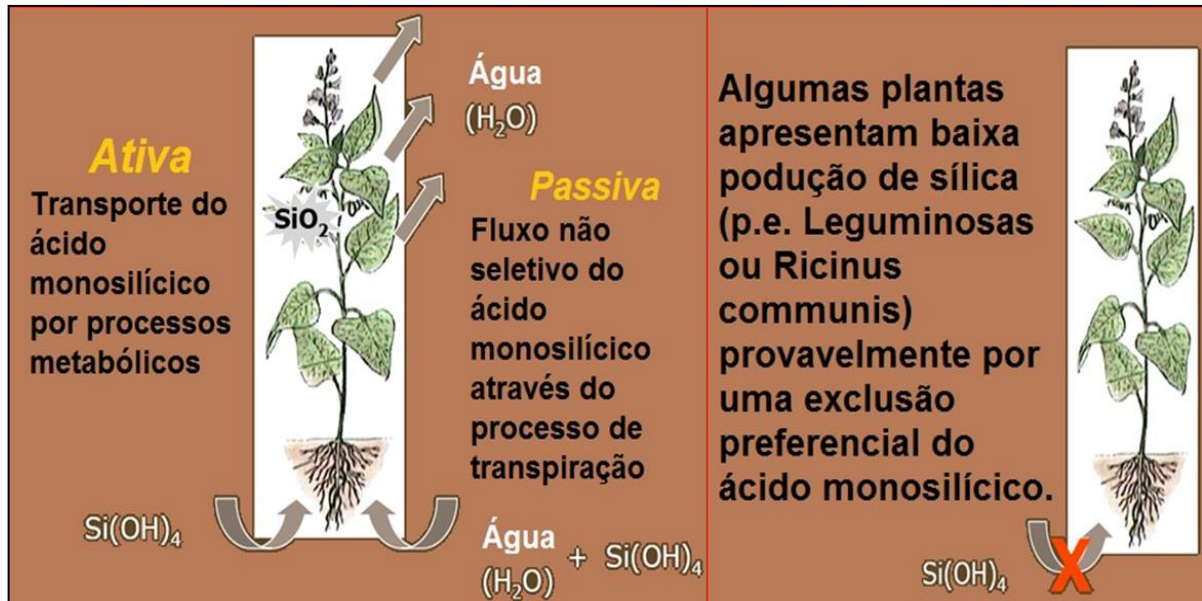


Figura 7 – Tipos de plantas em relação à absorção de sílica.
Fonte: Adaptado de Coe, 2009.

Supõe-se que plantas que não produzem, ou possuem uma quantidade muito baixa de fitólitos, provavelmente têm um mecanismo de rejeição para a entrada do ácido silícico nas superfícies de suas raízes, ou impedem que ele passe da raiz até os órgãos aéreos (PIPERNO, 2006).

Os fitólitos não são uma estrutura cristalina e rígida, ou seja, podem mover as moléculas e acumular uma quantidade variável de água e outros elementos químicos em seu interior (capacidade de aprisionar água, carbono, metais pesados e demais elementos do solo). Estudos pioneiros utilizaram esta propriedade dos fitólitos como um método de descontaminação de solos (HORN *et al.*, 2014).

A senescência e a decomposição dos restos vegetais fazem com que os fitólitos sejam incorporados ao solo, sendo estes bastante estáveis, podendo tornar-se importantes microfósseis, já que apresentam configurações típicas da vegetação de origem (COE *et al.*, 2014). Além disso, os fitólitos contêm por inclusão algumas porcentagens de compostos orgânicos provenientes das células vegetais (PERRY *et al.*, 2006; PIRONON *et al.*, 2001; SMITH e ANDERSON, 2001). Estes compostos orgânicos podem ser objeto de análises $\delta^{13}\text{C}$ (SMITH e WHITE, 2004) e de datação ^{14}C (PIPERNO e BECKER, 1996; PRIOR *et al.*, 2005; PIPERNO, 2006).

2.3.1 Onde são produzidos os fitólitos

Os fitólitos podem ser produzidos nas folhas de gramíneas ou de plantas lenhosas (principalmente na epiderme, porque, se há evapotranspiração, é na epiderme das folhas que a água evapora - a concentração de ácido monossilícico é tão grande que a sílica não circula, se precipita), no tronco das árvores ou de arbustos (podem ser bastante interessantes do

ponto de vista das informações - taxonomia e tipo de tecido), no colmo e nós de gramíneas e nas raízes de gramíneas ou de plantas lenhosas (têm uma informação de tipo taxonômico ou ecológico muito baixa ou nula, morfotipo muito repetitivo, pouco característico). As células são muito uniformes, não há grande diferenciação morfológica. Não há evapotranspiração nas raízes, apenas a função de absorção, por onde entra o ácido silícico. A maior parte da silicificação é no interior da célula (citoplasma). Nos espaços intercelulares, os fitólitos são muito difíceis de serem identificados, ou apresentam grau de silicificação baixo (COE *et al.*, 2014) (Figura 8).

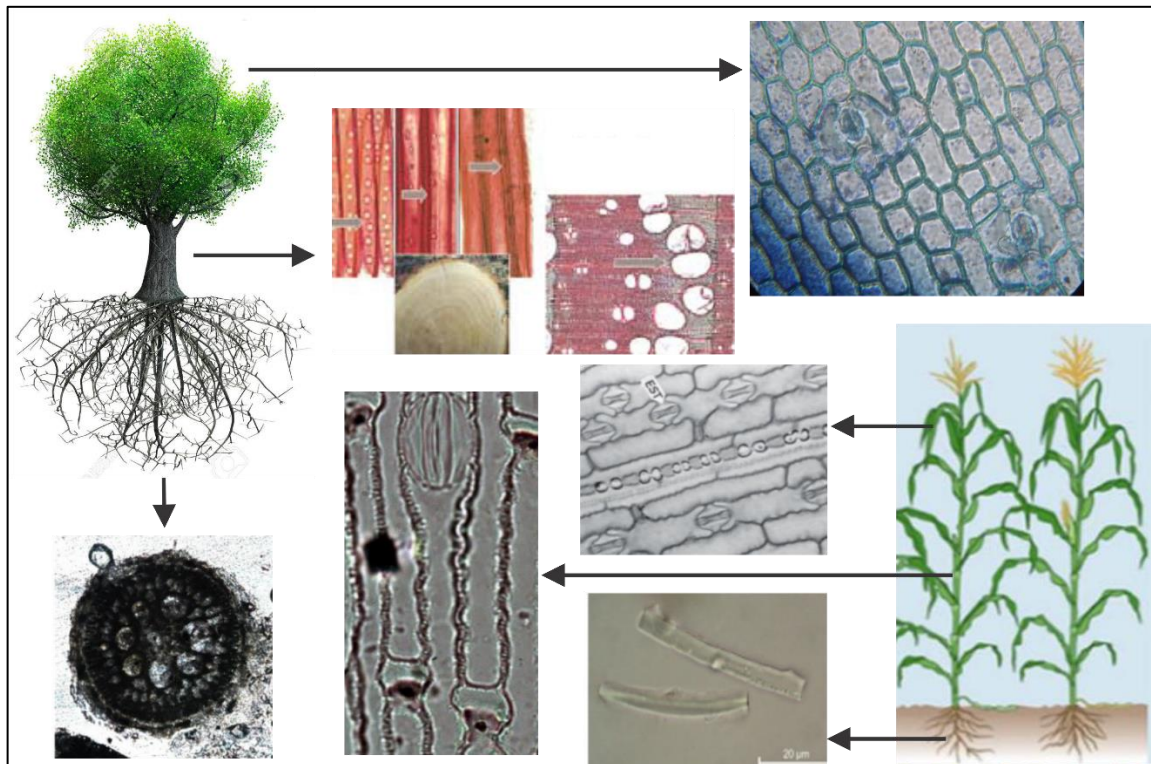


Figura 8 – Exemplos de partes das plantas onde são produzidos fitólitos.
Fonte: Dias, 2019.

Anatomicamente falando, usualmente, os fitólitos se precipitam na epiderme, no mesófilo das gramíneas e no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas (WELLE, 1976; MOTOMURA *et al.*, 2004). Nas células buliformes, que têm uma função muito específica nas gramíneas, sendo o motor para abrir e fechar durante as horas mais quentes do dia, diminuindo a evapotranspiração, ocorre a formação dos fitólitos no interior das células. Em condições de muita sílica, as outras células do mesófilo também produzem fitólitos. Em regiões tropicais, ocorre a formação de fitólitos articulados – *silica skeleton* – que consistem em células do mesófilo que também se revestiram de sílica opalina (COE *et al.*, 2014) (Figura 9).

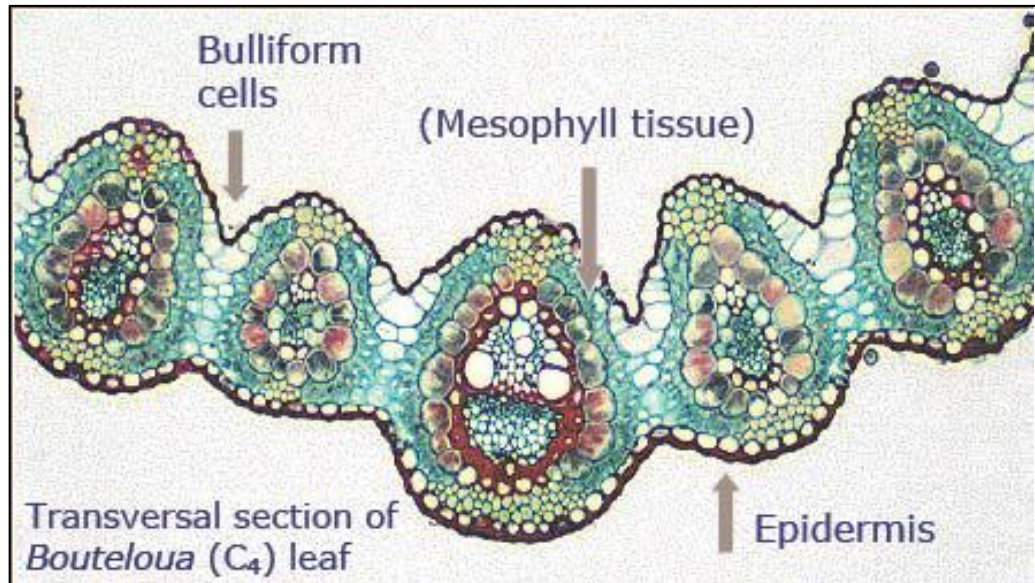


Figura 9 – Células bulliform
Fonte: Madella, 2008.

2.3.2 Porque as plantas produzem fitólitos

A produção de sílica opalina nos tecidos das plantas é influenciada por fatores genéticos e ambientais. Algumas razões pelas quais os fitólitos são depositados nas células das plantas são: 1- suporte mecânico para as células; 2- dão força aos órgãos e estruturas das plantas; 3- proteção contra herbívoros e parasitas, já que a sílica deixa as plantas mais difíceis de serem ingeridas; 4- neutralização de ânions e cátions “venenosos” para as plantas, como, por exemplo, o alumínio (COE *et al.*, 2014) (Figura 10).



Figura 10 – Exemplo de células silicificadas e não-silicificadas em plantas herbáceas.
Fonte: Coe, 2009.

As plantas herbáceas possuem uma estrutura celular muito simples: cada célula tem uma parede celular mais externa (barreira física) e depois uma membrana celular (barreira química). Não há muita lignina, que manteria essa estrutura. O ponto positivo da silicificação é que os fitólitos ao se desenvolverem no interior da célula criam essa estrutura. O ponto

negativo é que a mesma diminui o citoplasma e o vacúolo e, conseqüentemente, o conteúdo de água (MADELLA, 2008).

2.3.3 Principais famílias produtoras

A produção de fitólitos pelas plantas não é homogênea. Alguns grupos de plantas são conhecidos como baixos produtores e outros como altos produtores. O mais alto nível de produção fitolítica é o das Poaceae (gramíneas), 20 vezes superior ao das dicotiledôneas lenhosas (WEBB e LONGSTAFFE, 2000). Como já foi mencionado, a senescência também desempenha um papel importante na deposição de Si, principalmente nas folhas: as plantas mais velhas contêm uma quantidade de Si substancialmente mais elevada que as jovens (BLACKMAN, 1968, 1969; LANNING e ELEUTERIUS, 1985 *apud* COE, 2009).

A morfologia dos fitólitos tem também um valor taxonômico. Os esqueletos de sílica (fitólitos articulados) guardam a arquitetura da célula do tecido original. Assim, as células que formam os esqueletos podem ser descritas em termos anatômicos, por exemplo, pelos e tricomas (*hair-cells*), células estomáticas (*stomatal cell*), etc. (MADELLA *et al.*, 2005).

Nas gramíneas os fitólitos são particularmente abundantes, atingindo de 1 a 5% de Si do peso seco (WEBB e LONGSTAFFE, 2000). Nas Poaceae, Blackman e Parry (1968, *apud* COE, 2009) identificaram nas folhas de gramíneas células de silicificação típicas e atípicas. A silicificação típica é aquela que acontece regularmente nas células epidérmicas; a deposição atípica é geralmente observada em plantas mais velhas e pode ser ligada a fatores ambientais como abundância em Si na solução do solo ou alta transpiração.

Das famílias de monocotiledôneas, as maiores acumuladoras de sílica e que se destacam na produção de fitólitos são as Cyperaceae, Equisetaceae, Marantaceae, Zingiberaceae, Orchidaceae, Palmae e Musaceae. Um número considerável de espécies de famílias de dicotiledôneas tropicais também produz fitólitos, como, por exemplo, Acanthaceae, Annonaceae, Bignoniaceae, Burseraceae, Chrysobalanaceae, Cucurbitaceae, Euphorbiaceae, Magnoliaceae, Moraceae, Sterculiaceae (COE, 2009).

A Tabela 1 apresenta os padrões de produção de fitólitos e sua importância taxonômica em diversas famílias de plantas, ressaltando que algumas são altas produtoras de maneira geral, em outras a produção varia com as subfamílias ou gêneros e outras raramente ou nunca produzem fitólitos. Além da quantidade da produção, há de ser considerada a importância taxonômica dos tipos de fitólitos produzidos pelas famílias. Em algumas plantas, apesar de grandes produtoras, às vezes os tipos produzidos não são diagnósticos nem em nível de família.

Tabela 1 – Padrões de produção de fitólitos e sua importância taxonômica em plantas

Família	Produção geralmente alta Com importância taxonômica	Produção não é alta Com importância taxonômica	Produção comum a abundante em alguns gêneros Importância taxonômica em um número limitado	Produção varia entre as subfamílias Importância taxonômica limitada	Não são observados ou raros Geralmente sem importância taxonômica
Pteridófitas					
Cyatheaceae	x				
Equisetaceae	x				
Hymenophyllaceae	x				
Polypodiaceae		x			
Selaginellaceae	x				
Gimnospermas					
Araucariaceae					x
Cupressaceae		x			
Cycadaceae					x
Gnetaceae					x
Pinaceae		x			
Podocarpaceae					x
Taxaceae		x			
Taxodiaceae		x			
Angiospermas basais					
Annonaceae	x				
Aristolochiaceae			x		
Chloranthaceae			x		
Hernandiaceae			x		
Magnoliaceae	x				
Myristicaceae					x
Nymphaeaceae					x
Piperaceae			x		
Winteraceae					x

Monocotiledôneas

Agavaceae					x
Alismataceae					x
Amaryllidaceae					x
Araceae					x
Arecaceae*	x				
Bromeliaceae	x				
Burmanniaceae					x
Commelinaceae	x				
Costaceae	x				
Cyclanthaceae					x
Cyperaceae*	x				
Dioscoreaceae					x
Eriocaulaceae					x
Flagellariaceae		x			
Heliconiaceae*●	x				
Hydrocharitaceae					x
Iridaceae					x
Joinvilleaceae		x			
Juncaceae♣					x
Liliaceae					x
Marantaceae*●	x				
Musaceae*	x				
Orchidaceae	x				
Poaceae*	x				
Pontederiaceae					x
Potamogetonaceae					x
Restionaceae		x			
Smilacaceae					x
Triuridaceae					x
Zingiberaceae*	x				

Eudicotiledônias

Acanthaceae	x				
Aceraceae	x				
Amaranthaceae					x

Apiaceae					x
Apocynaceae					x
Araliaceae					x
Asclepiadaceae					x
Asteraceae*	x				
Bignoniaceae					x
Bixaceae					x
Bombaceae					x
Boraginaceae*	x				
Burseraceae*	x				
Cactaceae					x
Campanulaceae					x
Capparaceae		x			
Caricaceae					x
Cartonemataceae					x
Chenopodiaceae					x
Chrysobalanaceae*	x				
Clusiaceae				x	
Combretaceae			x		
Convolvulaceae					x
Cucurbitaceae*	x				
Dilleniaceae	x				
Dipterocarpaceae		x			
Ericaceae					x
Euphorbiaceae*		x			
Fabaceae				x	
Fagaceae		x			
Flacourtiaceae		x			
Guttiferae					x
Juglandaceae					x
Labiatae					x
Lacistemnaceae					x
Lauraceae					x
Lecythidaceae					x
Lentibulriaceae					x

Loganiaceae					x
Loranthaceae			x		
Malphiaceae					x
Malvaceae				x	
Mayacaceae					x
Melastomataceae					x
Meliaceae					x
Menispermaceae			x		
Moraceae*	x				
Myrsinaceae					x
Myrtaceae					x
Olacaceae					x
Oxalidaceae					x
Pedaliaceae					x
Podostemaceae	x				
Polygonaceae					x
Primulaceae					x
Proteaceae					x
Ranunculaceae					x
Rhamnaceae					x
Rosaceae					x
Rubiaceae					x
Rutaceae					x
Salicaceae					x
Sapindaceae					x
Sapotaceae			x		
Saxifragaceae					x
Solanaceae					x
Sterculiaceae				x	
Theaceae					x
Tiliaceae					x
Typhaceae					x
Ulmaceae*	x				
Urticaceae	x				
Verbenaceae			x		

Violaceae					x
Vitaceae					x
Xyridaceae					x
Zygophyllaceae					x

Legenda: * Estruturas reprodutivas (frutas e sementes) também produzem grandes quantidades de fitólitos com importância taxonômica.

● Órgãos internos (raízes, cormos, rizomas e tubérculos) podem ter grandes quantidades de fitólitos com importância taxonômica.

♣ A produção de fitólitos é às vezes mais comum em inflorescências do que em folhas.

As famílias escritas em vermelho foram analisadas no presente estudo.

Fonte: adaptado de Piperno, 2006.

2.3.4 Morfologia e valor taxonômico

Os fitólitos são muitas vezes referidos como "cristais de plantas" quando, na verdade, as secreções silicosas são compostas principalmente da forma amorfa (não cristalino) de dióxido de silício (SiO_2) com diferentes quantidades de água, geralmente variando entre 4% e 9%. Estudos demonstraram que os fitólitos apresentam também em sua constituição pequenas quantidades de metais pesados e outros elementos presentes no solo, como, por exemplo, Al, Fe, Mn, Mg, P, Cu, N e C-orgânico, variando entre <1% a 5% do peso total. Estes elementos circulavam livres pelo citoplasma das células vivas, e com a posterior impregnação dessas células pela sílica, acabaram aprisionados na estrutura dos fitólitos (BARTOLI e WILDING, 1980; JONES e CASTORES, 1963; SMITH e ANDERSON, 2001; WILDING *et al.*, 1967 *apud* PIPERNO, 2006).

A sílica biogênica de origem vegetal é opticamente isotrópica. Vários fitólitos são transparentes e muitas vezes é possível olhar através deles, o que torna possível verificar, por exemplo, características como a forma tridimensional. As formas mais escuras de fitólitos possivelmente foram originadas a partir de materiais orgânicos opacos acumulados dentro dos fitólitos (PIPERNO, 2006). Quando os silicofitólitos são extraídos a partir de amostras de solos e sedimentos, é provável que a cor mais escura seja, na verdade, resultado da queima da planta, o que deixa evidências físicas na forma de uma parcial ou total carbonização da superfície do fitólito. Este fato pode servir como um indicador da ocorrência e intensidade pré-histórica de queima de vegetação.

2.3.5 Tipos de fitólitos

Os principais tipos morfológicos foram denominados segundo a nomenclatura ICPN 1.0 (*International Code for Phytolith Nomenclature*) (MADELLA *et al.*, 2005). Esta nomenclatura foi estabelecida para uniformizar e harmonizar a denominação e a descrição dos fitólitos, a fim de desenvolver a comunicação entre pesquisadores e facilitar a comparação

dos tipos e das análises de fitólitos. O ICPN lembra também que um tipo de fitólito pode ser observado em um determinado táxon, mas que, para ser considerado diagnóstico, ele deve ser exclusivo deste táxon.

Geograficamente, os tipos observados podem também ser identificados quando a flora de uma região geográfica específica foi investigada. Devido à multiplicidade e redundância, tal produção sem equívoco é frequentemente impossível ou muito difícil de ser observada e as generalizações devem ser evitadas.

Quando a significação taxonômica não pode ser assegurada por um só tipo de fitólito, um grupo de fitólitos e sua frequência (assembleia fitolítica) devem ser considerados. (MADELLA *et al.*, 2005).

Os tipos de fitólitos apresentados a seguir são alvo de um consenso quanto a seu valor taxonômico (Figura 11). É sua abundância no seio de uma dada assembleia fitolítica que dá um valor taxonômico à assembleia.

Fitólitos característicos de Poaceae

Segundo Coe *et al.* (2014), baseando-se nas classificações de Twiss *et al.* (1969), Twiss (1992), Kondo *et al.* (1994), sintetizadas por Bremond (2003), entre as cinco subfamílias de Poaceae, três são corretamente discriminadas pelos tipos de fitólitos que elas produzem.

Panicoideae – Poaceae altas a ciclo fotossintético C4, típicas dos climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, mas existem também algumas Panicoideae de ciclo fotossintético em C3, que crescem em áreas de sombra, principalmente sob o dossel das florestas tropicais. Estas Poaceae produzem sobretudo fitólitos de tipos *bilobate* e *cross*;

Chloridoideae – Poaceae baixas de ciclo fotossintético em C4 adaptadas às regiões quentes e secas ou a condições edáficas secas, produzem sobretudo fitólitos de tipo *saddle*. Pooideae – Poaceae de ciclo fotossintético em C3, abundantes em regiões temperadas, frias e/ou de altitude em zona intertropical, produzem sobretudo fitólitos de tipos *rondel* e *trapeziform*;

Arundinoideae – Poaceae de ciclo fotossintético em C3, encontradas em todos os tipos de clima e não produzem fitólitos de tipo característico; produzem também fitólitos de tipos *rondel*, *bilobate*, *polylobate* e *cross*;

Bambusoideae – Poaceae de ciclo fotossintético em C3, características das zonas tropicais e temperadas quentes, essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipo característico; produzem também fitólitos de tipos *bilobate*, *polylobate* e *cross*.

Segundo a classificação dos fitólitos produzidos pelas Poaceae, proposta por Twiss (1969) e complementada por descrições de Mulholland (1989), Kondo *et al.* (1994) e Fredlund e Tieszen (1994), entre os 15 tipos utilizados, 9 são atribuídos às Poaceae:

Bilobate, Polylobate short cell e Cross – produzido em grande quantidade, mas não exclusivamente nas células curtas da epiderme das Panicoideae e em menor proporção pelas Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae;

Saddle – produzido em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Chloridoideae (C4) mas também por algumas Bambusoideae (C3) e Arundinoideae (C3);

Trapeziform short cell – produzido em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Pooideae.

Rondel – produzido em grande quantidade nas células curtas da epiderme das Pooideae (C3 das regiões temperadas, frias e/ou de altitude), mas também pelas Bambusoideae;

Acicular hair cell – produzidos nos pelos absorventes das epidermes de todas as gramíneas;

Cuneiform bulliform cell – produzidos nas células buliformes das epidermes de todas as gramíneas;

Elongate (echinate ou psilate) long cells – produzidos nas células longas de todas as gramíneas.

Fitólitos característicos das Dicotiledôneas

Globular granulate – produzido no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas (truncos de árvores e arbustos tropicais) (SCURFIELD *et al.*, 1978; WELLE, 1976; KONDO *et al.*, 1994 *apud* COE, 2009);

Globular psilate – este tipo foi repertoriado como podendo ser proveniente de folhas e galhos de dicotiledôneas, bem como de algumas monocotiledôneas herbáceas (PIPERNO, 1988). Este tipo também foi observado nas raízes de algumas gramíneas (ALEXANDRE *et al.*, 1997a).

Outros fitólitos característicos:

Globular echinate – produzido nas folhas das Palmae, Arecaceae e Bromeliaceae. São pequenas formas esféricas com uma espinulação definida (PIPERNO, 2006);

Papillae – produzido pelas Cyperaceae (LE COHU, 1973; OLLENDORF, 1987; KONDO *et al.*, 1994; WALLIS, 2003 *apud* COE, 2009);

Spherical with sockets (spiny body, spiked) – produzidos pelas Pinaceae (BLINNIKOV, 2002; DELHON *et al.*, 2003 *apud* COE, 2009)

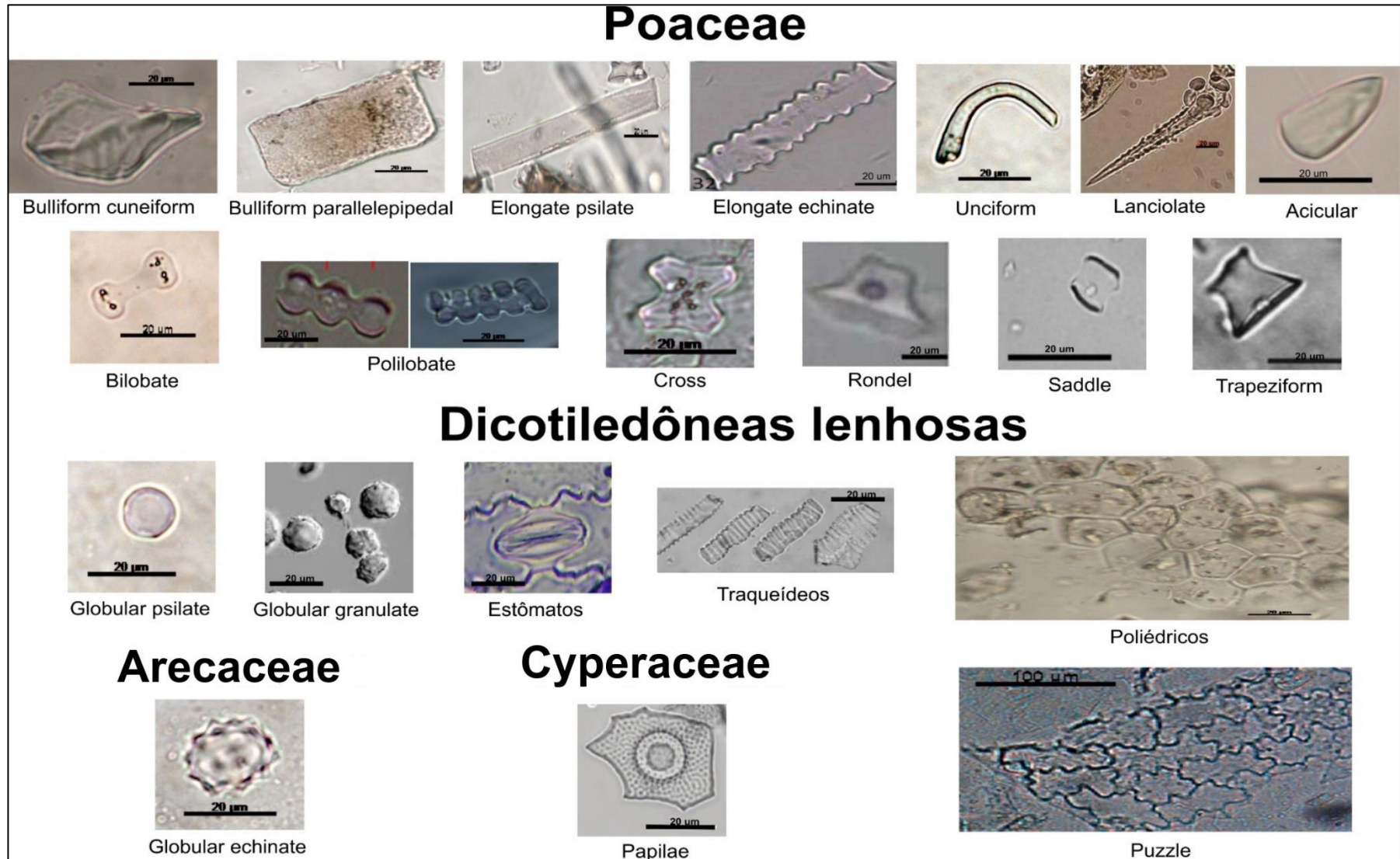


Figura 11 – Principais morfotipos de fitólitos.
 Fonte: Dias, 2019.

2.3.6 Redundância e Multiplicidade

A produção de fitólitos é múltipla e redundante. Uma mesma planta pode produzir diferentes morfotipos (multiplicidade). O mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos da planta e por diferentes plantas (redundância), que podem ou não ter uma relação taxonômica.

Segundo Coe *et al.* (2014), as classificações dos fitólitos seguem 3 abordagens gerais:

- 1- Taxonômica: relação direta entre um tipo de fitólito e um táxon de planta (por exemplo, banana, arroz, etc.). É usada por muitos pesquisadores, especialmente em Arqueologia.
- 2- Tipológica: não há ligação direta entre um tipo de fitólito e uma planta. Os tipos são descritos de acordo com suas características visuais (por exemplo, geometria, aparência geral, etc.).
- 3- Taxonômico-tipológica: a maioria das nomenclaturas usadas hoje. Utiliza-se informação taxonômica, quando conhecida, devido a sua utilidade. Os tipos que sabidamente pertencem a grupos específicos e os que são redundantes são frequentemente descritos usando-se diferentes abordagens.

Devido à multiplicidade e redundância da produção de fitólitos pelas plantas, às vezes é difícil atribuir valor taxonômico a um único fitólito. Entretanto, é possível identificar grupos de tipologias com valor taxonômico ao nível de tipo de vegetação. Estes grupos são chamados assembleias fitolíticas. Uma assembleia fitolítica é constituída de um número estatisticamente válido de tipologias fitolíticas e representa a “produção média qualitativa e quantitativa” de fitólitos de uma vegetação em particular.

Um único fitólito não permite, portanto, caracterizar um táxon, mas uma assembleia fitolítica permite caracterizar uma formação vegetal. Uma assembleia fitolítica é função da biomassa, da produção de fitólitos (compreendendo uma multiplicidade e redundância de formas) e de sua dissolução seletiva na serrapilheira e no solo, e sua tafonomia (BREMONT *et al.*, 2005).

Segundo o princípio da uniformidade, se um tipo de vegetação produz uma assembleia característica, ao encontrarmos essa assembleia no solo/sedimento, podemos inferir que tipo de vegetação existia. Para fins de reconstrução ambiental, utiliza-se uma mescla de tudo o que pode fornecer uma informação geral. Assim, uma assembleia fitolítica é a soma dos fitólitos de assembleia geral com os fitólitos de assembleia com significado taxonômico e ainda, se houver, os esqueletos de fitólitos (COE *et al.*, 2014).

Para o estudo de adaptações ecológicas, com o pólen usam-se espécies atuais, das quais se conhecem os hábitos. Com fitólitos, nem sempre dispomos dessa linearidade. Não há uma listagem de plantas, e sim uma listagem de grupos (por exemplo, floresta). Os estudos fitolíticos não procuram estabelecer que espécies constituíam essa floresta, mas se houve mudanças no tipo de cobertura vegetal, por exemplo floresta /pradaria (COE, 2009).

Em depósitos terrestres, as reconstruções climáticas baseadas em estudos palinológicos são muitas vezes limitadas pela destruição do pólen em ambientes secos ou oxidantes (como em solos tropicais bem drenados), ou pela variabilidade da produção e dispersão das espécies vegetais (ALEXANDRE *et al.*, 1997a; BREMOND *et al.*, 2005). Além disso, os valores $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo (MOS) registram variações entre plantas C3 e C4, mas como as plantas C3 incluem vários táxons além das dicotiledôneas lenhosas, os valores $\delta^{13}\text{C}$ não expressam adequadamente a densidade arbórea (ALEXANDRE *et al.*, 1999; BREMOND *et al.*, 2005). Já os fitólitos permitem distinguir entre gramíneas C3 e C4, podendo-se interpretar os valores $\delta^{13}\text{C}$ da MOS como predominância de floresta ou pradaria C3.

2.3.7 Calibração das relações entre assembleias fitolíticas, estruturas das vegetações e parâmetros bioclimáticos

Diversos estudos se dedicaram a calibrar as relações entre assembleias fitolíticas, estruturas das vegetações e parâmetros bioclimáticos: Fredlund e Tieszen (1997) e Blinnikov (2005) observaram, através de análises dos componentes principais (ACP) e outros métodos de análise estatística para as formações herbáceas das grandes planícies do nordeste dos Estados Unidos, relações entre as proporções de fitólitos de Poaceae em C4 altas, de Poaceae em C4 baixas e de Poaceae em C3, fisionomia das formações herbáceas e gradientes de temperatura e de umidade (ou de pluviometria). Prebble *et al.* (2002) observaram nas planícies da Nova Zelândia, também por análises estatísticas, uma relação quantitativa entre assembleias e pluviometria. Estes estudos se preocuparam em definir os limites dos domínios de aplicação das relações ou funções de transferência apresentadas.

Lu *et al.* (2003), calcularam as funções de transferência entre assembleias fitolíticas e variáveis climáticas para as formações herbáceas chinesas. Alexandre *et al.* (1997), Bremond *et al.* (2005a; 2005b; 2008) e Barboni *et al.* (2007) observaram, através de simples correlações ou regressões múltiplas para as formações herbáceas e florestais da África ocidental e oriental, relações quantificadas entre índices fitolíticos (relações de abundância em fitólitos), densidade da cobertura arbórea, dominância de uma subfamília de Poaceae (C4 altas/ C4 baixas, C3/C4) e estresse hídrico sofrido pelas gramíneas.

Conclui-se que estas calibrações entre assembleias fitolíticas, fisionomia das vegetações e limites climáticos mostram que os fitólitos são marcadores fiáveis e precisos das vegetações intertropicais e principalmente das diferentes formações herbáceas. A diversidade das formações herbáceas tropicais é o reflexo de uma diversidade climática, edáfica e antrópica que devem ser melhor compreendidas através das reconstituições fitolíticas (BREMOND, 2003).

2.3.8 Índices fitolíticos

São cinco os índices fitolíticos (relações de abundância de tipos de fitólitos) mais utilizados (COE, 2009): 1) Índice D/P, 2) Índice Iph, 3) Índice Bi, 4) Índice Ic, 5) Índice Pa/P. Segundo Bremond (2003), é a partir dos cálculos dos índices que as análises dos fitólitos podem ser consideradas como marcadores das vegetações intertropicais, possibilitando uma melhor compreensão da diversidade de vegetações e climas.

1 – Índice D/P (Dicotiledôneas lenhosas / Poaceae): é a soma dos fitólitos característicos das dicotiledôneas lenhosas em relação à soma de fitólitos de gramíneas. Este índice indica a densidade da cobertura arbórea e é, geralmente, calculado da seguinte forma (COE e OSTERRIETH, 2014):

$$\frac{D}{P} = \frac{\textit{globular granulate}}{\textit{short cells} + \textit{acicular} + \textit{bulliform cuneiform} + \textit{bulliform parallelepipedal}}$$

Alexandre *et al.* (1997), utilizaram um primeiro índice D/P. O mesmo referia-se a todos os tipos de fitólitos de Poaceae, utilizado no denominador. Um segundo índice, denominado D/P⁰, só compreendia os fitólitos das *short cells* de Poaceae. Bremond *et al.* (2008), limitam a utilização do índice D/P às regiões intertropicais de baixa altitude. Para uma floresta equatorial este índice é superior a 150, já para uma floresta perene é de 7 a 10 (Alexandre *et al.*, 1997). Para uma savana alta o mesmo é de 0,33 a 1,16, já para savanas baixas e estepes é de 0 a 0,1 (BREMOND *et al.*, 2005b).

2 – Índice Iph (Chloridoideae / Chloridoideae + Panicoideae): é a proporção de fitólitos de gramíneas baixas de ciclo fotossintético em C4 (principalmente Chloridoideae), relativamente à soma de fitólitos de gramíneas altas de ciclo fotossintético em C4 (sobretudo Panicoideae) (TWISS, 1987, 1992 *apud* BREMOND, 2003). Este índice indica a adaptação da formação vegetal à aridez.

$$\text{Iph (\%)} = \left(\frac{\textit{saddle}}{\textit{saddle} + \textit{cross} + \textit{bilobate}} \right) \times 100$$

Diester-Haass (1973 *apud* BREMOND, 2003) utilizou este índice pela primeira vez em sedimentos marinhos da África Ocidental, para identificar transições umidade-aridez durante o Pleistoceno e Holoceno (COE, 2009). Nas pradarias americanas e nas savanas tropicais, este índice é um bom indicador da relação entre Chloridoideae e Panicoideae (ou gramíneas C4 baixas x C4 altas). Já se a presença de fitólitos de Pooideae ou Bambusoideae (Poaceae em C3) for detectada, este índice não pode ser utilizado. A dominância de gramíneas curtas C4 x gramíneas altas C4 também é refletida por esses índices. Os extremos de temperatura elevadas e a aridez são bem tolerados pelas Chloridoideae, o que não ocorre da mesma forma

em outras gramíneas. Isso só muda quando ocorrem exceções, como algumas Panicoideae, adaptadas a áreas localmente úmidas nas regiões áridas. Gramíneas da subfamília Arundinoideae, produtoras de fitólitos semelhantes às Panicoideae e Chloridoideae também podem influenciar o índice Iph (ROCHA, 2014).

Sendo assim, um Iph elevado (>20-40%) caracteriza as formações de gramíneas dominadas por Chloridoideae, onde predominam as condições quentes secas. Um Iph baixo (<20-40%) caracteriza as associações onde dominam as Panicoideae (gramíneas C4 mesofíticas), sob clima quente-úmido ou com umidade no solo. Os valores do índice Iph entre 40 e 45 podem distinguir a vegetação adaptada às condições áridas ou úmidas (Iph < 40-45 = pradarias com gramíneas altas; Iph > 40-45 = pradarias com gramíneas baixas) (COE, 2009).

3 – Índice Bi ou Fs: é a proporção do morfotipo *bulliform cuneiform* relativamente ao total de fitólitos de gramíneas (BREMONT *et al.*, 2005a; COE *et al.*, 2011). Este índice indica a abundância relativa de fitólitos buliformes *cuneiform* que se precipitam na epiderme das gramíneas quando elas são submetidas a um forte estresse hídrico. Permite estimar a aridez do ambiente, é um indicador de estresse hídrico. Quanto mais a planta transpira e/ou sofre o estresse hídrico, mais células buliformes silicificadas ela produz.

$$\text{Bi ou Fs (\%)} = \left(\frac{\text{bulliform cuneiform}}{\text{short cells} + \text{acicular} + \text{bulliform cuneiform}} \right) \times 100$$

4 – Índice Ic: é a proporção de fitólitos de gramíneas a ciclo fotossintético em C3 relativamente à totalidade dos fitólitos de gramíneas (TWISS, 1987, 1992, *apud* BREMONT, 2003; BREMONT, 2008). Este índice indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à Pressão Parcial de Dióxido de Carbono (pCO₂) forte (zonas de altitude).

Foi definido por Twiss (1992) para estimar a abundância relativa de gramíneas temperadas C3 em relação a gramíneas quentes C4 na América do Norte (BARBONI *et al.*, 2007). O predomínio de gramíneas Pooideae é indicado por um Ic elevado. Já as gramíneas Panicoideae e Chloridoideae produzem um Ic baixo. Apesar das Arundinoideae e Bambusoideae não produzirem morfotipos de fitólitos característicos, as mesmas podem influenciar estatisticamente o índice.

$$\text{Ic} = \frac{\text{Pooideae}}{\text{Pooideae} + \text{Chloridoideae} + \text{Panicoideae}}$$

$$\text{Ic (\%)} = \left(\frac{\text{rondel} + \text{trapeziform polylobate} + \text{trapeziform short cell}}{\text{rondel} + \text{trapeziform polylobate} + \text{trapeziform short cell} + \text{saddle} + \text{cross} + \text{bilobate}} \right) \times 100$$

5 – Índice Pa/P (Palmeiras/Poaceae): calculado pela primeira vez por Coe (2009), este índice indica a densidade de cobertura de palmeiras em relação à cobertura por gramíneas.

$$\frac{Pa}{P} = \frac{globular\ echinate}{bilobate + cross + saddle + acicular + elongate + bulliform\ cells}$$

2.3.9 Formação das sequências fitolíticas de solos

Os solos são meios particularmente interessantes para a análise fitolítica já que apresentam geralmente condições favoráveis à estabilidade dos minerais silicosos e fornecem indicações em regiões onde faltam outros tipos de indicadores, tais como o pólen. Por outro lado, se a distribuição dos marcadores de vegetação no seio dos sedimentos depende quase exclusivamente da taxa de acumulação das partículas detríticas, as distribuições destes mesmos marcadores nos solos ou perfis de alteração depende da interação entre diversos processos pedogenéticos, como a acumulação, erosão, dissolução seletiva e a translocação. (PIPERNO e BECKER, 1996; ALEXANDRE *et al.* 1997b; 1999; MEUNIER *et al.*, 2001).

Os processos de acumulação e erosão agindo sobre o solo devem ser considerados a fim de estabelecer um balanço entre os aportes e as perdas de material (inclusive fitólitos). Estes processos dependem da posição topográfica do perfil, do tipo de solo, da cobertura vegetal e do regime das chuvas que podem conduzir a eventos erosivos. O coluvionamento e a desnudação podem explicar, por exemplo, paleohorizontes húmicos enterrados (PIPERNO e BECKER, 1996).

A translocação no seio do solo, ou seja, o transporte das partículas do topo para a base do solo e vice-versa, resulta do transporte de fluidos através dos poros do solo e do transporte particular vertical por animais escavadores (formigas, térmitas, minhocas). A intensidade dos processos de translocação depende da forma (por exemplo, a morfologia globular facilita a translocação), do tamanho (os menores são mais móveis que os grandes), da superfície específica das partículas (que favorece ou não a formação de agregados) e da presença ou não de horizontes impermeáveis (PIPERNO, 2006; ALEXANDRE *et al.*, 1997b).

A translocação e atividade biológica levam à mobilização dos fitólitos através dos perfis. Estes processos de translocação e de dissolução seletiva dos fitólitos ao longo de um perfil de solo, levam a uma mistura de fitólitos "jovens" e "velhos" nas diferentes profundidades, que pode ser modelizado por uma distribuição bicompartimentada, similar à das matérias orgânicas do solo (MOS). Assim um polo lábil é constituído de fitólitos jovens rapidamente dissolvidos e cuja abundância diminui com a profundidade, até atingir zero na base do perfil. O segundo polo é mais estável, formado por partículas mais velhas, mais resistentes à dissolução. Este polo permanece constante com a profundidade e representa a totalidade dos fitólitos da base do perfil (ALEXANDRE *et al.*, 1997b).

No solo, a sílica pode se encontrar na forma mineral ou orgânica. O modelo de distribuição bicompartimentada dos fitólitos conduz a um aumento da idade média das partículas com a profundidade, hipótese primordial para interpretar as assembleias fitolíticas dos solos em termos paleoambientais. O aumento do número de figuras de dissolução na superfície dos fitólitos pode ser um marcador do tempo de residência e do aumento da idade média das partículas com a profundidade (PIPERNO, 1996; ALEXANDRE *et al.*, 1997b; 1999).

A solubilidade dos silicofitólitos no solo está ligada à sua idade: à medida que aumenta o tempo de permanência dos fitólitos no solo, diminuem o conteúdo de água, a área e a energia superficial e a taxa de dissolução – a partícula começa a se estabilizar. Os silicofitólitos são mais susceptíveis à alteração que os minerais cristalinos porque são amorfos; depositam-se, a partir do ácido monossilícico nos tecidos onde a evapotranspiração é maior.

As sequências fitolíticas de solo podem registrar mudanças de vegetação em escala local ou regional. Como os fitólitos são liberados nos solos por humificação ou combustão da matéria orgânica, supõe-se frequentemente que uma grande proporção de fitólitos de solo seja originária da vegetação local. Entretanto, os fitólitos podem, como outros minerais do solo, ser deslocados de seu sítio original pelo vento, água e animais, por longas distâncias (COE, 2009).

Assim, por exemplo, sob condições climáticas áridas, com muito vento e quando a cobertura do solo é constituída por uma vegetação baixa e rarefeita, pode-se esperar um transporte eólico por uma longa distância. Eventos extremos como fogo, enchentes e escavações podem também produzir grandes quantidades de fitólitos facilmente mobilizáveis (COE, 2009).

Segundo estudos de Honaine (2008), os aportes da vegetação local, assim como a migração superficial e subsuperficial diminuem com a profundidade, ao contrário do material herdado, cujo aporte é maior em profundidade. O aporte por material eólico e pelo fogo se mantém constante ao longo do perfil. Além disso, quanto maior a distância da planta produtora, maior a contribuição dos aportes extra locais e regionais.

Como todas as biomineralizações, os fitólitos são ferramentas - agregam dados, interpretações e necessitam de estudos multidisciplinares. No caso dos fitólitos extraídos de solos, há de ser levado em conta o fato de que o solo é um recurso natural, um sistema completo e aberto que evolui no espaço e no tempo, condicionado, em conjunto com a água, ao desenvolvimento da vida, da sociedade, do homem. Assim, ao estudarmos os solos e biomineralizações, têm que ser considerados os processos de adições, transformações, transferências, perdas, estabilidade/ instabilidade ambiental. No caso de solos em ambientes instáveis, o que não significa que os mesmos não estão adaptados a essa instabilidade, é

preciso estudar a sucessão estabilidade/ instabilidade ao longo da história geológica do material estudado (OSTERRIETH, 2008).

2.3.10 Utilidades e limites do estudo dos fitólitos

Segundo Coe *et al.* (2014), as análises de fitólitos permitem:

- a. a caracterização específica e funcional de plantas;
- b. reconstruções paleobotânicas, paleoambientais, arqueológicas (formação de sítios arqueológicos, modos de vida, alimentação, agrossistemas, etc.);
- c. melhor compreensão das relações evolução/degradação dos solos;
- d. a conformação das matrizes e sua relação com a estabilidade dos agregados do solo;
- e. melhor compreensão do ciclo biogeoquímico da sílica (dissolução, preservação e transferência).

Como todas as biomineralizações, os fitólitos são ferramentas - agregam dados, interpretações e necessitam de estudos multidisciplinares. No caso dos fitólitos extraídos de solos, há de ser levado em conta o fato de que o solo é um recurso natural, um sistema completo e aberto que evolui no espaço e no tempo, condicionado, em conjunto com a água, ao desenvolvimento da vida, da sociedade, do homem. Assim, ao estudarmos solos e biomineralizações, têm que ser considerados os processos de adições, transformações, transferências, perdas, estabilidade / instabilidade ambiental. No caso de solos em ambientes instáveis, o que não significa que os mesmos não estão adaptados a essa instabilidade, é preciso estudar a sucessão estabilidade/instabilidade ao longo da história geológica do material estudado (OSTERRIETH, 2008).

2.3.11 Estudos com fitólitos no Brasil

No Brasil a análise de fitólitos cresceu consideravelmente nos últimos anos, assim como a quantidade de pesquisadores e trabalhos publicados nessa temática. O bioindicador fitólito passou a ficar mais conhecido, despertando a curiosidade e o interesse de muitos pesquisadores brasileiros. A ampliação do conhecimento possibilitou a diversidade nas abordagens em que ele é usado, seja como *proxy* arqueológico ou paleoambiental.

Conforme Zurro *et al.* (2016), a diversidade de abordagens dificulta a utilização do acervo bibliográfico disponível em um contexto mais amplo de metodologias e modelos, que muitas vezes, estão fortemente integrados em arqueobotânica e estudos paleoambientais. Uma padronização desses estudos facilitaria não só as pesquisas relacionadas a fitólitos, como permitiria maiores oportunidades de aplicação da técnica para informar sobre as culturas do passado e suas estratégias de exploração dos recursos, bem como a dinâmica relacionada com mudanças do clima e modificações ambientais de origem antrópica.

Os estudos sobre fitólitos em plantas atuais, bem como o seu uso como ferramenta de reconstrução paleoambiental, ainda são incipientes no Brasil. Nesse sentido, o gráfico seguinte (Figura 12) evidencia o número de publicações realizadas desde meados da década de 1960 até junho de 2013, destacando os estudos sobre morfotipos extraídos de táxons de plantas atuais, com intuito de estabelecer uma coleção de referência de assembleias fitolíticas modernas, assim como sua aplicação como instrumento nos trabalhos de reconstruções paleoambientais (LUZ *et al.*, 2015).

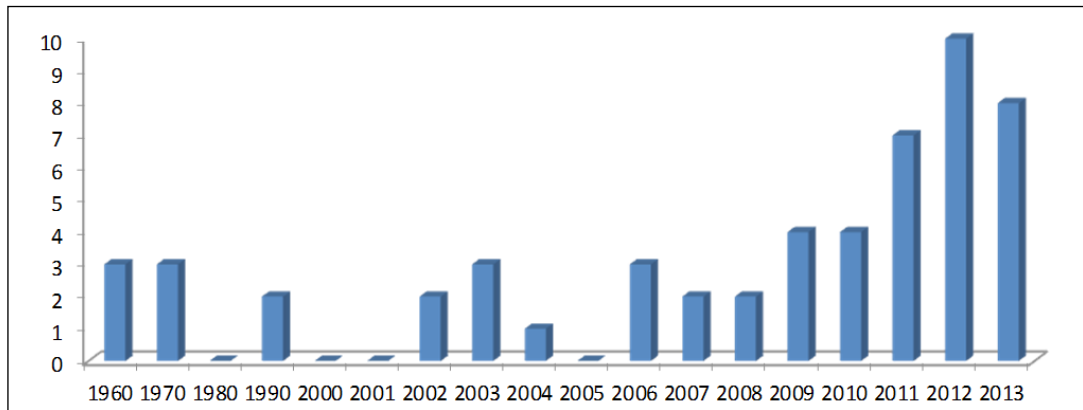


Figura 12 – Publicações utilizando fitólitos no Brasil.
Fonte: Luz *et al.*, 2015.

Nota-se que os estudos pioneiros se iniciaram ainda na década de 1960, com um total de três produções, sendo esse o mesmo total ao longo da década de 1970. No entanto, nas décadas seguintes, a produção científica com essa temática tornou-se esparsa, adquirindo maior regularidade de publicação na última década, chegando a totalizar 10 trabalhos sobre fitólitos no ano de 2012, com maior número de publicações referentes a sua utilização como indicador *proxy* (6 trabalhos).

A seguir são detalhadas as principais pesquisas que versam tanto sobre os estudos de classificação e morfologia quanto os estudos que fazem uso desse aparato como *proxy* para a reconstrução paleoambiental.

Fitólitos como instrumento de reconstrução paleoambiental

O emprego dos fitólitos como *proxy* na interpretação paleoambiental teve início no Brasil com o trabalho de Piperno e Becker (1996), que analisaram fitólitos em consonância com análise antracológica em solos no ambiente de “Terra firme” na Amazônia central. Os autores evidenciaram que a vegetação da área foi instável durante o Holoceno, com presença de incêndios entre 1795 e 550 anos AP. Não obstante, Alexandre *et al.* (1999) estudaram assembleias fitolíticas presentes em latossolo no município de Salitre, Minas Gerais, e os dados obtidos descreveram uma fase com presença de Cerrado entre 5500 e 4500 cal. AP. seguida por dois momentos de desenvolvimento de florestas (4000-3000 cal AP. e após 970

cal AP.). Esses foram os únicos trabalhos publicados de reconstrução paleoambiental no Brasil com uso de fitólitos em toda a década de 1990.

Já na última década houve um incremento nas pesquisas e um volume consistente de trabalhos têm sido publicados. Borba-Roschel *et al.* (2006) apresentaram discussão sobre os dados obtidos no bioma Cerrado, município de Uberaba – MG, comparando os fitólitos extraídos de uma turfeira com assembleias fitolíticas de plantas dominantes (Cyperaceae e Poaceae). Os autores observaram a diminuição de fitólitos de Cyperaceae conforme a profundidade e relacionaram com as fases de hidratação e desidratação do material.

No mesmo ano, Paula e Silva (2006) observaram a morfologia e quantificaram as opalas biogênicas em dois locais de cimeira com Latossolo Vermelho textura média e argilosa sob Cerrado e dois locais em encosta com solos *gley*, pouco húmico, sob Cerradões de Uberlândia, comparando-se os dados com a quantidade de silício do solo. Em todas as profundidades estudadas, verificou-se que tanto os latossolos como o *gley* pouco húmico continham quantidades maiores de opala biogênica no silte que na areia muito fina, evidenciando ainda que tais quantidades de silicofitólitos diminuem com a profundidade, ao passo que a quantidade de silício assimilável aumenta, o que pode estar associado provavelmente a sua facilidade de ser carregado verticalmente nos processos de lixiviação. Nesse sentido, a pesquisa objetivou expandir o estudo das opalas em solos, visto que tem se mostrado bastante útil para o entendimento de relações como disponibilidade de silício para as plantas, pedologia (detecção de descontinuidades litológicas) e reconstituição de paleoambientes.

Calegari (2008) desenvolveu sua tese de doutorado sobre do horizonte A húmico em Latossolos em distintas regiões do Brasil, com o uso dos fitólitos e técnicas isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) como marcadores das condições paleoambientais de origem. Para tanto, três grupos de Latossolos com A húmico foram definidos: G1 - Latossolos Brunos e Vermelhos localizados na região Sul (Guarapuava/ PR); G2 - Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos encontrados de forma predominante na região Sudeste (Machado/MG); G3 – Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos das regiões Sudeste (Campinas/SP) e Nordeste (Pau D'algo/ PE), com horizonte húmico mais espesso. Os resultados demonstraram que o horizonte A húmico se formou sob vegetação menos densa que a atual nas regiões Sudeste e Nordeste, conforme indicado pela análise fitolítica e valor $\delta^{13}\text{C}$, que apontou mistura de plantas de ciclo C3 e C4 (~-22 ‰), com predomínio de plantas C3, enquanto que na região Sul houve o desenvolvimento de vegetação mais aberta com predomínio de plantas C4 (~-16‰), indicando, assim, clima mais seco entre o Holoceno inferior e médio. No Holoceno superior, constatou-se a expansão da vegetação de floresta em decorrência de um empobrecimento

isotópico (~-25‰), inferindo-se clima mais úmido e quente, semelhante ao atual, nas regiões Sudeste e Nordeste, e mais úmido e frio na região Sul.

Em sua tese de doutoramento, Coe (2009) apresentou estudo referente à evolução da vegetação xeromórfica na região de Búzios/Cabo Frio – RJ, a partir dos fitólitos extraídos de amostras coletadas em solos da região. A região de Búzios/ Cabo Frio é considerada como um “enclave fitogeográfico” de vegetação xeromórfica com fisionomia similar à da caatinga do semiárido nordestino, apresentando um clima mais seco que o restante do litoral fluminense. Os resultados permitiram identificar mudanças na densidade de cobertura arbórea, não se registrando grandes variações no tipo de formação vegetal desde os últimos ~13.000 anos cal AP., o que sugere que a vegetação foi sempre de tipo pouco arbórea, caracterizada pela presença de flora xeromórfica, nunca atingindo a densidade arbórea típica de florestas úmidas durante o intervalo de tempo compreendido no estudo.

Pereira (2010) desenvolveu estudo com enfoque para os fitólitos presentes em fragmentos de carvão, denotando sua relevância como ferramenta aplicada à pesquisa arqueológica. Dessa forma, procedeu-se a identificação e observação de fitólitos a partir de fragmentos de carvão obtidos no sítio Garopaba IV situado no litoral de Santa Catarina, propondo uma nova abordagem sobre estes proeminentes achados arqueológicos. O trabalho se demonstrou inovador e eficaz, uma vez que a presença de carvão, como se pôde constatar, é um traço marcante em sítios arqueológicos, sendo sua análise não somente para fins antracológicos. Os resultados apontam a viabilidade da análise fitolítica por meio da utilização de fragmentos de carvão, evidenciando a fácil identificação morfológica bem como a coloração dos fitólitos ocorrentes, o que pode ajudar a reconstituir o modo de vida e a cultura de determinado grupo humano, constituindo assim, boa ferramenta nos estudos arqueológicos.

Monteiro *et al.* (2011) traçaram os primeiros esboços sobre as condições paleoambientais durante o Holoceno Tardio na região dos Campos Gerais, no Estado do Paraná, a partir da análise de fitólitos presentes em sedimentos turfosos. A pesquisa revelou a ocorrência de oscilações climáticas no período, registrando fases mais frias e secas que as atuais em 3.220 anos AP, passando para mais quentes e úmidas em 2.770 anos AP, com retorno para condições mais secas e frias em 1.340 anos AP. Essas interpretações estão de acordo com outros trabalhos que apontam semelhantes condições climáticas durante o Holoceno.

Cabe salientar, da mesma forma, a contribuição dos estudos desenvolvidos por Parolin *et al.* (2011), que fizeram os primeiros apontamentos sobre mudanças ambientais em Campo Mourão - PR utilizando por base a análise das assembleias fitolíticas e análises de $\delta^{13}\text{C}$. Os

autores constaram que não há incidência de vegetação densa na região desde o Pleistoceno Tardio, associado a uma condição mais seca que a atual desde os últimos ~25.000 anos.

Gomes (2012) dedicou-se ao estudo sobre gênese de solos e mudanças ambientais na bacia do rio São João – RJ, identificadas pela análise fitolítica. Para tanto, foram coletadas amostras de cinco perfis de solos da região, sendo dois de origem aluvial e três de origem eluvial conforme indicado pelos resultados das análises fitolíticas, cabendo a ressalva de que o *proxy* em questão apresentou limitações para reconstituições da vegetação e inferências climáticas em solos de origem aluvial, haja vista a mistura de materiais de aporte do rio, não se verificando o mesmo para os solos desenvolvidos a partir de material *in situ*, onde os fitólitos se mostraram bons indicadores de mudanças ambientais.

Chung (2012) e Augustin *et al.* (2014) realizaram estudo na região do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais, inferindo variações climáticas e da cobertura vegetal por meio de análises fitolíticas e isotópicas, auxiliando dessa forma na compreensão dos processos geomorfológicos que levaram à formação da sequência alúvio-coluvial na região. Nos dois perfis de solos analisados foi possível identificar sequências deposicionais desenvolvidas concomitantemente no tempo, no entanto com processos de acumulação e intensidade ocorrendo de formas diferentes. Os resultados sugerem a atuação intensa de processos erosivos na área de estudo, visto que em ambos os perfis, mesmo nos horizontes mais superficiais, e em praticamente todas as assembleias modernas coletadas nas proximidades, os fitólitos se apresentaram profundamente alterados, evidenciando o predomínio de fitólitos grandes (*blocky, bulliform paralelepipedal, elongate*), já que estes são mais resistentes à erosão, porém ainda assim mostraram-se muito alterados, ocorrendo baixas proporções ou inexistência de fitólitos pequenos (*short cells*), que são mais frágeis. Pôde-se constatar que nos horizontes mais superficiais, os índices fitolíticos são característicos de vegetação aberta, sendo que no P1 a densidade arbórea atual é um pouco maior que em P2, embora ambos apresentem valores típicos de formações de cerrado, com predomínio de gramíneas, indicando assim um ambiente mais seco.

Coe *et al.* (2012) citaram exemplo de três casos de utilização dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono em estudos de reconstituições da vegetação e inferências de paleoclimas, compreendendo áreas do Estado do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tais estudos reforçam a importância dos fitólitos nas reconstituições paleoambientais, uma vez que, associado a outros *proxies* (análise *multiproxy*), permitem compreender a evolução da paisagem e as mudanças ambientais de uma determinada região ao longo de um espaço de tempo geológico.

As contribuições concernentes a utilização de fitólitos como indicador *proxy* podem ser verificadas, igualmente, no trabalho de Monteiro (2012) ao estudar os fitólitos em sedimentos

turfosos nos Campos Gerais do Estado do Paraná para inferir paleoambientes. Cabe a ressalva de que em estudo precedente (Monteiro *et al.*, 2011) a autora já havia apresentado os primeiros apontamentos sobre as condições paleoambientais na área, ampliando tais discussões em seu trabalho de conclusão de curso. Nesta pesquisa, Monteiro (2012) identificou quatro fases ambientais distintas na região, alternadas por fases mais frias e secas em 3.220 e 2.770 anos AP, com ocorrência de alguns intervalos úmidos associados às cheias do rio Tibagi; fase mais quente e úmida com o aparecimento de fitólitos de Araucária há 1.340 ± 80 anos AP, com retorno das condições mais secas e frias e posterior fase caracterizada por condições climáticas quente e úmida mais próximas às atuais com episódios de cheias indicadas pela presença de espículas de esponja. O trabalho corrobora informações apresentadas anteriormente pela mesma autora, apontando para períodos de oscilações climáticas desde 3.220 anos até o presente para a região dos Campos Gerais – Ponta Grossa, que registrou cobertura de gramíneas desde o período de tempo analisado, fato corroborado pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ que indicaram a predominância de plantas de ciclo fotossintético C4.

Em 2013, Alcântara-Santos realizou a reconstituição paleogeográfica e paleoambiental do baixo curso do rio Ivaí – PR, tendo como foco a recuperação, identificação e quantificação de fitólitos, além de outros indicadores, presentes em um perfil de solo da Formação Caiuá denominado de Trincheira Reserva (TR), bem como em sedimentos do Terraço Ivaí (TI), ambos localizados na região de Douradina – PR. Os dados apontaram mudanças na paisagem em três fases distintas para o TI, correspondendo a uma fase de canal ativo datado em 19.900 ± 2.800 anos (TL), fase de abandono de canal em 13.250 ± 1.890 anos (TL) com formação de planície aluvial e do Terraço. Já na TR, foi possível reconstituir o ambiente em duas fases, sendo uma caracterizada por condições ambientais ligeiramente mais secas que as atuais, sob o domínio de floresta em 10.195 anos Cal. AP – o que sugere a presença de refúgios florestais no baixo vale do rio Ivaí –, e outra por condições mais úmidas há pelo menos 5.963 anos cal AP.

Calegari *et al.* (2013) utilizaram a análise dos fitólitos para reconstituição paleoambiental em Machado-MG, que trouxe contribuições relevantes acerca dos processos pedogenéticos da área de estudo, inferindo que o ambiente sob o qual o epípede umbrico foi formado era uma mistura de vegetação com predominância de plantas C3 em condições mesotérmicas e com pouca variação na umidade desde o Holoceno Médio.

Paisani *et al.* (2013) utilizaram análises de isótopos do carbono do solo e de fitólitos com o intuito de verificar a densidade de vegetação para inferências das mudanças climáticas do Quaternário tardio, associadas à dinâmica evolutiva de um dos paleovales das bacias do Planalto das Araucárias. Apesar dos dados obtidos terem sido insuficientes para detectar a mudança climática do último interestádio para o Último Máximo Glacial foi possível inferir que

o sistema geomorfológico se manteve em equilíbrio dinâmico, enquanto que a dinâmica pedogenética apresentou mudanças de progressiva para regressiva. Já a dinâmica fluvial apresentou mudanças ao longo do Último Interestádio para o Último Máximo Glacial induzidos por eventos neotectônicos.

Rocha (2014) estudou a dinâmica geomorfológica proveniente de uma voçoroca na região de Gouveia, Minas Gerais, com a finalidade de inferir a cobertura vegetal e análise das condições climáticas durante o Quaternário, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono. As análises dos tipos de fitólitos não identificaram mudanças no tipo de vegetação ao longo da sequência estudada, indicando sempre a predominância de gramíneas. Esses resultados foram corroborados pelas análises dos isótopos de carbono, que também indicaram a predominância de plantas C4 ao longo de toda a sequência. Já as análises do estoque de fitólitos apresentaram grandes variações ao longo da sequência, com aumento do estoque em algumas camadas mais profundas, contrariamente ao padrão normal de distribuição dos fitólitos com a profundidade. Grandes variações também foram observadas em relação à granulometria e conteúdo de matéria orgânica do material. Essas variações indicam uma origem ora coluvial, ora aluvial, da sequência estudada e as datações por ^{14}C da matéria orgânica permitiram associar essas variações a períodos glaciais ou interglaciais.

Também em Minas Gerais, Lucena (2014) estudou a paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu. Em 2016, a autora identificou três ambientes diferenciados na bacia do rio Peruaçu, tanto pelas condições ambientais de estresse hídrico e cobertura vegetal quanto pela capacidade de perda ou acumulação de sedimentos.

Ramos (2014) estudou comunidades vegetais que constituem a restinga na APA de Maricá, RJ, com o objetivo de contribuir para a reconstituição da vegetação da planície costeira de Maricá e a evolução desta área durante o Quaternário. Foram coletadas 32 amostras de plantas e 14 de sedimentos superficiais para servir como referência moderna para posterior interpretação das assembleias fitolíticas fósseis. De uma maneira geral, foi possível constatar que esse tipo de ambiente não é muito favorável à formação e acumulação de fitólitos. As plantas da restinga não se mostraram grandes produtoras de fitólitos, com exceção daquelas notoriamente conhecidas como tal, caso das Poaceae e Cyperaceae. Foi observado também que a permanência dos fitólitos nos sedimentos é fortemente influenciada por sua granulometria e teor de matéria orgânica. Os maiores estoques de fitólitos foram encontrados nas comunidades de brejo, ambiente de deposição e de dinâmica de baixa energia, e na floresta seca, onde já ocorre um processo de pedogênese. Apesar dos estoques de fitólitos presentes nas assembleias modernas não serem muito elevados, os mesmos apresentam um alto grau de conservação, o que permitiu a obtenção de resultados

significativos para o estudo desse tipo de vegetação. Os índices fitolíticos calculados (densidade arbórea e estresse hídrico) expressaram coerentemente e em detalhes o ambiente de cada comunidade analisada, tanto do ponto de vista do tipo de cobertura vegetal quanto das condições de disponibilidade hídrica para as plantas.

Calegari *et al.* (2014), apresentaram a assinatura dos fitólitos obtidas nos horizontes superficiais de quatro diferentes solos que se desenvolveram sob vegetação campestre e Floresta Ombrófila Mista (OMF) nos estados de Santa Catarina e Paraná, sul do Brasil. Os índices fitolíticos (Iph, Ic e D/P) foram aplicados e expressaram com exatidão a vegetação atual e as condições ambientais dos perfis estudados.

Coe *et al.* (2015) estudaram a vegetação da planície costeira de Maricá com o principal objetivo de estabelecer coleções de referências modernas dos fitólitos e isótopos de carbono em plantas e sedimentos das diferentes comunidades vegetais que compõem atualmente a restinga para posterior comparação com amostras fósseis, no âmbito de um projeto que busca estudar a evolução desta área durante o Quaternário. Apesar dos estoques de fitólitos presentes nas assembleias modernas não serem muito elevados, os mesmos apresentam um alto grau de conservação, o que permitiu a obtenção de resultados significativos para o estudo desse tipo de vegetação. Os índices fitolíticos calculados (densidade arbórea e estresse hídrico) expressaram coerentemente e em detalhes o ambiente de cada comunidade analisada, tanto do ponto de vista do tipo de cobertura vegetal quanto das condições de disponibilidade hídrica para as plantas.

Seixas (2015) e Barros *et al.* (2016) fizeram a reconstituição paleoclimática de registros sedimentares fluviais no Quadrilátero Ferrífero, onde os silicofitólitos encontrados eram de morfotipos maiores, que são mais resistentes e suportam por um período maior de tempo a erosão advinda dos intensos processos geomorfológicos da região. Os resultados obtidos indicaram que, no período estudado, não houve mudança no tipo de vegetação, sempre característica do bioma cerrado. Entretanto, foram identificados períodos relativamente mais secos (6913-6558 e 9.865 anos cal AP) e outros mais úmidos (11.700-12.700 cal AP).

Gomes (2015) e Gomes *et al.* (2016) estudaram a evolução do uso do solo e da cobertura vegetal durante o Quaternário nas bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, através de biomineralizações de sílica, abordando as mudanças na vegetação no setor leste da Baía de Guanabara e corroborando os estudos feitos anteriormente, onde os momentos de grandes inundações, que alteravam as características ambientais locais, foram observados através dos silicofitólitos, espículas de esponjas, análises dos isótopos estáveis do carbono e datações por ^{14}C .

Em 2015, Pessenda *et al.* desenvolveram importante pesquisa no Espírito Santo, na área da Reserva Natural Vale (RNV) e região. O trabalho buscou caracterizar a dinâmica da

vegetação e marinha, com inferências climáticas, em locais de floresta de tabuleiros e campos naturais utilizando diversos *proxies*. O estudo produziu subsídios importantes para a melhor compreensão das flutuações climáticas, marinhas e sua influência.

Calegari *et al.* (2015) aplicaram uma abordagem *interproxy* focada na análise de fitólitos, de grãos de pólen e análise granulométrica de sedimentos ao estudo da Lagoa do Macuco, em Linhares no Estado do Espírito Santo. Foram identificadas três zonas polínicas, que indicaram a presença de uma vegetação de mangue entre 7700 anos cal AP e 4396 anos cal AP, seguida do deslocamento da vegetação das áreas mais baixas para as partes marginais mais elevadas do vale (4396 anos cal AP - 1287 anos cal AP) e a uma terceira fase que representa o período da instalação do atual lago, entre 1287 anos cal AP e os dias atuais. Também no Espírito Santo, Lorente *et al.* (2015) analisaram um testemunho de coletado na planície deltaica do litoral norte do estado. O trabalho teve como principal objetivo a caracterização do conjunto de fitólitos, auxiliado pelas fácies sedimentares, dados isotópicos para reconstituir o paleoambiente. A análise de fitólitos permitiu o estabelecimento de três intervalos que refletem mudanças na vegetação e provavelmente no clima a partir de ~7589 anos cal AP.

Chung (2016) realizou uma pesquisa que visava contribuir para a compreensão dos processos geomorfológicos que levaram à formação de rampas deposicionais próximas a afloramentos de quartzito, na região do Espinhaço Meridional, através da inferência de variações climáticas a partir de estudos de fitólitos e isótopos de carbono. Essas inferências são relevantes para se compreender o desenvolvimento de formas de relevo em domínios de quartzito em áreas úmidas tropicais. Foram amostrados 12 perfis de solo em 3 rampas deposicionais em três áreas distintas - Área 1: entre Guinda e Diamantina; Área 2: Chapadinha-Gouveia e Área 3: Morrinhos. Nas três áreas estudadas, os resultados fitolíticos e isotópicos não indicaram nenhuma grande mudança no tipo de vegetação ao longo do tempo, embora tenha se verificado variações ao longo das vertentes. Em todos os perfis foi registrada uma vegetação aberta, com predomínio de gramíneas, principalmente do tipo C4. As diferenças quanto à maior ou menor presença de lenhosas foram mais observadas entre as amostras mais superficiais dos perfis de um mesmo transecto, ou de uma área para outra, do que propriamente ao longo de cada perfil. Outra tendência observada em todas as áreas foi a de redução da presença de lenhosas em profundidade (em torno de 5700 anos cal AP). As análises indicam o predomínio de cerrado desde os 6.038 anos cal AP.

Ramos (2016) reconstituiu o ambiente da Ilha Grande no Quaternário através dos silicofitólitos e isótopos estáveis de carbono. Foram analisadas amostras de cinco assembleias modernas de solo, dois testemunhos e três perfis de solo, além de 23 plantas de diferentes famílias predominantes na área. As análises de fitólitos indicaram que nos últimos

4000 anos a vegetação da Ilha Grande foi predominantemente arbórea, resultado que foi corroborado pelas análises de isótopos estáveis de Carbono, que mostraram predomínio de plantas do tipo C3 em todas as amostras estudadas. Não foram observadas grandes mudanças nas características das formações vegetais em relação às atuais, demonstrando um padrão biogeoclimático para o período estudado semelhante ao atual e evidenciando que a cobertura vegetal da Ilha Grande tem mantido uma condição de equilíbrio com as características climáticas e edáficas da região.

Paisani *et al.* (2016) fizeram uma análise de uma sequência pedostratigráfica em Água Doce, Sul do Brasil, a qual inferiu que a vegetação de Campo ocupou as encostas da área compreendida pela paleocabeceira estudada do Último Interstadial ao Holoceno Superior. Os índices fitolíticos sugeriram um regime térmico contínuo frio desde o Último Interstadial, mais seco durante o Último Máximo Glacial e Holoceno Médio/Superior.

Rasbold *et al.* (2016) analisaram um testemunho de 44 cm de profundidade, na região de Turvo, no Paraná, e obtiveram datação C¹⁴ de 14.553 anos cal AP na amostra de 44 cm, e 6.090 anos cal AP, na amostra de 22 cm. Com as análises fitolíticas foi possível inferir duas fases de deposição, a primeira (44 e 32 cm) com predomínio de condições climáticas mais secas do que as atuais (aumento do índice Iph e Bi), e a segunda fase (30 cm ao topo) foi caracterizada por aumento gradativo da umidade (redução do Iph).

Silva (2016), em sua dissertação, teve como objetivo identificar concentrações de fitólitos em sedimentos quaternários datados, aplicando índices climáticos e de fitofisionomias, para inferir paleoambientes no planalto do Araripe, CE. Os resultados indicaram o aporte e deposição de fitólitos de uma vegetação arbórea/arbustiva, substituída em superfície por vegetação de gramíneas.

Seixas (2017) reconstituiu as condições paleoambientais e inferiu possíveis mudanças no clima e na vegetação associadas à ocorrência de linhas de pedra, ocorridas durante o Quaternário no Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. As análises fitolíticas e isotópicas não identificaram mudanças no tipo de formação vegetal durante o período observado, ou seja, a vegetação foi sempre de cerrado, apresentando somente variações em sua densidade arbórea, decorrentes de períodos relativamente mais secos ou mais úmidos. O cenário de evolução da área de estudo identificou uma primeira fase, anterior a 8880 anos cal AP, com um ambiente mais seco e mais frio que o atual e vegetação esparsa, seguida de uma fase com um ambiente mais úmido e vegetação mais arbórea. Os períodos de 8880 anos cal AP e 8380 anos cal AP foram caracterizados como mais secos que o anterior, quando se dá a formação das *stone-lines*. A partir de 2920 anos cal AP até o presente, as análises fitolíticas inferem um ambiente progressivamente mais úmido. A hipótese relacionada à gênese das *stone-lines* é a de coluvionamento atrelado a um período de chuvas concentradas,

com competência para transportar material mais grosseiro, mas de pequena distância, já que os seixos analisados são angulosos e subangulosos, indicando pouco retrabalhamento. Os resultados foram muito promissores para a utilização de fitólitos na inferência de condições paleoambientais que ocasionaram a formação de *stone-lines*, principalmente quando associados a outros *proxies*.

Calegari *et al.* (2017a) demonstraram em seu estudo o grande potencial dos fitólitos preservados no solo, associados à análise de conteúdo orgânico e $\delta^{13}\text{C}$ em duas pastagens/savana/campos nativos na Reserva Natural Vale em Linhares (ES).

Na região Sul do Brasil, mais precisamente no Planalto das Araucárias, Calegari *et al.* (2017b) estabeleceram como marcadores de nível estratigráfico da pedogênese do Quaternário Superior regional os solos e paleossolos encontrados na área. Nas três superfícies estudadas foi possível entender as mudanças na paleovegetação e inferir o papel da mudança climática. Os resultados sugeriram que a formação predominante de vegetais foi dominada por monocotiledôneas durante o Quaternário Tardio, com alternância de condições climáticas secas e úmidas no Holoceno Superior, e um regime de clima frio contínuo durante o MIS 2.

No Paraná, Parolin *et al.* (2017) encontraram evidências de que houve um período mais seco no Holoceno Médio através das análises fitolíticas de um testemunho de sedimento turfoso, em uma lagoa no Morro da Pedra Branca, em Ortigueira, com datação C14 da amostra em 30 cm de profundidade em 5.372 anos cal AP.

Estudos com fitólitos na Caatinga foram desenvolvidos por Coe *et al.* (2017) e Dias (2017). Por ser um trabalho pioneiro com esse tipo de *proxy* na região, foi necessário investigar primeiro se as plantas da Caatinga produzem bastante fitólitos e se os mesmos se preservam nos solos. Foram coletadas na Depressão Sertaneja Setentrional amostras de 33 plantas de 16 famílias e 5 amostras superficiais de solo (Assembleias Modernas) sob diferentes formações vegetais. Os fitólitos se mostraram ferramentas promissoras para o melhor conhecimento da vegetação da região, bem como para estudos paleoambientais no bioma (Ricardo, 2016; Coe *et al.*, 2017). Dando continuidade ao estudo, Dias (2017) buscou contribuir para a discussão sobre a evolução paleoambiental da Caatinga, averiguando se ocorreram mudanças na vegetação ligadas a variações climáticas durante o Quaternário. Foram coletadas 20 amostras de solo em 3 perfis no Rio Grande do Norte e 1 perfil no Ceará. Em todos os perfis verificou-se um aumento do D/P com a profundidade, indicando que a cobertura arbórea era mais densa no passado, sugerindo um ambiente mais úmido que o atual. A partir de cerca de 3000 anos cal AP verifica-se uma redução da umidade, como observado em outros estudos na região.

Em sua dissertação, Leal (2017) estudou fitólitos extraídos de perfis de solo na Ilha da Trindade com o objetivo de dar subsídios para a reconstituição da distribuição espacial da vegetação primária da ilha. Os resultados obtidos, se mostraram promissores para futuras reconstituições paleoambientais, pois os morfotipos encontrados nas Assembleias Modernas e os índices fitolíticos calculados apresentaram-se bastante coerentes à vegetação atual e aos processos pedológicos e geomorfológicos atuantes na ilha.

A espacialização dessas pesquisas está representada na Figura 13:

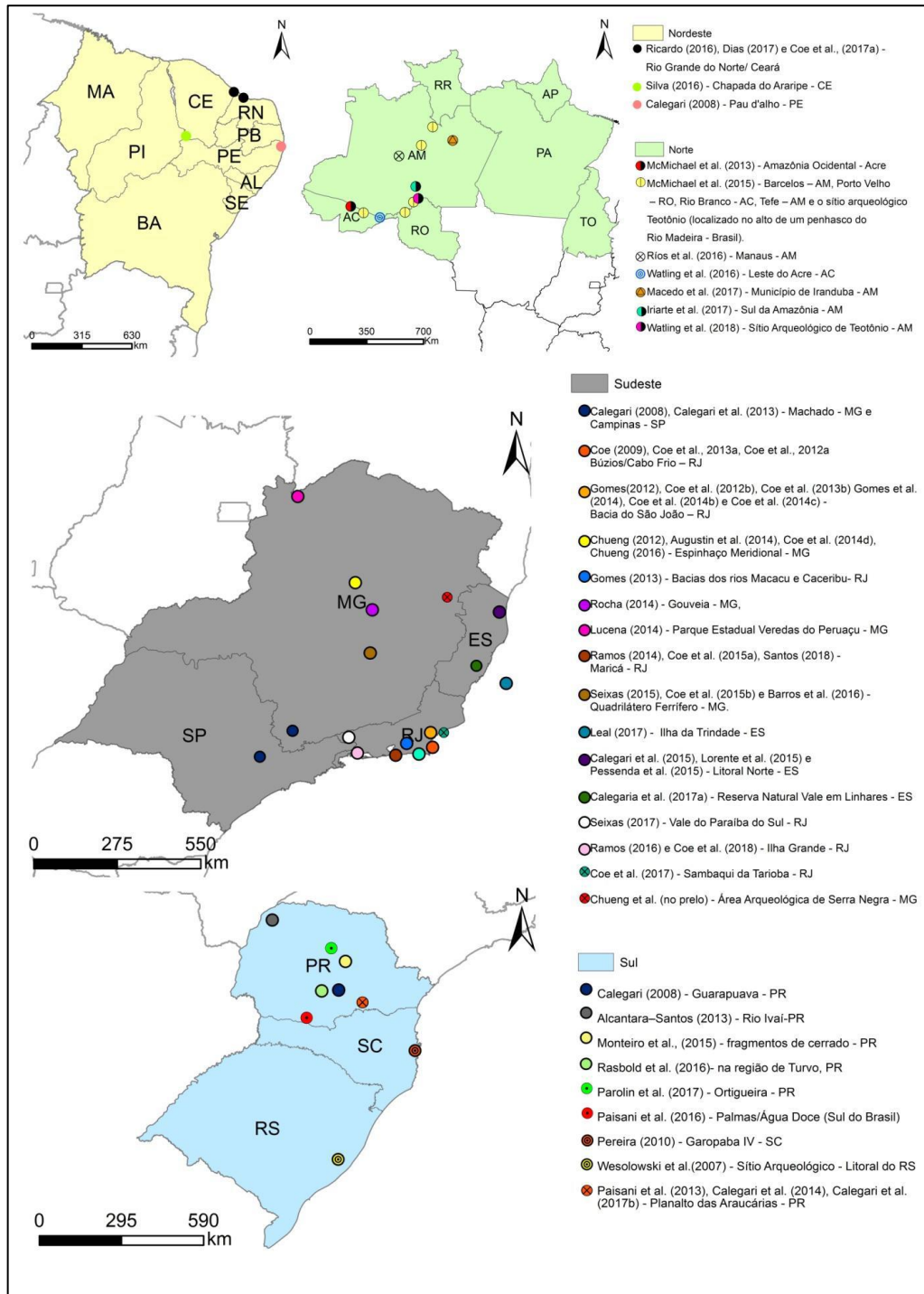


Figura 13 – Mapa com a localização dos principais estudos ambientais e arqueológicos desenvolvidos com fitólitos por região do Brasil. Fonte: Aguiar, 2018.

2.4 Espículas de Esponja

As esponjas são organismos aquáticos que pertencem ao filo Porífera e que podem habitar águas oceânicas ou água doce (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010). Trata-se de organismos sésseis, metazoários que sugam a água do ambiente, filtram-na em câmaras coanocitárias² e depois a devolvem limpa para o ambiente. Por sua propriedade sésstil, as esponjas se fixam em diferentes substratos situados em locais onde a água tenha boa oxigenação, para assim poderem retirar o oxigênio do qual precisam para viver. Estes substratos podem ser rochosos ou restos de vegetação submersa como raízes de espécies macrófitas, galhos, troncos de árvores de espécies que vivem em locais sujeitos a alagamentos sazonais. As esponjas de água doce podem ocupar estes substratos por meio das larvas (reprodução assexuada), ou por dispersão, quando as gêmulas³, ao flutuar, acompanham o movimento das águas, ficando retidas por algum obstáculo durante seu deslocamento (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010) (Figuras 14 e 15).



Figura 14 – Conjunto de gêmulas formadas em esponja da espécie *Oncosclera navicella* encontrada no rio Formoso, afluente do rio Ivaí. Fonte: Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010.

