

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

**Efeito da bioturbação na assembleia de fitólitos em Latossolos da Província
Basáltica do Paraná**

Thairís Gomes dos Santos

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

**Piracicaba
2023**

Thairís Gomes dos Santos
Licenciada em Ciências Biológicas

**Efeito da bioturbação na assembleia de fitólitos em Latossolos da Província
Basáltica do Paraná**

versão revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL-TORRADO**

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

Piracicaba
2023

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

Santos, Thairis Gomes dos

Efeito da bioturbação na assembleia de fitólitos em Latossolos da
Província Basáltica do Paraná / Thairis Gomes dos Santos. - - versão
revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba,
2023.

71 p.

Dissertação (Mestrado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz
de Queiroz".

1. Opala vegetal 2. Marcador ambiental 3. Fauna do solo 4. Latossolos I
Título

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a uma força maior que denomino Deus, que sempre me proporcionou o melhor.

À minha família, em especial as minhas tias Edite, Regina e Margarida que estão continuamente me apoiando e incentivando a seguir em frente, ao meu pai Cloves, meus irmãos, primos, tios e aos meus pets por todo amor e carinho.

À minha tia Maria, minha prima Hannah e seu esposo Vinicius por me apoiarem, acolherem, incentivarem e por ter tido a oportunidade de aprender e crescer muito nos momentos que estivemos juntos, se hoje escrevo esse agradecimento devo isso em parte a vocês.

Ao meu orientador Prof. Dr. Pablo Vidal-Torrado pelos ensinamentos, orientação, apoio, compreensão, enorme paciência durante esses dois anos e pela oportunidade dada de conhecer um pouco sobre o mundo dos fitólitos.

À Prof. Dra Marcia Regina Calegari por me acolher, pelo apoio, pela orientação, por todo conhecimento transmitido, pela paciência e por fazer além do papel de orientadora.

Ao querido Prof. Dr. Antônio Carlos de Azevedo por me abrir as portas num momento tão delicado da minha vida, sendo compreensivo e me dando a oportunidade de me aproximar mais sobre os conhecimentos de solos, por acreditar em mim e me incentivar, mesmo que indiretamente, a ser sempre uma pessoa melhor, ao seu grupo GPEMSO e todos os integrantes, pelos ensinamentos e apoio.

À minha amiga Jacqueline e meu amigo Geraldo, vocês foram essenciais em toda essa jornada.

Aos amigos que construí durante o mestrado, Aline, Tamires, Veronica, Maria Eduarda, André, Thais, Julio, Igor, Raphael, Angela, Altair, Rosi por dividir momentos incríveis e suavizar os momentos de tensão que passamos durante a pós-graduação.

Às minhas amigas de laboratório, Bruna, Christianne e Carol pelas trocas, apoio, incentivo e todo carinho. Vocês são incríveis.

Ao meu amigo Altair por me auxiliar na confecção das figuras dos mapas de localização da área.

Aos colegas da salinha, Mariane, Daniela, André, Raphael, Daniel e Matheus Coletti, pela convivência, troca de conhecimento e pelos auxílios.

Aos técnicos do Departamento de Ciências do Solo-ESALQ/USP Leandro, Rossi, Ednéia, pela atenção e apoio e em especial a técnica Nivanda Maria de Moura Ruiz pelo auxílio na separação das amostras.

A todos os funcionários do Departamento de Ciências do Solo-ESALQ/USP, em especial a Dona Maria, Moisés e Seu Luís.

À UNIOESTE campus Marechal Cândido Rondon pela parceria, cedendo espaço e equipamentos para realização de análises no Laboratório de Estudo de Dinâmicas Ambientais – LEDA.

Agradeço aos professores do Departamento de Ciências do Solo – ESALQ/USP pelos ensinamentos, apoio e incentivo, em especial ao professor Paulo Leonel Libardi pelos momentos do café de muita conversa enriquecedora.

Ao Departamento de Ciência do Solo da Escola de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ) pela oportunidade de realização do mestrado em tão renomada universidade e pelo apoio financeiro para viagens de campo.

À CAPES, pela concessão de da bolsa de estudo (código de Financiamento 001).

A todos que de maneira direta ou indireta me ajudaram a passar por todo esse processo.

Muito obrigada!

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	10
1. INTRODUÇÃO	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1. Fitólitos: definição e processo de formação	13
2.2. Preservação da assembleia fitolítica nos solos	15
2.3. Efeito da bioturbação na assembleia fitolítica.....	16
2.4. Latossolos como objeto de estudo para reconstituição	18
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	23
3.1. Localização e descrição da área de estudo	23
3.2. Amostragem	24
3.3. Características físicas e química dos solos.....	25
3.4. Quantificação da Bioturbação (macro e micro)	25
3.5. Composição Isotópica $\delta^{13}\text{C}$, C total da MOS e datação ^{14}C	26
3.6. Extração de Fitólitos	27
3.6.1. Identificação, contagem e classificação dos fitólitos	28
3.6.2. Índices de assembleias de fitólitos fósseis	29
3.7. Análise Estatística.....	30
4. RESULTADOS	31
4.1. Atributos dos solos	31
4.2. Teste com dispersante para eliminar argila.	32
4.3. Composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e C total da MOS	34
4.4. Distribuição da bioturbação nos solos	35
4.5. Assembleia de fitólitos.....	36
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	47
5.1. Efeito do método de eliminação de argila na assembleia de fitólitos.....	47
5.2. Evolução das condições Ambientais e sua resposta na vegetação e na assembleia de fitólitos nos solos	48
5.3. Efeito da bioturbação e estado de preservação da Assembleia de fitólitos.....	51
6. CONCLUSÕES	57

REFERÊNCIAS..... 59

APÊNDICE 71

RESUMO

Efeito da bioturbação na assembleia de fitólitos em Latossolos da Provincia Basáltica do Paraná

As análises fitolíticas em Latossolos tem contribuído para a reconstituição de seu ambiente de formação a partir de inferências sobre paleovegetação e paleoclima de diferentes ecossistemas das regiões brasileiras que apresentam esses solos. Entretanto, um dos processos mais importantes na formação dos Latossolos é a bioturbação que, pode interferir diretamente no estado natural de sedimentação das partículas de fitólitos. Este estudo objetiva avaliar a influência da fauna do solo na distribuição de fitólitos (Si biogênica), na composição da assembleia fitolítica e suas possíveis interferências na reconstituição paleoambiental. Para um melhor protocolo de extração foram testados dois métodos de remoção de argila em dois perfis de Latossolos férricos (P1 e P3) muito argilosos (>70% de argila) derivados de basalto localizados no estado do Paraná. Teste 1: Dispersão mecânica lenta por 16 horas e uso de uma solução alcalina. Teste 2: Procedimento padrão para extração de fitólitos. As amostras foram coletadas de 10 em 10 cm, da base ao topo dos perfis. Para as análises fitolíticas e extração dos fitólitos, foram realizadas as seguintes etapas 1: Remoção de todos os recobrimentos da amostra de solo (MOS, óxidos de ferro e argila – pelo Teste 2). 2: Separação dos fitólitos, por densitometria. 3: Contagem, identificação e interpretação. Quanto à efetividade do método utilizado para remoção da argila o teste 1 se mostrou mais agressivo aos fitólitos, apresentando maior proporção de formas tafonomizadas. A análise da assembleia de fitólitos dos dois perfis indicou uma tendência de redução de quantidade e de diversidade dos fitólitos classificados assim como o aumento daqueles tafonomizados em profundidade. As zonas com maiores níveis de bioturbação estão associadas às zonas de maiores contagens dos morfotipos tafonomizados, sobretudo no P3. Apesar da atividade da fauna, foi possível esboçar uma linha evolutiva para a reconstituição paleoambiental por meio da assinatura fitolítica e correlacionar com diferentes comportamentos da biota do solo. Em síntese, indica-se que o padrão de distribuição dos morfotipos tafonomizados está intimamente ligado à atividade da macro e mesofauna do solo. Além disto, os fitólitos se mostraram como bons marcadores ambientais em Latossolos, confirmando a hipótese de que a bioturbação, apesar de muito intensa, não ocasiona alterações significativas nas assembleias fitolíticas dos perfis, validando a técnica para estudos de reconstituição do ambiente nestes solos.

Palavras-chave: Opala vegetal, Marcador ambiental, Fauna do solo, Ferralsol, Oxisol

ABSTRACT

Effect of bioturbation on the assembly of phytoliths in Oxisols of Basaltic Province of Paraná

Phytolytic analyzes in oxisols have contributed to the reconstitution of their formation environment from inferences about paleovegetation and paleoclimate of different ecosystems in Brazilian regions that present these soils. However, one of the most important processes in the formation of Oxisols is bioturbation, which can directly interfere with the natural state of sedimentation of phytolith particles. This study aims to evaluate the influence of soil fauna on the distribution of phytoliths (biogenic Si), on the composition of the phytolithic assemblage and its possible interference in the paleoenvironmental reconstitution. For a better extraction protocol, two clay removal methods were tested in two profiles of ferric Latossols (P1 and P3) very clayey (>70% clay) derived from basalt located in the state of Paraná. Test 1: Slow mechanical dispersion for 16 hours and use of an alkaline solution. Test 2: Standard procedure for extracting phytoliths. Samples were collected every 10 cm, from the base to the top of the profiles. For the phytolithic analyzes and phytolith extraction, the following steps 1 were performed: Removal of all coatings from the soil sample (SOM, iron oxides and clay – by Test 2). 2: Separation of phytoliths by densitometry. 3: Counting, identification and interpretation. As for the effectiveness of the method used to remove clay, test 1 proved to be more aggressive to phytoliths, with a higher proportion of taphonomized forms. The analysis of the phytolith assemblage of the two profiles indicated a tendency towards a reduction in the quantity and diversity of classified phytoliths, as well as an increase in those taphonomized in depth. The zones with the highest levels of bioturbation are associated with the zones with the highest counts of the taphonomized morphotypes, especially in P3. Despite the fauna's activity, it was possible to outline an evolutionary line for the paleoenvironmental reconstitution through the phytolithic signature and to correlate it with different behaviors of the soil biota. In summary, it is indicated that the pattern of distribution of the taphonomized morphotypes is closely linked to the activity of the soil macro and mesofauna. In addition, phytoliths proved to be good environmental markers in Oxisols, confirming the hypothesis that bioturbation, despite being very intense, does not cause significant changes in the phytolithic assemblages of the profiles, validating the technique for studies of environment reconstitution in these soils.

Keywords: Vegetable opal, Environmental marker, Soil fauna, Latossolos, Ferralsols

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização das áreas de estudo (a): perfil de solo da região de Palotina e (b): perfil de solo da região de Guarapuava (c): mapa de elevação do estado do Paraná (d): mapa de geologia do estado do Paraná-Brazil. ...**23**
- Figura 2. Fotografias dos dois perfis estudados G4: Guarapuava e P3: Palotina. As fotografias mostram os dois primeiros metros para os dois perfis. Fonte: (chiapini, 2021).**32**
- Figura 3. Figura 3. Fotomicrografias morfotipos recuperados do teste 1 - a, c, f, g, h: bulliforme flabellate (sinais de corrosão e superfícies esburacadas); b: block (corroído e quebrado); d, i: tabular entire (corroídos); j: rondel, k: bilobate (células curtas de gramíneas quebradas); l: acute (corroído).....**33**
- Figura 4. Fotomicrografias morfotipos recuperados do testes 2: a: rondel; b, e: bilobate; c, q: saddle; d, h: diatomácea; f, r, s: bulliform flabellate, g: cross, i: tabular; j: spheroid ornate; k, n: spheroid echinate; l: cisto de alga; m: espicula; o: polygonal scrobilate p: elongate entire; (morfotipos bem preservados; b, i e r: apresentam cores escuras a âmbar indicando fitólitos queimados).....**34**
- Figura 5. Micrografias dos principais morfotipos encontrados no perfil de Guarapuava (G4). 1,2,3 e 4: rondel. 5,6,17: saddle; 7,12 e 13: cross; 8: polylobate; 9,19: acute; 10: tracheary; 11: elongate cylindrical; 14,15,16: bilobate; 18: elongate sinuate; 20,21,23: spheroid echinate; 22 spheroid psilate; 24: tabular sinuate; 25: block; 26,30: elongate entire; 31: polygonal entire; 32: perforated opaque platelets; 33,34: bulliform flabellate; 35: polygonal scrobilate; 36: tabular entire.....**37**
- Figura 6. Micrografias dos principais morfotipos encontrados no perfil de Palotina (P3). 1: bilobate; 2, 3: saddle colapsed; 4,5: cross; 6: spheroid echinate; 7: spheroid ornate; 8: crenate; 9: rondel; 10: block echinate; 11, 14: bulliform flabellate; 12: polygonal entire; 13, 19 elongate entire; 15: saddle; 16, 21: elongate dendritic; 17: acute bulbosus, 18: stomate; 20: block; 22: elongate sinuate; 23: tabular entire**38**
- Figura 7. Distribuição vertical de fitólitos indetificados (%) e indeterminados em relação; distribuição da % de bioturbação macro e micro; dados isotópicos ($\delta^{13}C$) e teor de carbono organico total nos perfis de guarapuava (a) e palotina (b).**40**
- Figura 8. Distribuição vertical da assembleia de fitólitos (%), isótopos de $\delta^{13}C$ (‰), bioturbação (macro e micro) (%), índices fitolíticos e momentos ambientais do perfil de Guarapuava (G4),**40**
- Figura 9. Distribuição vertical da assembleia de fitólitos (%), isótopos de $\delta^{13}C$ (‰), bioturbação (macro e micro) (%), índices fitolíticos e momentos ambientais do perfil de palotina (p3),**41**
- Figura 10. Gráficos de componentes principais. A) perfil de Guarapuava (g4) e b) perfil de Palotina (p3).**43**
- Figura 11. Distribuição vertical da soma dos fitólitos identificados e o total de tafonomizados e valor $\delta^{13}C$ em relação a disposição da bioturbação e os momentos ambientais com destaque (em cinza) para a zona que apresentou maior influência da bioturbação nos perfis.**55**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: classificação dos solos no sistema brasileiro de classificação de solos (sibcs; santos et al., 2018) e wrb (iuss working group wrb, 2015). Fonte: (adaptado de chiapini, 2021).	31
Tabela 2. Períodos de composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$ dos dois perfis Guarapuava (g4) e Palotina(p3). Fonte: (chiapini, 2021) modificado pelo autor.....	35
Tabela 3. Datação ^{14}C dos perfis de solos estudados. Fonte: (chiapini, 2021).	35
Tabela 4. Zonas com alta bioturbação (%) dos perfis de Guarapuava (g4) e Palotina (p3). Fonte: (chiapini, 2021).	36

1. INTRODUÇÃO

Latossolos são considerados os solos mais desenvolvidos pedogeneticamente do planeta e estão localizados, na grande maioria, em zona tropical. No Brasil ocupam em torno de 32% de todo território nacional e são solos muito intemperizados, formados somente após longo tempo e em superfícies estáveis. Latossolos são considerados como poligenéticos e policíclicos por diversos autores (Ker, 1998; Schaefer, 2001). Por esta razão se considera relevante realizar estudos de reconstituição nesses solos, a fim de ter uma aproximação sobre as mudanças ambientais nos trópicos, em especial no Quaternário. Porém, a homogeneização intensa, supostamente provocada pela fauna do solo e queda de árvores de forma sucessiva, provoca indagações sobre a interpretação de estudos que utilizam este tipo de solo como registro de mudanças ambientais.

Alguns autores relatam a evidência do transporte de fitólitos no solo pela fauna. (Hallsworth e Waring, 1964; Runge, 1999; Fishkis et al. 2010a; Calegari et al., 2013; Rodrigues, 2019). Tal panorama, levanta um alerta sobre como essa movimentação dos corpos silicosos afetariam o registro desses fragmentos, comprometendo o uso de fitólitos como marcadores ambientais para estudos de reconstituição paleoambiental em solos onde a taxa de remonte envolveria partículas do tamanho silte, afetando assim a sedimentação natural das assembleias fitolíticas.

Poucos são os trabalhos que investigam os efeitos da bioturbação na distribuição da Si biogênica, ou simplesmente “fitólitos”, nos solos de modo geral. Diante deste cenário, ressaltamos a importância da temática desta pesquisa que visa testar as hipóteses: (i) A bioturbação apesar de muito intensa, não ocasiona alteração significativas nas assembleias fitolíticas dos perfis, validando a reconstituição do ambiente nestes solos; e (ii) A bioturbação não é homogênea nos Latossolos e sua ação pode alterar a interpretação dos estudos de assembleias fitolíticas dos perfis para fins de reconstituição paleoambiental.

Assim, este estudo objetiva avaliar a influência da fauna do solo na distribuição de fitólitos (Si biogênica) e na composição da assembleia fitolítica ao longo de 2 perfis de Latossolos muito profundos, investigando além da seção de controle (2m). Os Latossolos amostrados evidenciam intensa atividade biológica da macrofauna. Especificamente objetiva-se avaliar a influência da atividade biológica na quantidade e diversidade de morfotipos nas assembleias de fitólitos preservados nos solos e determinar a ação dos processos tafonômicos nos fitólitos ao longo dos perfis. Em termos metodológicos este estudo visou analisar a efetividade de dois métodos de remoção de argila, para obtenção de um protocolo mais

efetivo na remoção de argilas em solos tão argilosos (>70% de argila) como os empregados nesse estudo, comuns em zona tropicais.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Fitólitos: definição e processo de formação

Fitólitos (grego. Φύτον, planta + λίθος, pedra) são estruturas microscópicas de sílica (opala) produzidas dentro e entre as células vegetais sendo inclusões inorgânicas que ocorrem em caules, folhas, raízes e inflorescências de plantas (Piperno, 2006). Eles estão presentes em quase todos os tipos de tecidos vegetais e em todos os agrupamentos de plantas vivas (Strömberg et al., 2018), seja como células desarticuladas ou como partes de tecidos totalmente silicificados, representando até 10% do peso seco da planta (Katz, 2014; Trembath-Reichert et al., 2015).

Algumas plantas absorvem o ácido monossilícico (H_4SiO_4) do solo através do tecido condutor de água (xilema) e, devido um processo natural de evapotranspiração, ao perder água ocorre a concentração de sílica dentro e entre as células das plantas (Epstein, 2001). Comumente chamamos tal sistema de biomineralização de sílica, onde então se formam estruturas microscópicas de sílica opalina ($SiO_2 \cdot nH_2O$) como formas reconhecíveis dos moldes das células dos tecidos de plantas (Calegari et al., 2022; Gilbert et al., 2022). Após morte e decomposição dos tecidos vegetais, esses corpos silicosos são depositados e incorporados no solo tornando-se parte da matriz do solo e compondo a fração silte (0,05 – 0,002mm) (Alexandre et al., 1997; Wilding et al., 1977a). Por serem constituídos de sílica, ainda que amorfa, podem permanecer por longos períodos nos solos, sendo assim, considerados microrrestos fósseis de plantas (Piperno, 2006).

O tempo de permanência dos fitólitos no solo está associado a diversos fatores, como a alta solubilidade em solos com valores extremos de pH, superfície específica das partículas e processos de forte intemperismo químico (Jenkins, 2009). Devido suas características que favorecem sua preservação no ambiente, os corpos de sílica produzidos por plantas vêm sendo utilizado como objeto de estudo de diversas áreas, sobretudo para a compreensão das variações paleoambientais, principalmente ao longo do Período Quaternário e de uso e ocupação da terra em diversas partes do mundo (Strömberg et al., 2018). No Brasil, tem se destacado o uso de fitólitos como ferramenta para estudo de reconstituição paleoambiental, sendo aplicado a estudos paleogeográficos, paleoetnobotânico, paleobotânicos, paleoambientais e pedológicos (Calegari et al., 2022).

Como mencionado acima, os fitólitos podem ser formados em muitas partes das plantas e são liberados pela destruição do tecido vegetal. A decomposição normal da matéria

orgânica introduz fitólitos diretamente no solo, produzindo um registro da vegetação local (Alexandre et al., 1997). Seu uso tem vantagens e desvantagens em relação a outros *proxies* biológicos, mas quando usado conjuntamente podem fornecer informações e interpretações mais precisas sobre a história evolutiva de determinados ambientes (Calegari et al., 2022). Nos solos os *proxies*, isótopos de carbono, grãos de pólen e fitólitos, para o estudo de registro ambientais, são os mais difundidos. A palinologia é muito eficiente em solos hidromórficos, no entanto, em condições oxidantes, o pólen não se preserva em qualidade e quantidade suficiente para sustentar uma análise de reconstituição ambiental (Argant, 1990). Essa limitação favorece o uso da análise fitolítica que, em condições normais não alcalinas, os corpos de opala vegetal permanecem por longos anos no solo (Strömberg, 2004).

Assim como toda técnica, a análise de fitólito, seja para fins de reconstituição paleoambiental seja para estudos arqueológico ou etnobotânicos, também tem suas limitações, tornando os estudos que se utilizam dessa ferramenta mais complexos. Um dos vieses bem conhecido no método é o entendimento da multiplicidade e redundância sobre a produção dos fitólitos, pois uma mesma planta pode produzir diferentes formas de fitólitos (multiplicidade), ou o mesmo morfotipo pode ser produzido por diversas *taxa* de plantas (redundância) (Rovner, 1971).

Devido a esta sobreposição, muitas plantas não podem ser identificadas em nível espécie, gênero ou mesmo família com base em seus fitólitos (Strömberg et al., 2018). Outro fator importante a se considerar é o padrão de produção entre as plantas e do potencial de preservação diferencial de morfotipos. Dentre os *taxa*, é estabelecido que as monocotiledôneas são consistentemente as maiores acumuladoras de sílica com gramíneas e palmeiras como principais exemplos (Piperno, 2006; Trembath-Reichert et al., 2015). Vale ressaltar que entre as monocotiledôneas existem famílias que não acumulam muita sílica, por exemplo, Juncaceae e Liliaceae (Hodson et al., 2005; Katz, 2015).

Dentre as não monocotiledôneas, várias famílias produzem fitólitos abundantemente, particularmente entre árvores tropicais, trepadeiras e ervas (por exemplo, Chrysobalanaceae, Cucurbitaceae, Moraceae), mas muitos grupos são baixos produtores (por exemplo, Fabaceae, Solanaceae e Mirtaceae) (Strömberg et al., 2018; Souza, 2019; Mozer, 2021). Essa variação existente significa que alguns *taxa* de baixa produção ou que absorvem a sílica em menor proporção estão sub-representados ou “silenciosos” no registro de fitólito, enquanto outros, como gramíneas, podem estar super-representados (Bozarth, 1993; Strömberg, 2004; Piperno, 2006). Dessa forma, a análise de fitólitos em períodos pré-quartenários tem que lidar com uma resolução taxonômica mais baixa, em particular para plantas não gramíneas, enquanto

para períodos mais recentes, visando a segurança de identificações e credibilidade dos dados, estudos voltados ao conhecimento e entendimento da produção de fitólitos (coleções de referências de plantas modernas) vêm sendo progressivamente realizados (Twiss, 2001; Delhon et al., 2003; Bremond et al., 2008); Mercader et al., 2010, 2009; Pearsall, 2015; Souza, 2019; Mozer, 2021). Esses estudos atualmente têm tornado possível fazer identificações de formas de fitólitos com significado taxonômico em nível de família e para as gramíneas chegando em nível de subfamília (Twiss et al., 1969; Twiss, 1992; Strömberg *et al.*, 2018).

2.2. Preservação da assembleia fitolítica nos solos

As condições edáficas que envolvem atributos químicos, físico, bioturbação e translocação no perfil estão intimamente ligados a preservação da assembleia fitolítica (Osterrieth et al., 2009; Madella; Lancelotti, 2012; Rodrigues, 2019; Liu et al., 2021), pois a conservação de fitólitos individuais no solo depende de vários fatores, incluindo o pH da solução do solo/sedimento, a presença de matéria orgânica e o potencial de revestimento dos fitólitos (Song et al., 2016).

Além do mais, a tafonomia fitolítica é distinta da de outros microfósseis vegetais, como pólen e esporos, por várias razões que estão relacionadas as características intrínsecas dos corpos de sílicas de restos vegetais. Primeiro, a composição química da opala-A que torna os fitólitos menos vulneráveis às condições de oxidação do que os fósseis orgânicos (Retallack, 1983). Em segundo lugar, em comparação com pólen/esporos, os fitólitos têm uma faixa de tamanho diferente (2-2.000 micrômetros) se comportando como partículas do tamanho silte e areia fina no solo (Wilding et al., 1977). Vale ressaltar também os aspectos ligados às diferentes formas, robustez, o grau/tipo de silicificação do fitólito e área de superfície específica (Frayse et al., 2006; Cabanes et al., 2011).

Tratando-se de regimes que afetam fitólitos pós-deposicional, durante a pedogênese e diagênese o intemperismo químico que envolve a dissolução das partículas de fitólitos está diretamente relacionado a processos que são controlados pelo pH, disponibilidade de água e temperatura do ambiente. A solubilidade da sílica opala aumenta rapidamente acima de pH 9 (Bartoli; Wilding, 1980; Drees et al., 1989), sendo a água disponível no sistema, um fator necessário para o processo de dissolução dos fitólitos e pôr fim a temperatura que pode controlar a velocidade da reação (Bartoli; Souchier, 1978; Piperno, 1988; Pearsall, 2015).

Quando se refere ao intemperismo físico, os mecanismos de transportes e translocação podem afetar na estrutura física da opala-A modificando sua forma através de danos mecânicos de “quebra” dos morfotipos (Liu et al., 2021). Este transporte também pode acontecer na fase logo após depósito dos restos vegetais em superfície, mas enquanto os fitólitos estiverem aprisionados dentro dos tecidos das plantas (fitólitos articulados), o dano tende a ocorrer em menor proporção (Madella; Lancelotti, 2012).

Os fitólitos não possuem um mecanismo de dispersão como grão de pólen. Uma vez liberados do tecido vegetal, os fitólitos geralmente estão sujeitos a algum grau de transporte, podendo ser categorizado como transporte lateral onde os fatores que influenciam este tipo de dispersão são eólico (Pokras; Mix, 1985), herbivoria (Savant et al., 1997) e fatores fluviais/coluviais (Garnier et al., 2013; Ramírez et al., 2019), ou transporte vertical que estão relacionados a bioturbação (Hart; Humphreys, 1997; Rodrigues, 2019; Jouquet et al., 2020) e iluviação (Fishkis et al., 2009; Fishkis et al., 2010a; Fishkis et al., 2010b).

Quando depositados no solo os fitólitos não permanecem “soltos”, mas presos em sua estrutura e componentes orgânicos e inorgânicos (Liu et al., 2019), sendo assim, suscetível a todos os processos que as partículas minerais do solo podem ser submetidas no ambiente edáfico (Calegari et al., 2013b; Calegari et al., 2017b).

Em síntese os vieses mencionados acima podem dar margem para erros de interpretações da análise fitolítica pois o transporte horizontal, vertical e a sub ou super-representação dos morfotipos podem distorcer o contexto estratigráfico original dando ascendência a dois agrupamentos de fitólitos facilmente distinguíveis (em cronologia e composição) dentro de um mesmo horizonte.

2.3. Efeito da bioturbação na assembléia fitolítica

A bioturbação é o processo de revolvimento das partículas do solo por meio dos organismos. Ela pode se apresentar como pró e/ou ani-sotrópica causando diferentes tendências na organização das partículas, que se revelam, em separação dos horizontes ou homogeneidade dos mesmos (Hole, 1961).

Dentre as inúmeras espécies que habitam o solo, os principais agentes que mais impactam o solo em zonas intertropicais devido à grandeza de suas populações, biomassas e ações transformadoras no meio (bioturbação) são principalmente representantes de macrorganismos do solo como minhocas, cupins (térmitas), saúvas e raízes de plantas (Humphreys, 1981; Miklós, 2012).

Conforme a sua localização no perfil, a macrofauna (formigas, cupins e minhocas) pode ser divididas em três grupos funcionais (Brown et al., 2015), sendo essas, espécies epigéicas que vivem na serapilheira e seu principal efeito é a fragmentação e digestão parcial da serapilheira. As espécies endógeicas vivem no solo e são escavadoras ativas em curtas distâncias verticais que podem aumentar muito a agregação do solo (Brown et al., 2015). Já as anécicas vivem em ninhos e galerias subterrâneas, afetando a exportação de serapilheira para o subsolo e os atributos físicos em camadas mais profundas do solo (Lavelle et al., 1992; Tonneijck; Jongmans, 2008)

Quanto à ação de deslocamento, translocação e revolvimento ocasionado pela fauna do solo, levando a produção de mistura, soterramento e amontoamento, foi demonstrado em alguns trabalhos a capacidade de atuação em profundidades de até 70m por cupins (Wood, 1888). Para as formigas, Miklós (2012) descreveu 10m e Chiapini (2021) e Marques, (2021) descreveram ação de formigas até 15m de profundidade. As minhocas podem chegar até 6m mas normalmente seu efeito é mais relatado em menor profundidade, ao redor de 2m (Bachelier, 1978; Lavelle 1997). Esse intenso trabalho realizado pelos engenheiros do solo (Lavelle, 1997) é capaz de criar camadas porosas e homogêneas nos solos, com mais de 50% do volume bioturbado também denominado como biomanto (Johnson, 1990).

A flora também podem ser agente expressivo no revolvimento das partículas do solo. As árvores, por exemplo, ao caírem podem levantar toneladas de solo, tendo assim uma pedoturbação proisotrópica, que leva a destruição dos horizontes. O desenraizamento de árvores pode resultar simultaneamente em produção de solo e amontoamento (Schaeztl et al., 1990).

Visto a dimensão do impacto da fauna, surgem algumas concepções sobre a mobilidade dos fitólitos no solo, a ideia de que os fitólitos são imóveis após a deposição foi chamada de "hipótese do fitólito estático" (Hart; Humphreys, 1997). No entanto, o movimento vertical realizado pela fauna e pela percolação da água no solo foi registrado por diversos autores (Piperno; Becker, 1996; Alexandre et al., 1997). Isso foi chamado de "hipótese do fitólito móvel" por Hart e Humphreys (1997).

Ao usar fitólitos em pesquisas arqueológicas e paleoambientais, não se pode presumir que os fitólitos sejam imóveis. Sua mobilidade pode variar de acordo com seu tamanho e forma, com a textura e porosidade do solo e a gama de processos que causam mistura presentes no solo. Além disso, como mencionado anteriormente alguns autores corroboram a "hipótese do fitólito móvel" em seus trabalhos, principalmente quando se trata do efeito da fauna do solo na distribuição de fitólitos em zonas tropicais (Rodrigues, 2018).

Entretanto ainda é incipiente o número de pesquisas que investiguem a intensidade e/ou quantidade da bioturbação e seus efeitos sobre a estratigrafia natural da assembleia fitolítica.

Em uma breve revisão sobre o assunto, vários trabalhos apontam evidências que indicam transporte das partículas de opala vegetal via fauna (Hallsworth; Waring, 1964); Runge, 1999; Fishkis et al., 2010a; Calegari et al., 2013a; Rodrigues, 2019), no entanto, é encontrado um baixo número de publicações que se dedicam a investigar a intensidade e quantidade de partículas dessa natureza (fitólitos) sendo carreadas pela fauna e suas influências na assembleia fitolítica. Em revisão usando bibliometria, foram encontrados um total de onze trabalhos com a temática de pesquisar a translocação de fitólitos pela fauna do solo, sendo esses, Hart e Humphreys (1997), Simons (1998), Grave e Kealhofer (1999), Alexandre et al. (1999), Hart (2003), Humphreys et al., (2003), Hart e Humphreys (2003), Fishkis et al. (2010b), Rodrigues (2019) e Jouquet et al. (2020). A partir desses trabalhos pode-se constatar que o efeito da fauna sobre a assembleia fitolítica foi principalmente o movimento descendente de morfotipos nos perfis de solos, sendo evidenciado pela recuperação de fitólitos em canais faunísticos dentro do horizonte (Hart; Humphreys, 1997; Hart, 2003; Hart; Humphreys, 2003). Outros trabalhos atestaram que a bioturbação apesar de muito intensa, não afeta significativamente a sequência geral das assembleias fitolítica (Grave; Kealhofer, 1999; Rodrigues, 2019), e que a presença de fitólitos bem preservados em maiores profundidades é atribuída a translocação de fitólitos via fauna do solo (Rodrigues, 2019).

A partir desse contexto, entende-se que são necessárias mais pesquisas para compreender como a fauna influencia na formação e preservação da assembleia de fitólitos, iniciando pela deposição em superfície, pois é a partir desse instante que são percebidos os primeiros sinais dos organismos sobre a fragmentação da serrapilheira e decomposição da matéria orgânica, subsequente em subsuperfície para entender como a fauna irá refletir na translocação e distribuição das partículas do solo especialmente os fitólitos. Tendo em vista que, estudos como esse, podem trazer contribuição para diversas áreas como a pedologia, arqueologia e paleobotânica.

2.4. Latossolos como objeto de estudo para reconstituição

Os Latossolos, termo utilizado no Brasil, refere-se a solos tipicamente tropicais com ocorrência expressiva em áreas localizadas entre os trópicos de câncer e capricórnio e possuem correspondência com os Oxisols no sistema americano (Soil Survey Staf, 2022) e

Ferralsols pela International Union of Soil Science (WRB, 2022). Ocupam 32%, cerca de um terço, da superfície do território brasileiro, ocorrendo praticamente em todas as regiões do país sob diferentes condições climáticas, relevo e material de origem (Anjos et al., 2012; Ker, 1997).

A ocorrência dos Latossolos está comumente associada à estabilidade tectônica onde se encontram as superfícies geomórficas mais estáveis da paisagem com formas de relevo aplainadas ou suavemente onduladas (Ker, 1997; Schaefer, 2001). Após longo tempo de formação sob climas tropicais úmidos ou semiúmidos, os Latossolos são muito intemperizados e bem profundos (Calegari, 2008; Ker, 1997; Schaefer, 2001).

O processo de formação dos Latossolos ou latossolização possui duas vias, a geoquímica e a bioturbação (Vidal-Torrado; Cooper, 2008). A via geoquímica é conhecida como ferralitização, e envolve a lixiviação intensa de bases (Ca, Mg, K, Na) e da sílica, dando lugar a uma mineralogia relativamente simples composta de caulinita, óxidos de ferro e de alumínio com baixa presença de minerais primários decomponíveis na fração areia (Breemen; Buurman, 2002). A via biológica, denominada como bioturbação, está relacionada ao retrabalhamento pela macrofauna das partículas do solo levando ao remonte, mistura e soterramento, sendo capazes de criar camadas porosas e relativamente homogeneizadas nos horizontes dos solos (Buol; Eswaran, 1999), Vidal-Torrado; Cooper, 2008; Chiapini, 2021). A estrutura granular, microagregada, comum no horizonte B dos Latossolos pode ser de origem biológica, onde ocorre a obliteração dos agregados maiores formando pequenas estruturas muito estáveis que exibem diversas morfologias como oval, irregular, arredondado e poliédrico (Miklós, 1992; Vidal-Torrado, 1994; Schaefer, 2001; Chiapini, 2021)

Por serem considerados os solos de maior estágio de evolução pedogenética, assume-se que os Latossolos sejam poligenéticos, ou seja, ao estarem situados em posições muito antigas e estáveis na paisagem, experimentaram diferentes situações climáticas que significaram mudanças vegetacionais ao longo de sua formação (Muggler; Buurman, 2000). Ao se tratar dos aspectos ligados a poligenia, os Latossolos tornam-se importantes reservatórios de *proxies*, preservando registros que podem resgatar mudanças ambientais pretéritas (Schaefer, 2001), tais como os fitólitos, isótopos de carbono e pólen que vêm sendo amplamente utilizados como marcadores que auxiliam no entendimento do ambiente durante a formação de solos.