² Células que apresentam um colarinho e flagelos que, devido ao seu movimento, favorecem a criação de correntes de circulação da água, retirando da mesma microrganismos como as bactérias, dos quais se alimentam (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010).

³ Gêmulas “são elementos de reprodução assexuada, individualizados por um revestimento protetor não celular contendo uma incrustação de gemoscleras” (VOLKMER-RIBEIRO, 1981). Correspondem a estruturas esféricas que estão contidas na parede esquelética das esponjas e que se encontram protegidas por uma camada denominada espongina. São estruturas importantes para a dispersão das espécies (VOLKMER-RIBEIRO, 1981; VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000; VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010).

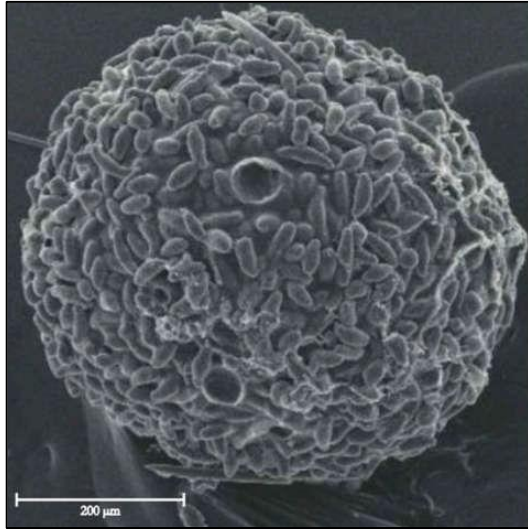


Figura 15 – Fotografia tirada em microscópio eletrônico de varredura de gêmula de *Oncosclera jewelli*, coberta por gemoscleras. Fonte: Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010.

As primeiras espécies de esponjas originaram-se nos oceanos passando a ocupar também ambientes continentais (de água doce) no decorrer do tempo geológico, em decorrência da invasão do continente pelas águas oceânicas. Posteriormente, com o recuo do mar as esponjas que permaneceram em rios e lagos sofreram adaptações e deram origem a novas espécies, gêneros e famílias de esponjas (VOLKMER RIBEIRO, 1985; VOLKMER RIBEIRO e PAROLIN, 2010; VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000).

Para Volkmer-Ribeiro e De Rosa-Barbosa (1979) o processo de transição e adaptação de esponjas do meio marinho ao ambiente de águas continentais ocorreu em decorrência da alternância de eventos de transgressões marinhas (oriundas de movimentos tectônicos, principalmente no período Cretáceo) e regressões marinhas. No entanto, episódios de transgressão, em virtude da elevação do nível do mar ocorridos em períodos interglaciais mais recentes, contribuíram para a formação de lagos salgados que foram posteriormente dessalinizados devido ao aumento do aporte de água doce oriunda dos rios, originando fases mesohalinas (VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000). Em conjunto, todos esses eventos favoreceram o desenvolvimento e a proliferação das esponjas de água doce, agora adaptadas às novas condições ambientais.

Uma característica marcante das esponjas é o fato de agirem como filtradoras no ambiente onde se desenvolvem e vivem. Essa ação é consequência do seu mecanismo de alimentação, já que elas se alimentam filtrando microrganismos como bactérias e outras partículas em suspensão na água, o que acontece por meio de um sistema de alimentação que envolve canais incurrentes e excurrentes e poros e ósculos⁴ na superfície (Figura 16). Desse modo, a água é absorvida pelos poros e passa por um processo filtragem nas

⁴ Orifícios que servem de canais para a água que entrou no organismo ser expelida de volta ao meio ambiente. (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010).

câmaras coanocitárias, sendo novamente devolvida para o meio aquático por meio dos ósculos (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010).



Figura 16 – Ósculos presentes em esponja *Corvospongilla seckti* fixada em folha de *Nymphaea* no Lago de Itaipu. Fonte: Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010.

Além disso, as esponjas também possuem células que se agrupam em populações de células diferenciadas sem formarem tecidos, apresentando arranjos tridimensionais que servem de abrigo às populações de células e que garantem maior ocupação de espaço para captação e filtração de água. Esses arranjos tridimensionais, constituídos por unidades mineralizadas, correspondem às espículas, que se unem de formas diferenciadas formando estruturas mais ou menos rígidas para dar sustentação para as células vivas do animal. Essas espículas, que correspondem ao “esqueleto” das esponjas, podem ser formadas por carbonato de cálcio, dando origem a cristais de calcita magnesiana; ou por sílica hidratada, originando formas não cristalinas de opala; ou por fibras de espongina orgânica; ou ainda pela ação combinada das duas últimas (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010; RUPPERT e BARNES, 1996).

Até o momento, não houve registros da presença de esponjas de água doce constituídas por espículas de carbonato de cálcio nem de espículas constituídas por espongina (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010). A deposição de dióxido de silício (SiO_2) nas espículas formadas por sílica hidratada ocorre em células conhecidas como esclerócitos, sobre um microfilamento orgânico intracelular. Essa deposição de opala dá origem a estruturas vítreas constituídas de sílica amorfa (VOLKMER RIBEIRO, 1981). Estas estruturas silicosas são resistentes e permanecem nos sedimentos dos fundos das lagoas e rios, mesmo após a morte das esponjas. Por esta razão, tem sido um instrumento de interpretação paleoambiental tão utilizado.

As espículas podem apresentar diferentes tamanhos e formas, conforme a função que estas desempenhem, sendo divididas em três categorias: a) megasclera ou macrosclera – integra a rede esquelética e possui maior tamanho; por ser a parte mais resistente do endoesqueleto, é a encontrada em maior quantidade, porém não traz grandes informações taxonômicas; b) microsclera ou pinacoderme – possui tamanho menor e encontra-se preferencialmente na superfície externa da esponja. Do ponto de vista taxonômico, favorece a identificação de gêneros e espécies, no entanto, não estão presentes em todas as esponjas de água doce; c) gemosclera – parte do esqueleto que reveste as gêmulas das esponjas de água doce, não sendo encontrada em esponjas de origem marinha; possui grande valor taxonômico, uma vez que representam o caráter morfológico mais importante para a identificação de famílias, gêneros e espécies (VOLKMER-RIBEIRO, 1981; VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000) (Figura 17).

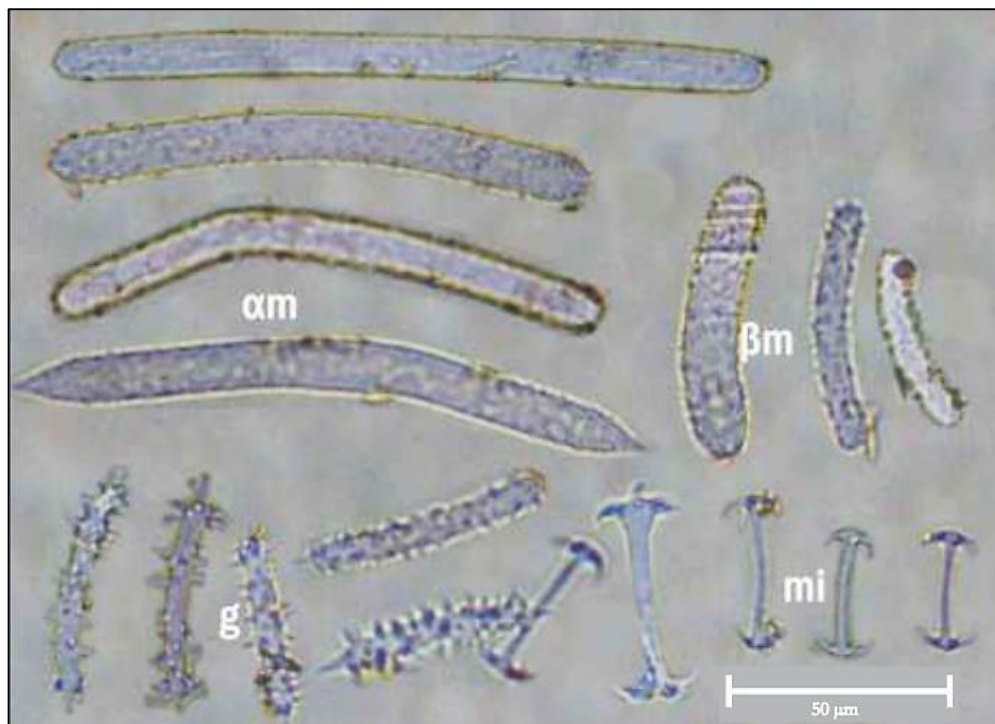


Figura 17 – Espículas silicosas características da espécie *Corvospongilla secktivistas* ao microscópio óptico. Essa esponja tem duas categorias de megascleras (αm = megasclera mais longa; βm = megasclera mais curta; mi = microsclera; g = gemosclera. Fonte: Parolin *et al.*, 2010.

Uma característica que diferencia as esponjas continentais das marinhas está relacionada a sua reprodução. Em decorrência da maior instabilidade (ausência e presença) de água nos continentes, as primeiras desenvolvem corpos resistentes a condições extremas como as de seca e de congelamento (VOLKMER-RIBEIRO e PAROLIN, 2010). Esta especificidade permite que tais esponjas possam se reproduzir tanto de forma sexuada (por meio de larvas livre-nadantes, em condições ambientais estáveis), como assexuada (por meio das gêmulas, em condições ambientais menos favoráveis com períodos de seca), conforme a maior ou menor disponibilidade de água no ambiente (FROST, 1991; VOLKMER-RIBEIRO

e PAULS, 2000).

A reprodução por gêmulas teve papel decisivo na dispersão das esponjas dos ambientes lagunares para os rios. As gêmulas fixaram-se em substratos rochosos como estratégia para ocupar ambientes lacustres, cujo fluxo de água é mais turbulento (VOLKMERRIBEIRO e PAULS, 2000). O transporte das gêmulas pode acontecer de diferentes maneiras: por meio do fluxo e flutuação das águas; pela ingestão realizada por algumas espécies de peixes quando estes as expõem em locais distantes de onde ingeriram; por meio de aves aquáticas, quando as mesmas se alimentam desses peixes, ou ainda pelo transporte através das plumas e patas de aves limnícolas (VOLKMER-RIBEIRO e GROSSER, 1981).

2.5 Datação ^{14}C -AMS

O interesse em se conhecer o passado, os diferentes modos de vidas de homens e animais, assim como as mudanças climáticas e as mudanças a flora e fauna em diversos pontos do planeta, têm sido alvo de estudo e discussões de diversas ciências, geralmente acompanhados por idades indicadas pelas datações.

Segundo Pezzo (2002), chama-se datação um conjunto de técnicas que permitem uma avaliação da idade dos vestígios, peças ou objetos pertencentes a épocas passadas. As datações podem ser relativas, as quais simplesmente comparam peças entre si e permitem classificá-las cronologicamente, e absolutas, permitindo indicar com precisão a idade real, o tempo de existência das peças.

Desta forma, a datação por carbono 14 é uma datação absoluta, que consiste em um método de datação radiométrica. Esta forma de datação utiliza o isótopo natural ^{14}C para determinar a idade de materiais que sejam de origem orgânica ou estejam diretamente associados com espécimes que contenham compostos de carbono. O ^{14}C é radioativo, possuindo uma meia-vida de 730 anos. É formado nas camadas superiores da atmosfera, onde os átomos de ^{14}N são bombardeados por nêutrons térmicos e energéticos produzidos pela interação com os raios cósmicos e, reagindo com o oxigênio do ar, formam dióxido de carbono ($^{14}\text{CO}_2$) (FARIAS, 2002). Desta forma, o ^{14}C se comporta como isótopos estáveis ^{13}C e ^{12}C e entra no ciclo global do carbono, sendo consumido pelos seres vivos ao longo de sua existência. Depois que a planta ou animal morre, cessa a absorção de CO_2 com ^{14}C , assim o ^{14}C ali presente vai gradualmente emitindo radiação β e virando ^{14}N , processo chamado de decaimento (PEZZO, 2002) (Figura 18).

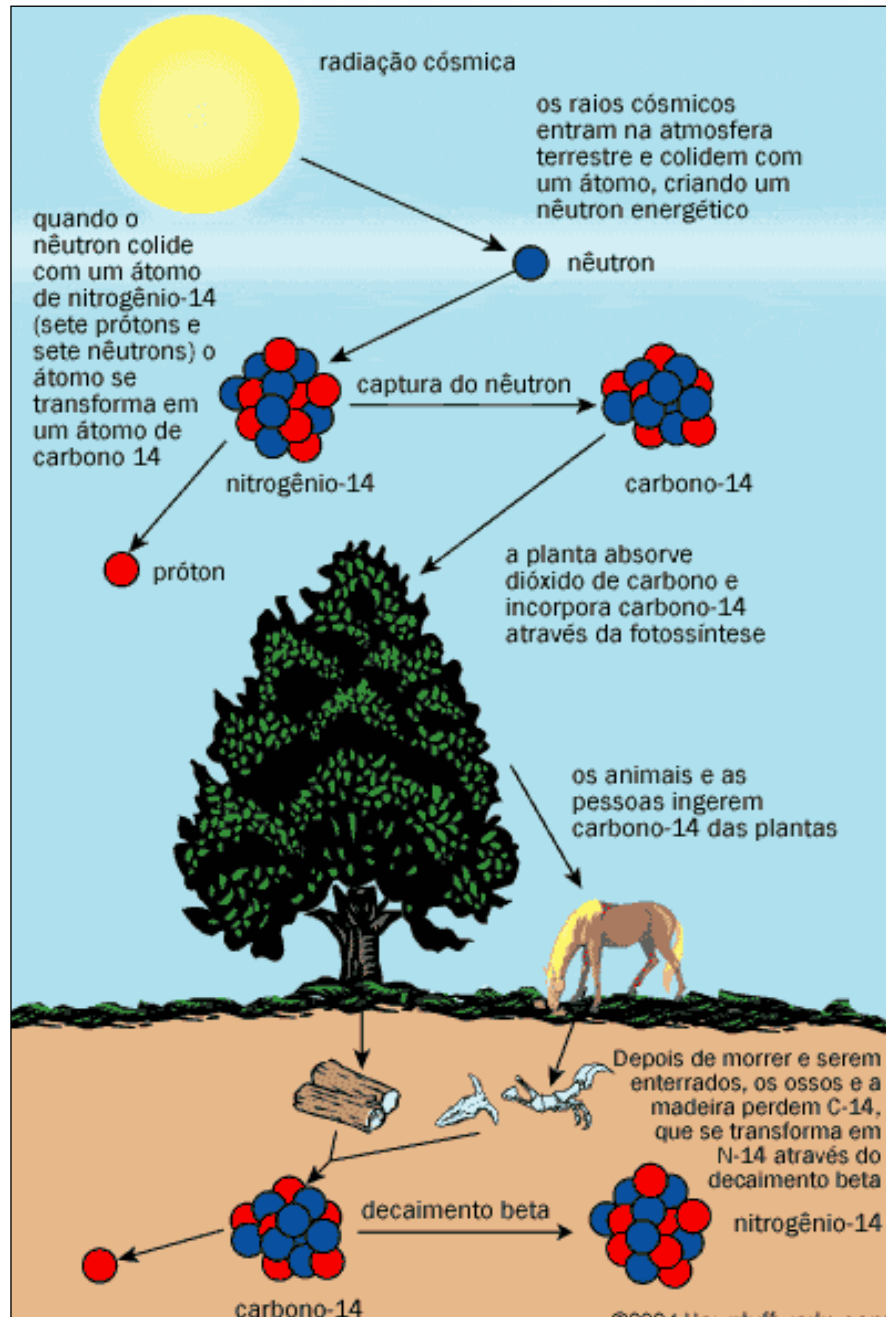


Figura 18 – Ciclo do Carbono 14.

Fonte: <http://alegrolla.blogspot.com.br/2011/01/o-navio-de-teseu-e-impermanencia-do.html>.

A técnica de datação por ^{14}C foi desenvolvida em 1949, na Universidade de Chicago, pelo químico Willard Libby (FRANCISCO *et al.*, 2011) e tornou-se a principal ferramenta para a determinação da idade de amostras naturais de até 40 mil anos. Libby descobriu que, com o passar do tempo, o ^{14}C se desintegra a uma velocidade determinada, que pode ser medida. Assim, desenvolveu a técnica de datação através do ^{14}C utilizando contadores Geiger muito sensíveis, que ele mesmo desenvolveu, nos quais se media a radiação β emitida pela amostra. Esta técnica é conhecida como técnica convencional de datação radioativa e requer um tempo de medida muito grande e quantidade considerável de amostra.

Já na década de 70, a versão moderna da técnica utiliza espectrômetros de massa com aceleradores (AMS) como equipamento, nos quais os átomos de carbono são convertidos em íons negativos de C, através de bombardeio da amostra com átomos de césio positivos. Os números de átomos de carbono com as diversas massas são assim determinados, obtendo-se a relação isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (FARIAS, 2002; OLIVEIRA, 2012). Este método tem sido usado para contar diretamente os átomos de radiocarbono numa amostra, em vez de medir a taxa de alteração radioativa, necessitando de poucos miligramas de amostra para efetuar-se uma análise e tempo reduzido em consideração à datação convencional.

Vários tipos de materiais podem ser datados por ^{14}C -AMS como conchas, carvão, madeira, ossos, amostras de solo e sementes. No entanto, para serem levadas ao acelerador de partículas, é preciso que sejam convertidas em grafite (OLIVEIRA, 2012).

Para transformar as amostras em grafite, se faz necessário que as mesmas passem por pré-tratamentos físicos e químicos, para eliminar supostos contaminantes que interfiram no resultado final da datação. Após os tratamentos, é preciso converter as amostras em dióxido de carbono (CO_2).

Uma vez grafitizadas, as amostras são prensadas em catodos, juntamente com a amostra de fundo e amostras de padrões de referência. Estas últimas auxiliam nas correções das idades. O catodo com o grafite é colocado num disco, o qual é montado em uma roda-alvo no acelerador de partículas. O processo de datação no acelerador ocorre resumidamente da seguinte forma:

Íons de césio são então disparados contra a roda-alvo, produzindo átomos de carbono negativamente ionizados. Este feixe de átomos passa através de dispositivos de foco, e de um ímã de injeção antes de alcançar o acelerador onde são acelerados ao terminal positivo por uma diferença de voltagem de 250kV, que é o caso do SSAMS.

Nesta fase, outros átomos carregados negativamente também instáveis não podem chegar ao detector. Os átomos de carbono com carga negativa, no entanto, passam pelo o *stripper* (um gás ou uma folha de metal) onde eles perdem os elétrons e emergem, átomos de carbono carregados positivamente. Nesta fase, moléculas que podem estar presentes são eliminadas porque elas não podem existir neste estado de carga.

Na análise de massa, um campo magnético é aplicado a essas partículas carregadas em movimento, que faz com que as partículas se desviem do caminho que estão viajando. Se as partículas carregadas têm a mesma velocidade, mas massas diferentes, como no caso dos isótopos de carbono, as partículas mais pesadas são desviadas menos.

Detectores em diferentes ângulos de deflexão contam as partículas. No final, os dados recolhidos não são somente o número de átomos de ^{14}C na amostra, mas também a quantidade de ^{12}C e ^{13}C (OLIVEIRA, 2012).

Os dados referentes a razões dos isótopos estáveis de baixa e alta energia, razão do isótopo radioativo para cada um dos isótopos estáveis, corrente, etc., podem ser visualizados, assim como o conjunto de medições para cada catodo através do programa ABC contido no acelerador. Segundo Oliveira (2012) para a normalização dos dados é escolhida uma amostra padrão e os níveis de fundo são descontados utilizando uma amostra de material livre de radiocarbono e grafitizada como as demais amostras. As amostras de referência são utilizadas para controle de qualidade das análises.

O programa calcula as idades de radiocarbono bem como valores de percentual moderno, aplicando a correção para fracionamento isotópico a partir dos valores medidos da razão dos isótopos estáveis. Esse valor é expresso em anos AP ou BP – do inglês *before present*, antes do presente, também chamado de idade Libby. O presente, no caso, é o ano de 1950, data de estabelecimento do método de datação por ^{14}C -AMS internacionalmente. Entretanto, os resultados produzidos representam que a idade da amostra assume que o nível de ^{14}C na atmosfera tem sido constante, fato que não é verdadeiro, pois sabe-se hoje que alterações no campo magnético da terra e alterações na intensidade solar modificaram significativamente a quantidade de ^{14}C ao longo do tempo, além das interferências antrópicas como a queima de combustíveis fósseis e produção de ^{14}C pelos testes nucleares, alterando a concentração de ^{14}C na atmosfera e nos oceanos.

Desde modo, para corrigir as datas obtidas após as análises no acelerador utiliza-se também as curvas de calibração. Basicamente existem duas curvas de calibração, uma Atmosférica e outra de origem Marinha. A curva de calibração atmosférica foi produzida através de estudos de anéis de árvores, ou seja, da Dendrocronologia. Atualmente existem duas curvas atmosféricas: uma para o hemisfério norte e outra para o sul, a qual deve ser corrigida em 40 anos de radiocarbono. Já a curva marinha está baseada na datação de corais utilizando a razão entre $^{234}\text{Th} = ^{230}\text{U}$.

A datação de radiocarbono por AMS é destrutiva, porém, como dito anteriormente, esta técnica utiliza amostras de menores dimensões, fato que torna o método mais escolhido para os arqueólogos com artefatos muito caros ou raros, pois pode-se retirar uma quantidade de amostra muito pequena e suficiente para a datação por ^{14}C , que não destrói o artefato. Sendo assim, as datações por ^{14}C são utilizadas em diversas áreas além da Arqueologia, como a Geologia, a Geoquímica, a Paleoclimatologia, a Biologia e a Oceanografia.

Outras vantagens da datação de radiocarbono por AMS são uma maior precisão da datação em relação ao método convencional e a possibilidade de datação de outros radioisótopos, além do ^{14}C . A Tabela 2 demonstra exemplos de átomos que podem ser datados por essa técnica.

Tabela 2 – Exemplo de alguns radioisótopos que podem ser medidos com AMS

Nuclídeos	t $\frac{1}{2}$ (anos)	Isóbaros estáveis
^{14}C	5730	^{14}N
^3H	12,3	^3He
^{10}Be	$1,5 \times 10^6$	^{10}B
^{26}Al	$7,4 \times 10^5$	^{26}Mg
^{36}Cl	$3,01 \times 10^5$	^{36}S
^{41}Ca	$1,0 \times 10^5$	^{41}K
^{129}I	$1,6 \times 10^7$	^{129}Xe

Fonte: Oliveira, 2012.

Segundo Pezzo (2002), a técnica de datação através do ^{14}C tem suas limitações. A técnica se limita a datar objetos que tenham entre 100 e 40 mil anos de idade, pois um objeto com “apenas” 100 anos de idade não poderia ser convenientemente datado, uma vez que nesse período de tempo a quantidade de radiação emitida pelo decaimento do ^{14}C terá diminuído muito pouco para ser detectada alguma diferença. Assim, a incerteza na medida efetuada será de 100 anos. Objetos com mais de 40.000 anos (ou seja, aproximadamente sete “meias vidas”) também não podem ser datados com grande segurança, uma vez que após esse lapso de tempo a radiação emitida terá sido reduzida a praticamente zero. Logo, a técnica aplica-se com boa margem de segurança para objetos que tenham entre 100 e 40 mil anos de idade.

2.6 Composição elementar da matéria orgânica

Todos os seres vivos são constituídos por elementos químicos básicos como o C, H, O, N, P e S. A maior diferença é a essencialidade de cada elemento nos processos metabólicos de cada ser vivo. Desta forma, os elementos se combinarão de formas diferentes, sendo encontrados em diferentes proporções e formando compostos diversos, os biopolímeros (BENNET e FRIEDEN, 1971 *apud* NAZÁRIO, 2008). De uma maneira geral, os polímeros orgânicos mais importantes são as proteínas, lipídios e carboidratos, além da presença de ligninas em vegetais superiores (KILLOPS e KILLOPS, 2005). Tais compostos podem ser chamados marcadores biogeoquímicos (OREM *et al.*, 1997).

A forte ligação covalente entre os átomos de carbono permite que ocorra a acumulação, bem como a preservação de todo ou parte do carbono originalmente depositado após processos diagenéticos, na forma de biopolímeros (EGLINTON e MURPHY, 1969 *apud* NAZÁRIO, 2008). As concentrações de C orgânico e N total em sedimentos podem variar bastante. No entanto, a identificação da origem da MO é realizada através da razão entre

esses 2 elementos, uma vez que representa a proporção de C e N requerida pelo produtor primário para realização da fotossíntese. De maneira geral, razões C/N entre 6 e 10 indicam a produção fitoplanctônica como principal fonte de MO (GORDON e GONI, 2003; LIBES, 1992). Já razões mais elevadas, maiores que 20, indicam que plantas superiores são a principal fonte de MO para o sistema, pois são constituídas de um material mais duro e rico em C, como galhos e folhas.

Os valores de C/N em solos e sedimentos muitas vezes podem se mostrar intermediários aos encontrados na literatura, de acordo com o tipo de fonte (HEDGES e PARKER, 1976). Esse fato indica como sedimentos são heterogêneos e que, na maioria das vezes, ocorre a mistura de matéria orgânica de diversos tipos de fonte (NAZÁRIO, 2008). Muitas vezes podem ocorrer modificações nas razões C/N como resultado de processos de degradação, geralmente ocasionando um aumento da razão, uma vez que compostos nitrogenados são mais lábeis (KILLOPS e KILLOPS, 2005; LIBES, 1992).

A razão C/N é um indicador que permite avaliar o grau de evolução da MO, ou seja, sua capacidade de se decompor mais ou menos rapidamente no solo. Quando o $C/N < 15$, há liberação de N, a velocidade de decomposição aumenta, atingindo o máximo quando $C/N = 10$. Se a razão C/N ficar entre 15 e 30, a necessidade em N é suprida, permitindo uma boa decomposição da MO. Quando $C/N > 30$, não há N suficiente para permitir a decomposição do C, sendo o N retirado de outras reservas do solo. A mineralização é lenta e só restitui ao solo uma pequena quantidade de N mineral. Quanto maior o C/N, mais lentamente a decomposição ocorre no solo, entretanto o húmus obtido é mais estável (GORDON e GONI, 2003).

3 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Paraúna faz parte da bacia do Médio São Francisco e está inserida no contexto fisiográfico da Serra do Espinhaço Meridional, drenando parte do planalto da respectiva serra, além da Depressão de Gouveia (CARVALHO, 2019). O rio drena os municípios de Datas, Gouveia, Presidente Kubitscheck e Congonhas do Norte. Na Figura 19 está representada a localização da bacia do rio Paraúna.

A Serra do Espinhaço Meridional é um importante domínio geológico-geomorfológico do estado. Ela é uma das áreas mais elevadas de Minas Gerais e constitui o divisor hidrográfico de importantes bacia nacionais, como a do rio Doce, rio São Francisco e rio Jequitinhonha (VALADÃO, 2009). Apesar da importância e de um número considerável de estudos realizados na região, não houve ainda um esforço em sistematizar as informações já existentes sobre a geomorfologia fluvial, bem como avançar em outras questões importantes, como a relação da configuração geomorfológica com os sistemas fluviais e os paleoambientes, em um estudo regional (CARVALHO, 2019).

Em Minas Gerais, os estudos sobre geomorfologia fluvial abordam principalmente os vales fluviais inseridos no contexto geológico-geomorfológico do Quadrilátero Ferrífero (CARVALHO, 2019). Contudo, há uma série de estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional, com destaque para a Depressão de Gouveia, que engloba parte do município homônimo e outros municípios adjacentes. Trata-se de uma área de altitude mais rebaixada que seu entorno, situada no interior da Serra do Espinhaço, cujos cursos d'água escoam para o rio Paraúna e esse, por sua vez, para o rio das Velhas. Na Depressão de Gouveia, predominam rochas granito-gnáissicas e xistos e no entorno predominam rochas mais resistentes, como os quartzitos, que sustentam os planaltos da Serra do Espinhaço (ALMEIDA-ABREU e RENGER, 2002; SAADI, 1995). Os estudos de geomorfologia fluvial se dedicam sobretudo aos cursos d'água que drenam a Depressão de Gouveia, destacando-se o ribeirão do Chiqueiro e seus afluentes.

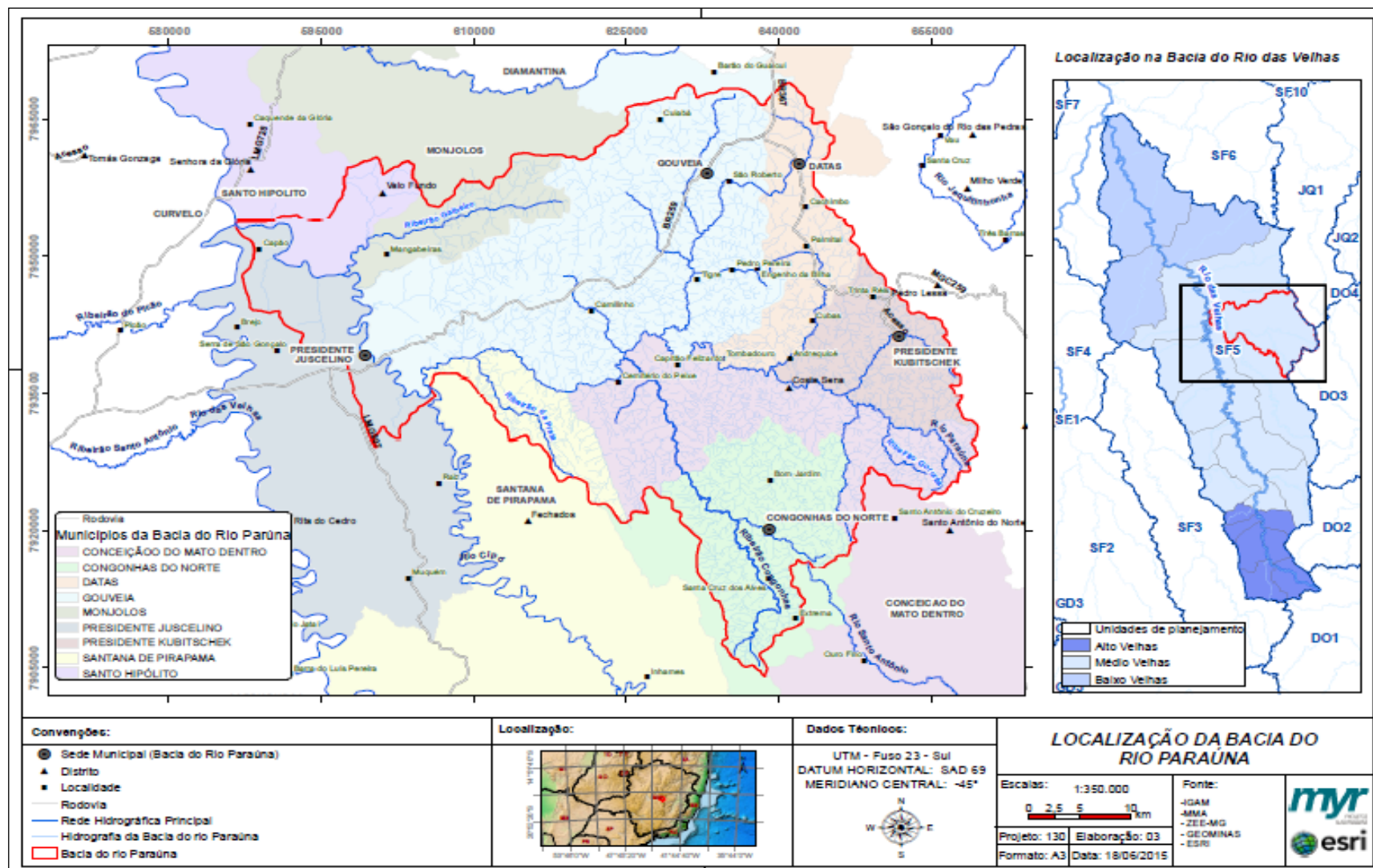


Figura 19 – Localização da Bacia do Rio Paraúna.

Fonte: CBH Rio das Velhas. Disponível em: < <http://cbhvelhas.org.br/mapas-e-estudos/> Acesso 08/12/17.

3.1 Quadro geológico-geomorfológico

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro, sendo que a sua porção meridional representa um orógeno de colisão edificado no Mesoproterozóico, conforme Almeida-Abreu e Renger (2002). Essa faixa orogênica possui direção NNW-SSE está limitada a sudeste pelo Cráton do São Francisco e foi reativada no fim do Neoproterozóico, seguindo a mesma compartimentação da deformação deixada pela orogênese mesoproterozóica. Ela é composta essencialmente por litologias do Supergrupo Espinhaço. Entre as litologias, destacam-se principalmente rochas quartzíticas, filíticas, conglomeráticas e vulcânicas de caráter básico e ácido (ALMEIDA-ABREU, 1995). A oeste do cinturão de cavalgamentos, ocorrem as rochas metassedimentares neoproterozóicas do Grupo Bambuí. Já na porção oeste localizam-se principalmente granitos, gnaisses e granitoides arqueanos (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

A Serra do Espinhaço constitui parte de um grande escarpamento que separa o interior continental da fachada Atlântica, configurando o divisor hidrográfico entre as bacias do rio São Francisco, Jequitinhonha e Doce. Segundo Valadão (2009), esse escarpamento demarca a significativa diferenciação altimétrica entre as superfícies mais elevadas localizadas no interior continental, daquelas mais rebaixadas que ocupam a fachada Atlântica.

A bacia do São Francisco está localizada na região centro-sul dos domínios da SdEM e tem os rios Cipó e Jaboticatubas como os principais cursos d'água, os quais apresentam diversas cachoeiras. O rio Paraúna recolhe os afluentes na porção central da serra, seguindo na direção oeste, local em que foi instalada a Usina Hidrelétrica de Paraúna. No centro-norte da SdEM, os rios Pardo Pequeno e Grande representam os principais cursos d'água, com corredeiras e cachoeiras. Infelizmente, as nascentes desses rios sofrem processos de degradação ambiental, principalmente com a ação garimpeira e, em menor grau, com a agropecuária e a urbanização (FRAGA *et al.*, 2005).

Em função dos diferentes momentos da evolução da Serra do Espinhaço, sua geologia é bastante diversa. De acordo com Dossin *et al.* (1990), são presentes os terrenos granito-gnáissicos que constituem o embasamento arqueano, no centro da cordilheira e especialmente na borda leste. Na porção central da serra (região de Gouveia) aparecem rochas sedimentares em associação com rochas do embasamento cristalino, com presença de pacotes miloníticos. Coberturas proterozóicas são sobrepostas a estes domínios, e são representadas por metassedimentos terrígenos, predominantemente compostos por rochas vulcânicas, sejam elas básicas e/ou ácidas. Estas coberturas podem ser divididas em duas grandes unidades: clastro-química: composta por filitos, quartzitos e formações ferríferas; quartzitos: dominantes que suportam a orografia da Serra do Espinhaço. A Figura 20 mostra as principais unidades geológicas da bacia do Rio Paraúna.

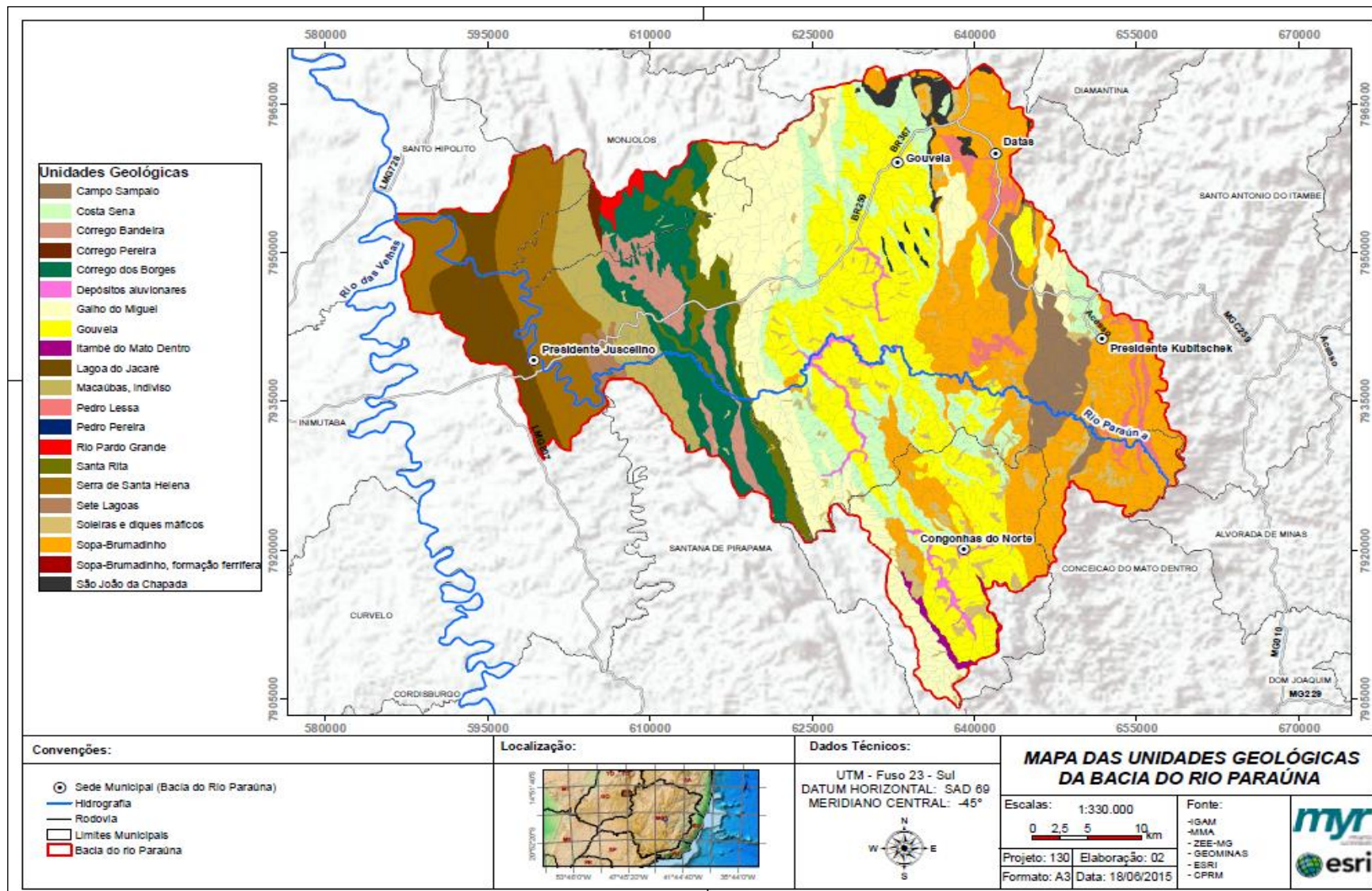


Figura 20 – Unidades Geológicas da Bacia do Rio Paraúna.

Fonte: CBH Rio das Velhas. Disponível em: < <http://cbhvelhas.org.br/mapas-e-estudos/> Acesso 08/12/17.

Segundo Augustin (1995a), na bacia localizam-se os seguintes compartimentos geomorfológicos, determinados por níveis altimétricos:

- 1.300 a 1.450 metros: é a primeira unidade e a de maior altitude, formada, basicamente, por rochas da Formação São João da Chapada (metarenitos) com colinas tabulares e cristas monoclinais.

- 1.200 a 1.300 metros: superfície tabular composta por ortoquartzitos da formação Galho do Miguel, finos, muito diaclasados e fraturados (metarenitos puros e finos).

- 1.100 a 1.200 metros: a litologia predominante nesta unidade morfoestrutural são os xistos do Grupo Costa Sena.

- Entre 900 e 1.000 metros encontra-se a Depressão de Gouveia, que apresenta uma dissecação fluvial comandada pelos Ribeirões do Chiqueiro e da Areia. Ao longo do eixo principal da depressão aflora o embasamento arqueano representado pelos migmatitos e granitos da sequência infracrustal (Complexo Basal).

A parte meridional da Serra do Espinhaço (SdEM) representa o segmento que se estende do Quadrilátero Ferrífero para o Norte por cerca de 300 km. A SdEM é edificada sobretudo por rochas do Supergrupo Espinhaço, subdividido nos grupos Guinda e Conselheiro Mata, além das diversas unidades que compõem as unidades supracrustais aflorantes por toda a borda oriental da SdEM (Grupo Serro) (ALMEIDA-ABREU e RENGGER, 2002) (Figura 21).

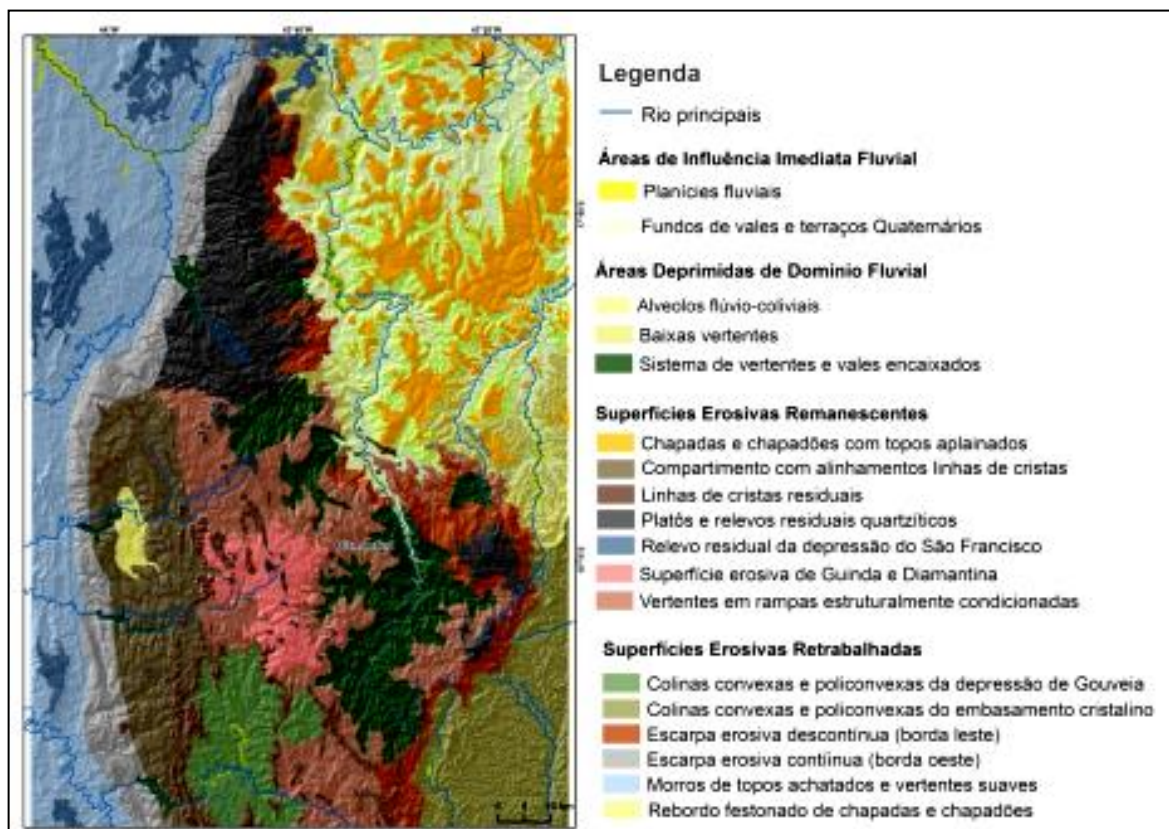


Figura 21 – Mapeamento geomorfológico do Espinhaço Meridional, MG.
Fonte: FONSECA e AUGUSTIN, 2011.

O Grupo Guinda reúne as três formações que representam a maioria das rochas atualmente aflorantes na SdEM, na parte sul da Serra do Espinhaço Setentrional e na Serra do Cabral. Uma ou outra unidade deste grupo assenta-se diretamente sobre os xistos do Supergrupo Rio Paraúna e/ou rochas cristalinas (granitos e gnaisses) do Complexo Basal. (ABREU e RENGER, *op.cit.*)

O Grupo Conselheiro Mata define uma faixa que ocupa o domínio ocidental da SdEM, moldando um sinclínio de eixo N-S com largura que pode atingir quase 20 km na área de Conselheiro Mata. Essa faixa estreita-se para o sul onde, então, passa a dominar uma estruturação tectonicamente imbricada, como pode ser visto na Serra do Cipó. As unidades quartzíticas desse grupo (formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira) podem ser acompanhadas longitudinalmente por dezenas de quilômetros.

O Grupo Serro reúne as rochas supracrustais e a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas, que ocorrem no leste da SdEM. É dividido em quatro unidades distintas e, juntamente com lascas tectônicas do embasamento cristalino, compõem o cinturão de cavalgamentos que bordeja todo o oriente da SdEM. Estas unidades representam conjuntos de litofácies de uma margem continental passiva, empilhados tectonicamente durante a Orogênese Espinhaço (ABREU e RENGER, *op.cit.*).

Como resultado desta complexa evolução geotectônica somado a processos exógenos, o Espinhaço, tornou-se um grande planalto que pode ser dividido nitidamente em dois compartimentos diferenciados pela sua litoestrutura e morfologia: os planaltos setentrional e meridional, separados por uma zona deprimida. A descrição geomorfológica do Planalto Meridional, região de interesse neste trabalho se baseia em Saadi (1995). De acordo com este autor, a média altimétrica desta superfície está em torno de 1.200 m, com ponto culminante no Pico do Itambé de 2.062 m.

Morfologicamente, este grande compartimento é caracterizado, geralmente, por um plano suavemente convexo alinhado em um eixo inclinado de Norte para Sul. A predominância litológica de quartzitos faz com que o Planalto Meridional seja composto por uma superfície rígida e por consequência, altamente fraturada e falhada (ÁVILA, 2009).

Os processos de dissecação e esculturação fluvial em meio a esta superfície resultaram em formas de relevos como cristas, escarpas e vales profundos orientados às direções tectônicas e estruturais. Encravadas neste grande compartimento planáltico, existem áreas deprimidas, onde rochas granitoides, metassedimentares e metavulcânicas sustentam morfologias colinares policonvexas mais ou menos suavizadas (ÁVILA, 2009).

No município de Gouveia-MG, os processos erosivos são acelerados, proporcionando a formação de grandes voçorocamentos e causando, dessa forma, grandes prejuízos à atividade econômica, principalmente a agropecuária (DINIZ *et al.*, 2005).

3.2 Solos

Os solos da região de estudo foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2018). Os solos desenvolveram-se em função da combinação entre os diferentes materiais de origem e formas de relevo, demonstrando, em associação com outros aspectos do ambiente, diferenças na paisagem. Na Serra do Espinhaço Meridional, os principais tipos de solo encontrados são: Neossolos (quartzarênicos, flúvicos, litólicos), Cambissolos e Latossolos (SANTOS *et al.*, 2018).

Em termos de evolução pedogenética, os **Neossolos** são os solos de menor desenvolvimento na região, possuindo horizonte A e, subjacente a este, o horizonte ou camada C, destituído de horizonte B diagnóstico. Os Neossolos Litólicos (RLq) estão em áreas de maiores altitudes, em média 1.400 metros. Ocorrem tanto em áreas de forte declividade, em torno de 27 graus, em relevo montanhoso, de cristas monoclinais, como em áreas de baixa declividade, em relevos mais planos ou de colinas tabulares em relevos estruturais (DINIZ *et al.*, 2005).

A presença destes solos está associada, principalmente, ao conjunto de rochas: quartzo-xisto; quartzo-mica xistos; clorit -quartzo-xistos e quartzitos. A forte declividade ou mesmo o relevo plano, mas apresentando rochas resistentes ao intemperismo, além do clima mais frio, o que inibe a atividade biológica e o intemperismo químico, proporcionou o pouco desenvolvimento dos solos nestas áreas. Os Neossolos Flúvicos (RUbd) estão associados às regiões de terraços, onde a natureza deposicional recente de sedimentos retarda a evolução desse solo (DINIZ *et al.*, 2005).

O desenvolvimento dos **Cambissolos** Háplicos (CXbd) em Gouveia está relacionado, principalmente, com a morfologia do terreno associada à litologia. A forma do relevo, assim como a declividade, em torno de 12°, é o aspecto primordial no desenvolvimento desses solos na região focalizada. Sendo assim, a forma convexo-convexa com vertentes curtas (em média 200m) e as zonas de baixa vertente das vertentes convexo retilíneas, onde estão as maiores declividades, são fortemente associadas a esta classe de solos (DINIZ *et al.*, 2005).

Como a forma do relevo e a declividade, aliadas à litologia (granito), não permitiram uma maior evolução pedogenética nesta classe, levando a um estágio incipiente de desenvolvimento, esses solos ficam em posição superior de evolução pedológica da região apenas em relação aos Neossolos. Desta forma, esta classe apresenta horizonte B incipiente (Bi), demonstrando menor grau de alteração físico – química, porém, suficiente para o desenvolvimento de cor e estrutura (EMBRAPA, 2018).

Em vista disso, o horizonte Bi apresenta pequena espessura, a maioria não ultrapassando 30 cm. Como grande parte dos horizontes A possuem espessuras ainda menores, variando entre 8 e 12 cm (em alguns não sendo possível nem a sua descrição

devido a presença de muito cascalho), nota-se que o solum (Horizontes A e B) é pouco espesso (DINIZ *et al.*, 2005).

O pequeno desenvolvimento deste solo repercute nas suas características texturais e estruturais. Em razão disso, a descrição morfológica dos perfis apresenta horizontes Bi, C e Cr com estrutura em blocos moderada e fraca a moderada e horizontes C e Cr com estrutura maciça. Em muitas observações foi possível verificar a existência da estrutura da rocha no horizonte C, entremeada no aspecto maciço deste horizonte. No horizonte A observa-se a ocorrência da estrutura granular devido aos maiores teores de matéria orgânica e maior pedoturbação. A característica desses horizontes B, associados ao horizonte C profundo, mostram que esta é uma região em processo de rejuvenescimento acelerado dos solos e, portanto, muito susceptível ao voçorocamento (DINIZ *et al.*, 2005).

O desenvolvimento dos **Latossolos** Vermelhos – Amarelos distróficos (LVAd) na região está relacionado, principalmente, às rochas graníticas e às superfícies de menores declividades, variando entre 4,0 e 7,0 graus, em relevo convexo – retilíneo, apresentando vertentes mais extensas e uniformes. Nas superfícies onde estes solos ocorrem, observa-se que da média para a baixa vertente há uma tendência ao rejuvenescimento dos mesmos, em razão do aumento da declividade. Portanto, os Latossolos Vermelho – Amarelos com grande profundidade (horizonte Bw com mais de 100 cm) estão associados às porções alta e média da vertente, com superfícies mais regulares, estando a parte baixa da vertente relacionada aos Cambissolos ou, quando sobre rochas metabásicas, Latossolos Vermelhos (DINIZ *et al.*, 2005).

Estes solos apresentam-se argilosos e a argila possui alto grau de flocculação, chegando a 93% em alguns horizontes Bw, evidenciando, assim, o processo de latossolização, responsável pela grande remoção de sílica e bases e um relativo incremento de óxidos de ferro e de alumínio, gerando no solo a estrutura granular muito pequena (DINIZ *et al.*, 2005).

O desenvolvimento dos Latossolos Vermelhos distróficos (LVd) da região está relacionado diretamente ao material de origem (rochas metabásicas de fácil intemperismo) e às superfícies em que se encontram. Estão associados ao relevo suave ondulado, em vertentes convexo - retilíneas, de maior extensão e uniformidade (o que lhe proporciona maior desenvolvimento) e ao relevo ondulado, em vertentes convexo - convexas, com predomínio dos primeiros. As posições no relevo que esses solos ocupam são, indistintamente, alta, média e baixa vertente, podendo a última ter uma frequência maior. São muito comuns, também, em fundo de vales. Em razão da grande susceptibilidade das rochas metabásicas à alteração química, apresentam-se profundos e são rapidamente explorados pela erosão concentrada, favorecendo a formação de ravinamentos e drenagens de ordens superiores (DINIZ *et al.*, 2005).

A ocorrência desse espesso manto de alteração, associado aos latossolos da região, aponta, também, para o fato de que parece ter prevalecido um clima quente e úmido durante um longo período, favorecendo a atuação de processos de intemperismo químico. Portanto, esses solos são caracterizados, principalmente, pela sua profundidade e pouca diferenciação entre horizontes. A rocha de origem também responde pela maior presença de bases nestes solos, apesar de encontrarem-se lixiviados e com capacidade de troca catiônica relativamente baixa, pouco superior às demais classes da área (DINIZ *et al.*, 2005).

O grande desenvolvimento desses solos proporcionou, da mesma forma, o desenvolvimento de sua estrutura. Em relação a esta característica, praticamente todos os perfis apresentam horizontes com estrutura granular, típica dos solos que sofreram o processo de latossolização. No caso dessa classe, a formação desse tipo de estrutura foi também bastante influenciada pelos maiores teores de ferro e matéria orgânica, além dos maiores teores de gibbsita que ela possui, segundo dados mineralógicos apresentados por Figueiredo (1999) e Ádamo (2001).

A estrutura granular desses solos, associada ao alto grau de flocculação da argila, proporciona, assim, boas características físicas que favorecem a drenagem interna e a aeração (também relacionada às cores mais avermelhadas), o que propicia ótimas condições à penetração e desenvolvimento do sistema radicular das plantas (BARUQUI, 1983).

3.3 Clima

Na região, o clima é sujeito à alternância entre estações secas e estações chuvosas, bem marcadas e com elevada evaporação e umidade, alta pluviosidade e intensa lixiviação, (BIGARELLA *et al.*, 1994). Segundo Neves *et al.* (2005), o clima da Serra do Espinhaço Meridional pode ser considerado fortemente influenciado pelo fator orográfico, onde as zonas externas mostram um significativo aumento da temperatura média anual.

De acordo com a classificação de Köppen (NIMER e BRANDÃO, 1989; VIANELLO e ALVES, 1991), o clima da região é do tipo Cwb-mesotérmico, tropical de altitude, caracterizado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação e a temperatura médias anuais variam de 1250 mm a 1550 mm e 18° a 19°C, respectivamente.

Segundo a Unesco (2005), a Serra do Espinhaço apresenta duas unidades morfoestruturais distintas, a Superfície Cimeira, no caso o Planalto do Espinhaço, que corresponde a área das rochas siliciclásticas, acima de 1150 m, com clima subtropical moderado úmido, com temperaturas amenas durante todo o ano, médias anuais entre 17 e 18,5°C, mínimas entre 13 e 15°C e máximas em torno de 21 °C. Essa unidade apresenta invernos secos com déficit hídrico inferior a 30 mm anuais e pluviosidade média anual entre 1450 e 1800 mm. A segunda unidade, que corresponde à área das rochas carbonáticas,

segue em direção aos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, em níveis que variam entre 550 a 1150 m, e apresenta temperaturas mais elevadas que a anteriormente descrita. O clima dessas áreas deprimidas apresenta temperaturas médias anuais entre 19 e 22°C e pluviosidade inferior à do Planalto, entre 1150 e 1450 mm anuais.

Considerando as características climáticas, Piló (1998, *apud* VASCONCELOS 2014) avalia que, para o clima tropical, no início do período de balanço negativo, no mês de abril, começa a retirada de água do solo. A maior deficiência hídrica no clima tropical acontece em agosto-setembro, sendo em outubro o início das chuvas. Porém, apenas em dezembro (em alguns períodos em novembro), começa o excedente hídrico que segue até março. O período entre dezembro e fevereiro, o de maior excedente hídrico é o de maior escoamento superficial, subsuperficial e atividade subterrânea.

3.4 Vegetação

A SdEM está inserida nos domínios fitogeográficos do Cerrado e da Mata Atlântica, ambos considerados *hotspots* de biodiversidade (MITTERMEIER *et al.*, 2004). A cobertura vegetal é formada por um mosaico de fitofisionomias, que incluem formações florestais associadas aos cursos d'água ou áreas de baixadas, geralmente representadas por florestas estacionais semidecíduas e distintas fisionomias savânicas (Cerrado). Nas áreas de maior altitude predominam as formações campestres, verificando-se acima de 900 m de altitude a ocorrência da flora típica de campo rupestre (GIULIETTI *et al.*, 1997; RAPINI *et al.*, 2008).

Embora classificada com uma vegetação predominantemente composta por campo rupestre, condicionado pelas características litológicas, pedológicas e climáticas, a vegetação da Serra do Espinhaço é, contudo, composta por uma grande diversidade de aspectos fitofisionômicos, característicos do bioma cerrado. Este se caracteriza pela presença de árvores baixas, tortuosas (Figura 22), retorcidas, de troncos fendidos ou sulcados com cascas grossas, e folhas rígidas e coriáceas. Pode apresentar variações quanto à predominância dos extratos vegetais, sendo que a cobertura arbórea varia de 70% a 5% (RIBEIRO E WALTER, 1998).

O Bioma Cerrado domina as porções de centro, centro-oeste e noroeste de Minas Gerais, compreendendo 57% do território mineiro. O Cerrado é provavelmente a mais antiga formação vegetal no Estado, podendo remontar ao período Cretáceo, antes da separação do supercontinente Gondwana (RATTER *et al.*, 1997).

A riqueza florística relatada para a SdEM, bem como os endemismos encontrados nos campos rupestres, em parte, devem-se à natureza insular de suas montanhas e às condições ambientais especiais às quais está submetida (GIULIETTI *et al.*, 1997, 1987; LOHMANN e PIRANI, 1996; RAPINI *et al.*, 2008). De acordo com Lohmann e Pirani (1996) essa região constitui o centro de diversidade genética de gêneros de Asteraceae, Ericaceae e

Melastomataceae, ou mesmo de famílias inteiras como Velloziaceae, Eriocaulaceae e Xyridaceae. Uma grande proporção das famílias, como as três últimas, apresenta alta concentração de espécies nos campos rupestres (COSTA, 2005).

A flora de toda a Cadeia do Espinhaço tem sido estimada em mais de 4.000 espécies. Entretanto, esse número aumenta recorrentemente com novas espécies descritas, mesmo para famílias relativamente bem conhecidas como Asteraceae, Fabaceae, Melastomataceae e Eriocaulaceae (HEIDEN e PIRANI, 2014; LOEUILLE *et al.*, 2012).



Figura 22 – Árvores tortuosas, São João da Chapada, MG.
Foto: Chueng, 2014.

Segundo Medina *et al.* (2005) na região são encontrados quatro tipos de cobertura vegetal: (a) os campos rupestres, que surgem em áreas planas, acima de 1000m de altitude, com solos arenosos ou cascalhados, rasos, ácidos, pobres em nutrientes e matéria orgânica, entremeados por “bolsões mais úmidos”, formando brejos, que podem ser permanentes, nos quais aparecem turfeiras, ou periodicamente inundados. Nestes há ainda flora ripícola associada aos afloramentos rochosos; (b) campo cerrado, que aparece entre as cotas altimétricas de 800 a 1000 m. Há dominância de formas herbácea arbustivas, podendo passar a campo sujo e rupestre; (c) as matas de galeria, que estariam associadas às linhas de drenagem; (d) os capões de mata, que estariam associados aos topos de morro e às encostas.

A vegetação do tipo campo rupestre, segundo Ribeiro e Walter (1998), “é um tipo fitofisionômico predominantemente herbáceo-arbustivo, com presença eventual de arvoretas pouco desenvolvidas de até dois metros de altura [...] ocorre em solos litólicos ou nas frestas de afloramentos [...]. A composição florística pode variar em poucos metros de distância e a densidade das espécies depende do substrato. Nos afloramentos rochosos, por exemplo, os indivíduos lenhosos concentram-se nas fendas das rochas, onde a densidade pode ser muito variável” (p. 133) (Figura 23).



Figura 23 – Vegetação de campo rupestre, S. João da Chapada, MG.
Foto: Coe, 2014.

Seria, portanto, este tipo de vegetação o predominante na serra, associado aos afloramentos rochosos, amontoados de blocos desabados e solos rasos com alta porcentagem de cascalhos. Frequentes são outras vegetações que se enquadram na classificação de tipos fitofisionômicos do Cerrado proposta por Ribeiro e Walter (1998).

Entre as formações florestais descritas por estes autores é possível encontrar no Planalto Meridional da Serra do Espinhaço as matas de galeria e ciliares (Figura 24), associadas a cursos d'água em terrenos bem ou mal drenados; a mata seca, associada aos afloramentos calcários, e o cerradão.



Figura 24 – Mata de galeria, Serra do Engenho, MG.
Foto: Coe, 2011.

O cerradão (Figura 25), conhecido também como floresta xeromórfica, caracteriza-se por conter espécies que ocorrem no cerrado *stricto sensu* e em áreas de mata. Apresenta dossel predominantemente contínuo. O extrato arbóreo varia de 8 a 15m, favorecendo a entrada de luminosidade que propicia a formação de estratos arbustivos e herbáceos (RIBEIRO e WALTER, 1998).



Figura 25 – Vegetação de cerradão, Gouveia, MG.
Foto: Chueng, 2014.

Dentre as formações savânicas, encontra-se o cerrado *stricto sensu* (Figura 26). Aparecem ainda o campo sujo e campo limpo, compondo as formações campestres conjuntamente com o campo rupestre.



Figura 26 – Vegetação de cerrado *stricto sensu*, Gouveia, MG.
Foto: Chueng, 2011.

O campo sujo (Figura 27) é exclusivamente herbáceo e arbustivo com espécies apresentadas de maneira esparsa.



Figura 27 – Vegetação de campo sujo, Guinda, MG.
Foto: Chueng, 2014.

O campo limpo (Figura 28) caracteriza-se por ser quase que exclusivamente herbáceo, contendo escassos arbustos e ausência quase completa de árvores. Pode ser encontrado em diversas posições topográficas, condições de umidade e profundidade, sendo, contudo, mais frequentes nas encostas, chapadas e próximo a nascentes. Podem ser chamados também de “campo de várzea”, quando encontrados em áreas planas e extensas, contíguas aos rios e inundadas periodicamente (RIBEIRO e WALTER, 1998).



Figura 28 – Vegetação de campo limpo, Guinda, MG.
Foto: Chueng, 2014.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 24 amostras de solo e 38 amostras de plantas (Tabela 4), distribuídas em 6 perfis de solo. A definição do número de amostras por perfil foi realizada considerando o número de horizontes e camadas identificadas, respeitando aspectos como granulometria e cor, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2018). Em perfis mais homogêneos, utilizou-se um espaçamento médio de 10 cm. Os pontos de coleta estão discriminados na Tabela 3 e na Figura 29. O critério para a escolha das plantas foi a seleção de espécies comuns no bioma, de acordo com Lima *et al.* (2012), e que fossem predominantes nas áreas onde estão localizados os perfis de solo estudados.

Tabela 3 – Descrição e informações sobre os pontos selecionados

Ponto	Coordenadas X	Coordenadas Y	Alt. (m)	Bacia	Observações
P1	43° 46' 43,504" O	18° 24' 57,373" S	1086,17	Chiqueiro	Cascalheira no topo do morro
P2	43° 53' 16,901" O	18° 36' 34,711" S	1100,35	Contagem	Médio curso do Contagem
P3	43° 50' 58,427" O	18° 35' 19,028" S	987,15	Sepultura	Médio curso do Sepultura
P4	43° 46' 15,283" O	18° 25' 37,092" S	1057,57	Chiqueiro	Nível alúvio-coluvial na estrada.
P5	43° 45' 1,469" O	18° 26' 10,270" S	1046,51	Chiqueiro	Abertura de trincheira
P6	43° 46' 0,523" O	18° 25' 46,938" S	1030,65	Chiqueiro	Terraço de cerca de 3 metros de espessura

Tabela 4 – Identificação das plantas coletadas para análises fitolíticas

Planta / Perfil	Família	Gênero e espécie
Planta 1 / Perfil 1	Poaceae	
Planta 2 / Perfis 1 e 5	Melastomataceae	<i>Miconia sp.1</i>
Planta 3 / Perfil 2	Lycopodiaceae	<i>Palhinhaea cernua</i>
Planta 4 / Perfil 2	Asteraceae	<i>Ageratum fastigiatum</i>
Planta 5 / Perfil 2	Melastomataceae	<i>Tibouchina sp.1</i>
Planta 6 / Perfil 2	Fabaceae	<i>Chamaecrista rotundata</i>
Planta 7 / Perfil 2	Poaceae	
Planta 8 / Perfil 2	Poaceae	
Planta 9 / Perfil 2	Onagraceae	<i>Ludwigia sp.</i>
Planta 10 / Perfil 2	Poaceae	<i>Aristida sp.</i>
Planta 11 / Perfil 3	Asteraceae	<i>Baccharis sp.</i>
Planta 12 / Perfil 3	Melastomataceae	<i>Miconia sp.2</i>
Planta 13 / Perfil 3	Apiaceae	<i>Eryngium cf. horridum</i>
Planta 14 / Perfil 3	Verbenaceae	
Planta 15 / Perfil 3	Melastomataceae	<i>Tibouchina sp.2</i>
Planta 16 / Perfil 3	Gleicheniaceae	<i>Dicranopteris flexuosa</i>
Planta 17 / Perfil 3	Lauraceae	
Planta 18 / Perfil 3	Poaceae	<i>Brachiaria sp.</i>
Planta 19 / Perfil 5	Myrtaceae	<i>Eugenia dysenterica</i> (Mart.) DC.
Planta 20 / Perfil 5	Fabaceae	<i>Hymenaea stigonocarpa</i> Mart. ex Hayne
Planta 21 / Perfil 5	Fabaceae	<i>Enterolobium cf. gummiferum</i> (Mart.) J. F. Macbr.
Planta 22 / Perfil 5	Asteraceae	<i>Eremanthus erythropappus</i>
Planta 23 / Perfil 5	Poaceae	
Planta 24 / Perfil 5	Poaceae	
Planta 25 / Perfil 5	Myrtaceae	<i>Campomanesia adamantium</i> (Cambess.) O. Berg
Planta 26 / Perfil 6	Anacardiaceae	
Planta 27 / Perfil 6	Myrtaceae	
Planta 28 / Perfil 6	Melastomataceae	<i>Tibouchina sp.3</i>
Planta 29 / Perfil 6	Malpighiaceae	<i>Byrsonima sp.</i>
Planta 30 / Perfil 6	Arecaceae	
Planta 31 / Perfil 6	Arecaceae	
Planta 32 / Perfil 6	Fabaceae	<i>Stylosanthes sp.</i>
Planta 33 / Perfil 6	Fabaceae	<i>Crotalaria sp.</i>
Planta 34 / Perfil 6	Poaceae	
Planta 35 / Perfil 6	Cyperaceae	<i>Fimbristylis sp.</i>
Planta 36 / Perfil 6	Onagraceae	<i>Ludwigia sp.</i>
Planta 37 / Perfil 6	Cyperaceae	
Planta 38 / Perfil 6	Fabaceae	<i>Copaifera sp.</i>

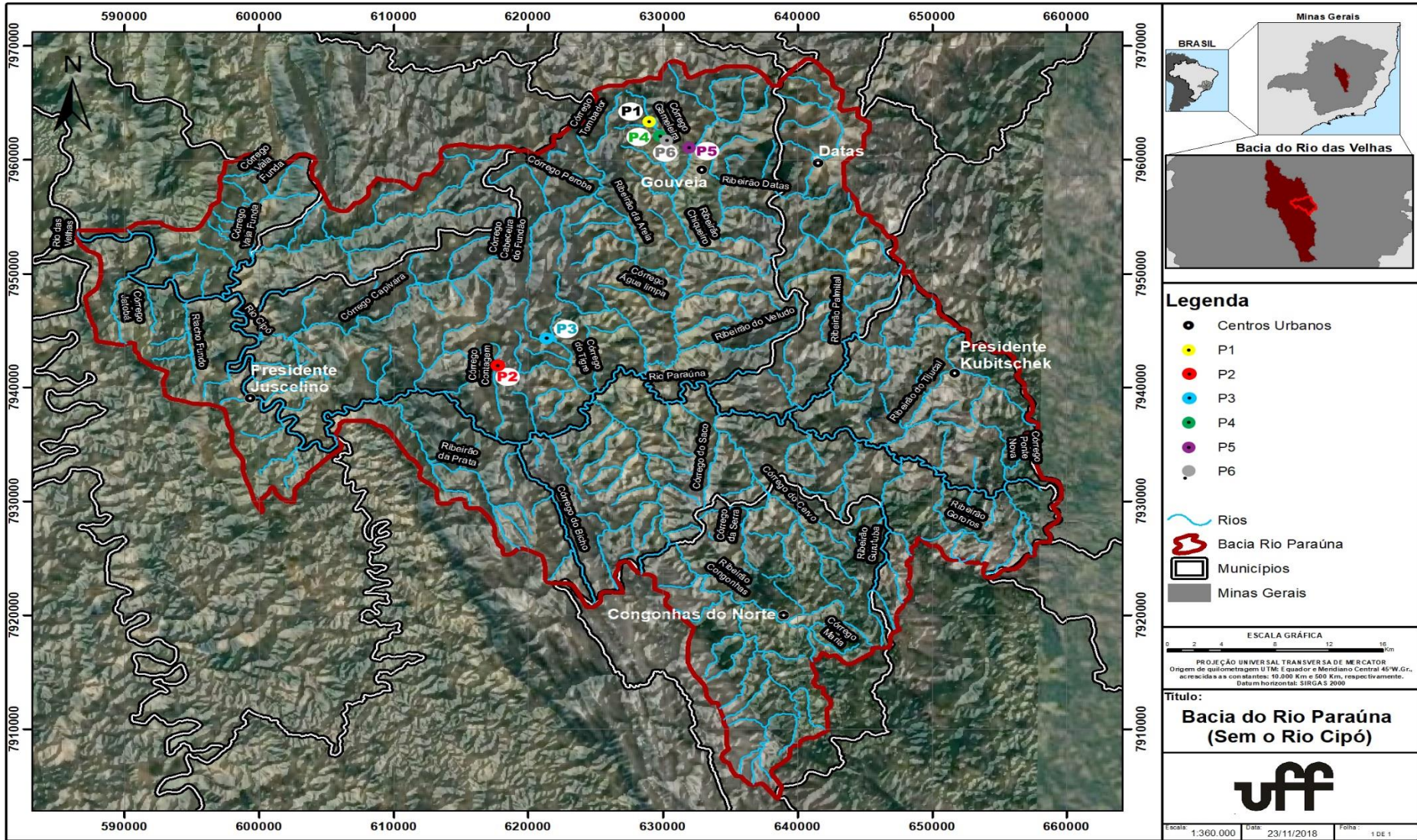


Figura 29 – Localização dos pontos de coleta das amostras.
Autor: Pereira, 2019.

4.1 Materiais

4.1.1 Perfil 1 – Córrego dos Pereiras

Localização: Perfil exposto localizado num topo de morro, no interflúvio dos córregos Gameleiros e Pereiras, bacia do rio Chiqueiro; área de cerrado campo sujo, no município de Gouveia, MG. Coordenadas: 18°24'57.30" S / 43°46'43.40" O (Figuras 30 a 32). 1082 m de altitude, relevo de serras e planaltos do Grupo Espinhaço, litologia granito/gnaiss.

Horizontes amostrados: A e C (amostras C1 e C2).



Figura 30 – Localização do Perfil 1 e da Voçoroca estudada por Rocha, 2014.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.

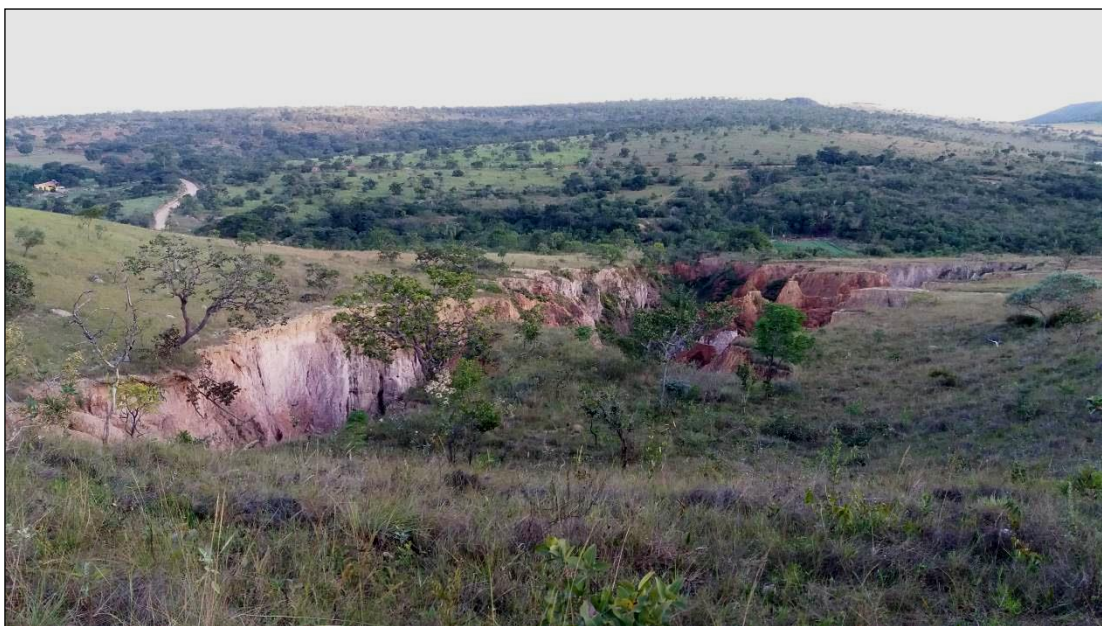


Figura 31 – Imagem da Voçoroca estudada por Rocha (2014) à esquerda do Perfil 1 e cobertura vegetal da área.
Foto: Coe, 2016.



Figura 32 – Imagens do Perfil 1 e sua cobertura vegetal.
Fotos: Coe, 2016.

Cobertura vegetal: Área antropizada com espécies arbóreas esparsas, destacando-se a Melastomataceae *Miconia sp.1* (Canela de velho) e a Fabaceae *Stryphnodendron sp.* Estrato herbáceo composto por espécies de Poaceae. Vegetação de campo sujo (Figura 33).

A família **Poaceae** é composta por gramíneas, com aproximadamente 650 gêneros e mais de 9700 espécies, representando cerca de 24% da vegetação terrestre. São plantas cosmopolitas, presentes em todos os ecossistemas, exceto grandes altitudes. Sua importância econômica está no fato de serem fonte de alimentos há milênios, sendo como base para o surgimento da civilização humana (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Melastomataceae**, também conhecida como família da quaresmeira, é composta por árvores, arbustos, lianas ou ervas. Representada por 150 gêneros e 3000 espécies identificadas, com distribuição Pantropical, são frequentemente plantas heliófitas (que necessitam de total exposição solar) características dos primeiros estágios sucessionais. Alguns gêneros apresentam espécies ornamentais com flores e/ou folhas vistosas. Pode-se citar como principais gêneros *Miconia*, *Tibouchina*, *Medinilla* e *Leandra* (JUDD *et al.*, 2009).

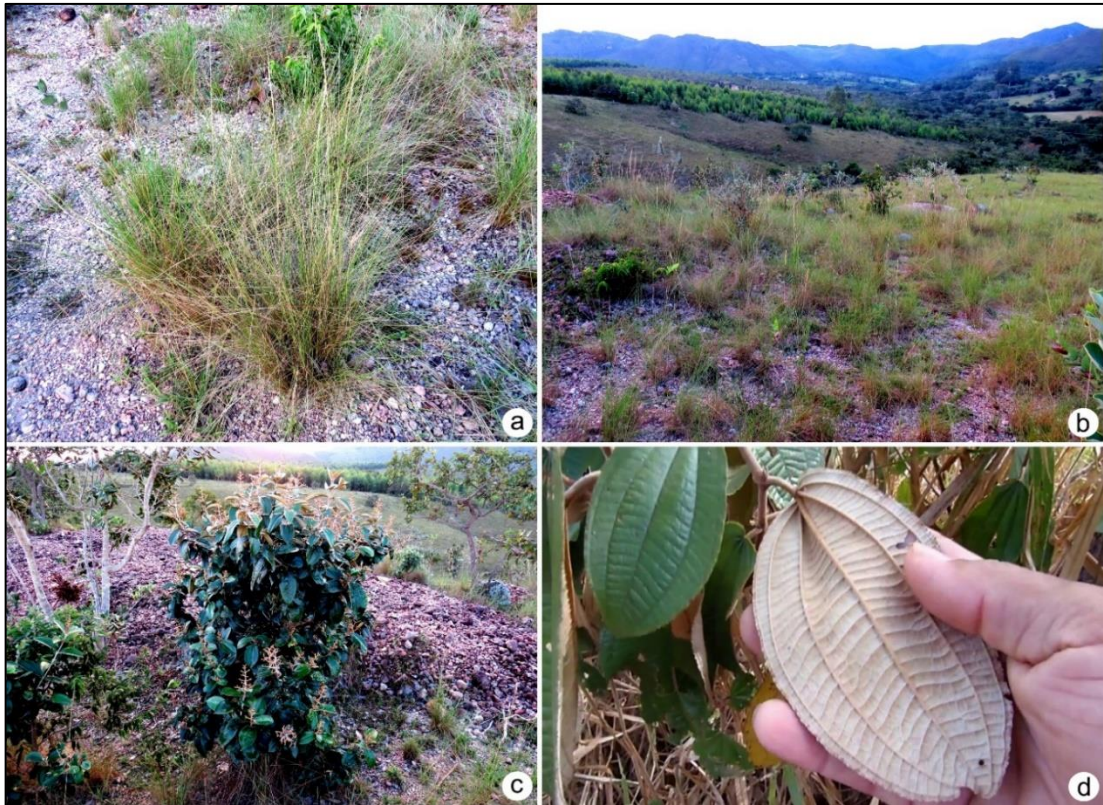


Figura 33 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 1.

Legenda: a, b – Família: Poaceae (Planta 1); c, d – *Miconia* sp.1, Família: Melastomataceae (Planta 2).
Fotos: Coe, 2016.

Características e observações: Neossolo com grande presença de bioturbação no perfil por formigas e cupins. Por este motivo, as análises fitolíticas serão interpretadas com ressalvas neste perfil. Granulometria de cascalhos arredondados e muitos seixos, junto com solo poento e argiloso, típico de ambientes de dinâmica fluvial. Local com muitas voçorocas próximas. O objetivo da coleta é tentar identificar, através das espículas de esponjas, se houve mudança no curso do rio, com inversão de relevo e se este local já teve a presença de água.

4.1.2 Perfil 2 – Córrego da Contagem

Localização: Perfil exposto localizado às margens do Córrego Contagem, cobertura vegetal nativa de cerrado *strictu sensu* e campo sujo, município de Gouveia, MG, próximo à rodovia BR-259. Coordenadas: 18°36'34.80" S / 43°53'6.80" O (Figuras 34 e 35). 1120 m de altitude, relevo de planalto do Grupo Espinhaço, litologia de Quartzito.

Horizontes amostrados: A (amostras A1 e A2), E e Bh.

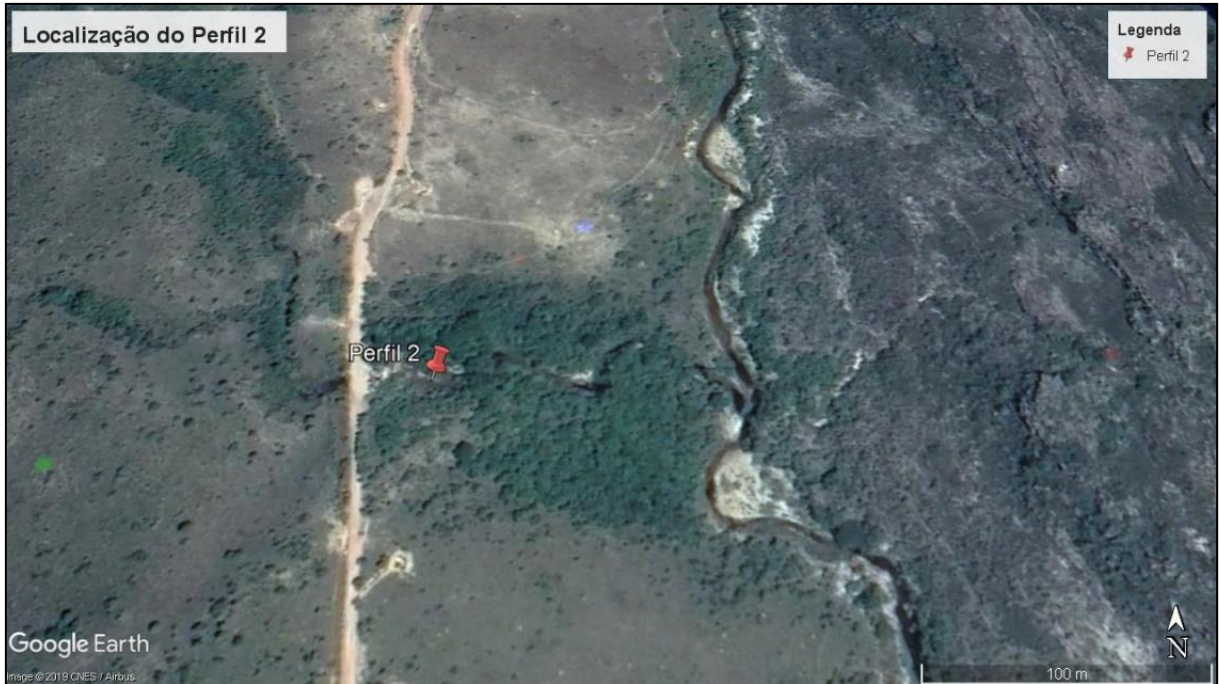


Figura 34 – Localização do Perfil 2.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.



Figura 35 – Imagem do Córrego Contagem, do Perfil 2 e sua cobertura vegetal.

Fotos: Coe, 2016.

Cobertura vegetal: Área de mata ciliar com um pequeno brejo, cercada por Cerrado *strictu sensu*. Dentre as espécies arbóreas se destacam a Asteraceae *Eremanthus erythopappus* (Candeia), *Cecropia sp.* (Embaúba) e Fabaceae *Stryphnodendron sp.* (Barbatimão). Dentre as arbustivas e subarbustivas, Onagraceae *Ludwigia sp.*; Fabaceae *Chamaecrista rotundata*; Asteraceae *Ageratum fastigiatum* (Enxota) e Melastomataceae *Tibouchina sp1*. Estrato herbáceo composto basicamente por espécies de Poaceae, além de Cyperaceae na margem do córrego e brejo. Também foi encontrada uma grande população da Lycopodiaceae *Palhinhaea cernua* (Figuras 36).

A família **Lycopodiaceae** é constituída por plantas terrestres ou epífitas, em geral de 5-20 cm de altura, com algumas epífitas pendentes de até 2m. São plantas cosmopolitas, raras em ambientes áridos, mais diversificadas em ambientes tropicais montanos. Possui 3 gêneros – *Huperzia*, *Lycopodiella* e *Lycopodium* – e 380 espécies identificadas. Esta família não apresenta importância econômica significativa, porém seus esporos possuem compostos oleosos e inflamáveis que são utilizados desde a Idade Média (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Asteraceae** é composta por ervas, arbustos ou árvores. Fazem parte desta família, por exemplo, o girassol, a chicória e o alface. Com distribuição cosmopolita, especialmente comum em habitats secos e abertos, como o Cerrado. Representada por 1535 gêneros e mais de 23000 espécies, abrangendo numerosas plantas alimentícias e ornamentais, também com muitas espécies que são pragas agrícolas importantes (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Fabaceae** possui ampla distribuição geográfica, sendo a terceira maior família de angiospermas. Representada por 650 gêneros aproximadamente e mais de 18.000 espécies. As espécies das subfamílias Caesalpinioideae e Mimosoideae são, principalmente, tropicais e as da Faboideae encontram-se mais frequentemente nas regiões temperadas. Fabaceae é a segunda maior família em importância econômica, ficando atrás somente da Poaceae (BARROSO, 1991). Dentre seus gêneros com importância alimentícia, pode-se citar o *Arachis* (amendoim), *Cajanus* (feijão-guandu), *Cicer* (grão-de-bico), *Glycine* (soja), *Inga* (ingá), *Lens* (lentilha), *Phaseolus* (feijão), *Pisum* (ervilha) e *Tamarindus* (tamarindo) (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Onagraceae** é a família da fúcsia, representadas por plantas que vão desde ervas a arbustos, ocasionalmente árvores. Amplamente distribuída e especialmente diversa no oeste da América do Norte e América do Sul. Representada por 18 gêneros e por volta de 655 espécies, sendo os principais gêneros: *Oenothera*, *Epilobium*, *Fuchsia* e *Ludwigia*. Alguns gêneros são utilizados como plantas ornamentais por causa de suas flores vistosas (JUDD *et al.*, 2009).

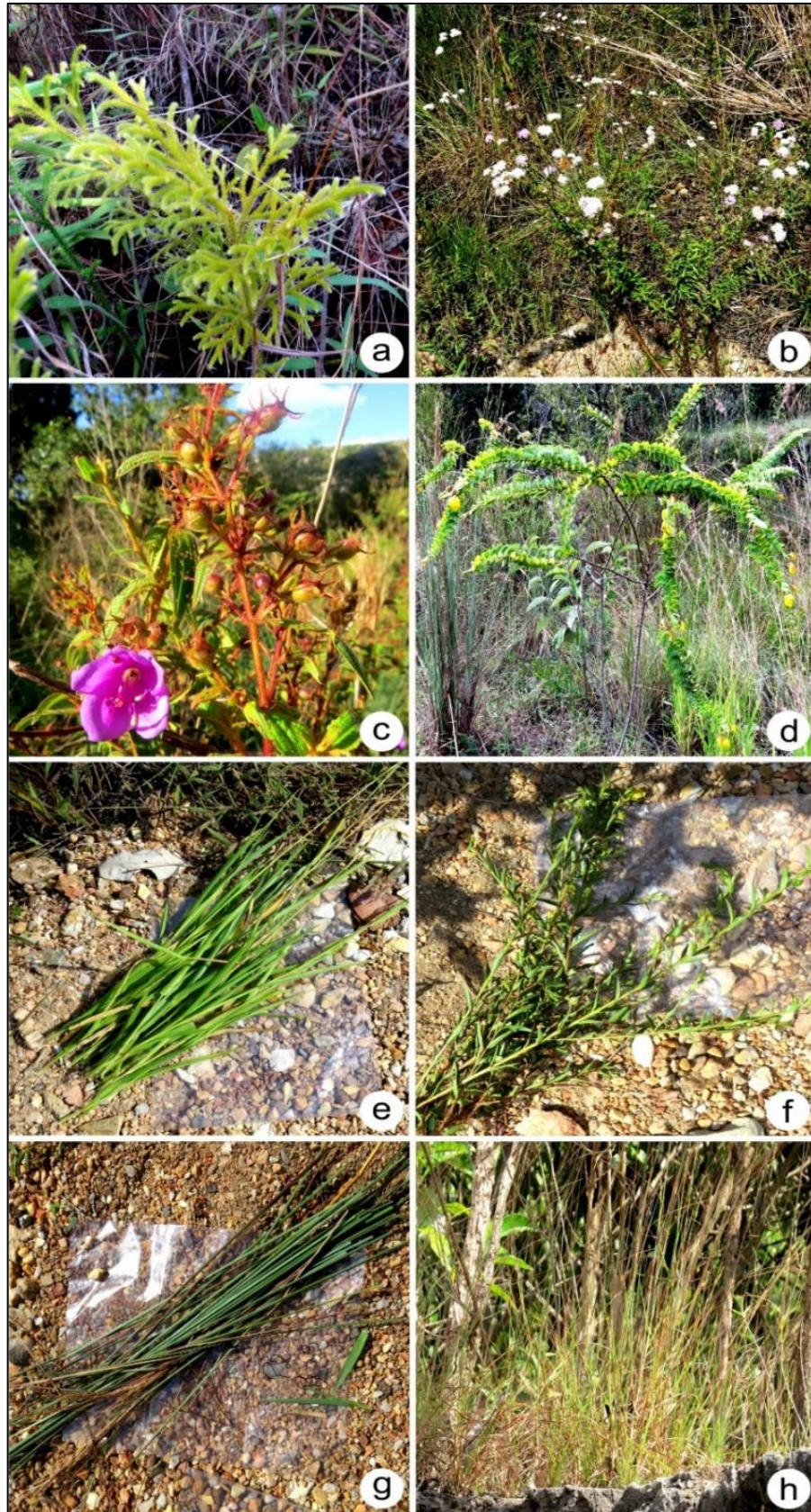


Figura 36 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 2.

Legenda: a – *Palhinhaea cernua*, Família: Lycopodiaceae (Planta 3); b – *Ageratum fastigiatum*, Família: Asteraceae (Planta 4); c – *Tibouchina* sp.1, Família: Melastomataceae (Planta 5); d – *Chamaecrista rotundata*, Família: Fabaceae (Planta 6); e, g – Família: Poaceae (Plantas 7 e 8); f – *Ludwigia* sp., Família: Onagraceae (Planta 9); h – *Aristida* sp., Família: Poaceae (Planta 10).

Fotos: Coe, 2016.

Características e observações: Perfil com muita matéria orgânica, principalmente no topo. Horizonte espódico com translocação de ácidos orgânicos e complexos metálicos, abaixo do horizonte A superficial, com textura mais arenosa. Solo com aparente podzolização.

4.1.3 Perfil 3 – Córrego Sepultura

Localização: Bacia do Córrego Sepultura. Coordenadas: 18°35'18.80" S / 43°50'59.10" O (Figuras 37 a 39). 984 m de altitude, relevo declivoso.

Horizontes amostrados: A (amostras A1, A2, A3 e A4). Obs.: horizonte C não foi coletado.

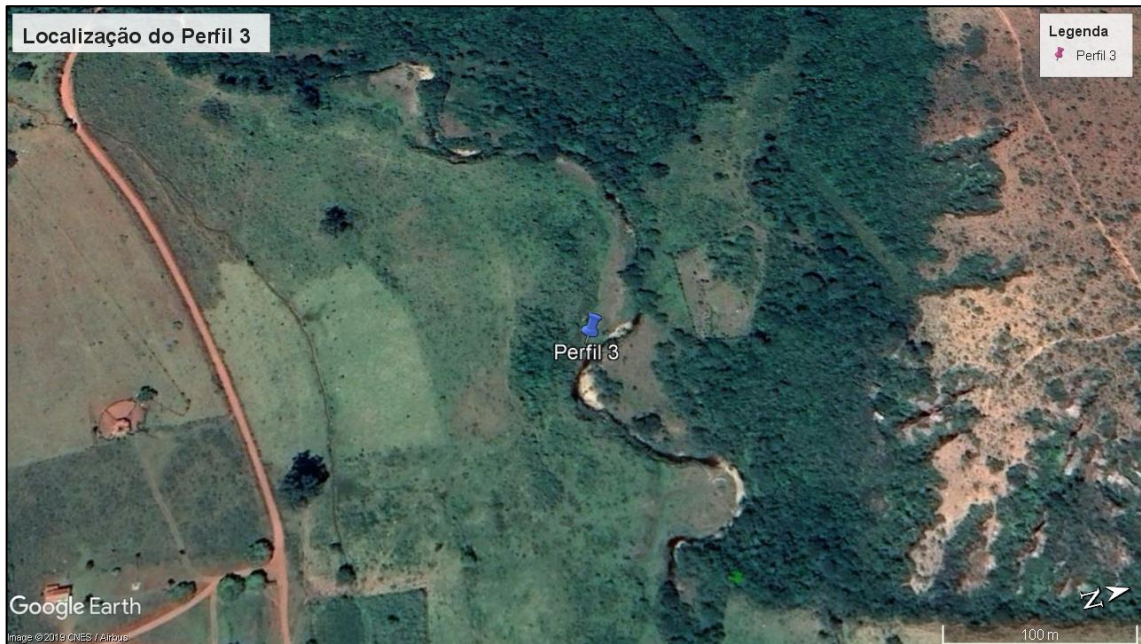


Figura 37 – Localização do Perfil 3.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.



Figura 38 – Vista do Perfil 3. Mata ciliar com relevo inclinado na margem esquerda e vasta planície de inundação (várzea) alterada antropicamente em pasto na margem direita. Setas brancas indicam posição e direção do fluxo do córrego Sepultura.

Foto: Dias, 2016.

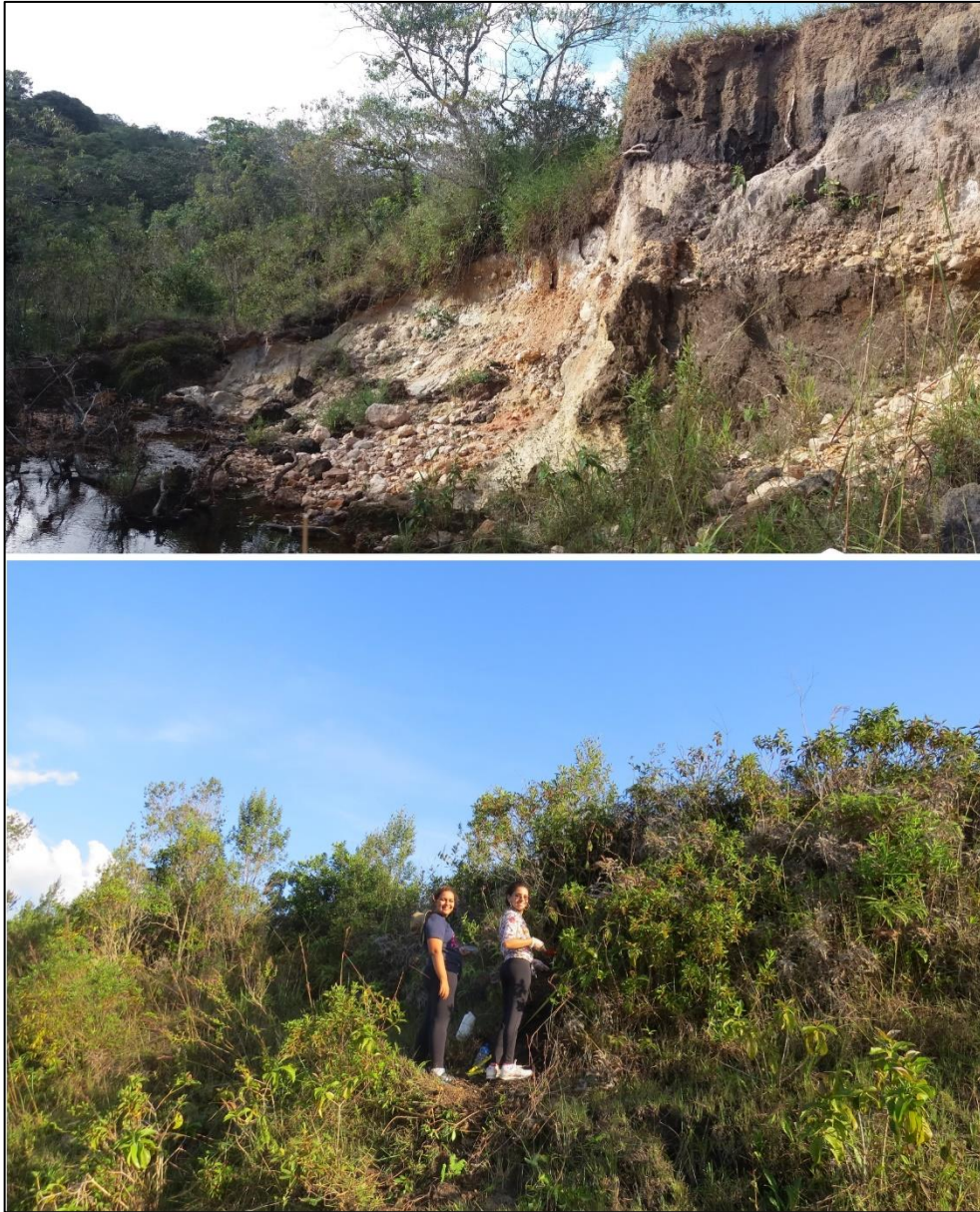


Figura 39 – Córrego Sepultura com Perfil 3 localizado na sua margem direita.
Fotos: Dias, 2016.

Cobertura vegetal: Área antropizada, utilizada como pasto na criação extensiva de gado, com remanescentes de floresta estacional, mata ciliar no entorno. Dentre as espécies arbóreas destacam-se na paisagem as Melastomataceae (*Tibouchina sp.2* e *Miconia sp.2*), Annonaceae (*Xylopia emarginata* Mart.) além de espécies das famílias Lauraceae, Verbenaceae e Solanaceae. Estrato herbáceo dominado por *Brachiaria sp.* (Poaceae) com alguns pontos dominados pela pteridófito Gleicheniaceae *Dicranopteris flexuosa*. As espécies Asteraceae *Baccharis sp.* (Carqueja) e Apiaceae *Eryngyum horridum* também são bastante comuns na área (Figuras 40 e 41).



Figura 40 – Cobertura vegetal no Perfil 3.
Foto: Coe, 2016.

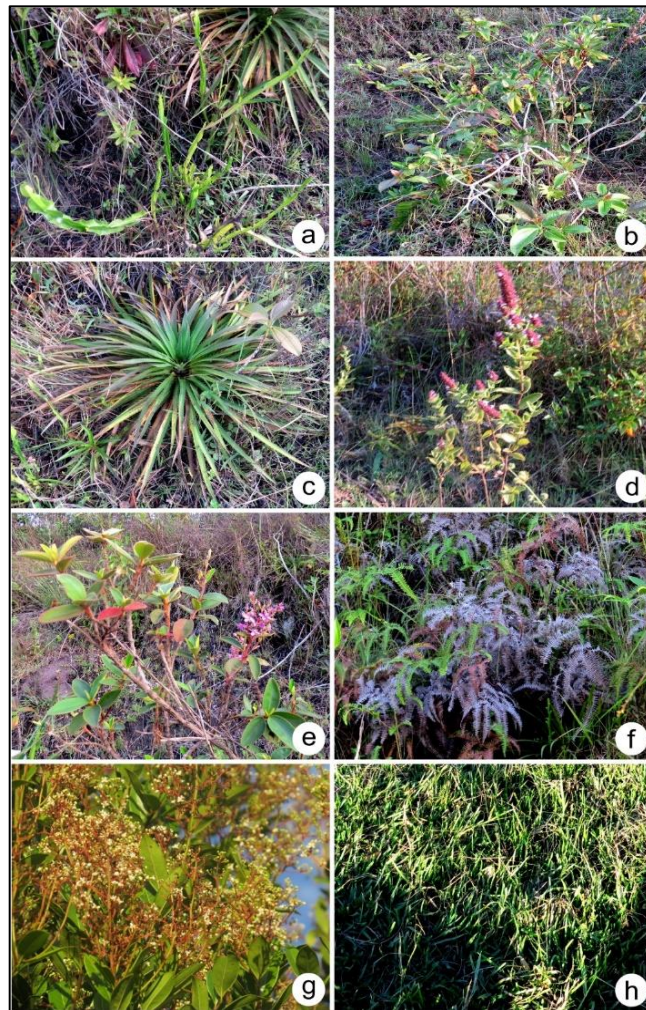


Figura 41 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 3.

Legenda: a – *Baccharis* sp., Família: Asteraceae (Planta 11); b – *Miconia* sp.2, Família: Melastomataceae (Planta 12); c – *Eryngium* cf. *horridum*, Família: Apiaceae (Planta 13); d – Família: Verbenaceae (Planta 14); e – *Tibouchina* sp.2, Família: Melastomataceae (Planta 15); f – *Dicranopteris flexuosa*, Família: Gleicheniaceae (Planta 16); g – Família: Lauraceae (Planta 17); h – *Brachiaria* sp., Família: Poaceae (Planta 18).

Fotos: Coe, 2016.

A família **Apiaceae** é composta geralmente por ervas aromáticas, utilizadas principalmente como plantas alimentícias e especiarias. Família amplamente distribuída, de regiões tropicais a temperadas, com 434 gêneros e 3780 espécies (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Verbenaceae** possui cerca de 35 gêneros e 1.000 espécies (JUDD *et al.*, 2009) difundidas nos trópicos e subtropicais, nas regiões temperadas do Hemisfério Sul e poucas nas regiões temperadas do Hemisfério Norte. São ervas perenes, subarbustos, arbustos, lianas ou árvores (BARROSO, 1991). Os gêneros *Lippia* e *Priva* são utilizados na medicina tradicional fornecendo óleos essenciais, enquanto outros como *Duranta*, *Lantana*, *Petraea*, *Stachytarpheta*, *Verbena* e *Glandularia* são utilizados como plantas ornamentais.

A família **Gleicheniaceae** contém 6 gêneros e cerca de 125 espécies, muitas sendo colonizadoras de áreas perturbadas. É uma família relativamente primitiva, pois existem fósseis que remontam ao Período Jurássico (cerca de 150 a 200 milhões de anos atrás). O grupo está mais diversificado no Paleotrópico, mas também está bem representada em regiões mais quentes do Novo Mundo (COSTA *et al.*, 2020).

A família **Lauraceae**, família do louro, da canela e da cânfora, é representada por árvores, arbustos e plantas parasíticas. Amplamente distribuída em regiões tropicais e subtropicais, características de florestas tropicais e úmidas. Possui 50 gêneros e, aproximadamente, 2500 espécies (JUDD *et al.*, 2009).

Características e observações: Neossolo com horizonte com aparência de orgânico enterrado e base de seixos. Faixa branca de elúvio no meio do perfil. Rocha *in situ* bem decomposta. Vegetação nativa de Cerradão. Algumas áreas desmatadas nos arredores utilizadas para pastagem.

4.1.4 Perfil 4 – Córrego dos Pereiras/Cuiabá

Localização: Perfil exposto às margens da estrada de Cuiabá, na bacia do rio Chiqueiro, depressão de Gouveia, município de Sabará, MG. Coordenadas: 18°25'37.20" S / 43°46'15.10" O (Figuras 42 e 43). Litologia granito/gnaiss. Relevo inclinado.

Horizontes amostrados: A e B (amostras B1, B2 e B3). Obs.: linha de pedra e horizonte C não foram coletados.

Cobertura vegetal: área totalmente antropizada. Cobertura atual de pastagem. Não foram coletadas plantas. Acredita-se que, pela proximidade, esta área deveria apresentar botânica similar à encontrada no Perfil 5.



Figura 42 – Localização do Perfil 4.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.



Figura 43 – Imagem do Perfil 4 mostrando sequência de seixos sobre alúvio recoberto por sedimentos finos e topo de colúvio.

Foto: Coe, 2016.

4.1.5 Perfil 5 – Trincheira Córrego dos Pereiras/Cuiabá

Localização: Trincheira de 1m³ no alto da encosta, na bacia do rio Chiqueiro, município de Gouveia, MG. Coordenadas: 18°26'06.60" S / 43°45'03.02" O (Figuras 44 a 46). 855 m de altitude, relevo de morros e serras do Grupo Espinhaço.

Horizontes amostrados: A, B (amostras B1 e B2), linha de pedra (no meio do horizonte B), transição BC. Obs.: horizonte C não foi coletado.

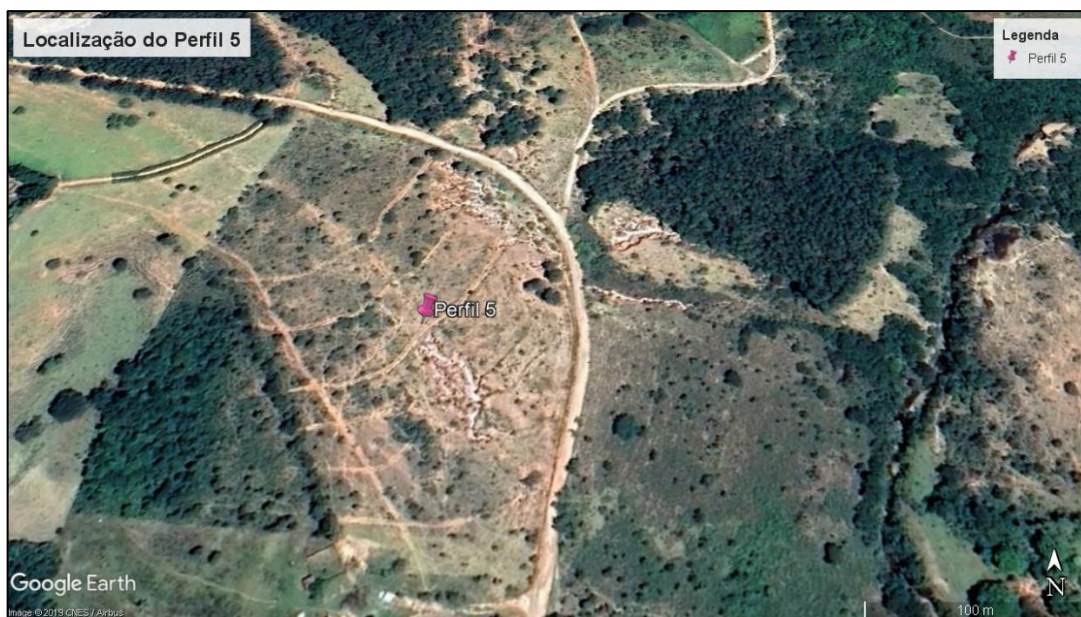


Figura 44 – Localização do Perfil 5.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.



Figura 45 – Paisagem e cobertura vegetal com voçorocas próximas ao perfil.
Foto: Coe, 2018.



Figura 46 – Imagens do Perfil 5 e da linha de pedras que o atravessa (também presente na voçoroca).
Fotos: Chueng, 2016.

Cobertura vegetal: Área de pastagem, porém com muitas espécies arbóreo-arbustivas nativas do Cerrado (vegetação remanescente do Cerrado *strictu sensu*), destacando-se as Myrtaceae *Eugenia dysenterica* (Mart.) DC. (Cagaita) e *Campomanesia adamantium* (Cambess.) O. Berg (Guariroba), Melastomataceae *Miconia* sp.1 (também encontrada no Perfil 1 – Planta 2), Dilleniaceae *Davilla elliptica*, Malpighiaceae *Byronima* sp., Asteraceae *Eremanthus erythropappus* (Candeia) e as Fabaceae *Enterolobium* cf. *gummiferum* (Mart.) J. F. Macbr. e *Hymenaea stigonocarpa* Mart. ex Hayne (Jatobá). Estrato herbáceo composto por Poaceae *Brachiaria* sp. entre outras. Muitos eucaliptos plantados no entorno (Figuras 47 e 48).

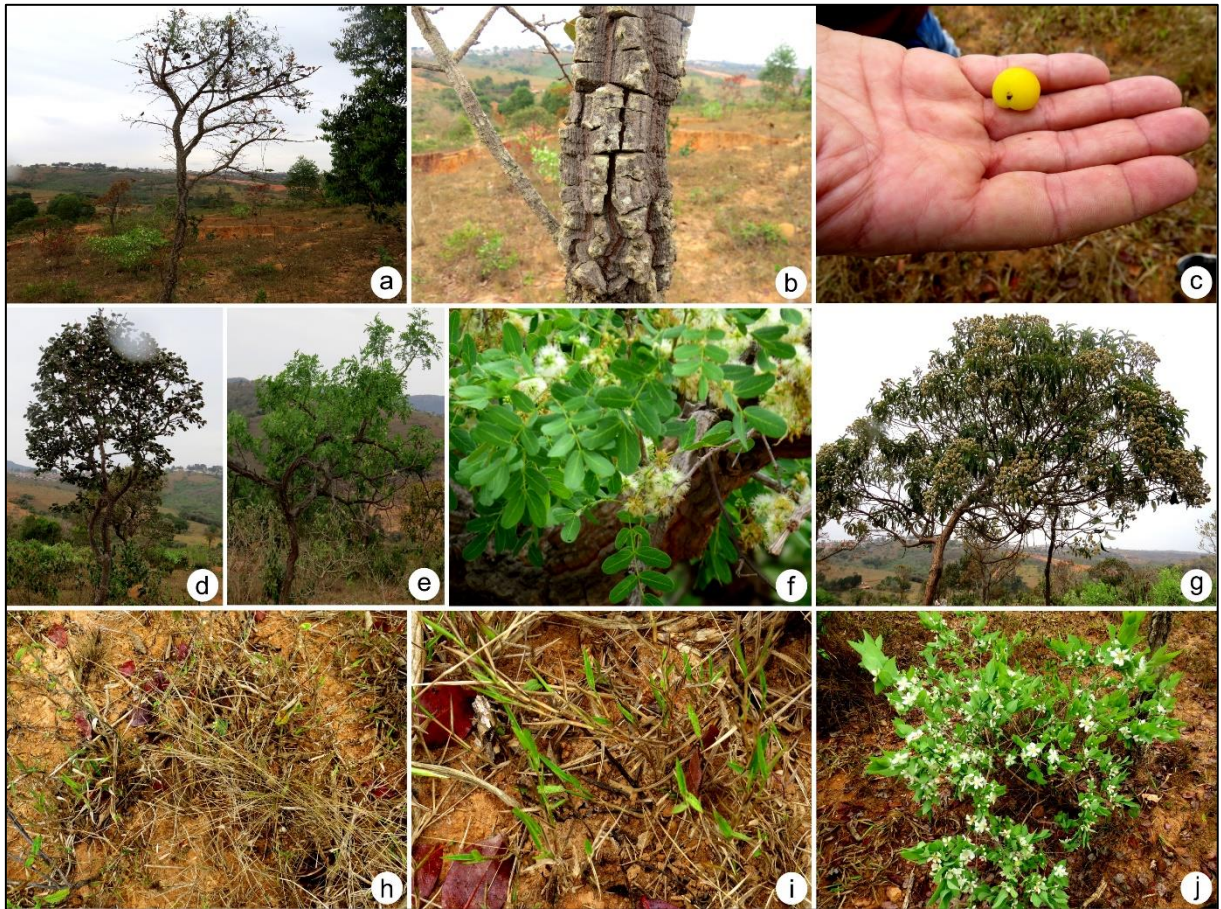


Figura 47 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 5.

Legenda: a, b, c – *Eugenia dysenterica*, Família: Myrtaceae (Planta 19); d – *Hymenaea courbaril*, Família: Fabaceae (Planta 20); e, f – *Enterolobium* sp., Família: Fabaceae (Planta 21); g – *Eremanthus erythropappus*, Família: Asteraceae (Planta 22); h, i – Família: Poaceae (Plantas 23 e 24); j – *Campomanesia adamantium*, Família: Myrtaceae (Planta 25).

Fotos: Coe, 2018.

A família **Myrtaceae** é pantropical e está presente em uma grande diversidade de habitats, além de ser muito diversa na Austrália subtropical. Possui 144 gêneros e 4.630 espécies. É uma família de grande importância econômica. Seus representantes incluem *Eucalyptus*, uma grande fonte de madeira, óleos aromáticos e antissépticos, além de muitas espécies com frutos comestíveis, como *Psidium guajava* (goiaba), *Syzygium jambos* (jamborosa), *S. malaccense* (jamborosa), *Myrciaria cauliflora* (jaboticaba), *Eugenia uniflora* (pitanga) e *Acca sellowiana* (feijoa) (JUDD *et al.*, 2009).



Figura 48 – Espécies de plantas encontradas no Perfil 5, mas que não foram coletadas para análises fitolíticas. Legenda: a, b – Família Annonaceae (Marolo); c – *Brachiaria*, Família: Poaceae (recobre todo o solo da área); d – *Anacardium* sp., Família: Anacardiaceae. Fotos: Coe, 2018.

Características e observações: A profundidade do horizonte A varia lateralmente. Foi coletada a Linha de Pedra apenas para análise fitolítica, esta amostra não será usada nas análises pedológicas. Voçorocas muito perto da área de coleta. Vegetação nativa de cerrado bem aberto, campo (muitas gramíneas e poucas árvores); uso atual para pasto. Mudança sazonal da cobertura vegetal.

4.1.6 Perfil 6 – Ribeirão Rio Grande

Localização: Perfil exposto na Bacia do rio Chiqueiro, num terraço fluvial às margens do Ribeirão Rio Grande. Depressão de Gouveia. Coordenadas: 18°25'45.80" S / 43°46'6.20" O (Figuras 49 a 51). Litologia granito/gnaiss. 500 m de altitude, relevo plano/planalto.

Horizontes amostrados: A, B e C (amostras C1 e C2).

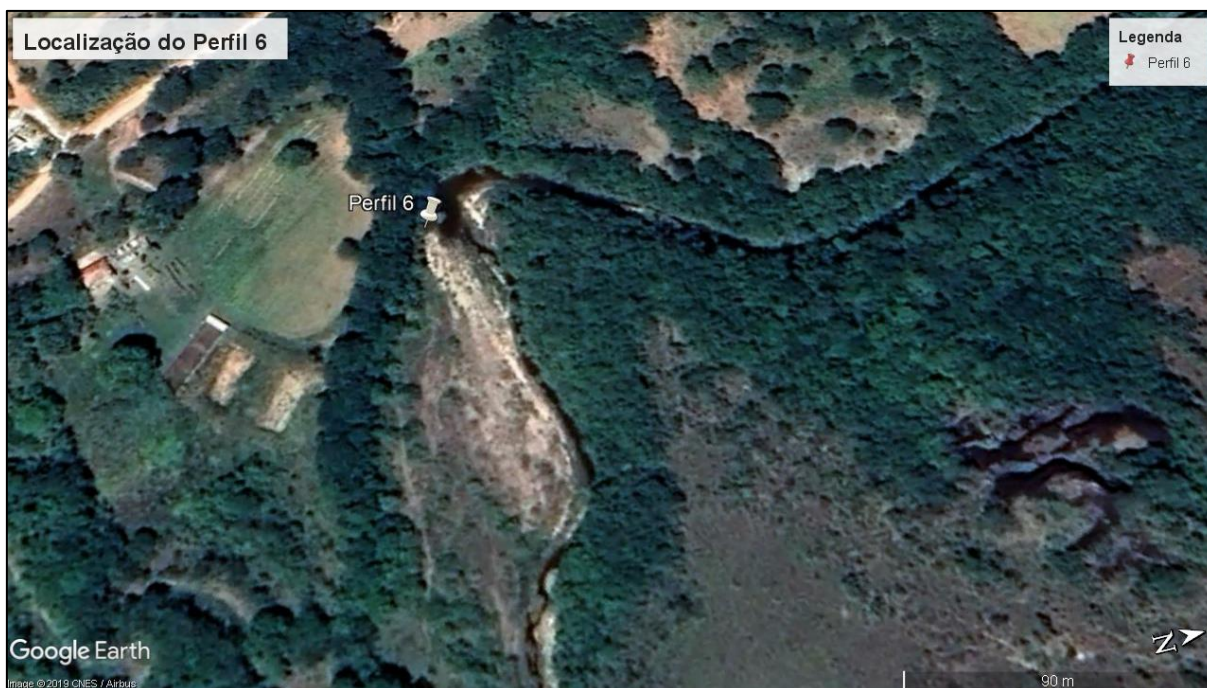


Figura 49 – Localização do Perfil 6.

Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.



Figura 50 – Imagem do Perfil 6, antes de ser limpo para coleta das amostras.
Foto: Chueng, 2016.



Figura 51 – Rio Grande à direita, planície de inundação de material arenoso com espécies de Cyperaceae e Poaceae ao meio e terraço fluvial com Perfil 6 à esquerda, com vegetação de Cerradão e Mata de Galeria.
Foto: Chueng, 2016.

Cobertura vegetal: Fragmento de Floresta Estacional e mata ciliar com árvores de até 20 metros de altura com destaque para as Fabaceae *Machaerium villosum* e *Andira fraxinifolia*, Melastomataceae *Tibouchina* sp.3, Malpighiaceae *Byrsonima* sp.; além de espécies das famílias Vochysiaceae, Myrtaceae, Anacardiaceae e Arecaceae. Estrato herbáceo composto por espécies de Poaceae e Fabaceae além de espécies de Cyperaceae (*Fimbristylis* sp., *Cyperus* sp.) e Onagraceae (*Ludwigia* sp.) nas margens do rio (Figuras 52 e 53).

Com 70 gêneros e 600 espécies, a família **Anacardiaceae** é principalmente pantropical, com poucas espécies em regiões temperadas. Espécies e gênero como *Mangifera indica* (manga) e *Spondia* (umbu, cajá) têm frutos comestíveis, assim como as sementes torradas de *Anacardium occidentale* (caju). Várias outras espécies/gêneros são utilizadas nas mais diversas áreas como em produção de bebidas, produção de verniz negro, além de ornamentação e importância medicinal (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Malpighiaceae** é mais ou menos pantropical, especialmente diversa na América do Sul. Possui 66 gêneros e 1.200 espécies. A espécie *Malpighia emarginata*, a acerola, contém grandes quantidades de vitamina C e é amplamente utilizada para consumo. Gêneros como *Malpighia*, *Stigmaphyllon*, *Galphimia* e *Byrsomia* possuem espécies ornamentais (JUDD *et al.*, 2009).

A família **Arecaceae** é amplamente distribuída em regiões tropicais e subtropicais, possui 200 gêneros e 2.780 espécies. Comporta gêneros com grande importância econômica na área da alimentação como *Areca* (noz-de-betel), *Attalea*, *Bactrix* (pupunha), *Cocos*

(coqueiro), *Elaeis* (dendê), *Euterpe* (açai, jussara), *Metroxylon* (sagu) e *Phoenix* (tamareira), além de outros gêneros que apresentam um meristema apical comestível (palmito). (JUDD *et al.*, 2009).

As plantas da família **Cyperaceae** são ervas, geralmente rizomatosas. São cosmopolitas, frequentes, mas não exclusivas, em locais encharcados (esta característica foi de grande importância para interpretação de alguns dos resultados encontrados no presente trabalho). Apresenta 104 gêneros e 4500 espécies. Cyperaceae possui corpos silicosos de formato cônico característico (produzindo fitólitos do tipo *papillae*), que as distinguem de todas as outras monocotiledôneas, formando um grupo taxonômico monofilético. Eram utilizadas para produção de papel pelos egípcios, servindo também como alimentação e fonte de fibras. As raízes de algumas espécies do gênero *Scirpus* são utilizadas na medicina indiana (JUDD *et al.*, 2009).



Figura 52 – Cobertura vegetal do Perfil 6.
Foto: Chueng, 2016.



Figura 53 – Espécies de plantas coletadas no Perfil 6.

Legenda: a – Família: Anacardiaceae (Planta 26); b – Família: Myrtaceae (Planta 27); c – *Tibouchina* sp.3, Família: Melastomataceae (Planta 28); d – *Byrsonima* sp., Família: Malpighiaceae (Planta 29); e, f – Família: Areaceae (Plantas 30 e 31); g – *Stylosanthes* sp., Família: Fabaceae (Planta 32); h – *Crotalaria* sp., Família: Fabaceae (Planta 33); i – Família: Poaceae (Planta 34); j – *Fimbristylis* sp., Família: Cyperaceae (Planta 35); k – *Ludwigia* sp., Família: Onagraceae (Planta 36); L – Família: Cyperaceae (Planta 37); m, n – *Copaifera* sp., Família: Fabaceae (Planta 38).

Fotos: Coe, 2016.

Características e observações: Cambissolo. Horizonte C1 quase maciço. Linha de pedra aparece próximo ao perfil, mas não o atravessa (Figura 54). Vegetação de cerradão e mata de galeria, muito diferente dos outros perfis. A coleta foi feita em um período de seca, onde o nível da água do rio estava baixo neste trecho, mas observou-se marcas na vegetação e na deposição dos sedimentos que indicam que o nível do rio é mais alto e sua vazão e fluxo podem ser maiores que o do momento da coleta (Figura 55).



Figura 54 – Linha de pedra próxima ao Perfil 6.
Foto: Chueng, 2016.



Figura 55 – Vegetação de gramíneas deformadas pelo fluxo da água do rio na última cheia.
Foto: Dias, 2016.

4.2 Métodos

A metodologia consistiu, primeiramente, de um levantamento bibliográfico referente à área de estudo e aos temas solos, geomorfologia fluvial, biomineralizações de sílica em geral e, em especial, fitólitos, isótopos estáveis de Carbono e datação por ^{14}C -AMS, seguido de trabalho de campo e análises laboratoriais. Os dados obtidos foram reunidos, interpretados e correlacionados. A Figura 56 apresenta as etapas da pesquisa:

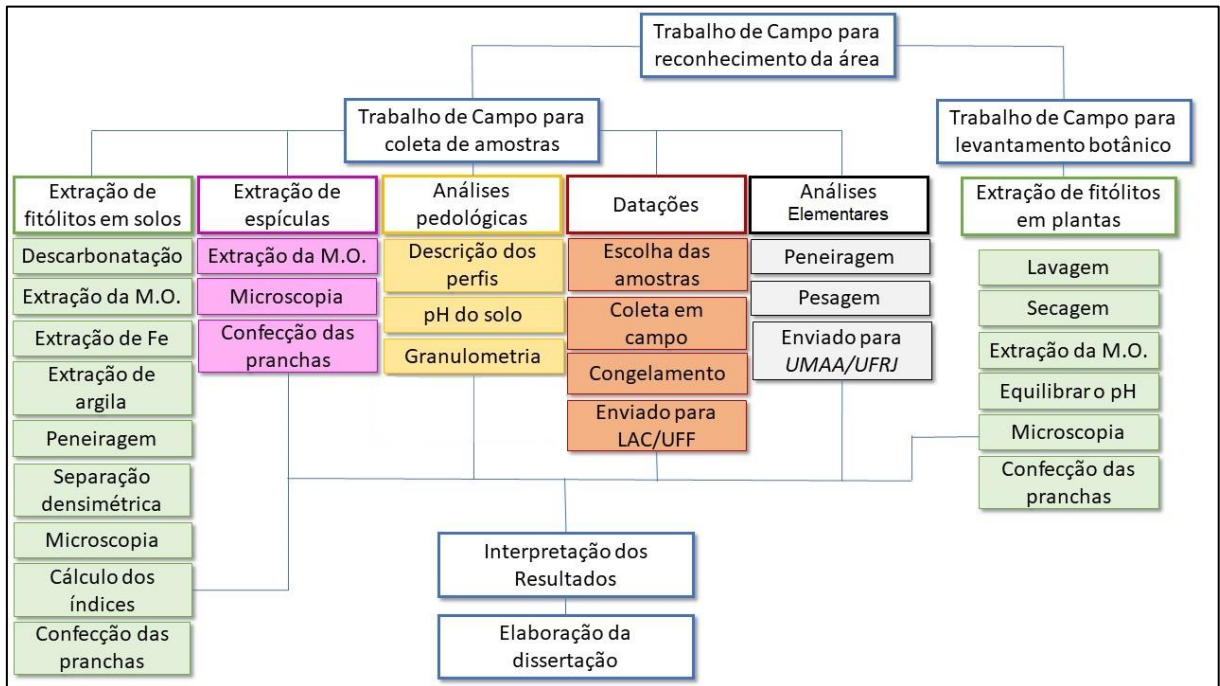


Figura 56 – Síntese das etapas da pesquisa.
Fonte: Dias, 2019.

4.2.1 Trabalhos de Campo

Foram realizados três trabalhos de campo, sendo o primeiro em janeiro de 2016, com duração de 2 dias, para reconhecimento da área, levantamento dos depósitos fluviais e seleção de possíveis pontos-chave para coleta. No segundo trabalho de campo, realizado em maio de 2016, com duração de 3 dias, foi efetuada coleta das amostras para análises fitolíticas, pedológicas (Apêndice 1), isotópicas e datação. Foram selecionados seis pontos, que englobam bacias-chave de afluentes da margem direita do rio Paraúna, a saber: Ribeirão do Chiqueiro, Córrego da Sepultura e Córrego da Contagem. Neste campo foram coletadas 24 amostras de solo e 20 plantas. No terceiro trabalho de campo, realizado em setembro de 2018, com duração de 1 dia, foi feito levantamento florístico e caracterização ambiental das fitofisionomias dos perfis estudados, identificando plantas e fazendo novas coletas. Neste campo foram coletadas 26 plantas. As espécies de plantas não identificadas, sequer pela família, foram desconsideradas, totalizando 38 plantas estudadas.

As Figuras 57 e 58 mostra alguns procedimentos realizados durante o trabalho de campo.



Figura 57 – Algumas etapas do trabalho de campo.

Legenda: a – abertura e limpeza do perfil exposto; b – medição dos horizontes e camadas; c – abertura de trincheira; d – coleta de material para análises diversas; e – análise da cor, consistência e textura do solo; f – análise da pegajosidade e plasticidade do solo.

Fotos: Coe, 2016.



Figura 58 – Trabalho de campo para coleta de plantas.

Legenda: a – coleta; b – confecção das exsiccatas; c – catalogação do herbário.

Fotos: Dias, 2019.

4.2.2 Análises Pedológicas

As **análises granulométricas** foram realizadas no laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pelo doutorando Alex de Carvalho, de acordo com a metodologia da Embrapa de Dispersão Total e pelo Método da Pipeta (TEIXEIRA *et al.*, 2017) (Anexo 1).

A análise granulométrica visa à quantificação da distribuição por tamanho das partículas individuais de minerais do solo. Entende-se por partículas individuais os grãos de minerais individualizados, fragmentos de rocha não alterada ou parcialmente alterada (podendo conter mais de um mineral), concreções, nódulos e materiais similares cimentados. O procedimento operacional visa à ruptura dos agregados do solo e à individualização dessas partículas, por meio de uma combinação de energia mecânica e química, com a formação de uma suspensão estabilizada, e à quantificação após a separação das frações (DONAGEMMA *et al.*, 2011).

Esta metodologia segue o princípio da dispersão mecânica e estabilização da amostra por meio de agitador em uma solução dispersante adequada, seguida da separação das frações por peneiramento e sedimentação. Após secagem em estufa, é realizada a medição das frações separadas por meio de pesagem.

O **pH do solo** é a determinação da concentração de íons H^+ na solução do solo, que tem influência na disponibilidade de nutrientes. A medição do potencial hidrogeniônico (pH) dos solos foi realizada por meio do potenciômetro portátil Gehaka PG1800 com eletrodo combinado específico imerso em suspensão solo:água, na proporção 1:2,5 (Figura 59). Foi realizada no Laboratório de Geografia (LabGeo) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ/FFP), também de acordo com o Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa (Anexo 2). O processo foi repetido 3 vezes para cada amostra a fim de obter uma média estatisticamente significativa.

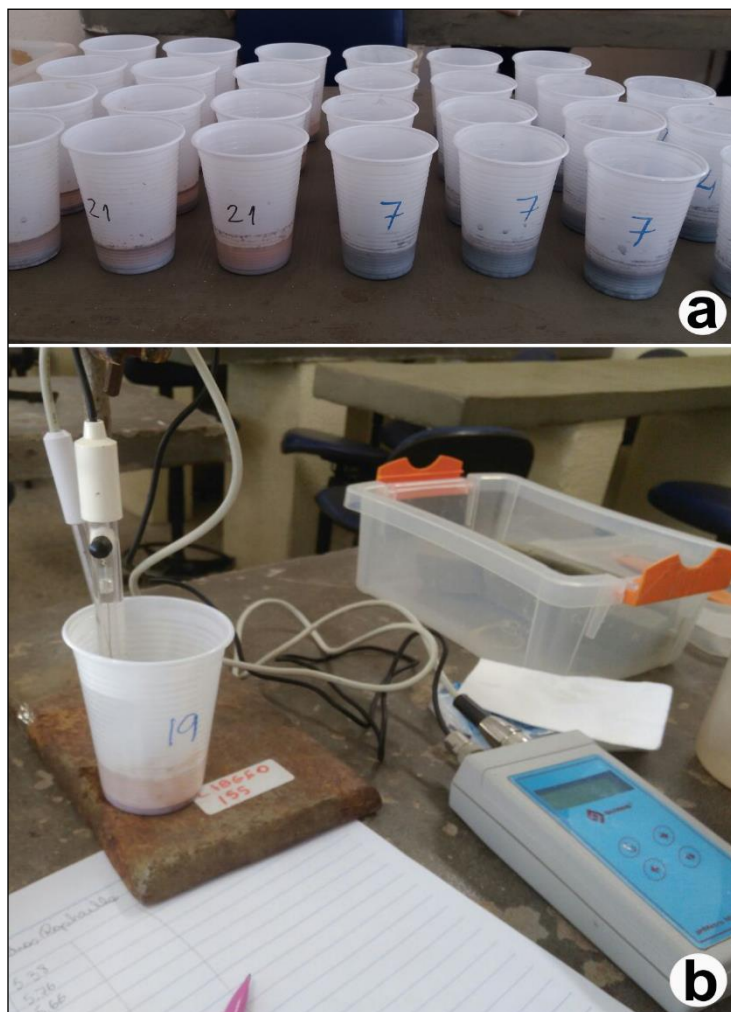


Figura 59 – Etapas para medição de pH do solo.
Fotos: Dias, 2017.

O valor do pH, que define a acidez ou alcalinidade do solo, foi classificado segundo Lopes (1989) (Figura 60).

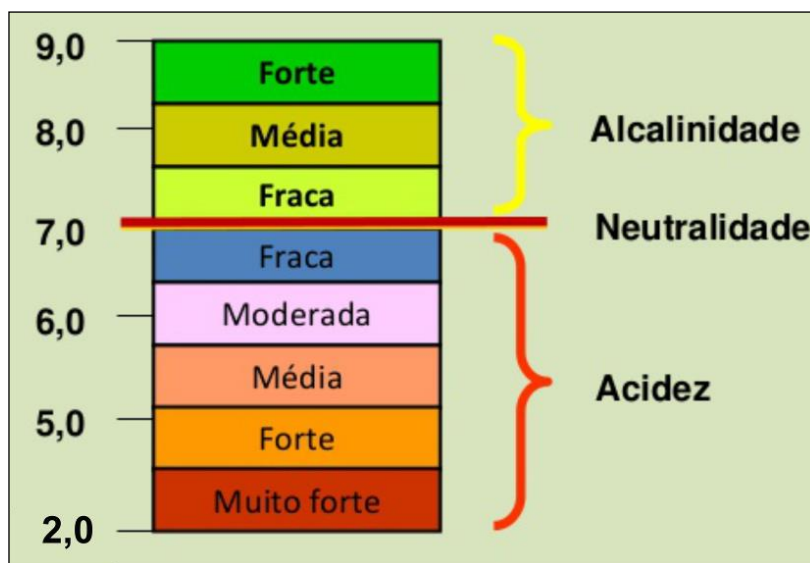


Figura 60 – Classificação da acidez no solo de acordo com o pH.
Fonte: Lopes, 1989. Disponível em: <<https://pt.slideshare.net/RomuloViniciusTioRominho/11-propriedades-quimicas-do-solo>>. Acesso em: 22/06/2017.

As **análises elementares** dos solos foram preparadas e pesadas no Laboratório de Sedimentologia (Lagemar) da UFF (Figura 61) e enviadas para a Unidade Multiusuário de Análises Ambientais (UMAA) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). As amostras são pesadas em cápsulas de alumínio utilizando-se balança analítica marca Mettler Toledo modelo AT21. As análises da composição elementar da matéria orgânica (concentrações de C e N) são realizadas em analisador elementar Carlo Erba modelo EA 1110. O método consiste na combustão do material a temperatura de 1020°C sob atmosfera de oxigênio puro, sendo os gases gerados por condutividade térmica (CO_2 e N_2O) carreados através de uma coluna cromatográfica até o espectrômetro de massas, para detecção. O limite de detecção para o C e N foi de 0,03%.



Figura 61 – Amostra sendo macerada (a), pesada na balança de alta precisão (b), guardada em bolinhas de alumínio completamente fechadas (c) e novamente pesada para conferir se não houve perda de amostra. Fotos: Dias, 2019.

4.2.3 Extração e quantificação de fitólitos e espículas

A extração dos **fitólitos de solo** e **espículas** também foi realizada no Laboratório de Sedimentologia (Lagemar) da UFF (Apêndice 2). A mesma iniciou-se com a **secagem** das 24 amostras coletadas em trabalho de campo. As amostras ficaram em uma estufa com a temperatura de 110°C durante 24 horas (Figura 62a e 62b). Depois de secas, as amostras foram maceradas (Figura 62c) e peneiradas em uma peneira de 2 mm (Figura 62d e 62e), separando-se em seguida aproximadamente 10g de cada (Figura 62f).

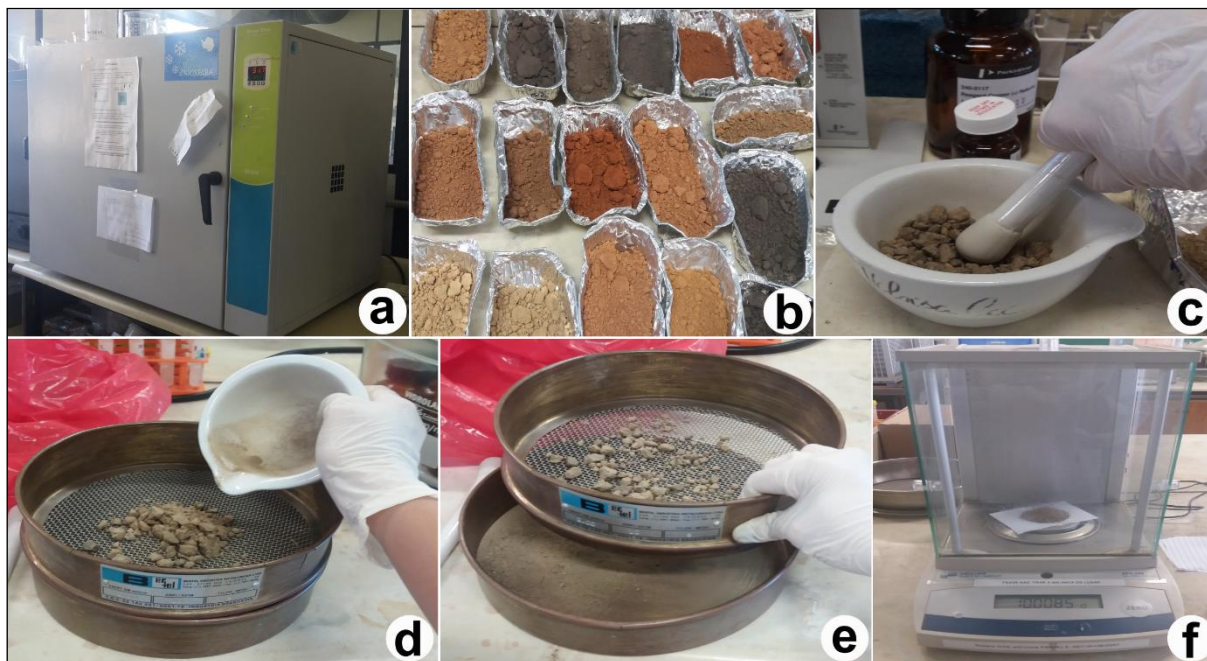


Figura 62 – Preparação das amostras para extração de fitólitos.

Legenda: a – estufa; b - amostras prontas para secagem; c - amostras maceradas; d, e - peneiragem; f – pesagem. Fotos: Dias, 2017.

Após a separação das amostras iniciou-se a fase de **descarbonatação** com ácido clorídrico (Figura 63a). Depois de retirados os carbonatos, passou-se para a fase de **remoção da matéria orgânica** com ácido nítrico e peróxido de hidrogênio (Figura 63b e 63c) e branqueamento das amostras com hipoclorito de sódio (Figura 63d).

As amostras do Perfil 1, que inicialmente foram coletadas apenas com o intuito de identificação das espículas, foram tratadas apenas até esta etapa (o protocolo para extração de espículas de esponjas é mais rápido e simples – vide Apêndice 5). Contudo, não foram encontrados resultados estatisticamente significativos para espículas de esponjas neste perfil. Por isso, decidiu-se posteriormente dar continuidade às etapas laboratoriais, para análises fitolíticas neste perfil.

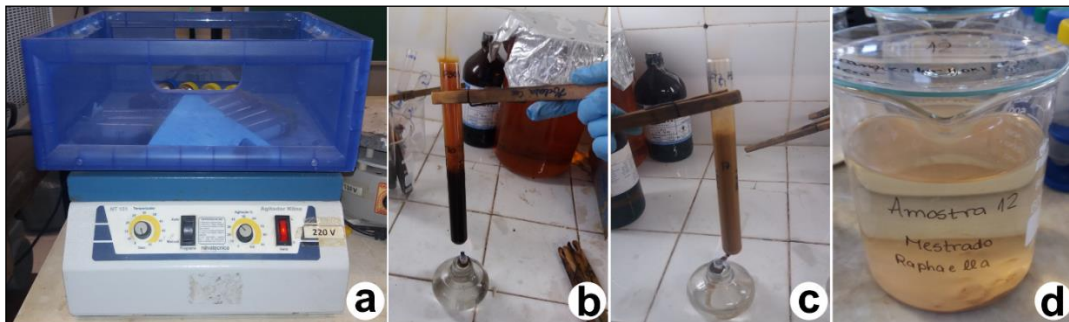


Figura 63 – Etapas de descarbonatação, remoção de matéria orgânica e adição de branqueador.
 Legenda: a – descarbonatação; b, c – remoção da matéria orgânica; d – branqueamento.
 Fotos: Dias, 2017.

Depois dessa fase, as amostras passaram para a etapa de **solubilização do ferro** com citrato de sódio e ditonito de sódio (Figura 64a, 64b e 64c) e **remoção de argilas** (Figura 64d e 64e), com hexametáfosfato de sódio e EDTA (defloculante). Finalmente, as amostras foram **peneiradas a 250 μm** (Figura 64f); a fração que ficou retida na peneira é descartada e a fração que passou pela peneira é seca na estufa a 50°C. A fase final do processo corresponde à **separação densimétrica** com líquido denso de Politungstato de Sódio - SPT (Figura 64g, 64h e 64i).



Figura 64 – Etapas de solubilização de ferro, remoção de argila, peneiramento, secagem e separação densimétrica. Legenda: a, b, c – solubilização do ferro; d, e – remoção de argilas; f – peneiramento; g, h, i – separação densimétrica.
 Fotos: Dias, 2017.

Esta etapa final de centrifugação das amostras foi realizada no Laboratório de Geografia da UERJ/FFP, por necessidade de equipamento específico disponível apenas neste laboratório (Figura 65). Todas as etapas para extração dos fitólitos de solos estão descritas detalhadamente no Apêndice 2, ao final do trabalho.



Figura 65 – Etapa de centrifugação das amostras.
Fotos: Dias 2017.

A extração de **fitólitos de folhas das plantas** foi realizada no Laboratório de Sedimentologia (Lagemar) da UFF através do método de oxidação por via úmida, de acordo com a metodologia descrita no Apêndice 3. As folhas foram secas em estufa a 60°C por 24 horas (Figura 66a). Pesou-se 3 gramas de material seco e picado em um erlenmeyer (Figura 66b).



Figura 66 – Secagem e pesagem das folhas.
Fotos: Dias, 2017.

Colocou-se, aos poucos, uma solução de ácido nítrico e ácido sulfúrico numa proporção de 1:4, até cobrir o material e este foi posto em banho de areia na placa aquecedora a 200° C durante 3 horas (Figura 67).



Figura 67 – Queima da matéria orgânica das folhas com ácidos.
Foto: Dias, 2017.

Após esfriar naturalmente, acrescentou-se 10 mL de H₂O₂, aos poucos, até cessar a reação (Figura 68), transferiu-se para tubos falcon de centrifugação para lavagem do ácido com água destilada (Figura 69). Depois de equilibrar o pH, as amostras foram conservadas em álcool.



Figura 68 – Amostras resfriando e reagindo com peróxido de hidrogênio.
Foto: Dias, 2017.

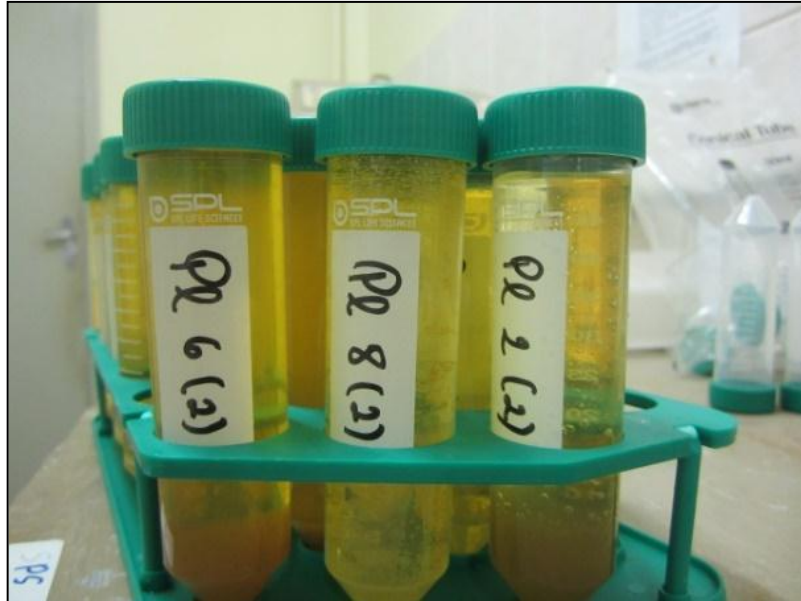


Figura 69 – Amostras nos tubos falcon prontas para serem lavadas.
Foto: Dias, 2017.

4.2.4 Microscopia, Taxonomia e Contagem

Foram feitos dois tipos de lâminas: provisórias e permanentes. Na montagem das lâminas provisórias utilizou-se Glicerol e para lâminas permanentes utilizou-se Entellan. A quantidade de material utilizada para cada lâmina foi de 75 μ l, aferidos com pipeta automática de volume fixo. Para classificação e contagem dos fitólitos observou-se 3 transectos de cada lâmina (Figura 70).

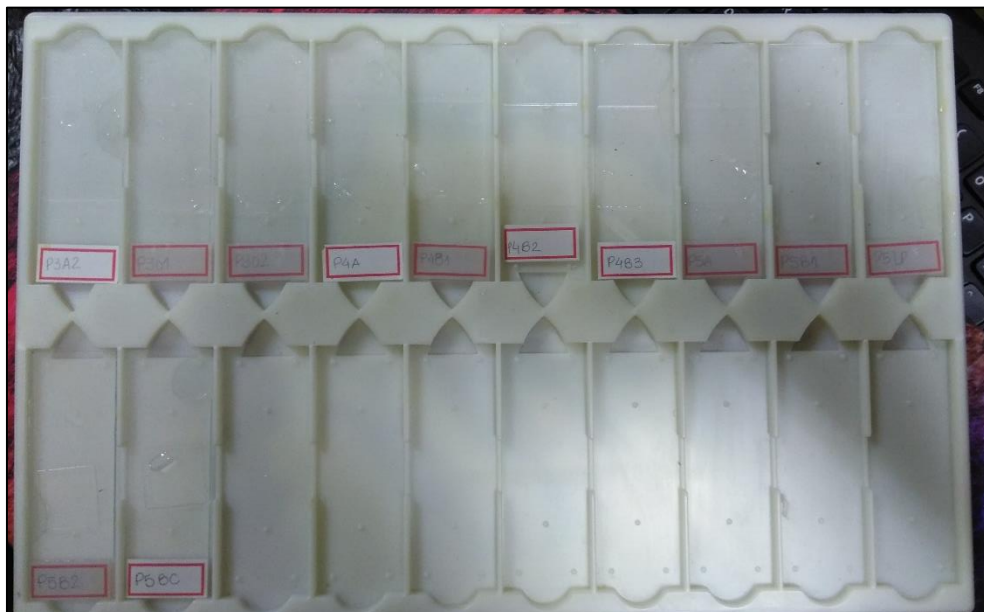


Figura 70 – Bandeja com lâminas para microscopia óptica.
Foto: Dias, 2017.

A contagem foi realizada no microscópio óptico polarizador Zeiss Axio Scope A1 do Laboratório de Dinâmicas Ambientais (LabDIN) do Departamento de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ/FFP) (Figura 71). Os fitólitos foram

classificados através da nomenclatura do ICPN (Código Internacional de Nomenclatura de Fitólitos), de Madella *et al.* (2005).

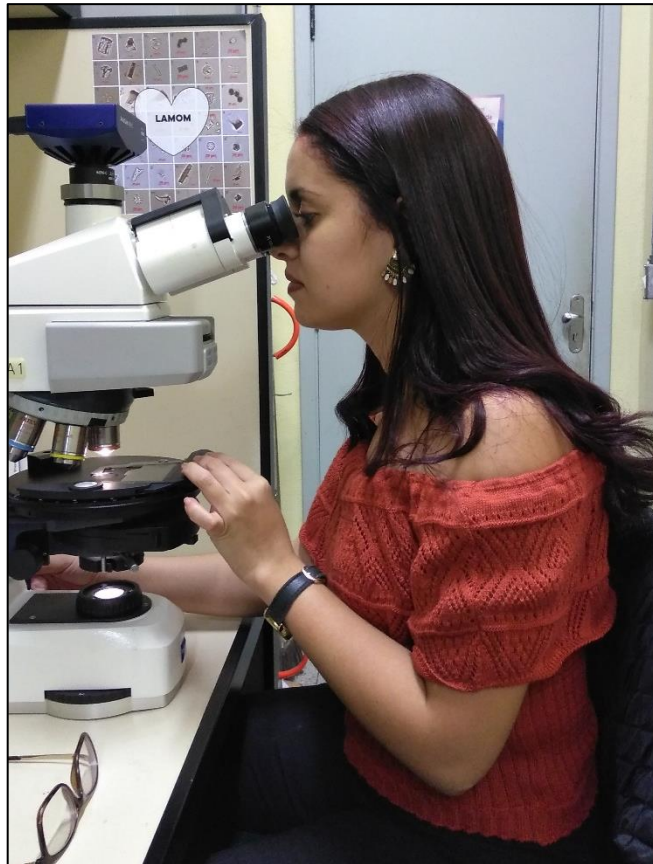


Figura 71 – Contagem das lâminas em microscópio óptico.
Foto: Dias, 2018.

Inicialmente observa-se a totalidade da lâmina para se obter uma visão geral da mesma. Em seguida, é realizada uma contagem mais elaborada dos fitólitos com significação taxonômica (fitólitos classificáveis ou *classified*) e os fitólitos sem significação taxonômica (fitólitos não classificáveis ou *unclassified*). Esses últimos não podem ser classificados por estarem muito alterados ou quebrados. Também existe uma classe de fitólitos chamados “desconhecidos” ou *unknown*, que são aqueles em perfeito estado de conservação, mas que não estão ainda descritos e classificados na literatura.

Depois das contagens são calculados os índices fitolíticos, quando possível, pois os morfotipos de fitólitos usados em cada índice só são significativos se representarem mais de 5% dos fitólitos classificáveis contados.

4.2.5 Datações por ^{14}C -AMS

As datações foram realizadas através do método do ^{14}C , pela técnica de AMS, no laboratório de radiocarbono do Instituto de Física da UFF. A matéria orgânica do solo (MOS) passa por um pré-tratamento com HCl para remoção de carbonatos. São utilizados aproximadamente 10 mg de matéria orgânica do total de MOS, que passa por um tratamento

ácido/básico/ácido (ABA) para remoção de carbonatos e carbono lábil. Para produzir um alvo de grafite, são necessários 6 mg de material (GOMES *et al.*, 2010).

As concentrações em radiocarbono são relatadas como frações do padrão moderno, $D^{14}C$ e idade radiocarbono convencional, segundo as convenções de Stuiver e Polach (Radiocarbon, v. 19, p. 355, 1977). Devido à fase de preparação das amostras, são subtraídos *backgrounds*, com base em medidas de carvão livre de ^{14}C . Os resultados são corrigidos para fracionamento isotópico, de acordo com as convenções de Stuiver e Polach (1977), com valores $\delta^{13}C$ medidos no grafite preparado usando espectrômetro AMS.

Para combustão, as amostras são colocadas em tubos de quartzo com CuO e fio de prata e aquecidos a 160°C durante a noite. As amostras para determinação de *background* são tratadas da mesma maneira que as amostras em análise. Valores de *background* de preparação de amostras, quando aplicável, são subtraídos de todas as amostras, com base em medidas de carvão livre de ^{14}C (pré-tratado com ABA ou HCl), para obter CO_2 suficiente para produzir uma amostra.

Para determinar contaminação por *dead carbon* (carbono antigo) em amostras com menos de 0,1mg C, também são preparados conjuntos com ácido oxálico I (OX-I), medidos junto com as amostras. Todas as correções de *background* e as avaliações de precisão e exatidão em amostras de baixo teor seguem o protocolo de Santos *et al.* (NUCLEAR INSTRUMENTS AND METHODS B, v.259. p. 293-302, 2007).

5 RESULTADOS

Para cada um dos perfis de solo estudados, os resultados serão apresentados começando pelas análises pedológicas, seguidos dos resultados das análises fitolíticas nas plantas e solos (classificação, quantificação, tipos e índices fitolíticos), as datações e, finalmente, de espículas de esponjas (nos Perfis 1 e 2).

Foram encontrados fitólitos em todos os perfis e em todas as amostras, tornando possível a integração dos resultados. As análises de textura (granulometria), carbono orgânico, nitrogênio e datações, associadas aos dados de fitólitos, foram essenciais para interpretação da evolução da paisagem ao longo do tempo.

A análise do pH dos perfis permitiu constatar uma variação entre 6,03 (P5A) e 2,70 (P2A1), apresentando um pH ácido de moderado a muito forte em todas as amostras, como já era esperado para solos do Cerrado, ou seja, um ambiente com estações secas longas e pouca disponibilidade de água. As amostras não apresentam, portanto, limitação à conservação dos fitólitos, que são encontrados em solos com pH entre 2 e 9 (PIPERNO, 1988).

5.1 Perfil 1

5.1.1 Análises Pedológicas

No Perfil 1, localizado num topo de morro, no interflúvio dos córregos Gameleiros e Pereiras, bacia do rio Chiqueiro, foram identificados os horizontes A e C (amostra C1 e amostra C2) (Figura 72), classificado como um Neossolo. Os resultados das análises pedológicas (quantidade de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria e pH) estão representados na Tabela 5 e nas Figuras 73 a 77.

Este perfil é predominantemente argilo-arenoso, com significativa quantidade de silte. As maiores proporções de silte e argila são no horizonte C (nas duas amostras), ambas com textura argilosa. A concentração de argila aumenta com a profundidade, já a concentração de silte é maior no meio do perfil. O horizonte A possui textura argilo-arenosa, com a maior concentração de areia grossa e quase o dobro de areia fina do que na base (amostra C2).

A acidez do solo diminui com a profundidade, variando de média (5,38) a moderada (5,66). A concentração de matéria orgânica (carbono) aumenta com a profundidade (de 1,3 para 4,8%), não seguindo a tendência normal (ALEXANDRE *et al.*, 1997). Provavelmente, isto está associado ao fato de também aumentar a quantidade de silte e argila com a profundidade que, por serem partículas mais finas, retêm maior quantidade de matéria orgânica e outros materiais.

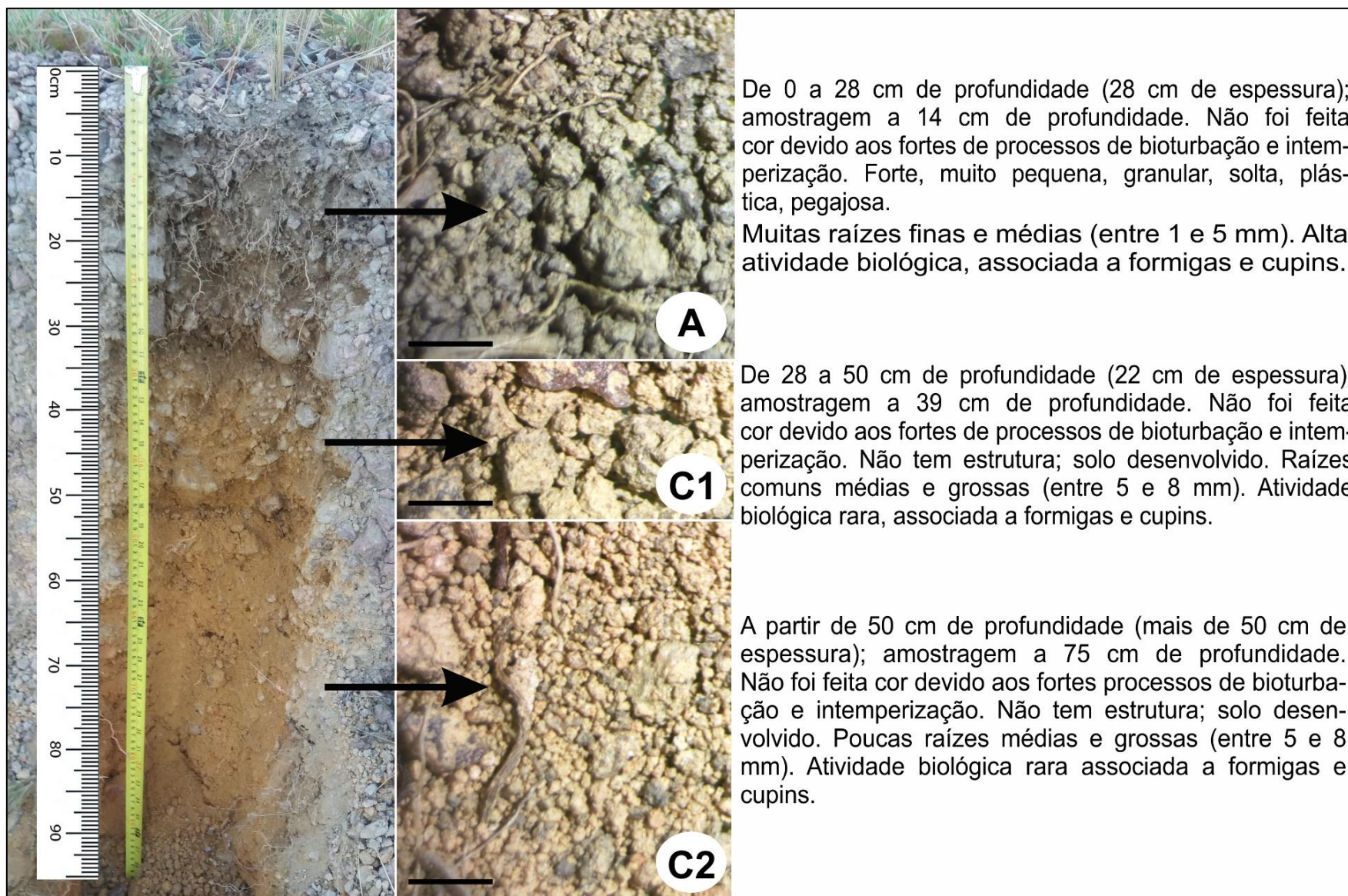


Figura 72 – Descrição do Perfil 1. Barra de escala: 10 mm. Autor: Dias, 2017.

Tabela 5 – Análises pedológicas do Perfil 1

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
	2 – 0,2 (mm)	0,2 – 0,05 (mm)	0,05 – 0,002 (mm)	<0,002 (mm)											
P1A	175	304	157	341	Franco argilo arenoso	0,017	0,168	0,198	2,005	11,968	5,38	5,37	5,39	5,38	Acidez média
P1C1	87	182	230	468	Argila	0,012	0,119	0,118	1,202	10,085	5,76	4,75	6,77	5,76	Acidez moderada
P1C2	107	175	223	469	Argila	0,008	0,087	0,080	0,831	9,505	5,66	5,4	5,92	5,66	Acidez moderada

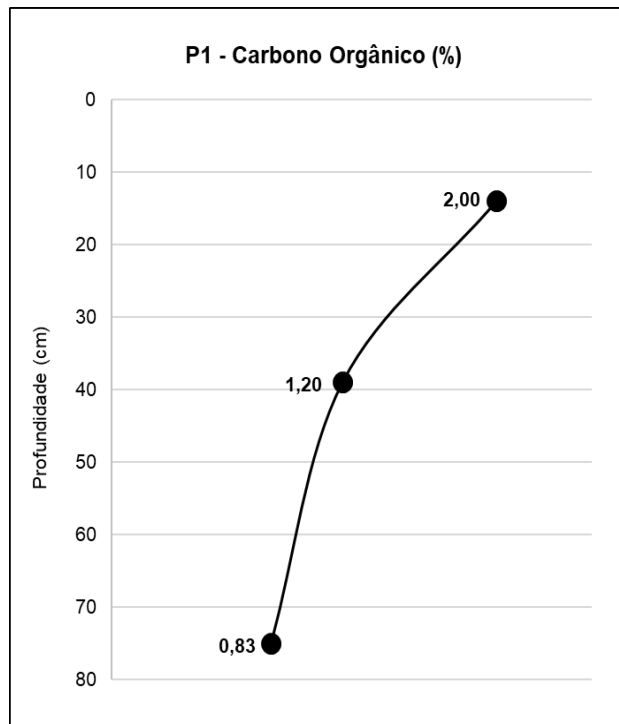


Figura 73 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 1

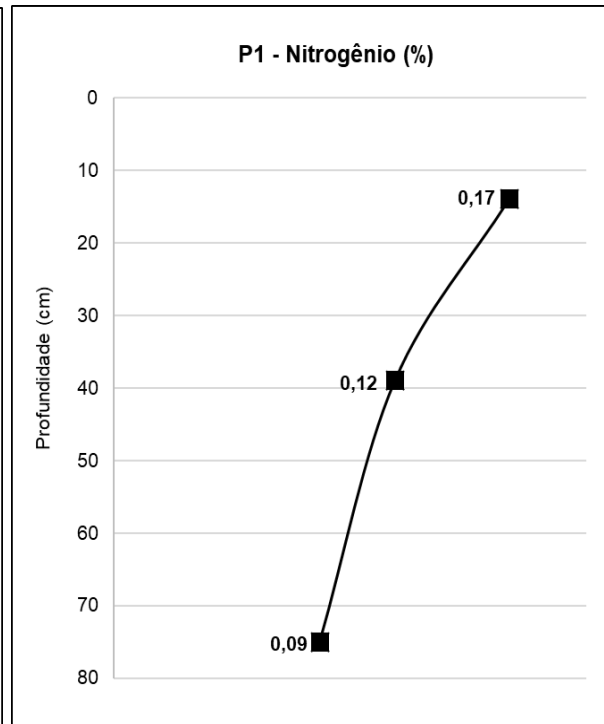


Figura 74 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 1

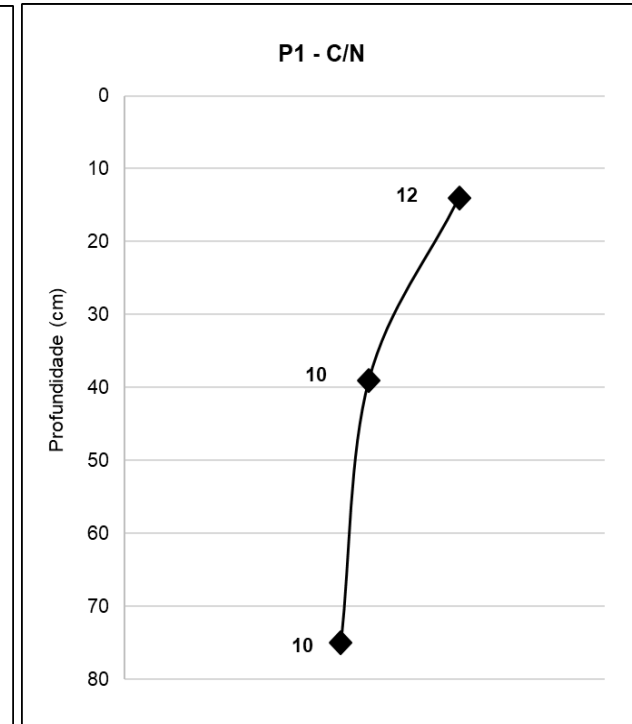


Figura 75 – Razão C/N do Perfil 1

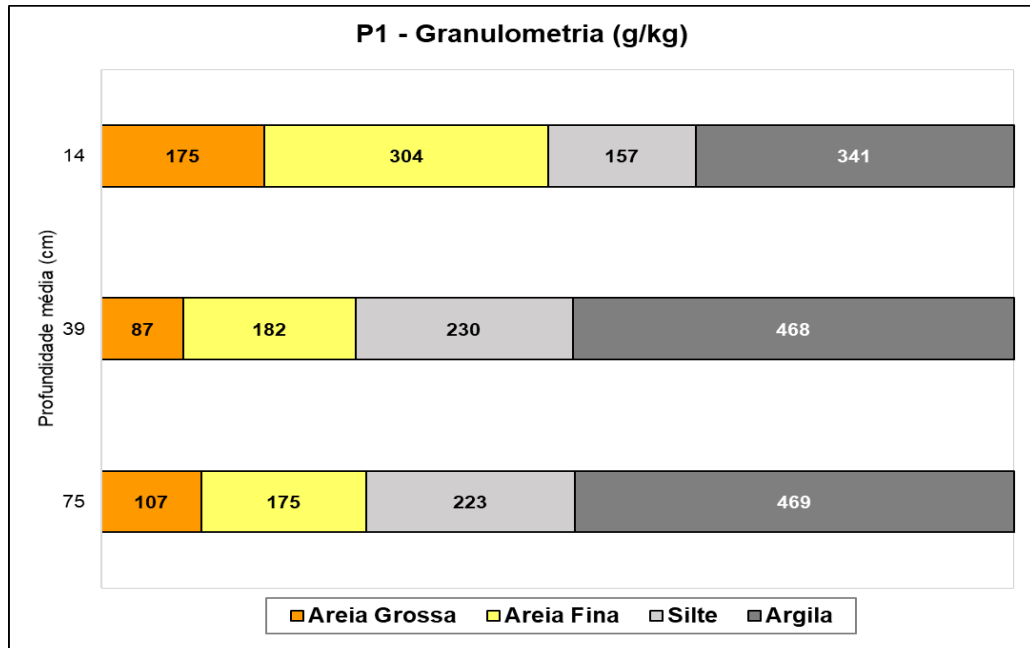


Figura 76 – Granulometria do Perfil 1

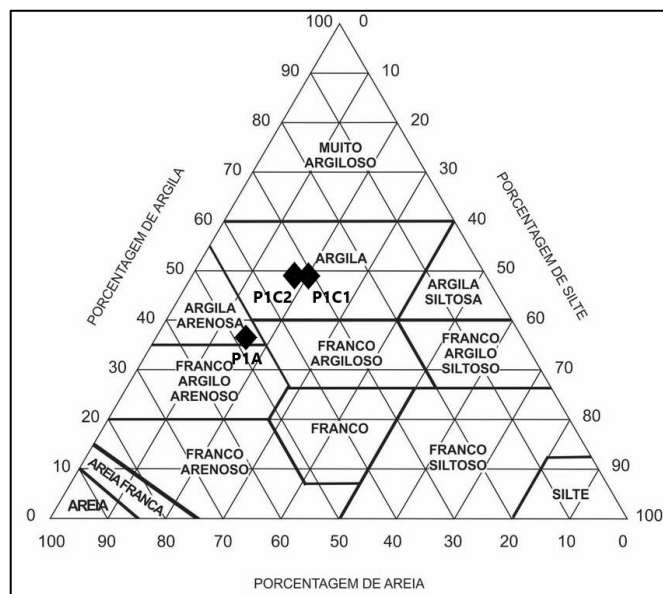


Figura 77 – Textura do Perfil 1

O teor em Carbono varia de 2,01% no horizonte superficial e decresce com a profundidade até 0,83%, seguindo a tendência normal de distribuição do carbono no solo (ALEXANDRE *et al.*, 1997).

A tendência do teor em Nitrogênio (N) é diminuir com a profundidade, acompanhando os teores de carbono, o que se observa em todo o perfil, variando de 0,17% no horizonte A até 0,09% no horizonte C2. Menores teores de Nitrogênio podem significar maior degradação (maior exposição à luz, oxigênio, maior atividade bacteriana) (GORDON e GONI, 2003).

As razões C/N das amostras ficam entre 11,97 e 9,51 (decomposição rápida), caindo com a profundidade, chegando bem próximo de 10 (máximo de velocidade de decomposição) na amostra C2.

5.1.2 Fitólitos de Plantas

- Poaceae (espécie não identificada)

Presença de fitólitos dos tipos *elongate psilate*, *elongate echinate* e predominância de *bilobate*. Produção alta.

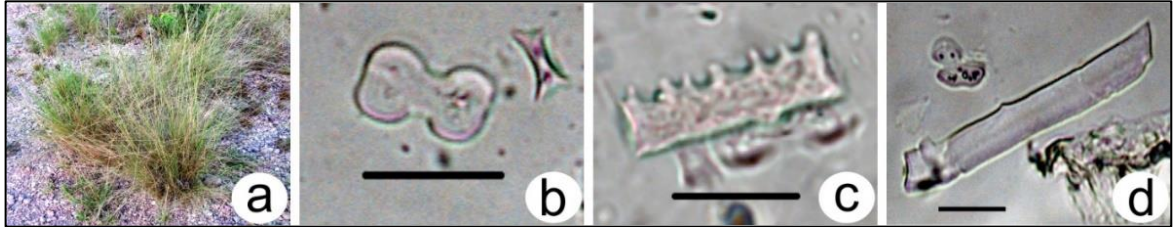


Figura 78 – Fitólitos observados nesta Poaceae: a – espécie coletada; b – *bilobate*; c – *elongate echinate one side*; d – *elongate psilate*. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

- Melastomataceae, *Miconia sp.1*

Não foram observados fitólitos.

5.1.3 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos segue o padrão normal de distribuição, diminuindo com a profundidade, já que sua fonte produtora é a vegetação sobrejacente (ALEXANDRE *et al.*, 1997). Porém, a quantidade de fitólitos classificáveis não atingiu 200 unidades em nenhuma amostra, o que inviabiliza uma análise estatisticamente significativa (Figura 79). Por este motivo, não foi possível caracterizar assembleias fitolíticas neste perfil. Serão, portanto, realizados apenas alguns apontamentos baseados nas tendências observadas.