Construir parte da história pedogenética dos Latossolos com o uso de fitólitos como marcador ambiental, envolve alguns fatores como alternâncias climáticas e ciclos erosivos desde o Terciário (Schaefer, 2001), além disso, os processos atuantes na formação dessa

classe de solo, principalmente a bioturbação, afeta diretamente o estágio de sedimentação da assembleia fitolítica, podendo invalidar o uso dessa técnica para reconstituição paleoambiental confiável em Latossolos e em regiões tropicais, onde a atividade biológica é diversa e intensa.

A avaliação do tempo médio de residência dos fitólitos nos solos, ainda que abordada de forma subjetiva por meio de observações de fitólitos corroídos e quebrados, resulta em maior taxa de fitólitos tafonomizados em subsuperfície indicando mais tempo de permanência desses fitólitos (sendo esses mais antigos) no solo (Pearsall, 2015; Alexandre et al. 1999). Nesse contexto, se o retrabalhamento das partículas do solo via fauna for intenso a ponto de desordenar a idade das partículas de fitólito; os resultados dessa técnica se tornam inconsistente.

Sendo assim, trabalhos que utilizaram análise fitolítica em Latossolos sinalizaram os efeitos da bioturbação (Alexandre et al., 1999; Calegari, 2008; Rodrigues, 2019; Marcolin, 2022; Silva; Vidal-Torrado, 1999) indicando que a ação da fauna pode ser um mecanismo que tem influência na distribuição das partículas de fitólitos, entretanto esse revolvimento não ocasionou alterações bruscas nas assembleias fitolíticas nos estudos citados. Alexandre et al. (1999), apresenta evidências de que a idade média dos fitólitos aumenta com a profundidade no Latossolo estudado, constatando que a idade média das partículas em cada camada resulta de um equilíbrio entre a translocação contínua e a dissolução seletiva.

Neste contexto, ao realizarem trabalhos de reconstituição em Latossolos, diversos autores corroboram que não há indícios consistentes de perturbação pela biota do solo nas assembleias dos solos estudados, a ponto de infirmar a técnica da análise fitolítica (Alexandre et al. 1999, Calegari, 2008; Rodrigues, 2019; Marcolin, 2022). Para essa alegação esses autores se fundamentaram nos seguintes aspectos: (i) aumento linear dos fitólitos com sinais de tafonomização em profundidade (ii) similaridade na interpretação dos dados das assembleias de fitólitos e isótopos estáveis de carbono e (iii) correlações dos dados encontrados de fitólitos com outros trabalhos que utilizem diferentes *proxies* para reconstituição paleoambiental no mesmo local da pesquisa ou em regiões próximas.

Contudo, constata-se através dos trabalhos supracitados que a bioturbação, um dos processos de formação dos Latossolos, apesar de ter sido muito intensa o que levou à grande homogeneidade dos perfis, não alterou significativamente as assembleias em termos cronológicos, validando assim, o uso de fitólitos para reconstituição nestes solos. Vale ressaltar, que alguns desses estudos sugerem evitar realizar coletas onde aparecem no perfil

evidências macromorfológicas de atividade de bioturbação pela fauna do solo, que resultaria em amostras inadequadas (Calegari, 2008; Rodrigues, 2019; Marcolin, 2022).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Localização e descrição da área de estudo

Para esse estudo foram selecionadas duas áreas no Estado do Paraná em dois perfis de Latossolos localizados entre os municípios de Turvo e Guarapuava (Perfil G4) e entre os municípios de Maripá e Palotina (Perfil P3) situados nas coordenadas G4: 25°04' 03,1" S e 51°32'32" W (Ponto 4 = B Figura 1); P3: 24°28'14,5" S e 53°48'39,63" W (Ponto 3 = A Figura 1). As amostras foram coletadas nos perfis de solo, em topo de vertentes localizados no Terceiro Planalto Paranaense, mais especificamente nos subplanaltos de Palmas/Guarapuava e Planalto Campo Mourão, respectivamente, em duas regiões com diferentes altitudes, climas e vegetação nativa. Os perfis de solo foram escavados e limpos até a zona saprolítica com auxílio de escavadeira mecânica. O material de origem dos solos estudados é a alteração do basalto subjacente (Chiapini et al., 2023).

LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

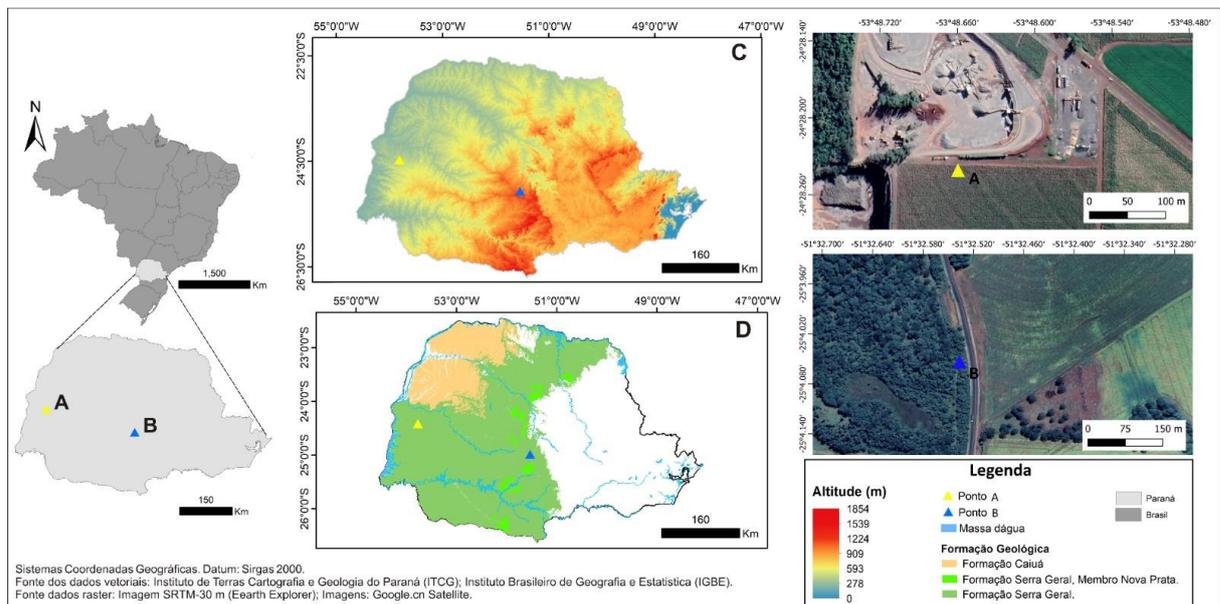


Figura 1. Localização das áreas de estudo (A): perfil de solo da região de Palotina e (B): perfil de solo da região de Guarapuava (C): mapa de elevação do Estado do Paraná (D): mapa de geologia do Estado do Paraná-Brazil.

Na região de Guarapuava (G4) o clima é o Subtropical úmido Mesotérmico (classificação Cfb, Köppen) com precipitação média anual de 2.000 mm/ano e a temperatura média anual é de 15°C. Apresenta verões quentes com tendência de concentração das chuvas (temperatura média superior a 22° C), invernos com geadas pouco frequentes (temperatura

média inferior a 18°C), sem estação seca definida (Nitsche et al., 2019). Na região de Palotina (P3) predomina o clima classificado como Subtropical Úmido (Cfa classificação de Köppen), com precipitação média anual de 1.800 mm/ano sem estação seca definida e temperatura média anual de 23°C (Nitsche et al., 2019). Apresenta verões quentes e geadas pouco frequentes no período mais frio. A média de temperatura no mês mais frio é inferior a 18°C (mesotérmico) e a temperatura média dos meses mais quente é acima de 22 °C (Nitsche *et al.*, 2019). Estudo recente realizados na região indica tendência de diminuição na umidade relativa do ar, aumento das temperaturas máximas e médias, da amplitude térmica e da insolação e detectou um aumento dos valores extremos de temperaturas máximas e mínimas na última década bem como aumento de secas e geadas (Pedron et al., 2013).

A vegetação nativa de Guarapuava é um mosaico de Floresta Ombrófila Mista com *Araucária angustifolia* (bertol.) Kuntze (FOM) e Campos. Em Palotina, a vegetação nativa é a Floresta Estacional Semidecidual (IBGE, 2012; Roderjan et al., 2002).

Os perfis estudados estão inseridos na área de domínio de rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral, caracterizada pelos fluxos de lava, fazendo parte das mais importantes províncias ígneas continentais mesozoicas (250-66 M.a.) observadas na superfície da Terra, intitulada como Província Magmática do Paraná (PMP). O Grupo e Supergrupo Serra Geral (SGF) são compostos principalmente por basaltos de inundação, sendo menos comum a ocorrência de rochas intermediárias e ácidas (Arioli; Licht, 2014, 2013; Licht; Arioli, 2018). As rochas basálticas apresentam textura de grão fino com coloração cinza escuro a preto. Os minerais mais comuns nessa rocha são: Plagioclásio, pigeonita, augita, magnetita, ilmenita e olivina compõem a matriz, mas também pode conter feldspato alcalino, quartzo, apatita e material vítreo como minerais acessórios. (Nardy et al., 2014).

3.2. Amostragem

Os dois solos foram descritos e amostrados de acordo com horizontes pedogenéticos identificados em campo desde o topo até a base do perfil, no contato com o saprólito, para fins de caracterização dos solos (Schoeneberger et al., 2002; Santos et al., 2013). As amostras foram secas ao ar, moídas e peneiradas em malha de 2 mm para análise laboratorial. Esses perfis foram escolhidos de acordo com a profundidade do solo (solos profundos com 3,6 metros o perfil de Guarapuava – G4 e 5,8 metros o de Palotina – P3) e a presença de horizonte BCr.

Além disso, os perfis de solo foram amostrados em intervalos regulares de 10 cm (da base ao topo do perfil) para estudo da composição isotópica da matéria orgânica do solo e análise fitolítica. O Perfil P3, foi coletado em área agrícola. Para evitar ruídos das práticas agrícolas, foram utilizadas amostras da serrapilheira e de 0-10cm coletadas sob vegetação nativa Floresta Estacional Semidecidual, próxima ao local do perfil.

3.3. Características físicas e química dos solos

Análises físicas e química foram realizadas por Chiapini (2021) em amostras de solo de horizontes pedogenéticos dos dois perfis de solo (Anexo A). A parte física se deu pelo fracionamento das partículas que compõe o solo sendo a fração argila e areia (em peso %) determinada pelo método do hidrômetro após a remoção da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio e dispersão com 1 mol L de NaOH (Teixeira, 2017). A fração silte foi calculada subtraindo-se os teores da fração argila+areia menos a massa inicial do solo. As análises químicas incluíram a determinação de pH (H₂O e KCl), Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ trocáveis após extração por KCl 1 mol L, H+Al trocável com extração de acetato de cálcio (0,5 mol^l) em pH 7, e P, K e Na⁺ por solução de Mehlich levemente ácida. Ca e Mg foram determinados por espectrometria de absorção atômica. Na e K por fotometria de emissão atômica com chama e P por colorimetria com espectrofotômetro UV-VIS. AP e H+Al foram determinados por titulação. A capacidade de troca catiônica (CTC) foi calculada pela soma dos cátions trocáveis em pH 7 (Ca, Mg, K, H, AD). Além disso, os teores de Fe (FeO), Al (AL), Ti (TO) e Si (SiO) do extrato sulfúrico das amostras dos horizontes Bw dos perfis do solo (G4 e P3) foram realizados.

3.4. Quantificação da bioturbação (macro e micro)

As feições pedológicas de origem biológica foram observadas em diferentes escalas, tanto em macroescala (visíveis em campo) quanto microescala (visíveis microscopicamente) por Chiapini (2021). Para identificar as biofeições em macroescala o perfil foi descrito morfológicamente utilizando uma malha dividida em quadrantes de 30 x 30cm da superfície até o contato com saprólito. As feições da atividade da fauna foram descritas e fotografadas de acordo com esses quadrantes e a área das biofeições foram calculadas usando software

Image J, sendo a bioturbação quantificada de acordo com a equação proposta por Chiapini (2021), modificada de Rodrigues (2019).

$$\text{Bioturbação (\%)} = \frac{(\text{Área total de biofeições em determinada profundidade do solo})}{(\text{Área analisada em determinada profundidade do solo})} \times 100$$

Para realizar as quantificações das biofeições em microescala foi realizada impregnação de amostras indeformadas de solo e através dos blocos polidos foram realizadas imagens sob luz ultravioleta com auxílio de uma câmera Nikon. As áreas de bioturbação foram calculadas em cada bloco de acordo com a equação (Rodrigues, 2019)

$$\text{Bioturbação (\%)} = \frac{(\text{Área total de biofeições no bloco polido})}{(\text{Área representativa do bloco polido})} \times 100$$

3.5. Composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$, C total da MOS e datação ^{14}C

As análises isotópicas e datação foram realizadas por Chiapini (2021). Para realização da composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e análise dos teores totais de C foram coletadas amostras em intervalos de 10 cm dos dois perfis. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e do C total foram determinadas usando um analisador elementar C/N acoplado a um espectrômetro de massa ANCA-SL 2020 no Laboratório de Isótopos Estáveis CENA/USP. Os resultados $\delta^{13}\text{C}$ são expressos por mil (‰) e calculados de acordo com equação:

$$\delta^{13}\text{C (‰)} = \frac{\text{Ramostra} - \text{Rpadrão}}{\text{Rpadrão}} \times 1000$$

Onde Ramostra representa a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de uma amostra em relação ao PDB (Belemnitella Americana da Formação Pee Dee).

A datação ^{14}C foi realizada na fração umina do solo sendo escolhidos os horizontes (A₂, BA, e Bw₃) para o perfil de Guarapuava (G4) e para o perfil de Palotina (P3) foram os horizontes (Bw₁, Bw₃, Bw₅). As análises ocorreram nos Laboratórios (Centro de Energia Nuclear na Agricultura, CENA e AMS Laboratory at University of Georgia, USA).

3.6. Extração de fitólitos

A extração dos fitólitos foi realizada nas amostras de solos coletadas sistematicamente da base ao topo dos perfis e seguiu as seguintes etapas 1: Remoção de todos os recobrimentos da amostra de solo (MOS, óxidos de ferro e argila). 2: Separação dos fitólitos, por densimetria. 3: Contagem, identificação e interpretação dos morfotipos > 5 μ m.

Considerando a elevada quantidade de argila e óxidos de ferro que os perfis apresentam, para remoção dos recobrimentos da amostra, optou-se pelos procedimentos adaptados de (Madella et al., 1998a; Mehra; Jackson, 1960) testados e descritos como Método 2 em Calegari et al. (2013), pois os mesmos se mostraram mais eficientes e menos agressivos as formas de fitólitos. Para remoção da matéria orgânica é adicionado 40 mL de peróxido de hidrogênio em 4g de amostra de terra fina seca ao ar (TFSA). Os óxidos de ferro são eliminados através da utilização de ditionito e uma solução de citrato mais bicarbonato de sódio. Para remover a argila é utilizado o método de centrifuga descrito abaixo. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geoquímica e Mineralogia do Solo na ESALQ/USP.

Para auxiliar na eliminação da argila foi realizado um teste com a finalidade de examinar a efetividade da dispersão da argila, sem que altere a morfologia dos morfotipos de fitólitos, em solos muito argilosos de zonas tropicais. Utilizou-se como teste 1: Dispersão mecânica lenta da amostra por 16 horas fazendo uso de uma mesa agitadora e uma solução dispersante, de hidróxido de sódio 0,1 mol L⁻¹ (NaOH) e hexametáfosfato de sódio, conforme protocolo de separação das frações granulométricas do solo para análises mineralógicas (Teixeira et al., 2017). O Teste 2 seguiu o procedimento padrão, desenvolvido por Calegari et al. (2013) sem utilização de dispersão mecânica e sem o uso de solução dispersante.

Para eliminar a argila foi aplicado o método da centrífuga descrito por Jackson (1985) que tem como princípio calcular a força centrífuga que é empregada com intuito de aumentar a força gravitacional, conseqüentemente a taxa de sedimentação das partículas, e o tempo necessário para que o silte se deposite no fundo do tubo enquanto a argila permaneça dispersa. O cálculo foi realizado para utilizar uma centrífuga de bancada, modelo NT810 Novatecnica e obteve como resultado a seguinte configuração 800 RPM (rotação por minuto) por 2 minutos conforme cálculos:

Cálculo da força centrífuga:

$$RCF(or \ xg) = \frac{(2\pi N)^2 R}{980.3600} = 0.00001118(N_m)^2 R$$

Cálculo do tempo de centrifugação:

$$t_{min} = \frac{63.0 \times 10^8 \eta \log 10 \frac{R}{S}}{(Nm)^2 (D\mu m)^2 (\Delta s)}$$

Ao final do teste optou-se por usar o Teste 2 para eliminação das argilas. Após remoção dos recobrimentos é processada a etapa separação dos fitólitos, por densitometria que utiliza uma solução de politungstato de sódio ($Na_6(H_2W_{12}O_{40}) H_2O$) de densidade 2,35 g.cm⁻³ conforme (Madella et al., 1998b). Com a fração resultante (FIA- fração insolúvel ao ácido) é realizada confecção de lâminas temporárias (com óleo de imersão) e permanentes (com Enterlan ®), para identificação, contagem e classificação dos morfotipos em microscópio óptico. Esses procedimentos foram executados no Laboratório de Estudos da Dinâmica Ambiental – LEDA, da UNIOESTE, Campus Marechal Cândido Rondon,

3.6.1. Identificação, contagem e classificação dos fitólitos

A assembleia fitolítica foi estabelecida e caracterizada a partir da identificação, contagem e classificação das formas encontradas com auxílio de um fotomicroscópio petrográfico Zeiss Axioscope 5 com magnificação de 500x, sendo essa etapa realizada tanto no laboratório de micromorfologia de solos da ESALQ/USP como no da UNIOESTE. Foram examinadas 35 lâminas para o Perfil G4 e 55 lâminas para o Perfil P3.

A assembleia de fitólitos preservada no solo foi classificada em nível de significância taxonômica pelo uso do conjunto de material de referência. Foi realizada a contagem de no mínimo 200 morfotipos de fitólitos em cada amostra de solo. Tendo em vista, que nem todas as amostras apresentaram produção mínima para reconstituição, considerou-se para este estudo o mínimo de 100 morfotipos identificáveis por lâmina, das amostras abaixo 260cm no G4 e 150cm no perfil P3 para assim obter o maior número de amostras que pudessem contribuir na interpretação da distribuição e conservação/preservação dos fitólitos nos solos.

Os fitólitos extraídos foram nomeados conforme International Code for Phytolith Nomenclature – ICPN 2.0 (ICPT., 2019). O agrupamento taxonômico dos morfotipos se baseou nas coleções de referências disponíveis no LEDA e em diferentes autores (Quadro 1).

		FAMÍLIA	SUBFAMÍLIA	GÊNERO	MORFOTIPO (ICPN, 2019) ^{1,2}	
Angiosperma	<i>Monocotiledôneas</i>	Poaceae	Panicoideae		BILOBATE CROSS POLYLOBATE	
			Pooideae		RONDEL TRAPEZIFORM	
			Chloridoideae		SADDLE	
			Indefinida		BULLIFORM FLABELLATE ELONGATE HAIR BLOCK	
		Arecaceae			SPHEROID ECHINATE	
	<i>Dicotiledônea (arbóreas e/ou arbustivas)</i>					SPHEROID SMOOTH
						CIRCULAR
						TABULAR
		Lenhosas				AMOEBAL
				SPHEROID ORNATE		
Sem família definida					ELONGATE ENTIRE ACUTE BULBOSUS TRACHEARY STOMATE	

Quadro 1: Representação esquemática dos grupos com significado taxonômico e ecológico adotado (Adaptado de Calegari, 2008).

3.6.2. Índices de assembleias de fitólitos fósseis

Visando a interpretação das condições do ambiente, foram calculados os índices a partir das assembleias fitolíticas, sendo eles:

- Índice de umidade – aridez (Iph) (Alexandre et al., 1997; Diester-Haas et al., 1973) baseia-se na proporção de phytoliths Chloridoid contra Chloridoid e Panicoid. Altos valores IPh sugerem florestas abertas e/ou pastagens dominadas por gramíneas xerófitas Chloridoideae, indicando condições edáficas e/ou climáticas secas. Por outro lado, os valores baixos IPh indicam a predominância de gramíneas mesófilas Panicoideae, indicando que as condições são mais úmidas (Alexandre et al., 1997).
- O índice climático (Ic) (TWISS, 1992) é a razão entre Poid versus a soma dos morfotipos de Poid, Chloridoid e Panicoid. Altos valores indicam a predominância de gramíneas C3 (Poid), sugerindo condições climáticas mais frias.
- Índice de stress hídrico (Fs): (Bremond et al., 2005) é calculado através proporção relativa de fitólitos do tipo (BULLIFORM Flabellate) de todas as formas de fitólitos de gramíneas, excluindo os Elongates.
- Índice de Tafonomização (I/T) (Marcolin, 2022) apoia-se na razão entre os fitólitos identificáveis sem sinais de tafonomização versus fitólitos tafonomizados (corroídos, quebrados e queimados).
- Índice T/Q (Marcolin, 2022) baseia-se na razão dos fitólitos tafonomizados versus os quebrados.

3.7. Análise estatística

Para o tratamento estatístico utilizou-se: Agrupamentos similaridade (CONNIS); e Análise de Componentes Principais (PCA).

A análise de agrupamentos por similaridade (CONISS), é utilizada na interpretação paleoambiental, com auxílio de um programa que realiza a análise de agrupamento estratigraficamente, para isso são elaboradas matrizes com os valores relativos (%) de cada morfotipo identificado; os resultados são organizados gráficos de distribuição das porcentagens das formas e o dendrograma indicando os agrupamentos hierárquicos, o suporte para essa ferramenta encontra-se inserido dentro do programa Tília.

Para explicação dos agrupamentos foi realizada a análise de componentes principais, utilizando o software MINITAB 17, versão 2014, usando o Método Ward e correlação de Pearson.

4. RESULTADOS

4.1. Atributos dos solos

Conforme Chiapini et al (2023) os dois perfis estudados foram classificados, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação, como Latossolos Bruno Distrófico rúbico (perfil de Guarapuava - G4) e Latossolo Vermelho Eutroférico típico (perfil de Palotina - P3). Na classificação IUSS Working Group (WRB, 2015), a presença do horizonte B Ferralic permite a caracterização na Ordem dos Ferralsols. O perfil G4 resultou em Umbric Ferralsol (Tabela 1) devido à presença de um horizonte úmbrico e propriedades géricas (semelhante à feição ácrico descrita pela SiBCS (Santos et al., 2018). Perfil de Palotina a classificação resultou em Rhodic Ferralsol (Eutric). O horizonte de maior expressão pedogenética (B Latossólico - Bw) variou em espessura de 140-305cm no solo de Guarapuava (G4) e de 380-610cm em Palotina (P3) (Apêndice A). O perfil de Guarapuava (G4) apresenta teor de carbono superior a 10g kg^{-1} até a profundidade de 70cm e apresentando um marrom avermelhado escuro (5YR) com valor <4 e croma <6 na parte superior do horizonte B (Figura 2B). Apresenta baixa saturação por bases ($< 50\%$) e apresenta caráter rúbico. O perfil de Palotina (P3) apresenta cor vermelha nos primeiros 100 cm, alta saturação por bases ($BS > 50\%$) e teor de FeO 180g kg na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B.

Os horizontes Bw apresentaram baixa relação silte/argila (0,2) (Tabela 2) e o pH variou de 3,8 a 5,5 no perfil de Guarapuava (G4) e de 3,9 a 5,4 no de Palotina (P3). Já o $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ variou de 4,0 a 5,9, e de 4,6 a 6,3, em Guarapuava e Palotina, respectivamente, caracterizando uma solução de solo ácida (Tabela 2). (Chiapini et al., 2023).

Tabela 1: Classificação dos solos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS; Santos et al., 2018) e WRB (IUSS Working Group WRB, 2015). Fonte: (Chiapini et al., 2023).

Perfil	Classificação	
	SiBCS	WRB
Guarapuava G4	Latossolo Bruno Distroférico rubrico	Umbric Ferralsol (Humic, Rhodic, Dystric)
Palotina P3	Latossolo Vermelho Eutroférico típico	Rhodic Ferralsol (Eutric)

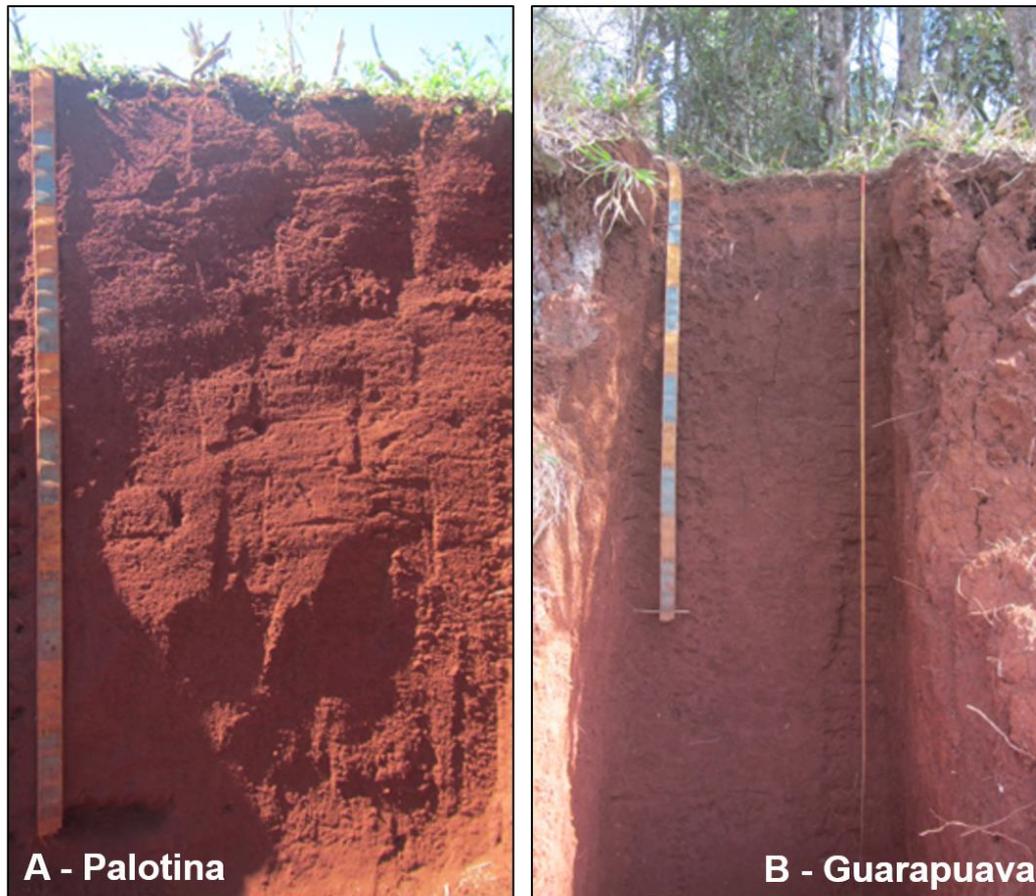


Figura 2. Fotografias dos dois perfis estudados G4: Guarapuava e P3: Palotina. As fotografias mostram os dois primeiros metros para os dois perfis. Fonte: (Chiapini, 2021).

4.2. Teste com dispersante para eliminar argila

Na comparação dos procedimentos foi observada uma diminuição das células curtas, nas amostras do Teste 1 quando comparadas as do Teste 2. Os morfotipos recuperados do Teste 1 apresentaram uma média de 17,28% de células curtas e as do 2 apresentaram 31,32% da sua composição por células curtas de gramíneas. Os morfotipos considerados com menor área de superfície específica, como os BULIFORMES, mostraram maior ocorrência no Teste 1 (31% da assembleia contada) em comparação as amostras do Teste 2 (15%).

Em consequência, as principais observações realizadas com a utilização dos dois procedimentos diferentes para eliminar a argila, foi que, com a aplicação do Teste 2 observou-se uma assembleia diversificada composta por fitólitos de palmeiras, ciperáceas, células curtas de gramíneas C₃ (RONDEL) e C₄ (BILOBATE, CROSS, POLYLOBATE e SADDLE), BULLIFORMS

variados de gramíneas, POLYGONAIS e ESFEROIDES de árvores. Com isso, temos tanto os morfotipos maiores (com menor superfície específica) quanto os menores (com maior superfície específica) preservados. Além dos fitólitos, foi identificado a presença de outros corpos de sílica nas profundidades de 0-10 cm e 60-70 cm: fragmentos de espícula de esponja e de diatomáceas. No Teste 1, porém, observou-se sinais de corrosão nos fitólitos de células curtas de gramíneas (BILOBATE, CROSS e SADDLE). Este método também não possibilitou recuperar fragmentos de diatomáceas.

Com as fotomicrografias dos morfotipos são perceptíveis os aspectos de tafonomização do Teste 1 para 2, sendo o 1 mais agressivo e modificando a aparência natural da forma de 60,7% dos fitólitos, sendo contabilizados 331 fitólitos tafonomizados (corroídos e quebrados) e 214 identificáveis (sem sinais de corrosão ou quebra). No Teste 2, 26% dos fitólitos estavam tafonomizados, sendo 111 fitólitos tafonomizados e 316 identificáveis.

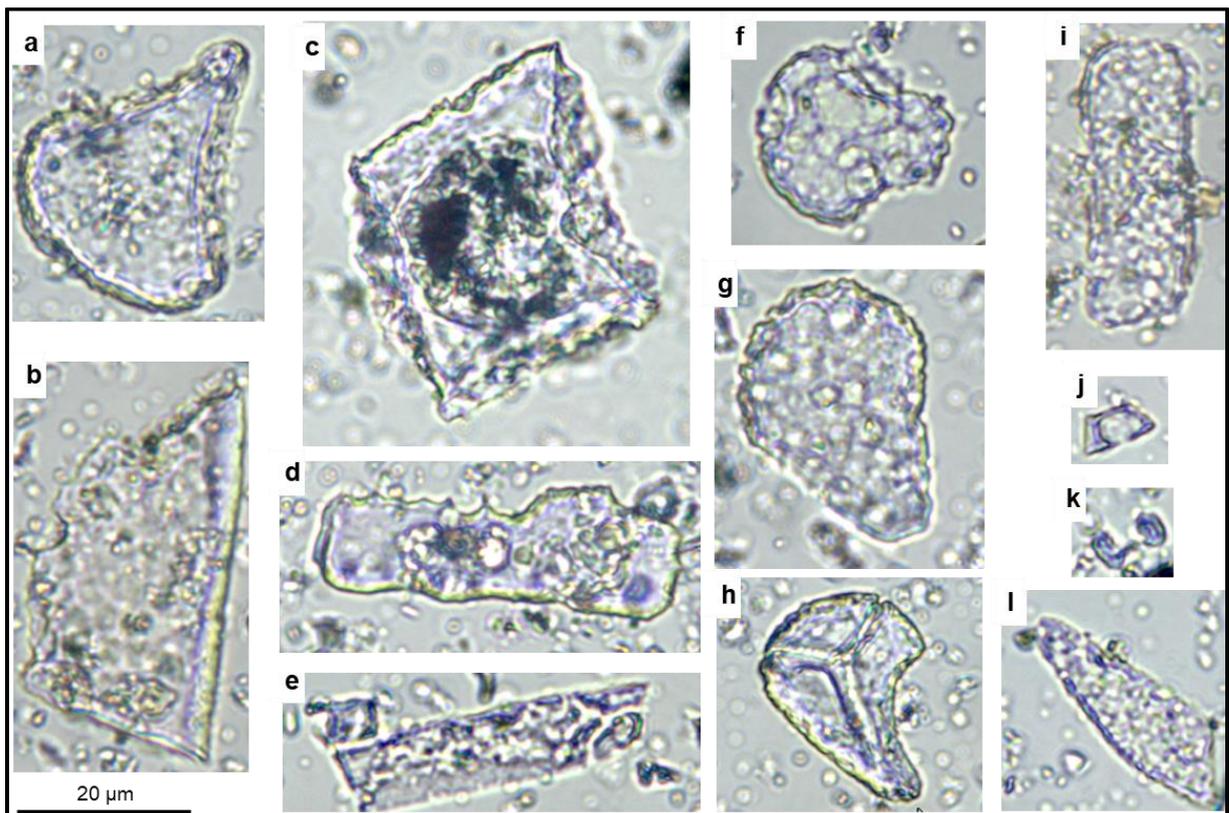


Figura 3. Fotomicrografias morfotipos recuperados do Teste 1 - a, c, f, g, h: BULLIFORME FLABELLATE (sinais de corrosão e superfícies esburacadas); b: BLOCK (corroído e quebrado); d, i: TABULAR ENTIRE (corroídos); j: RONDEL, k: BILOBATE (células curtas de gramíneas quebradas); l: ACUTE (corroído).

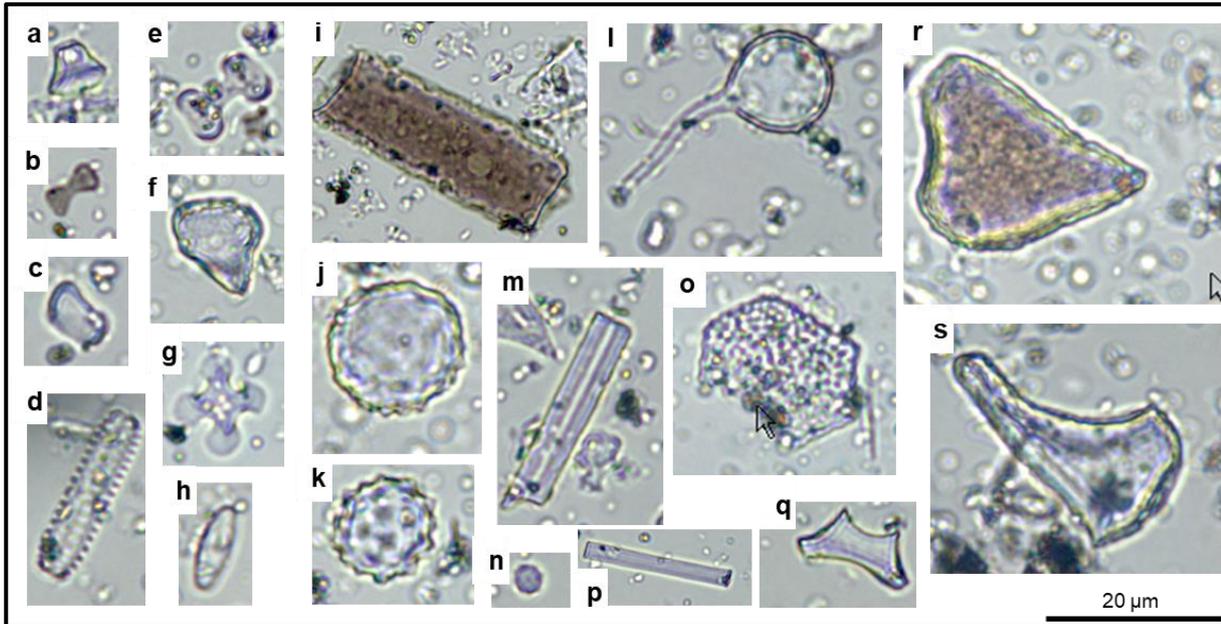


Figura 4. Fotomicrografias morfotipos recuperados do Testes 2: a: RONDEL; b, e: BILOBATE; c, q: SADDLE; d, h: Diatomácea; f, r, s: BULLIFORM FLABELLATE, g: CROSS, i: TABULAR; j: SPHEROID ORNATE; k, n: SPHEROID ECHINATE; l: Cisto de Alga; m: Espicula; o: POLYGONAL SCROBILATE p: ELONGATE ENTIRE; (morfotipos bem preservados; b, i e r: apresentam cores escuras a âmbar indicando fitólitos queimados)

4.3. Composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e C total da MOS

Os valores médios de C total nas amostras da parte superior do perfil de Guarapuava (G4) foram de 5,0% e para Palotina (P3) 1,3%. O perfil (G4) está sob vegetação florestal apresentando maiores valores de C do que solos sob sistema agrícola (perfil P3). Quanto aos valores do C total (%) ao longo do perfil é observada uma tendência de diminuição com a profundidade nos dois perfis (Figura 7 A/B) (Chiapini, 2021).