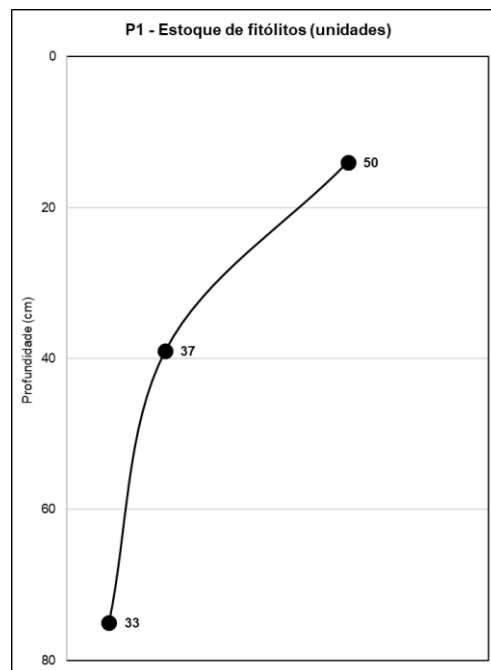


Figura 79 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 1

Classificação dos fitólitos

Entre as partículas contadas, no horizonte A, 86% dos fitólitos eram não classificáveis. Esse número passa, abruptamente, para 46% no horizonte C1 e cai mais ainda para 15% no horizonte C2 (Figura 80). Foi observada bioturbação considerável por isópteros (cupins) ao longo de todo o perfil, cuja principal característica é o transporte de partículas entre as camadas. Pensando nisso, é possível que estas sejam as causas dos fitólitos terem sido levados para profundidades maiores.

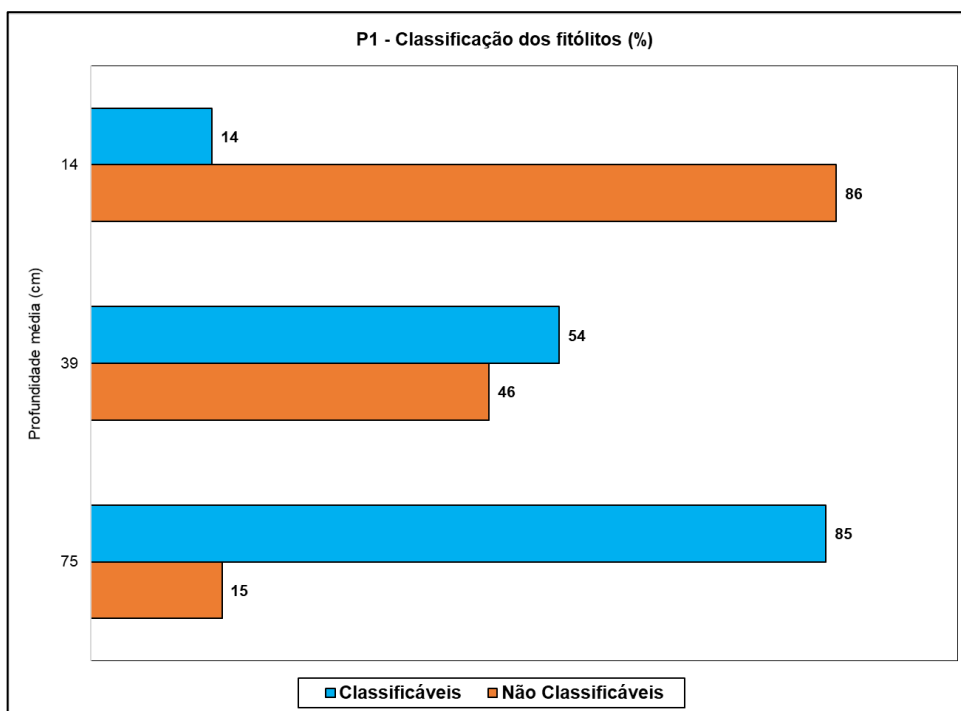


Figura 80 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 1

Tipos de fitólitos

Entre os fitólitos classificáveis, foram encontrados em todo o perfil o tipo *globular granulate*, característico de dicotiledôneas lenhosas, e *elongate*, células alongadas da epiderme presentes em vários grupos de plantas (BREMONT, 2003) (Figuras 81 e 82). Os outros tipos não aparecem em todas as amostras: os *bulliform cuneiform* (marcador de estresse hídrico) foram encontrados nos horizontes A e C2; tricomas silicificados e *papillae* (característico de Cyperaceae) aparecem apenas no horizonte A; *bulliform parallelepipedal* (também marcador de estresse hídrico) e *bilobate* (característico de Poaceae principalmente de ambientes quentes e úmidos) estão presentes no horizonte C (C1 e C2).

O tipo *saddle* (indicador de aridez), encontrado apenas no horizonte C1, foi pouco representativo (5%). Rocha (2014) encontrou este morfotipo apenas na amostra mais superficial da voçoroca próxima ao perfil, também em quantidade ínfima (2%).

Os tipos encontrados no horizonte A não são os mesmos encontrados na Planta 1 (Poaceae). Contudo, há presença de *bilobate* no horizonte C, o que é mais um indicativo de

não permanência dos fitólitos em seu local de deposição e pouca preservação destes, não sendo possível a caracterização de uma assembleia moderna. Além disso, mesmo com quantidade significativa de fitólitos do tipo *papillae* no horizonte A, atualmente não foram observadas Cyperaceae nesta região.

Observa-se que os tipos de fitólitos maiores e mais resistentes (*bulliform parallelepipedal* e *elongate*) foram encontrados em maior quantidade e bastante alterados na amostra mais profunda (C2), o que corrobora a hipótese de processos erosivos intensos.

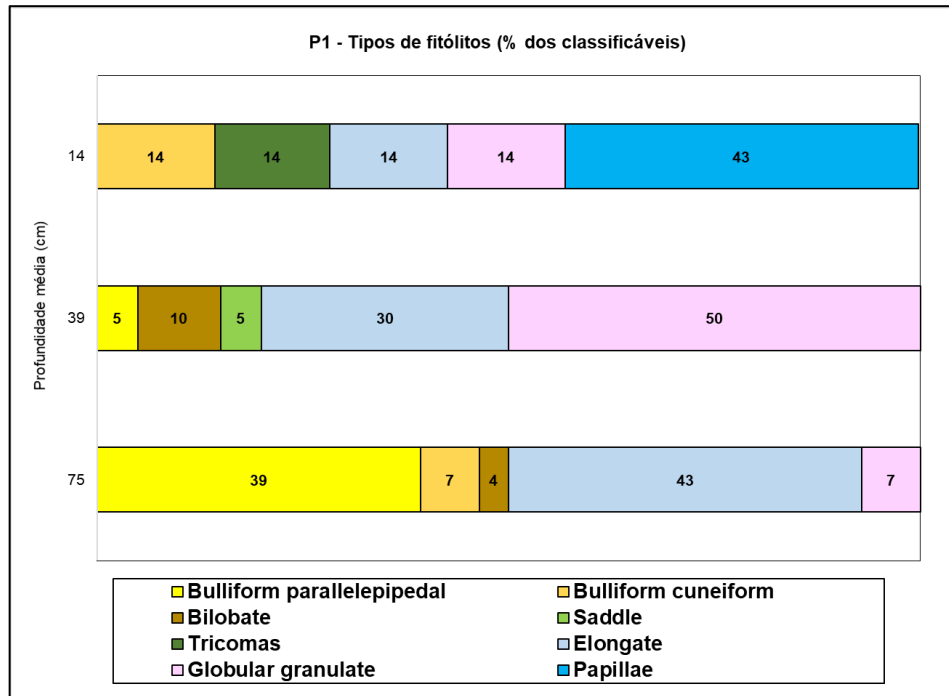


Figura 81 – Porcentagem dos tipos de fitólitos classificáveis do Perfil 1

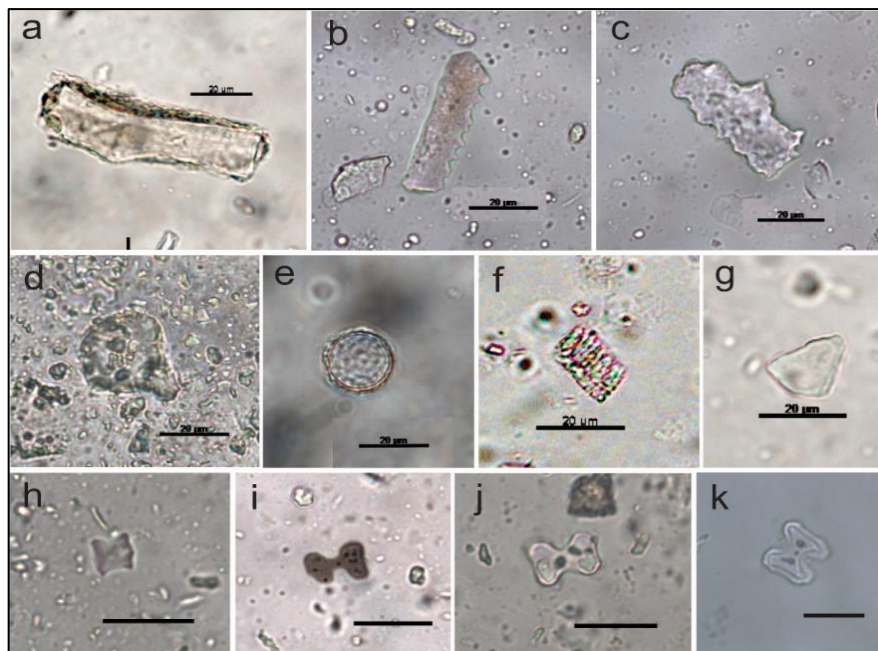


Figura 82 – Fitólitos observados no Perfil 1: a – *bulliform parallelepipedal*; b – *elongate echinate one side*; c – *elongate echinate both side*; d – *bulliform cuneiform*; e – *globular echinate*; f – *tracheid*; g – *acicular*; h – *saddle*; i, j, k – *bilobate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Ricardo, 2019.

Índices fitolíticos

Não foi possível calcular todos os índices fitolíticos para as amostras, já que muitas vezes as porcentagens de alguns tipos de fitólitos usados nos índices foram inferiores a 5%, valor necessário para que os mesmos sejam considerados estatisticamente significativos. Neste perfil foram calculados os índices de densidade arbórea (D/P) e de estresse hídrico (Bi%).

De maneira geral, o índice D/P apresenta valores sempre baixos, variando de 0,51 no horizonte A, com expressivo aumento para 2,5 no horizonte C1, caindo gradativamente para o menor valor do perfil (0,14) no horizonte C2 (Figura 83). Este D/P representa bem o tipo de vegetação aberta, mas com presença de árvores e arbustos encontrado na maior parte das áreas de Cerrado. Chueng (2012) calculou em amostras superficiais coletadas em solos na mesma região o valor de 0,15 para um Cerrado com vegetação de campo sujo.

Este aumento do D/P em C1 pode indicar um ambiente com clima relativamente mais úmido que o atual ou um ambiente com maior capacidade de retenção da umidade, explicado pelo acúmulo de matéria orgânica e granulometria argilosa neste horizonte.

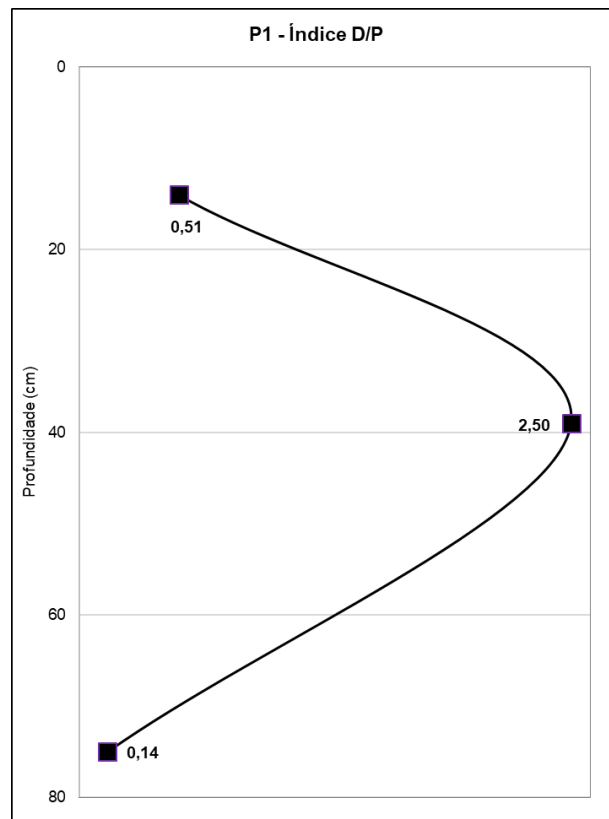


Figura 83 – Índice de densidade arbórea do Perfil 1

O índice Bi é medido a partir dos fitólitos do tipo *bulliform*. Buliformes são células epidérmicas de grandes dimensões, onde a perda de pressão de turgescência faz com que as folhas enrolem ou fechem durante períodos em que existe estresse hídrico.

O índice de estresse hídrico (Bi) (Figura 84) variou de médio (50,5%) a elevado (92,9%). Rocha (2014) calculou valores semelhantes (entre 40 e 92%) para a mesma região analisada. Pode-se interpretar que se trata de uma região com pouca disponibilidade de água e solo predominantemente arenoso e cascalhento, onde as plantas sofrem estresse hídrico e respondem com a produção de células buliformes. Outra explicação está no fato desse solo não ser propício à preservação dos fitólitos, conservando melhor apenas os mais resistentes, como sinalizado por Chueng (2012, 2016).

É possível observar no horizonte A um valor médio do índice Bi dentre as três amostras do perfil. Uma queda ocorre na amostra C1, aumentando em seguida na amostra mais profunda, indicando um ambiente mais seco em tempos passados, com sucessivo aumento da umidade (menos estresse) e novamente tende a ser mais seco recentemente, condizente com os resultados encontrados para densidade arbórea.

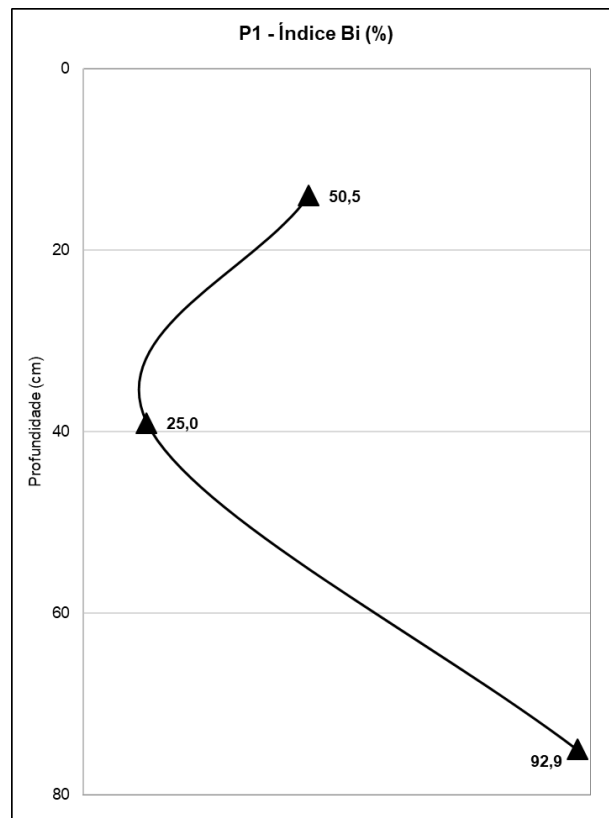


Figura 84 – Índice de estresse hídrico do Perfil 1

5.1.4 Espículas de esponjas

Foram encontradas um total de 4 espículas de esponjas em todo o perfil, uma megasclera inteira no horizonte A e 3 fragmentos de megasclera no horizonte C1 (Figura 85). A megasclera encontrada aparenta ser da espécie *Oncosclera navicella*, típica de ambiente fluvial. Não foi encontrada nenhuma espícula no horizonte C2.

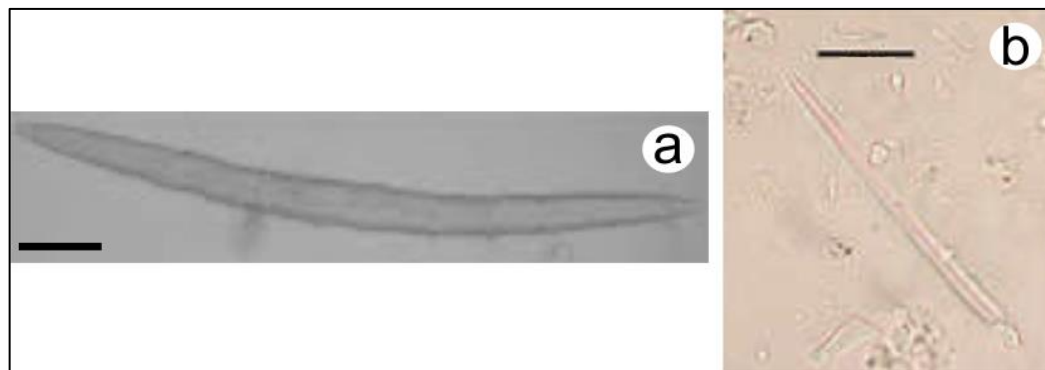


Figura 85 – Espículas de esponjas encontradas no Perfil 1: a – megasclera de *Oncosclera navicella*; b – fragmento de megasclera (espécie não identificada). Barra de escala: 20 μm . Autor: Dias, 2020.

5.2 Perfil 2

5.2.1 Análises Pedológicas

No Perfil 2, localizado às margens do Córrego Contagem, município de Gouveia, MG, próximo à rodovia BR-259, foram identificados os horizontes A (amostra A1 e amostra A2), E e Bh (Figura 86), classificado como Espodossolo. Os resultados das análises pedológicas (quantidade de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria e pH) estão representados na Tabela 6 e nas Figuras 87 a 91.

Este perfil é predominantemente arenoso, com significativa quantidade de silte e argila (textura franco na amostra A1 e franco arenosa no restante do perfil). As maiores proporções de silte e argila são na amostra A1 (276 g/kg e 202 g/kg, respectivamente), mais superficial. As frações mais finas do solo diminuem com a profundidade, mas tendem a aumentar novamente no horizonte Bh (264 g/kg de silte e 125 g/kg de argila), contudo não alcançam os valores encontrados na superfície. A quantidade de areia grossa segue um padrão oposto, onde a amostra A1 possui a menor concentração de areia grossa do perfil, aumentando com a profundidade e voltando a diminuir no horizonte Bh (271 g/kg). Já a areia fina apresenta constante aumento com a profundidade, sendo encontrada em maior quantidade na base do perfil (356 g/kg). Como o horizonte E é um horizonte eluvial, o esperado é que este seja um perfil mais arenoso e as frações mais finas passem por ele e se acumulem no horizonte B, logo abaixo. Com relação à granulometria, a amostra A2 possui maior semelhança com o horizonte E do que com a camada mais superficial do perfil, representada pela amostra A1.

A acidez do solo permanece muito forte na maior parte do perfil, diminuindo apenas no horizonte E (provavelmente por conta de suas características de horizonte eluvial). A1 também é um horizonte que possui a cor mais escura (10 YR 3/1), evidenciando a ocorrência de translocação de materiais e partículas entre os horizontes. A grande quantidade de raízes de gramíneas presente na amostra A1 (raízes do tipo cabeleira, que se espalham horizontalmente, formando um emaranhado) também é um fator que, provavelmente, colabora para retenção de partículas mais finas na superfície.

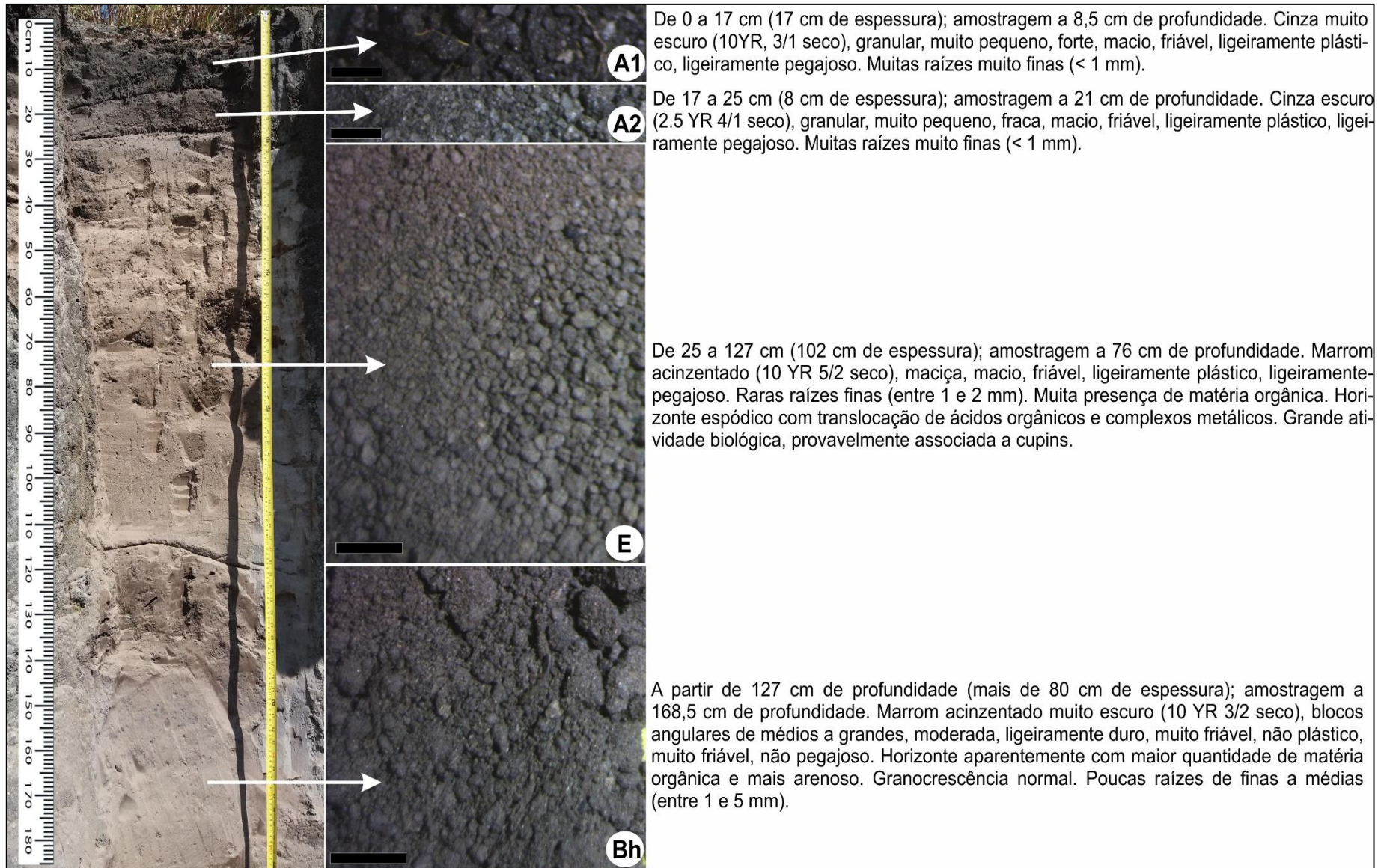


Figura 86 – Descrição do Perfil 2. Barra de escala: 10 mm. Autor: Dias, 2017.

Tabela 6 – Análises pedológicas do Perfil 2

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa 2 – 0,2 (mm)	Areia Fina 0,2 – 0,05 (mm)	Silte 0,05 – 0,002 (mm)	Argila <0,002 (mm)		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
P2A1	270	225	276	202	Franco	0,024	0,246	0,489	5,029	20,486	2,25	2,95	2,89	2,70	Acidez muito forte
P2A2	331	336	182	120	Franco arenoso	0,012	0,126	0,201	2,156	17,083	4,86	4,32	4,25	4,48	Acidez muito forte
P2E	345	349	197	106	Franco arenoso	0,006	0,060	0,095	1,026	17,196	4,63	4,32	4,66	4,54	Acidez forte
P2Bh	271	356	264	125	Franco arenoso	0,007	0,072	0,161	1,766	24,564	3,00	4,14	4,69	3,94	Acidez muito forte

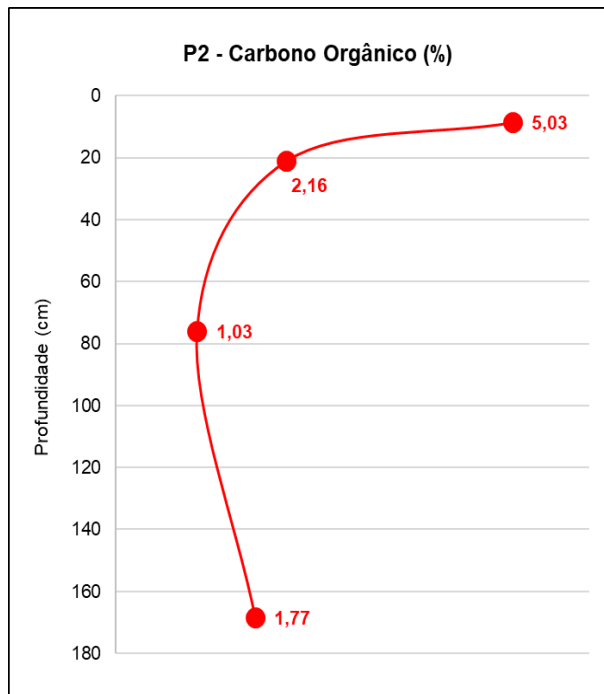


Figura 87 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 2

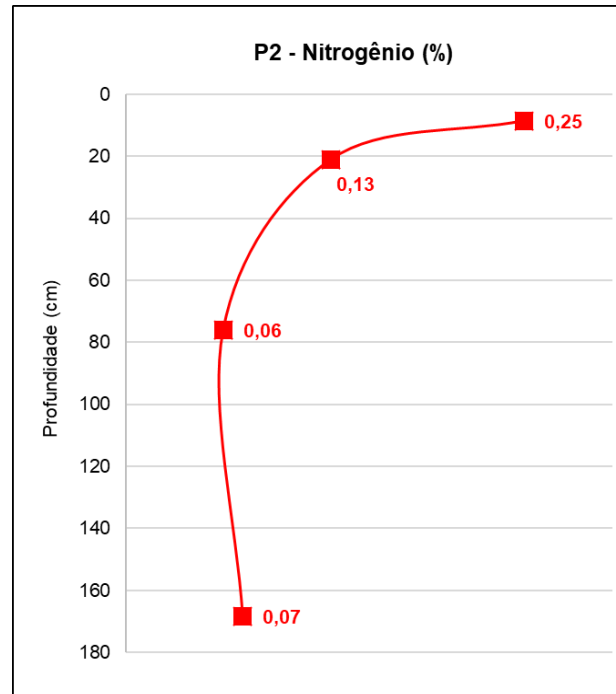


Figura 88 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 2

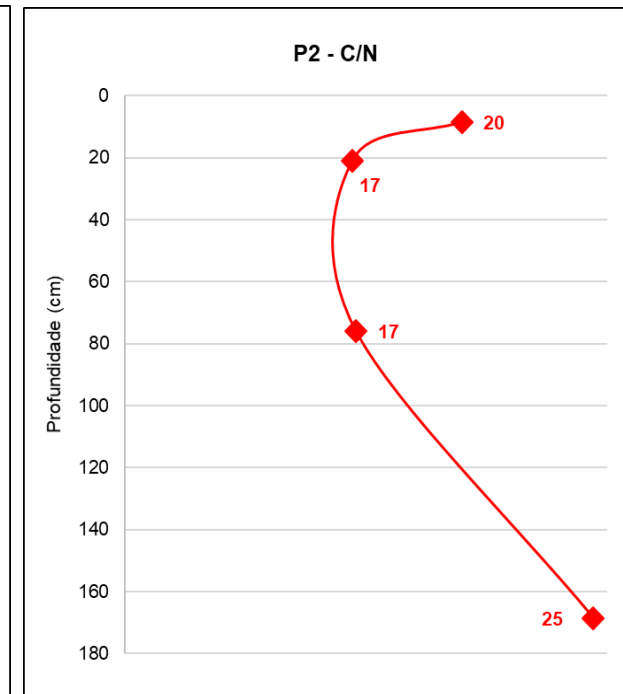


Figura 89 – Razão C/N do Perfil 2

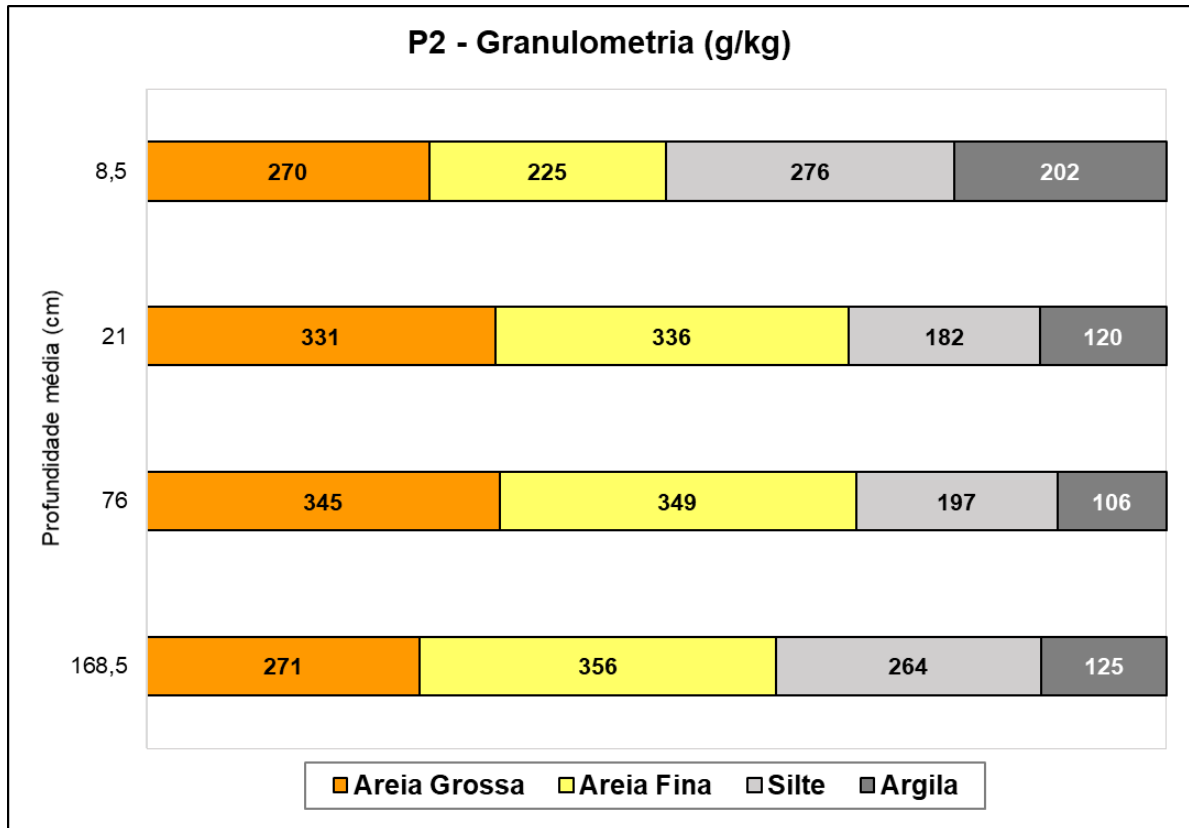


Figura 90 – Granulometria do Perfil 2

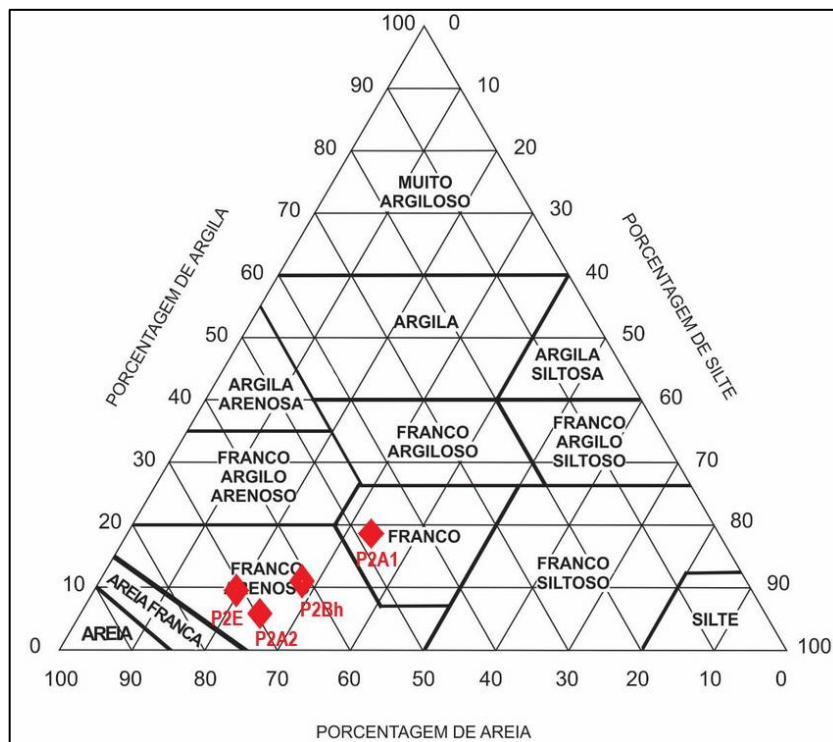


Figura 91 – Textura do Perfil 2

O teor em carbono varia de 5,03% no horizonte superficial e decresce com a profundidade até 1,03% no horizonte E, aumentando para 1,77% no horizonte Bh, de maior profundidade.

A tendência do teor em Nitrogênio (%N) é diminuir com a profundidade, acompanhando os teores de carbono, o que se observa em todo o perfil, variando de 0,25% no horizonte A até 0,06% no horizonte E, e também subindo levemente para 0,07 no horizonte Bh.

As razões C/N das amostras ficam entre 24,56 e 17,08 (boa decomposição, nem tão rápida). Como observado nas análises anteriores, a razão C/N cai com a profundidade até o horizonte E, de aproximadamente 24 para 17. Na amostra mais profunda do perfil há um aumento da razão C/N para 25, sendo essa a maior do perfil, mostrando uma diminuição da velocidade de decomposição do carbono.

5.2.2 Fitólitos de Plantas

Cobertura vegetal de mata ciliar com brejo no entorno. Cerrado *strictu sensu* com candeia e barbatimão. Na beira do rio há muitas Cyperaceae.

- Lycopodiaceae, *Palhinhaea cernua*

Presença de fitólitos dos tipos *elongate psilate* (livres e articulados), tricomas dos tipos *lanciolate* e *acicular*, traqueídeos silicificados e *globular psilate*. Produção média.

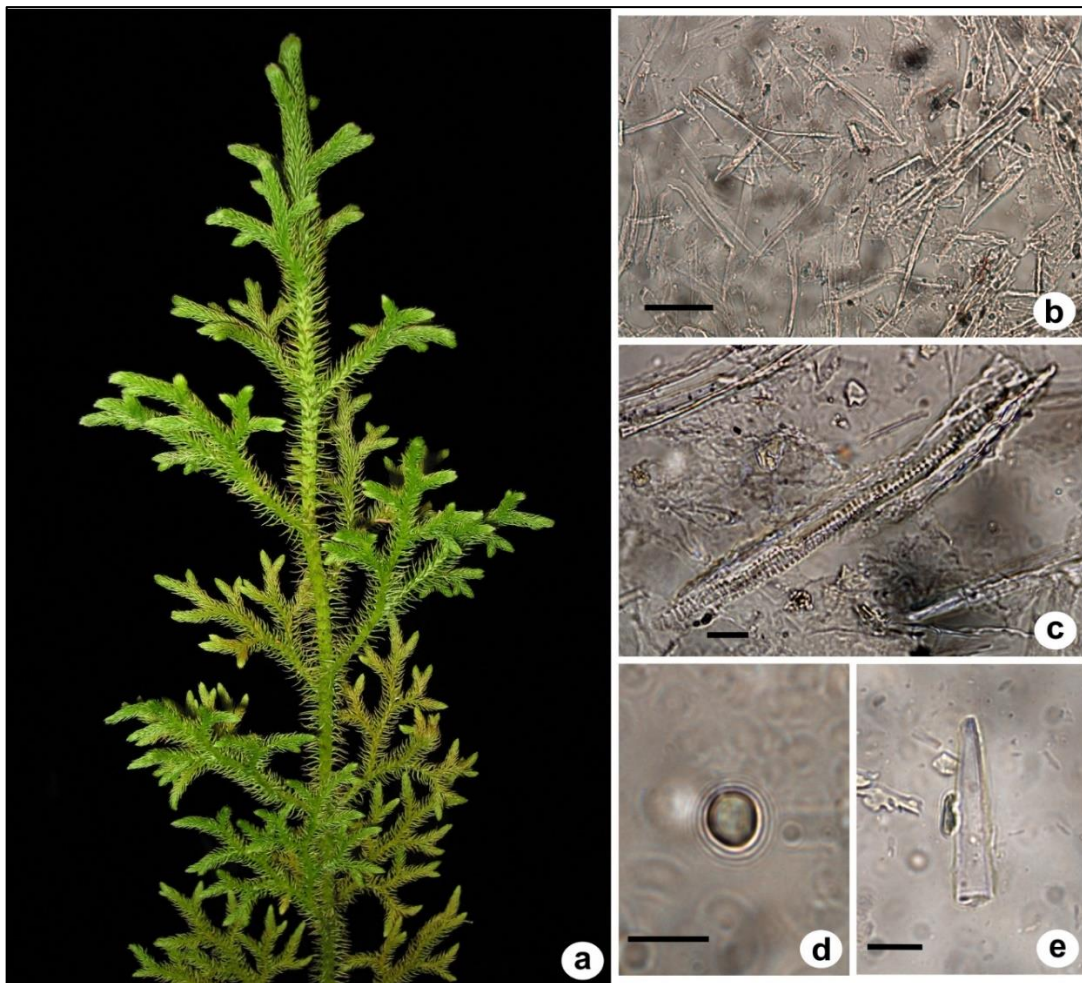


Figura 92 – Fitólitos observados em *Palhinhaea cernua*: a – espécie coletada; b – *elongates psilate* (barra de escala: 100 μ m); c – traqueídeo; d – *globular psilate*; e – *acicular*. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Asteraceae, *Ageratum fastigiatum*

Presença de fitólitos do tipo *globular granulate* e poliédricos articulados. Pouca produção de fitólitos. Piperno (1988) encontrou produção geralmente alta nesta família.

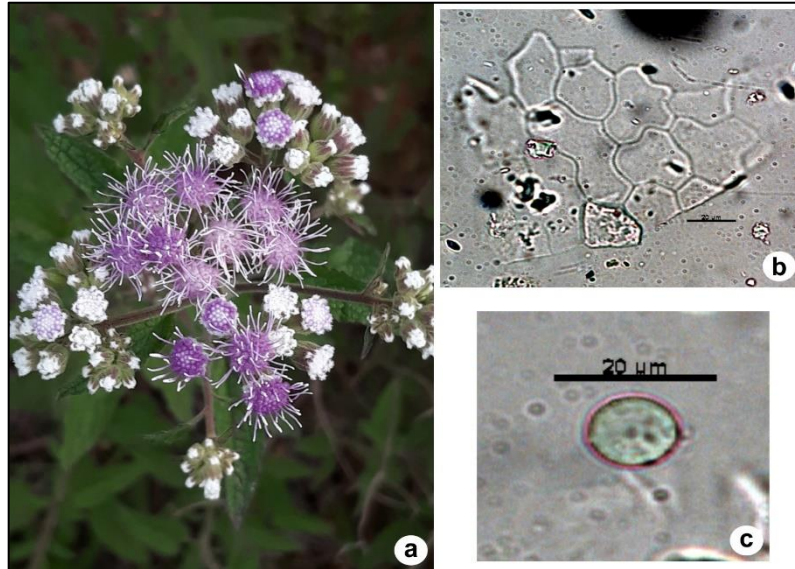


Figura 93 – Fitólitos observados em *Ageratum fastigiatum*: a – espécie coletada; b – *puzzle*; c – *globular granulate*. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

- Melastomataceae, *Tibouchina sp.1*

Presença de muitos esclereídeos silicificados (células do esclerênquima), fitólitos dos tipos *elongate psilate*, *bilobate* e pedaços de tricomas do tipo *lanciolate*. Produção alta. Piperno (1998) classifica esta família como de produção rara.

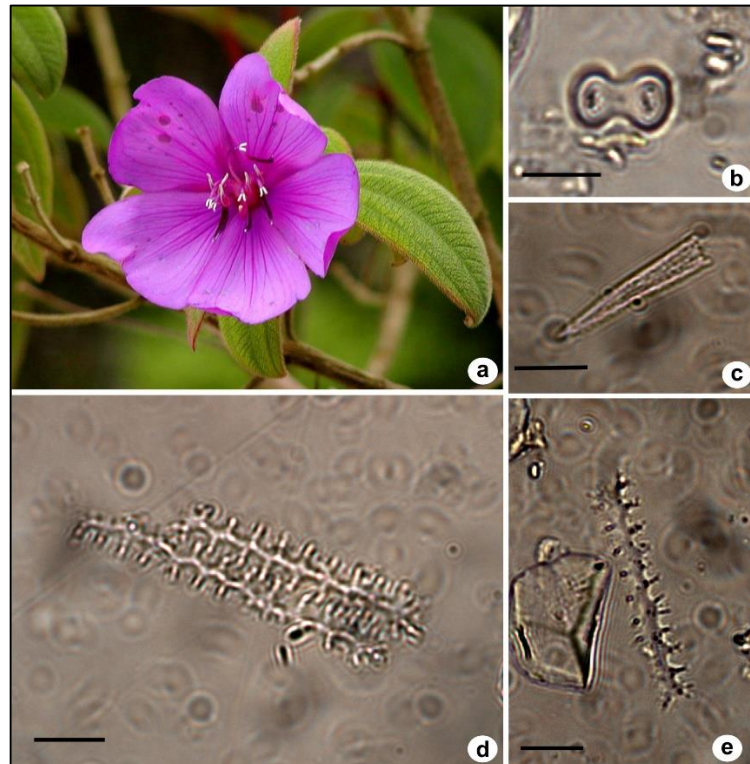


Figura 94 – Fitólitos observados em *Tibouchina sp.*: a – espécie coletada; b – *bilobate*; c – fragmento de *lanciolate* (tricoma); d, e – esclereídeos silicificados. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

- Fabaceae, *Chamaecrista rotundata*

Produção rara de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*. Ricardo (2018) encontrou, para este gênero, produção muito alta com predominância de traqueídeos, alguns poliédricos, estômatos e raros *globular granulate*.

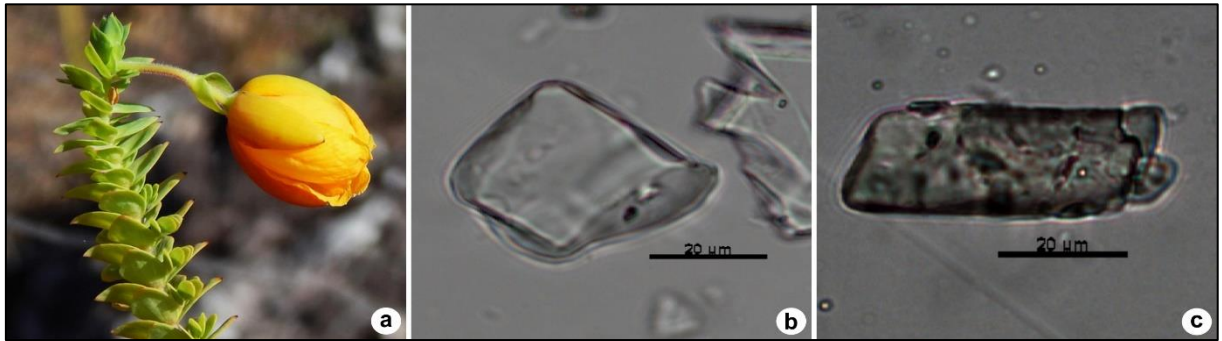


Figura 95 – Fitólitos observados em *Chamaecrista rotundata*: a – espécie coletada; b, c – *bulliform parallelepipedal*. Barra de escala: 20µm.
Autor: Dias, 2020.

- Poaceae, 2 espécies não identificadas e *Aristida sp.*

Presença de fitólitos dos tipos *elongate psilate*, *elongate echinate* (livres e articulados), *bulliform parallelepipedal*, *bilobate* e *cross* (livres e alguns articulados ou bem próximos). Estômatos silicificados e tricomas do tipo *acicular*. Produção muito alta.

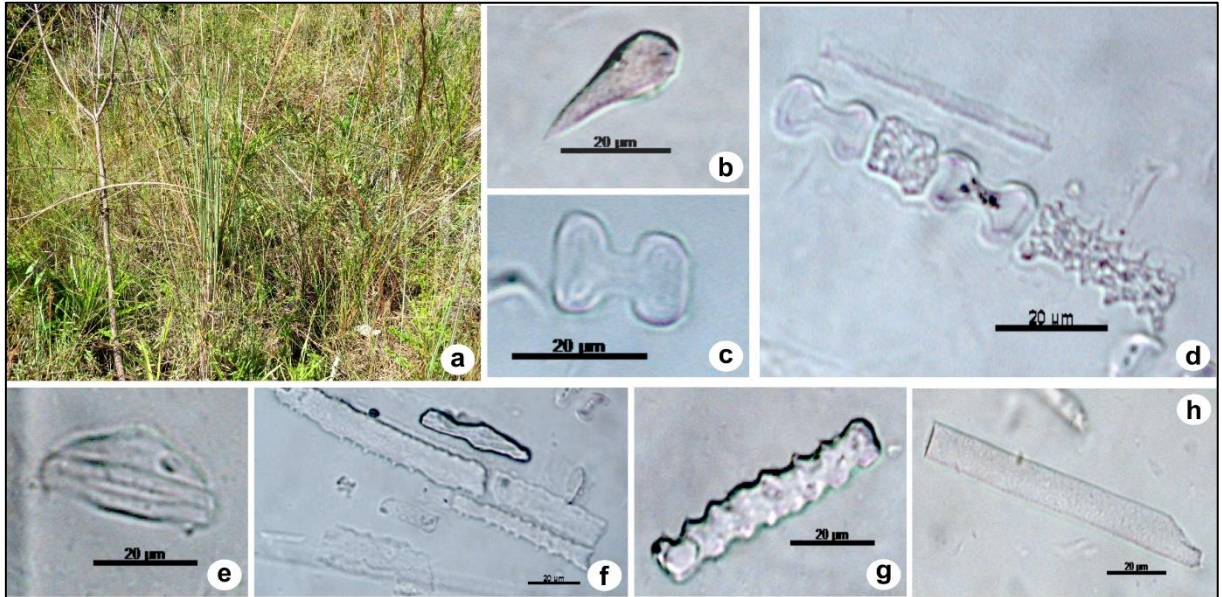


Figura 96 – Fitólitos observados nesta Poaceae: a – espécie coletada; b – *acicular*; c – *bilobate*; d, f – *bilobates e elongates articulados*; e – estômato; g – *elongate echinate both side*; h – *elongate psilate*. Barra de escala: 20µm.
Autor: Dias, 2020.

Predominância de fitólitos do tipo *bilobate*, com raros *elongate psilate* e *bulliform parallelepipedal*. Produção alta.

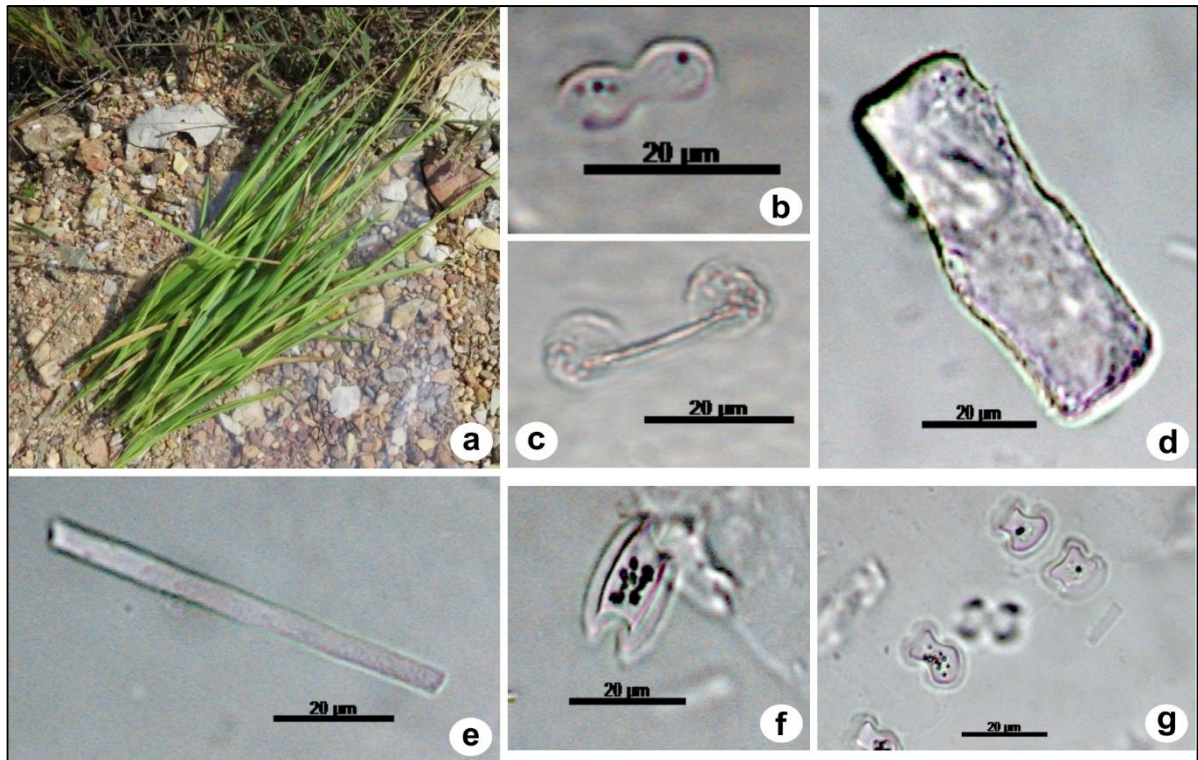


Figura 97 – Fitólitos observados nesta Poaceae: a – espécie coletada; b, c, f, g – *bilobates*; d – *bulliform parallelepipedal*; e – *elongate psilate*. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

Presença de fitólitos dos tipos *elongate echinate both side*, *elongate echinate one side*, *elongate psilate*, *bilobate* e *polylobate*. Produção muito alta.

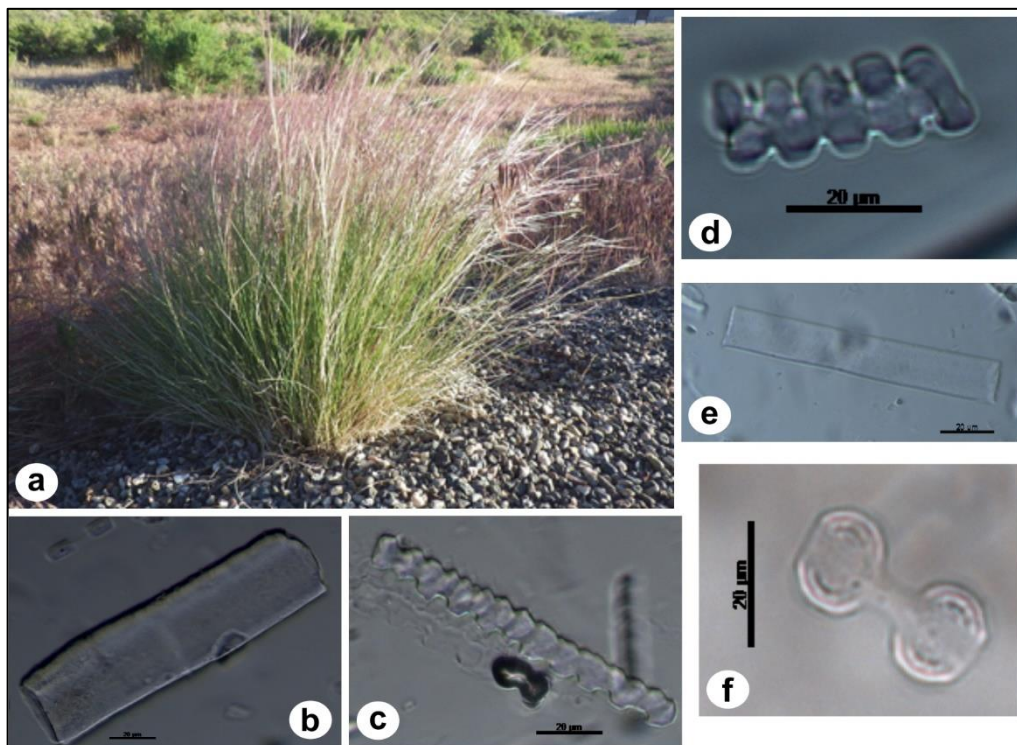


Figura 98 – Fitólitos observados em *Aristida sp.*: a – espécie coletada; b, e – *elongate psilate*; c – *elongate echinate both side*; d – *polylobate*; f – *bilobate*. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

- Onagraceae, espécie *Ludwigia sp.*

Presença predominante de fitólitos do tipo *puzzle* que fazem um complexo bem grande, articulados com os globulares, hexágonos em sua maioria. Produção média.



Figura 99 – Fitólitos observados em *Ludwigia sp.*: a – espécie coletada; b, c – *puzzle*. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

5.2.3 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos não segue o padrão normal de distribuição, de diminuição com a profundidade. O maior estoque foi encontrado no horizonte E (384 fitólitos), mesmo tratando-se de um horizonte eluvial e tendo a granulometria mais arenosa. A base do perfil (Bh) apresenta menor quantidade de fitólitos que no topo (279 fitólitos), porém mais do que no horizonte A2 (Figura 100).

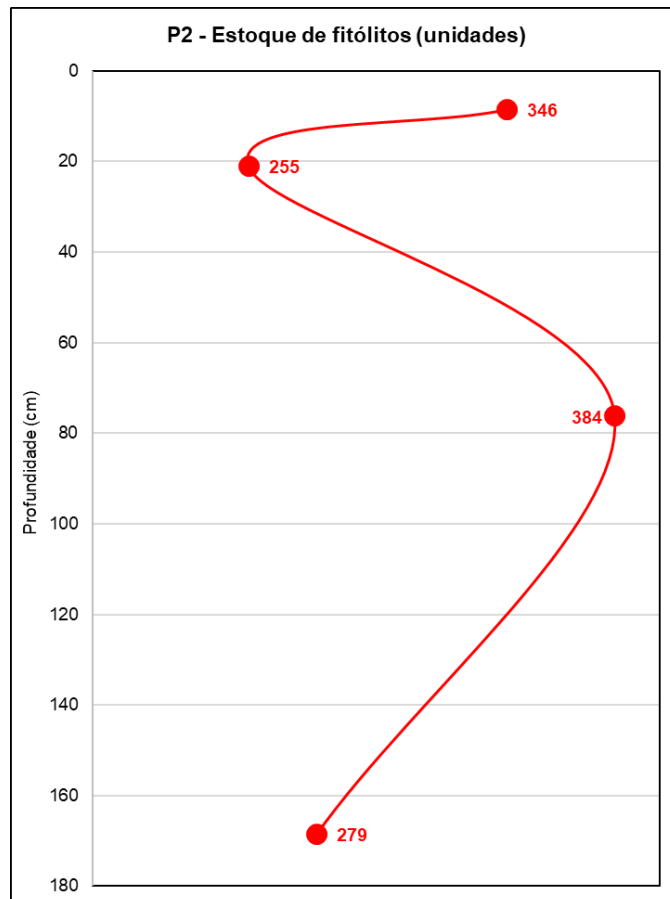


Figura 100 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 2

Classificação dos fitólitos

Foi possível caracterizar assembleias fitolíticas em todo o perfil, ou seja, foi observado um mínimo de 200 fitólitos classificáveis para cada amostra. Estes apresentam-se em quantidade maior que os fitólitos não classificáveis em todas as lâminas observadas (Figura 101). Entre as partículas contadas, no horizonte A, de 88 a 94% dos fitólitos eram classificáveis. Esse número passa para 90% no horizonte E e cai para 79% no horizonte Bh.

Era esperado que houvesse maior quantidade de fitólitos classificáveis no horizonte A, pois a tendência normal é que estes tenham sido mais recentemente depositados no solo do que aqueles encontrados nos horizontes subjacentes (portanto sofreram menos com processos de intemperismo, erosão e percolação, o que acaba quebrando os fitólitos ao longo do tempo), porém A2 é o mais preservado.

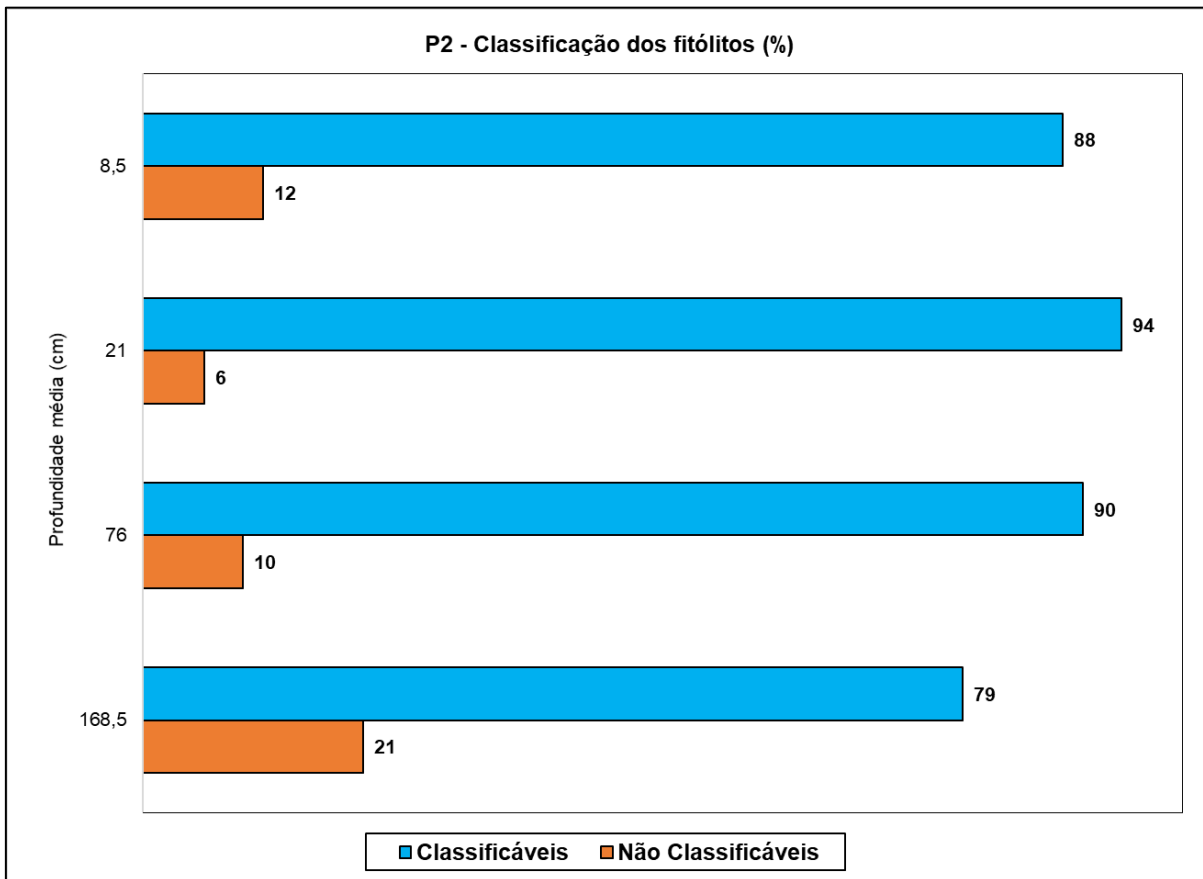


Figura 101 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 2

Tipos de fitólitos

Entre os fitólitos classificáveis, o Perfil 2 apresenta grande quantidade dos tipos *bulliform parallelepipedal* (de 34% a 14%) e *bulliform cuneiform* (de 12% a 5%) (Figuras 102 e 103). Além destes, também foram encontrados fitólitos do tipo *elongate* (32% a 10%), *globular granulate* (19% a 6%), e *bilobate* (32% a 0,5%).

O tipo *globular psilate* (1% a 7%) e *globular echinate* (36% a 0%) aparecem em menor quantidade, mas são números estatisticamente significativos. Os demais tipos encontrados (*saddle*, *cross*, *traqueídeo* e *rondel*) foram pouco representativos.

Observa-se que os tipos de fitólitos característicos de plantas lenhosas (*globular granulate* e *globular psilate*) foram encontrados em maior quantidade no horizonte A2 (19% e 7%, respectivamente), o que pode indicar uma mudança da vegetação com aumento da cobertura arbórea neste período. Também foi encontrada a maior quantidade de fitólitos do tipo *globular echinate* nesta amostra (36%), típicos de palmeiras.

O horizonte A1 apresenta a maior variação dos tipos de fitólitos do perfil, e corresponde à cobertura vegetal observada atualmente no local (mistura de gramíneas e lenhosas). Apesar de se encontrar uma quantidade significativa de Cyperaceae na área, não foram encontrados fitólitos característicos desta família (*papillae*) no solo.

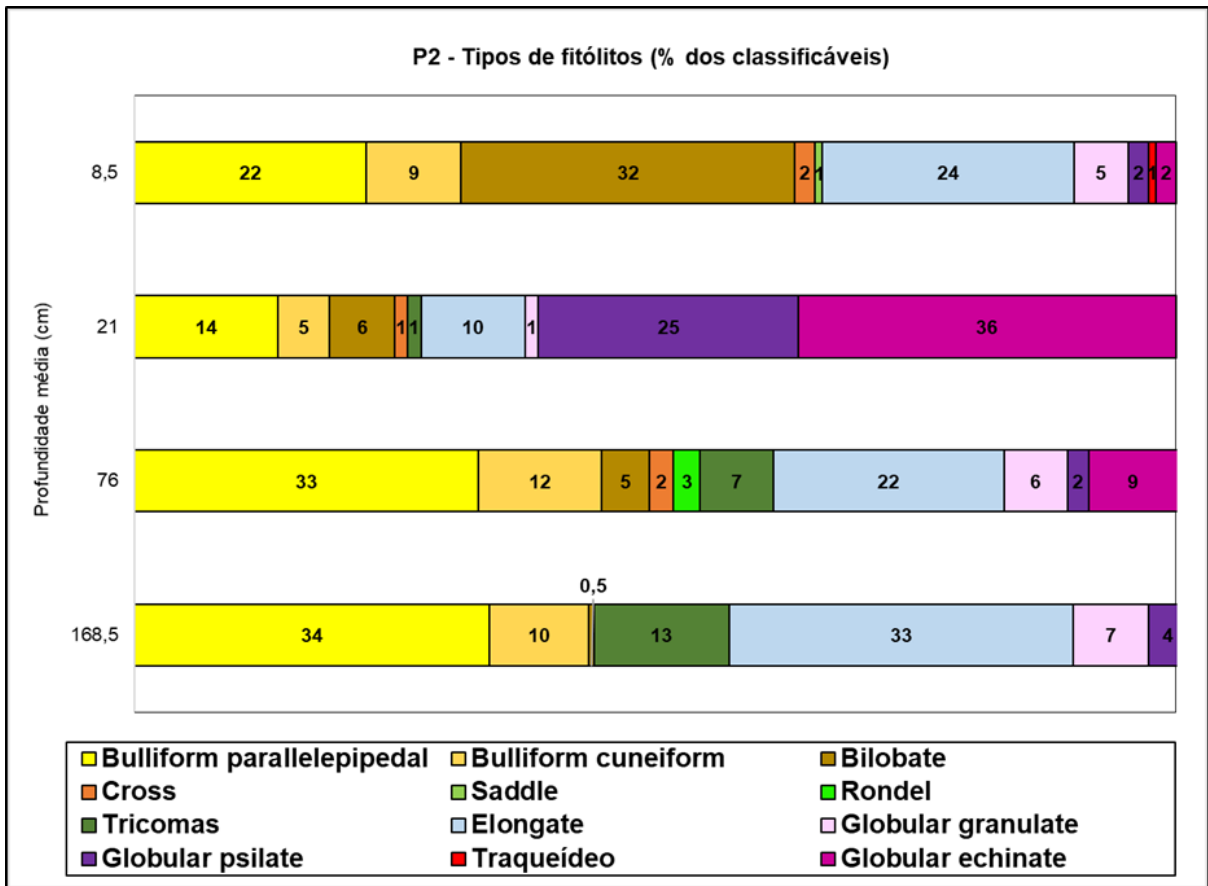


Figura 102 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 2

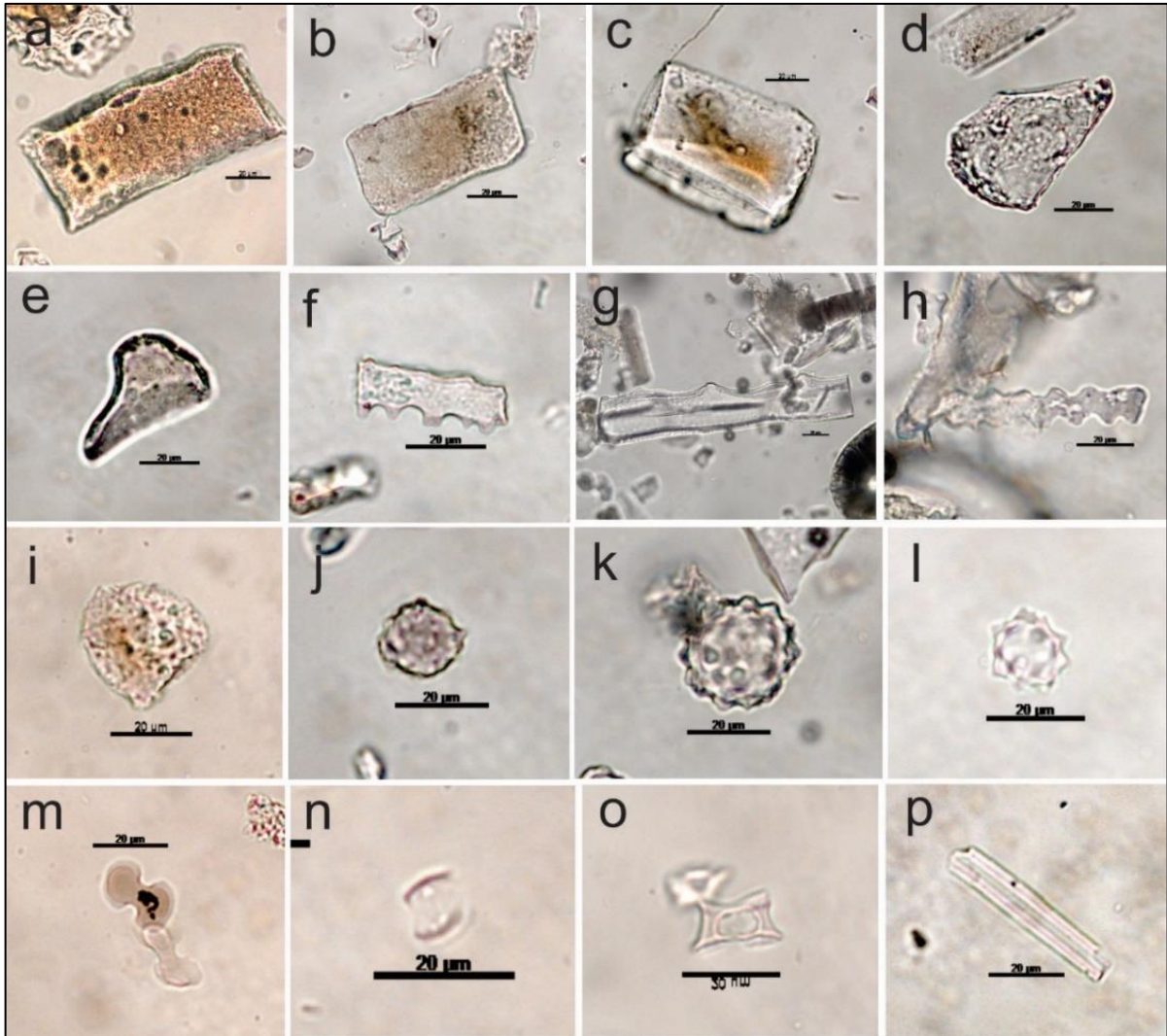


Figura 103 – Fitólitos observados no Perfil 2: a, b, c – *bulliform paralelepipedal*; d, e – *bulliform cuneiform*; f, g – *elongate echinate one side*; h – *elongate echinate both side*; i, j – *globular granulate*; k, l – *globular echinate*; m – *bilobate*; n, o – *saddle*; p – fragmento de espícula de esponja (megasclera). Barra de escala: 20 µm. Autor: Ricardo, 2019.

Índices fitolíticos

Foram calculados os índices de densidade arbórea (D/P), estresse hídrico (Bi%) e cobertura de palmeiras (Pa/P). De maneira geral, o índice D/P do Perfil 2 foi baixo em todas as amostras analisadas, variando de 0,09 na amostra A1 a 0,69 na amostra A2 (Figura 104), representando bem o tipo de vegetação aberta, mas com presença de algumas árvores e arbustos.

Houve um aumento significativo do D/P na amostra do horizonte A2 e este índice se manteve semelhante ao da superfície nos horizontes E e Bh, o que indica um ambiente com clima relativamente estável, semelhante ao atual, provavelmente sendo A2 um momento em que o ambiente apresentava maior capacidade de retenção da umidade.

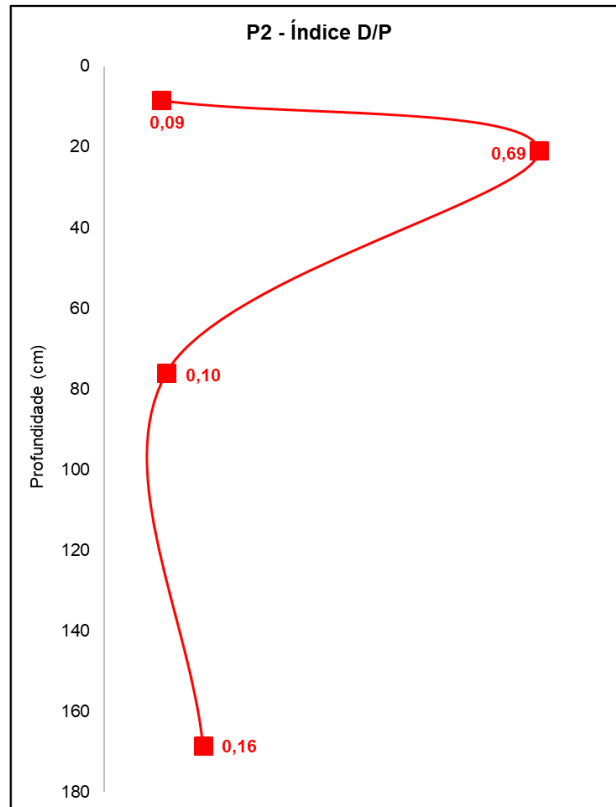


Figura 104 – Índice de densidade arbórea do Perfil 2

O índice de estresse hídrico (Bi) variou de moderado (47,5%) a elevado (76,4%) (Figura 105). Pode-se interpretar que, por ser uma região com pouca disponibilidade de água em alguns períodos, seja pelo clima, pelo tipo de solo ou, principalmente, pela dinâmica fluvial, as plantas do Cerrado desenvolveram mais células buliformes, que as auxiliam a suportar estas condições, murchando e caindo suas folhas nos momentos de seca e voltando a brotar nos períodos mais úmidos.

É possível observar no horizonte A o valor mais baixo do índice Bi dentre os outros horizontes, ocorrendo aumento gradativo com a profundidade, indicando um ambiente de maior estresse hídrico em tempos passados. Levando em consideração a dinâmica fluvial nesta área e a posição atual do rio bem próximo ao perfil, o aumento do índice Bi também poderia ser explicado por um afastamento do rio do local do perfil.

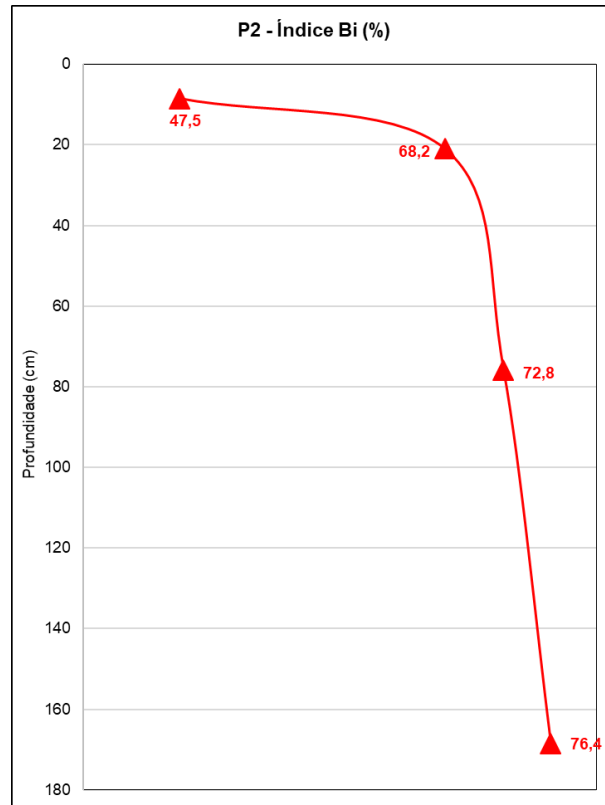


Figura 105 – Índice de estresse hídrico do Perfil 2

O índice Pa/P teve uma variação de 0 (horizonte Bh) a 1,32 (amostra P2A2) (Figura 106). Além de apresentar a maior densidade arbórea de todo o perfil, o horizonte A2 também apresenta a maior presença de palmeiras.

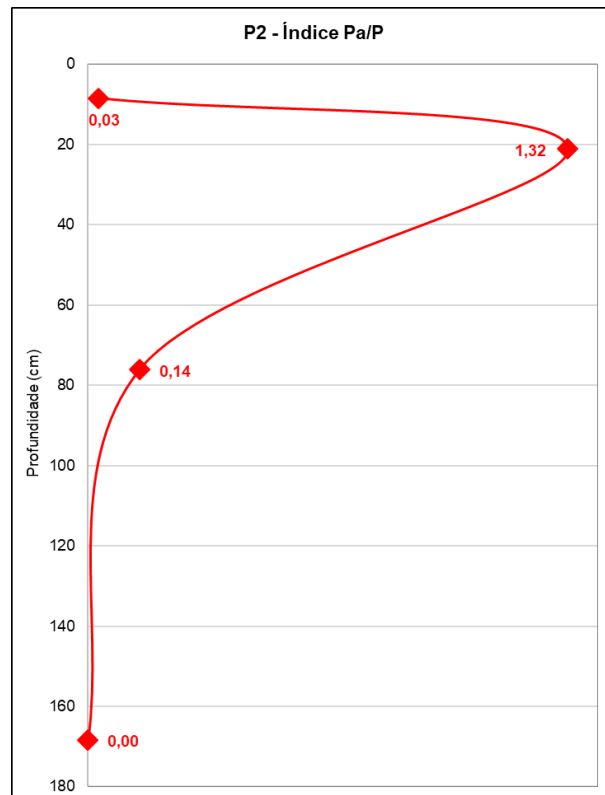


Figura 106 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 2

5.2.4 Datações por ^{14}C -AMS

A Tabela 7 apresenta as duas datações por ^{14}C -AMS realizadas no Perfil 2: a 25 cm de profundidade (na transição do horizonte A2 com o horizonte E), com idades entre 1710 e 1580 anos cal AP (Holoceno Superior), e a 210 cm de profundidade (no horizonte B), com idades entre 17360 e 16510 anos cal AP (Pleistoceno Superior). As Figuras 112 e 113 mostram as calibrações das idades ^{14}C utilizando a curva SHCal e o software Oxcal.

Tabela 7 – Datações do Perfil 2

Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (AP)	Erro Padrão	Idade Máxima (calAP - 2sigma)	Idade Mínima (calAP - 2sigma)
P2A2/P2E	25	1770	20	1710	1580
P2B	210	14000	120	17360	16510

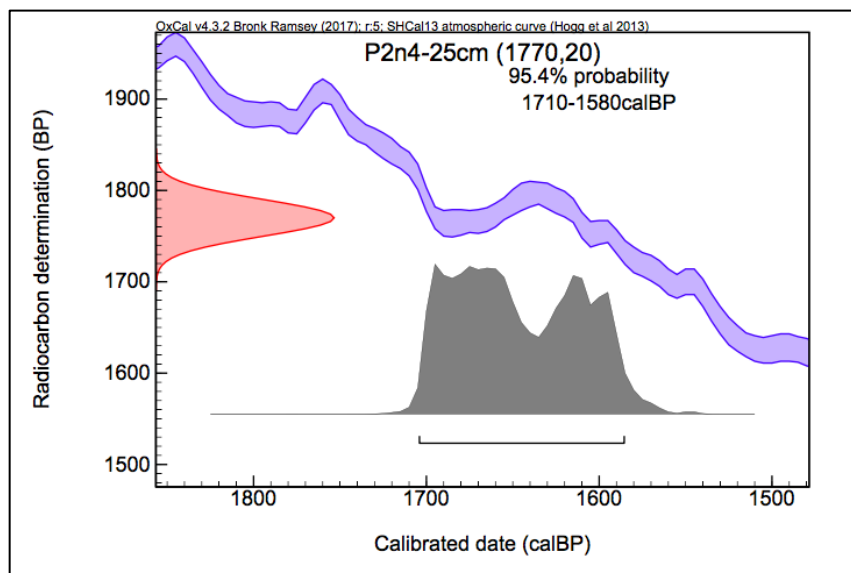


Figura 107 – Calibração das idades da amostra na transição entre os horizontes A2 e E

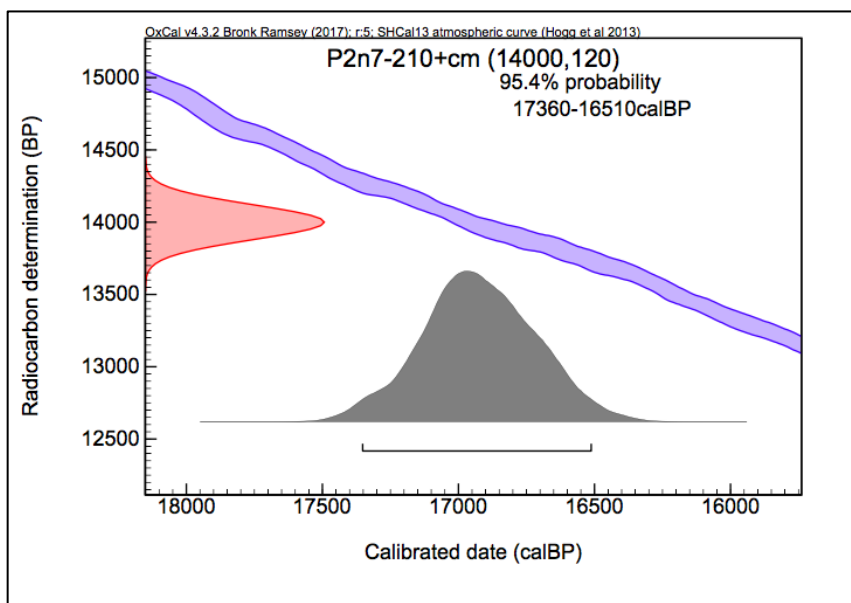


Figura 108 – Calibração das idades da amostra do Horizonte B a 210 cm de profundidade

5.2.5 Espículas de esponja

Foram encontradas um total de 8 espículas de esponjas em todo o perfil, somente no horizonte A, sendo 2 na amostra A1 (uma megasclera inteira e um fragmento de megasclera) e 6 fragmentos de megasclera na amostra A2 (Figura 109). Não foi possível identificar as espécies encontradas. Não foi encontrada nenhuma espícula nos horizontes E e Bh.

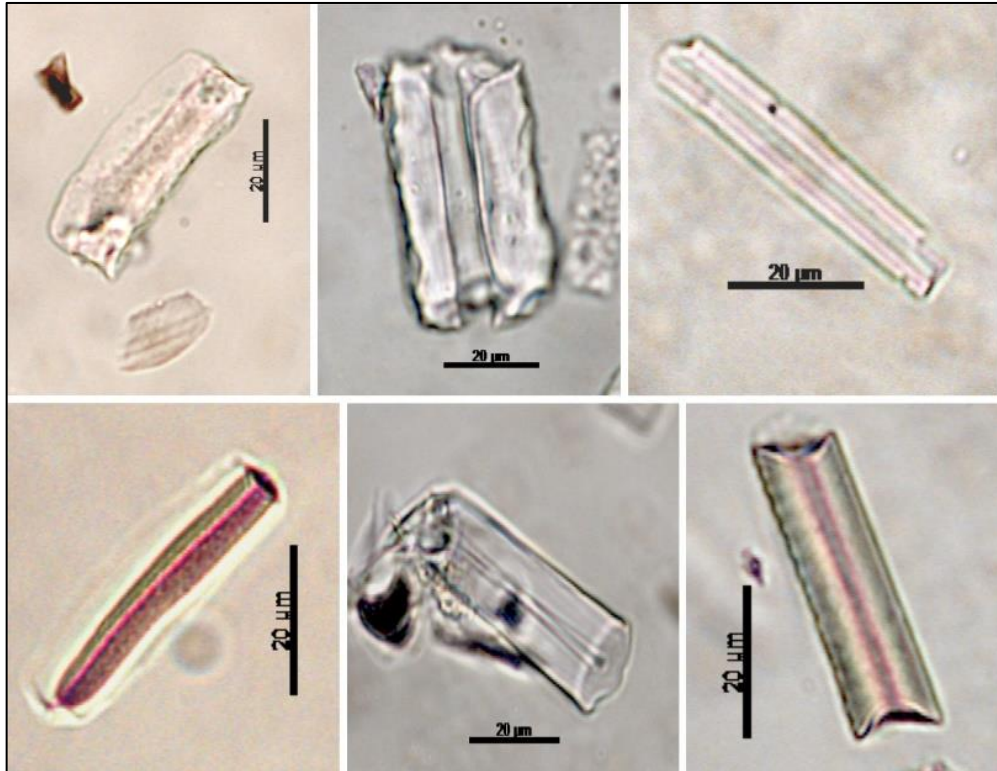


Figura 109 – Fragmentos de espículas encontradas no Perfil 2. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

5.3 Perfil 3

5.3.1 Análises Pedológicas

No Perfil 3, localizado na bacia do rio Sepultura, à margem direita de seu médio curso, foram identificados o horizonte A (amostras A1, A2, A3 e A4) (Figura 110), classificado como Neossolo Flúvico. Os resultados das análises pedológicas (teor de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria, textura e pH) estão representados na Tabela 8 e nas Figuras 111 a 115.

Este perfil é predominantemente franco, com significativa quantidade de areia fina e silte. A concentração de areia grossa apresenta valores sempre baixos em todo o perfil, com a tendência de aumentar com a profundidade (aproximadamente o dobro de areia grossa no horizonte A4 com relação ao horizonte A1). A concentração de areia fina aumenta com a profundidade até A3 e diminui em A4, ao contrário da concentração de argila que diminui até A3 e aumenta em A4; por isso A3 é classificado como franco arenoso enquanto A4 é franco argiloso. A concentração de silte diminui constantemente ao longo de todo o perfil.

Apresenta acidez forte do solo em todo o perfil, variando pouco de uma amostra para outra (pH de 4,5 a 4,9).