A composição isotópica obtida nos horizontes superiores reflete para o perfil de Palotina (P3) o sistema agrícola misto de soja/milho atual e para o perfil de Guarapuava (G4) a floresta nativa que ainda recobre a área. Com as variações de $\delta^{13}\text{C}$ apresentadas (14,7 ‰ e -23,7 ‰) para além da superfície do solo, com períodos que eventualmente apresentam maior contribuição de C_4 e por vezes maiores de C_3 , Chiapini (2021) discriminou quatro períodos (Períodos I-IV) com diferentes colaborações de (C_3 e C_4) nos dois perfis (Tabela 2).

Os resultados de valores da humina ^{14}C variaram entre ~2120 anos cal AP a ~12.290 anos cal AP para o perfil de Guarapuava (G4) e ~5515 anos cal AP a ~14.422 anos cal AP no perfil de Palotina (P3) (Tabela 3).

Tabela 2. Períodos de composição isotópica $\delta^{13}\text{C}$ dos dois perfis Guarapuava (G4) e Palotina(P3). Fonte: (Chiapini, 2021) modificado pelo autor.

Perfil	$\delta^{13}\text{C}$ composição isotópica											
	Período I			Período II			Período III			Período IV		
	Min	Max	Prof (cm)	Min	Max	Prof (cm)	Min	Max	Prof (cm)	Min	Max	Prof (cm)
G4	-21.4	-19.5	360–190	-18.5	-17.4	180–140	-17.1	-16.0	130–60	-25.8	-16.4	50–0
P3	-20.5	-18.7	580–330	-18.1	-16.1	320–130	-18.6	-17.3	120–80	-23.7	-18.4	70–0

Com dados das datações ^{14}C da fração húmica, foi demonstrado aumento típico da idade com a profundidade do solo nos dois perfis (G4 e P3). Esses valores são indicativos de possibilidade da utilização de marcadores ambientais para reconstituição paleoambiental que resistam a ~12.290 anos cal AP no (G4) e em (P3) ~14.442 anos cal AP (Tabela 2 e Figura 3) (Chiapini, 2021).

Tabela 3. Datação ^{14}C dos perfis de solos estudados. Fonte: (CHIAPINI, 2021).

Local	Perfil	Horizonte	Prof. (cm)	2 sigma calibrado idade AP	Idade média calibrado AP
Guarapuava	G4	A ₂	50	2106±29	2120
		BA	120	7412±35	7429
		Bw ₃	240	12,264±52	12,290
Palotina	P3	Bw ₁	60	5500±31	5515
		Bw ₃	200	11,478±29	11,492
		Bw ₅	400	14,405±35	14,422

4.4. Distribuição da bioturbação nos solos

De acordo com os resultados de Chiapini (2021), em macroescala, observou-se a ocorrência de raízes frescas até 140 cm (horizonte BA) do perfil de Guarapuava (G4) e até 105cm (horizonte Bw2) no de Palotina (P3). Quanto a fauna do solo, no campo, foram observados preenchimentos densos e soltos (crotovinas) e biofeições de câmaras de formigas. No G4 as crotovinas ocorreram até 340cm de profundidade (horizonte BC2), em Palotina (P3) foram observadas até 210cm horizonte Bw4.

Em microescala, Chiapini (2021) descreve que a ocorrência de raízes se mantém dominante nos horizontes superiores onde as biofeições relacionadas a raízes atingiram 235cm em Guarapuava (G4; horizonte Bw3) e 445cm no perfil de Palotina (P3; horizonte Bw6). Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos ocorreram nos horizontes superiores até a frente de intemperismo nos dois perfis (G4 e P3).

O valor médio da bioturbação em macro e microescala, calculado por Chiapini (2021) para o perfil de Palotina (P3) foi de 55,7% e Guarapuava (G4) com 47% (Tabela 4). Os níveis de bioturbação foram maiores nos dois metros superiores diminuindo de maneira não linear com a profundidade.

Tabela 4. Zonas com alta bioturbação (%) dos perfis de Guarapuava (G4) e Palotina (P3). Fonte: (CHIAPINI, 2021).

Perfil	Zonas com alta bioturbação (%)	
	Profundidade (cm)	
	Macroescala	Microescala
G4	72 , 157 , 277 and 347	97, 192 and 347
P3	18 , 112 and 155	112 and 610

4.5. Assembleia de fitólitos

Em ambos os perfis a quantidade de fitólitos diminui em profundidade. Os fitólitos identificados, sem sinais de processos tafonômicos, são mais abundantes nos 200 cm superficiais em ambos os perfis. A partir de 150 cm até a base do perfil os fitólitos tafonomizados não identificados (fortemente corroídos ou quebrados) aumentam em detrimento dos não tafonomizados, chegando a compor 80% da assembleia contada, que inclui fitólitos identificados e não identificados (Figura 7 A e B).

Ambos os perfis apresentaram boa diversidade de morfotipos. No perfil G4 foram identificados 23 morfotipos e no perfil P3 (Palotina) 19 morfotipos, agrupados em Monocotiledônea (Poaceae-Chloridoideae, Panicoideae, Pooideae, Bambuseaceae; Arecaceae e Poaceae indefinidas), Eudicotiledônea e morfotipos sem família definida (sem significado taxonômico) (Figuras 5 e 6).

No perfil G4 (Guarapuava) foram identificados 23 morfotipos produzidos por monocotiledôneas pertencentes as famílias e subfamílias de Poaceae (Panicoideae, Bambusoideae, Pooideae, Chloridoideae) e Arecaceae e de plantas Eudicotiledoneae, sem família definida. Observa-se maior predomínio de fitólitos produzidos por monocotiledôneas (Poaceae indefinida) e morfotipos sem significado taxonômico, em média de 47% e 33% respectivamente. Neste perfil uma sutil alteração na distribuição dos fitólitos tafonomizados foi observada entre 120 e 150 cm, indicando uma diminuição significativa (cerca de 30%), diferindo da tendência de aumento observada a partir dos 80 cm (Figura 8).

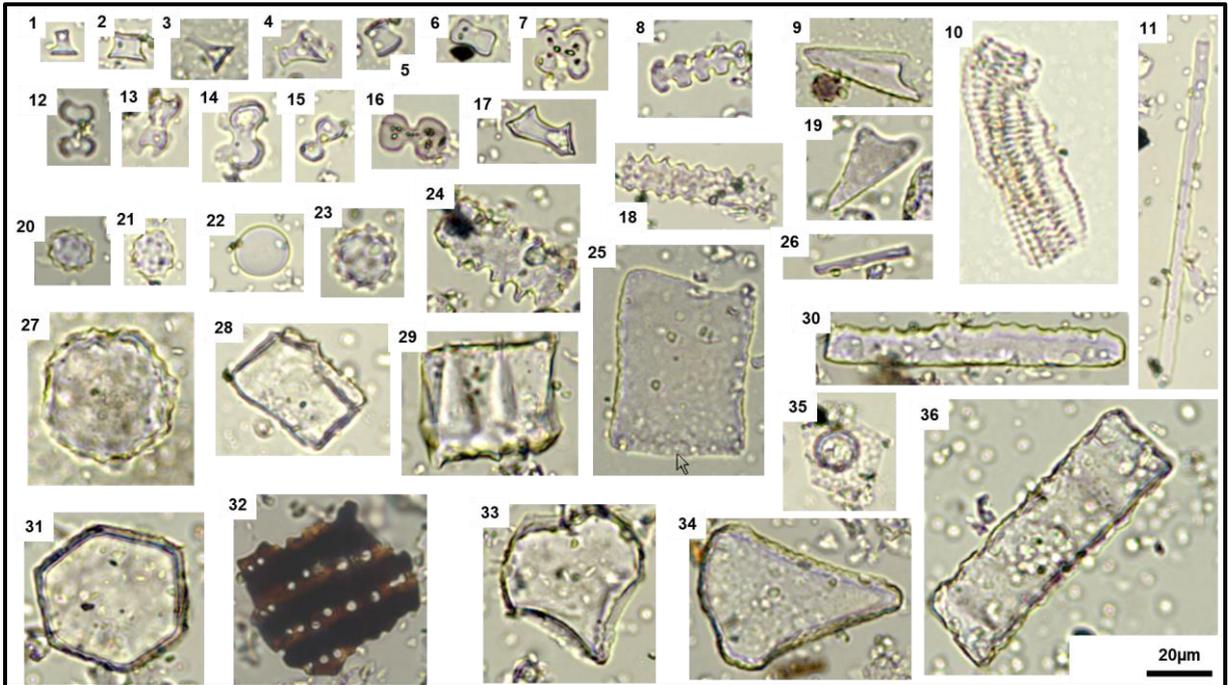


Figura 5. Micrografias dos principais morfotipos encontrados no perfil de Guarapuava (G4). 1,2,3 e 4: RONDEL. 5,6,17: SADDLE; 7,12 e 13: CROSS; 8: POLYLOBATE; 9,19: ACUTE; 10: TRACHEARY; 11: ELOGATE CYLINDRICAL; 14,15,16: BILOBATE; 18: ELONGATE SINUATE; 20,21,23: SPHEROID ECHINATE; 22 SPHEROID PSILATE; 24: TABULAR SINUATE; 25: BLOCK; 26,30: ELONGATE ENTIRE; 31: POLYGONAL ENTIRE; 32: PERFORATED OPAQUE PLATELETS; 33,34: BULLIFORM FLABELLATE; 35: POLYGONAL SCROBILATE; 36: TABULAR ENTIRE.

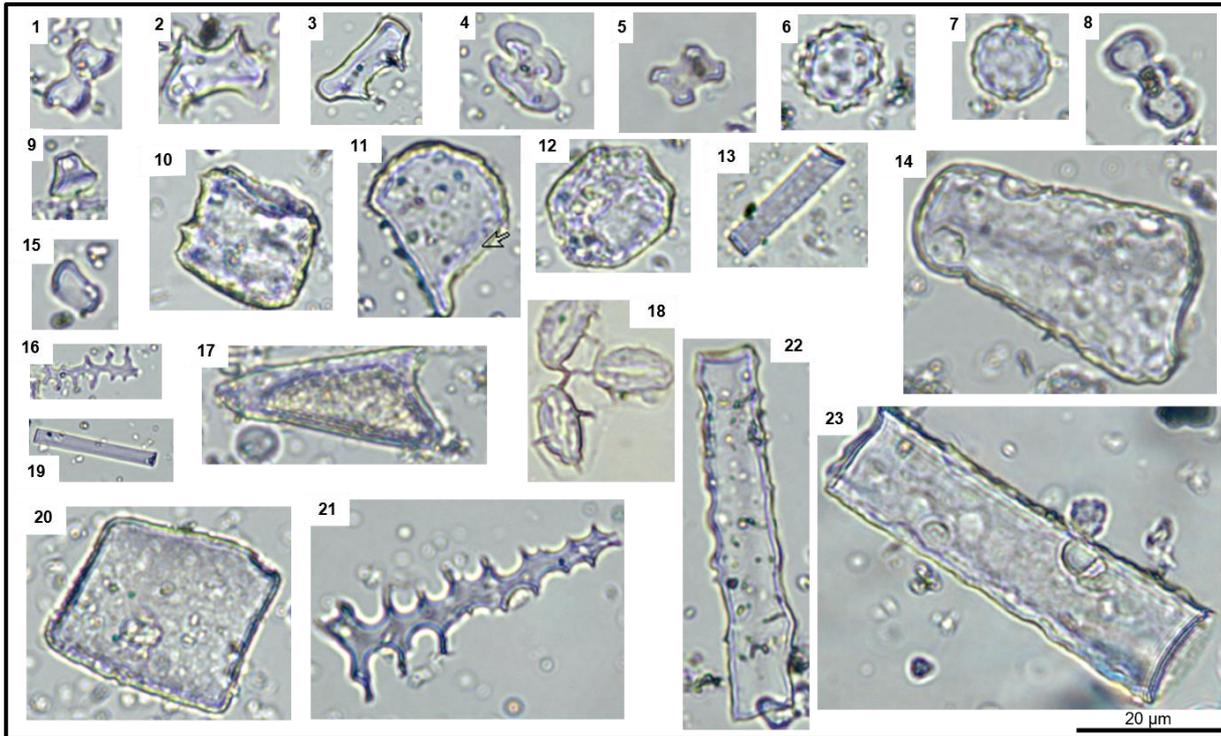


Figura 6. Micrografias dos principais morfotipos encontrados no perfil de Palotina (P3). 1: BILOBATE; 2, 3: SADDLE COLAPSED; 4,5: CROSS; 6: SPHEROID ECHINATE; 7: SPHEROID ORNATE; 8: CRENATE; 9: RONDEL; 10: BLOCK ECHINATE; 11, 14: BULLIFORM FLABELLATE; 12: POLYGONAL ENTIRE; 13, 19 ELONGATE ENTIRE; 15: SADDLE; 16, 21: ELONGATE DENDRITIC; 17: ACUTE BULBOSUS; 18: STOMATE; 20: BLOCK; 22: ELONGATE SINUATE; 23: TABULAR ENTIRE

O morfotipo mais frequente ao longo do perfil G4 foi o BULLIFORME FLABELLATE (média de 41%) e ELONGATE ENTIRE (média 31%). Os agrupamentos e as famílias que foram menos representados, em ordem decrescente, foram as Eudicotiledoneae (10%), Panicoid (2,9%), Chloridoideae (2,8%), Pooideae (1,5%), Bambuseaceae (1,3%) e Arecaceae (0,8%), apresentado padrão de distribuição vertical variável ao longo do perfil (Figura 8).

No perfil de Palotina (P3) observou-se a ocorrência de amostras com número insuficiente de fitólitos identificados¹ ou estéreis. Embora haja uma tendência geral de diminuição dos fitólitos identificados em profundidade, constata-se zonas de maior irregularidade na distribuição desses fitólitos ao longo desse perfil (Figura 7B), chegando a constituir 100% da assembleia contada, como observado nas profundidades de 50-60 cm, 70-90cm, 320-330 cm,

¹ Para essas amostras foram montadas várias lâminas, mas todas apresentaram muito poucos fitólitos identificados (<50 fitólitos), inviabilizando o uso dessas amostras para o estudo de reconstituição. Por isso elas não foram consideradas nas análises estatísticas para fins de reconstituição.

340-350 cm, 400-410 cm e na base do perfil (590-600 cm). Este perfil apresentou menor diversidade de morfotipos, pertencentes as mesmas famílias identificadas no G4. Os fitólitos produzidos por Poaceae e aqueles sem significado taxonômico (Sem Família definida) foram os mais frequentes no perfil e representam 38% e 36% da assembleia identificada, respectivamente (Figura 9). Considerando a riqueza de morfotipos, os BULLIFORME FLABELLATE e ELONGATE ENTIRE foram os mais expressivos, representando em média 35% e 33% da assembleia identificada, respectivamente. As famílias e os agrupamentos que obtiveram menor representatividade foram a Chloridoideae (6,7%), Bambusoideae (5,7%), Panicoideae (5,4%), Eudicotiledoneae (5,3%), Arecaceae (1,6%) e Pooideae (1,1%).

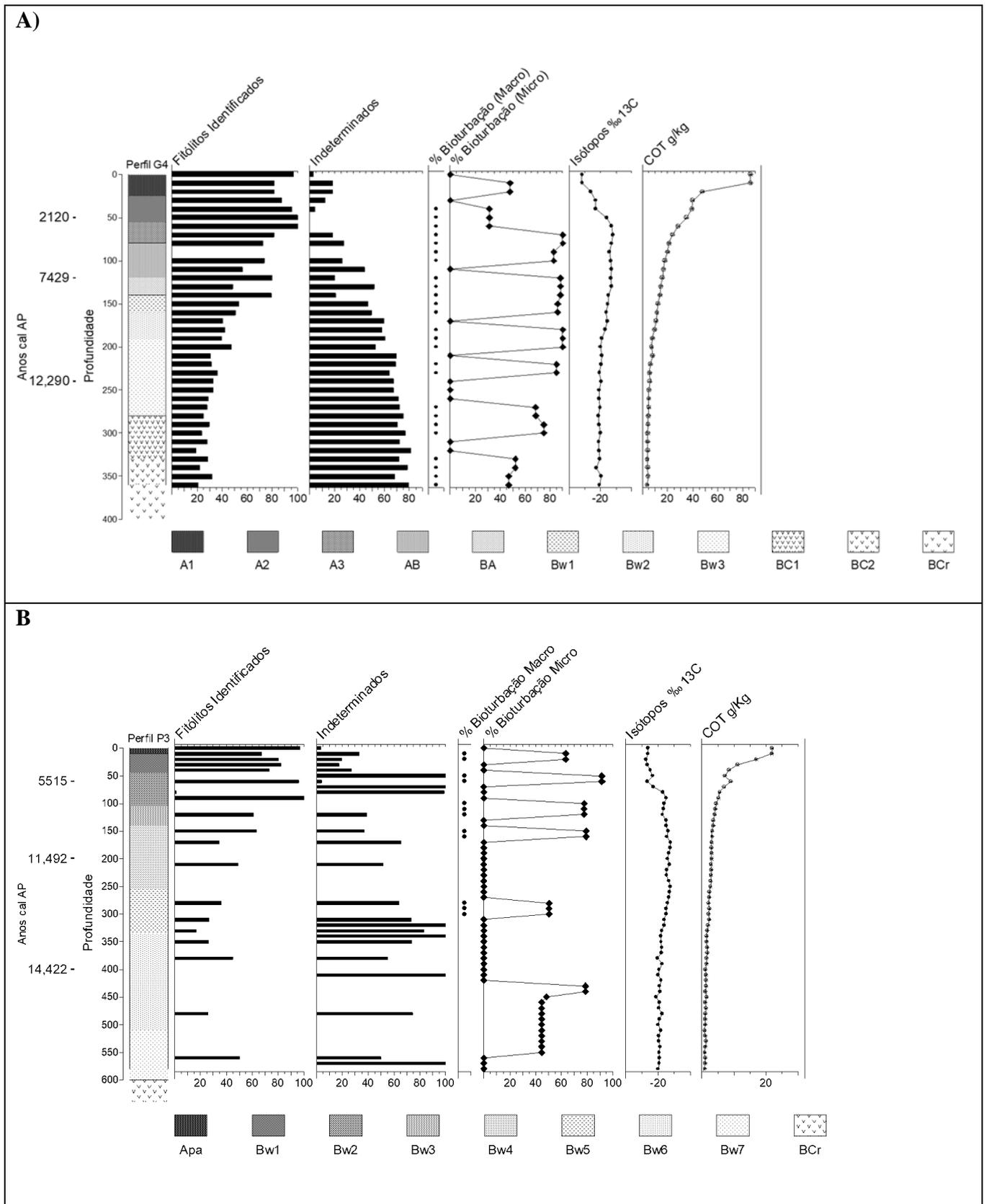


Figura 7. Distribuição vertical de fitolitos indetificados (%) e indeterminados em relação; distribuição da % de bioturbação macro e micro; dados isotópicos ($\delta^{13}C$) e teor de Carbono Orgânico Total nos perfis de Guarapuava (A) e Palotina (B).