O teor em Carbono no horizonte A1, mais superficial, é de 2,96% e aumenta com a profundidade até 3,50% em A2, o que não segue a tendência normal de distribuição do carbono no solo. Porém, a partir deste ponto para a diminuir com a profundidade em A3, chegando a 1,83%. Contudo, no horizonte A4, que é o mais profundo, ele torna a aumentar, atingindo o valor de 4,52 (o maior do perfil). É provável que a matéria orgânica tenha ficado retida no horizonte mais profundo devido a sua granulometria.

A tendência do teor em Nitrogênio (N) é acompanhar os teores de carbono, o que se observa em todo o perfil, variando de 0,18% no horizonte A1 até 0,20% no horizonte A2, diminuindo para 0,09% em A3 e, em seguida, aumentando para 0,19% em A4. Menores teores de Nitrogênio podem significar maior degradação (maior exposição à luz, oxigênio, maior atividade bacteriana), indicando que o horizonte A3 provavelmente era o mais superficial e foi posteriormente enterrado (GORDON & GONI, 2003).

As razões C/N das amostras ficam entre 16, 53 e 23,85 (boa decomposição, nem tão rápida), aumentando com a profundidade, chegando próximo de 30 (mínimo de decomposição do carbono orgânico) na amostra A4.

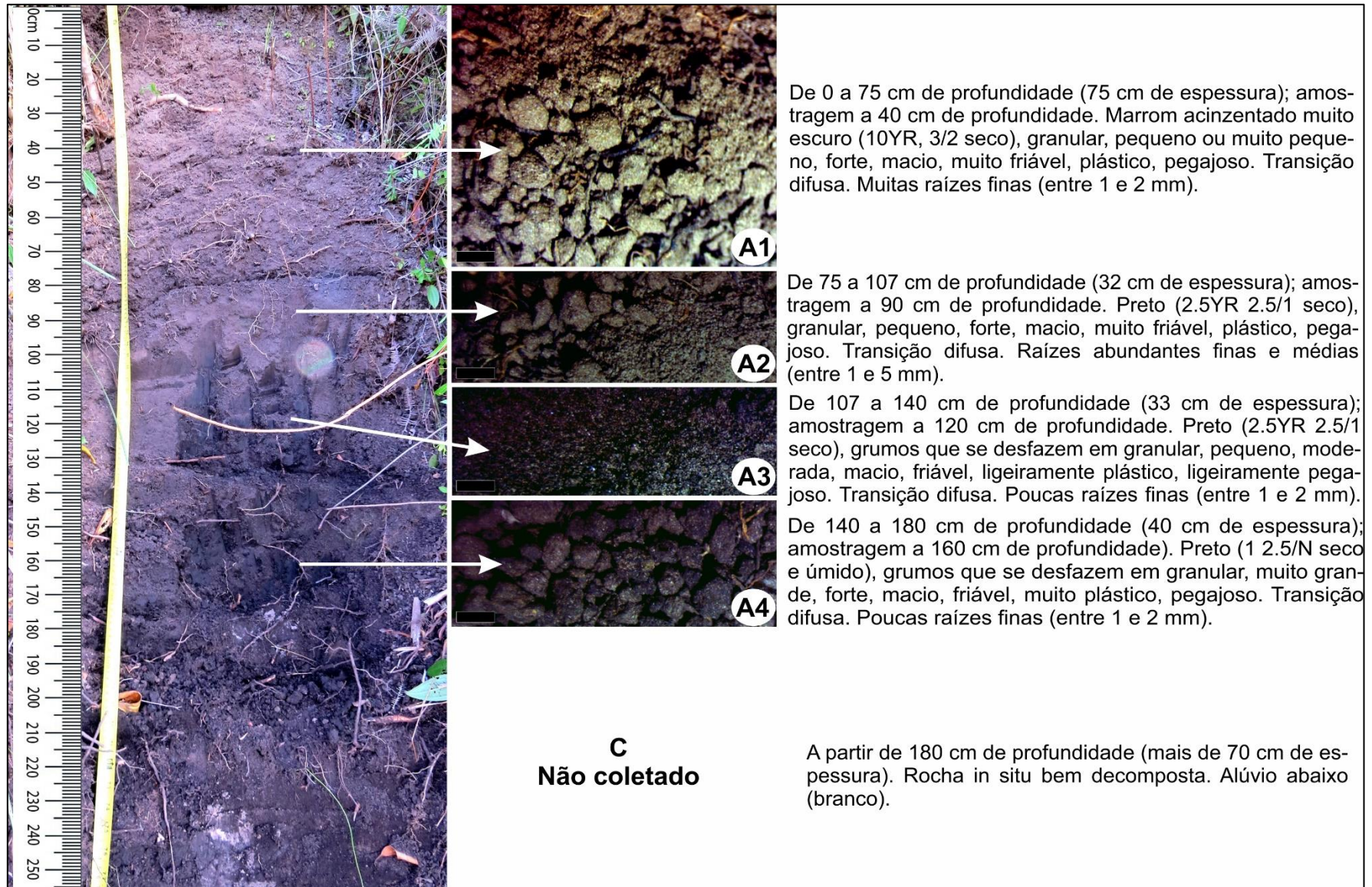


Figura 110 – Descrição do Perfil 3. Barra de escala: 10 mm. Autor: Dias, 2020.

Tabela 8 – Análises pedológicas do Perfil 3

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa 2 – 0,2 (mm)	Areia Fina 0,2 – 0,05 (mm)	Silte 0,05 – 0,002 (mm)	Argila <0,002 (mm)		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
P3A1	19	460	383	132	Franco	9,012	0,179	9,012	2,956	16,533	5,25	4,55	4,60	4,80	Acidez forte
P3A2	25	466	377	119	Franco	9,402	0,205	9,402	3,504	17,129	4,55	4,85	5,35	4,92	Acidez forte
P3A3	22	551	336	106	Franco arenoso	9,658	0,092	9,658	1,833	19,860	4,76	4,72	4,24	4,57	Acidez forte
P3A4	44	386	277	243	Franco argiloso	9,884	0,189	9,884	4,517	23,850	5,01	4,34	4,56	4,64	Acidez forte

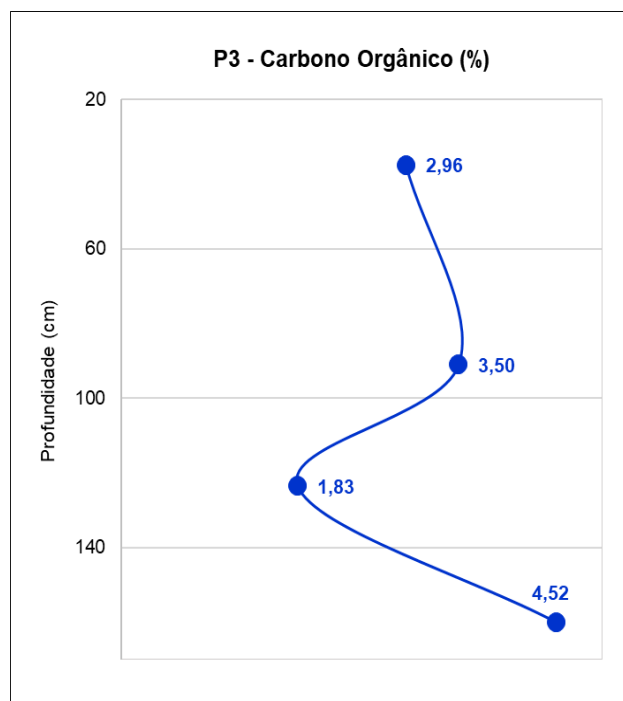


Figura 111 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 3

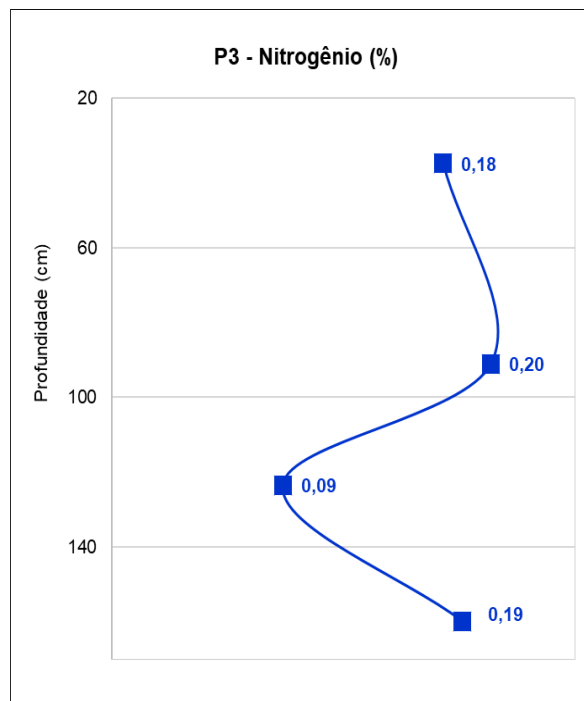


Figura 112 – Porcentagem de nitrogênio do Perfil 3

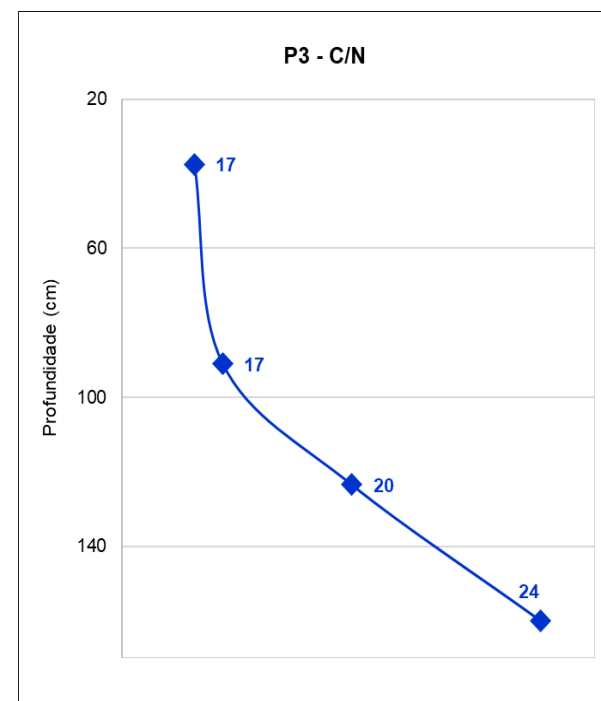


Figura 113 – Razão C/N do Perfil 3

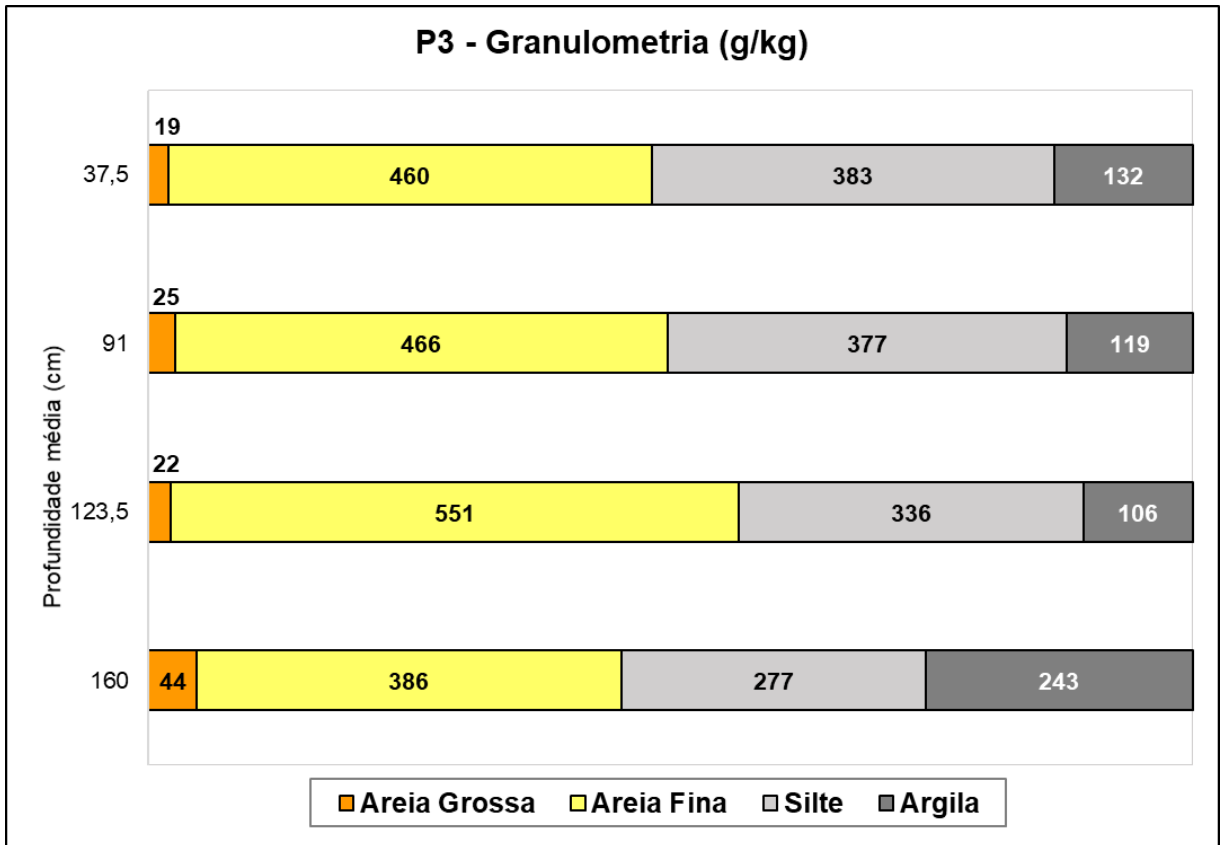


Figura 114 – Granulometria do Perfil 3

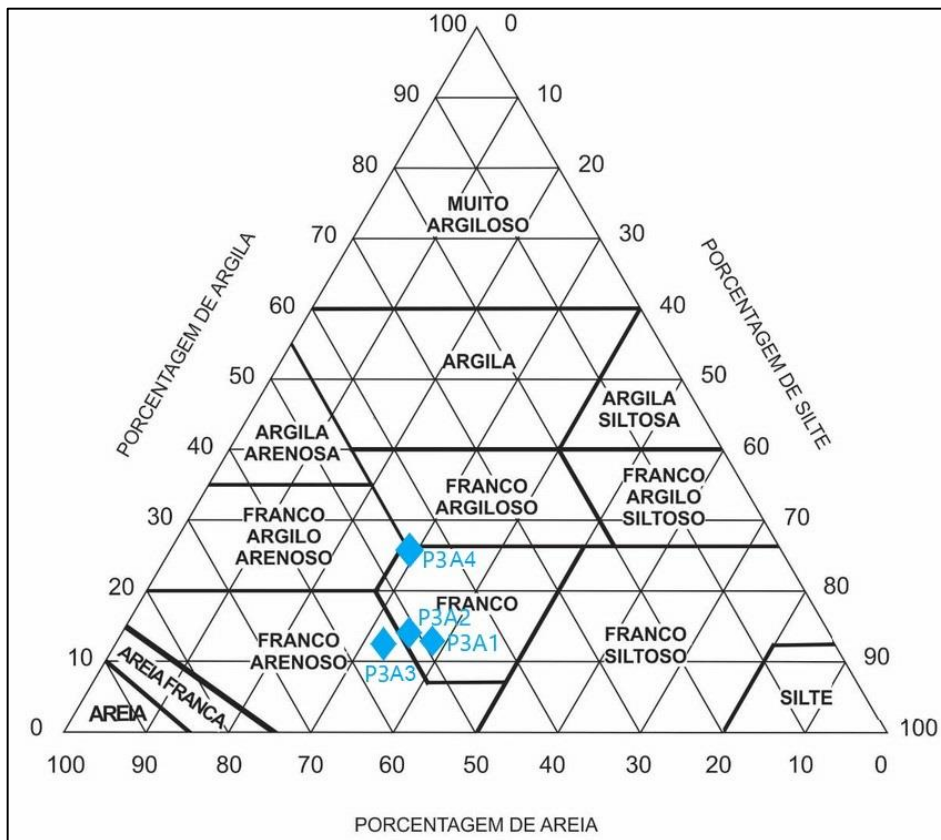


Figura 115 – Textura do Perfil 3

5.3.2 Fitólitos de Plantas

- Asteraceae, *Baccharis sp.*

Presença de fitólitos dos tipos poliédricos (articulados) e *elongates*. Estômatos, traqueídeos e bases de tricoma silicificados, tricomas do tipo *unciform*. Produção alta.

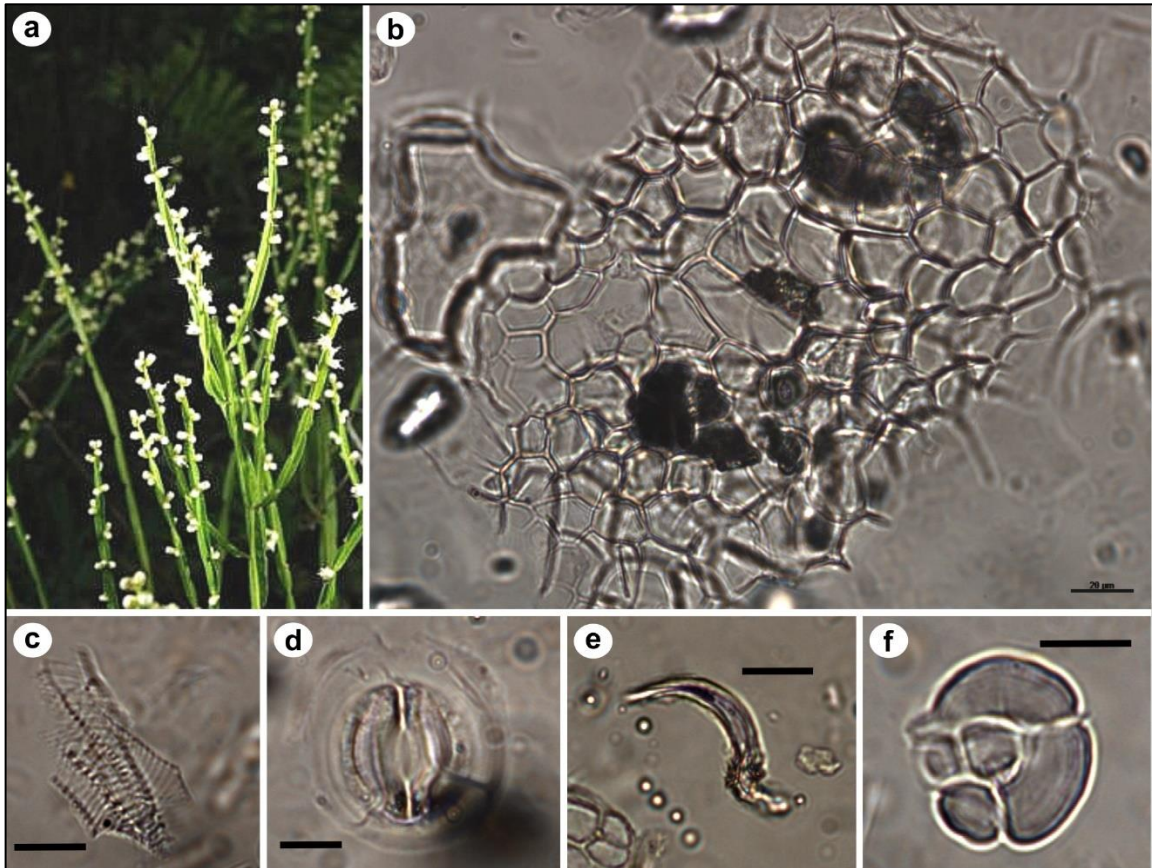


Figura 116 – Fitólitos observados em *Baccharis sp.*: a – espécie coletada; b – poliédricos articulados; c – traqueídeos; d – estômato silicificado; e – tricoma *unciform*; f – base de tricoma silicificada. Barra de escala: 20µm. Autor: Dias, 2020.

- Melastomataceae, *Miconia sp2.*

Presença de fitólitos do tipo globular granulate e *elongate psilate*. Produção rara.

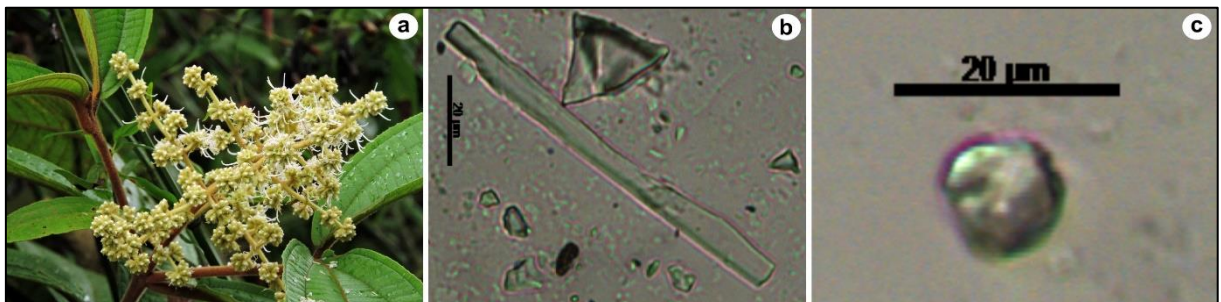


Figura 117 – Fitólitos observados em *Miconia sp2.*: a – espécie coletada; b – *elongate psilate*; c – *globular granulate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Apiaceae, *Eryngyum cf. horridum*

Não foram observados fitólitos.

- Verbenaceae, espécie não identificada

Predominância de fitólitos do tipo poliédricos articulados. Alguns *elongate psilate*. Raros *bilobates*. Produção baixa.

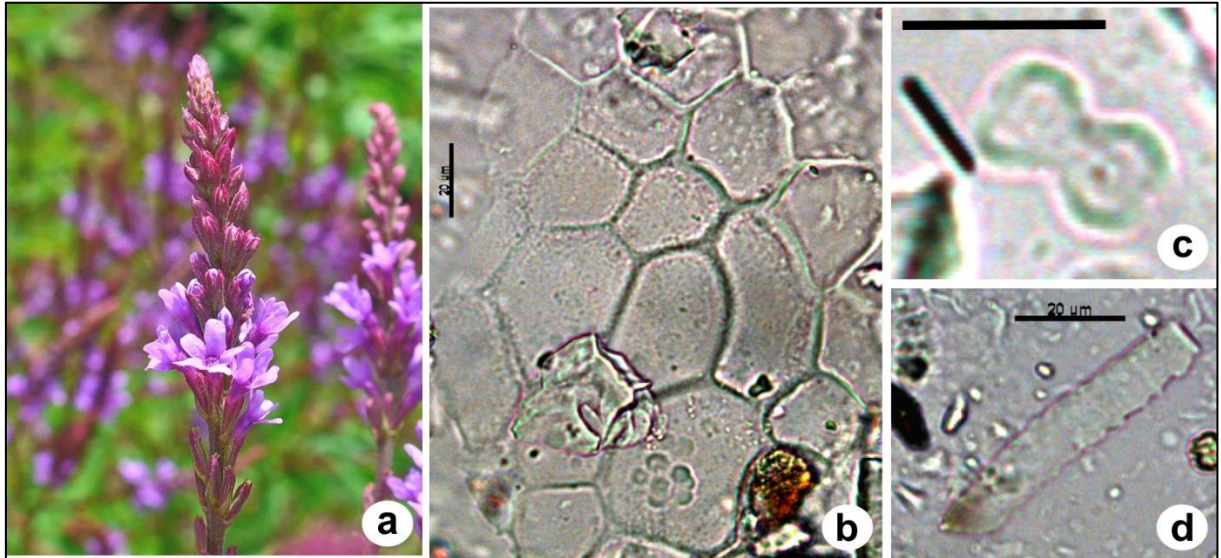


Figura 118 – Fitólitos observados em Verbenaceae: a – espécie coletada; b – poliédricos articulados; c – *bilobate*; d – *elongate echinate one side*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Melastomataceae, *Tibouchina* sp.2

Presença de fitólitos do tipo *bilobate* e *elongate* (como encontrados na outra espécie, do mesmo gênero). Também foram encontrados fitólitos do tipo *bulliform cuneiform* e *globular echinate*. Produção rara.

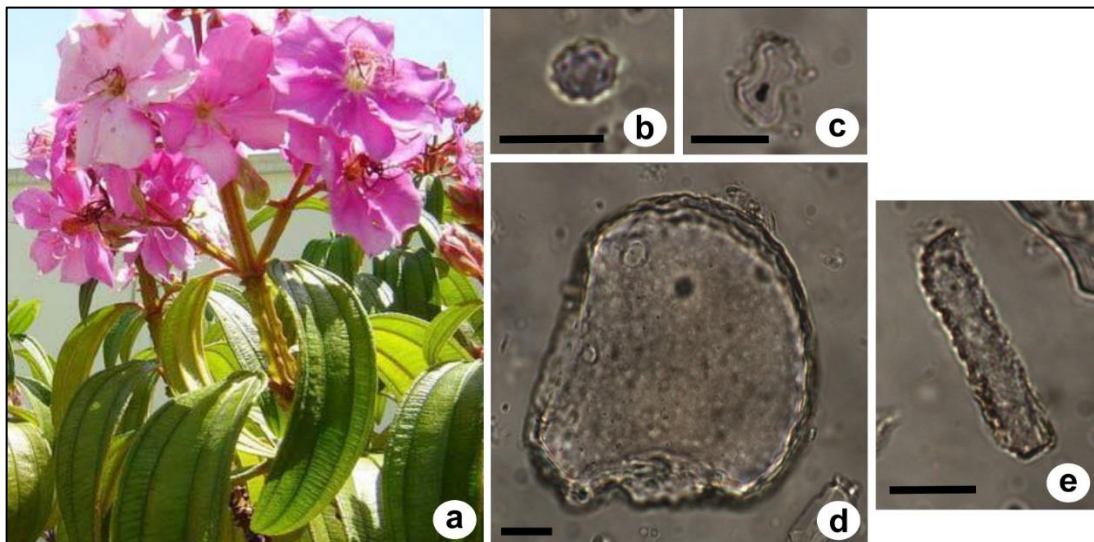


Figura 119 – Fitólitos observados em *Tibouchina* sp. 2: a – espécie coletada; b – *globular echinate*; c – *bilobate*; d – *bulliform cuneiform*; e – *elongate echinate both side*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dia, 2020.

- Gleicheniaceae, *Dicranopteris flexuosa*

Predominância de fitólitos do tipo puzzle. Alguns traqueídeos silicificados. Raros globulares. Produção baixa.

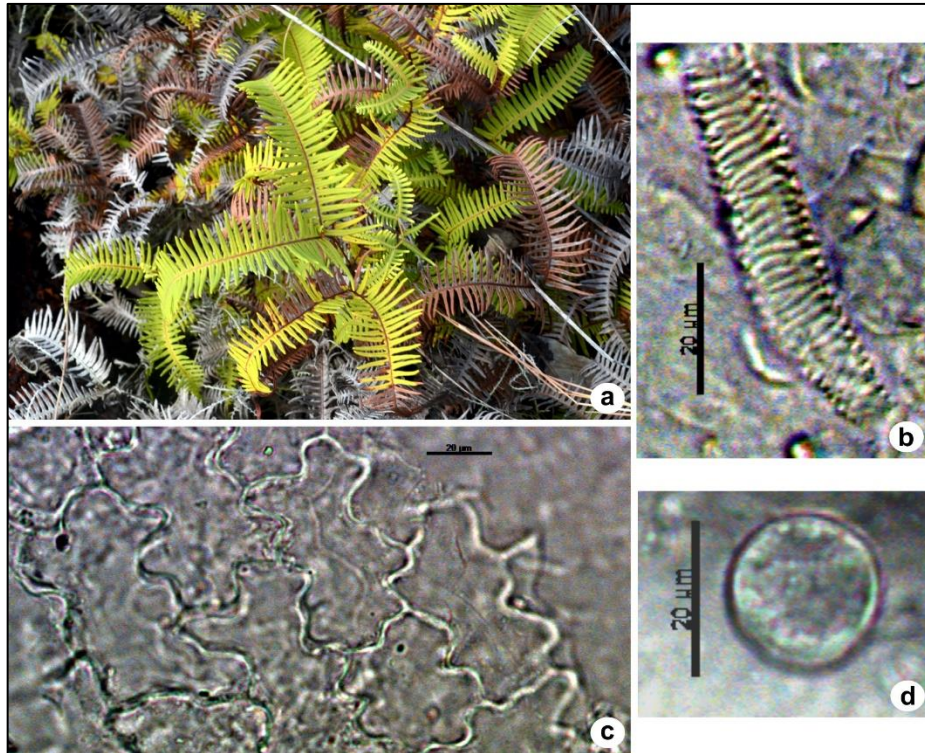


Figura 120 – Fitólitos observados em *Dicranopteris flexuosa*: a – espécie coletada; b – traqueídeo silicificado; c – puzzle; d – *globular granulate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Lauraceae, espécie não identificada

Predominância de fitólitos do tipo poliédrico. Presença de tricomas grandes do tipo *lanciolate*. Alguns traqueídeos e estômatos silicificados. Produção alta. Piperno (1988) classificou esta família como produção rara de fitólitos.

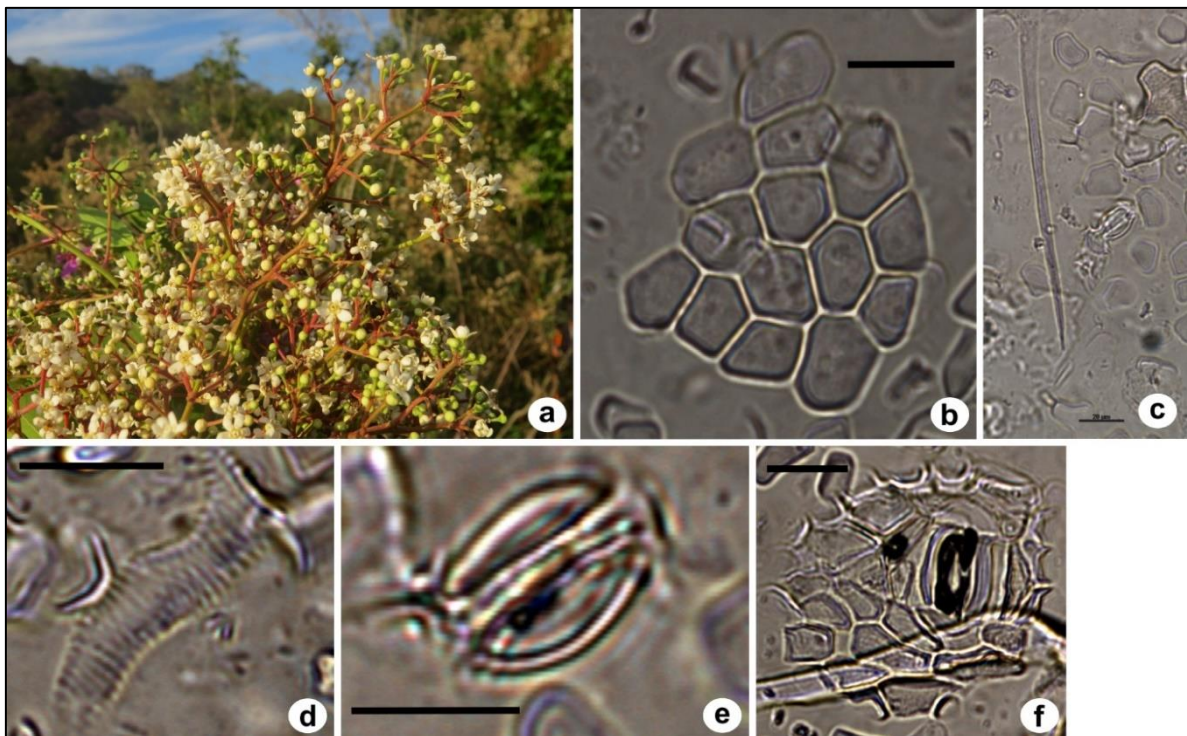


Figura 121 – Fitólitos observados em Lauraceae: a – espécie coletada; b, f – poliédricos; c – *lanciolate*; d – traqueídeo silicificado; e – estômato silicificado. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Poaceae, *Brachiaria* sp.

Predominância de fitólitos dos tipos bilobate e elongate psilate. Produção muito alta.

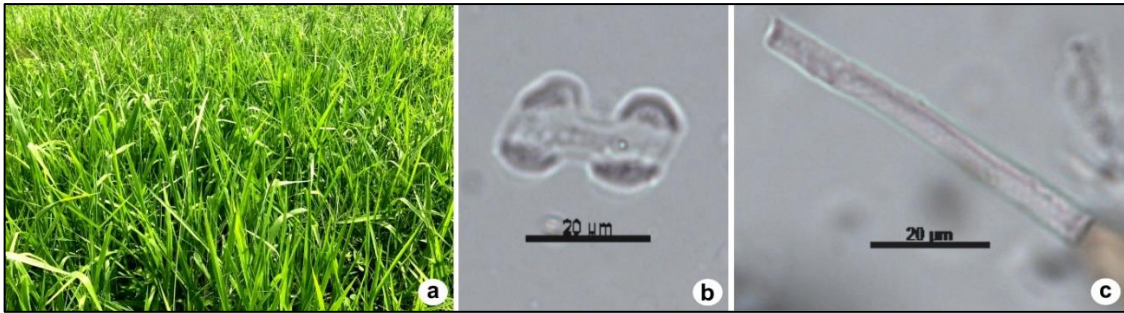


Figura 122 – Fitólitos observados nesta *Brachiaria*: a – espécie coletada; b – bilobate; c – *elongate psilate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

5.3.3 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos não segue o padrão normal de distribuição, que seria de diminuição com a profundidade. O maior estoque foi encontrado no horizonte A3 (628 fitólitos), mesmo se tratando de um horizonte que apresenta a granulometria mais arenosa, e o menor estoque foi encontrado no horizonte A2 (228 fitólitos). Analisando o gráfico de estoque (Figura 123) é possível delimitar dois momentos com tendências semelhantes: nos horizontes A1 e A2, onde o estoque de fitólitos diminui com a profundidade (de A1 para A2); assim como nos horizontes A3 e A4, onde o estoque diminui de A3 para A4. Porém, observa-se um aumento significativo do estoque de A2 para A3, que não segue o padrão normal, corroborando com a hipótese deste último corresponder a um período de acúmulo de matéria orgânica.

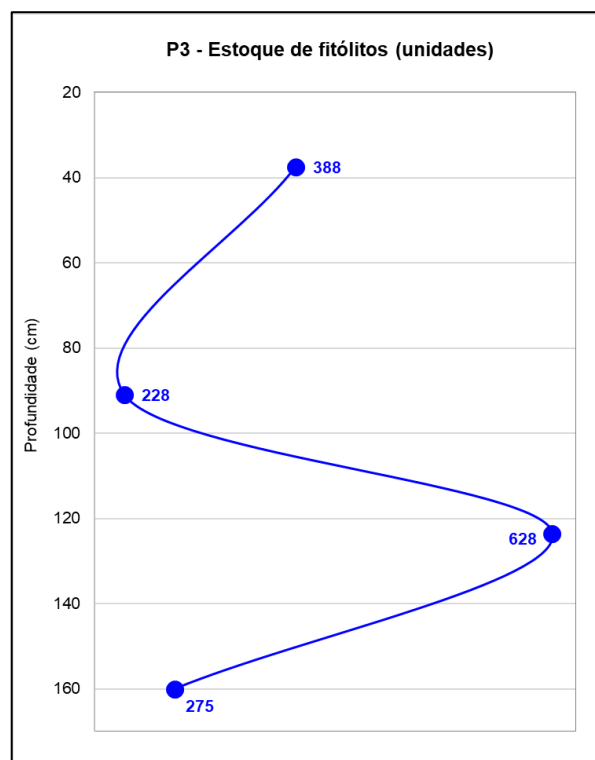


Figura 123 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 3

Classificação dos fitólitos

Foi possível caracterizar assembleias fitolíticas em todo o perfil, ou seja, foi observado um mínimo de 200 fitólitos classificáveis para cada amostra. Estes apresentam-se em quantidade maior que os fitólitos não classificáveis em todas as lâminas observadas (Figura 124). Entre as partículas contadas, nos horizontes A1 e A2, de 92 a 98% dos fitólitos eram classificáveis. Esse número cai até 84% no horizonte A3 e aumenta para 89% no horizonte A4.

Como era esperado, encontrou-se uma maior quantidade de fitólitos classificáveis nos horizontes A1 e A2, pois a tendência normal é que estes tenham sido mais recentemente depositados no solo do que os encontrados nos horizontes subjacentes (portanto sofreram menos com processos de intemperismo, erosão e percolação, o que acaba quebrando os fitólitos ao longo do tempo), porém A2 é o mais preservado, semelhante ao encontrado no Perfil 2. A mesma tendência é encontrada nos horizontes A3 e A4: a amostra mais profunda possui fitólitos mais preservados que a amostra logo acima.

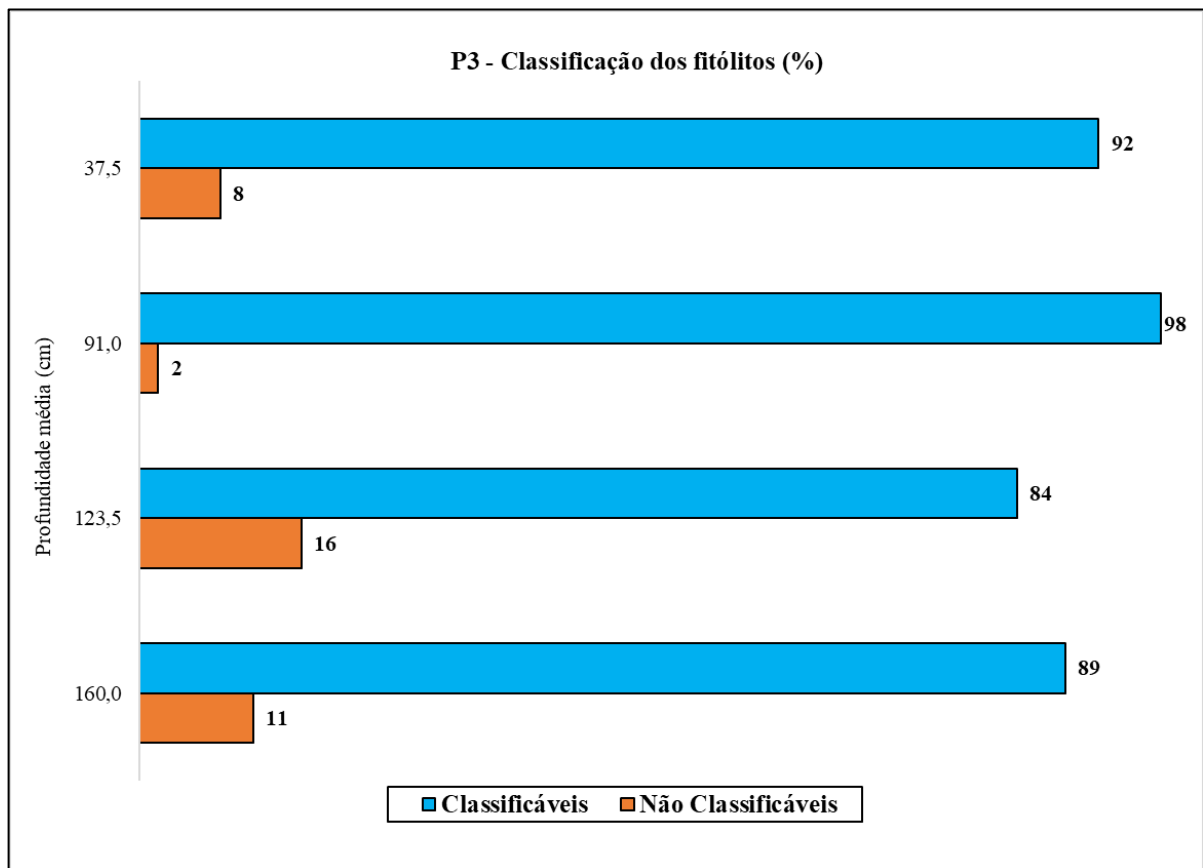


Figura 124 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 3

Tipos de fitólitos

Todas as amostras apresentaram maior quantidade de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*, que são as células responsáveis pela turgência das folhas, uma forma de adaptação, produzidos por gramíneas e ciperáceas em ambientes com estresse hídrico; além

de *globular granulate*, característicos de plantas dicotiledôneas lenhosas. Estes fitólitos predominantes são representativos do ambiente Cerrado: uma mistura de gramíneas e lenhosas. Os resultados condizem com os tipos de fitólitos observados por Rocha (2014) e Chueng (2012, 2016) para a mesma região do Espinhaço. O tipo *elongate* também aparece em todo o perfil, aumentando significativamente nos horizontes A2 e A3. Cabe ressaltar que *elongate* e *bulliform* são fitólitos relativamente grandes, de melhor preservação com relação aos outros tipos menores, e nas duas amostras mais profundas apresentam-se bastante deteriorados, indicando um ambiente com processos erosivos ativos, porém também são encontrados fitólitos *short cell* frágeis, por exemplo *bilobate*. Portanto, deduz-se que se tratava de um ambiente relativamente calmo, de relevo plano, que proporcionou a formação de um horizonte orgânico.

Os tipos *bilobate* e *acicular* aparecem em menor quantidade, mas são números estatisticamente significativos. Os demais tipos encontrados (*saddle*, *globular psilate* e *traqueídeo*) foram pouco representativos. Os morfotipos *bulliform cuneiform* (típico de gramíneas) e *globular echinate* (típico de palmeiras) aparecem em quantidade considerável na amostra mais superficial, horizonte A1, e diminuem com a profundidade, até não serem mais encontrados na amostra mais profunda, horizonte A3 (Figuras 125 e 126).

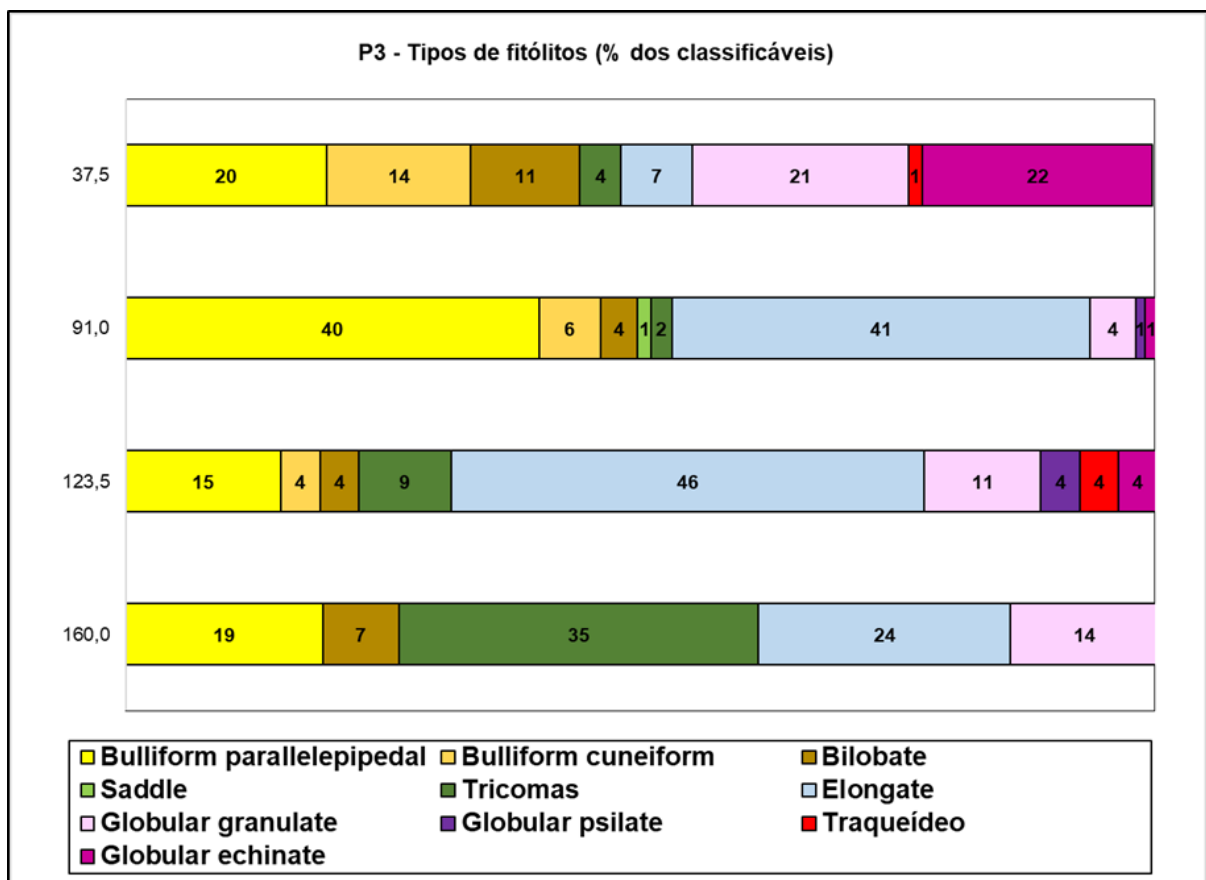


Figura 125 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 3

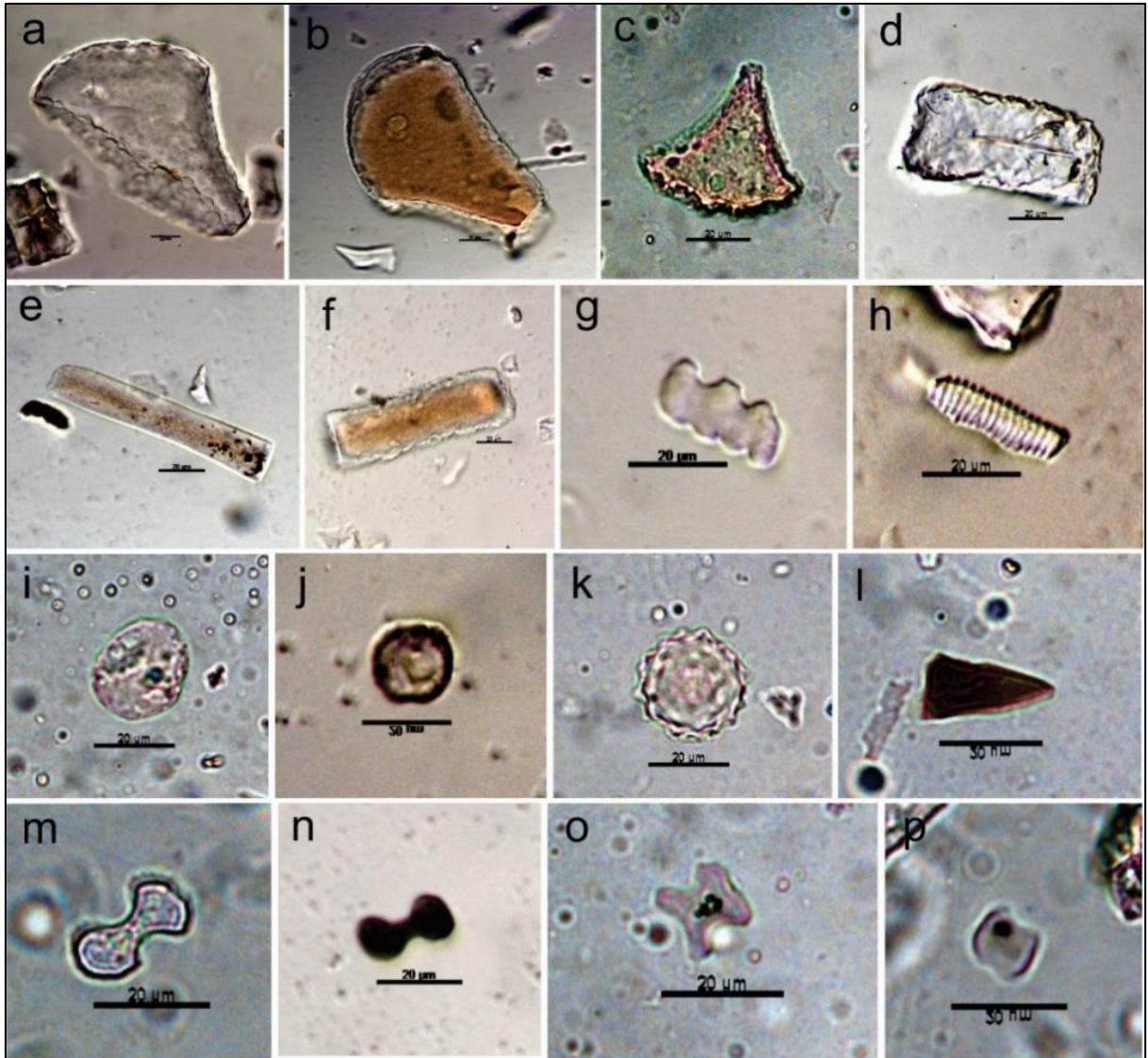


Figura 126 – Fitólitos observados no Perfil 3: a, b, c – *bulliform cuneiform*; d – *bulliform parallelepipedal*; e, f – *elongate psilate*; g – *elongate echinate both side*; h – *tracheid*; i, j – *globular granulate*; k – *globular echinate*; l – *acicular*; m, n – *bilobate*; o – *cross*; p – *saddle*. Autor: Ricardo, 2019. Barra de escala: 20 μm .

Índices fitolíticos

O índice D/P apresenta valores baixos (de 0,10 a 0,48) em todas as amostras analisadas (Figura 127), indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas com presença de árvores e arbustos espaçados, como encontrado na maior parte das áreas do Espinhaço (Cerrado). Não há um aumento ou redução gradativo do índice, mas sim momentos distintos com tendências semelhantes.

Analisando a partir da base do perfil, o índice de densidade arbórea no horizonte A4 é de 0,23 e sobe para 0,48 até o horizonte A3. Esta tendência indica um aumento na proporção de plantas lenhosas na área. De A3 até A2, constata-se uma queda no D/P, com o valor mais baixo do perfil em A2 (0,10).

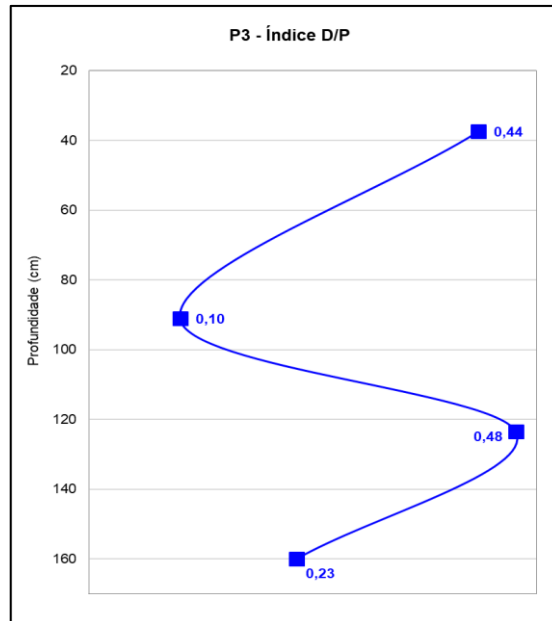


Figura 127 – Índice de densidade arbórea do Perfil 3

Para as três amostras mais profundas observa-se um constante aumento do índice de estresse hídrico B_i , chegando ao máximo do perfil em A2 – 86% (Figura 128). Ricardo (2016) constatou que a presença de fitólitos do tipo *acicular* pode estar relacionada a uma adaptação das plantas ao clima seco e árido, pois o surgimento de tricomas e espinhos auxilia na redução da perda de água pela transpiração. Percebe-se que neste perfil a maior quantidade de *aciculares* foi verificada no horizonte A4, indicando plantas melhor adaptadas ao clima mais seco que existia naquele momento, o que explicaria o fato deste ser o horizonte com menor valor de estresse hídrico do perfil (plantas que conseguem diminuir a perda de água, sofrem menos estresse). Então, apesar de existir momentos de clima relativamente mais úmido, como em A1, em que o B_i diminui, as plantas, principalmente gramíneas, não estavam melhor adaptadas à perda de água.

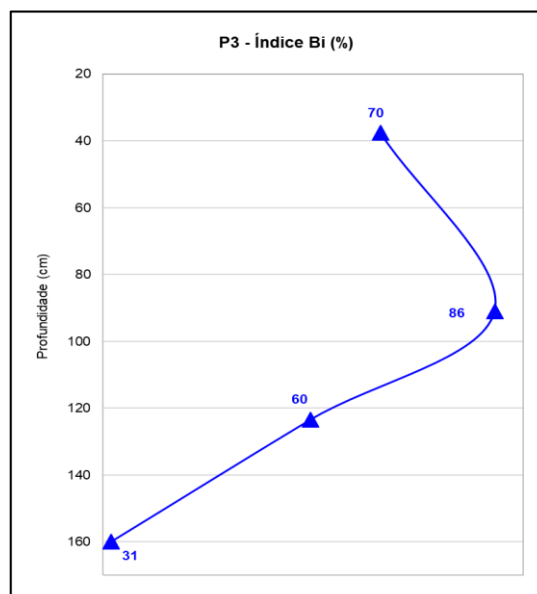


Figura 128 – Índice de estresse hídrico do Perfil 3

O índice Pa/P (Figura 129), que indica a densidade de palmeiras, segue a mesma tendência encontrada para o índice D/P, reforçando a interpretação de aumento da quantidade de árvores em A3 e em A1. Não foram encontrados fitólitos de palmeiras (*globular echinate*) no horizonte A4, provavelmente pelo clima seco predominante neste período. Em A3 as palmeiras começam a aparecer (Pa/P é 0,12) e em A2 diminuem (índice Pa/P de 0,03), possivelmente como resultado do alto estresse hídrico e mudança ambiental nesta região (palmeiras necessitam de ambiente e solo com disponibilidade de água). Em A1 encontra-se o maior valor de Pa/P do perfil (0,46), indicando também um ambiente e clima relativamente mais úmidos que o anterior.

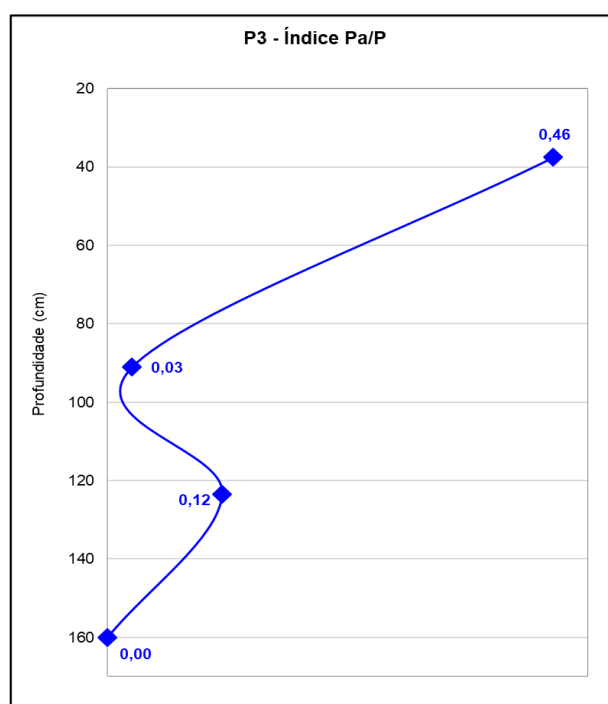


Figura 129 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 3

Resumidamente, começando pela base do perfil, os resultados fitolíticos mostram um aumento no estoque de A4 para A3 (de 275 para 628 fitólitos contados), que acompanha o aumento no D/P (de 0,23 para 0,48) e Pa/P, ou seja, a umidade está aumentando. De A3 para A2 temos o processo inverso, queda no estoque, no D/P, no Pa/P e coincide com o momento de maior Bi. Isto indica um período mais seco. Em A1 a condição de maior umidade volta progressivamente, representada pelo aumento do estoque, maiores D/P e Pa/P do perfil e queda no Bi.

5.3.4 Datações por ^{14}C -AMS

A Tabela 9 apresenta as duas datações por ^{14}C -AMS realizadas no Perfil 3: a 107 cm de profundidade (transição entre os horizontes A2 e A3), com idades entre 920 e 790 anos cal AP (Holoceno Superior) e a 140 cm de profundidade (transição entre os horizontes A3 e

A4), com idades entre 7430 e 7180 anos cal BP (Holoceno Médio). As Figuras 130 a 131 mostram as calibrações das idades ^{14}C utilizando a curva SHCal e o software Oxcal.

Tabela 9 – Datações do Perfil 3

Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (AP)	Erro Padrão	Idade Máxima (calAP - 2sigma)	Idade Mínima (calAP - 2sigma)
P3A2/P3A3	107	985	20	920	790
P3A3/P3A4	140	6420	40	7430/7200	7240/7180

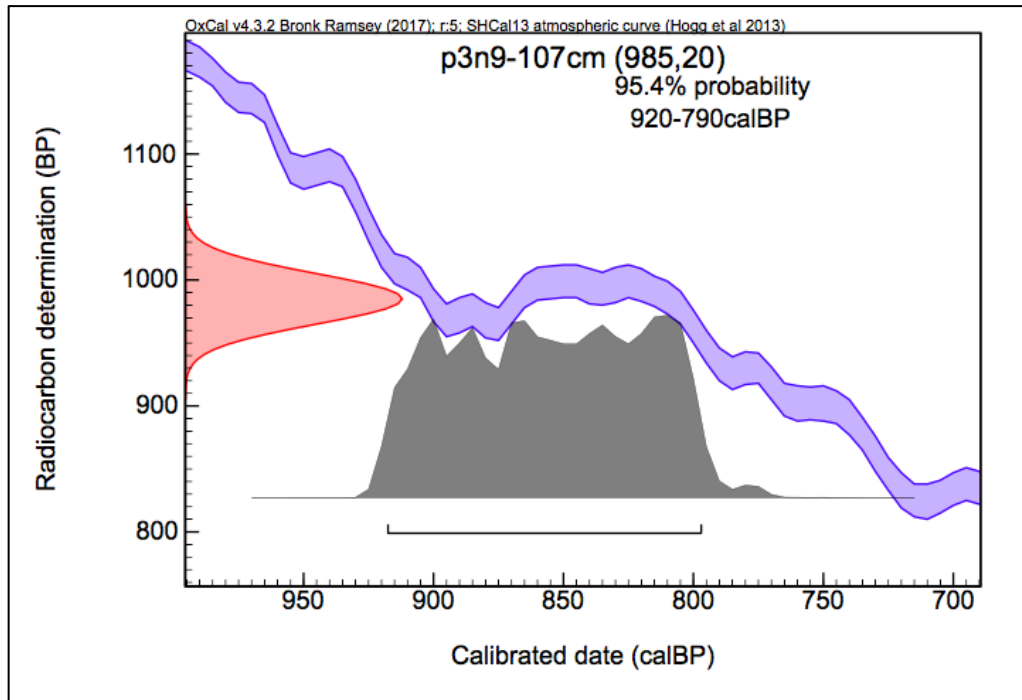


Figura 130 – Calibração das idades da amostra entre os horizontes A2 e A3 a 107 cm de profundidade

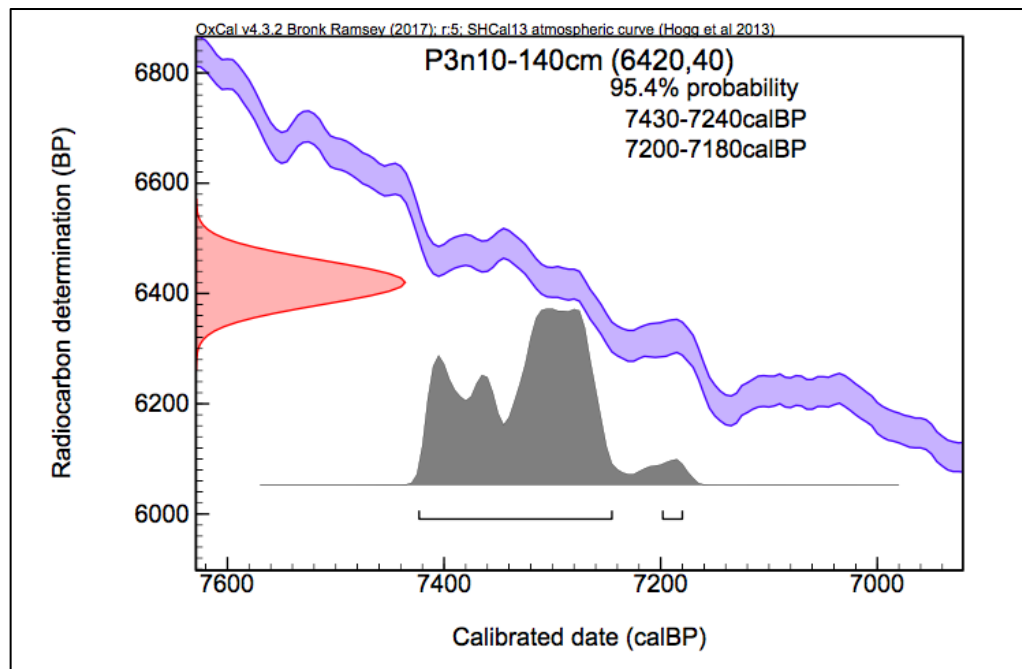


Figura 131 – Calibração das idades da amostra entre os horizontes A3 e A4 a 140 cm de profundidade

Perfil 4

5.4.1 Análises Pedológicas

No Perfil 4, localizado na bacia do córrego dos Pereiras, classificado como Latossolo, foram identificados os horizontes A (amostra A), horizonte B (amostras B1, B2 e B3) e horizonte C (que não foi coletado), com uma linha de pedras (seixos de rio) entre os horizontes B e C (Figura 132). Os resultados das análises pedológicas (porcentagem de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria, textura e pH) estão representados na Tabela 10 e nas Figuras 133 a 137.

Este perfil apresenta uma transição na textura de franco argiloso para argiloso, com significativa quantidade de silte e argila. A granulometria mantém-se mais ou menos equilibrada em todo o perfil, com poucas variações entre uma amostra e outra. A concentração de areia grossa apresenta valores relativamente baixos em todo o perfil, apresentando maior valor na amostra B1, diminuindo em seguida com a profundidade. Já a concentração de areia fina diminui em B1, aumenta em B2 e torna a diminuir em B3. O horizonte B3 é o que tem maior teor de argila do perfil. A concentração de silte diminui de A para B1 e depois aumenta até a base do perfil, onde apresenta maior concentração.

O perfil apresenta acidez média do solo na camada mais superficial, tendendo a aumentar a acidez com a profundidade, chegando a muito forte em B2; diminuindo, entretanto, em B3, ou seja, há um aumento do pH (pH varia de 4,4 a 5,6).

O teor de carbono orgânico varia de 0,35% no horizonte superficial e aumenta com a profundidade até 1,08% (maior do perfil) na amostra B2, diminuindo para 0,95% na amostra B3, mais profundo (mesmo assim, sendo maior do que na superfície).

O teor de carbono orgânico no horizonte superficial é de 0,35%, aumentando com a profundidade até 1,08% (maior do perfil) na amostra B2. Em seguida, diminui para 0,95% na amostra B3, mais profunda, sendo, mesmo assim, sendo maior do que na superfície.

O teor de Nitrogênio (%N) varia bastante ao longo do perfil, aumentando de 0,03% no horizonte A até 0,06% na amostra B1 (acompanhando a tendência do carbono), diminuindo para 0,04 na amostra B2 e subindo novamente para 0,08 na amostra B3, que é o valor mais alto do perfil.

As razões C/N das amostras ficam entre 10,12 e 29,90, indo desde o máximo de velocidade de decomposição no horizonte A até a não decomposição do carbono em parte do horizonte B. Como observado na porcentagem de carbono orgânico, a razão C/N apresenta a tendência de aumentar com a profundidade até a amostra B2 e voltar a diminuir em B3, mesmo assim sendo maior que na superfície.

As análises pedológicas indicam que houve um evento marcante em B2, que o faz destacar do restante do perfil.

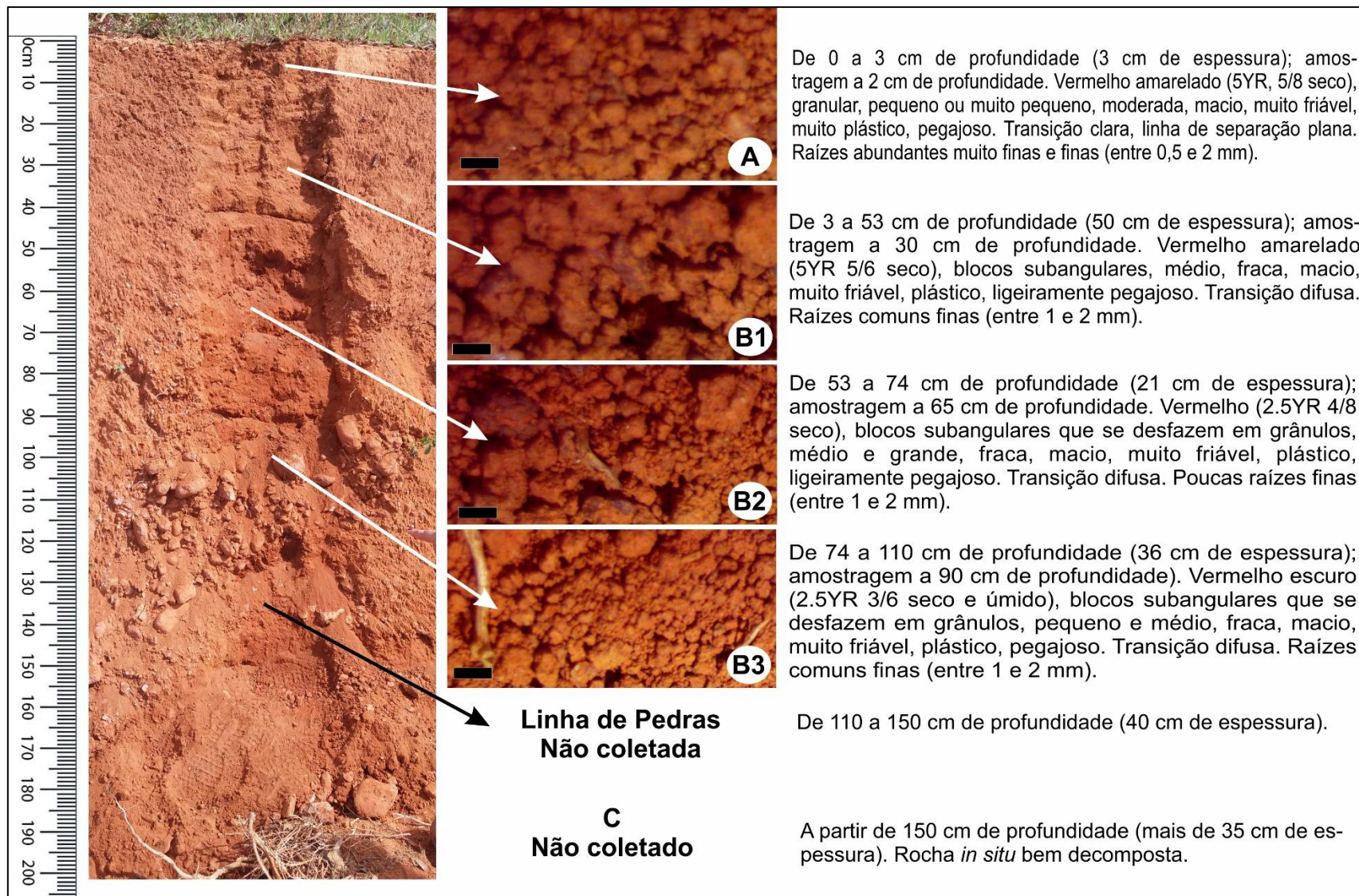


Figura 132 – Descrição do Perfil 4

Tabela 10 – Análises pedológicas do Perfil 4

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
	2 – 0,2 (mm)	0,2 – 0,05 (mm)	0,05 – 0,002 (mm)	<0,002 (mm)											
P4A	174	188	235	381	Franco argiloso	0,003	0,034	0,032	0,349	10,124	5,80	4,68	5,17	5,22	Acidez média
P4B1	200	161	230	376	Franco argiloso	0,006	0,062	0,099	1,033	16,710	5,32	5,20	6,39	5,64	Acidez moderada
P4B2	142	180	236	478	Argila	0,003	0,036	0,102	1,077	29,905	4,23	4,58	4,41	4,41	Acidez muito forte
P4B3	128	157	301	398	Argila	0,008	0,082	0,090	0,955	11,659	5,64	5,14	4,48	5,09	Acidez forte

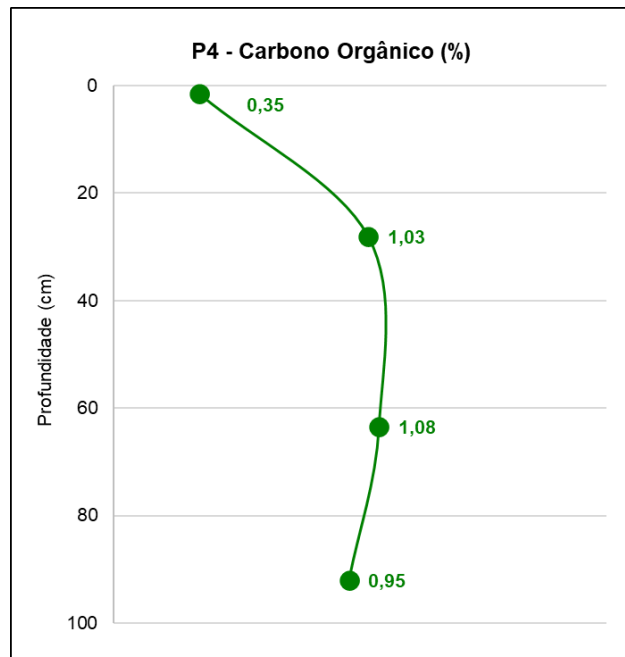


Figura 134 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 4

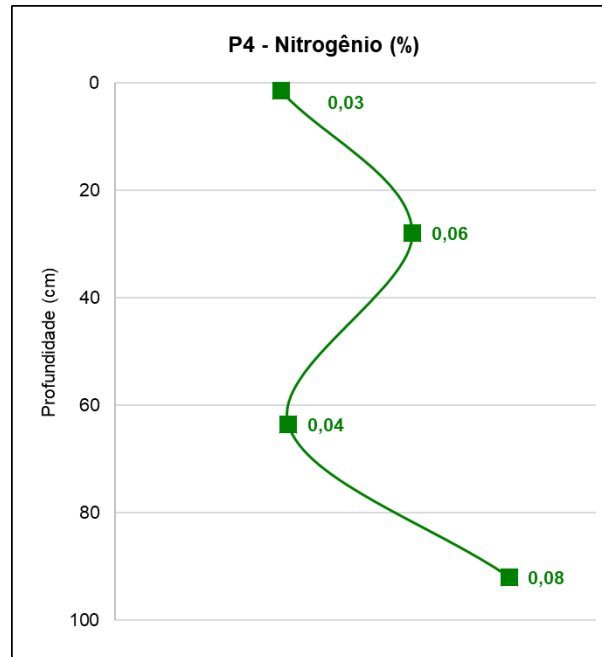


Figura 135 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 4

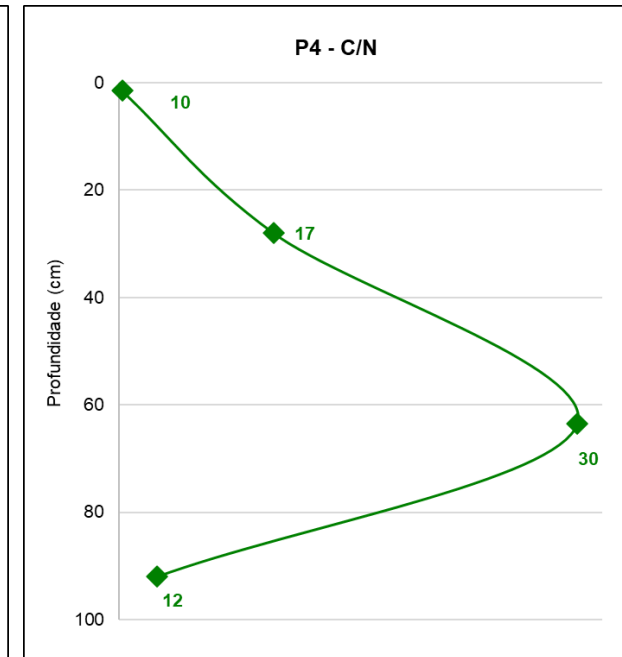


Figura 133 – Razão C/N do Perfil 4

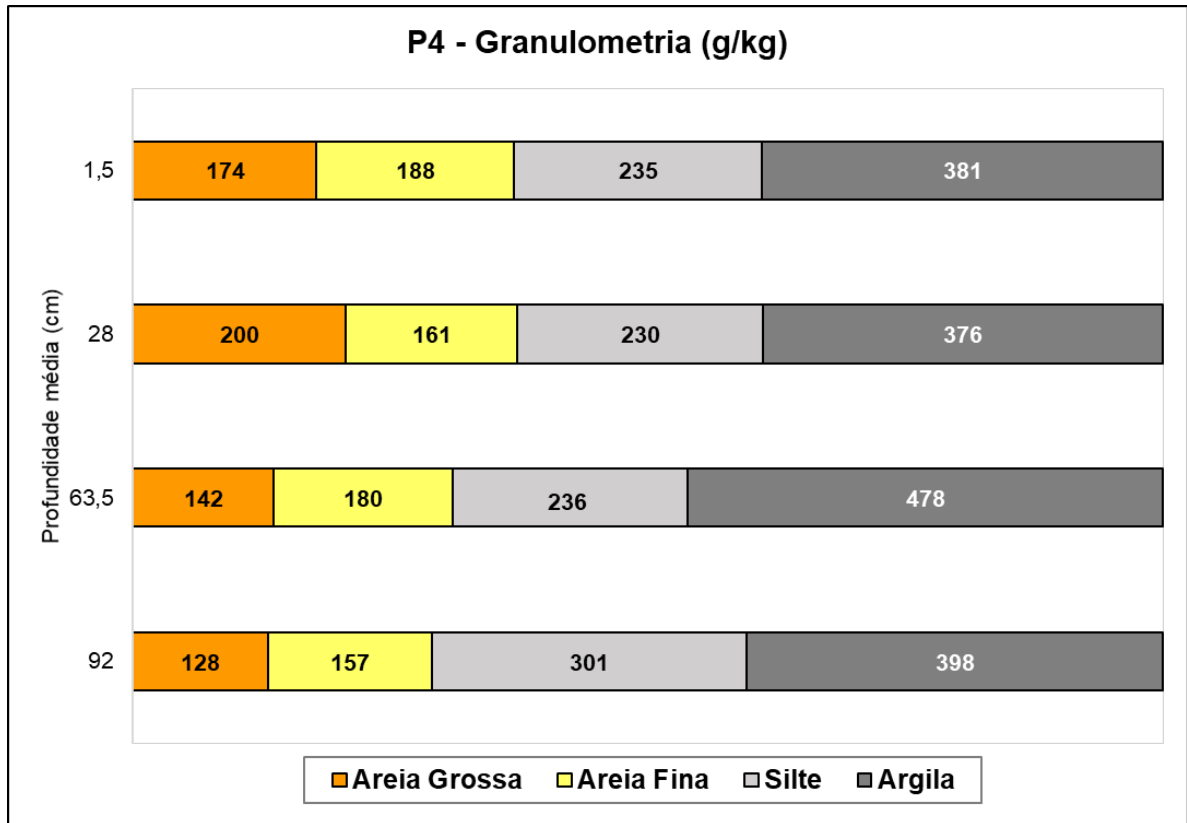


Figura 136 – Granulometria do Perfil 4

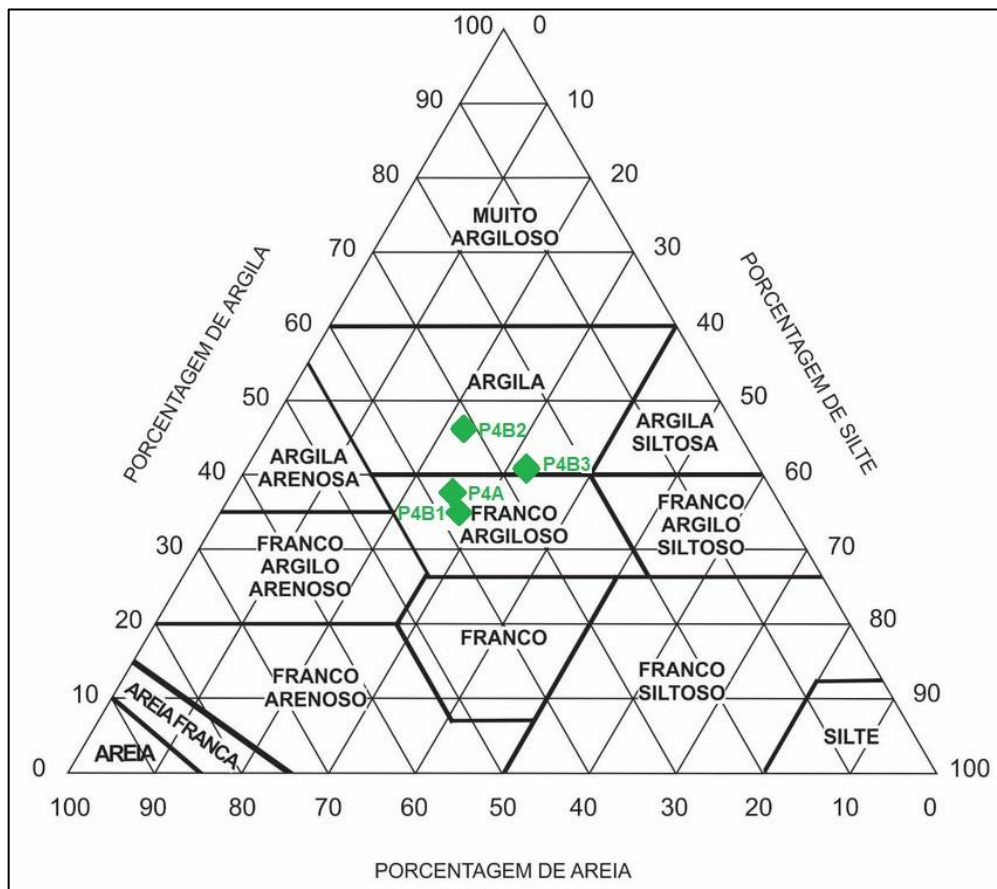


Figura 137 – Textura do Perfil 4

5.4.2 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos não segue totalmente o padrão normal de distribuição (Figura 138), que seria de diminuição com a profundidade, pois o maior valor foi encontrado no horizonte B, amostra P4B1 (433 fitólitos), logo abaixo do horizonte A (358 fitólitos). A partir da amostra B1 a tendência segue o padrão normal: o estoque diminui significativamente com a profundidade, com 264 fitólitos na amostra B2, até atingir o mínimo do perfil na amostra B3 (70 fitólitos, quantitativo inferior ao considerado para caracterizar uma assembleia fitolítica).

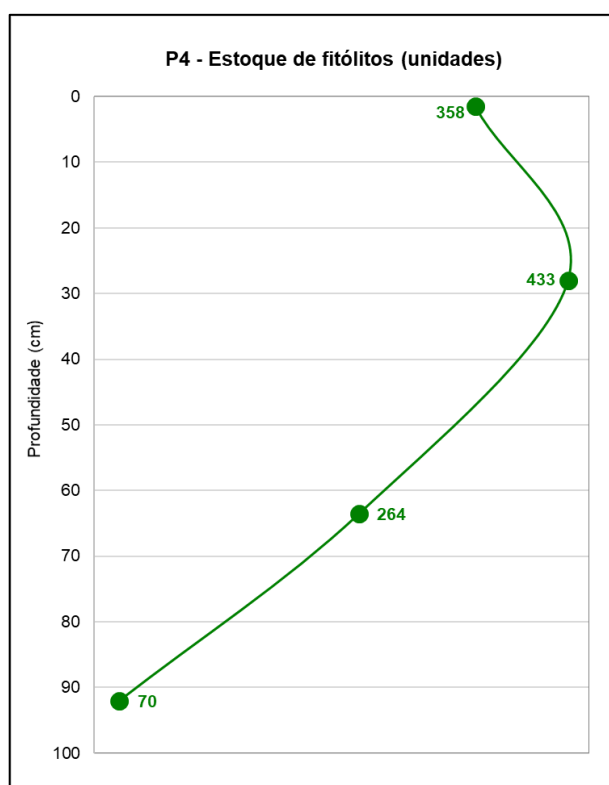


Figura 138 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 4

Classificação dos fitólitos

Foi possível caracterizar assembleias fitolíticas em quase todo o perfil, ou seja, foi observado um mínimo de 200 fitólitos classificáveis para cada amostra, com exceção da amostra B3, com 70 fitólitos classificáveis. Estes apresentam-se em quantidade maior que os fitólitos não classificáveis em todas as lâminas observadas (Figura 139). Entre as partículas contadas, no horizonte A, 99% dos fitólitos eram classificáveis. Esse número cai de 98 até 95% no horizonte B.

Como era esperado, encontrou-se uma maior quantidade de fitólitos classificáveis no horizonte A, pois a tendência normal é que estes tenham sido depositados no solo mais recentemente do que os encontrados nos horizontes subjacentes (portanto sofreram menor

ação dos processos de intemperismo, erosão e percolação, o que acaba quebrando os fitólitos ao longo do tempo).