A assinatura fitolítica dos perfis refletem a vegetação atual a Floresta Ombrófila Mista com Araucária (G4) e a Floresta Estacional Semidecidual (P3), em conformidade com as condições de clima Subtropical úmido Mesotérmico (Cfb, Köppen), e Subtropical Úmido (Cfa), respectivamente.

A assinatura fitolítica da Floresta Ombrófila Mista, determinada por meio das amostras de serrapilheira e solo superficial (0-5 cm e 5-10 cm) é composta de morfotipos sem significado taxonômico, incluindo eudicotiledoneae (Sem Família definida 44,2%), Poaceae indefinida (31,2%), Eudicotiledoneae lenhosas (13%), Arecaceae (0,9%) e Poaceae (10%) representada pelas subfamílias Panicoideae (7%), Bambuseaceae (2,3%), Pooideae (0,9%) e Chloridoideae (0,5%). Essa vegetação apresenta valor $\delta^{13}\text{C}$ -25,82‰ e reflete uma estrutura composta predominantemente por plantas C_3 (92%). No P3, por ter sido amostrado em área agrícola, a assinatura fitolítica não corresponde exatamente a vegetação natural que ocorre na região. As assembleias das amostras superficiais desse perfil são compostas predominantemente por morfotipos sem significado taxonômico (Sem Família definida 31,2%) e Eudicotiledoneae (23,9%). O restante da assembleia pertence a monocotiledôneas, sendo 22,9 % produzidos por Panicoideae, 13,3% por Poaceae indefinida, Chloridoideae 4,1%, Bambuseaceae 3,2% e Pooideae 1,4%. Vale ressaltar que o P3 não representa a vegetação natural da Floresta Estacional Semidecidual, pois se encontra em uma área antropizada, utilizada atualmente como sistema agrícola com plantação rotacional de soja e milho. Portanto, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (-23,08) e a assembleia de fitólitos na superfície do solo devem representar a mistura de soja/milho.

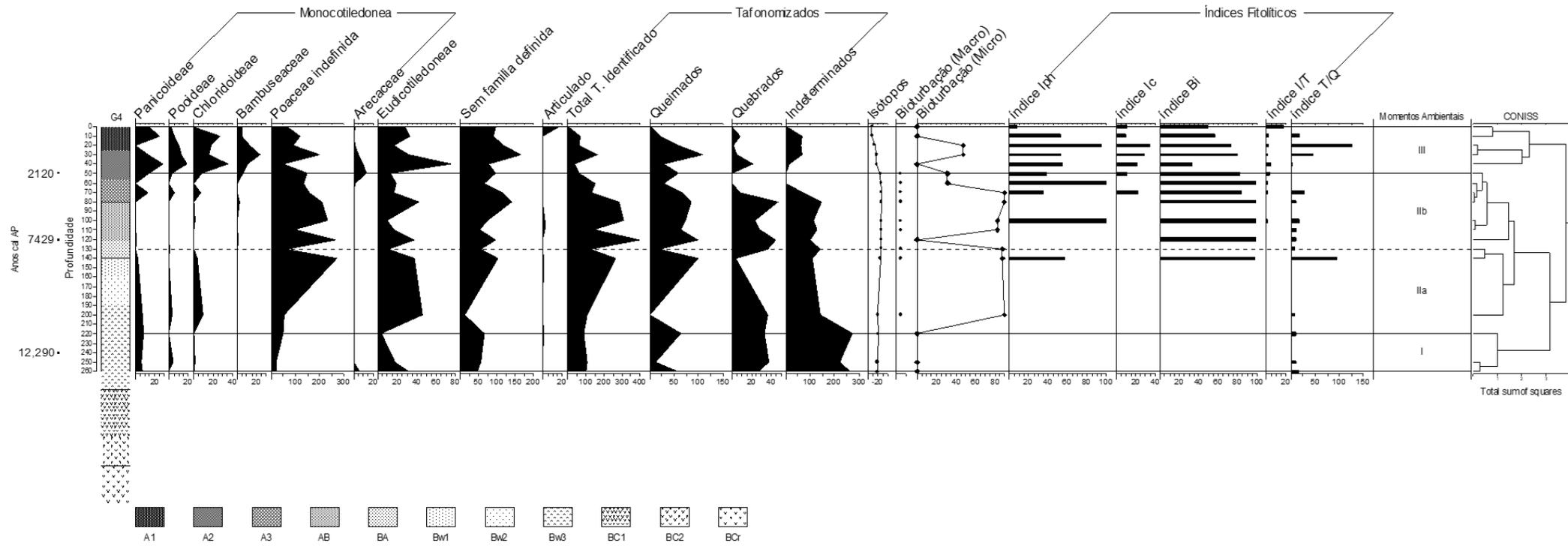


Figura 8. Distribuição vertical da assembleia de fitólitos (%), Isótopos de $\delta^{13}C$ (‰), bioturbação (macro e micro) (%), índices fitolíticos e momentos ambientais do perfil de Guarapuava (G4), PR.

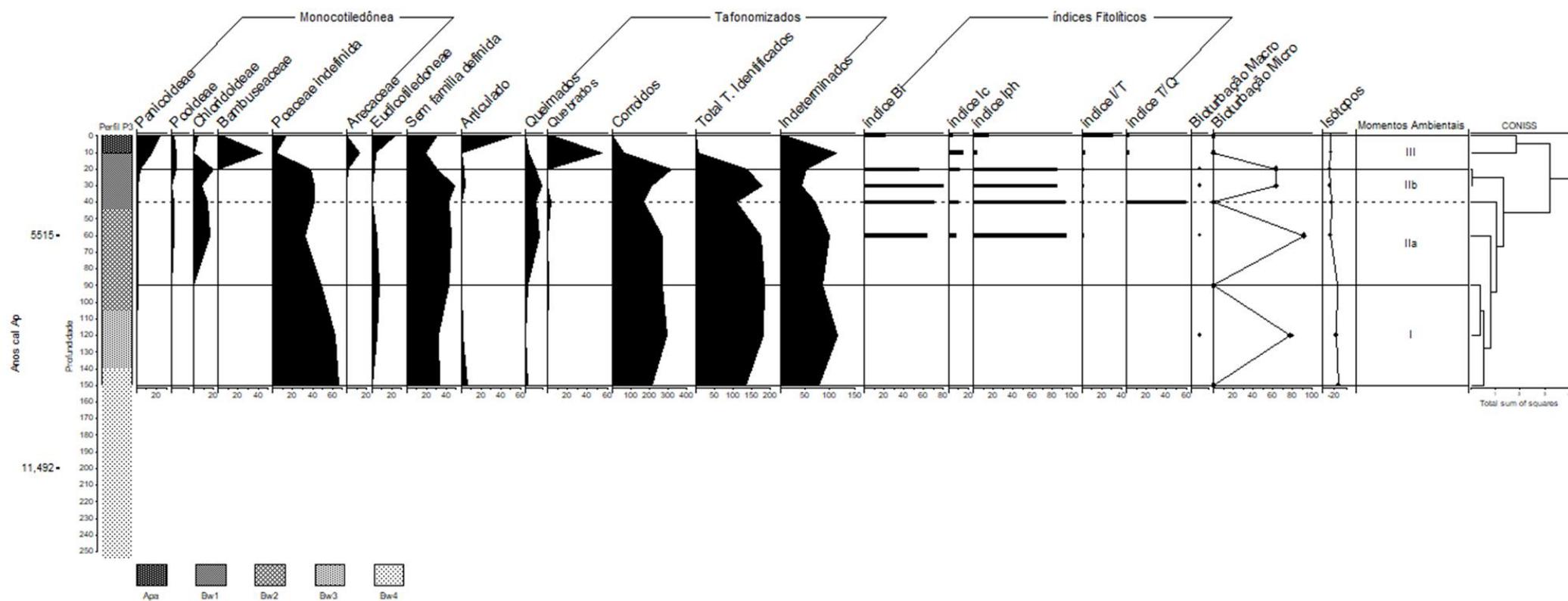


Figura 9. Distribuição vertical da assembleia de fitólitos (%), Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), bioturbação (macro e micro) (%), índices fitolíticos e momentos ambientais do perfil de Palotina (P3), PR.

Os agrupamentos hierárquicos (AH) obtidos da análise do conjunto de dados da assembleia fitolítica identificada nos perfis, a bioturbação permitiu identificar a ocorrência de mudanças ambientais em ambos os perfis durante os últimos 12.000 anos Cal AP. (Figuras 8 e 9). Da base para o topo foram identificados três momentos ambientais em ambas as áreas. Os resultados da análise de componentes principais (ACP) aplicada nos mesmos dados da análise (Figura 10) de AH permitiram interpretar quais as variáveis que mais influenciaram na definição desses momentos e quais as condições ambientais, em termos de umidade e temperatura, que atuaram nesses momentos.

No perfil G4, a PCA-Eixo 1 representa 41,6% da variância total entre as amostras e retrata a variação de umidade, onde o quadrante positivo é definido pelas subfamílias de gramíneas e o quadrante negativo é representado pela Bioturbação. A PCA-Eixo 2 responde por 21,6 % da variância total, e retrata a variação de temperatura, sendo o quadrante positivo marcado por Panicoideae e Arecaceae e o quadrante negativo fitólitos sem significado taxonômico e a Bioturbação. No perfil P3 a PCA-Eixo 1 representa 46,4% da variância total e retrata a variação de temperatura; o quadrante positivo é definido fitólitos sem significado taxonômico e a Bioturbação e o quadrante negativo pelos fitólitos de Bambuseaceae, Panicoideae e Arecaceae, isto é, plantas adaptadas a condições mais quentes. O PCA-Eixo 2 responde por 21,1% da variância total, retratou a variação de umidade, tendo o quadrante positivo é marcado por Chloridoideae, Pooideae e Bioturbação e o quadrante negativo por Poaceae indefinida e Eudicotiledoneae, adaptadas a condições de maior umidade.

O Perfil G4, da base para o topo, apresentou mudanças na estrutura da vegetação refletidas na composição isotópica e da assembleia fitolítica desde o final do Pleistoceno (Figura 8).

O Momento Ambiental I (220-260cm - 12,290 Anos cal AP) marca a transição Pleistoceno/Holoceno, caracterizado por uma vegetação mista ($\delta^{13}C$ -20,2‰), com sutil predomínio de plantas C_3 (51,4%), e uma assembleia composta de morfotipos produzidos por plantas C_3 (17,3%) - Eudicotiledônea (16,1%), gramínea Pooideae (1,2%,) e Arecaceae (1,8%,); e morfotipos sem significado taxonômico (Sem família definida com média de 48,8% e Poaceae indefinida com 25,1%) e de monocotiledôneas C_4 (Panicoideae 6,4%, Chloridoideae 0,6%) (Figura 4). Todos os índices fitolíticos apresentaram valor nulo, à exceção do índice T/Q cujo valor obtido foi 11,3. A bioturbação para essa zona teve uma média de 76,6%.

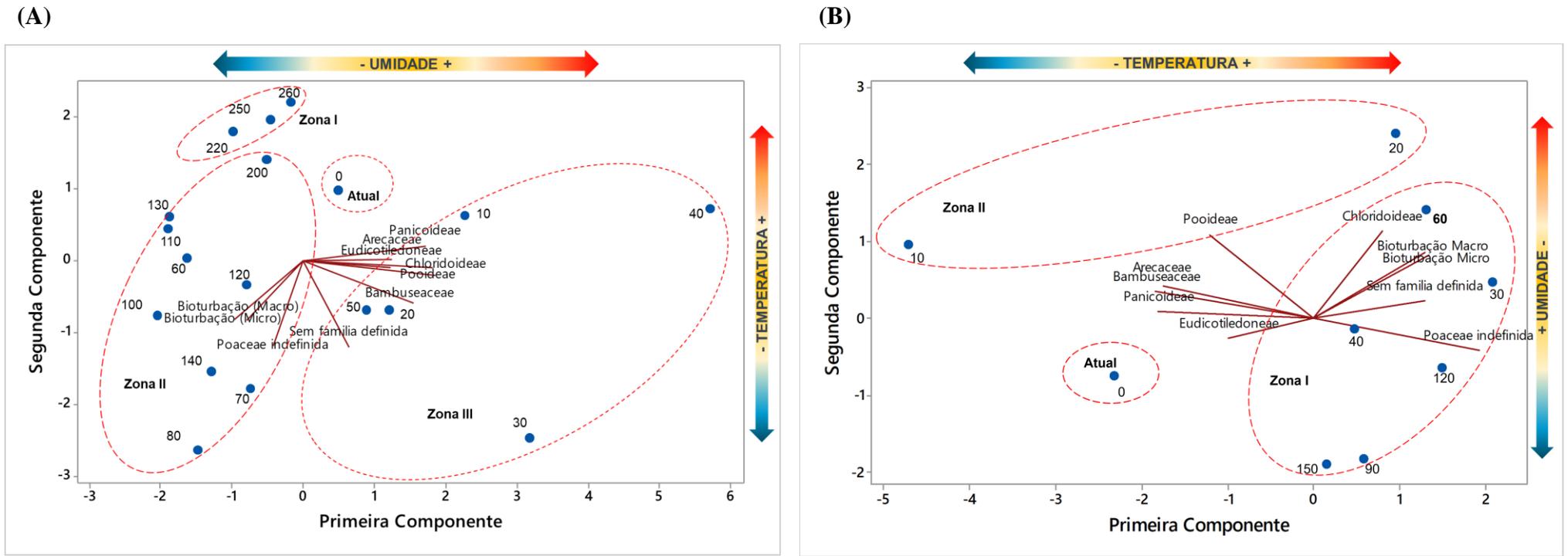


Figura 10. Gráficos de componentes principais. A) Perfil de Guarapuava (G4) e B) Perfil de Palotina (P3).

No Momento Ambiental II, relativo ao Holoceno inferior, é caracterizado pelo enriquecimento isotópico variando de -17,9‰ a -16,4 ‰ entre a base (IIa) e topo (IIb) dessa zona. A assembleia fitolítica apresenta aumento de fitólitos de Poaceae 57,1% (IIa) e 62% (IIb), em comparação ao momento anterior. Esta é zona do perfil que apresenta maior taxa de bioturbação variando, em média, entre 88,7% (IIa) e 62,8% (IIb). Os índices fitolíticos, da base para o topo desse momento, variaram entre 19% e 39,2% no Iph, nulo e 3,8 % no Ic, 32,3% e 80 % Fs, nulo e 0,5 I/T e 36 e 12,3 no T/Q.

O terceiro Momento Ambiental (III), compreendido entre o Holoceno médio e o superior, (2120 Anos cal AP) é caracterizado pelo empobrecimento isotópico (-21,9‰), e assembleia fitolítica apresentando aumento de morfotipos Eudicotiledoneae (10,5%), gramíneas C₃ Pooideae (3%) e Arecaceae (1,8%) em detrimentos daqueles em Sem família definida (33%). Os morfotipos de Poaceae indefinida representam em torno de 36,3% da assembleia identificada, as Chloridoideae 6,8%, Panicoideae 5,2% e Bambuseaceae 3,4%, os índices fitolíticos obtidos foram 58,8% Iph, 21,2% Ic, 65% Fs, 2,4 I/T e 38,2 T/Q. A média de bioturbação para essa zona foi de 25,3%. Os fitólitos tafonomizados indeterminados representam nesta zona 9,4% de toda assembleia e a soma de todos os morfotipos (identificados e não identificados) que apresentaram sinais tafonômicos totalizaram uma média de 26,9%.

No Perfil de Palotina (P3) na transição entre o Pleistoceno/Holoceno (~14.000 e 11.000 anos Cal AP) o ambiente, de acordo os dados isotópicos das amostras entre 150 e 600 cm, foi favorável ao desenvolvimento de uma vegetação mais aberta que atual, com valores em torno de -20‰ (Figura 7B). O ataque tafonômico à assembleia de fitólitos dessa parte do perfil impossibilitou a identificação taxonômica dos morfotipos. Do topo até 150 cm de profundidade foi possível obter uma assembleia fitolítica classificada e identificar três momentos ambientais (Figura 9).