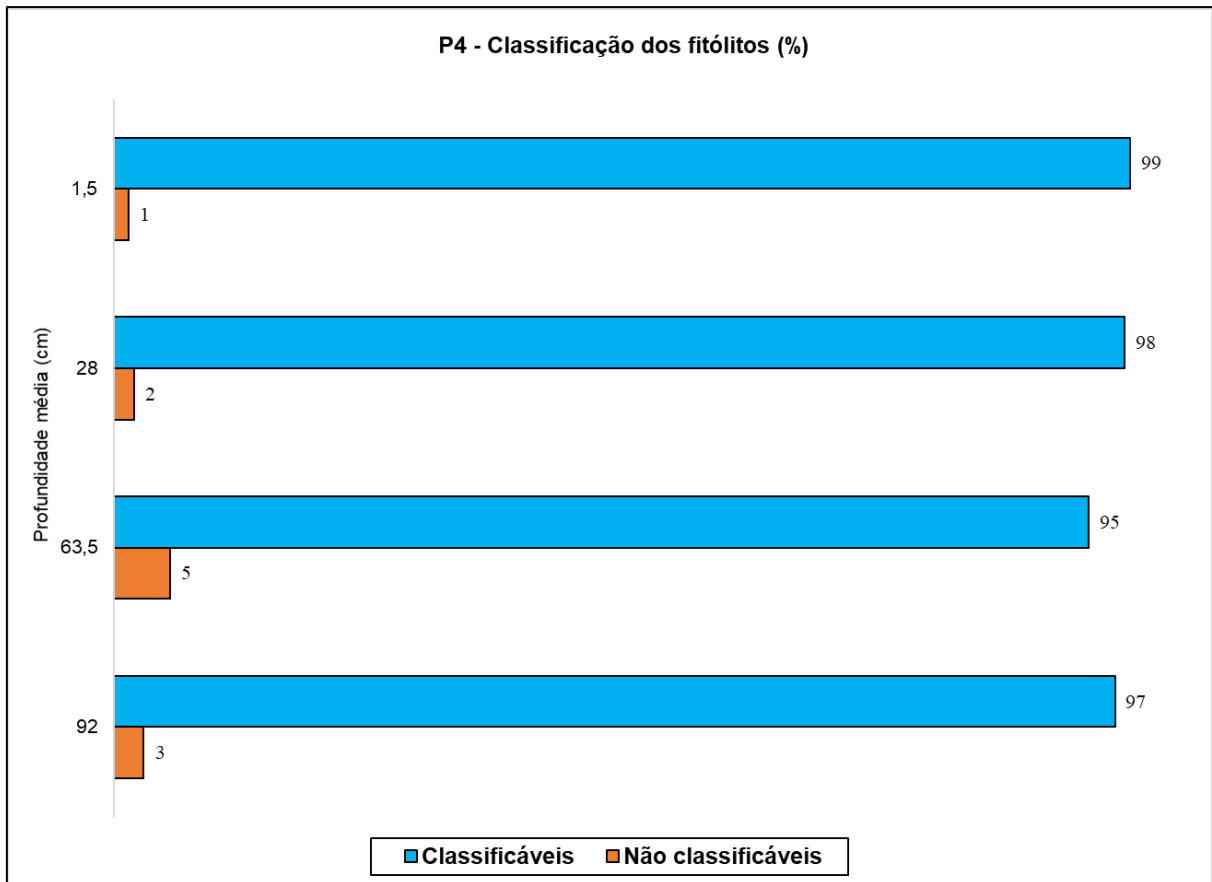


Figura 139 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 4

Tipos de fitólitos

Todas as amostras apresentaram maior quantidade de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*; além de *tricomias*, pêlos encontrados nas folhas e caules de gramíneas e folhas de lenhosas, também como uma adaptação para redução de perda de água e proteção contra herbívoros. O tipo *elongate* também aparece em todo o perfil, aumentando significativamente na amostra B2. Cabe ressaltar que *elongate* e *bulliform* são fitólitos relativamente grandes, de melhor preservação com relação aos outros tipos menores, porém também são encontrados fitólitos *short cell* frágeis, por exemplo *bilobate*, em todas as amostras. Portanto, deduz-se que se tratava de um ambiente de deposição relativamente calmo, provavelmente um terraço fluvial.

Os tipos *globulares echinate*, *globular psilate* e *bulliform cuneiform* aparecem em menor quantidade, mas em números estatisticamente significativos. Os demais tipos encontrados (*globular granulate* e *papillae*) foram pouco representativos. O morfotipo *rondel* (típico de Pooideae e Bambusoideae) aparece em quantidade estatisticamente significativa na amostra mais superficial, horizonte A, e não é mais encontrado nas amostras mais profundas, do horizonte B (Figuras 140 e 141).

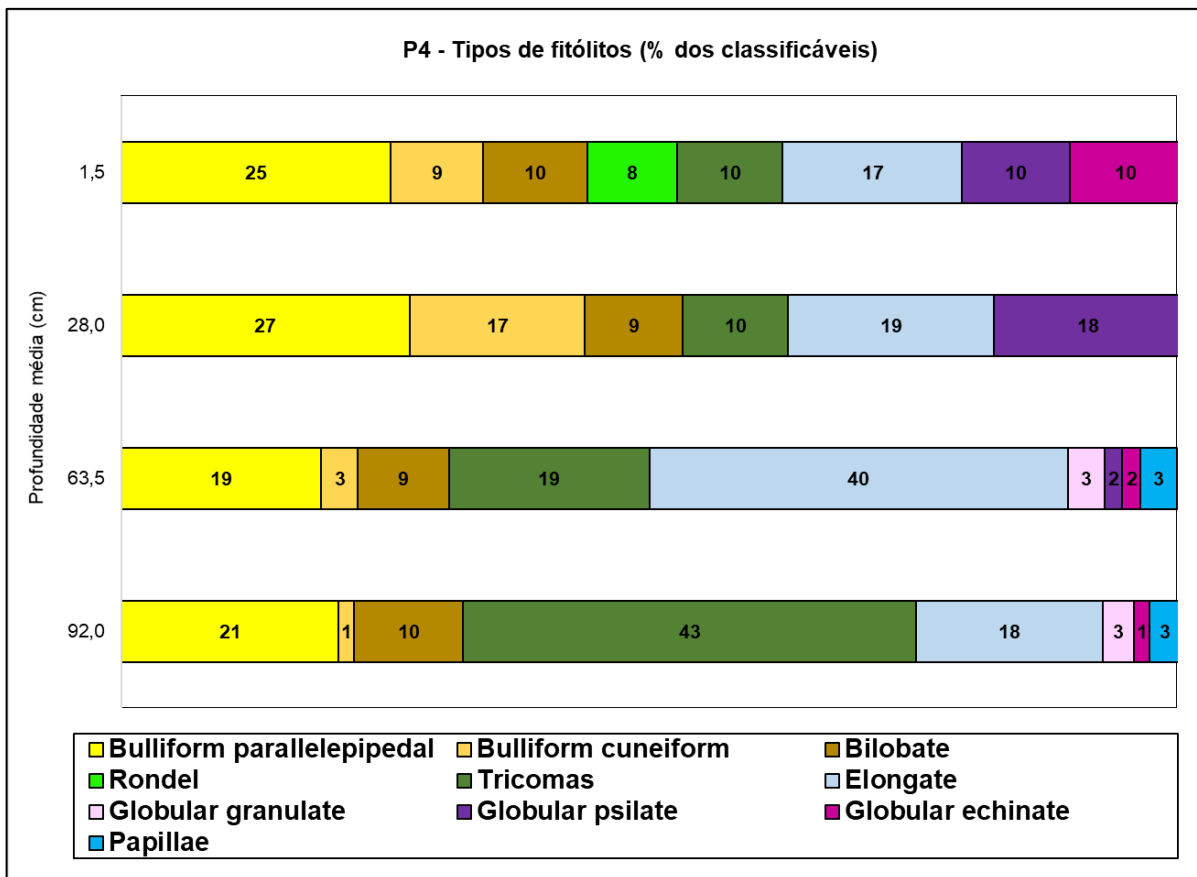


Figura 140 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 4

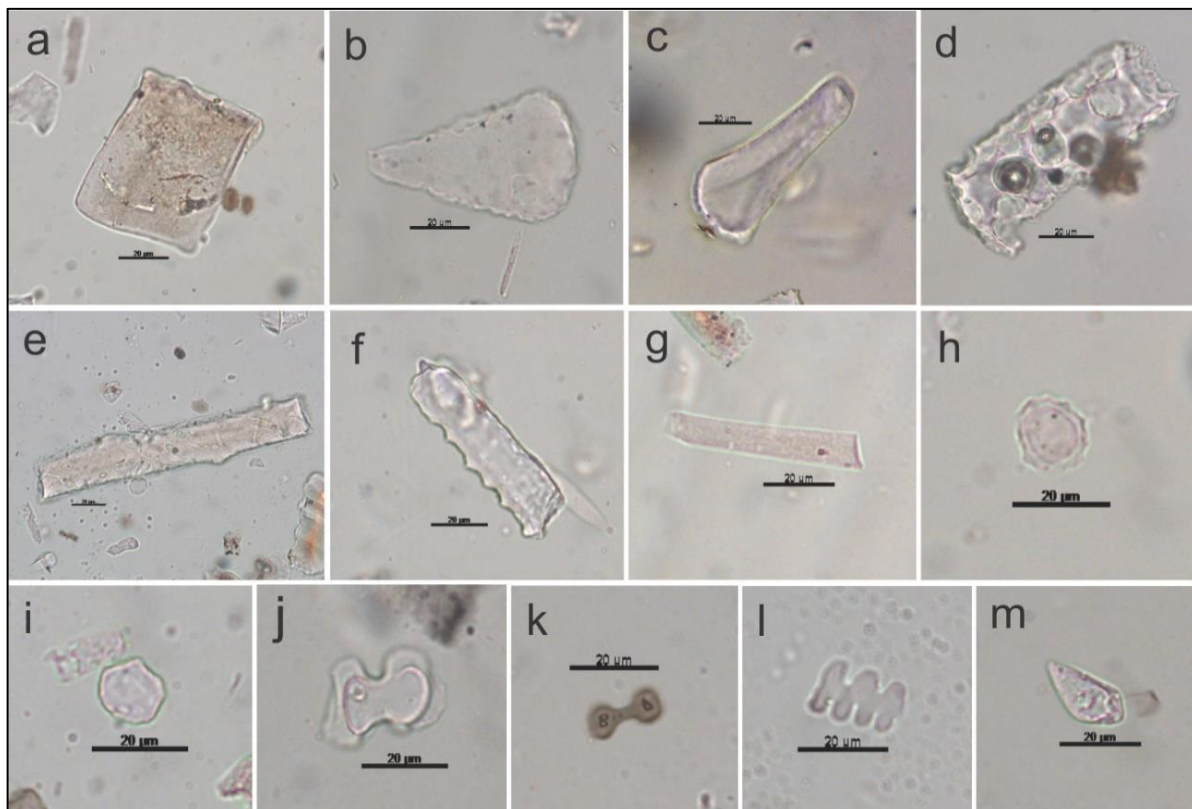


Figura 141 – Fitólitos observados no Perfil 4: a – *bulliform parallelepipedal*, b, c – *bulliform cuneiform*; d, e, f, g – *elongate*; h – *papillae*; i – *globular granulate*; j, k – *bilobate*, l – *polylobate*, m – *acicular*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Ricardo, 2020.

Índices fitolíticos

O índice D/P apresenta valores baixos (de 0,04 a 0,28) em todas as amostras analisadas (Figura 150), indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas, como encontrado na maior parte das áreas de terraços fluviais da região. Analisando a partir da base do perfil, há um aumento gradativo do índice em relação à superfície até a amostra B1, onde se atinge o maior índice do perfil, e onde também foi registrado o maior estoque de fitólitos. Esta tendência indica um aumento na cobertura arbórea da área com o passar do tempo, com aparecimento de algumas plantas lenhosas. Mais recentemente, de B1 até A, constata-se uma queda no D/P para 0,16, talvez por influência antrópica, já que atualmente a área é utilizada como pastagem.

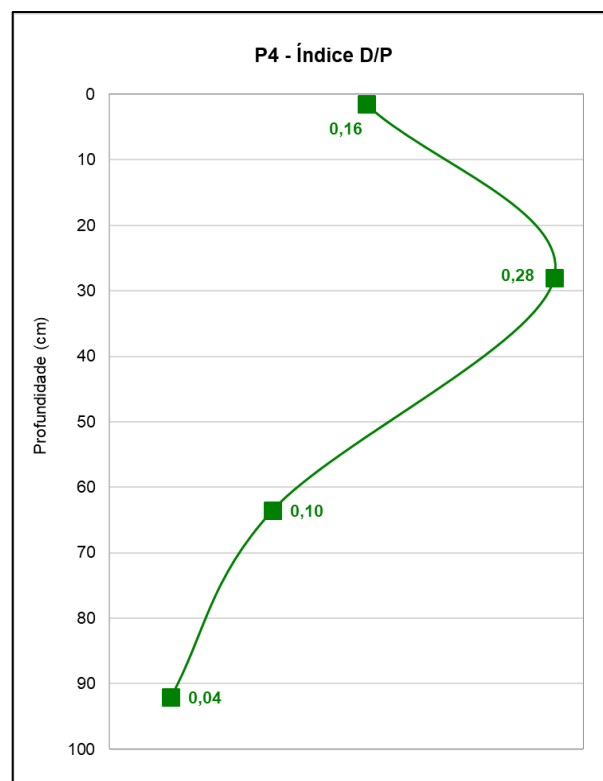


Figura 142 – Índice de densidade arbórea do Perfil 4

Para as três amostras mais profundas observa-se um constante aumento do índice de estresse hídrico (Bi), chegando ao máximo do perfil em B1 – 70% (Figura 143). No horizonte A acontece uma diminuição do Bi.

Percebe-se neste perfil o aparecimento do morfotipo *rondel* no horizonte A, indicando plantas melhor adaptadas a clima mais frio e seco, o que explicaria essa diminuição no Bi. Também foram encontrados fitólitos do tipo *papillae* nas amostras mais profundas (apesar de serem em quantidades pequenas, já que este morfotipo é pequeno e frágil, então podem ter sido destruídos ou carreados com o tempo pela erosão), que são típicos de Cyperaceae, plantas de ambiente alagado e beira de rios, explicando a maior disponibilidade de água e portanto, menor estresse hídrico do perfil.

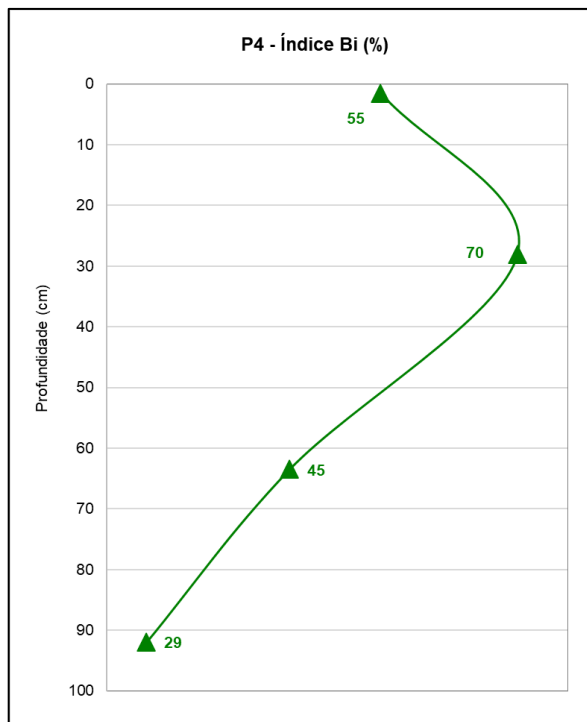


Figura 143 – Índice de estresse hídrico do Perfil 4

O índice Pa/P (Figura 144), que indica a densidade de palmeiras, é sempre baixo. As palmeiras aparecem em pequena quantidade em B3 e em B2 (índices Pa/P de 0,02 e 0,03 respectivamente) e não aparecem em B1, possivelmente como resultado do alto estresse hídrico e mudança ambiental nesta região (palmeiras necessitam de ambiente com disponibilidade de água). No horizonte A encontra-se o maior valor de Pa/P do perfil (0,17), indicando também um ambiente relativamente mais úmido que o anterior.

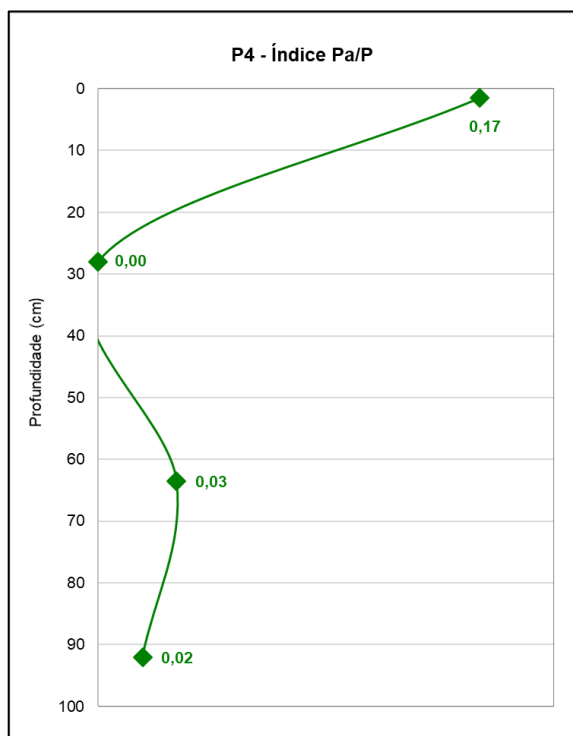


Figura 144 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 4

5.4.3 Datações por ¹⁴C-AMS

A Tabela 11 apresenta as duas datações por ¹⁴C-AMS realizadas no Perfil 4: a 53 cm de profundidade (transição entre os horizontes B1 e B2), com idades entre 1320 e 1110 anos cal AP (Holoceno Superior) e a 110 cm de profundidade (transição entre a amostra B3 e a Linha de Pedra), com idades entre 3350 e 3000 anos cal AP (Holoceno Superior).

Tabela 11 – Datações do Perfil 4

Amostra	Profundidade (cm)	Idade ¹⁴ C (AP)	Erro Padrão	Idade Máxima (calAP - 2sigma)	Idade Mínima (calAP - 2sigma)	Mediana (cal AP)	Sigma
P4B1/P4B2	53	1379	44	1320	1110	1250	50
P4B3/P4LP	110	3037	47	3350	3000	3170	90

5.5 Perfil 5

5.5.1 Análises Pedológicas

No Perfil 5, uma trincheira localizada na bacia do córrego dos Pereiras, numa vertente da área, foram identificados os horizontes A, horizonte B (amostras B1 e B2), horizonte BC de transição e horizonte C (que não foi coletado), com uma linha de pedras (material coluvial) entre as amostras B1 e B2 (Figura 145), classificado como um Cambissolo que está Latossolizando. Os resultados das análises pedológicas (porcentagem de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria, textura e pH) estão representados na Tabela 12 e nas Figuras 146 a 150.

Não foi realizada granulometria da Linha de Pedras. Este perfil apresenta uma transição na textura de franco argilo arenoso na superfície para franco argiloso no horizonte B e em maior profundidade, textura argilosa; ou seja, a granulometria tende a se tornar mais fina com a profundidade, sempre aumentando as frações de silte e argila. A concentração de areia grossa apresenta valores relativamente baixos em todo o perfil, diminuindo com a profundidade, porém apresenta um pequeno aumento no horizonte BC. A concentração de silte segue o padrão oposto, aumentando com a profundidade, contudo observa-se uma pequena diminuição no teor de silte no horizonte BC. Já concentração de areia fina diminui constantemente com a profundidade (de 429 a 286 g/Kg), ao contrário da concentração de argila, que aumenta com a profundidade (de 280 a 413 g/Kg).

A acidez do perfil tende a aumentar com a profundidade, sendo a amostra mais superficial (horizonte A) de acidez moderada, indo para acidez média a forte no horizonte B, chegando a muito forte no horizonte BC (pH varia de 6,0 a 4,5).

O teor de carbono orgânico varia de 1,63% no horizonte A e diminui com a profundidade até 0,47% no horizonte BC, seguindo a tendência normal de distribuição do carbono no solo (ALEXANDRE et al., 1997).

A tendência do teor em Nitrogênio (%N) é diminuir com a profundidade, acompanhando os teores de carbono, o que se observa em todo o perfil, variando de 0,15% no horizonte A até 0,06% no horizonte BC. Menores teores de Nitrogênio podem significar maior degradação (maior exposição à luz, oxigênio, maior atividade bacteriana) (GORDON & GONI, 2003).

As razões C/N das amostras ficam entre 11,24 e 8,60 (decomposição rápida do carbono), caindo com a profundidade, chegando bem próximo de 10 (máximo de velocidade de decomposição) no horizonte B.

A presença da Linha de Pedra indica que houve um evento marcante entre B1 e B2, provavelmente de clima mais seco com chuvas torrenciais.

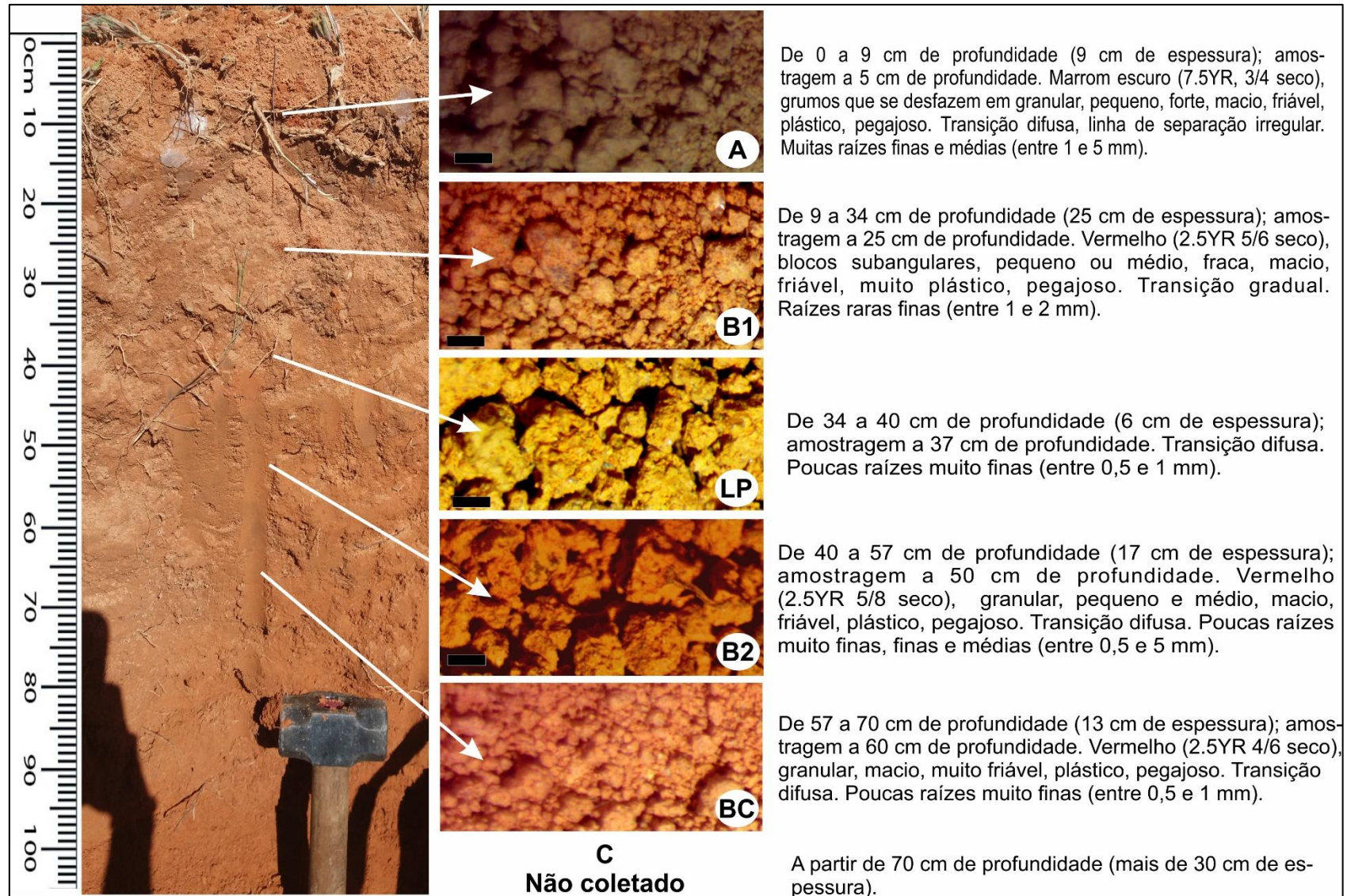


Figura 145 – Descrição do Perfil 5.

Autor: Dias, 2020.

Tabela 12 – Análises pedológicas do Perfil 5

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa 2 – 0,2 (mm)	Areia Fina 0,2 – 0,05 (mm)	Silte 0,05 – 0,002 (mm)	Argila <0,002 (mm)		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
P5A	132	429	146	280	Franco argilo arenoso	9,508	0,145	9,508	1,630	11,236	5,41	6,33	6,34	6,03	Acidez moderada
P5B1	96	351	216	317	Franco argiloso	9,202	0,106	9,202	0,988	9,360	5,51	5,19	5,15	5,28	Acidez média
P5LP	XXXXXXXX	XXXXXXXX	XXXXXXXX	XXXXXXXX	XXXXXXXX	9,688	0,077	9,688	0,730	9,428	4,79	5,16	4,02	4,66	Acidez forte
P5B2	72	293	253	393	Franco argiloso	9,490	0,065	9,490	0,609	9,440	3,80	5,46	5,56	4,94	Acidez forte
P5BC	81	286	210	413	Argila	9,500	0,055	9,500	0,473	8,596	4,85	3,94	4,57	4,45	Acidez muito forte

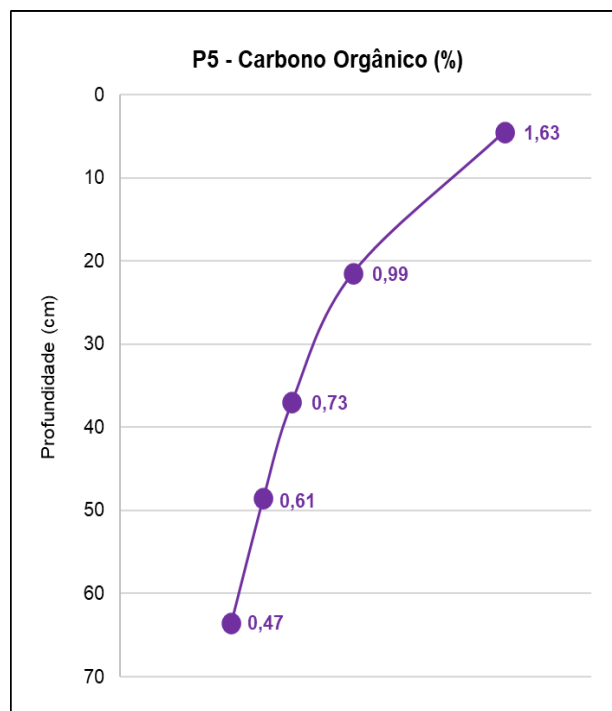


Figura 148 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 5

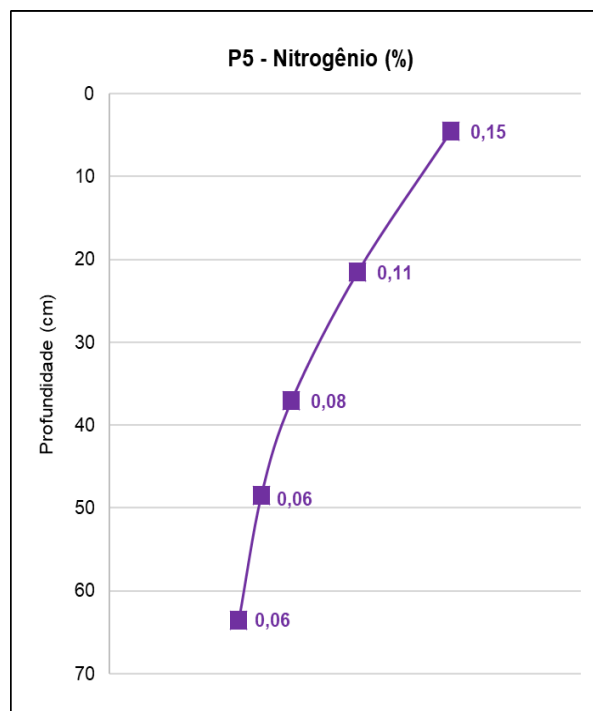


Figura 147 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 5

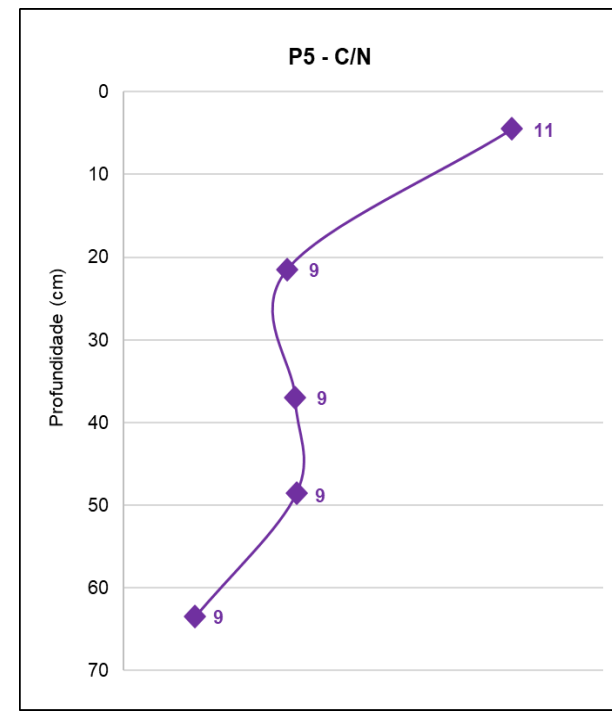


Figura 146 – Razão C/N do Perfil 5

5.5.2 Fitólitos de Plantas

- Myrtaceae, *Eugenia dysenterica* (Cagaita)

Produção alta de fitólitos do tipo poliédricos articulados. Alguns fitólitos do tipo *papillae* (antigo *cone shape*).



Figura 151 – Fitólitos observados em *Eugenia dysenterica*: a – espécie coletada; b – poliédricos articulados; c – papillae (visto de lado). Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Fabaceae, *Hymenaea sp.* e *Enterolobium sp.*

Não foram encontrados fitólitos em *Hymenaea sp.*

Produção rara de traqueídeos silicificados.

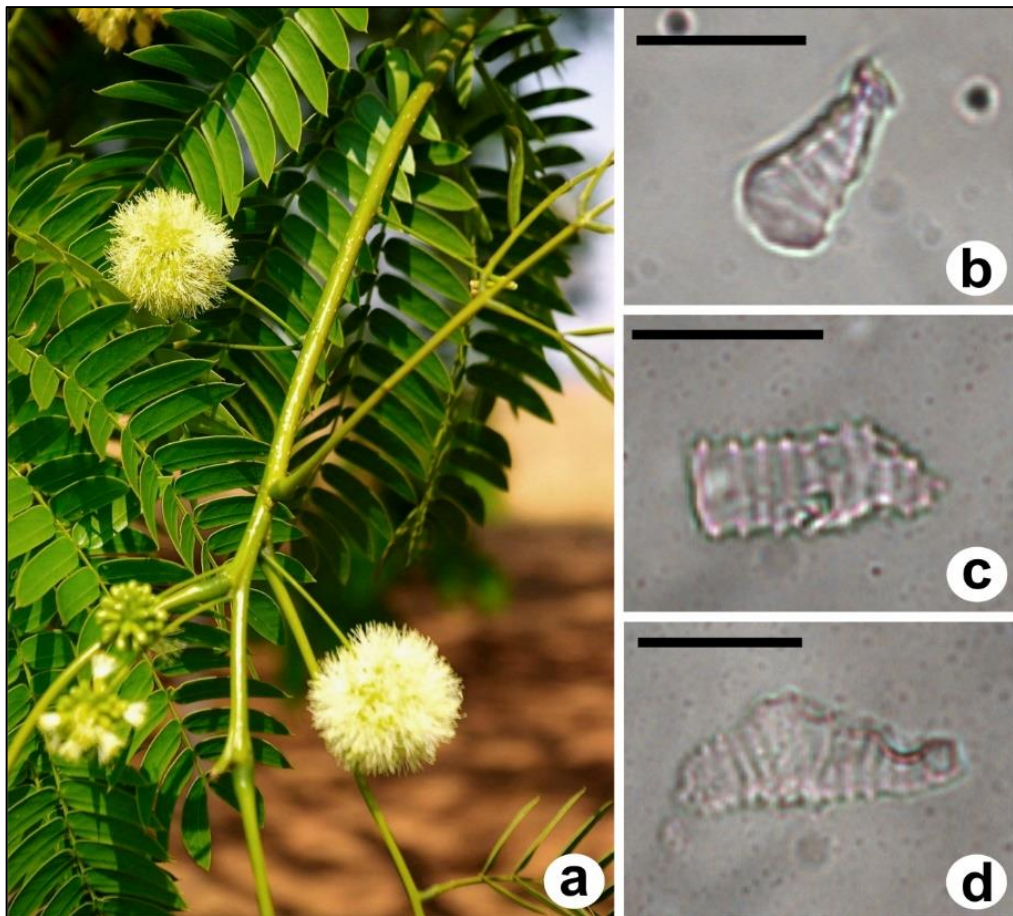


Figura 152 – Fitólitos observados em *Enterolobium sp.*: a – espécie coletada; b, c, d – traqueídeos silicificados. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Asteraceae, *Eremanthus erythropappus*

Produção média de fitólitos do tipo *bilobate* e *papillae*.

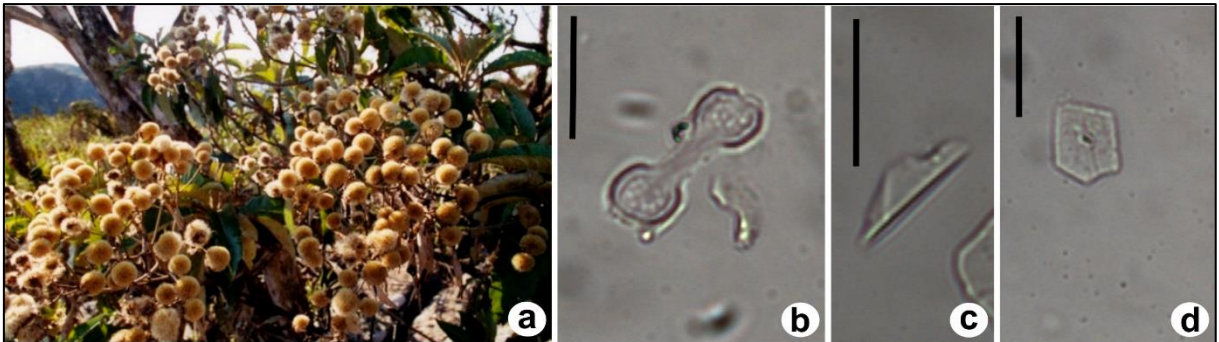


Figura 153 – Fitólitos observados em *Eremanthus erythropappus*: a – espécie coletada; b – *bilobate*; c – *papillae* encontrado ainda em forma de cone; d – *papillae* com apenas a sua base. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Poaceae, 2 espécies não identificadas.

Não foram encontrados fitólitos na primeira espécie de Poaceae. Piperno (1988) classifica esta família com grande produtora de fitólitos.

Presença de muitos *elongates echinate*, *bilobates*, *cross* e estômatos. Alta produção.

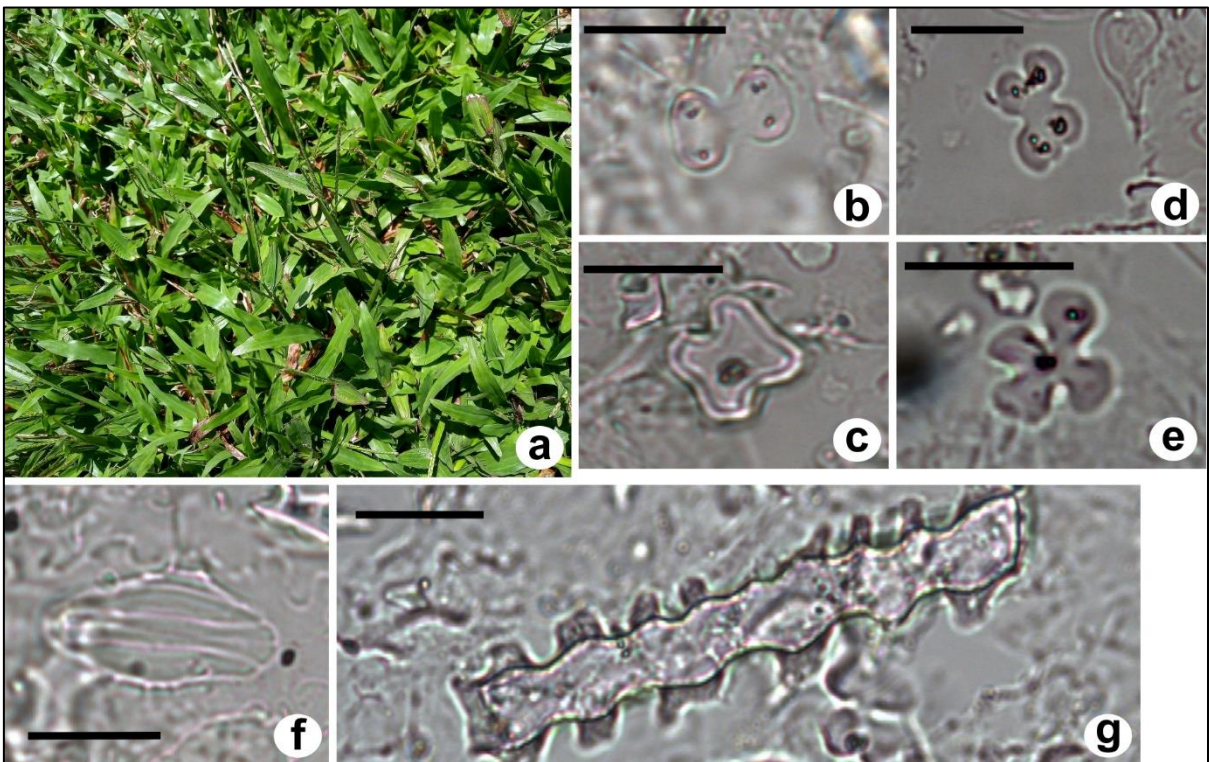


Figura 154 – Fitólitos observados nesta Poaceae: a – espécie coletada; b, c – *bilobates*; d, e – *cross*; f – estômatos; g – *elongate echinate* both side. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Myrtaceae, *Campomanesia adamantium*

Não foram encontrados fitólitos.

5.5.3 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos não segue o padrão normal de distribuição, que seria de diminuição com a profundidade. O maior estoque foi encontrado no horizonte B2 (332 fitólitos) e o menor estoque foi encontrado no horizonte A, mais superficial (85 fitólitos).

Do horizonte BC para o horizonte B2 há um aumento considerável do estoque, com quase o dobro de fitólitos observados. De B2 até a linha de pedra há uma brusca queda neste estoque (de 332 para 93). A linha de pedra indica um evento marcante, provavelmente com características mais secas que se encontrava no ambiente anterior. A partir da linha de pedra, o estoque apresenta uma tendência diferente, variando pouco de uma amostra para outra e mantendo-se baixo (Figura 155).

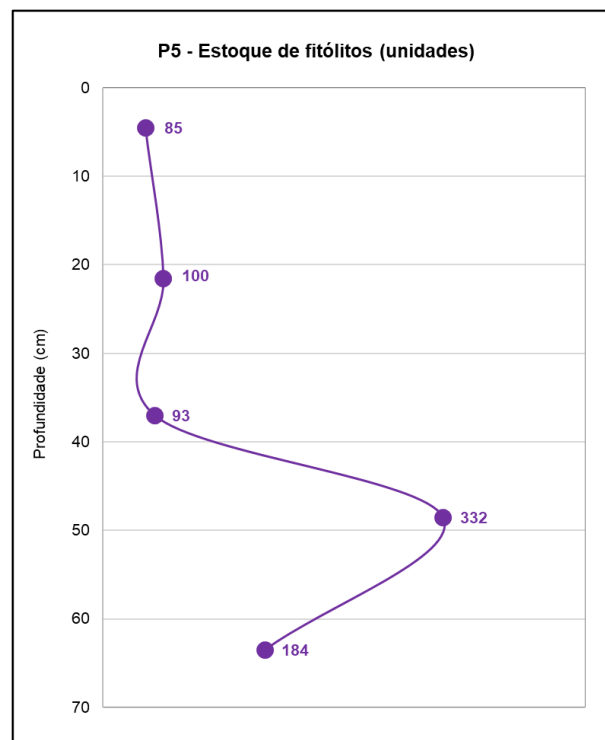


Figura 155 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 5

Classificação dos fitólitos

A quantidade de fitólitos classificáveis não atingiu 200 unidades em algumas amostras, não podendo ser traçadas assembleias fitolíticas estatisticamente significativas em todo o perfil, porém foi possível calcular os índices e fazer as devidas análises. Os fitólitos classificáveis apresentam-se em quantidade maior que os fitólitos não classificáveis em todas as lâminas observadas, exceto na amostra mais profunda (horizonte BC) (Figura 156). Entre as partículas contadas, no horizonte BC, 29% dos fitólitos eram classificáveis. Esse número sobe constantemente para 73% no horizonte B2, 81% na Linha de Pedra e 95% no horizonte B1. Depois disto, cai um pouco para 88% no horizonte A.

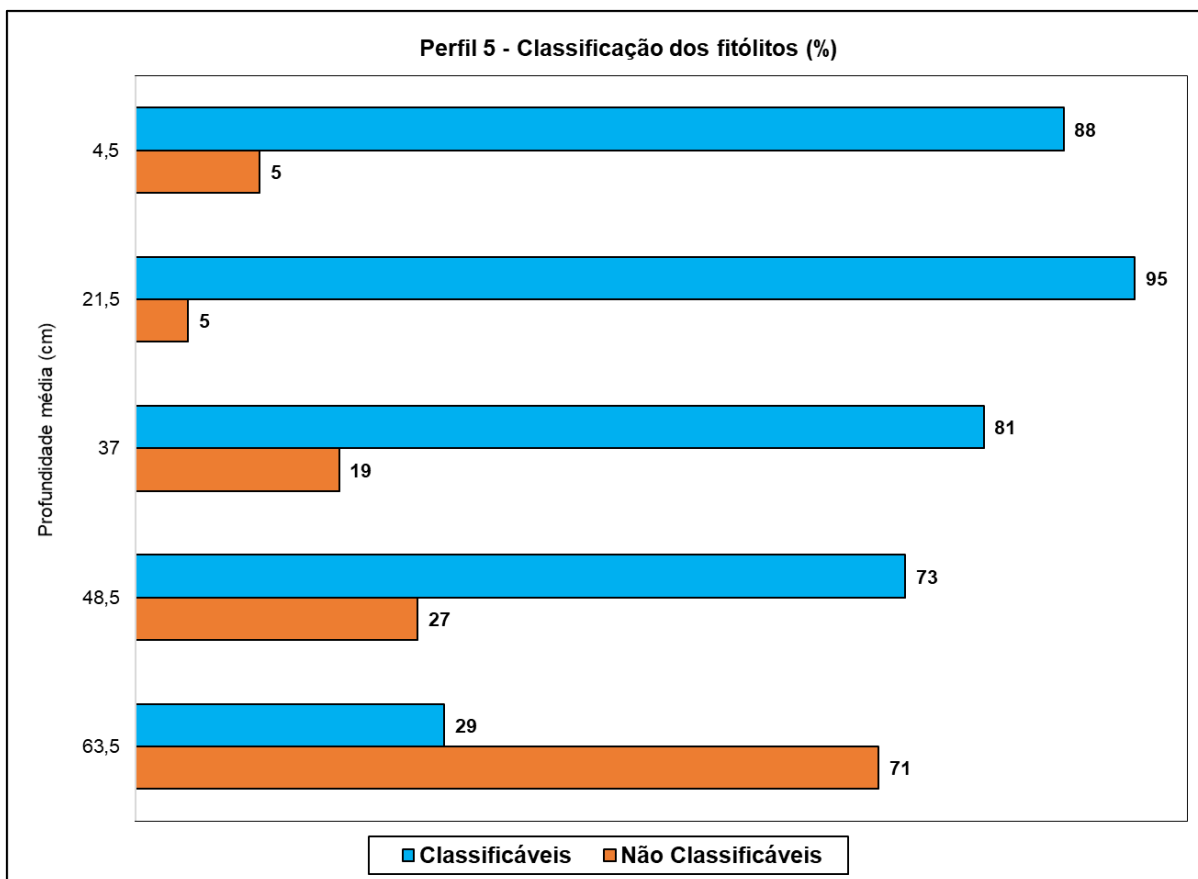


Figura 156 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 5

Tipos de fitólitos

Todas as amostras apresentaram maior quantidade de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal* e *elongate*; além de *tricomias* (principalmente na amostra B2). Estes fitólitos possuem tamanho maior que os demais tipos e estrutura mais robusta, o que pode ter colaborado para sua melhor preservação no perfil. O tipo *bilobate* aparece em grande quantidade nas três amostras mais superficiais, diminui bastante na amostra B2, até não ser mais encontrado na amostra mais profunda.

Os tipos *papillae*, característicos de Cyperaceae, *cross*, característicos de gramíneas, e *globular granulate*, característicos de lenhosas, são encontrados apenas nos horizontes A e B2 (existe 1% de *globular granulate* em B1 também). Apesar de serem pouco representativos, estes fitólitos indicam duas principais possibilidades: o horizonte B2 pode ser um antigo horizonte A que foi enterrado ou os fitólitos podem ter percolado para profundidades maiores e se acumularam em B2 devido sua granulometria mais fina, apesar de não ser a mais fina do perfil, e por serem fitólitos menores.

O tipo *bulliform cuneiform* aparece em todas as amostras em quantidade significativa, exceto na linha de pedra. O tipo *globular psilate* aparece apenas no horizonte A e na linha de pedra, na mesma proporção. O tipo *saddle* é o menos expressivo do perfil, aparecendo apenas nas duas amostras mais superficiais. (Figuras 157 e 158).

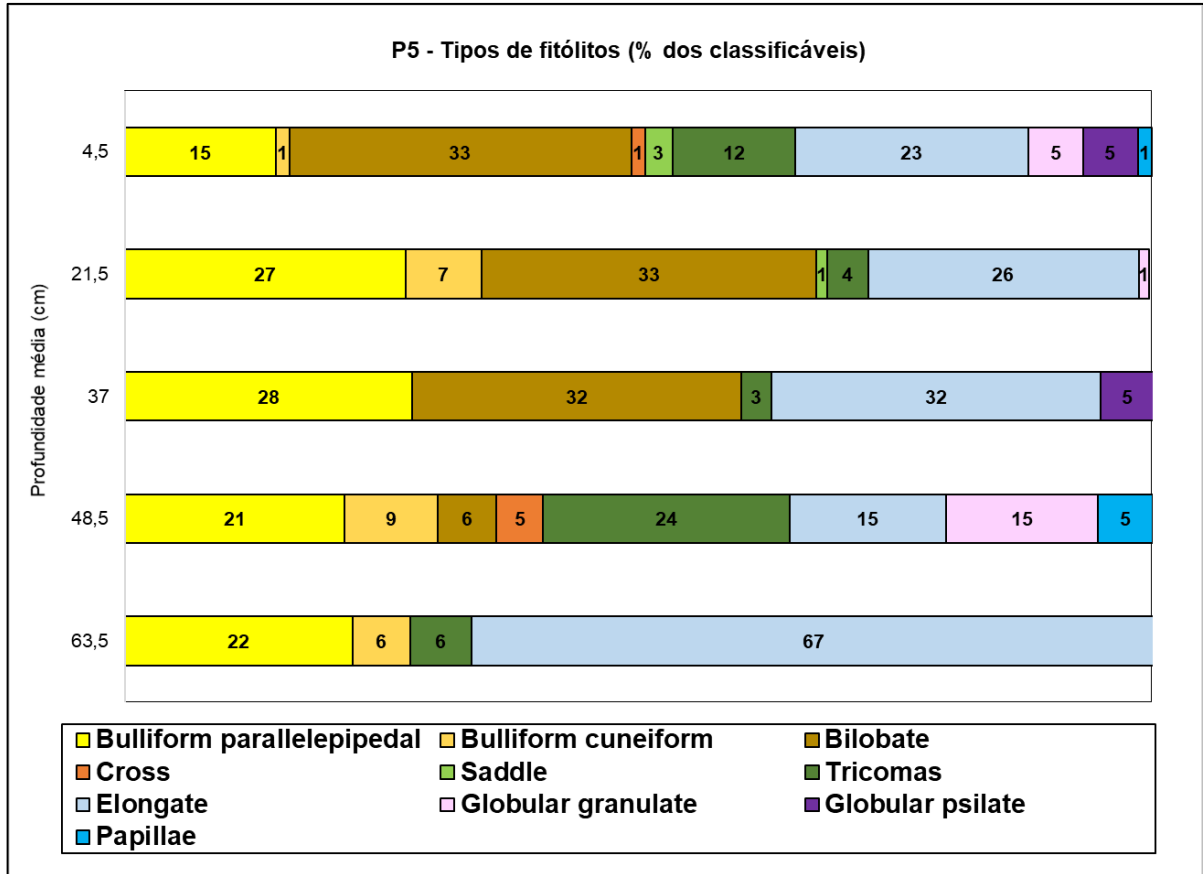


Figura 157 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 5

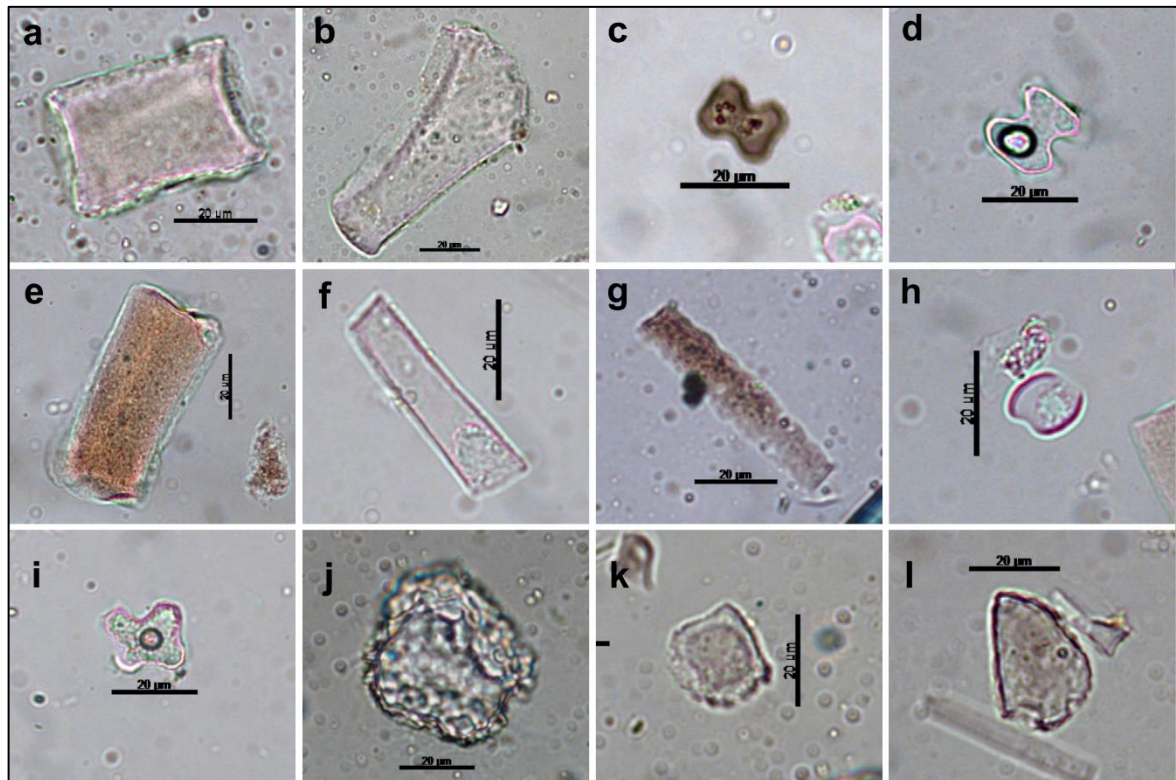


Figura 158 – Fitólitos observados no Perfil 5: a – *bulliform parallelepipedal*; b – *bulliform cuneiform*; c – *bilobate brown*; d – *bilobate*; e – *bulliform parallelepipedal brown*; f – *elongate psilate*; g – *elongate echinate both side brown*; h – *saddle*; i – *cross*; j – *globular granulate*; k – *papillae*; l – *acicular*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

Índices fitolíticos

O índice D/P apresenta valores baixos (de 0,00 a 0,23) em todas as amostras analisadas (Figura 159), indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas, como observa-se atualmente nesta área. Analisando a partir da base do perfil, há um aumento gradativo do índice em relação à superfície até a amostra B2, onde se atinge o maior índice do perfil, e onde também foi registrado o maior estoque de fitólitos. Esta tendência indica um aumento na cobertura arbórea da área com o passar do tempo, com aparecimento de algumas plantas lenhosas. Mais recentemente, de B2 até B1, constata-se uma queda no D/P para 0,08 e depois para 0,01. De B1 para A, o índice volta a aumentar, atingindo o maior valor do perfil, o que condiz com o observado atualmente (predominância de gramíneas com algumas lenhosas espaçadas).

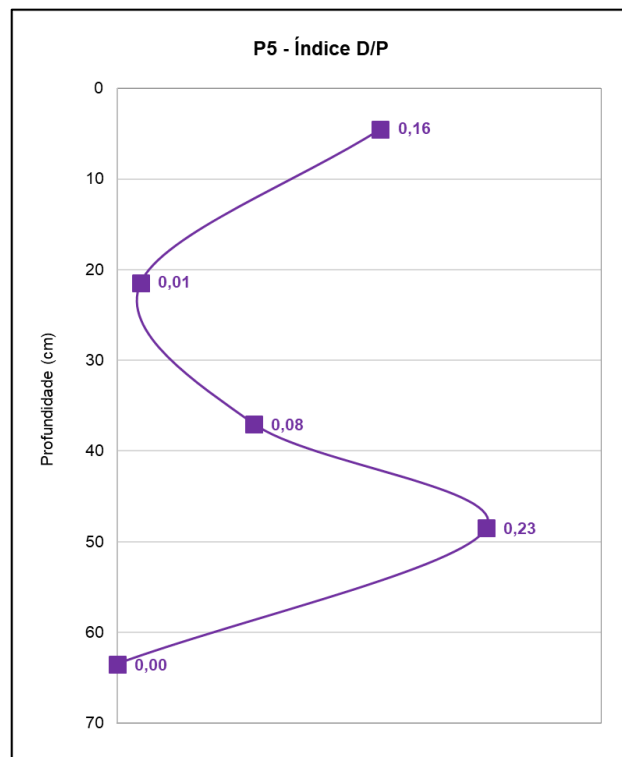


Figura 159 – Índice de densidade arbórea do Perfil 5

Para as três amostras mais profundas observa-se uma constante queda do índice de estresse hídrico (B_i), de 82 a 44% (Figura 160). Da linha de pedra até B1, ocorre um pequeno aumento do índice e mais recentemente, de B1 para A, o estresse hídrico volta a diminuir, atingindo o valor mínimo do perfil (24%).

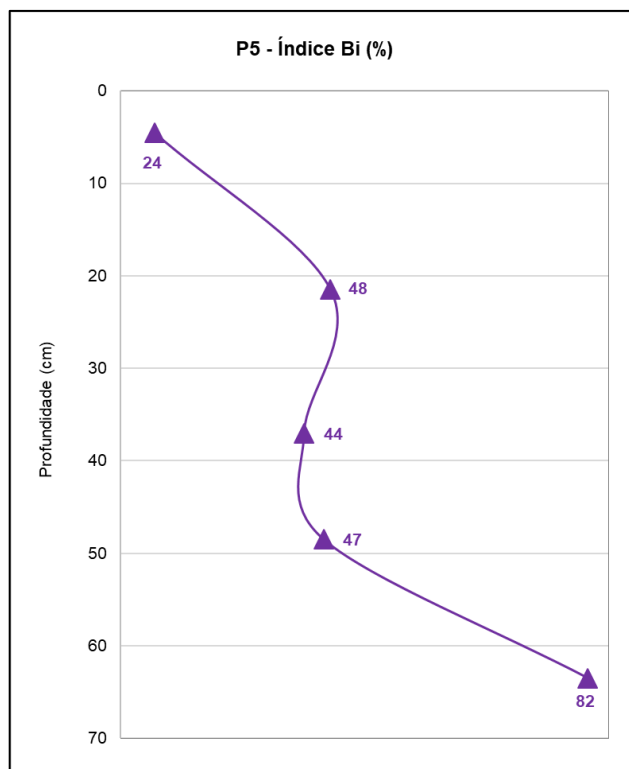


Figura 160 – Índice de estresse hídrico do Perfil 5

5.5.4 Datações por ^{14}C -AMS

A Tabela 13 apresenta as duas datações por ^{14}C -AMS realizadas no Perfil 5: a 34 cm de profundidade (transição entre o horizonte B1 e a linha de pedras), com idades entre 1520 e 1310 anos cal AP (Holoceno Superior) e a 70 cm de profundidade (transição entre os horizontes BC e C), com idades entre 2760 e 2360 anos cal AP (Holoceno Superior).

Tabela 13 – Datações do Perfil 5

Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (AP)	Erro Padrão	Idade Máxima (calAP - 2sigma)	Idade Mínima (calAP - 2sigma)	Mediana (cal AP)	Sigma
P5B1/P5LP	34	1563	43	1520	1310	1410	50
P5BC/P5C	70	2561	79	2760	2360	2580	110

5.6 Perfil 6

5.6.1 Análises Pedológicas

No Perfil 6, provavelmente um antigo terraço fluvial, localizado na bacia do ribeirão Rio Grande, complexo da Depressão de Gouveia, foram identificados os horizontes A, horizonte B e horizonte C (amostras C1 e C2) (Figura 161), classificado como um Cambissolo. Os resultados das análises pedológicas (porcentagem de carbono orgânico, nitrogênio, razão C/N, granulometria, textura e pH) estão representados na Tabela 14 e nas Figuras 162 a 166.

Este perfil apresenta uma transição na textura de franco argiloso nos horizontes A e B para argiloso no horizonte C. A concentração de areia grossa apresenta valores relativamente

baixos em todo o perfil, aumentando do horizonte A para o B (de 180 a 202 g/Kg), e depois diminuindo com a profundidade, no horizonte C (de 191 a 186 g/Kg). O teor de areia fina aumenta constantemente com a profundidade (de 169 g/Kg no horizonte A para 233 g/Kg no horizonte C2). A concentração de silte segue o padrão oposto, diminuindo com a profundidade (de 255 a 138 g/Kg). Pelo contrário, os teores de argila aumentam gradativamente com a profundidade (de 395 a 422 g/Kg).

A acidez do solo sofre pequenas mudanças no decorrer do perfil, diminuindo de média no horizonte A para moderada no horizonte B, depois aumentando para muito forte na amostra C1 e, por fim, diminui para forte na amostra C2 (pH varia de 5,6 a 4,4).

O teor de carbono orgânico varia de 2,03% no horizonte A e diminui com a profundidade até 0,59% na amostra C2, seguindo a tendência normal.

O teor em Nitrogênio (%N) diminui com a profundidade em todo o perfil, acompanhando os teores de carbono, variando de 0,17% no horizonte A até 0,05% na amostra C2, ou seja, maior degradação do solo, o que já era esperado para um horizonte C.

As razões C/N se mantêm praticamente as mesmas em todo perfil, ficando entre 11,92 e 10,02.

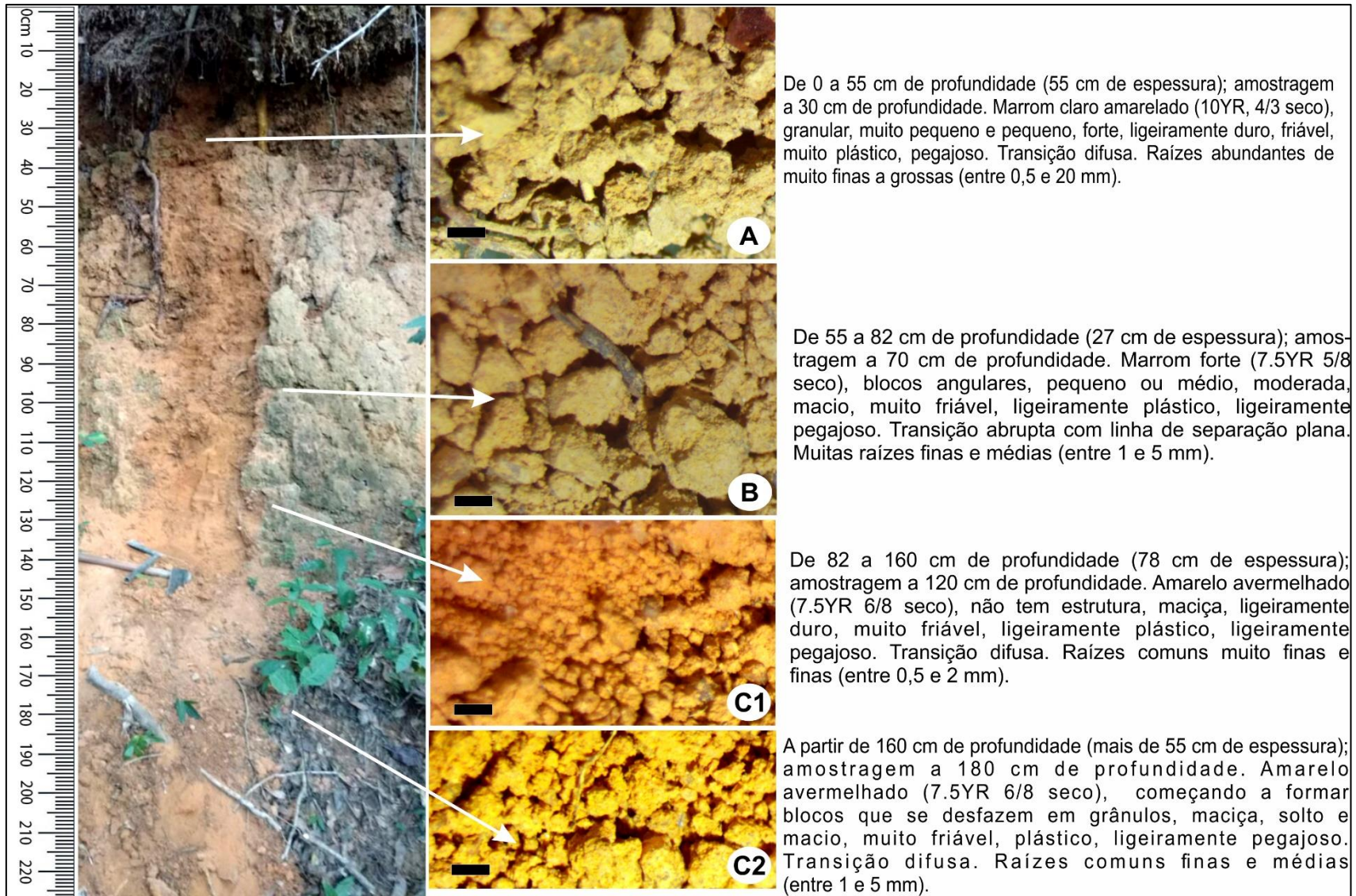


Figura 161 – Descrição do Perfil 6.
Autor: Dias, 2020.

Tabela 14 – Análises pedológicas do Perfil 6

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	Nitrogênio		Carbono Orgânico		C/N	pH				
	Areia Grossa 2 – 0,2 (mm)	Areia Fina 0,2 – 0,05 (mm)	Silte 0,05 – 0,002 (mm)	Argila <0,002 (mm)		massa (mg)	(%)	massa (mg)	(%)		1	2	3	Média	Classificação
P6A	174	188	235	381	Franco argiloso	9,642	0,170	9,642	2,026	11,920	5,80	4,68	5,17	5,22	Acidez média
P6B	200	161	230	376	Franco argiloso	9,428	0,095	9,428	1,114	11,781	5,32	5,20	6,39	5,64	Acidez moderada
P6C1	142	180	236	478	Argila	9,380	0,059	9,380	0,588	10,022	4,23	4,58	4,41	4,41	Acidez muito forte
P6C2	128	157	301	398	Argila	9,252	0,050	9,252	0,593	11,880	5,64	5,14	4,48	5,09	Acidez forte

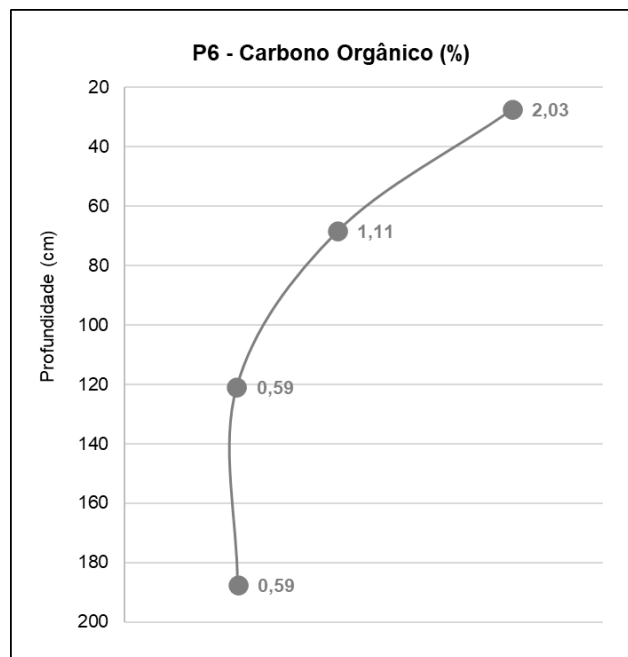


Figura 164 – Porcentagem de carbono orgânico do Perfil 6

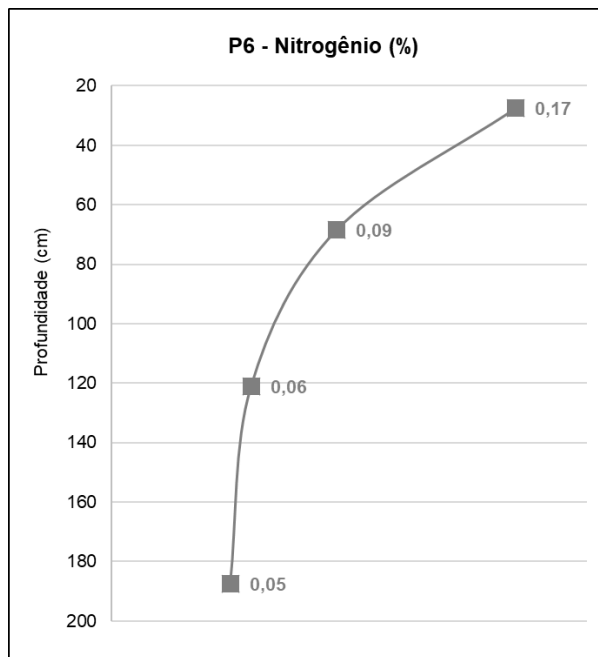


Figura 163 – Porcentagem de Nitrogênio do Perfil 6

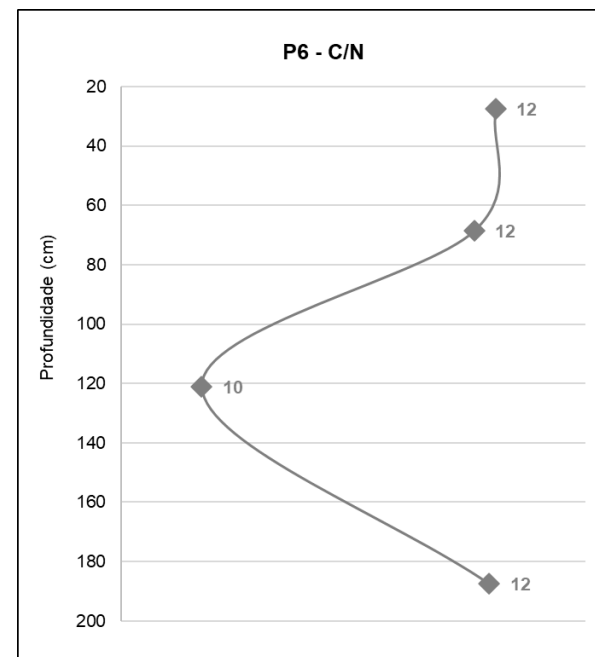


Figura 162 – Razão C/N do Perfil 6

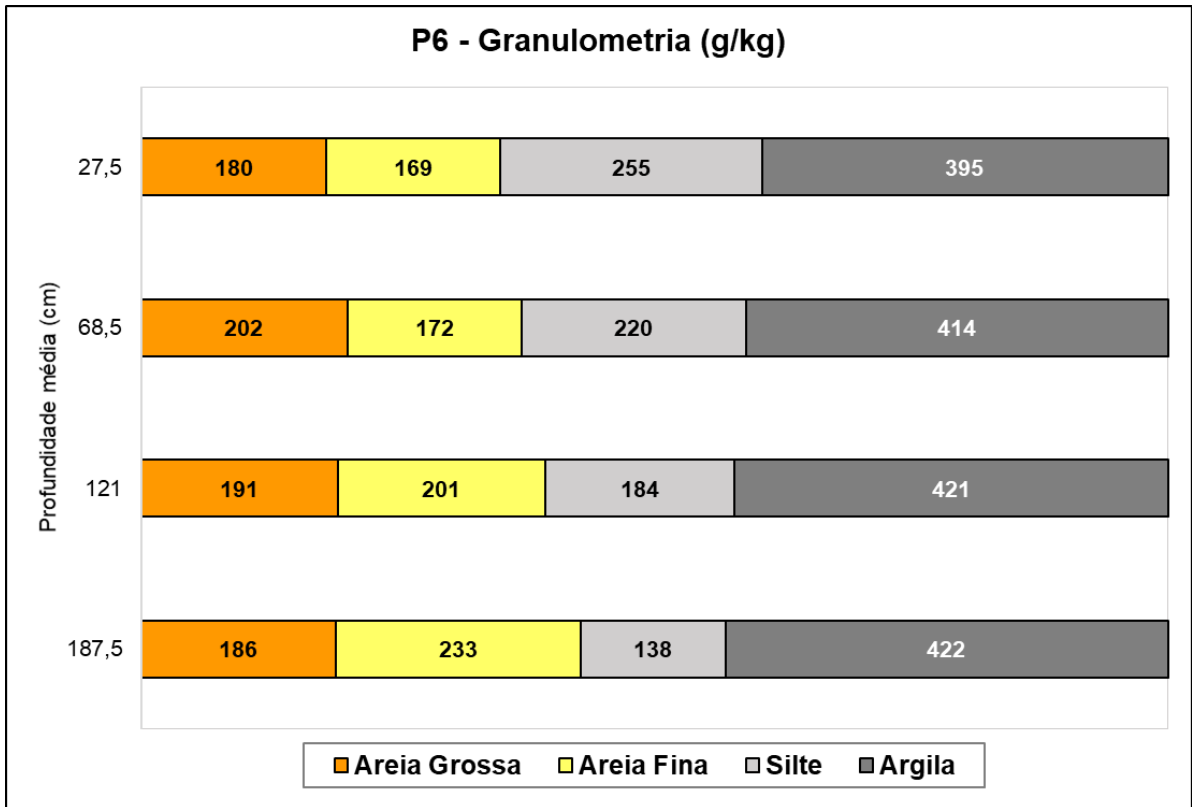


Figura 165 – Granulometria do Perfil 6

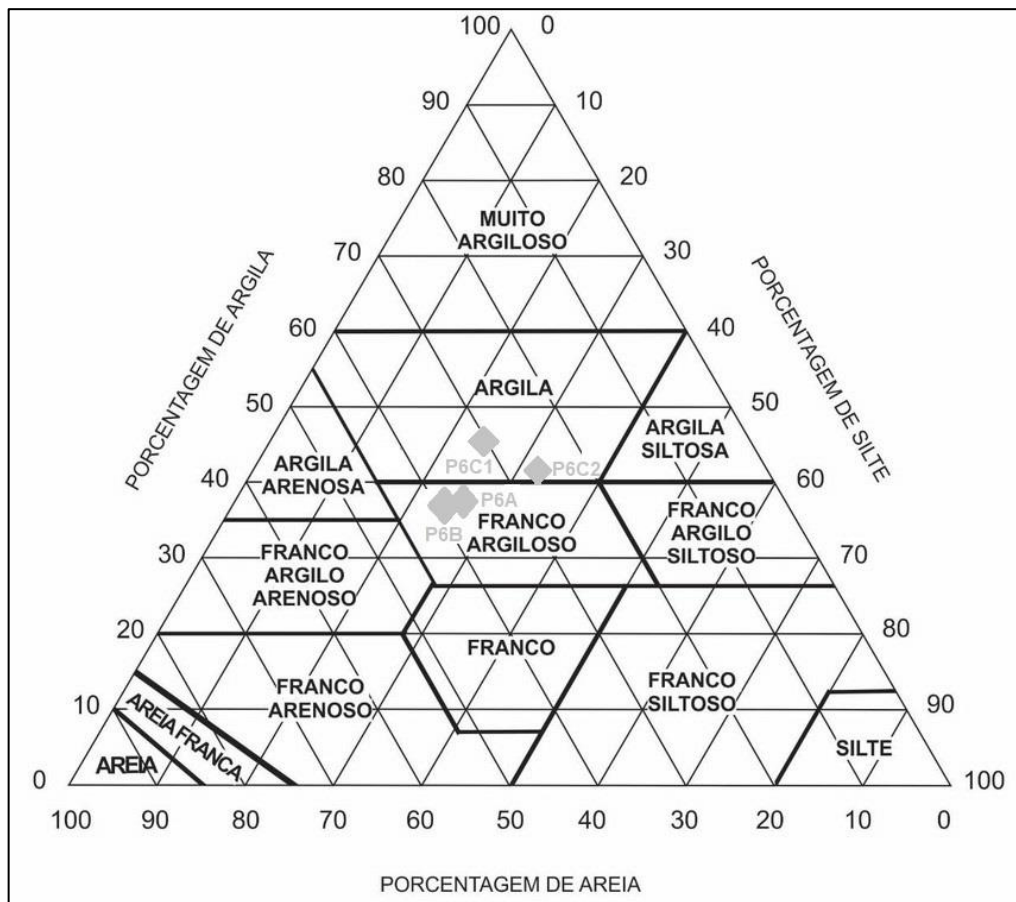


Figura 166 – Textura do Perfil 6

5.6.2 Fitólitos de Plantas

- Anacardiaceae, espécie não identificada.

Alta produção de fitólitos poliédricos articulados e traqueídeos silicificados. Também foram encontradas algumas bases de tricomas silicificados.

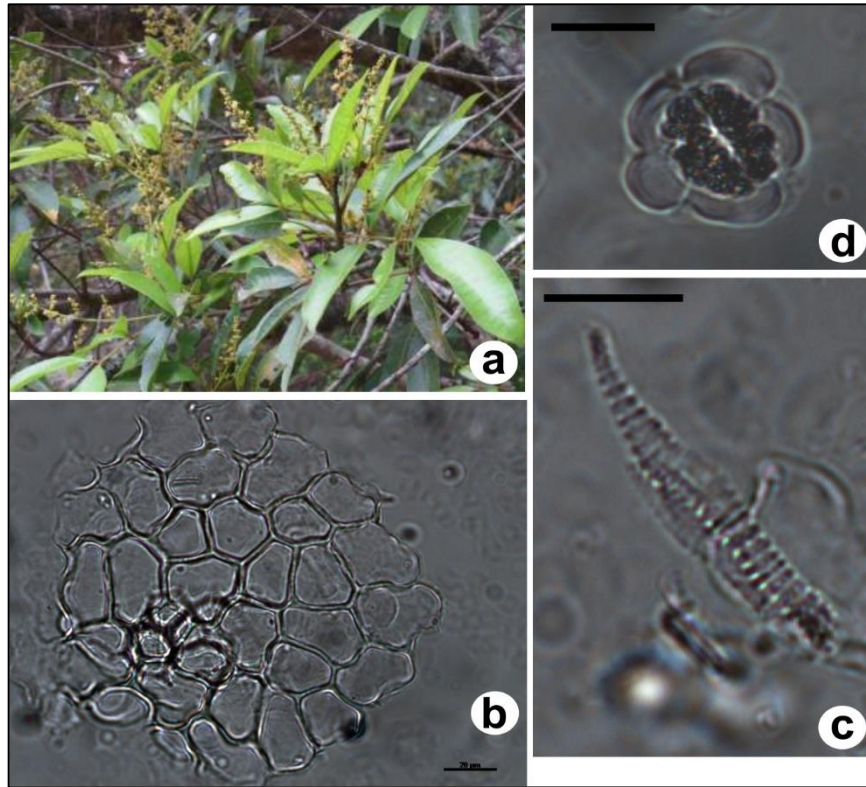


Figura 167 – Fitólitos observados nesta Anacardiaceae: a – espécie coletada; b – poliédricos; c – traqueídeos; d – base de tricoma. Barra de escala: 20 μm . Autor: Dias, 2020.

- Myrtaceae, espécie não identificada.

Predominância de fitólitos do tipo *elongate psilate* e traqueídeos silicificados. Presença de fragmentos de tricomas do tipo *lanciolate*. Produção média. Piperno (1988) observou rara ou nenhuma produção de fitólitos nesta família. Ricardo (2018) encontrou pouca produção de fitólitos, com predominância de traqueídeos e poliédricos, alguns *globular granulate* e tricomas do tipo *acicular* e raros *elongate*.

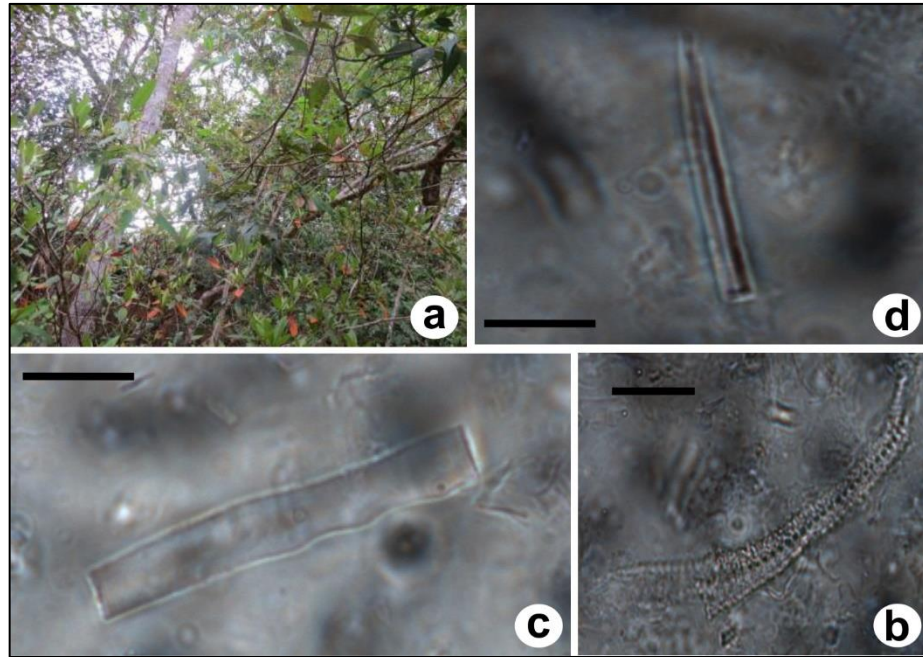


Figura 168 – Fitólitos observados nesta Myrtaceae: a – espécie coletada; b – traqueídeo; c – elongate psilate; d – ponta de lanciolate. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Melastomataceae, *Tibouchina* sp. 3

Não foram encontrados fitólitos.

- Malpighiaceae, *Byrsonima* sp.

Não foram encontrados fitólitos.

- Arecaceae, 2 espécies não identificadas.

Produção muito alta de fitólitos do tipo *globular echinate*.

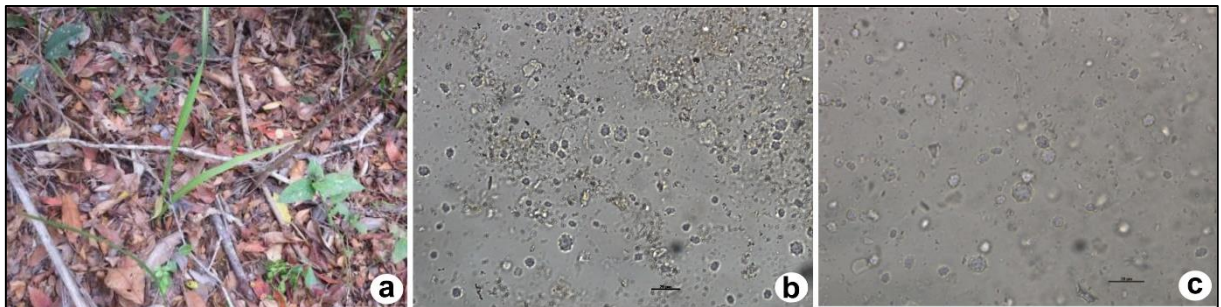


Figura 169 – Fitólitos observados nesta Arecaceae: a – espécie coletada; b, c – *globular echinate*. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

Produção muito alta de fitólitos do tipo *globular echinate*. Alguns traqueídeos silicificados.

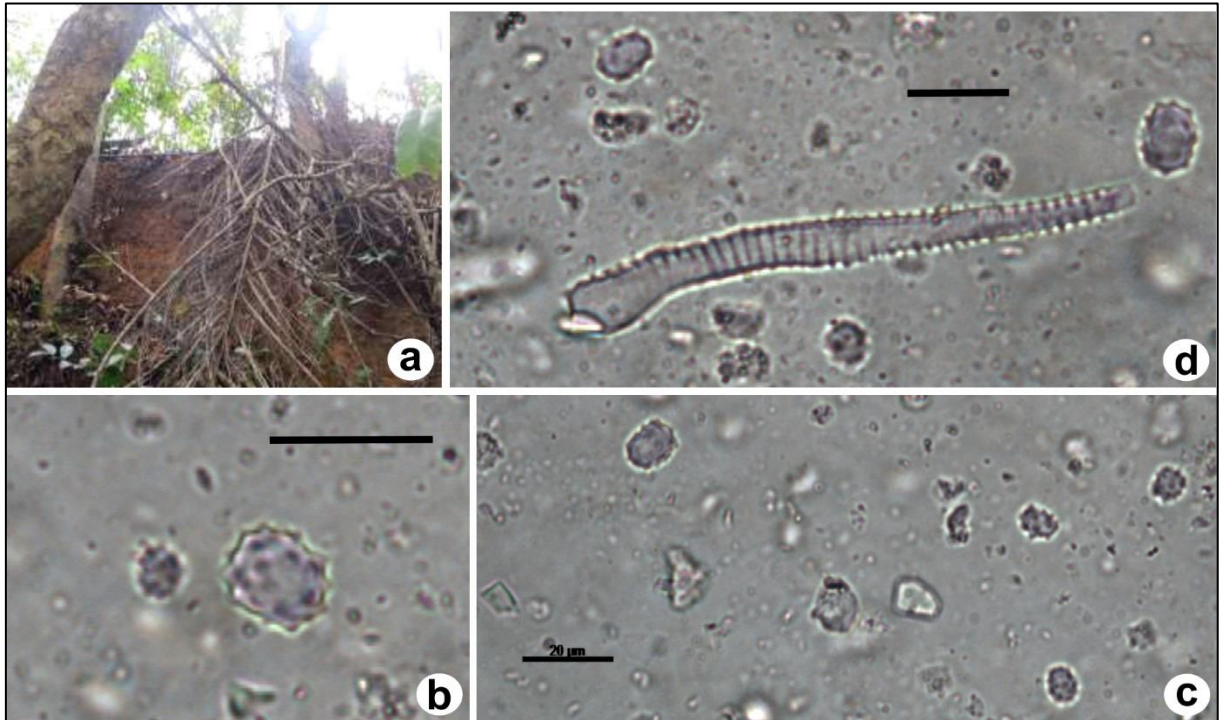


Figura 170 – Fitólitos observados nesta Arecaceae: a – espécie coletada; b, c – *globular echinate*; d – traqueídeo. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Fabaceae, *Stylosanthes sp.*; *Crotolaria sp.*, *Copaifera sp.*

Presença de tricomas do tipo *lanziolate*, *elongate psilate* e traqueídeos silicificados. Produção rara.