O primeiro momento, corresponde ao Holoceno Inferior é caracterizado por valor $\delta^{13}\text{C}$ de -17,7‰, mais enriquecido em relação as amostras subjacentes, e assembleia de fitólitos constituída majoritariamente por morfotipos sem significado taxonômico (Sem Família definida) (32,6%), Poaceae indefinida com 31,2% e Eudicotiledoneae 2,7%. Os índices fitolíticos para esta zona foram todos nulos. A quantificação das feições de bioturbação para esta zona foi de 38,8%, a segunda maior do perfil.

No Holoceno médio (5515 Anos cal AP), o segundo Momento Ambiental (II) é caracterizado por uma assembleia composta principalmente por morfotipos da categoria Sem Família definida variando do base para topo desse momento, entre 44,1% e 45,5% e Poaceae

indefinida (40,2% e 41,7%), Eudicotiledoneae 5,6% e Poaceae, sendo Chloridoideae 8,1% e 10,7%, Panicoideae 1,2% e Pooideae 0,75%. O sinal isotópico aponta um sutil empobrecimento isotópico (-22,8‰ e 20,3‰) e os índices fitolíticos entre 47% e 88% de I_{ph}, 3,9% e 4,7% I_c, 31,6% e 75% F_s, 0,5 e 1 I/T, e entre nulo e 29,9 de T/Q. A parte base desse momento (IIa) apresenta os maiores valores para o índice de bioturbação, em média 45,7%.

O Momento Ambiental III, relativo ao Holoceno superior até os dias atuais é caracterizado por valor isotópico mais empobrecido em relação ao momento II (-23,4%) principalmente pelo agrupamento de Sem Família definida (25,1%) e Bambuseaceae (21,9%), seguidos de Poaceae indefinida (20,7%), Chloridoideae (10%), Panicoideae (9,3%), Arecaceae (6,6%), Eudicotiledoneae (3,5%) e Pooideae (2,7%). Os valores obtidos para os índices fitolíticos são 43,5% I_{ph}, 12,5% I_c, 27,6% F_s, 1,5 I/T e 1,1 T/Q. O valor médio da quantificação de bioturbação para essa zona é de 31,6%.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1. Efeito do método de eliminação de argila na assembleia de fitólitos

A maior proporção de formas tafonomizadas (corroídas e quebradas) observadas nas amostras submetidas ao Teste 1 é justificada pelo uso do dispersante alcalino que interfere diretamente na estabilidade da estrutura da opala (Bartoli; Wilding, 1980; Wilding et al., 1977). Os fitólitos, apesar de serem constituídos por sílica e serem bem resistente no ambiente edáfico, com o uso da solução de hidróxido de sódio que chega a pH próximo de 11, sua preservação pode ser prejudicada pois, as taxas de dissolução para fitólitos são mínimas em pH 2-3, aumentando consideravelmente em valores de pH mais altos, especialmente em $> 8,5$ (Ehrlich et al., 2010).

Além do pH, existem outros fatores importantes que afetam a dissolução dos fitólitos como grau de silicificação, forma do fitólito e o tamanho do mesmo, refletindo em fitólitos mais robustos e em formas mais frágeis (Strömberg et al., 2018). No estudo pode-se observar alguns morfotipos como POLYGONAL SCROBILATE, identificados apenas nas amostras do Teste 2, que apesar de terem tamanho maiores (50-100 μm) e pouca superfície específica, possuem uma textura de sílica porosa, o que as tornam menos resistentes quando comparadas a fitólitos que possuem uma estrutura de sílica mais densa, como as células curtas (BILOBATE, CROSS, RONDEL e SADDLE) de gramíneas e os BULLIFORMS. Esses resultados também explicam a menor proporção dos fitólitos finamente silicificados em assembleias de solos em comparação com coleções de referências que utilizam material vegetal vivo. (Bartoli; Wilding, 1980; Cabanes et al., 2011).

À medida que diminui o diâmetro das partículas, a área superficial e propriedades relacionadas aumentam significativamente, isso pode explicar a diminuição de células curtas recuperadas no Teste 1, pois as células de gramíneas apesar de, em sua maioria serem bem silicificadas, são menores em tamanho oferecendo maior área de superfície para ataques químicos e físicos (Madella; Lancelotti, 2012). Devido a maior dissolução dos morfotipos de maior área de superfície específica para o Teste 1, houve uma superestimativa das células de Bulliforms (menor área de superfície específica) nas assembleias das amostras tratadas por esse método. Essa super-representação deste morfotipo também é evidenciada em outros trabalhos como o de Calegari et al. (2013a), que também trabalhou com amostras de solos tropicais argilosos e Cabanes et al. (2011) e Zhou et al. (2022), revelando o alto grau de preservação desta forma em condições de pH mais extremas.

Outro fator observado é que os fitólitos com coloração escura, que podem indicar que essas formas passaram por períodos de ocorrência de incêndios/queimadas (Parr, 2006), foram recuperados apenas no teste 2 (sem a utilização da solução alcalina). Isto indica que possivelmente as formas de fitólitos queimados são menos estáveis sob condições alcalinas (teste 1) do que os fitólitos não queimados, corroborando os resultados encontrados por Cabanes et al. (2011) que indicaram instabilidade dos fitólitos queimados quando comparados aos não queimados. O que poderia explicar maior solubilidade das formas queimadas, seria que com aquecimento da sílica biogênica, os grupos de hidroxilas e as ligações com água que dão maior estabilidade as formas não queimadas (Cabanes et al., 2011), são removidos (Jones; Segnit, 1969).

5.2. Evolução das condições ambientais e sua resposta na vegetação e na assembleia de fitólitos nos solos

A partir da assinatura dos fitólitos, dados isotópicos e datação ^{14}C foi possível traçar uma linha histórica para inferir o ambiente de formação dos perfis de Latossolo estudados.

Em ambos os perfis a análise dos resultados sugere mudanças de estrutura de vegetação na transição do Pleistoceno tardio/Holoceno e do Holoceno tardio/Holoceno médio. É importante salientar que o perfil de P3 está sob sistema agrícola, para evitar ruídos das práticas agrícolas, foram utilizadas amostras da serrapilheira coletadas sob vegetação nativa Floresta Estacional Semidecidual, próxima ao local do P3.

As áreas dos perfis estudados, embora estejam em contextos climáticos e geomorfológicos bem distintos, apresentam uma história ambiental marcada por condições paleoclimáticas comuns, que favoreceram a formação de Latossolos profundos e bem desenvolvidos. No Pleistoceno tardio (~14.000 – 12.000 anos cal AP) os dados isotópicos indicam uma vegetação mista com sutil predomínio de plantas C_3 (Campo sujo), associada a uma condição mais seca que atual na área de ambos os perfis. Behling (2002) relatou a predominância de campos com rara ocorrência de Araucárias (nos fundos de vales) ~ 14.000 cal anos AP na região sul do Brasil, caracterizando um período seco e frio. Tal condição foi corroborada por outros estudos na região sul (Calegari et al., 2017a; Calegari, 2008; Stevaux, 1993).

O Momento ambiental I, caracterizado por uma vegetação mista (plantas C_3 e C_4) com maior contribuição de plantas C_3 , assinala condição de umidade suficiente para o desenvolvimento de uma vegetação florestada, semelhante ao período anterior no perfil G4.

No Perfil P3, as condições climáticas parecem ter se tornado ainda mais secas, proporcionando uma abertura na vegetação que passa a apresentar maior contribuição de plantas C₄, adaptada a condições climáticas mais secas e quentes (gramíneas Panicooideae e Eudicotiledoneae) em comparação a área do perfil G4.

A ausência de morfotipos diagnósticos no momento ambiental I do perfil P3 (devido a tafonomização) prejudica inferências ambientais a partir dos fitólitos para esse período, pois os grupos estabelecidos na contagem podem apresentar problemas como super-representação, redundância, multiplicidade e efeito da bioturbação, que são significativos nesta zona. Apesar do viés apresentado com relação a assembleia fitolítica, os dados isotópicos do mesmo perfil, utilizado como marcador ambiental para reconstrução paleoambiental por Chiapini (2021), constata-se similaridade com as condições ambientais estabelecidas a partir da assinatura fitolítica.

Pesquisas com fitólito, pólen e isótopos para o sul e sudeste do Brasil obtiveram similaridade com os dados encontrados para os períodos entre o início/médio do Holoceno dando indicativos de ambientes mais quente e secos que o atual (Behling, 2002; Pessenda et al., 1998; Rodrigues, 2019; Calegari, et al., 2017; Calegari, 2008; Stevaux, 1993). Os dados de bioturbação se correlacionam os dados do índice de mistura (I/T) e indicam mistura de material mais pronunciada no perfil P3.

Trabalho como o de Bertoldo et al. (2014) que utilizaram pólen como marcador ambiental para a região sudoeste do Paraná obteve resultados condizentes para a área do Perfil G4, mostrando que a partir da existência de palinomorfos típicos de formações florestais mais especificamente *Araucaria angustifolia*, característica da Floresta Ombrófila Mista, reafirma tais condições ambientais para o Momento I, visto que a espécie em questão possui exigências ambientais para seu estabelecimento, não suportando períodos prolongados de seca (Joly, 1998; Behling, 1998).

No Holoceno inferior, período do Momento Ambiental II, dá indícios de vegetação mista mais aberta, com maior contribuição de C₄ indicando um avanço de gramíneas na área do perfil G4, que influi em um ambiente mais quente e seco que o anterior, indo ao encontro dos resultados de Chiapini (2021), sendo esta zona homóloga ao período II apresentado em seu trabalho (Tabela 2) que condiz com um enriquecimento isotópico. O índice I_{ph} corrobora com os valores encontrados por Calegari (2008), em Latossolos com horizonte A húmico da mesma região para a mesma profundidade, sustentando transição de um ambiente úmido e frio para um mais quente e seco que o anterior.

Seguindo para o Holoceno médio – 7429 Aos cal AP a vegetação se torna mais aberta na área do perfil G4. Esses resultados associados aos índices de Ic e o valor isotópico são indicativos de um período mais quente e seco que os anteriores e que sofreu maior estresse hídrico devido ao alto valor de Fs. Momento Ambiental correspondente período III de (Chiapini, 2021), reforçando os dados isotópicos. As mesmas condições ambientais em escala regional para esse período foram encontradas por outros autores (Behling, 2002, 1998, 1997; Bertoldo et al., 2014; Calegari, 2008; Chiapini, 2021), confirmando uma vegetação mais aberta com indicativos de períodos mais seco e quente.

No perfil P3, no Holoceno médio (~ 5515 Anos cal AP) o Momento II caracteriza um período de vegetação mista, mais aberta com maior contribuição de C₄. Os dados isotópicos confirmam um período mais quente e seco (Chiapini, 2021) caracterizado pelo aumento do morfotipo SADDLE, produzido predominantemente por gramíneas xerófitas (Chloridoideae) juntamente com os índices Iph que indicam condições quente e vegetação mais aberta dominada por gramíneas C₄, e o Fs que apontou períodos com elevado estresse hídrico. Dessa forma, como mencionado para o perfil de Guarapuava, o Holoceno médio foi marcado por uma vegetação mais aberta, realçando que esse período foi um momento mais quente e seco ao longo do perfil, com isso os dados apresentados possuem congruência com outros estudos em escala local e regional (Behling, 2002; Calegari, 2008; Chiapini, 2021; Pessenda Et Al., 1998).

Do Holoceno tardio (2120 Anos cal AP) até os dias atuais observamos uma evolução para vegetação atual em ambas as áreas. A vegetação passa ser composta por mais plantas C₃, indicando aumento da cobertura arbórea, caracterizando um aumento progressivo da umidade. Os índices Iph e Ic da área do Perfil G4 são condizendo com as médias encontradas por Calegari (2008) para um Latossolo com horizonte húmico da mesma região indicando, através do Ic, um ambiente mais frio. Os dados isotópicos confirmam um ambiente mais úmido. Outros trabalhos que utilizaram outros proxies (pólen, isótopos e fitólitos) como marcadores ambientais para a mesma região corroboram com esses resultados inferindo a expansão de uma vegetação florestal mais fechada que evoluiu para a atual Floresta Ombrófila Mista que recobria toda a região Centro-Sul e Sul do Paraná (Behling, 2002; Bertoldo et al., 2014; Calegari, 2008; Calegari et al., 2017).

Na área do P3, mesma tendência de aumento de umidade foi observada desde o Holoceno tardio até os dias atuais (Momento Ambiental III) favorecendo a evolução da vegetação para a atual Floresta Estacional Semidecidual, adaptada a condições mais úmidas e mais amenas que o período anterior, porém não tão fria quanto a da área do perfil G4. Os

índices I_{ph} (43,5%) e I_c (12,5%) confirmam essa transição, pois tiveram seus valores diminuídos (I_{ph}) e aumentados (I_c) quando comparados a zona anterior. Os dados isotópicos indicam empobrecimento isotópico corroborando com a assinatura fitolítica e indicando maior aporte de planta C₃. Essas condições de ascensão de cobertura arbórea, conseqüentemente maior umidade, vem sendo relatada pelos trabalhos desde ~4000-3000 anos cal AP no Paraná, no final do Holoceno Médio (Behling, 2002; et al., 2014; Calegari, 2008; Chiapini, 2021). Estudos realizados na bacia do Rio Paraná, em áreas próximas a perfil P3, assinalam mesma tendência de aumento de umidade (Stevaux, 1994, 2010; Guerreiro, 2011; Rasbold et al., 2020).

5.3. Efeito da bioturbação e estado de preservação da assembleia de fitólitos

Com base nas biofeições associadas a fauna do solo encontradas em microescala, considerando a distribuição, profundidade e heterogeneidade, Chiapini (2021) constatou que a bioturbação nesses perfis tem sido realizada por vários grupos da fauna. Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos ocorreram nos horizontes superiores até a frente de intemperismo nos dois perfis estudados. Para o perfil de Guarapuava foi possível detectar biofeições relacionadas a ácaros, colêmbolos, enquitreídeos, minhocas, formigas e cupins, no entanto conforme as características específicas foi possível detectar maior frequência de feições associadas a atividade de ácaros, enquitreídeos e minhocas. No perfil de Palotina (P3) as biocaracterísticas de cupins ocorreram com maior frequência quando comparado ao G4 e com menor expressividade foram observadas feições relacionadas a formigas e minhocas.

A relação entre a distribuição vertical da bioturbação (macro e micro) e a composição das assembleias de fitólitos indica diferente graus de mistura da assembleia. No perfil de Guarapuava G4 a distribuição dos fitólitos ao longo do perfil se configura como normal, isto é, maior concentração e diversidade de fitólitos na parte superficial do perfil diminuindo com a profundidade (Hart; Humphreys, 2003). Estes autores assumem que esse padrão reflete a adição de fitólitos a uma superfície relativamente estável, o que é próprio dos Latossolos (Driessen et al., 2001; Anjos et al., 2012). A maior frequência de morfotipos tafonomizados em profundidade corrobora a lógica de aumento da idade média dos fitólitos nos perfis (Alexandre, et al., 1999), isto é, maior tempo de permanência no perfil.

As amostras relacionadas as profundidades 110cm e 130cm no perfil G4 apresentaram menor quantidade de fitólitos classificados (< 200 fitólitos por lâmina), e

coincide com as zonas de maior índice de bioturbação (Chiapini, 2021) em estudos realizados no mesmo perfil. O índice de mistura I/T, cujos valores foram muito baixo ou nulos nessas profundidades atesta haver pouca ou nula mistura de material mais superficial (mais bem preservado) com os mais profundos (tafonomizados) (Figura 11).

Para o perfil P3 a distribuição dos fitólitos ao longo do perfil se apresenta mais irregular em comparação ao Perfil G4. De modo geral, observa-se tendência de redução de quantidade e diversidade de fitólitos classificados em profundidade e aumento dos tafonomizados em profundidade, (Hart; Humphreys, 2003; Alexandre et al., 1997b). Neste perfil, várias amostras não apresentaram fitólitos, apenas fragmentos de sílica biogênicas <5µm, não sendo considerados fitólito para este tipo de estudo (Epstein, 2001). Os valores dos índices de mistura I/T apresenta diminuição em profundidade, até atingir valores nulos, indicando predomínio de tafonomizados em profundidade, mais antigos (Pleistoceno/Holoceno).

Dentre as famílias e os agrupamentos que tiveram maior representatividade, o Poaceae indefinida e Sem família definida tiveram destaque ao longo de ambos os perfis (Figura 8 e 9). A super-representação associada a Poaceae indefinida pode ser explicada, pelo padrão de produção entre as plantas e do potencial de preservação diferencial para diferentes morfotipos, isso explica as médias encontradas para o agrupamento das gramíneas que são reconhecidas como maiores acumuladoras de sílica, conseqüentemente maior produção de fitólitos (Bozarth, 1993; Strömberg, 2004). Vale ressaltar que o morfotipo que influenciou para a elevada expressão foi o mesmo que apresentou maior riqueza ao longo do perfil, o BULLIFORM FLABELLATE. Essa forma quando comparada as outras formas de fitólitos apresentam maior robustez e maior tamanho (menor área de superfície específica), apresenta alto grau de preservação mesmo para aqueles de elevado tempo de permanência no solo. Esse modelo de abundância e super-representação dos BULLIFORMES também foi indicado em outros trabalhos como Cabanes et al., (2011) e Zhou et al., (2022). Outra condição que pode levar a alta produção deste morfotipo, são condições ambientais, onde quanto mais plantas transpiram e/ou sofrem estresse hídrico, mais células buliformes são silicificadas (Bremond et al., 2005). Observa-se que em ambos os perfis as amostras que apresentam alta frequência de BULLIFORM estão associadas a momentos ambientais mais secos (Holoceno Inferior e início do Holoceno Médio).

A expressividade do agrupamento Sem família definida é explicada devido as formas que se enquadram nesse grupo não serem diagnósticas, ou seja, todas as famílias e subfamílias de plantas podem produzir esses morfotipos, caracterizando redundância como descrito por

Rovner (1971). O morfotipo que obteve as maiores médias dentro desse agrupamento foi o ELONGATE ENTIRE, considerando que essa forma possa ser produzida tanto por monocotiledôneas quanto por dicotiledôneas, é natural que em ambientes de florestas tropicais que possui alta diversidade de plantas os ELONGATE ENTIRE sejam super-representados como indicado por Runge (1999).