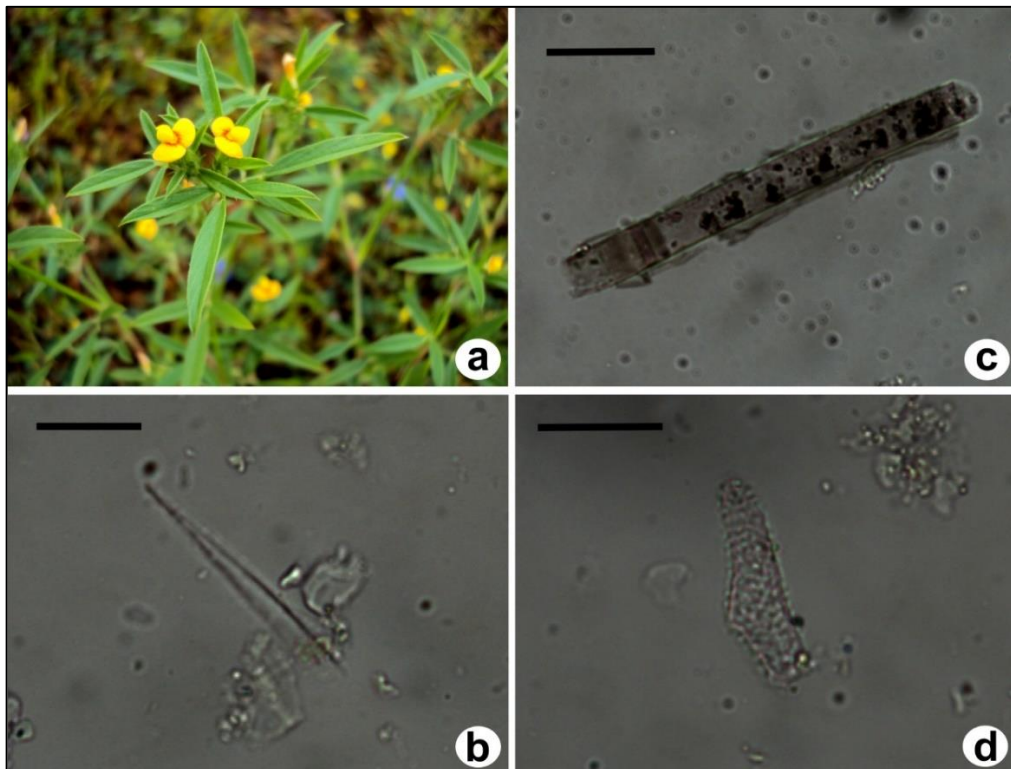


Figura 171 – Fitólitos observados em *Stylosanthes sp.*: a – espécie coletada; b – *lanziolate*; c – *elongate psilate*; d – traqueídeo. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

Presença de traqueídeos silicificados, tricomas do tipo *acicular* e poliédricos articulados. Produção média.

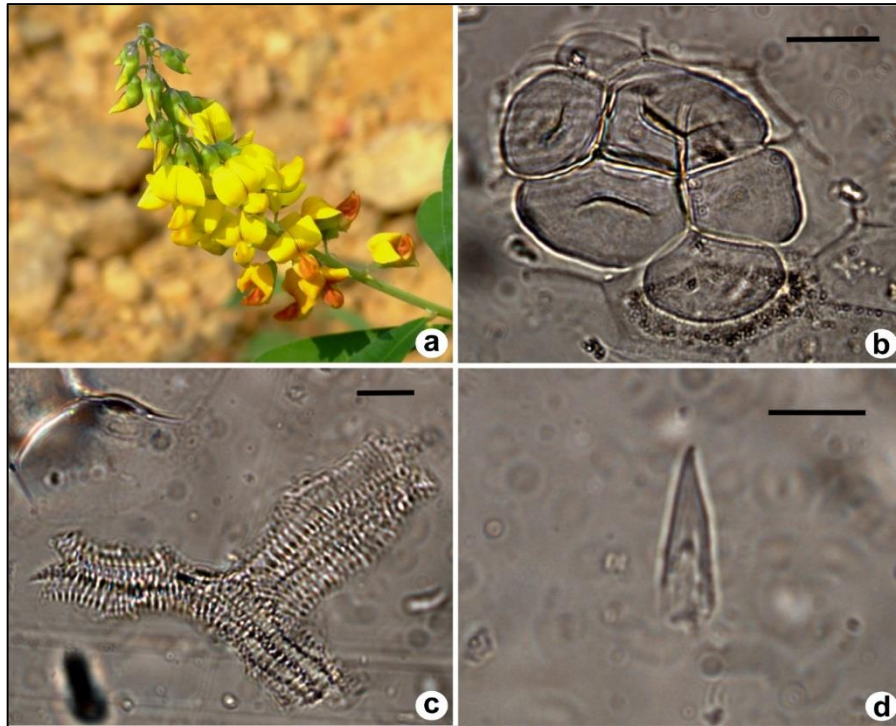


Figura 172 – Fitólitos observados em *Crotolaria* sp.: a – espécie coletada; b – poliédricos articulados; c – traqueídeos; d – *acicular*. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

Não foram encontrados fitólitos em *Copaifera* sp.

- Poaceae, espécie não identificada

Presença de fitólitos do tipo *bilobate*, *cross*, *elongate psilate*, *bulliform parallelepipedal* e estômatos silicificados. Produção muito alta.

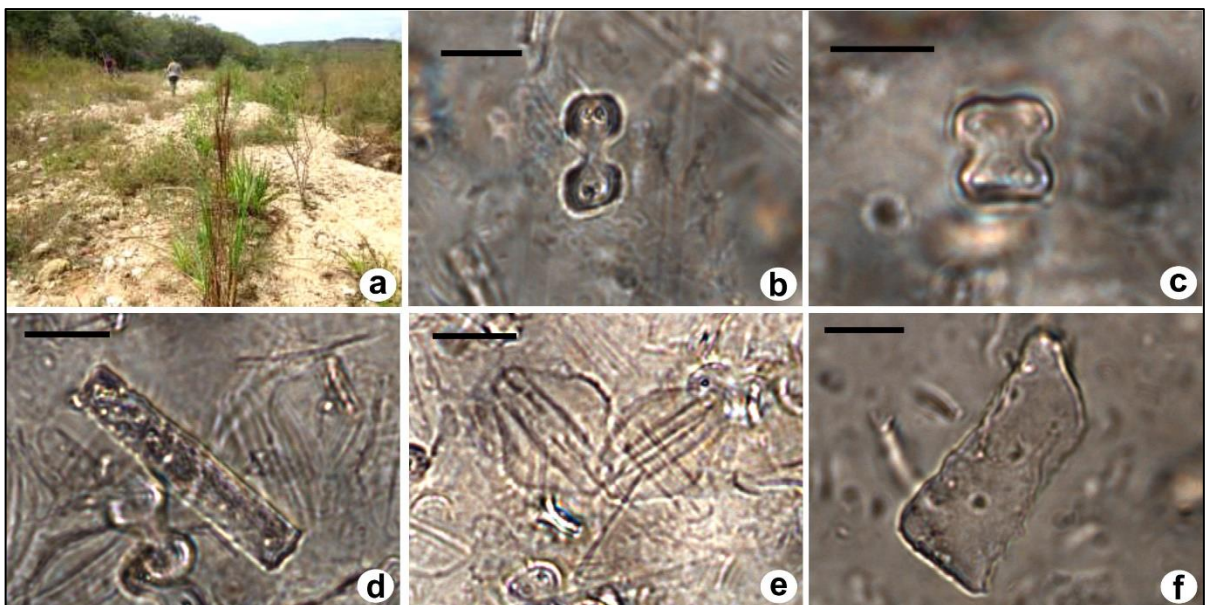


Figura 173 – Fitólitos observados nesta Poaceae: a – espécie coletada; b – *bilobate*; c – *cross*; d – *elongate psilate*; e – estômatos; f – *bulliform parallelepipedal*. Barra de escala: 20 μ m. Autor: Dias, 2020.

- Cyperaceae, *Fimbristylis* sp. e uma espécie não identificada

Produção alta de fitólitos do tipo papillae. Alguns elongate psilate.

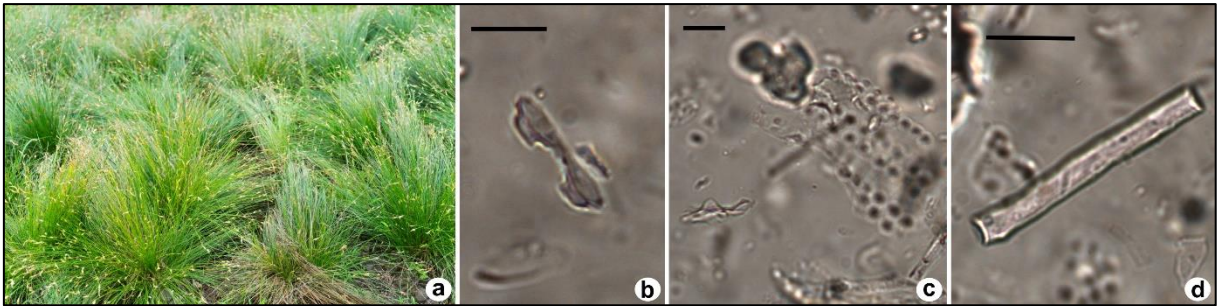


Figura 174 – Fitólitos encontrados em *Fimbristylis* sp.: a – espécie coletada; b, c – *papillae*; d – *elongate psilate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

Presença de traqueídeos silicificados e fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*. Pouca produção.

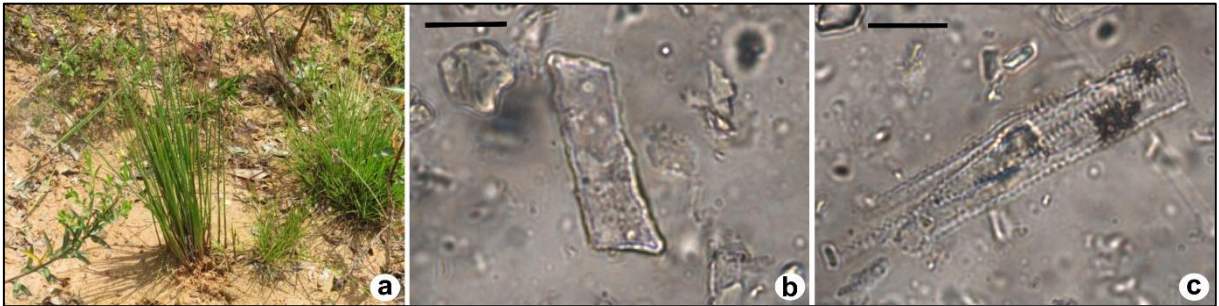


Figura 175 – Fitólitos encontrados nesta Cyperaceae: a – espécie coletada; b – *bulliform parallelepipedal*; c – traqueídeo. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

- Onagraceae, *Ludwigia* sp.

Produção rara de tricomas do tipo acicular e poliédricos articulados.

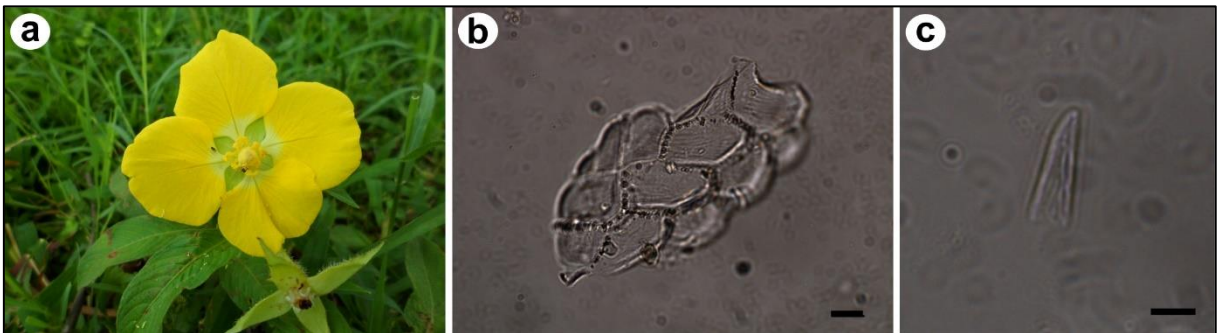


Figura 176 – Fitólitos encontrados em *Ludwigia* sp.: a – espécie coletada; b – poliédricos articulados; c – *acicular*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

5.6.3 Fitólitos do solo

Estoque de fitólitos

O estoque de fitólitos segue o padrão normal de distribuição, diminuindo gradativamente com a profundidade (Figura 177), de 355 fitólitos contados no horizonte A a 122 no horizonte C1.

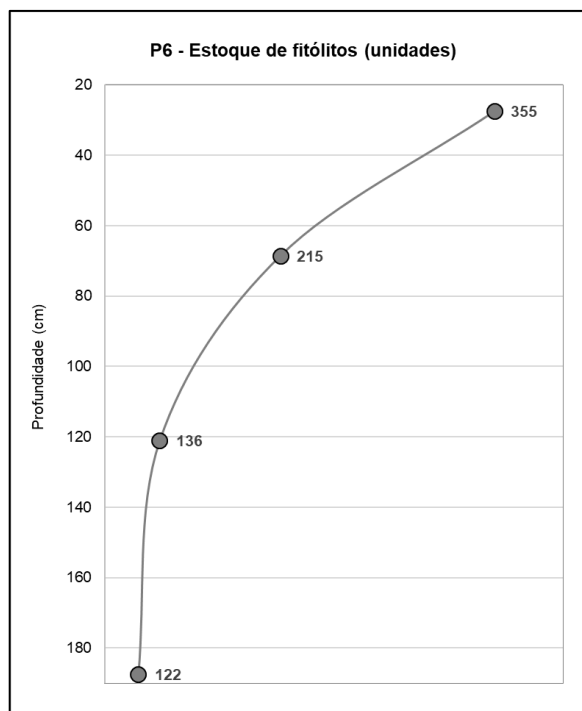


Figura 177 – Quantidade de fitólitos contados no Perfil 6

Classificação dos fitólitos

Foi possível caracterizar assembleias fitolíticas apenas na metade superior do perfil (horizontes A e B), o que já era esperado, pois o horizonte C possui características pedológicas e pedogenéticas que dificultam a preservação dos fitólitos. Além disso, encontra-se quantidade maior de fitólitos classificáveis também nos horizontes mais superficiais, sendo o horizonte C2 o de maior porcentagem de fitólitos não classificáveis em todas as lâminas observadas (Figura 178). Entre as partículas contadas, no horizonte A, 95% dos fitólitos eram classificáveis. Esse número cai constantemente até 43% no horizonte C2.

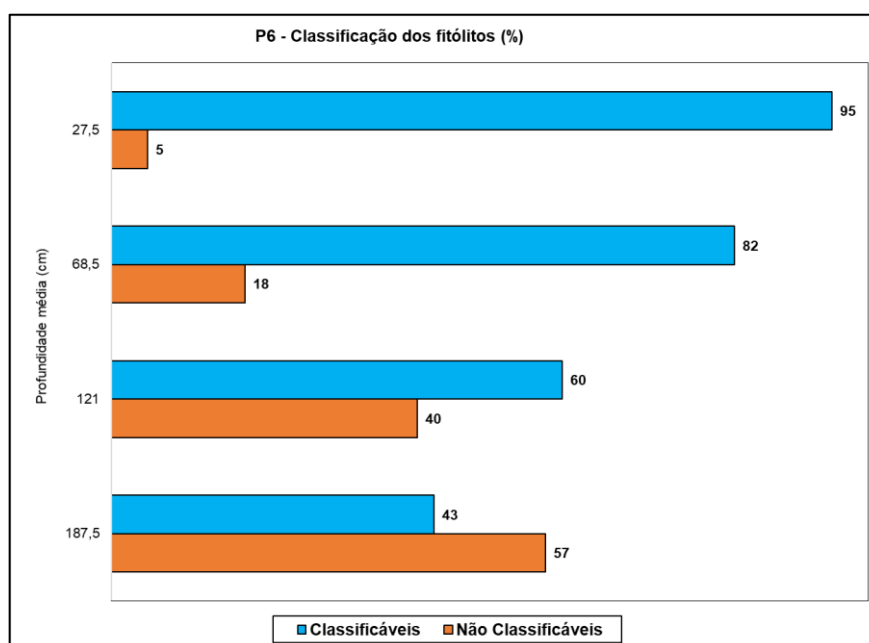


Figura 178 – Classificação dos fitólitos contados no Perfil 6

Tipos de fitólitos

Todas as amostras apresentaram maior quantidade de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*, *bulliform cuneiform* e *bilobate*, fitólitos característicos de gramíneas. O tipo *elongate* aparece em quantidade expressiva nos horizontes A e B, diminuindo com a profundidade, até não ser encontrado nas amostras do horizonte C. Em quantidades menores, também são encontrados nos horizontes A e B os tipos *globulares psilate*, *cross* e tricomas silicificados.

Os tipos *globular echinate* e *globular granulate*, típicos de palmeiras e lenhosas, respectivamente, aparecem na amostra mais profunda (horizonte C2), não são encontrados no horizonte C1 e voltam a aparecer, inclusive em maior quantidade, nos horizontes B e A, indicando um momento com predominância de gramíneas em C1 e, mais recentemente, aumento relativo da densidade arbórea (Figuras 179 e 180).

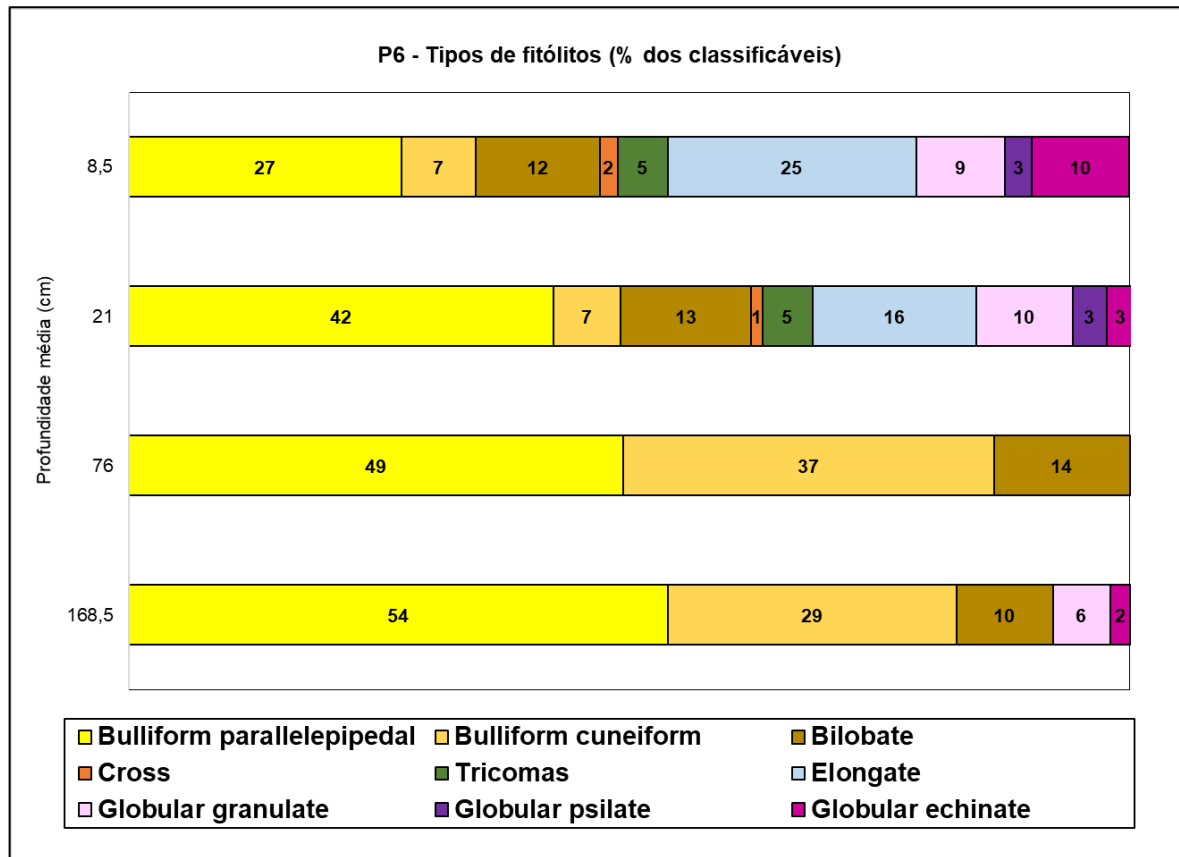


Figura 179 – Porcentagem de fitólitos classificáveis do Perfil 6

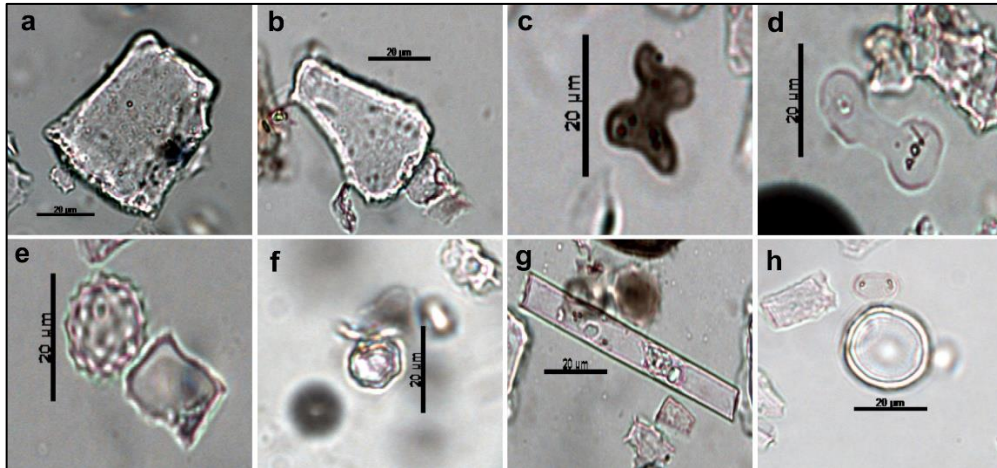


Figura 180 – Fitólitos encontrados no Perfil 6: a – *bulliform parallelepipedal*; b – *bulliform cuneiform*; c – *cross brown*; d – *bilobate*; e – *globular echinate* e *bulliform parallelepipedal*; f – *globular granulate*; g – *elongate psilate*; h – *globular psilate*. Barra de escala: 20 µm. Autor: Dias, 2020.

Índices fitolíticos

O índice D/P apresenta valores baixos (de 0,00 a 0,21) em todas as amostras analisadas (Figura 181), indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas, como encontrado na maior parte das áreas de terraços fluviais da região. Analisando a partir da base, há uma diminuição gradativa do índice em relação à superfície até a amostra C1, onde se atinge o menor índice do perfil, e onde também foi registrado a menor razão C/N, ou seja, o máximo de decomposição da matéria orgânica. Mais recentemente, de C1 até A, constata-se um aumento no D/P para 0,19 e 0,21, indicando um momento com maior presença de plantas lenhosas na área, o que também é observado atualmente.

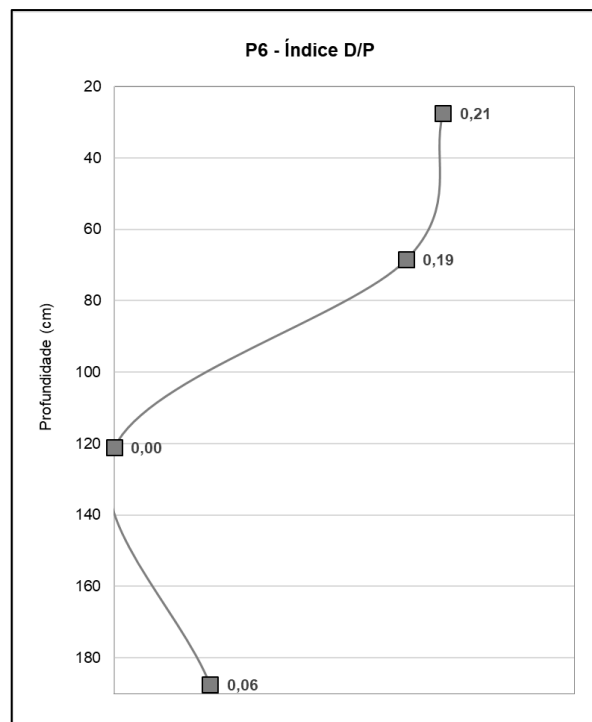


Figura 181 – Índice de densidade arbórea do Perfil 6

Observa-se uma constante diminuição do índice de estresse hídrico (Bi), partindo de 90% na amostra C2 e chegando ao mínimo do perfil no horizonte A – 64% (Figura 182). Percebe-se que nas amostras do horizonte C, em que o Bi está mais alto, também são as amostras com menor D/P. Conforme o D/P aumenta, o Bi diminui.

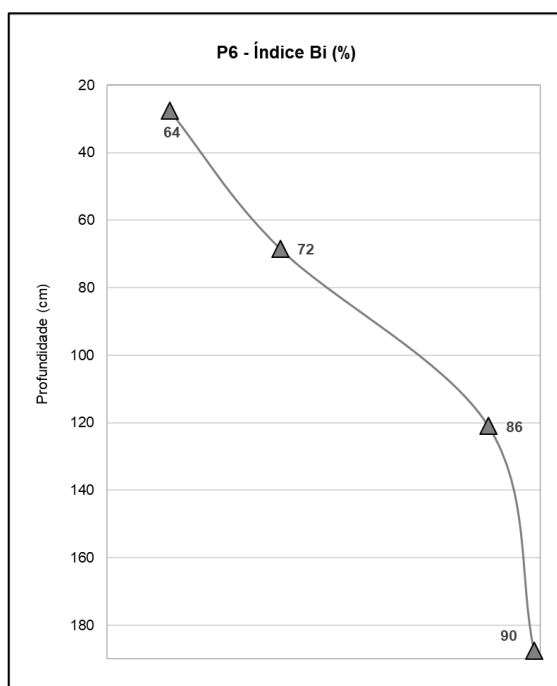


Figura 182 – Índice de estresse hídrico do Perfil 6

O índice Pa/P começa bem baixo, chegando a zero na amostra C1 (Figura 183). A partir deste momento, tende a aumentar, chegando ao máximo no horizonte A. Este índice segue exatamente o mesmo padrão do índice D/P, mostrando que as mudanças que ocorriam neste ambiente influenciavam tanto árvores quanto palmeiras.

Estes resultados apontam que na amostra C1 houve alguma mudança para um momento relativamente mais seco e com o passar do tempo, o ambiente foi ficando cada vez mais úmido ou com maior disponibilidade de água. Provavelmente por causa da proximidade com o rio, o Bi tende a diminuir constantemente, já que plantas lenhosas e palmeiras possuem raízes mais profundas, formando uma pequena mata ciliar.

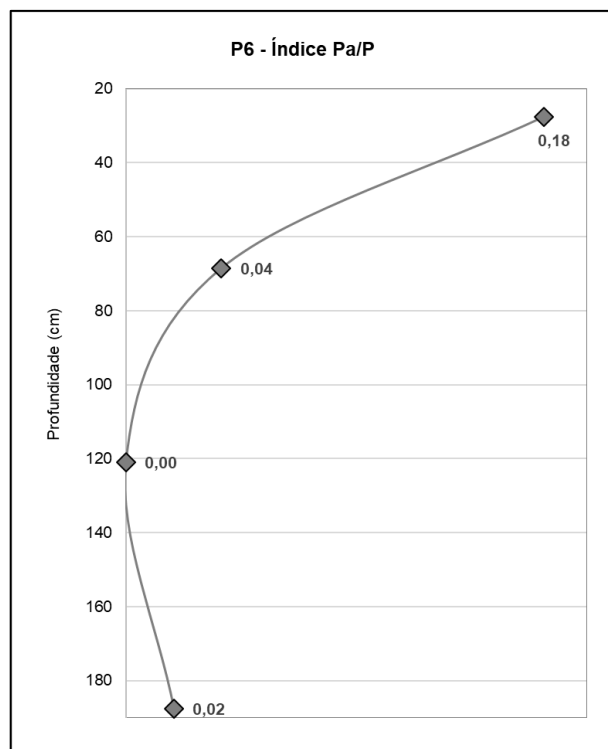


Figura 183 – Índice de densidade de palmeiras do Perfil 6

5.6.4 Datações por ^{14}C -AMS

A Tabela 15 apresenta as duas datações por ^{14}C -AMS realizadas no Perfil 6: a 55 cm de profundidade (transição entre os horizontes A e B), com idades entre 970 e 790 anos cal AP (Holoceno Superior) e a 82 cm de profundidade (transição entre os horizontes B e C1), com idades entre 3320 e 2950 anos cal AP (Holoceno Superior).

Tabela 15 – Datações do Perfil 6

Amostra	Profundidade (cm)	Idade ^{14}C (AP)	Erro Padrão	Idade Máxima (calAP - 2sigma)	Idade Mínima (calAP - 2sigma)	Mediana (cal AP)	Sigma
P6A/P6B	55	1048	41	970	790	910	50
P6B/P6C1	82	2991	46	3320	2950	3100	80

6 SÍNTESE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS

Para cada perfil de solo, foi feito um agrupamento por similaridade (CONISS) a fim de estabelecer zonas fitolíticas, considerando o estoque de fitólitos, o grau de conservação e os índices fitolíticos, principalmente o D/P, porque pôde ser calculado para todos os perfis e é o que melhor expressa o tipo de cobertura vegetal, permitindo inferir mudanças no ambiente.

Essa delimitação das zonas levou em consideração também as análises pedológicas, sobretudo granulometria e estoque de carbono, já que o pH de todas as amostras é favorável à conservação dos fitólitos. Foi necessário considerar também as análises pedológicas para melhor interpretar as mudanças no estoque de fitólitos. A quantidade de fitólitos presente em uma amostra de solo ou sedimento depende, por um lado, da produção pelas plantas e, por outro lado, da granulometria das amostras, que pode facilitar a acumulação dos fitólitos (partículas mais finas, como silte e argila), ou, quando grosseiras (arenosas e cascalhentas), permitir sua percolação para camadas mais profundas.

6.1 Perfil 1

Não foram realizadas datações neste perfil. Foi possível distinguir 2 zonas no perfil (Figura 184):

Zona I: corresponde ao horizonte C (amostras C1 e C2). Esta é a zona do perfil com menor estoque de fitólitos e observa-se maior porcentagem de fitólitos não classificáveis, o que é esperado nos horizontes mais profundos. Da base para o topo da zona, as tendências são de aumento da porcentagem de fitólitos não classificáveis, de aumento do índice D/P, que parte de seu menor valor em C2 e atinge na amostra C1 maior densidade arbórea que o atual, redução do índice Bi. As análises granulométricas revelam um pequeno aumento das frações mais finas (areia fina/silte/argila) e redução da fração de areia grossa. Todos estes dados sugerem um período de maior umidade.

Zona II: corresponde ao horizonte A. Esta zona segue a tendência normal de apresentar o maior estoque de fitólitos do perfil, porém a porcentagem de fitólitos não classificáveis continua crescendo, o que não é esperado para um horizonte superficial. O índice D/P diminui na direção da superfície, enquanto o índice Bi tende a aumentar, apresentando tendência inversa à Zona I. As análises granulométricas também mostram um padrão inverso à zona anterior, com aumento considerável da fração de areia e diminuição de silte e argila. Esta mudança na granulometria pode ter acelerado o processo de deterioração dos fitólitos. Os resultados encontrados sugerem que o ambiente foi ficando gradativamente mais seco.

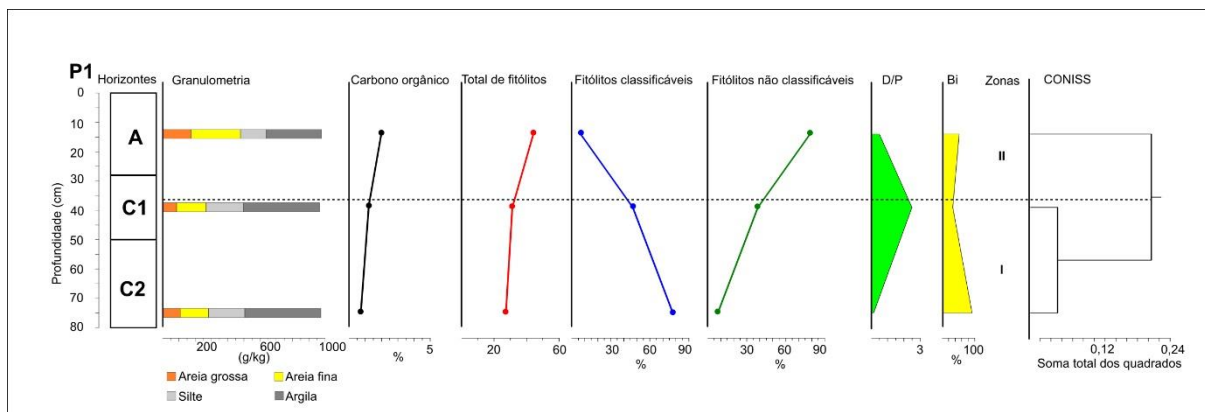


Figura 184 – Síntese dos resultados do Perfil 1, com divisão de 2 zonas fitolíticas pelo CONISS.
Autor: Rasbold, 2020.

Atualmente, existe pouca vegetação na área, com alguns arbustos espaçados. As plantas coletadas como referência para análise da cobertura vegetal não são boas produtoras de fitólitos. O solo atualmente é composto por muitos cascalhos e também sofre bioturbação. Estes fatores são considerados limitadores da preservação dos fitólitos no solo.

Acredita-se que o Perfil 1 trata-se de um nível deposicional em contexto de vertente do Córrego dos Pereiras. Com o passar do tempo, o rio migrou lateralmente, descendo a vertente, e abandonando este terraço fluvial. A base do depósito está assentada sobre elúvio. Há uma componente tectônica muito importante nesta área, litologias extremamente friáveis, declividade e clima desfavoráveis à preservação, então quando o nível fluvial começou a ser abandonado, ele já começou a ser destruído. Observa-se também que os seixos encontrados não são pequenos, então a energia de transporte desse rio não era baixa (não era energia de brejo, nem de planície), era um leito com uma considerável capacidade de transporte.

6.2 Perfil 2

Foi possível distinguir 3 zonas no perfil (Figura 185):

Zona I (a partir de 17360 anos cal AP): corresponde aos horizontes Bh e E. Da base até o limite da zona há um aumento no estoque de fitólitos (horizonte E tem o maior estoque do perfil), na porcentagem dos fitólitos classificáveis e no índice Pa/P. O índice D/P diminui, indicando que essa produção maior de fitólitos é oriunda de gramíneas (que são mais produtoras que as lenhosas). O teor de carbono orgânico diminui um pouco, chegando ao mínimo do perfil. As análises granulométricas revelam tendência de aumento da fração de areia grossa, e diminuição das outras frações mais finas.

Zona II (1710-1580 anos cal AP): corresponde ao horizonte A2. É o menor estoque do perfil, enquanto os índices D/P e Pa/P são os maiores, indicando um aumento da cobertura arbórea na região nesse período, provavelmente porque as plantas lenhosas presentes nesta área, produzem poucos fitólitos ou estes não se preservam no solo. As plantas coletadas para coleção de referência mostram este mesmo padrão de produção de fitólitos: arbustos e

lenhosas com pouca ou média produção e gramíneas com produção alta. O índice Bi continua diminuindo, com tendência similar à Zona I. O teor de carbono orgânico aumenta neste horizonte. A granulometria se mantém semelhante à da zona anterior.

Zona III: corresponde ao horizonte A1. O índice D/P diminui novamente, chegando ao mínimo do perfil, ao contrário do estoque, que aumenta consideravelmente. O índice Pa/P também diminui bastante, chegando a quase zero. O índice Bi tende a diminuir em todas as zonas. Estes resultados indicam um possível aumento na umidade ou disponibilidade de água neste ambiente. O carbono orgânico volta a aumentar gradativamente. A granulometria mostra que as frações mais finas (silte/ argila) aumentam de proporção, enquanto as areias diminuem.

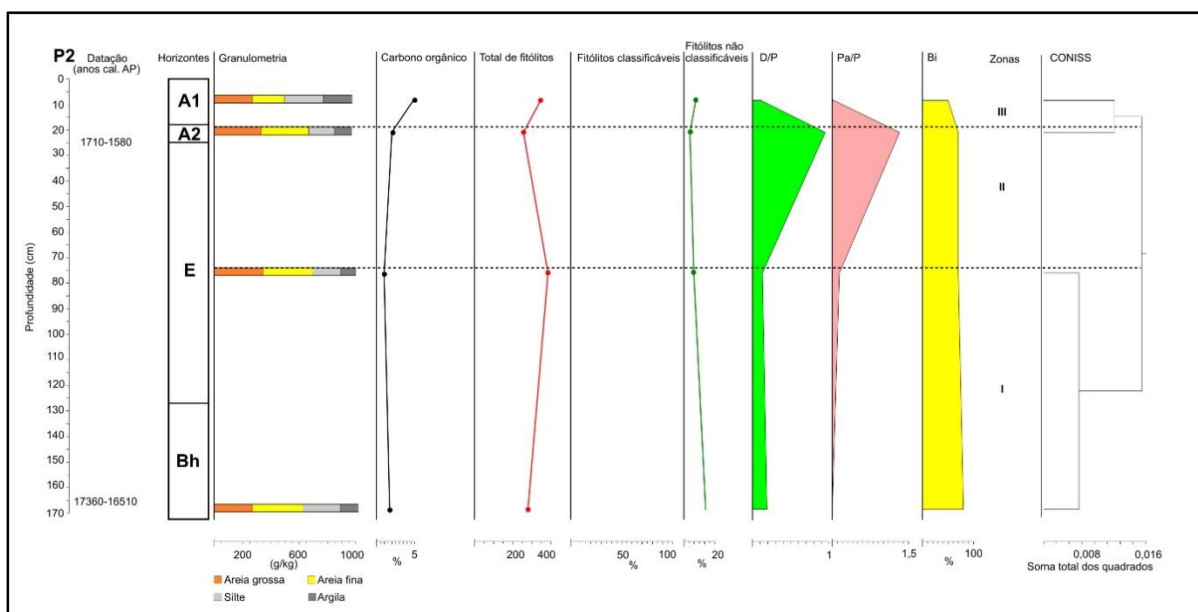


Figura 185 – Síntese dos resultados do Perfil 2, com divisão de 3 zonas pelo CONISS. Autor: Rasbold, 2020.

Provavelmente, no momento de formação dos horizontes Bh e E aquele era um ambiente de planície mais preservado, com a água do rio mais estagnada, ou seja, um ambiente mais retentor. Logo, era um ambiente mais favorável à preservação dos fitólitos e ao crescimento de gramíneas, pois o solo encharcado dificulta o crescimento de plantas lenhosas. Considerando-se a granulometria deste perfil e a geomorfologia local, há indícios de que, durante o encaixamento do córrego Contagem e seu consequente deslocamento, formou-se este depósito fluvial. Mesmo sendo arenoso, era um ambiente de baixa energia, onde areia era decantada com muita pouca energia, preservando melhor os fitólitos.

Acredita-se que, à medida que o curso da água foi migrando, o córrego Contagem deixou uma sequência de leito e planície (CARVALHO, 2019). Com a sucessiva migração lateral do córrego para o outro lado, este brejo foi sendo recoberto por areia (horizonte A). Portanto, quanto mais ele foi sendo basculhado e se afastando do brejo, mais areia foi sendo jogada por cima, soterrando aquela área. Logo, o que se observa não é propriamente uma

mudança climática e sim uma situação de haver mais ou menos água acumulada, ou maior e menor energia fluvial.

A umidade foi diminuindo gradativamente, mas continuava havendo disponibilidade de água para as plantas, pois o rio continuava muito próximo, por isso as lenhosas e palmeiras aparecem na Zona II. Com o rio se afastando ainda mais, esta umidade também diminuiu, então elas voltam a desaparecer e, no momento da formação do horizonte A1, em que a planície arenosa já estava bem mais seca, predominam as gramíneas. Os resultados encontrados com as análises de fitólitos ajudam a reforçar a ideia de que o rio fez essa migração lateral.

Nesta área há um fornecimento de areia muito superior ao de argila; a pouca argila existente não permanece no local, por causa dos regimes fluviais. Por isso, tem-se planícies fluviais arenosas (de baixa energia), ao contrário do que comumente se encontra descrito em outras regiões sobre a geomorfologia fluvial. A partir dos resultados obtidos, parece que tudo aquilo era uma planície, porém, mais atualmente, a parte superficial está sujeita à quebra pelo transporte pluvial, por causa da exposição. Os processos atuais são bem mais dinâmicos do que os que atuaram logo abaixo. Os processos superficiais nesta área são muito agressivos, a chuva é forte, conseguindo agir nesta parte superior, mas a 17cm de profundidade (A2) ela já não consegue mais. Quando o horizonte A2 estava na superfície (1710-1580 anos cal AP), a dinâmica era diferente, com energia bem menor.

Pode-se observar na região do Camilinho (Perfis 2 e 3) um extenso vale encaixado (Figura 186) entre os maciços rochosos quartzíticos, que também são as rochas responsáveis pela impermeabilização de grande parte das superfícies da região. Isto promove a formação de várias áreas de hidromorfismo que, ao longo de centenas de anos, vem promovendo o acúmulo de material orgânico (VASCONCELOS, 2019 – comunicação pessoal).

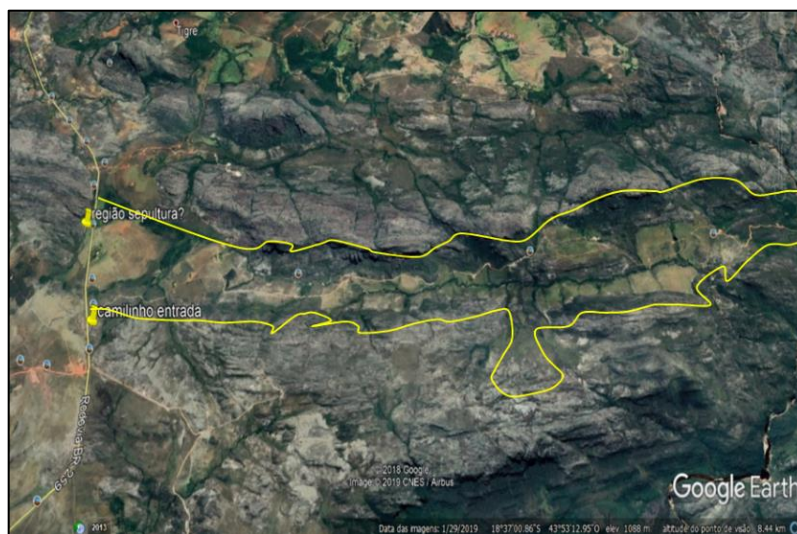


Figura 186 – Marcação no relevo do vale encaixado entre os maciços de quartzito. Fonte: Google Earth, 2018. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, GEBCO. Image Lands at/Copernicus.

Partindo da BR 259 e descendo no sentido do vale (Norte-Sul), observa-se um grande desnível topográfico até o nível de base local. Mesmo assim, desde quase o topo superior das vertentes até as margens dos rios, é possível encontrar Organossolos em ambas as margens. Tal fato parece indicar que esse vale outrora tenha sido uma dessas áreas “fechadas, ou semifechadas”, uma grande superfície hidromórfica, ou várias superfícies hidromórficas, que coalesceram a partir dos processos de denudação, e formaram o grande vale que, recentemente (durante o Quaternário), está sendo cada vez mais aberto por incisão vertical da drenagem (VASCONCELOS, 2019 – comunicação pessoal).

Essas superfícies guardam indícios da variação do nível de base, em pontos onde na base do perfil dos solos pode-se verificar linhas de plintita que indicam o nível vadoso, e a consequente precipitação do ferro, e, logo acima, zonas álbicas, indicando sua total remobilização, característica de ambientes hidromórficos (Perfil 3 – Figura 187 c, d, e). Na maioria das margens dos rios observa-se Organossolos espessos, que corroboram essa hipótese e, em alguns casos ainda, ocorre a migração de matéria orgânica, possivelmente formando Espodossolos (Perfil 2 – Figura 187 a, b) (VASCONCELOS, 2019 – comunicação pessoal).

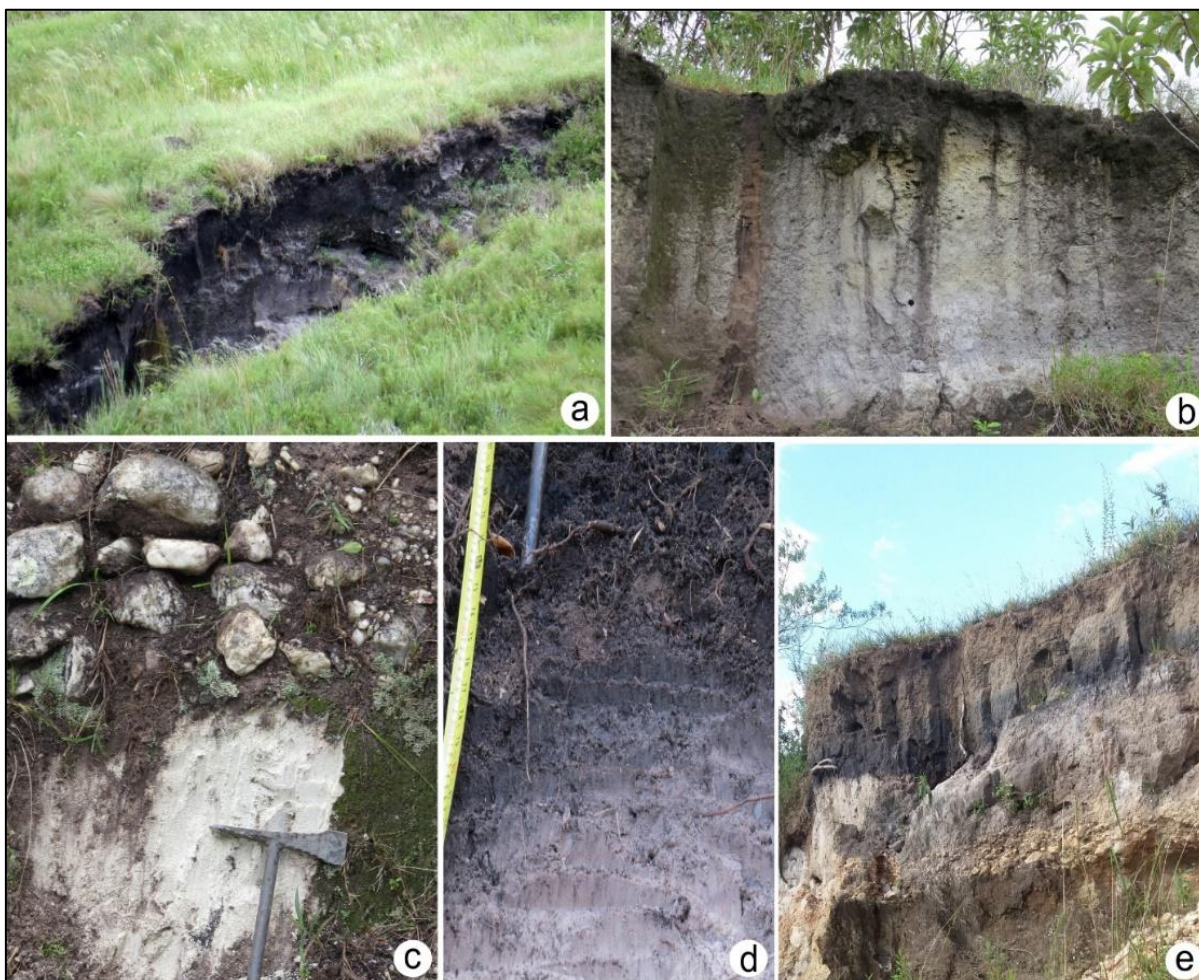


Figura 187 – Organossolos e Espodossolos encontrados na região do Camilinho – Gouveia, MG, córregos Contagem (a e b) e Sepultura (c, d, e). Autor: Dias, 2019.

6.3 Perfil 3

Foi possível distinguir 3 zonas no perfil (Figura 188):

Zona I (a partir de 7430 a 7180 anos cal AP a 140 cm de profundidade): corresponde aos horizontes A4 e A3. Da base para o limite da zona, apresenta um crescimento acentuado no estoque de fitólitos, chegando ao maior do perfil no horizonte A3, o que não é esperado nos horizontes mais profundos. Apesar de aumentar o estoque, observa-se uma leve diminuição dos fitólitos classificáveis. Os índices D/P e Pa/P aumentam consideravelmente, indicando um ambiente com maior densidade arbórea, sugerindo um período de maior umidade. Contudo, o índice Bi também aumenta nesta zona, mostrando que a vegetação passa por estresse hídrico. O teor de carbono orgânico diminui em A3, chegando ao mínimo do perfil. Ocorre redução considerável das frações de areia grossa e argila, e aumento das frações de areia fina e silte.

Zona II (920-790 anos cal AP): corresponde ao horizonte A2. O índice D/P e o estoque são os menores do perfil, enquanto o estresse hídrico é o maior, indicando uma redução da umidade e da disponibilidade de água a partir de 920 anos cal AP. O índice Pa/P também diminui bastante. Apesar disto, o teor de carbono orgânico aumenta neste horizonte. A granulometria revela um pequeno aumento da quantidade de areia grossa, silte e argila, acompanhado de uma diminuição da quantidade de areia fina.

Zona III: corresponde ao horizonte A1. O índice D/P aumenta novamente, chegando bem próximo ao valor que apresentava na Zona I. O índice Pa/P também apresenta um grande aumento, atingindo o valor máximo do perfil. O índice Bi tende a diminuir. Estes resultados indicam um possível aumento na umidade ou disponibilidade de água neste ambiente. O carbono orgânico começa a diminuir de forma lenta. A granulometria se mantém semelhante à da zona anterior.

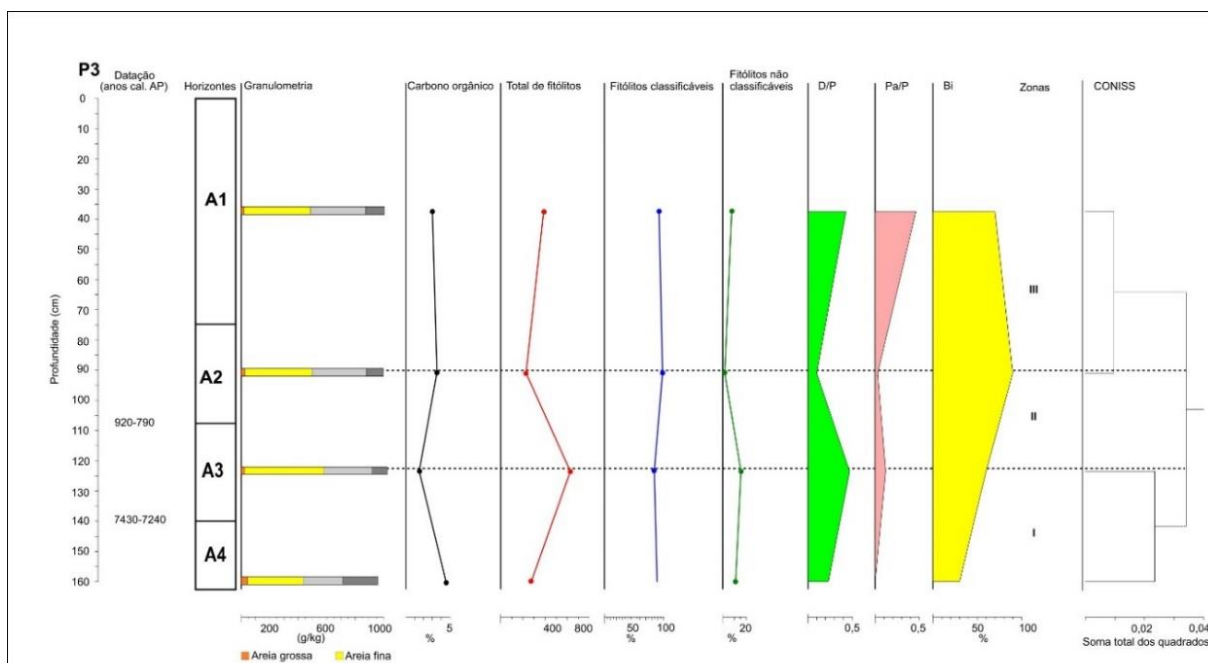


Figura 188 – Síntese dos resultados do Perfil 3, com divisão de 3 zonas pelo CONISS. Autor: Rasbold, 2020.

A história geomorfológica da região do Espinhaço mostra que existiam várias bacias aprisionadas entre as rochas. Os rios se desenvolveram linearmente entre elas, causando a incisão vertical neste local, abrindo vales. Existem na Serra do Espinhaço várias áreas chamadas de poliés (superfícies horizontalizadas, de fundo plano impermeabilizado por argila ou por uma rocha), que apresentam hidromorfismo. Provavelmente, este processo promoveu a degradação periférica das rochas de seu entorno e formou um piso mais aplainado e repleto de material orgânico acumulado (Figuras 189 e 190). No caso da Serra do Espinhaço, o quartzito assume esse papel impermeabilizante (VANCONCELOS, 2020 – comunicação pessoal).

É provável que o Perfil 3 tenha se formado neste contexto. Os horizontes A4 e A3 podem ter sido depositados quando o leito do córrego Sepultura estava na altura da linha de seixos na base do perfil (Figura 47). Nessa época, esta região passava por um clima mais seco durante o Holoceno Médio, devido ao impacto que o mínimo de insolação de verão austral teve sobre as massas de ar e os regimes de precipitação. (PBMC, 2014). A vegetação tinha o predomínio de gramíneas como resposta ao estresse hídrico causado pelas mudanças de pluviosidade.



Figura 189 – Alto curso do córrego Sepultura, com relevo suavizado e morros declivosos sustentados por quartzitos. Foto: Coe, 2018.



Figura 190 – Material orgânico acumulado no piso. Foto: Coe, 2018.

Nessa área, de uma forma geral, argila e silte não estão disponíveis, então por isso não se observa grande quantidade destes materiais mais finos nas análises granulométricas, e sim de areia fina. O pouco de argila que há na bacia fica acumulada nestes locais de baixa energia, possivelmente ambientes de hemi-graben, o que favorece a retenção do material mais fino disponível, o qual, vai para o horizonte mais profundo (A4).

A partir de A3 percebe-se uma mudança gradual da vegetação, resultado provavelmente de alterações climáticas regionais, mostrando a permanência de um ambiente hidromórfico, mas com um clima relativamente mais úmido, o que proporcionou a aparecimento de algumas lenhosas.

A transição entre os horizontes A3 e A2 marca, provavelmente, o momento de abertura da área alagada, quando a água acumulada escoou, dando início ao sistema de drenagem, ocorrendo a incisão vertical do córrego Sepultura nesta área.

Posteriormente, tem-se a formação dos horizontes A2 e A1. Com a presença de organismos aeróbicos, a matéria orgânica foi decomposta, resultando na formação de ácidos orgânicos, que infiltraram no solo e percolaram, formando um horizonte mineral em tons de marrom. Provavelmente, essa saída da água impactou diretamente a vegetação local, causando esta mudança da cobertura arbórea. Logo, ao que tudo indica, o D/P neste momento é resultado de uma mudança ambiental e não climática. Com a posterior estabilidade do sistema, observa-se um novo aumento no D/P em A1, resultado da adaptação da vegetação ao ambiente.

Portanto, existem duas hipóteses principais para explicar os resultados encontrados no Perfil 3. A primeira é que o ambiente podia ser um rio com maior poder de transporte, que formou a linha de seixos e depois, por uma mudança no nível de base, o excesso de água se estabeleceu e levou ao acúmulo de matéria orgânica que, em função do encaixe atual da drenagem, está sendo decomposta levando à classificação como horizonte A, por isso a diferença do teor.

A segunda hipótese é que essa linha de seixos sugere ser leito do rio. Porém o solo, aparentemente muito escuro, fornece indícios de um ambiente calmo, talvez um meandro abandonado do rio, uma área alagada (é possível que o rio tenha migrado lateralmente, e a área ficou “pantanososa”, ocorrendo o acúmulo de matéria orgânica).

6.4 Perfil 4

Foi possível distinguir 2 zonas no perfil (Figura 191):

Zona I (de 3350-3000 a 1320-1110 anos cal AP): corresponde ao horizonte B (amostras B1, B2 e B3), cuja base tem idade de, aproximadamente, 3170 anos cal AP. Da base para o limite da zona, o estoque de fitólitos e o teor de carbono orgânico tendem a aumentar continuamente, chegando aos seus valores máximos no perfil na amostra B1. Da mesma forma, o índice D/P parte de seu menor valor em B3 e apresenta um aumento gradativo até o seu máximo na amostra B1, com maior densidade arbórea que o atual. Também há aumento do índice Bi. O índice Pa/P se mantém baixo em toda a zona, chegando a zero na amostra B1. A porcentagem de fitólitos não classificáveis aumenta até a amostra B2 e depois diminui até a amostra B1. As análises granulométricas revelam um pequeno e gradativo aumento da quantidade de areia grossa, inversamente proporcional à quantidade de silte. Tanto os valores de areia fina quanto os de argila tendem a aumentar na amostra B2 e diminuir na amostra B1. Este padrão de granulometria pode ter influenciado diretamente no grau de preservação dos fitólitos no solo. Levando em consideração apenas as análises

granulométricas, os horizontes B3 e B2 possuem maior similaridade entre si, assim como B1 e A. Isso indica que, há cerca de 1250 anos cal AP atrás, ocorreu uma mudança ambiental que influenciou diretamente na granulometria do solo, mas não modificou a vegetação de imediato. A resposta da vegetação à essa mudança aparece apenas na próxima zona.

Zona II: corresponde ao horizonte A. Esta zona apresenta uma diminuição do estoque de fitólitos em relação ao horizonte B1, porém a porcentagem de fitólitos classificáveis se mantém alta. O índice D/P diminui na direção da superfície, assim como o estoque de fitólitos, o carbono e o índice Bi, apresentando tendência inversa à Zona I. Já o índice Pa/P aumenta bastante, chegando a seu máximo no perfil. A granulometria é semelhante à encontrada em B1.

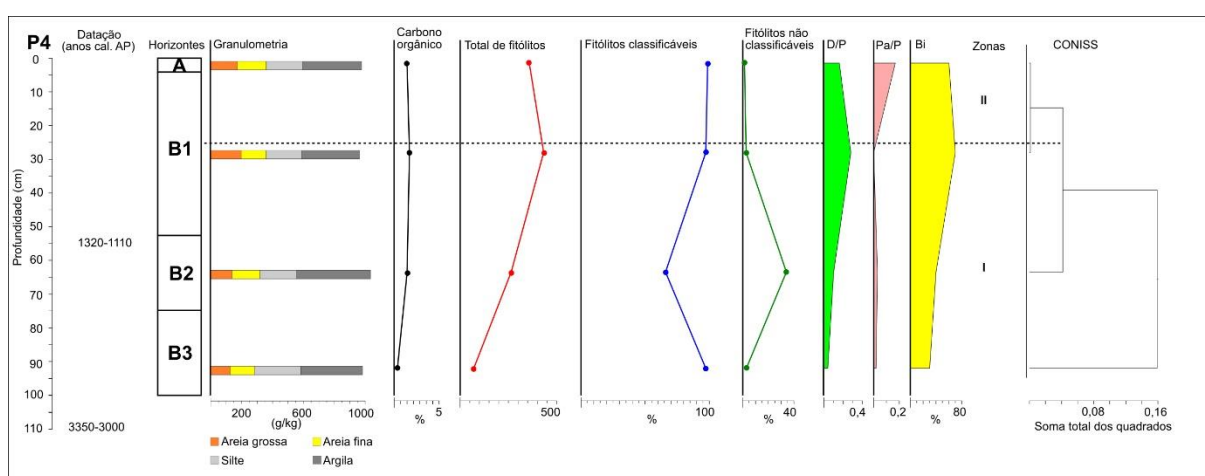


Figura 191 – Síntese dos resultados do Perfil 4, com divisão de duas zonas pelo CONISS. Autor: Rasbold, 2020.

Analisando os resultados obtidos neste perfil, duas amostras se destacam por apresentarem variações: B2, nos resultados das análises pedológicas, e B1, nos resultados fitolíticos (passagem da Fase I para a Fase II agrupada pelo CONISS).

Na base do perfil, observa-se a existência de uma linha de seixos rolados abaixo da amostra B3, indicando, provavelmente, que neste momento, há cerca de 3170 anos cal AP, o rio Grande (hoje localizado próximo ao Perfil 6) passava ali. De B3 para B2, nota-se uma mudança nas análises granulométricas, com aumento da fração mais fina (diminuição da areia grossa, aumento da areia fina, do silte e, principalmente, da argila). Esta amostra também possui o maior C/N do perfil, indicando que neste momento não estava acontecendo decomposição da matéria orgânica do solo. Acredita-se que o rio passava neste local, carreando e rolando as partículas mais pesadas em seu fundo (por isso a linha de pedras).

O perfil apresenta indícios de ser um ambiente hidromórfico nos momentos de cheia do rio. Entretanto, o rio também passava por períodos de vazantes, o que é normal no clima de Cerrado. As gramíneas e ciperáceas são plantas que se adaptam bem em áreas sujeitas a alagamentos, como visto, por exemplo, atualmente no P6 (Figura 63). Os fitólitos do tipo *papillae*, característicos de Cyperaceae, foram encontrados apenas nos horizontes B3 e B2,

embora em pequenas quantidades, mas isso é justificável por serem relativamente pequenos e frágeis, se comparados aos outros morfotipos maiores encontrados nessas amostras, como o *bulliform*. Esses fitólitos podem ter sido destruídos ou carreados pela erosão e outros processos naturais que ocorrem no solo com o decorrer do tempo.

A partir da amostra B2, os resultados fitolíticos sugerem que algum evento ocorreu na área, refletindo na cobertura vegetal. É possível que neste momento o rio tenha se deslocado lateralmente, abandonando este terraço fluvial, diminuindo com isso a disponibilidade de água e a ocorrência de alagamentos no solo. Percebe-se, então, na amostra B1, que a vegetação responde a esta mudança ambiental com um aumento do estresse hídrico (maior valor do perfil), aumento relativo da quantidade de lenhosas (lembrando que os valores de D/P são sempre baixos, portanto trata-se de um aumento relativo da densidade arbórea e não de uma forte mudança), que gera um aumento na biomassa com maior produção de fitólitos, principalmente do tipo *globular*, típicos de lenhosas. Os fitólitos do tipo *papillae* não são mais observados, mais um indicativo de que esta área não estava mais sujeita a alagamentos. Também se constata que o índice Pa/P chega ao seu valor mais baixo (não são encontrados fitólitos de palmeiras na amostra B1), o que corrobora os resultados do índice Bi, pois as palmeiras necessitam de maior disponibilidade e estabilidade de água para se manterem em um ambiente.

Na zona II, a partir de 1250 anos cal AP, na transição do horizonte B para o horizonte A, ocorre uma diminuição da produção de fitólitos e densidade arbórea, provavelmente relacionada à atividade antrópica mais recente (desmatamento para abertura de áreas de pastagem), já que o índice Bi não aponta para um aumento do estresse hídrico.

Acredita-se que nas amostras B3 e B2 a deposição de materiais é de origem aluvial, enquanto nas amostras B1 e A os materiais são de origem coluvial, vindos de partes mais altas do relevo. O mesmo padrão foi observado por Rocha (2014) em uma voçoroca próxima ao perfil 4. Para comprovar esta hipótese são necessárias mais análises pedológicas, já que a dificuldade de identificar a origem coluvial é agravada porque o material já foi pedogeinizado.

6.5 Perfil 5

Foi possível distinguir 3 zonas no perfil (Figura 192):

Zona I (2760-2360 anos cal AP): corresponde aos horizontes BC e B2. Da base do perfil para o limite da zona, observa-se um crescimento acentuado no estoque de fitólitos, chegando ao maior valor do perfil no horizonte B2, o que não é esperado nos horizontes mais profundos. A porcentagem de fitólitos classificáveis também aumenta neste horizonte, seguindo a tendência normal. O índice D/P aumenta consideravelmente, indicando um ambiente com maior densidade arbórea, sugerindo um período de maior umidade. O índice Bi diminui nesta zona indicando que há maior disponibilidade de água para a vegetação. O teor de carbono

orgânico apresenta um leve aumento, seguindo a tendência normal. A granulometria se mantém estável nos dois horizontes, com predominância das frações mais finas (silte/argila). **Zona II** (1520-1310 anos cal AP): corresponde à Linha de Pedra. O índice D/P e o estoque de fitólitos são os menores do perfil, enquanto o estresse hídrico se mantém quase igual ao da zona anterior, indicando uma redução da umidade e da cobertura arbórea por volta de 1400 anos cal AP. Apesar disto, a porcentagem de fitólitos classificáveis aumenta. O teor de carbono orgânico continua a crescer, conforme se aproxima da superfície, seguindo a tendência normal de distribuição no perfil. A granulometria revela um aumento nas quantidades de areia grossa e areia fina, acompanhado de uma diminuição da quantidade de silte e argila. Este parece ter sido um momento de instabilidade da vertente, provavelmente provocada por erosão e mudança ambiental. Esta zona parece representar um momento de ambiente ou clima mais seco que o anterior.

Zona III: corresponde aos horizontes B1 e A. Esta zona apresenta padrões semelhantes aos que foram verificados na Zona I. O índice D/P aumenta novamente, já o índice Bi tende a diminuir. Estes resultados indicam um possível aumento na umidade ou disponibilidade de água neste ambiente, voltando ao cenário que existia antes da Linha de Pedra. O carbono orgânico continua a aumentar. Verifica-se uma mudança significativa na granulometria, com aumento das porções de areia, principalmente areia fina, e diminuição de silte e argila. Esta textura pode explicar a diminuição no estoque e na porcentagem de fitólitos classificáveis, pois alguns fitólitos podem ter percolado para maiores profundidades e ter se acumulado principalmente no horizonte B1.

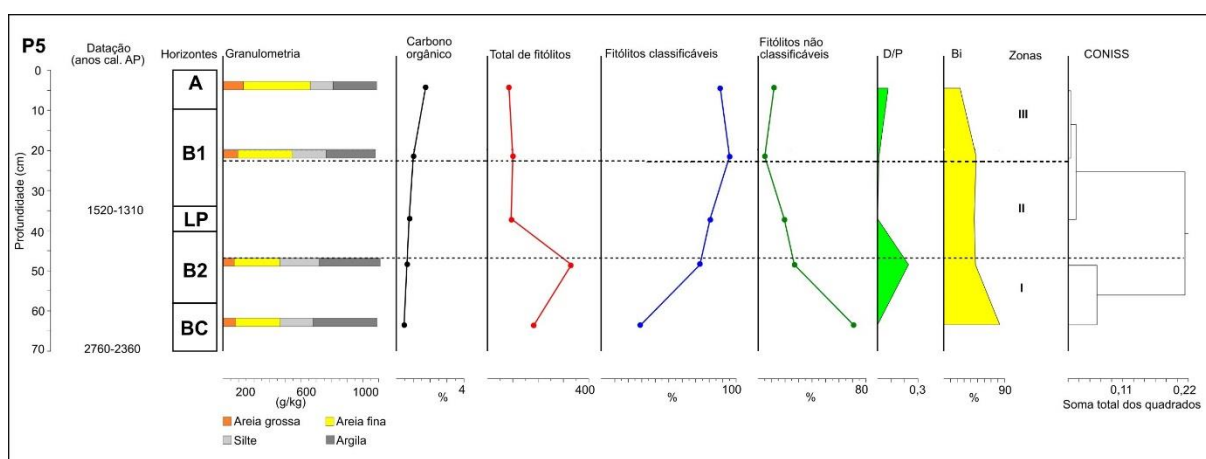


Figura 192 – Síntese dos resultados do Perfil 5, com divisão de 3 zonas pelo CONISS. Autor: Rasbold, 2020.

Analisando os resultados obtidos neste perfil, nota-se que há dois momentos com tendências muito semelhantes (de BC para B2 e de B1 para A) e o que separa esses dois momentos é o evento que gerou a deposição da Linha de Pedra.

A litologia desta área é granito-gnaiss, logo, é mais susceptível aos processos de intemperismo e erosão do que, por exemplo, o quartzito. Em uma encosta, geralmente nas

partes mais altas e mais planas, a água infiltra verticalmente, formando uma camada de manto de intemperismo espessa. Aos poucos, acontece a formação de um solo neste local onde a rocha-matriz estava localizada, com os horizontes mais profundos, dando, provavelmente, origem ao horizonte C. Com o passar do tempo, é possível que o processo de pedogênese tenha originado os horizontes sobrejacentes (BC e B2).

A presença do granito-gnaiss propicia a formação de mantos intempéricos mais espessos nessa região, devido aos minerais mais susceptíveis ao intemperismo que estão presentes nesta rocha, como o feldspato. Além disto, o intemperismo dependerá também da granulação, visto que,

“Para rochas ígneas e metamórficas, as de granulação de média a grossa, o manto de intemperismo é mais espesso, certamente por disporem de 'micro canais', ao longo dos contatos dos grãos, por onde ocorre a percolação das soluções, o que não acontece com as ígneas de granulação fina, que mostram-se pouco permeáveis” (LICHT, 1998).

De qualquer forma, a evolução deste material dependerá também dos demais fatores de formação, relevo, clima, organismos e tempo, e do grau de metamorfismo do gnaiss. A erosão, da mesma forma, estará atrelada às características desse material, como grau de evolução, estrutura, infiltração, entre outros, influências antrópicas sobre a vertente, e sua morfologia. Geralmente no topo plano de uma vertente, a tendência é de maior infiltração e, conseqüentemente, formação de solos mais espessos, devido à pedogênese, o que levou ao desenvolvimento dos horizontes BC e B2 deste perfil.

Observa-se que no horizonte BC, com idade de aproximadamente 2580 anos cal AP, o índice de densidade arbórea é o menor do perfil, porém com o passar do tempo há uma tendência de aumento relativo da quantidade de plantas lenhosas nesta região, chegando ao maior D/P e maior estoque do perfil no horizonte B2. Ao mesmo tempo, tem-se uma gradativa diminuição do índice Bi, indicando, portanto, que possivelmente está acontecendo um aumento da umidade neste ambiente.

Contudo, esta tendência é interrompida por um período, relacionado a um ambiente provavelmente mais seco que o passado, com chuvas torrenciais. Como este perfil está numa vertente, é provável que tenha acontecido erosão, transportando colúvio e depositando este material sobre o horizonte B2. Acredita-se que estes eventos ambientais possam ter acelerado o processo de degradação dos fitólitos, por isso são encontrados tantos não classificáveis nas amostras mais profundas.

Acima da Linha de Pedras, encontra-se o mesmo padrão observado anteriormente: D/P muito baixo no horizonte B1, mas aumentando conforme se aproxima do horizonte A. Mais uma vez, constata-se que o índice Bi segue o caminho oposto, reduzindo com o tempo, reforçando a hipótese de que mais recentemente aconteceu um novo período mais úmido.

Todavia, a densidade arbórea e o estoque no horizonte A são bem menores do que os encontrados no horizonte B2. Constata-se também que as composições granulométricas de BC e B2 são bem similares, com aumento das frações finas em B2, principalmente argila; da mesma forma, B1 e A também possuem granulometria semelhante entre si, sendo o horizonte A mais arenoso que os demais. Essa textura do horizonte A pode ter influenciado na percolação dos fitólitos para os horizontes abaixo, porém é evidente que, mesmo assim, o horizonte B2 possui muito mais fitólitos. Isto indica um ambiente mais úmido e com maior retenção e disponibilidade desta água para as plantas.

Em vista disso, baseando-se principalmente nos resultados fitolíticos, sugere-se a hipótese de que o horizonte B2 possivelmente foi um horizonte A enterrado, e os horizontes B1 e A foram formados em uma pedogênese posterior. Resultados semelhantes foram encontrados por Coe *et al.* (2012) em 2 perfis de solo na região de Búzios, RJ. Entretanto, para confirmação desta hipótese são necessárias maiores análises pedológicas.

6.6 Perfil 6

Foi possível distinguir 2 zonas no perfil (Figura 193):

Zona I: corresponde ao horizonte C (amostras C1 e C2). Esta é a zona do perfil com menor porcentagem de carbono orgânico, estoque de fitólitos e maior porcentagem de fitólitos não classificáveis, o que é esperado nos horizontes mais profundos. O índice D/P é muito baixo e o índice Bi muito alto. As análises granulométricas revelam uma composição muito semelhante entre as 2 amostras desta zona, com um aumento da porcentagem de silte em C1. Todos estes dados sugerem um período de menor umidade e maior estresse hídrico que o atual.

Zona II (a partir de 3320-2950 anos cal AP): corresponde aos horizontes B e A. Esta zona apresenta o maior estoque de fitólitos do perfil, seguindo a tendência normal de diminuição com a profundidade, e a porcentagem de fitólitos classificáveis continua crescendo, o que é esperado para os horizontes mais superficiais. O índice D/P aumenta na direção da superfície, chegando ao seu máximo no horizonte A, enquanto o índice Bi tende a diminuir, apresentando tendência inversa à Zona I. As análises granulométricas também mostram a mesma tendência da zona anterior. Esta mudança na granulometria, com crescente aumento de silte, pode ter ajudado na preservação dos fitólitos. Os resultados encontrados sugerem que o ambiente foi ficando gradativamente mais úmido.

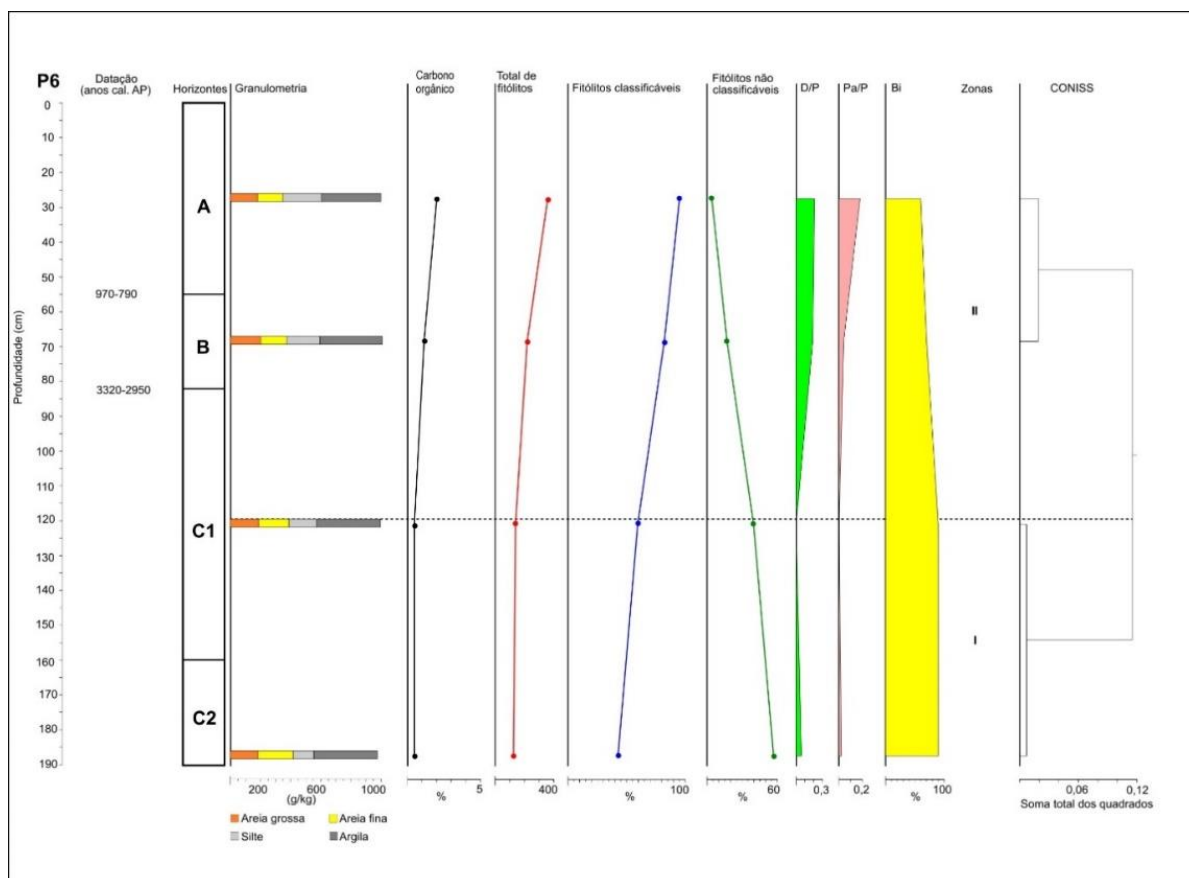


Figura 193 – Síntese interpretativa dos resultados do Perfil 6, com divisão de duas zonas pelo CONISS.
Autor: Rasbold, 2020.

Neste perfil, observa-se que o material de origem da sua base é um terraço aluvial, tendo inclusive seixos rolados de diâmetro grande, aproximadamente 15 cm, demonstrando a paleodinâmica deste rio e sua capacidade hídrica. O rio encontra-se a poucos metros do perfil.

Também é possível identificar que existiram fases diferentes de depósitos do rio. Provavelmente existiu um período de hidromorfismo, por exemplo uma várzea (onde a área encontrava-se encharcada), marcado pelo solo de cor esbranquiçada na base do perfil, devido à redução do ferro, tornando-o amorfo. Também podem ser visualizadas algumas outras áreas lineares com linhas alaranjadas, onde esse ferro amorfo voltou a oxidar, indicando que o nível do lençol freático estava mais baixo neste momento, ou seja, deixou de ser hidromórfico (Figura 194). Então, constata-se nesta base do perfil, um registro dos momentos de cheia e vazante do rio.

Acima deste pacote, começa a ocorrer pedogenização. O rio migrou lateralmente, não chegando mais até esta área; portanto, com o passar do tempo, a pedogênese começou a alterar este material, encontrando-se inclusive colúvios, que possivelmente vieram de áreas mais altas. Logo, temos um terraço aluvial, ou seja, uma planície de inundação abandonada. Observa-se esse mesmo processo, porém muito mais antigo, no Perfil 4.



Figura 194 – Base do Perfil 6 com seixos rolados e linhas que marcam as fases de deposição. Foto: Coe, 2018.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados levantados ao longo deste trabalho e as interpretações que embasaram toda a discussão sobre a evolução do relevo na bacia do rio Paraúna indicam que os processos fluviais têm papel de destaque na morfologia regional e no comportamento da cobertura vegetal. Ao longo do Quaternário, os processos fluviais, condicionados pelo clima, pela litoestrutura, pelos movimentos neotectônicos e, mais recentemente, pelas atividades antrópicas, têm contribuído com a esculturação das formas de relevo da bacia do rio Paraúna e com o desenvolvimento das fitofisionomias. Constatou-se que as plantas acompanham estas mudanças, respondendo às alterações no nível do lençol freático, no solo, na disponibilidade de água ou alagamentos sazonais, no curso dos rios, erosão e transporte, etc.

As plantas analisadas mostraram ser, em sua maioria, boas produtoras de fitólitos, com predominância dos tipos traqueídeos, poliédricos, *elongate*, *bilobate* e *bulliform*. Pode-se observar também uma grande silicificação de tricomas, o que pode ser uma adaptação da vegetação ao clima do bioma Cerrado, corroborando o proposto por Ricardo (2018) para o bioma Caatinga. Entretanto, cabe ressaltar que houve uma grande variação na quantidade e tipos entre as espécies, indicando a necessidade de estudos mais aprofundados sobre a produção de fitólitos por plantas típicas do Cerrado. O estudo das comunidades vegetais constatou uma grande diversidade de formações vegetais, desde as formadas por espécies herbáceas até as caracterizadas por diferentes espécies arbustivas e arbóreas.

A presença de espículas de esponjas silicificadas em algumas áreas pode ser considerado um marcador da presença dos rios. Porém, constatou-se que os processos geomorfológicos e erosivos intensos da região do Espinhaço Meridional fazem com que este *proxy* não tenha sido encontrado em bom estado de conservação, o que inviabilizou análises mais profundas neste trabalho.

Os vales estudados, considerados importantes para compreender a evolução geomorfológica e fluvial, podem ser divididos em dois grupos, de acordo com a influência neotectônica Quaternária: (i) os vales inseridos no compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional, onde predominam os granitos e gnaissees do Complexo Gouveia (Perfis 1, 4, 5 e 6); e (ii) os vales localizados nas superfícies elevadas da Serra, sustentadas pelas litologias do Supergrupo Espinhaço, sobretudo, quartzitos (Perfis 2 e 3). Os mesmos resultados foram encontrados por Carvalho (2019) para esta área.

As datações apresentaram idades que variam de 17.360 a 1790 anos cal AP, indo desde o Pleistoceno Médio até o Holoceno Superior. Em termos sedimentológicos, os depósitos fluviais apresentam características que refletem um pouco das condições climáticas

que condicionaram ao menos os processos deposicionais de forma regional. Isso é mais evidente nos níveis com presença de matéria orgânica, cuja preservação está associada às condições de temperatura mais amena e maior umidade.

De modo geral, as tendências dos índices fitolíticos acompanham as mudanças nos processos fluviais. Constatou-se que, quando o rio está mais próximo aos perfis, a vegetação lenhosa não se desenvolve, apresentando valores altos de estresse hídrico e densidade arbórea baixa, resultado das variações sazonais do nível da água. Normalmente, dicotiledôneas lenhosas não se adaptam bem a áreas alagadas e com solos hidromórficos. Ao contrário, gramíneas e ciperáceas se adaptam bem a estes ambientes. Em estudos anteriores que utilizaram os fitólitos como *proxy*, era comum a associação de baixo D/P e alto Bi a um ambiente seco. Entretanto, este trabalho demonstrou que nem sempre esta relação é verdadeira. Em ambientes com excesso de água, as plantas também sofrem estresse hídrico e acabam predominando monocotiledôneas, briófitas e pteridófitas.

Também se observou o desenvolvimento de formações vegetais mais fechadas, provavelmente dos tipos cerradão, matas de galeria ou campo sujo, associadas ao afastamento gradativo do rio, como constatado atualmente no Perfil 6. O desenvolvimento de matas ciliares acontece quando o rio se desloca lateralmente e a planície de inundação vai aos poucos se transformando em um terraço fluvial. Nestes momentos, a densidade arbórea aumenta e o estresse hídrico diminui. As plantas lenhosas e palmeiras, que possuem suas raízes mais profundas, conseguem ter acesso à água e à umidade vinda dos rios e começam a se desenvolver, sem precisar sofrer com os alagamentos durante as cheias do rio, pois a água não alcança mais aquela região.

Foi possível verificar a influência antrópica na vegetação da região, como no Perfil 4. A tendência apresentada pelo perfil era de que atualmente seria encontrado um ambiente naturalmente mais úmido, com vegetação mais desenvolvida. Porém, o uso do espaço para pastagem, associado à erosão natural da vertente, afetou diretamente o desenvolvimento da vegetação, fazendo com que a densidade arbórea diminuísse mais recentemente. Nota-se neste perfil que o estresse hídrico não está influenciando nesta mudança, pois ele continua diminuindo em direção à superfície. Portanto, o baixo D/P não é resultado de uma mudança climática e nem influência do sistema fluvial, mas provavelmente de uma interferência antrópica na fitofisionomia da área.

Muitos resultados obtidos necessitam ser complementados ou esclarecidos e as hipóteses formuladas ainda precisam ser testadas e aprofundadas para serem confirmadas. Deste modo, é compreensível que a conclusão deste trabalho não signifique a conclusão de estudos na região. As análises fitolíticas e elementares do carbono e nitrogênio, se mostraram bastante promissoras na compreensão da evolução geomorfológica e de mudanças

ambientais, principalmente se associadas a outros indicadores, como a granulometria, a fim de se obter uma maior precisão na inferência dessas mudanças.

O conhecimento do passado é importante para que se possa melhor compreender os processos atuais e, assim, contribuir para o gerenciamento e ordenamento do uso e ocupação, de forma a garantir a manutenção e preservação desses ambientes e sua biodiversidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁDAMO, R. **Caracterização hidrológica da zona não-saturada do solo em 3 vertentes localizadas na bacia do ribeirão do Chiqueiro, Gouveia, MG, serra do Espinhaço meridional**. 2001. 139 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2001.
- AGUIAR, A. E. X.; COE, H. H. G.; MADELLA, M.; CRUZ, M. L. B. O uso do bioindicador fitólito em estudos ambientais e arqueológicos no Brasil. **Revista GeoNordeste**, n. 1, p. 80 – 104, jan/jun, 2019.
- ALCANTARA-SANTOS, J. C. **Paleogeografia e paleoambientes do Baixo Curso do rio Ivaí, PR**. 2013. 83 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2013.
- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J. D., COLIN, F., KOUD, J. M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 3, p. 677-682, jun, 1997a.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D.; LEZINE, A. M.; VINCENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 136, n. 1-4, p. 213-229, jan, 1997b.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D.; MARIOTTI, A.; SOUBIES, F. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 51, n. 2, p. 187-194, jan, 1999.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 1-18, jan, 1995.
- ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 1-14, jun, 2002.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. **Geoökologische Studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995. 294 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Departamento de Geografia, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt a. Main, Alemanha, 1995a.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. *In*: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS. 10, 1995, Diamantina. **Anais [...]** Diamantina, Sociedade Brasileira de Geologia, 1995b. p. 3-4.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. A ocorrência de voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. **Geonomos**, v. 14, n. 1-2, p. 75-86, jan, 2006.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 50-69, jan, 2011.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; COE, H. H. G.; CHUENG, K. F.; GOMES, J. G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Géomorphologie**, v. 4, n. 1, p. 355-376, jun, 2014.

ÁVILA, F.F. **Análise da Cobertura Pedológica em uma Topossequência na Bacia do Córrego dos Pereiras - Depressão de Gouveia/MG**. 2009. 127 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

BARBONI, D.; BREMOND, L.; BONNEFILLE, R. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 246, n. 1, p. 454-470, jun, 2007.

BARBOSA, A. S.; RIBEIRO, M. B.; SCHMITZ, P. I. Cultura e ambientes de áreas de cerrado do sudoeste e Goiás. *In*: PINTO, M. N. (Org.) **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas**. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 1990. p. 67-100.

BARCZYSCZYN, O. **Paleossolos da planície de inundação do rio Paraná: caracterização e interpretação ambiental**. 2001. 83 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Meio Ambiente) – UNESP, Rio Claro, 2001.

BARRETO, A. **Interpretação paleoambiental do Sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 175 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BARROS, L. F. P. **Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG**. 2011. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES, A. P.; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. v. 67, n. 1, p. 71-88, jan, 2016.

BARROSO, G. M. **Sistemática de Angiospermas do Brasil**. 1. ed. Viçosa: Editora da Universidade Federal de Viçosa, 1991.

BARUQUI, A. M. Comentários sobre a descrição e resultados analíticos de um perfil de solo. **Informe Agropecuário**, v. 9, n. 105, p. 33-44, fev, 1983.

BERRIER, A.; PROSSER, J. S. Automated analysis of light-element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. *In*: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. I. (Org.) **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 1-17.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE-LIMA, D. Paleoenvironmental change in Brazil. *In*: PRANCE, G. T. (Ed.) **Biological diversification in tropics**. New York: Columbia, 1982. p. 27-39.

BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., SANTOS, G. F. **Estrutura das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

BLINNIKOV, M. S. Phytoliths in plants and soils of the interior Pacific Northwest, USA. **Review of Paleobotany and Palynology**, v. 135, n. 1-2, p. 71-98, jan, 2005.

BOMBIM, M. Modelo paleoecológico evolutivo para o Neóquaternário da região da Campanha, oeste do Rio Grande do Sul (Brasil). **Comunicações do Museu de Ciências da Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul**, v. 1, n. 9, p. 4-90, fev, 1976.

BORBA-ROSCHER, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; MEUNIER, J. D.; VARAJÃO, C. A. C., COLIN, F. Phytoliths as Indicators of Pedogenesis and Paleoenvironmental Changes in the Brazilian Cerrado. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, n. 1, p. 172-176, fev, 2006.

BREMOND, L. **Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation**. 2003. Thèse (Doctorat en Géosciences de l'environnement) – Université Aix-Marseille III, 2003.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. **Global and Planetary Change**, v. 45, n. 4, p. 277-293, jan, 2005a.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; PEYRON, O.; GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. **Journal of Biogeography**, v. 32, n. 1, p. 311-327, jun, 2005b.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLER, M. J.; HÉLY, C.; WILLIAMS, D.; SCHAËFFER, P.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. **Global and Planetary Change**, v. 61, n. 1, p.209-224, jan, 2008.

BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains**. Oxford: Blackwell Science, 2003.

BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES-JUNIOR, A. P. Paleociclos deposicionais e a moderna dinâmica fluvial do Ribeirão do Chiqueiro - Depressão de Gouveia/Espinhaço meridional – MG. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p.15-19, jan, 1997.

CALEGARI, M. R. **Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em latossolos**. 2008. 259 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – ESALQ, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

CALEGARI, M. R.; MADELLA, M.; TORRADO, P. V.; PESSEDA, L. C.; MARCUS, F. A. Combining phytoliths and $\delta^{13}\text{C}$ matter in Holocene paleoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. **Quaternary international**, v. 287, n. 1, p. 47-55, jun, 2013.

CALEGARI, M. R.; RAITZ, E.; MENEGAZZI, C. P.; CECCHET, F. A.; FELIPE, P. L. L.; BUSTOLIN, L. T. Phytolith Signature from Grassland and Araucaria Forest in Southern Brazil. *In*: COE, H.H.G.; OSTERRIETH, M. (Org.) **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. 1. ed. New York: Nova publishers, 2014. p. 91-120.

CALEGARI, M. R.; MADELLA, M.; BUSO JR, A. A.; OSTERRIETH, M. L.; LORENTE, F. L. PESSEDA, L. C. Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State, Brazil. **Quaternary and Environmental Geosciences**. v. 6, n. 1, p. 01-10, jan, 2015.

CALEGARI, M. R.; MADELLA, M.; BRUSTOLIN, L. T.; PESSEDA, L. C.; BUSO JR, A. A.; FRANCISQUINI, M. I.; BENDASSOLI, J. A.; TORRADO, P. V. Potential of soil phytoliths, organic matter and carbon isotopes for small-scale differentiation of tropical rainforest

vegetation: A pilot study from the campos nativos of the Atlantic Forest in Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary international**, v. 437, n. 2, p. 156-164, jan, 2017a.

CALEGARI, M. R.; PAISANI, S. D. L.; CECCHET, F. A.; EWALD, P. L. L.; OSTERRIETH, M. L.; PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Phytolith signature on the Araucarias Plateau – Vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). **Quaternary international**, v. 434, n. 2, p. 117-128, jun, 2017b.

CARVALHO, A. de. **O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional – MG**. 2019. 236 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial Geomorphology**. London: Routledge, Taylor & Francis Group, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgar Blücher, 1981.

CHUENG, K. F. **Inferência da Cobertura Vegetal e das Condições Climáticas no Espinhaço Meridional, MG, durante o Quaternário, através dos Indicadores Fitólitos e Isótopos de Carbono**. 2012. 115 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2012.

CHUENG, K. F. **Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono**. 2016. 179 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. 2009. 301 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

COE, H. H. G.; CHUENG, K.; OSTERRIETH, M. L.; SILVA, A. S.; GOMES, J. G.; FONSECA, C. M. Gênese de solos e mudanças ambientais na bacia do rio São João, RJ, identificadas através do proxy fitólitos. *In: XIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA*, 10, 2011, Búzios. **Anais [...]** Búzios, 2011.

COE, H. H. G.; CHUENG, K.; GOMES, J. G. Reconstituições da Vegetação e Inferências de Paleoclimas através da Utilização dos Indicadores Fitólitos e Isótopos de carbono – Exemplos de Estudos no Brasil. **Revista GeoNorte**, v.1, n. 1, p. 248-261, jul, 2012.

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M.; HONAINÉ, M. F. Phytoliths and their Applications *In: COE, H. H. G. e OSTERRIETH, M. (Org.) Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)*. New York: Nova Science, 2014.

COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; GOMES, J. G.; BARROS, L. F. P. Reconstituição Paleobiogeoclimática através de Fitólitos e Isótopos de Carbono no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Equador**, v. 4, n. 1, p. 1439-1447, jul, 2015.

COE, H. H. G.; SOUZA, R. C. C. L.; DUARTE, M. R.; RICARDO, S. D. F.; MACHADO, D. O. B. F.; MACARIO, K. C. D.; SILVA, E. P. Characterization of phytoliths from the stratigraphic

layers of the Sambaqui da Tarioba (Rio das Ostras, RJ, Brazil). **Flora**, v. 236-237, n. 1, p.1-8, fev, 2017.

CORRADINI, F. A. **Geomorfologia Fluvial, Mudanças Ambientais e Evolução do Megaleque do Rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2011. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

COSTA, F. N. Campos Rupestres. *In*: SILVA, A. C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA-ABREU, P. A. (Org.) **Serra Do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 139-145.

COSTA, J. Y.; SAMPAIO, D. S.; MARQUES, D.; CAMPOS, P. A. de. **Atlas digital de Sistemática das Criptógamas**. Instituto de Biologia, Universidade Federal de Uberlândia. 2020. Disponível em: < <http://www.criptogamas.ib.ufu.br/> > Acessado em 02 mai. 2020.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In*: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 11. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 211-252.

CURY, N.; LARACH, J. O. I.; KÄMPF, N.; MONIZ, A. C.; FONTES, L. E. F. **Vocabulário de ciência do solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1993.

DIAS, H. C. T.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; OLIVEIRA, A. P.; MICHEL, R. F. M.; LEMOS JÚNIOR, J. B. Caracterização de solos altimontanos em dois transectos no Parque Estadual do Ibitipoca (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 469-481, 2003.

DIAS, R. R. **Reconstituição paleoambiental de áreas de caatinga da Depressão Sertaneja Setentrional, através de fitólitos e isótopos de carbono**. 2017. 149 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2017.

DINIZ, A. D.; OLIVEIRA, C. V. de; AUGUSTIN, C. H. R. R. Relações Solos – Superfícies Geomórficas na porção Norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro (Gouveia, MG). **Geonomos**, v. 13, n. 1-2, p. 19-27, jan, 2005.

DONAGEMMA, G. K.; CAMPOS, D. V. B. de; CALDERANO, S. B.; TEIXEIRA, W. G.; VIANA, J. H. M. (Org.) **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.

DOSSIN, J. A.; DOSSIN, T. M.; CHAVES, M. L. d. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Os grupos Diamantina e Conselheiro da Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1, p. 178-186, jan, 1990.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2006.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: EMBRAPA, 2018.

FARIAS, R. F. A química do tempo: carbono 14. **Qnesc**, v.16, n. 1, p. 6-8, nov, 2002.

FIGUEIREDO, M. A. **Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila**: estudo de caso nos solos da região de Gouveia. Serra do Espinhaço Meridional. MG. 1999. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1999.

FONSECA, B. M., AUGUSTIN, C. H. R. R. Mapeamento Geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional. Primeira Aproximação. **Geonomos**, v. 1, n. especial, fev, 2011.

FRAGA, L. M. S.; ALMEIDA-ABREU, P. A.; NEVES, S. de C. Hidrologia e Hidrografia. *In*: SILVA, A. C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA-ABREU, P. A. (Org.) **Serra Do Espinhaço Meridional**: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 81-93

FRANCISCO, J. A. S.; LIMA, A. A.; ARÇARI, D. P. **Datação por Carbono**. Campinas: UNIFIA, 2011.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. L. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *J. Biogeography*, v. 21, n. 1, p. 321-335, nov, 1994.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. L. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: Application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 136, n. 1-4, p.199-211, jan, 1997.

FROST, T.M. Porifera. *In*: THORP, J.H.; COVICH, A.P. (Org.). **Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates**. New York: Academic Press, 1991. p. 95-124.

GIULIETTI, A. M.; PIRANI, J. R.; HARLEY, R. M. Espinhaço Range Region eastern Brazil. *In*: DAVIS, S. D.; HEYWOOD, V. H.; HERRERA-MACBRYDE, O.; VILLA-LOBOS, J.; HAMILTON, A. C. (Org.) **Centers of Plant Diversity: A Guide and Strategy for Their Conservation**. England: Cambridge, 1997. p. 397-404.

GOMES, M. O. S.; RODRIGUES, M. F.; DELICIO, M. P. Evolução paleoclimática e paleoecológica da bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto (MG), com base na microflora. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, 2010, Belém. **Anais [...] Belém**, 2010. p. 37.

GOMES, J. G. **Contribuição para a Compreensão da Gênese e Evolução de Solos na Bacia do São João, RJ, através de Análises Fitólíticas**. 2012. 136 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2012.

GOMES, J. G. **Reconstituições paleoambientais do uso do solo e da cobertura vegetal nas bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, através de biomineralizações de sílica**. 2015. 136 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015.

GOMES, J. G.; COE, H. H. G.; MACARIO, K. D. Uso do Bioindicador Fitólitos na Compreensão da Gênese de Solos na Bacia do Rio São João, Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Tamoios (Online)**, v. 10, n. 1, p. 128-150, nov, 2016.

GORDON, E. S.; GONI, M. A. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 67, n.13, p. 2359-2375, jan, 2003.

GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (Org.) **Projeto Espinhaço em CD-ROM**. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, 1997.

GUERRA, A. T. **Geomorfologia**: Uma atualização de Bases e Conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

HEDGES, J. I.; PARKER, P. L. Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.40, n. 1, p.1019-1029, fev, 1976.

HEIDEN, G.; PIRANI, J. R. Two new species of *Baccharis* subgen *Baccharis* (Asteraceae, Asteraceae) with single-flowered female capitula from the Serra do Cipó, Minas Gerais, Brazil. **Phytologia**, v. 164, n. 1, p. 141-148, jan, 2014.

HONAINÉ, M. F.; OSTERRIETH, M. L.; ZUCOL, A. F. Plant communities and soil phytolith assemblages relationship in native grasslands from southeastern Buenos Aires province, Argentina. **Catena**, v.1355, n. 1, p. 13-55, nov, 2008.

HORN, J. W.; XI, Z.; RIINA, R.; PEIRSON, J. A.; YANG, Y.; DORSEY, B. L.; BERRY, P. E.; DAVIS, C. C.; WURDACK, K. J. Evolutionary bursts in *Euphorbia* (Euphorbiaceae) are linked with photosynthetic pathway. **Evolution**, v. 68, n.12, p. 3485-3504, mar, 2014.

IPCC – INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Palaeoclimate proxy indicators**. 2011. Disponível em: <<http://ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1>> Acessado em 10 fev. 2019.

IRIONDO, M. H. Climatic changes in the South America plains: records of a continent-scale oscillation. **Quaternary International**, v. 57-58, n. 1, p. 93-112, nov, 1999.

JACOBSON, R.; O'CONNOR, J. E.; OGUCHI, T. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G. M.; PIEGAY, H. (Org.) **Tools in fluvial geomorphology**. Chichester: Wiley, 2003. p. 25-57.

JUDD, W. S.; CAMPBELL, C. S.; KELLOG, E. A.; STEVENS, P. F.; DONOGHUE, M. J. **Sistemática Vegetal** – um enfoque filogenético. 3. ed. Porto Alegre: Artmed, 2009.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Org.) **Pedologia**: fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 207-302.

KILLOPS, S.; KILLOPS, V. **Introduction to organic geochemistry**. Malden: Blackwell, 2005.

KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. **Opal Phytoliths of New Zealand**. Manaaki Whenua Press, 1994.

KRAUS, M. J.; BOWN, T. M. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: WRIGHT, V. P. (Org.) **Paleosols – Their recognition and interpretation**. New Jersey: Princeton University Press, 1985. p. 180-207.

LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B. Evidence for Late Quaternary Aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v. 1, n. 43, p. 63-80, 2001.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Rios Tropicais. Uberlândia, MG: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, p. 1-18, 2005a.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 1, n. 70, p.187-206, 2005b.

LEAL, M. G. **Uso de Silicofitólitos como Indicador Paleoambiental da Evolução da Paisagem na Ilha da Trindade**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

LEDRU, M-P. Late Quaternary environmental and Climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 1, n. 39. p. 90-98, 1993.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman and Company, 1964.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

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

LIBES, S. M. **An Introduction to Marine Biogeochemistry**. New York: John Wiley & Sons, 1992.

LICHT, O. A. B. **Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998.

LIMA, I. L. P.; SCARIOT, A.; MEDEIROS, M. B. de; SEVILHA, A. C. Diversidade e uso de plantas do Cerrado em comunidade de Geraizeiros no norte do estado de Minas Gerais, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 26, n. 3, p. 675-684, jun, 2012.

LOEUILLE, B. F. P.; SEMIR, J.; HIND, D. J. N.; PIRANI, J. R. Three new species of Piptolepis (Compositae: Vernonieae) from Minas Gerais, Brazil. **Kew Bull**, v. 67, n. 1, p. 11-18, jul, 2012.

LOHMANN, L. G.; PIRANI, J. R. Tecomeae (Bignoniaceae) da Cadeia do Espinhaço, Minas Gerais e Bahia, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 10, n. 1, p. 103-138, fev, 1996.

LORENTE, F. L.; PESSENDA, L. C. R.; CALEGARI, M. R.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D.; GIANNINI, P. C. F.; BUSO, JR. A. A.; CASTRO, D. F.; FRANÇA, M. C.; BENDASSOLLI, J. A.; MACARIO, K. Phytoliths as indicators of environmental changes during the Holocene in the northern coast of the Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 1, p. 01-15, jan, 2015.

LU, H.; LIU, K.-B. Phytoliths of common grasses in the coastal environments of southeastern USA. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 58, n. 1, jul, 2003.

LUCENA, U. P. **Reconstrução da paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu, MG, através de indicadores fitolíticos**. 2014. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.

LUCHESE, E. B.; FAVERO, L. O. B.; LENZI, E. **Fundamentos da Química do Solo: teoria e Prática**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 2002.

LUZ, D. L.; ZAVADOVSKI, C. E.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E. E. Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. **Terra e Didática**, v. 11, n. 1, p. 1-13, jun, 2015.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v. 96, p. 253-260, 2005.

MADELLA, M. **Physiology of silica deposition**. Curso ministrado no 7th International Meeting on Phytolith Research, Mar del Plata, 2008.

MEDINA, A. I.; DANTAS, M. E.; SAADI, A. Geomorfologia. *In*: **PROJETO APA SUL RMBH- Estudos do Meio Físico**. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, E. E. Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B7, p. 14031-14050, dez, 1994.

MEUNIER, J.-D.; ALEXANDRE, A. Interêt de l'étude du cycle biogéochimique du silicium pour interpréter la dynamique des sols tropicaux. **Bull. Soc. Géol. France**, v. 172, n. 5, p. 533-538, jun, 2001.

MITTERMEIER, R. A.; GIL, P. R.; HOFFMAN, M.; PILGRIM, J.; BROOKS, T.; MITTERMEIER, C. G.; LAMOREUX, J.; FONSECA, G. A. B. da. **Hotspots revisited**: earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions. Mexico City: Cemex, Conservation International, Agrupación Sierra Madre, 2004.

MONTEIRO, M. R.; PAROLIN, M.; GUERREIRO, R. L. Primeiras considerações paleoambientais com análise de fitólitos em sedimentos turfosos nos Campos Gerais do Estado do Paraná. *In*: CONGRESSO ABEQUA, 10, 2011, Búzios. **Anais[...]**. Búzios: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2011.

MONTEIRO, M. R. **Paleoambientes indicados através da análise de fitólitos e $\delta^{13}C$ em sedimentos turfosos nos Campos Gerais do Estado do Paraná**. 2012. 61 f. Monografia (Bacharelado em Engenharia Ambiental) – Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campo Mourão, 2012.

MOTOMURA, H.; FUJII, T.; SUSUKI, M. Silica deposition in relation to ageing of leaf tissues in *Sasa veitchii* (Carriere) Rehder (Poaceae, Bambusoideae). **Annals of Botany**, v. 93, n. 1, p.235-248, jun, 2004.

MULHOLLAND, S. C. Phytolith Shape Frequencies in North Dakota Grasses: A Comparison to General Patterns. **Journal of Archaeological Science**, v. 16, n. 1, p. 489-511, jan, 1989.

NAZÁRIO, M. G. **Origem e destino da matéria orgânica do sistema lagunar Mundaú-Manguaba - AL, Brasil**: sinais da cana-de-açúcar. 2008. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica) – Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.

NIMER, E., BRANDÃO, A. M. P. M. **Balanço hídrico e clima da região dos cerrados**. 1. ed. Rio de Janeiro: FIBGE, 1989.

NETO, L. F. S. **Pedogênese e Matéria Orgânica de Solos Hidromórficos da Região Metropolitana de Porto Alegre**. 2010. 117 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

NEVES, S. C.; ALMEIDA-ABREU, P. A.; FRAGA, L. M. S. Fisiografia. *In*: SILVA, A. C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA-ABREU, P. A. (Org.) **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 47-58.

OLIVEIRA, V.A., (Org.) **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de recursos naturais e estudos Ambientais, 2005.

OLIVEIRA, L. A. F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o planalto de Campos das Vertentes - Zona da Mata de Minas Gerais**. 2012. 217 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

OREM, W. H.; COLMAN, S. M.; LERCH, H. E. Lignin phenols in sediments of Lake Baikal, Siberia: application to paleoenvironmental studies. **Organic Geochemistry**, v. 27, n. 3-4, p. 153-172, dez, 1997.

OSTERRIETH, M. **Rol e importancia del estudio de las biomineralizaciones en Biología, Geología y Arqueología**. Curso ministrado no 7th International Meeting on Phytolith Research, Mar del Plata., 2008.

PAISANI, J. C.; CALEGARI, M.; PONTELLI, M. E.; PESSEDA, L.; CORRÊA, A. C. B.; PAISANI, S. D. L.; RAITZ, E. The Role of Late Quaternary Climate Change in the Evolutionary Dynamic of Second-Order Paleovalley (Southern Brazil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 14, n. 1, fev, 2013.

PAISANI, S. D. L.; PAISANI, J. C.; OSTERRIETH, M. L.; PONTELLI, M. E. Significado paleoambiental de fitólitos em registro pedoestratigráfico de paleocabeceira de drenagem, superfície de palmas, água doce, Sul do Brasil. **Geociências**, v. 35, n. 3, p. 429-445, mar, 2016.

PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; STEVAUX, J. C. Use of spongofacies as a proxy for river-lake paleohydrology in Quaternary deposits of central-western Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 1, p. 187-198, jul, 2008.

PAROLIN, M.; DOMICILIANO, R.T.; GUERREIRO, R.L.; CAXAMBÚ, M.G. Primeiras considerações palinológicas e paleoclimáticas do Pleistoceno Tardio na região de Campo Mourão, Paraná, Brasil. *In*: XIII CONGRESSO ABEQUA, 10, 2010, Búzios. **Anais [...]** Búzios: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2010.

PAROLIN, M.; RASBOLD, G. G.; PESSEDA, L. C. R. Primeiras considerações palinológicas e paleoclimáticas do Pleistoceno Tardio na região de Campo Mourão, Paraná, Brasil. *In*: CONGRESSO ABEQUA, 10, 2011, Búzios. **Anais [...]** Búzios: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2011.

PAROLIN, M.; MONTEIRO, M. R.; COE, H. H. G.; COLAVITE, A. P. Considerações Paleoambientais do Holoceno Médio por Meio de Fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. SBGFA, p. 96-103, nov, 2017.

PAULA, L. M. A.; SILVA, P. C. A formação do mineral opala biogênica nos solos dos cerradões de Uberlândia. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, 2006, Belo Horizonte. **Anais [...]** Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 2006.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. *In*: WOHL, E. (Org.) **Treatise on Geomorphology**. New York: Elsevier, 2010.

PBMC. Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas. *In*: AMBRIZZI, T.; ARAUJO, M. (Org.) **COPPE**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.

PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C.; ESPINDOLA, C. R.; RODRIGUES, T. R. I. Geomorfologia antropogênica: reativação da rede de drenagem e processos erosivos relacionados à construção civil. *In*: VI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, 2006, Belo Horizonte. **Anais [...]** Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 2006.

PERRY, L.; SANDWEISS, D. H.; PIPERNO, D. R.; RADEMAKER, K.; MALPASS, M.; UMIRE, A.; VERA, P. Early maize agriculture and interzonal interaction in southern Peru. **Nature**, v. 440, n. 2, p.76-79, jan, 2006.

PEREIRA, G. L. Identificação de fitólitos a partir de fragmentos de carvão. **Cadernos do LEPAARQ**, v. 7, n. 1, p. 13-14, jul, 2010.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S.; FREITAS, H. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. *In*: SOUZA, C. R. G.; et al. (Org.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p.75-93.

PESSENDA, L.; BUSO, A.; COHEN, M.; CALEGARI, M.; SCHIAVO, J.; FRANÇA, M.; LIMA, L. F.; GIANNINI, P.; OLIVEIRA, P.; ROSSETTI, D.; SIQUEIRA, G.; FRANCISQUINI, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; BENDASSOLLI, J.; MADELLA, M.; OSTERRIETH, M.; APARECIDA, C. F.; LOUISE, L. F. P.; BRUSTOLIN, L.; RASBOLD, G. Estudos Paleoambientais Interdisciplinares Dinâmica da Vegetação, do Ambiente Marinho e Inferências Climáticas Milenares a Atuais na Costa Norte do Espírito Santo, Brasil. **Ciência & Ambiente**, v. 49, n. 1, p. 181-195, jan, 2015.

PETTS, G. E.; FOSTER, I. **Rivers and Landscape**. London: Edward Arnold, 1985.

PEZZO, M. O assunto é datação por Carbono 14. **Univerciência**, v. 1, n. 1, p. 4-6, dez, 2002.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths Analysis**: an archaeological and geological perspective. San Diego: Academic Press, 1988.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths**: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists. New York: Altamira press, 2006.

PIPERNO, D. R.; BECKER, P. Vegetational History of a Site in the Central Amazon Basin Derived from Phytolith and Charcoal Records from Natural Soils. **Quaternary Research**, v. 45, n. 2, p. 202-209, dez, 1996.

PIRONON, J.; MEUNIER, J. D.; ALEXANDRE, A.; MATHIEU, R.; MANSUY, L.; GROSJEAN, A.; JARDE, E. Individual Characterization of Phytoliths: Experimental Approach and Consequences on Paleoenvironment Understanding. *In*: MEUNIER, J. D.; COLIN, F. (Org.) **Phytoliths**: Applications in Earth Sciences and Human History. Netherlands: Balkema Publishers, 2001. p. 329-341.

PREBBLE, M.; SHULMEISTER, J. An analysis of phytolith assemblages for the quantitative reconstruction of late Quaternary environments of the Lower Taieri Plain, Otago, South Island, New Zealand II: Paleoenvironmental reconstruction. **Journal of Paleolimnology**, v. 27, n. 4, p. 415-427, mar, 2002.

PRIOR, C. A.; CARTER, J. A.; RIESER, U. Are Phytolith Radiocarbon Dates reliable? *In*: 10TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY, 9, 2005, Berkeley. **Anais [...]** Berkeley, 2005.

RAMOS, Y. B. M. **Reconstituição paleoambiental na Ilha Grande através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono**. 2016. 160 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

RAPINI, A.; RIBEIRO, P. L.; LAMBERT, S.; PIRANI, J. R. A flora dos campos rupestres da Cadeia do Espinhaço. **Megadiversidade**, v. 4, n. 1, p. 16-24, jun, 2008.

RASBOLD, G. G.; PAROLIN, M.; CAXAMBU, M. G. Reconstrução paleoambiental de um depósito sedimentar por análises multiproxy, Turvo, estado do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 1, n. 19, p. 315-324, 2016.

RATTER, J. A.; RIBEIRO, J.F.; BRIDGEWATER, S. The Brazilian Cerrado vegetation and threats to its biodiversity. **Annals of Botany**, v. 1, n. 80, p. 223-230, 1997.

RIBEIRO J. F. R; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. *In*: SANO, S. M; ALMEIDA, S. P. **Cerrado ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA, 1998.

RICARDO, S. D. F. **Caracterização de fitólitos de plantas e solos superficiais da Caatinga na Depressão Sertaneja Setentrional**. 2016. 133 f. Monografia (Licenciatura em Biologia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2016.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. McGraw Hill, 2002.

ROCHA, A. P. **Reconstituição Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia (Minas Gerais) no Quaternário através de Análises de Fitólitos e Isótopos de Carbono**. 2014. 96 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2014.

RUPPERT, E.E., BARNES, R. D. **Zoologia dos Invertebrados**. 6. ed. São Paulo: Editora Roca, 1996.

SAADI, A. A. Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, fev, 1995.

SANTOS, G. B. **Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG: Paleoníveis Depositionais e a Dinâmica erosiva e deposicional atual**. 2008. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; ARAUJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos**. 5. ed. Brasília: EMBRAPA, 2018.

SEIXAS, A. P. **Identificação de Mudanças Ambientais no Quadrilátero Ferrífero, MG, através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono.** 2015. 103 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2015.

SEIXAS, A. P. **Condições Paleoambientais associadas à ocorrência de stone-lines em Latossolo no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul-RJ.** 2017. 95 f. Dissertação (Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2017.

SILVA, R. R. **Fitólitos em depósitos de colúvio no Quaternário Superior na Face Nordeste da Bacia Sedimentar do Araripe/CE: significado paleoambiental.** 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016.

SERVANT, M.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; FURNIER, M. Alluvial fans in Southern Brazil as evidence for early Holocene dry climate period. *In: SUGUIO, K. e TESLER, M. (Org.) Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary, proceedings.* Boletim do Instituto de Geociências da USP, publ. esp., n. 8. p. 75-7, 1989.

SMITH, F. A.; ANDERSON, K. B. Characterization of Organic Compounds in Phytoliths: Improving the Resolving Power of Phytolith $\delta^{13}C$ as a Tool for Paleoecological Reconstruction of C3 and C4 Grasses. *In: MEUNIER, J. D.; COLIN, F. (Org.) Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History.* Netherlands: Balkema Publishers, 2001. p. 317-327.

SMITH, F. A.; WHITE, J. W. C. Modern calibration of phytolith carbon isotope signatures for C3/C4 paleograssland reconstruction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 207, n. 3-4, p. 277-304, jan, 2004.

STEVAUX, J. C. Upper Paraná River (Brazil) geomorphology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, n. 1, p. 143-161, jun, 1994.

STEVAUX, J. C. A paleohidrologia como ferramenta no gerenciamento fluvial. **Boletim de Geografia da UEM**, v. 21, n. 1, p. 111-114, jul, 2003.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial.** São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quaternary International**, v. 1, n. 114, p. 55-66, jan, 2014.

STEVAUX, J. C.; BARCZYSCZYN, O.; MEDEANIC, S.; NOBREGA, M T. Characterization and environmental interpretation of a floodplain Holocene paleosol: Implication for paleohydrological reconstruction in the Upper Paraná River, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 1, n. 145, p. 191-206, jul, 2006.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 191-199, ago, 2015.

SUGUIO, K. **Mudanças Ambientais da Terra.** São Paulo: Instituto Geológico, 2008.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Editora UFP, 1979.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. New York: Longman, 1991.
- THORNDYCRAFT, V. R.; BENITO, G.; GREGORY, K. J. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. **Geomorphology**, v. 98, n. 1, p. 2-12, dez, 2008.
- TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.
- TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (Org.) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília: EMBRAPA, 2017. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/171907/1/Manual-de-Metodos-de-Analise-de-Solo-2017.pdf>>. Acesso em: 1 fev. 2018.
- TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. *In*: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 140-166.
- TURCQ, B.; PRESSINOTTI, M. N.; MARTIN, L. Paleohydrology and paleoclimate of the past 32,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 47. n. 3, p. 284-294, ago, 1997.
- TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. **Transactions of the Nebraska Academy of Sciences**, v. XI, n. special issue, p. 73-82, set, 1969.
- UNESCO. **Reserva da biosfera da Serra do Espinhaço**. Belo Horizonte: IEF, 2005.
- VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77-90, fev, 2009.
- VASCONCELOS, A. M. C. **O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso: comparação entre os ambientes siliciclástico e o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG**. 2014. 167 f. Tese (Doutorado em Geografia e Análise Ambiental) - IGC-UFMG / Université de Rouen, Belo Horizonte, 2014.
- VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa universitária UFV, 1991.
- VOLKMER-RIBEIRO, C. Porifera. *In*: HULBERT, S. H.; RODRÍGUEZ, G.; SANTOS, N.D. (Org.) **Aquatic biota of tropical South America**: being a compilation of taxonomic bibliographies for the fauna and flora of inland waters of the tropical portion of South America, v. 2, n. 1, p. 86-95, mar, 1981.
- VOLKMER-RIBEIRO, C. Esponjas de água doce. *In*: Sociedade Brasileira de Zoologia (Org.) **Manual de técnicas para preparação de coleções zoológicas**, v. 3, n. 1, p. 01-06, out, 1985.
- VOLKMER-RIBEIRO, C.; DE ROSA-BARBOSA, R. Neotropical freshwater sponges of the Family Potamolepidae Brien, 1967. *In*: LEVI, C., BOURY-ESNAULT, N. (Org.) **Biologie des Spongiaires**. Colloques Internationaux du C. N. R. S. n° 291. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, p. 503-511, 1979.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; GROSSER, K. M. Gut contents of *Leporinus obtusidens* "sensu" Von Ihering (pisces, Characoidei) used in a survey for freshwater sponges. **Revista Brasileira de Biologia**, v. 41, n. 1, p. 175-183, nov, 1981.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; PAROLIN, M. As esponjas. *In*: PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; LEANDRINI, J. A. (Org.) **Abordagem ambiental interdisciplinar embacias hidrográficas no Estado do Paraná**. Campo Mourão: Editora da Fecilcam, p. 105-130, 2010.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; PAULS, S. M. Esponjas de agua dulce (Porifera, Demospongiae) de Venezuela. **Acta Biologica Venezuelica**, v. 20, n. 1, p. 1-28, jun, 2000.

WEBB, E. A.; LONGSTAFFE, F. J. The oxygen isotopic compositions of silica phytoliths and plant water in grasses: implications for the study of paleoclimate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 5, p. 767-780, fev, 2000.

WELLE, B. J. H. On the occurrence of silica grains in the secondary xylem of the Chrysobalanaceae. **Iowa Bull**, v. 2, n. 1, p. 19-29, jun, 1976.

ZURRO, D.; GARCIA-GRANERO, J. J.; LANCELOTTI, C.; MADELLA, M. Directions in current and future phytolith research. **Journal of Archaeological Science**, v. 68, n. 1, p. 112-117, mai, 2016.

APÊNDICE 1 – FICHA DE DESCRIÇÃO DE PERFIS

Ficha de descrição de Perfis *Objetivo principal: Espículas? Já teve água?*
CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. Perfil n° 1	Foto n°	2. Litologia: <i>Granito, Gnaisse</i>
3. Formação Geológica: <i>Complexo de Gouvea</i>		4. Relevo Regional: <i>Serras e Planalto do Espinhaço</i>
5. Vegetação Primária <i>Cerrado (campos, gramíneas)</i>		6. Uso Atual: <i>*nada* Cascalho e cupim</i>
7. Profundidade do Lençol Freático <i>→x←</i>		8. Data da Descrição: <i>19/05/2016</i>
9. Localização, Município, Estado e Coordenadas <i>Corrego dos Pereiros</i> <i>18°24'57.3"S / 43°46'43.4"O</i>		10. Descrito por: <i>Alessandra</i>
		11. Classificação: <i>Neossolo (não tem horizonte B)</i>

II. HORIZONTES DO SOLO

Símbolo	<i>A</i>	<i>C1</i>	<i>C2</i>				
Profundidade	<i>0-28</i>	<i>28-50</i>	<i>50-100+</i>				
Espessura	<i>28cm</i>	<i>18cm</i>	<i>50cm+</i>				

II.1. TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES

A. NITIDEZ OU CONTRASTE				B. TOPOGRAFIA DA LINHA DE SEPARAÇÃO			
Transição	A	C1	C2	Transição	A	C1	C2
ABRUPTA				PLANA	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>
CLARA	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>	ONDULADA			
GRADUAL				IRREGULAR			
DIFUSA				DESCONTINUA			

Solo muito mexido pelos cupims!

III. OUTRAS CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. PEDREGOSIDADE	2. ROCHOSIDADE	3. RELEVO E DECLIVIDADE
NÃO PEDREGOSA	NÃO ROCHOSA	PLANO (< 3%)
LIGEIRAMENTE PEDREGOSA	LIGEIRAMENTE ROCHOSA	SUAVE ONDULADO (3-8%)
MODERADAMENTE PEDREGOSA	MODERADAMENTE ROCHOSA	ONDULADO (8-20%)
PEDREGOSA	ROCHOSA	FORTE ONDULADO (20-45%)
MUITO PEDREGOSA	MUITO ROCHOSA	MONTANHOSO (45-75%)
EXTREMAMENTE PEDREGOSA	EXTREMAMENTE ROCHOSA	ESCARPADO (>75%)

4. DRENAGEM	5. EROSÃO
EXCESSIVAMENTE DRENADO	NÃO APARENTE
FORTEMENTE DRENADO	LIGEIRA
ACENTUADAMENTE DRENADO	MODERADA
BEM DRENADO	FORTE
MODERADAMENTE DRENADO	MUITO FORTE
IMPERFEITAMENTE DRENADO	EXTREMAMENTE FORTE
MAL DRENADO	
MUITO MAL DRENADO	

Muitos seixos!

Observações: A região tem montanhas, morros e a voçoroca próximos, mas o perfil é bem plano. Não fazer fitolitos, APENAS espículas!

IV. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

Não fizemos cor, por causa da bioturbação e outros problemas.

1. COR		2. COR (MOSQUEADO)	
Horizonte	S	Horizonte	S
10R		10R	
U		U	
2.5 YR		2.5 YR	
U		U	
5 YR		5 YR	
U		U	
7.5 YR		7.5 YR	
U		U	
10 YR		10 YR	
U		U	
2.5 Y		2.5 Y	
U		U	
5 Y		5 Y	
U		U	

1.1. MOSQUEADO (NOTAÇÃO)

A. QUANTIDADE	B. TAMANHO	C. CONTRASTE
Horizonte	Horizonte	Horizonte
POUCO	PEQUENO	DISTINTO
COMUM	MÉDIO	DIFUSO
ABUNDANTE	GRANDE	PROMINENTE

Amostras: P1A (1), P1C1 (2), P1C2 (3). (laboratório)

**Ficha de descrição de Perfis
CARACTERÍSTICAS GERAIS**

1. Perfil nº <u>2</u> Foto nº	2. Litologia: <u>Quartzito</u>
3. Formação Geológica: <u>Grupo Espinhago.</u>	4. Relevo Regional:
5. Vegetação Primária: <u>Cerrado stricto sensu / campo</u>	6. Uso Atual: <u>Natural</u>
* 7. Profundidade do Lençol Freático	8. Data da Descrição: <u>20/05/2016</u>
9. Localização, Município, Estado e Coordenadas: <u>Córrego da Contagem</u> <u>18°36'34.8" S / 43°53'16.8" O</u>	10. Descrito por: <u>Alessandra</u>
	11. Classificação: <u>Espodossolo</u>

* Próximo ao rio

II. HORIZONTES DO SOLO

Símbolo	A1	A2	E	Bh					
Profundidade	0-17	17-25	25-127	127-210 +					
Espessura	17cm	8cm	102cm	83cm +					

II.1. TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES

A. NITIDEZ OU CONTRASTE					B. TOPOGRAFIA DA LINHA DE SEPARAÇÃO				
Transição	A1	A2	E	Bh	Transição	A1	A2	E	Bh
ABRUPTA					PLANA	X	X	X	X
CLARA	X	X	X	X	ONDULADA				
GRADUAL					IRREGULAR				
DIFUSA					DESCONTINUA				

III. OUTRAS CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. PEDREGOSIDADE		2. ROCHOSIDADE		3. RELEVO E DECLIVIDADE	
NÃO PEDREGOSA	X	NÃO ROCHOSA	X	PLANO (< 3%)	
LIGEIRAMENTE PEDREGOSA		LIGEIRAMENTE ROCHOSA		SUAVE ONDULADO (3-8%)	X
MODERADAMENTE PEDREGOSA		MODERADAMENTE ROCHOSA		ONDULADO (8-20%)	
PEDREGOSA		ROCHOSA		FORTE ONDULADO (20-45%)	
MUITO PEDREGOSA		MUITO ROCHOSA		MONTANHOSO (45-75%)	
EXTREMAMENTE PEDREGOSA		EXTREMAMENTE ROCHOSA		ESCARPADO (>75%)	

4. DRENAGEM		5. EROSÃO	
EXCESSIVAMENTE DRENADO		NÃO APARENTE	
FORTEMENTE DRENADO	X	LIGEIRA	X
ACENTUADAMENTE DRENADO		MODERADA	
BEM DRENADO		FORTE	
MODERADAMENTE DRENADO		MUITO FORTE	
IMPERFEITAMENTE DRENADO		EXTREMAMENTE FORTE	
MAL DRENADO			
MUITO MAL DRENADO			

Observações: Muita matéria orgânica !!
Espódico: horizonte com translocação de ácidos orgânicos e complexos metálicos → só ocorre em ambientes + arenosos.

IV. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

1. COR <u>→ úmido: 1 2.5/1</u>					2. COR (MOSQUEADO) <u>cor de madeira</u>				
Horizonte	A1	A2	E	Bh	Horizonte				
10R	S				10R	S			
	U					U			
2.5 YR	S	4/1			2.5 YR	S			
	U					U			
5 YR	S				5 YR	S			
	U					U			
7.5 YR	S				7.5 YR	S			
	U					U			
10 YR	S	3/1	5/2	3/2	10 YR	S			
	U	2/1	3/2	3/2		U			
2.5 Y	S				2.5 Y	S			
	U					U			
5 Y	S				5 Y	S			
	U					U			

1.1. MOSQUEADO (NOTAÇÃO)

A. QUANTIDADE					B. TAMANHO					C. CONTRASTE				
Horizonte					Horizonte					Horizonte				
POUCO					PEQUENO					DISTINTO				
COMUM					MÉDIO					DIFUSO				
ABUNDANTE					GRANDE					PROEMINENTE				

Amostras: P2A1 (4), P2A2 (5), P2E (6), P2Bh (7)
(laboratório)

**Ficha de descrição de Perfis
CARACTERÍSTICAS GERAIS**

1. Perfil nº 4 Foto nº	2. Litologia: <i>Granito Gnaisse</i>
3. Formação Geológica:	4. Relevo Regional: <i>Depressão de Gouveia</i>
5. Vegetação Primária <i>Gramíneas e arbustivas</i>	6. Uso Atual: <i>Pasto</i>
7. Profundidade do Lençol Freático <i>-x-</i>	8. Data da Descrição: <i>21/05/2016</i>
9. Localização, Município, Estado e Coordenadas <i>Córrego dos Pereiras, Cuiabá</i> <i>18° 25' 37.2" S / 43° 46' 15.1" O</i>	10. Descrito por: <i>Alessandra</i>
	11. Classificação:

II. HORIZONTES DO SOLO

→ não coletamos

Símbolo	A	B1	B2	B3	Pedra	C			
Profundidade	0-3	3-53	53-74	74-110	110-150	150-185+			
Espessura	3cm	50cm	21cm	36cm	40cm	35cm			

II.1. TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES

A. NITIDEZ OU CONTRASTE					B. TOPOGRAFIA DA LINHA DE SEPARAÇÃO <i>→ não tem pg e difusa</i>				
Transição	A	B1	B2	B3	Transição	A			
ABRUPTA					PLANA	X			
CLARA	X				ONDULADA				
GRADUAL					IRREGULAR				
DIFUSA		X	X	X	DESCONTÍNUA				

III. OUTRAS CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. PEDREGOSIDADE		2. ROCHOSIDADE		3. RELEVO E DECLIVIDADE	
NÃO PEDREGOSA		NÃO ROCHOSA	X	PLANO (< 3%)	
LIGEIRAMENTE PEDREGOSA	X	LIGEIRAMENTE ROCHOSA		SUAVE ONDULADO (3-8%)	X
MODERADAMENTE PEDREGOSA		MODERADAMENTE ROCHOSA		ONDULADO (8-20%)	
PEDREGOSA		ROCHOSA		FORTE ONDULADO (20-45%)	
MUITO PEDREGOSA		MUITO ROCHOSA		MONTANHOSO (45-75%)	
EXTREMAMENTE PEDREGOSA		EXTREMAMENTE ROCHOSA		ESCARPADO (>75%)	

4. DRENAGEM		5. EROSÃO	
EXCESSIVAMENTE DRENADO		NÃO APARENTE	X
FORTEMENTE DRENADO		LIGEIRA	
ACENTUADAMENTE DRENADO		MODERADA	
BEM DRENADO		FORTE	
MODERADAMENTE DRENADO		MUITO FORTE	
IMPERFEITAMENTE DRENADO		EXTREMAMENTE FORTE	
MAL DRENADO			
MUITO MAL DRENADO			

Observações: Pedregosidade apenas no horizonte B3

IV. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

1. COR					2. COR(MOSQUEADO)				
Horizonte	A	B1	B2	B3	Horizonte				
10R	S				10R	S			
	U					U			
2.5 YR	S		4/8	3/6	2.5 YR	S			
	U		3/4	3/6		U			
5 YR	S	5/8	5/6		5 YR	S			
	U	3/4				U			
7.5 YR	S				7.5 YR	S			
	U					U			
10 YR	S				10 YR	S			
	U					U			
2.5 Y	S				2.5 Y	S			
	U					U			
5 Y	S				5 Y	S			
	U					U			

1.1. MOSQUEADO (NOTAÇÃO)

A. QUANTIDADE		B. TAMANHO		C. CONTRASTE	
Horizonte		Horizonte		Horizonte	
POUCO		PEQUENO		DISTINTO	
COMUM		MÉDIO		DIFUSO	
ABUNDANTE		GRANDE		PROEMINENTE	

*Amostras: P4A (12), P4B1 (13), P4B2 (14), P4B3 (15)
(laboratório)*

Ficha de descrição de Perfis **Trincheira**
CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. Perfil nº 5 Foto nº	2. Litologia:
3. Formação Geológica:	4. Relevo Regional:
5. Vegetação Primária <i>Cerrado (bem aberto), Campo</i>	6. Uso Atual: <i>Pasto Muitas gramíneas e poucas árvores</i>
7. Profundidade do Lençol Freático <i>-x-</i>	8. Data da Descrição: <i>21/05/2016</i>
9. Localização, Município, Estado e Coordenadas <i>Córrego dos Pereiras - Gouveia, Cuiabá</i>	10. Descrito por: <i>Alessandra</i>
<i>6a</i> <i>18°26'06.6"S / 43°45'03.2"O</i>	11. Classificação:

II. HORIZONTES DO SOLO

Símbolo	A	B1	pedra	B2	BC	C			
Profundidade	0-9	9-34	34-40	40-57	57-70	70-100+			
Espessura	9cm	25cm	6cm	17cm	13cm	30cm+			

II.1. TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES

↳ esta com formiga no saco! → não tem pois e difoso

A. NITIDEZ OU CONTRASTE							B. TOPOGRAFIA DA LINHA DE SEPARAÇÃO						
Transição	A	B1	P	B2	BC	C	Transição	A	B1	P	B2	BC	C
ABRUPTA							PLANA						
CLARA							ONDULADA						
GRADUAL		X					IRREGULAR	X					
DIFUSA	X	X	X	X	X		DESCONTINUA						

III. OUTRAS CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. PEDREGOSIDADE		2. ROCHOSIDADE		3. RELEVO E DECLIVIDADE	
NÃO PEDREGOSA	X	NÃO ROCHOSA	X	PLANO (< 3%)	
LIGEIRAMENTE PEDREGOSA		LIGEIRAMENTE ROCHOSA		SUAVE ONDULADO (3-8%)	
MODERADAMENTE PEDREGOSA		MODERADAMENTE ROCHOSA		ONDULADO (8-20%)	
PEDREGOSA		ROCHOSA		FORTE ONDULADO (20-45%)	X
MUITO PEDREGOSA		MUITO ROCHOSA		MONTANHOSO (45-75%)	
EXTREMAMENTE PEDREGOSA		EXTREMAMENTE ROCHOSA		ESCARPADO (>75%)	

4. DRENAGEM		5. EROSIÃO	
EXCESSIVAMENTE DRENADO		NÃO APARENTE	
FORTEMENTE DRENADO		LIGEIRA	
ACENTUADAMENTE DRENADO		MODERADA	
BEM DRENADO		FORTE	
MODERADAMENTE DRENADO	X	MUITO FORTE	
IMPERFEITAMENTE DRENADO	X	EXTREMAMENTE FORTE	X
MAL DRENADO			
MUITO MAL DRENADO			

Observações: A profundidade do horizonte A está variando. Coletamos a linha de pedra somente para fitólitos. Não vamos fazer a classificação pedológica porque não é solo.

IV. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

Voçoroca muito perto da área de coleta

1. COR					2. COR (MOSQUEADO)				
Horizonte	A	B1	B2	BC	Horizonte				
10R	S				10R	S			
	U					U			
2.5 YR	S	5/6	5/8	5/8	2.5 YR	S			
	U	5/4	4/6	4/6		U			
5 YR	S				5 YR	S			
	U					U			
7.5 YR	S	3/4			7.5 YR	S			
	U	4/4				U			
10 YR	S				10 YR	S			
	U					U			
2.5 Y	S				2.5 Y	S			
	U					U			
5 Y	S				5 Y	S			
	U					U			

1.1. MOSQUEADO (NOTAÇÃO)

A. QUANTIDADE					B. TAMANHO					C. CONTRASTE				
Horizonte					Horizonte					Horizonte				
POUCO					PEQUENO					DISTINTO				
COMUM					MÉDIO					DIFUSO				
ABUNDANTE					GRANDE					PROMINENTE				

Amostras: P5A (16), P5 B1 (17), P5P (18), P5 B2 (19), P5 BC (20)
 (laboratório)

**Ficha de descrição de Perfis
CARACTERÍSTICAS GERAIS**

1. Perfil nº 6 Foto nº	2. Litologia: <i>Granito Gnaisse</i>
3. Formação Geológica: <i>Complexo Gouveia</i>	4. Relevo Regional: <i>Depressão de Gouveia</i>
5. Vegetação Primária <i>Cerradão e Mata de galeria</i>	6. Uso Atual: <i>Natural (casa próxima)</i>
* 7. Profundidade do Lençol Freático	8. Data da Descrição: <i>21/05/2016</i>
9. Localização, Município, Estado e Coordenadas <i>Ribeirão Rio Grande</i> <i>18°25'45.8"S 43°46'6.2"O</i>	10. Descrito por: <i>Alessandra</i>
<i>* Próximo ao Rio</i>	11. Classificação: <i>Cambissolo</i>

II. HORIZONTES DO SOLO

Símbolo	A	B	C1	C2					
Profundidade	0-55	55-82	82-160	160-215+					
Espessura	55cm	27cm	78cm	55cm+					

II.1. TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES

A. NITIDEZ OU CONTRASTE					B. TOPOGRAFIA DA LINHA DE SEPARAÇÃO → <i>não tem porque é difusa</i>				
Transição	A	B	C1	C2	Transição	A	B	C1	C2
ABRUPTA		X			PLANA		X		
CLARA					ONDULADA				
GRADUAL					IRREGULAR				
DIFUSA	X		X	X	DESCONTÍNUA				

III. OUTRAS CARACTERÍSTICAS GERAIS

1. PEDREGOSIDADE	2. ROCHOSIDADE	3. RELEVO E DECLIVIDADE
NÃO PEDREGOSA	NÃO ROCHOSA	PLANO (< 3%)
LIGEIRAMENTE PEDREGOSA	LIGEIRAMENTE ROCHOSA	SUAVE ONDULADO (3-8%)
MODERADAMENTE PEDREGOSA	MODERADAMENTE ROCHOSA	ONDULADO (8-20%)
PEDREGOSA	ROCHOSA	FORTE ONDULADO (20-45%)
MUITO PEDREGOSA	MUITO ROCHOSA	MONTANHOSO (45-75%)
EXTREMAMENTE PEDREGOSA	EXTREMAMENTE ROCHOSA	ESCARPADO (>75%)

4. DRENAGEM	5. EROSÃO
EXCESSIVAMENTE DRENADO	NÃO APARENTE
FORTEMENTE DRENADO	LIGEIRA
ACENTUADAMENTE DRENADO	MODERADA
BEM DRENADO	FORTE
MODERADAMENTE DRENADO	MUITO FORTE
IMPERFEITAMENTE DRENADO	EXTREMAMENTE FORTE
MAL DRENADO	
MUITO MAL DRENADO	

Observações: *Moinha de pedra próxima ao perfil, porém não exatamente nele.*
Horizonte C1 quase maciço
Vegetação completamente diferente dos outros perfis.

IV. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

1. COR					2. COR(MOSQUEADO)				
Horizonte	A	B	C1	C2	Horizonte				
10R	S				10R	S			
	U					U			
2.5 YR	S				2.5 YR	S			
	U					U			
5 YR	S				5 YR	S			
	U					U			
7.5 YR	S				7.5 YR	S			
	U					U			
10 YR	S				10 YR	S			
	U					U			
2.5 Y	S				2.5 Y	S			
	U					U			
5 Y	S				5 Y	S			
	U					U			

1.1. MOSQUEADO (NOTAÇÃO)

A. QUANTIDADE					B. TAMANHO					C. CONTRASTE				
Horizonte					Horizonte					Horizonte				
POUCO					PEQUENO					DISTINTO				
COMUM					MÉDIO					DIFUSO				
ABUNDANTE					GRANDE					PROMINENTE				

Amostras: *PGA (21), PGB (22), PGC1 (23), PGC2 (24)*
(laboratório)

APÊNDICE 2 – PROTOCOLO DE EXTRAÇÃO DOS FITÓLITOS DE SOLOS

1ª Etapa: Preparação inicial.

- 1- Secar todas as amostras na estufa durante 24h a 110°;
- 2- Peneirar a seco algumas dezenas de gramas de solo com uma peneira de 2 mm (80 mesh), para finalmente se obter 10g de solo seco < 2 mm;
- 3- Macerar ligeiramente;
- 4- Pesar 10g de material.

2ª Etapa: Fase de descarbonatação.

- 1- Acrescentar 15 ml de ácido clorídrico diluído a 1N;
- 2- Agitar (agitador mecânico) por 1 hora;
- 3- Se houver reação e, portanto, presença de carbonatos, obtêm-se uma volatilização e um “psss” na abertura do tubo;
- 4- Rinsar: acrescentar água destilada e algumas gotas de Cloreto de Cálcio CaCl_2 (floculante) e centrifugar (5 minutos a cerca de 4000 rpm); extrair o sobrenadante;
- 5- Recomeçar a operação até que não haja mais volatilização e rinsar 3 vezes com água destilada;
- 6- Secar a amostra na estufa a 50°C.

3ª Etapa: Fase de oxidação da matéria orgânica.

- 1- Colocar a amostra num tubo de ensaio;
- 2- Pegar o tubo com um pregador de madeira;
- 3- Colocar o dobro do volume da amostra de ácido nítrico 65%;
- 4- Aquecer o tubo sobre a lamparina. Deixar até a fumaça ficar mais branca, mas não pode deixar secar. Se secar, colocar mais ácido nítrico;
- 5- Deixar esfriar um pouco e colocar algumas gotas de peróxido de hidrogênio;
- 6- Passar para um tubo tipo falcon com água destilada;
- 7- Centrifugar por 3 minutos a 1500 rpm, com água destilada até atingir pH próximo de 5 ou 6.

4ª Etapa: Adição de Branqueador (bom para acelerar o processo, sobretudo na remoção do ferro).

- 1- Colocar a amostra num becker de 500 ml;
- 2- Colocar Hipoclorito de Sódio 6% o suficiente para cobrir os sedimentos, misturar, cobrir com um vidro de relógio. Deixar de 1 a 3 dias, no máximo (pode dissolver os fitólitos, sobretudo em pH altos, de 10 a 12);

- 3- Observar a reação durante o primeiro dia. Se não tiver mais reação, acrescentar mais um pouco e observar;
- 4- Quando não tiver mais reação, tem que rinsar o branqueador: completar o becker com água quente, deixar decantar por 2 horas e depois rinsar (entornar o excesso de líquido, com cuidado para não perder amostra, e depois completar com água quente).

5ª Etapa: Solubilização do Ferro.

- 1- Transpassar a amostra para tubo tipo falcon 50 ml;
- 2- Acrescentar 10 ml de água destilada;
- 3- Acrescentar 10 ml de Citrato de Sódio a 88,4 g / L;
- 4- Aquecer em banho-maria a 80°C;
- 5- Quando o solo + Citrato estiver a 80°C, acrescentar 0,5 g de Ditionito de Sódio. Remexer bem durante alguns minutos. A cor marrom-vermelho (Fe^{3+} na forma de óxido) se ameniza;
- 6- Rinsar 2 vezes;
- 7- Repetir a operação até que a amostra esteja cinza-verde (Fe^{2+} na forma dissolvida) e rinsar 2 vezes.

6ª Etapa: Remoção de argilas.

- 1- Transpassar a amostra novamente para o becker;
- 2- Acrescentar 10 g de Hexametáfosfato, misturar e completar o becker com água quente.
- 3- Deixar decantar por 2 horas e rinsar (jogar fora o excesso de água, misturar e completar com água quente) pelo menos 4 vezes. No 1º dia, não deixar passar a noite se não tiver rinsado pelo menos 3 vezes.
- 4- No final de cada dia retira o excesso de água e não completa porque no dia seguinte vai colocar mais Hexametáfosfato e continuar o processo, sempre tirando o excesso de água à noite e não completando com água;
- 5- Quando a água ficar limpa, acrescentar 10 g de EDTA (defloculante), misturar, completar com água quente e deixar decantar, rinsando a cada 2 horas (mesmo processo anterior), sempre tirando o excesso de água à noite e não completando com água;
- 6- Se necessário, repetir a operação.

7ª Etapa: Peneiragem e secagem.

- 1- Pegar mais beckers de 500 ml (1 para cada amostra) e colocar um funil e uma peneira de 250 μm (só vai passar silte e argila);
- 2- Transvasar a amostra para a peneira, borrifando água quente com a pissete para não perder nada da amostra;

- 3- Pulverizar o que ficou na peneira com água quente, protegendo com a mão ou inclinando um pouco a peneira para não espirrar para fora;
- 4- Rinsar o funil por dentro e por fora para aproveitar toda a amostra;
- 5- Jogar o resto do sedimento que ficou na peneira fora (areias) e lavar bem o filtro;
- 6- Transvasar do becker para tubos falcon. Se der vários tubos, pode fazer um short-spin;

Short spin: Centrifugar por 2 minutos a 3000 rpm. Verificar se a amostra está toda no fundo do tubo e despejar a água (pode virar completamente). Passa de vários tubos para um só.

- 7- Colocar na estufa (máximo 70°C) para secar completamente a amostra.

8ª Etapa: Separação densimétrica com SPT.

- 1- Colocar o SPT – Politungstato de Sódio (líquido denso = 2,31 g / ml) nas amostras. Não há uma medida exata de quanto colocar, normalmente até cobrir bem a amostra;
- 2- Misturar bem no Vortex;
- 3- Colocar no banho de ultrassom (*Ultrasonic Water Bath*) por 5 minutos, para separar melhor as partículas;
- 4- Tirar os tubos do banho de ultrassom, enxugar e misturar mais uma vez no Vortex;
- 5- Centrifugar por 10 minutos a 5000 rpm;
- 6- Tirar da centrífuga, com cuidado para não balançar e misturar os fitólitos com os sedimentos do fundo do tubo. A película sobrenadante são os fitólitos;
- 7- Transvasar o líquido para outro tubo falcon, com cuidado para não passar sedimentos do fundo do tubo junto;
- 8- Para garantir que vai pegar todos os fitólitos, repetir o processo mais 2 vezes;
- 9- Depois das 3 vezes, centrifugar só os tubos com o líquido sobrenadante por mais 10 minutos a 5000 rpm, mas não precisa Vortex nem ultrassom;
- 10- Guardar por um tempo os sedimentos que sobraram, caso haja algum problema e tenha que repetir;
- 11- Se tiver material no fundo dos tubos com líquido, transvasar o líquido para tubos novos;
- 12- Diluir com água destilada para rinsar e fazer os fitólitos (que com a adição de água terão maior densidade que o líquido) mergulharem para o fundo do tubo: colocar o dobro do volume do SPT líquido de água destilada (ou encher o tubo), colocar tampa, sacudir ou misturar no Vortex e centrifugar por 10 minutos a 3000 rpm;
- 13- Entornar (mas não tudo, para não perder fitólitos) em becker com um funil onde foi colocado um filtro (pode ser filtro de café). Este SPT será reciclado.

9ª Etapa: Retirada da água e secagem.

- 1- Misturar no Vortex o que sobrou no fundo dos tubos falcon (os fitólitos). Se tiver alguns agregados, normalmente argila, tentar dissolver com a vareta. Encher os tubos com água;
- 2- Centrifugar por 5 minutos a 3000rpm;
- 3- Entornar toda a água;
- 4- Repetir a operação mais 2 vezes;
- 5- Secar na estufa a 60°C no máximo.

10ª Etapa: Armazenamento e pesagem das amostras.

- 1- Pesar os potinhos *empendorf* vazios, onde serão armazenadas as amostras, e anotar o peso;
- 2- Passar as amostras para os potinhos menores onde serão armazenadas;
- 3- Pesar novamente os potinhos cheios, anotar o peso e calcular a diferença (potinho cheio – potinho vazio = peso dos fitólitos);
- 4- Tampar os potinhos e guardar na caixa;

As amostras também podem ser conservadas úmidas em álcool 70% (melhor para fazer as lâminas) ou secas.

11ª Etapa: Confecção das lâminas.

Lâminas Semipermanentes (permitem girar os fitólitos)

Colocar 3 gotas de óleo de cravo, óleo de imersão ou Glicerina na lâmina.

- 1- Colocar um pouco da amostra e misturar;
- 2- Cobrir com a lamínula e etiquetar;
- 3- Passar cola de silicone em volta da lamínula e deixar secar;
- 4- Guardar de preferência na horizontal, em bandejas.

Lâminas Permanentes

Mesmo procedimento das lâminas semipermanentes, mas usando Entellan.

APÊNDICE 3 – PROTOCOLO DE EXTRAÇÃO DE FITÓLITOS DE PLANTAS

- 1- Lavar as plantas com água corrente;
- 2- Colocar as plantas em formas de alumínio e secá-las na estufa a 50°C por 48h;
- 3- Picar e colocar 3 g de material seco num erlenmeyer;
- 4- Fazer uma solução de ácido nítrico 65% e ácido sulfúrico (PA concentrado) numa proporção de 1 parte de nítrico para 3 partes de sulfúrico. Colocar sempre primeiro o ácido nítrico. Usar máscara, óculos de proteção e luvas;
- 5- Colocar os erlenmeyer em banho de areia dentro da capela de exaustão de gases;
- 6- Entornar a solução aos poucos, até cobrir toda a planta dentro do recipiente;
- 7- Ligar a placa aquecedora com o banho de areia em cima até chegar a temperatura de, pelo menos, 200°C;
- 8- Cobrir a boca dos recipientes com um vidro de relógio, com a parte côncava voltada para baixo;
- 9- Deixar por, pelo menos, 3 horas na placa aquecedora. Se precisar (estiver muito escuro), colocar mais um pouco da solução de ácidos. Não deixar as amostras secarem, sempre ir acrescentando mais solução a medida que vai evaporando;
- 10-Quando houver mudança na cor da amostra e da fumaça (clarificação da amostra e fumaça branca), encerrar a reação tirando a amostra do banho de areia e deixando esfriar, ainda dentro da capela;
- 11-Quando estiver em temperatura ambiente, gotejar peróxido de hidrogênio (H₂O₂). Colocar até a fumaça sair branca e cessar a reação (parar de borbulhar);
- 12-Deixar esfriar novamente (esta é uma reação que libera calor, então é preciso cautela no manuseio dos reagentes e vidrarias);
- 13-Passar o material para tubos falcon de 50 ml. Se necessário, completar o volume com água destilada;
- 14-Rinsar por 3 minutos a 1500 rpm com água destilada até alcançar pH próximo ao neutro;
- 15-Na última vez, rinsar com álcool 70, para conservar o material;
- 16-Pegar com uma pipeta descartável de 50 ml, colocar na lâmina e secar na placa aquecedora;
- 17-Pingar 2 gotas de Entellan (para lâminas permanentes) ou Glicerol (para lâminas temporárias) na lâmina seca e fria e colocar a lamínula por cima.

APÊNDICE 4 – PROTOCOLO PARA EXTRAÇÃO DE ESPÍCULAS

- 1- Colocar 5 gramas de amostra num tubo de ensaio;
- 2- Pegar o tubo com um pregador de madeira;
- 3- Colocar o dobro do volume da amostra de ácido nítrico 65%;
- 4- Aquecer o tubo sobre a lamparina. Deixar até a fumaça ficar mais branca, mas não pode deixar secar. Se secar, colocar mais ácido nítrico;
- 5- Deixar esfriar um pouco e colocar algumas gotas de peróxido de hidrogênio;
- 6- Passar para um tubo tipo Falcon com água destilada;
- 7- Centrifugar por 3 minutos a 1500 rpm, 4 vezes com água destilada e 3 vezes com álcool 70%;
- 8- Da última vez não tirar todo o álcool, misturar bem e fazer a lâmina;
- 9- Pegar com uma pipeta o material não muito da superfície, pegar do meio do tubo Falcon e colocar na lâmina;
- 10-Colocar a lâmina na placa aquecedora para secar;
- 11-Quando secar deixar esfriar. Nunca colocar Entellan em lâmina quente;
- 12-Colocar 2 gotas de Entellan. Se tiver alguma bolha, estourar antes de colocar a lamínula.

ANEXO 1 – PROTOCOLO PARA ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (DISPERSÃO TOTAL: MÉTODO DA PIPETA)

Princípio

Dispersão mecânica e estabilização da amostra por meio de agitador em uma solução dispersante adequada, seguida da separação das frações por peneiramento e sedimentação. Medição das frações separadas por meio de pesagem após secagem em estufa (método padrão) ou da densidade da suspensão.

Material e Equipamentos

- Béquer de plástico de 250 ml.
- Béquer de 500 ml.
- Béquer de 50 ml.
- Balão volumétrico de 1 L.
- Latas de alumínio com tampa com capacidade de 200 ml.
- Proveta de 50 ml, 100 ml e 250 ml.
- Bastão de vidro.
- Peneira com malha de 2,0 mm.
- Peneira com malha de 0,212 mm.
- Peneira com malha de 0,053 mm.
- Fundo para jogo de peneiras.
- Quarteador.
- Funil.
- Suporte para funil.
- Cilindro de sedimentação de 1 L (Koettgen ou similar).
- Bastão para agitação com uma tampa de borracha contendo vários furos e de diâmetro um pouco menor do que o cilindro ou proveta.
- Termômetro.
- Pipeta graduada de 25 ml.
- Balde de plástico de 25 L.
- Dessecador com sílica gel anidra.
- Densímetro ASTM nº 1 Tipo 152H - com escala Bouyoucos em g L-1.
- Agitador rotativo tipo Wagner ou agitador recíprocante.
- Agitador magnético.
- Balança com precisão de 0,01 g e de 0,001 g.

- Estufa com circulação forçada.
- pHmetro.
- Condutivímetro elétrico.

Reagentes e Soluções

- **Álcool etílico.**
- **Solução de hidróxido de sódio 1 mol L⁻¹** – dissolver 40 g de NaOH em água destilada ou deionizada e transferir para balão volumétrico de 1 L, completando o volume com água destilada ou deionizada.
- **Solução de hexametáfosfato de sódio tamponada com carbonato de sódio 1 mol L⁻¹** – pesar 35,7 g do hexametáfosfato de sódio, dissolver em água contida em balão volumétrico de 1 L, adicionar 7,94 g do carbonato de sódio anidro e completar o volume com água destilada ou deionizada. Homogeneizar.
- **Solução de hexametáfosfato de sódio 0,038 mol L⁻¹ + hidróxido de sódio 0,1 mol L⁻¹** – pesar 23,25 g do hexametáfosfato de sódio, dissolver em água contida em balão de 1 L, adicionar 3,99 g de hidróxido de sódio e completar o volume com água destilada ou deionizada. Homogeneizar.
- **Solução de ácido clorídrico a 10%** – adicionar 100 ml de HCl concentrado p.a. em balão volumétrico de 1 L previamente preenchido até a metade com água destilada ou deionizada. Completar o volume com água. Homogeneizar.

Procedimento - Solos “normais” sem concentrações elevadas de matéria orgânica ou de sais solúveis

Dispersão das amostras

- 1- Proceder à medição da umidade residual do solo, para cálculo da correção de umidade (fator f), conforme procedimento descrito no item 3.4.
- 2- Pesar 20,00 g de solo (TFSA).
- 3- Transferir a amostra para a garrafa do agitador, por meio de funil.
- 4- Adicionar 100 ml de água deionizada, lavando-se o funil usado para a transferência da amostra.
- 5- Adicionar 10 mL de solução de hidróxido de sódio 1 mol L⁻¹. O volume final deve ser de aproximadamente 150 mL nas garrafas ou vidros.
- 6- Montar a(s) garrafa(s) no agitador tipo Wagner, após tampá-la(s) com a rolha de borracha. Apertar a rolha, acionar o agitador e proceder à agitação por 16 horas a 50 rpm. Alternativamente, montar o(s) frasco(s) no agitador horizontal recíprocante, tampá-los e agitar por 16 horas, a 150 ciclos por minuto. Decorrido o tempo, desligar o agitador e retirar as garrafas ou frascos de vidro.

Observações

- O procedimento descrito previamente é para cilindro de sedimentação ou proveta de 1 L. Também é possível trabalhar com 10,00 g de solo em proveta ou cilindro de 500 mL, mantendo-se a relação solo: solução (1:50) para a adequada dispersão.
- Para determinados solos, a solução de hidróxido de sódio 1 mol L⁻¹ poderá apresentar problemas na dispersão das argilas, podendo ser substituída por 25 mL de solução de hexametáfosfato de sódio 1 mol L⁻¹ tamponada com carbonato de sódio ou 25 mL da solução de hexametáfosfato de sódio 0,038 mol L⁻¹ + hidróxido de sódio 0,1 mol L⁻¹.
- Os frascos ou outros recipientes para agitação horizontal recíproca devem ter aproximadamente as seguintes dimensões: 13,5 cm de comprimento e 7,5 cm de diâmetro.
- Na coleta da suspensão via pipeta, utilizar auxiliar de pipetagem, preferencialmente automático. Também é importante o uso de EPIs, em especial de óculos de proteção.
- Esse procedimento é adequado para a maioria dos solos, exceto para solos salinos, calcários e orgânicos.
- Para solos muito intemperizados, como Latossolos, Nitossolos e Argissolos, Gleissolos e Nossolos quartzarênicos e Neossolos flúvicos, utilizar hidróxido de sódio como dispersante. Caso esses solos apresentem elevados teores de cálcio, magnésio e potássio, utilizar a mistura hexametáfosfato de sódio + hidróxido de sódio. Para solos salinos, solos sódicos, carbonáticos e solos com argila de atividade alta (2:1), como Luvisso, Chernossolos e Vertissolos, utilizar hexametáfosfato de sódio como dispersante.

Separação de areia

- 1- Montar sobre um funil a peneira de malha 0,053 mm, apoiada em um suporte. Colocar o conjunto funil e peneira sobre a proveta ou cilindro de sedimentação.
- 2- Retirar a garrafa do agitador e transferir a amostra da garrafa para a peneira. Lavar a garrafa e a rolha com água deionizada para transferir todo o conteúdo. Deve-se tomar cuidado para evitar que respingos provoquem perda de material.
- 3- Lavar todo o material retido com água deionizada, sob uma pressão frequente e uniforme de uma coluna de água não maior que 10 kPa, para se obter uma lavagem eficiente e rápida, não deixando ultrapassar o volume final de 1 L no cilindro.
- 4- Completar o volume do cilindro de sedimentação até a marca de 1 L com água deionizada.
- 5- Retirar a areia retida na peneira e transferir para uma lata seca e limpa, previamente tarada e identificada. Eliminar o excesso da água e levar para secagem em estufa a 105 °C, por 24 horas.

- 6- Retirar a amostra seca da estufa, deixar esfriar em dessecador e pesar em balança semianalítica.

Determinação de Areia Fina e de Areia Grossa

- 1- Considerar o valor do peso da areia total (areia grossa + areia fina).
- 2- Caso se deseje a separação da areia total em areia grossa e areia fina, transferir a areia total obtida no passo anterior para uma outra peneira de malha 0,212 mm, com o fundo (ou bandeja) já conectado.
- 3- Proceder o peneiramento do material, de forma a separar a areia grossa, que ficará retida na peneira, da areia fina, que será recolhida no fundo ou bandeja.
- 4- Transferir a areia fina que passou pela peneira para a mesma lata que foi usada anteriormente e pesar em balança analítica com precisão de 0,01 g.

Determinação de Silte e de Argila - Método da Pipeta

- 1- Preparar uma prova controle (todos os reagentes exceto o solo). Adicionar 10 mL da solução de hidróxido de sódio 1 mol L⁻¹ (ou de outra solução dispersante) à proveta ou cilindro de sedimentação e completar até a marca de 1 L com água deionizada. Proceder a coleta de 25 mL da solução via pipeta. Transferir a alíquota para béquer seco, limpo e previamente tarado. Levar o béquer para secagem em estufa a 105 °C, por 24 horas.
- 2- Medir a temperatura da suspensão e da prova controle com um termômetro.
- 3- Agitar a suspensão de cada amostra nos cilindros de sedimentação, inclusive da prova controle, utilizando-se do bastão com a tampa de borracha ou agitador magnético. Lavar o agitador antes de trocar de amostra. Recomenda-se uma agitação vigorosa por 1 minuto, sendo que pode ser feita agitação mecânica, se disponível.
- 4- Pipetar imediatamente 25 mL da suspensão de silte + argila. Transferir para um béquer seco, limpo e previamente tarado e identificado. Levá-lo para secagem em estufa a 105 °C, por 24 horas.
- 5- Aguardar o tempo de sedimentação da fração silte, conforme a tabela a seguir, ou o resultado do cálculo pela equação de Stokes mostrado na Figura 1 com o valor medido de densidade de partícula, após a agitação da primeira amostra.
- 6- Passado o tempo de sedimentação da fração silte, inserir a pipeta a 5 cm de profundidade e pipetar 25 ml da suspensão de argila. Transferir a alíquota para um béquer seco, limpo e previamente tarado. Levar o béquer para secagem em estufa a 105 °C, por 24 horas.
- 7- Retirar os béqueres contendo os resíduos dos pipetados secos da estufa, deixar esfriar em dessecador e pesar em balança com precisão de 0,001 g.

8- Tratar e dispor dos resíduos gerados conforme o procedimento padrão de tratamento de efluentes e resíduos.

Temperatura °C	Tempo	Temperatura °C	Tempo
10	5h 11'	23	3h 43'
11	5h 03'	24	3h 38'
12	4h 55'	25	3h 33'
13	4h 47'	26	3h 28'
14	4h 39'	27	3h 24'
15	4h 33'	28	3h 19'
16	4h 26'	29	3h 15'
17	4h 20'	30	3h 10'
18	4h 12'	31	3h 07'
19	4h 06'	32	3h 03'
20	4h 00'	33	2h 58'
21	3h 54'	34	2h 55'
22	3h 48'	35	2h 52'

Cálculos - Método da Pipeta

Somatório da massa das frações

$$S_m = \left(\frac{m_{af} * f}{m_i} \right) + \left(\frac{(m_{at} - m_{af}) * f}{m_i} \right) + \left(\frac{(m_{sa} - m_{ar}) * f}{m_i * R_v} \right) + \left(\frac{(m_{ar} - m_{br}) * f}{m_i * R_v} \right)$$

Em que:

Sm – somatório das massas das frações, em g.

maf – massa de areia fina, em g.

mat – massa de areia total, em g.

msa – massa de silte + argila, seca em estufa, em g.

mar – massa de argila, seca em estufa, em g.

mbr – massa do controle, seca em estufa, em g.

mi – massa inicial da amostra, em g.

Rv – razão do volume pipetado para o volume total da proveta.

f – fator de correção de umidade para a massa inicial.

Concentração de areia fina

$$T_{af} = \left(\frac{m_{af} * f}{m_i} \right) \times \left(\frac{1.000}{S_m} \right)$$

Em que:

T_{af} – concentração de areia fina, em g kg⁻¹.

m_i – massa inicial da amostra, em g.

m_{af} – massa de areia fina, em g.

f – fator de correção de umidade para a massa inicial.

S_m – somatório das massas das frações, em g.

Concentração de areia grossa

$$T_{ag} = \left(\frac{(m_{at} - m_{af}) * f}{m_i} \right) \times \left(\frac{1.000}{S_m} \right)$$

Em que:

T_{ag} – concentração de areia grossa, em g kg⁻¹.

m_i – massa inicial da amostra, em g.

m_{at} – massa de areia total, em g.

m_{af} – massa de areia fina, em g.

f – fator de correção de umidade para a massa inicial.

S_m – somatório das massas das frações, em g.

Concentração de silte

$$T_s = \left(\frac{(m_{sa} - m_{ar}) * f}{m_i * R_v} \right) \times \left(\frac{1.000}{S_m} \right)$$

Em que:

T_s – concentração de silte, em g kg⁻¹.

m_i – massa inicial da amostra, em g.

m_{sa} – massa de silte + argila, seca em estufa, em g.

m_{ar} – massa de argila, seca em estufa, em g.

R_v – razão do volume pipetado para o volume total da proveta.

f – fator de correção de umidade para a massa inicial.

S_m – somatório das massas das frações, em g.

Concentração de argila

$$T_{\text{arg}} = \left(\frac{(m_{\text{ar}} - m_{\text{br}}) * f}{m_i * R_v} \right) * \left(\frac{1.000}{S_m} \right)$$

Em que:

Targ– concentração de argila, em g kg-1.

mi – massa inicial da amostra, em g.

mar – massa de argila, seca em estufa, em g.

mbr – massa do branco, seca em estufa, em g.

Rv – razão do volume pipetado para o volume total da proveta descontado o volume retirado na primeira pipetagem.

f – fator de correção de umidade para a massa inicial.

Sm – somatório das massas das frações, em g.

Fonte: EMBRAPA Solos. *Manual de Métodos de análise de solo*. 3.ed. rev. e ampl. Brasília, 573p., 2017.

ANEXO 2 – PROTOCOLO PARA MEDIÇÃO DE pH DO SOLO

Princípio

Medição do potencial hidrogeniônico por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo: líquido (água, KCl ou CaCl₂), na proporção 1:2,5.

Material e Equipamentos

- Bastão de vidro.
- Pipeta.
- Balão volumétrico de 1 L.
- Copo plástico de 100 ml ou tubo de centrifuga de fundo cônico tipo Falcon de 50 ml, com tampa.
- Balança analítica.
- Potenciômetro com eletrodo combinado de vidro.

Reagentes e Soluções

- **Solução de KCl 1 mol L⁻¹** – dissolver 74,5 g de KCl em água destilada ou deionizada e completar o volume para 1 L.
- **Solução padrão de CaCl₂ 1 mol L⁻¹** – pesar 147 g de CaCl₂.2H₂O para cada 1 L de solução. Adicionar água destilada ou deionizada, agitar, deixar esfriar e completar o volume.
- **Solução de CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹** – pipetar 10 ml da solução padrão de CaCl₂ 1 mol L⁻¹, colocar em balão volumétrico de 1 L e completar o volume com água destilada ou deionizada. Medir a condutividade elétrica dessa solução, que deve de aproximadamente 2,3 mS cm⁻¹.
- **Soluções padrão pH 4,00 e pH 7,00** – preparar soluções de acordo com orientação do fabricante.

Procedimento

- 1- Pesar 10 g de solo (TFSA) e adicionar em copo plástico de 100 ml.
- 2- Adicionar 25 ml de água destilada ou 25 ml de solução salina (KCl 1 mol L⁻¹ ou CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹).
- 3- Agitar a amostra com bastão de vidro individual por cerca de 60 s e deixar em repouso 1 hora.
- 4- Após o repouso, agitar ligeiramente cada amostra com bastão de vidro ou de teflon, mergulhar os eletrodos na suspensão homogeneizada e proceder a leitura do pH.

Para análises com fins de avaliação da fertilidade do solo, alguns laboratórios optam por substituir a pesagem do solo pela cachimbada. Nesse caso, pode-se medir 10 cm³ de solo em vez de pesar 10 g de solo.

Observações

- Ligar o potenciômetro 30 minutos antes de começar a ser usado, para estabilizar a eletrônica do instrumento.
- Aferir e calibrar o potenciômetro com as soluções-padrão pH 4,00 e pH 7,00.
- Deve-se lavar o eletrodo antes e depois de calibrar o aparelho com as soluções padrão. Lavar o eletrodo entre uma e outra determinação com água destilada com o auxílio de uma pisseta e enxugar delicadamente com papel absorvente.
- A cada 20 leituras, aproximadamente, calibrar o potenciômetro novamente com uma das soluções-padrão.
- Para horizonte sulfúrico ou material sulfídrico (Solo Tiomórfico) usar a suspensão solo:água 1:1.
- Não realizar leitura do pH com tempo de repouso superior a 3 horas, devido ao efeito de oxi-redução.
- Os eletrodos devem permanecer imersos em solução, de acordo com orientação do fabricante, quando não estiverem em uso.
- Para facilidade operacional, pode-se também usar tubos falcon de 50 ml com tampa em vez de copos plásticos. Nesse caso, após a colocação do solo e a devida solução nos tubos, agitar manualmente vários tubos previamente colocados em uma grade.

Fonte: EMBRAPA Solos. *Manual de Métodos de análise de solo*. 3.ed. rev. e ampl. Brasília, 573p., 2017.