A relação dos processos de bioturbação e dos momentos ambientais podem ser explicadas por sistemas ecológicos de sucessão, pois a diversidade, abundância, densidade e níveis de atividade das populações dos engenheiros do ecossistema estão diretamente relacionadas a comunidade de vegetação estabelecida (Fragoso; Lavelle, 1992). Processos sucessionais na dinâmica da vegetação, como observados nos momentos ambientais definidos neste trabalho a partir da assembleia fitolítica, podem resultar em mudanças significativas de qualidade e quantidade da matéria orgânica do solo, implicando na palatabilidade para os organismos, velocidade de decomposição e com isso influenciando diretamente na sua distribuição e abundância (Lavelle et al., 1997).

Por meio das análises micromorfológicas é possível descrever biofeições específicas para um determinado agente bioturbador, Chiapini (2021) demonstrou que houve maior diversidade de biofeições para o perfil G4, com alta frequência de bioporos relacionados a raízes e excrementos de ácaros, enquitreídeos, minhocas e com menor frequência de formigas e cupins. Já para o perfil P3, foi observado maior frequência de biofeições mais típicas dos cupins, onde também houve traços associados a atividade de formigas, minhocas e raízes. Além disso, as maiores médias de bioturbação do perfil G4, estão relacionadas a períodos úmidos e quentes com uma fitofisionomia característica de ambientes mais florestados, favorecem maior desenvolvimento do sistema radicular e conseqüentemente da macrofauna do solo (Lavelle; Spain, 2003; Miklós, 2012). O tipo de vegetação estabelecido em uma floresta, irão produzir diferentes tipos de substratos decomponíveis que afeta diretamente a qualidade da matéria orgânica do solo, com isso será necessária uma abundância pequena de cada grupo representado dos organismos com uma alta diversidade, para atuar no processo de decomposição e mineralização da MOS, esse fato também explica maior diversidade da fauna para o perfil de Guarapuava (G4) (Lavelle et al., 1997).

Considerando o perfil P3 que apresentou valores médio de bioturbação maiores que o G4 (Chiapini, 2021) e maior representatividade do retrabalhamento da fauna do solo quando o ambiente era mais seco e quente com maior contribuição de gramíneas, sendo atualmente um ambiente que está sobre pressão antrópica, uma das causas que poderia explicar essa divergência em relação ao G4, está relacionado ao gradiente de temperatura com uma

diferença de 8°C entre os dois perfis para as médias anuais atuais. No entanto, ao se referir a momentos ambientais pretéritos pode-se inferir que ambiente mais secos e quentes com maior aporte de C₄, por serem mais restritos, perdem biodiversidade e aumentam abundância de grupos tolerantes dos organismos por falta de competição inter ou intra-específica que em muitos casos resultam a condições de pragas aumentando assim os níveis de bioturbação (Lavelle et al., 1997).

A partir dos resultados encontrados sobre o estado de preservação da assembleia fitolítica e da evolução num *continuum* de tempo do tipo de vegetação estabelecida pela reconstituição paleoambiental, foi possível estabelecer certas correlações com os dados de bioturbação e fitólitos para os perfis (G4) e (P3).

Tendo em vista, o padrão de distribuição dos morfotipos tafonomizados (quebrados, corroídos e queimados), quando correlacionados aos dados de quantificação da bioturbação, expõem que as médias apresentadas para as zonas que possuíram maior índice de bioturbação coincidiram com as zonas de maiores contagens dos morfotipos tafonomizados, indicando que a fauna do solo possa estar intimamente ligada aos processos que induzem a alterações dos morfotipos (Figuras 11).

Considerando os momentos ambientais definidos para o G4, foi observado que a atividade da fauna do solo teve picos de atuação em períodos úmidos e quentes (momento ambiental I e IIa), vale ressaltar que a maior média encontrada para esse perfil foi indicada por uma zona de transição onde é observada uma ocorrência maior de contribuições de plantas do tipo C₄ quando comparado à zona anterior, mais especificamente para Chloridoideae, que representam as gramíneas xerófitas, que são abundantes em áreas relativamente quentes e secas com baixa umidade disponível no solo (Twiss, 1992b). Chiapini (2021) indicou em seu trabalho de reconstituição para o G4 através de isótopos $\delta^{13}\text{C}$, maiores valores de bioturbação, em momentos que tiveram maior aporte de plantas C₃ indicando momentos mais úmido, confirmando os dados encontrados a partir da análise fitolítica.

Entretanto em P3, houve maior influência da fauna no final do período que registra maior contribuição de plantas do tipo C₄ (Momento Ambiental II) e no período de início de aumento de umidade (Momento ambiental III), apontando maior intensidade da bioturbação quando as condições ambientais eram mais quentes e secas. Essa tendencia está de acordo com as intepretações de Chiapini (2021), reforçando assim os resultados encontrados a partir da assinatura fitolítica. Rodrigues (2019) com uso de fitólitos e isótopos $\delta^{13}\text{C}$ como marcadores ambientais para estudos na Depressão Periférica Paulista em área de Floresta

Estacional Semidecidual, obteve resultados indicando que houve maior expressão da bioturbação, nos períodos quentes, porém, com boas condições de umidade.

Portanto, mudanças ambientais nos ecossistemas terrestres que implicam em efeitos nas vegetações estabelecidas irão influenciar diretamente na biodiversidade e abundância da fauna. Contudo, apesar dos vieses apresentados sobre o efeito da fauna e as implicações na assembleia, constata-se para esse trabalho que os fitólitos se apresentam como bons marcadores ambientais.

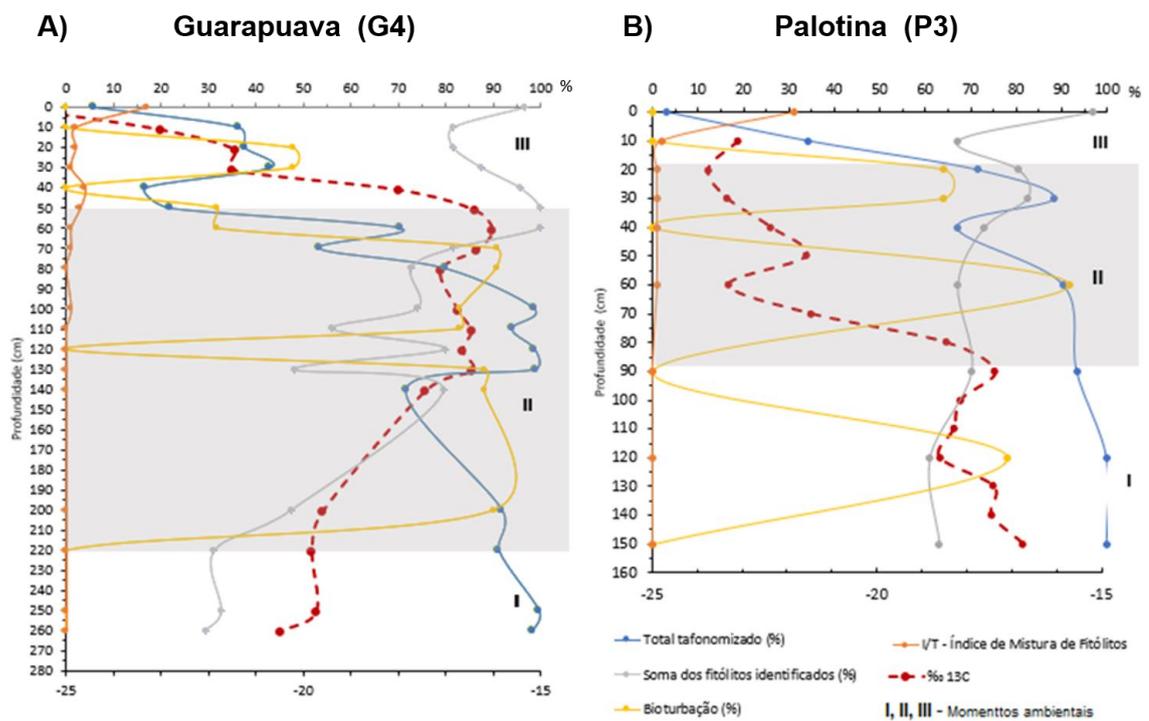


Figura 11. Distribuição vertical da soma dos fitólitos identificados e o total de tafonomizados e valor $\delta^{13}\text{C}$ em relação a disposição da bioturbação e os momentos ambientais com destaque (em cinza) para a zona que apresentou maior influência da bioturbação nos perfis.

6. CONCLUSÕES

O Teste 1, com dispersão mecânica e uso de dispersante alcalino, foi mais agressivo e menos eficiente para recuperação dos morfotipos de fitólitos, pois a utilização desta metodologia promoveu uma super-representação de morfotipos de menor superfície específica e sub-representação de células curtas e fitólitos tafonomizados, em especial aqueles com sinais de queimadas/incêndios. O Teste 1 interferiu negativamente na recuperação da assembleia dos fitólitos, sendo capaz de influenciar na interpretação da composição e estrutura da vegetação. O Teste 2, sem agitação mecânica e dispersante apresentou maior recuperação em quantidade e diversidade de morfotipos.

O padrão de distribuição dos morfotipos tafonomizados (quebrados, corroídos e queimados) estão correlacionados com a atividade da fauna, onde as profundidades com maiores médias encontradas para os morfotipos tafonomizados foram as mesmas com maior nível de bioturbação, indicando que a fauna com seu comportamento de forrageamento, construção de ninhos, entre outros, ao selecionar partículas possa estar afetando diretamente as formas preservadas dos fitólitos.

O grau de preservação da assembleia de fitólitos foi maior no perfil de Guarapuava (G4), pois a distribuição das formas ao longo do perfil teve mais consistência, quando comparado ao perfil de Palotina (P3) que apresentou diversas camadas estéreis e diminuição na contagem a partir de 150cm. Esse fato está diretamente relacionado ao tempo de permanência dos fitólitos no perfil e divergências nas condições climáticas entre os dois perfis, perfil (G4) condição de maior altitude (mais frio), maior preservação da matéria orgânica conseqüentemente das formas de fitólitos. O perfil (P3) está sob clima mais quente, o que aumenta a velocidade de mineralização da MOS. Por sua vez, está mineralização se correlaciona positivamente com a bioturbação, o que proporciona maior intemperismo das formas de Opala vegetal, sobretudo abaixo de 150 cm.

Os fitólitos se mostraram como bons marcadores ambientais em Latossolos. A bioturbação, apesar de muito intensa, não ocasiona alteração significativas nas assembleias fitolíticas dos primeiros metros de solo, validando a reconstituição do ambiente nestes solos. A análise de fitólitos mostrou (i) aumento linear dos fitólitos com sinais de tafonomização em profundidade (ii) similaridade na interpretação dos dados das assembleias de fitólitos e isótopos estáveis de carbono e (iii) correlações dos dados encontrados de fitólitos com outros trabalhos que utilizem diferentes proxies para reconstituição paleoambiental no mesmo local da pesquisa ou em áreas próximas.

REFERÊNCIAS

- Alexandre, A., Meunier, J.D., Colin, F., Koud, J.M., 1997a. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 677–682. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00001-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00001-X)
- Alexandre, A., Meunier, J.D., Lézine, A.M., Vincens, A., Schwartz, D., 1997b. Phytoliths: Indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 136, 213–229. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00089-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00089-8)
- Alexandre, A., Meunier, J.D., Mariotti, A., Soubies, F., 1999. Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, south-central Brazil. *Quat. Res.* 51, 187–194. <https://doi.org/10.1006/qres.1998.2027>
- Anjos, L.H.C., Jacomine, P.K.T., Santos, H.G., Oliveira, V.A., Oliveira, J.B., 2012. Sistema Brasileiro de Classificação de solos, in: Ker, J. C., Curi N., Schaefer, C. E. G. R., Vidal-Torrado, P. (Ed.), *Pedologia: Fundamentos*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, pp. 303–343.
- Argant, J., 1990. Climat et environnement au Quaternaire dans le bassin du Rhône d’après les données palynologiques. *Doc. des Lab. Géologie Lyon* ; 111 199.
- Arioli, E.E., Licht, O.A.B., 2014. Grupo Serra Geral no Estado do Paraná.
- Arioli, E.E., Licht, O.A.B., 2013. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná - Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia.
- Bachelier, G., 1978. La faune des sols. Son écologie et son action. ORSTOM, Paris.
- Bartoli, F., Souchier, B., 1978. Cycle et rôle du silicium d’origine végétale dans les écosystèmes forestiers tempérés. *Ann. des Sci. For.* 35, 187–202. <https://doi.org/10.1051/forest/19780302>
- Bartoli, F., Wilding, L.P., 1980. Dissolution of Biogenic Opal as a Function of its Physical and Chemical Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 873–878. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400040043x>
- Behling, H., 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 177, 19–27. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00349-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00349-2)
- Behling, H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 99, 143–156. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00044-4)

- Behling, H., 1997. Late quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Parana State (South Brazil). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 97, 109–121. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(96\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(96)00065-6)
- Bertoldo, E., Paisani, J.C., Oliveira, P.E. d., 2014. Registro de Floresta Ombrófila Mista nas regiões sudoeste e sul do Estado do Paraná, Brasil, durante o Pleistoceno/Holoceno. *Hoehnea* 41, 1–8. <https://doi.org/10.1590/s2236-89062014000100001>
- Bozarth, S.R., 1993. Biosilicate assemblages of boreal forests and aspen parklands, in: Piperno, D.M.P.& D.R. (Ed.), *Current Research in Phytolith Analysis: Applications in Archaeology and Paleoecology*. pp. 95–105.
- Breemen, N. V., Buurman, P., 2002. *Soil Formation*, 2nd ed. Kluwer Academic Publishers, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow.
- Bremond, L., Alexandre, A., Peyron, O., Guiot, J., 2005. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *J. Biogeogr.* 32, 311–327. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2699.2004.01162.X>
- Bremond, L., Alexandre, A., Wooller, M.J., Hély, C., Williamson, D., Schäfer, P.A., Majule, A., Guiot, J., 2008. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Glob. Planet. Change* 61, 209–224. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2007.08.016>
- Brown, G.G., Niva, C.C., Zagatto, M.R.G., Ferreira, S. de A., Nadolny, H.S., Xarão, G.B., Cardoso, Santos, A., Martinez, G. de A., Pasini, A., Marie, Bartz, L.C., Sautter, K.D., Thomazini, M.J., Baretta, D., Silva, E. da, Antonioli, Z.I., Decaëns, T., Lavelle, P.M., Sousa, J.P., Carvalho, F., 2015. Biodiversidade da fauna do solo e sua contribuição para os serviços ambientais, in: Parron, L.M., Garcia, J.R., Oliveira, E.B. de, Brown, G.G., Prado, R.B. (Eds.), *Serviços Ambientais Em Sistemas Agrícolas e Florestais Do Bioma Mata Atlântica*. EMBRAPA, Brasilia. DF, pp. 122–154.
- Buol, S.W., Eswaran, H., 1999. Oxisols., in: Sparks, D.L. (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, Elsevier, pp. 151–195.
- Cabanes, D., Weiner, S., Shahack-Gross, R., 2011. Stability of phytoliths in the archaeological record: a dissolution study of modern and fossil phytoliths. *J. Archaeol. Sci.* 38, 2480–2490. <https://doi.org/10.1016/J.JAS.2011.05.020>
- Calegari, M.R., 2008. Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos. Universidade de São paulo - ESALQ.

- Calegari, M.R., Lopes Paisani, S.D., Cecchet, F.A., de Lima Ewald, P.L., Osterrieth, M.L., Paisani, J.C., Pontelli, M.E., 2017a. Phytolith signature on the Araucarias Plateau – Vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). *Quat. Int.* 434. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.095>
- Calegari, M.R., Madella, M., Tagliari Brustolin, L., Ruiz Pessenda, L.C., Buso, A.A., Francisquini, M.I., Bendassolli, J.A., Vidal-Torrado, P., 2017b. 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). *Quat. Int.* 437, 156–164. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.023>
- Calegari, M.R., Madella, M., Vidal-Torrado, P., Otero, X.L., Macias, F., Osterrieth, M., 2013a. Opal phytolith extraction in oxisols. *Quat. Int.* 287, 56–62. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2011.11.005>
- Calegari, M.R., Madella, M., Vidal-Torrado, P., Pessenda, L.C.R., Marques, F.A., 2013b. Combining phytoliths and $\delta^{13}\text{C}$ matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. *Quat. Int.* 287. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.012>
- Calegari, M.R., Souza, E. de., Mozer, J.H., Marcolin, L., Fonseca, C.F. da., 2022. Fitólitos-uma ferramenta para estudos de reconstituição paleoambiental-conceitos e revisão sobre aplicações no Brasil 43, 778. <https://doi.org/10.14295/derb.v43.778>
- Chiapini, M., 2021. Long and short-term pedogenetic processes in ferralsols from magmatic province of Paraná , Brazil Mariane Chiapini Piracicaba Agronomist Piracicaba. University of São Paulo - ESALQ.
- Chiapini, M., Schellekens, J., Oliveira Junior, J.C., Calegari, M.R., Vidal-Torrado, P., 2023. Pedogenesis in very deep autochthonous Ferralsols of the Paraná Igneous Province (Brazil). *CATENA* 224, 106981. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.106981>
- Delhon, C., Alexandre, A., Berger, J.F., Thiébault, S., Brochier, J.L., Meunier, J.D., 2003. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quat. Res.* 59, 48–60. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(02\)00013-3](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(02)00013-3)
- Diester-Haas, L., Schrader, H.-J., Thiede, J., 1973. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa.

- Drees, L.R., Wilding, L.P., Smeck, N.E., Senkayi, A.L., 1989. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs, in: Dixon, J., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*, SSSA Book Series, pp. 913–974. <https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c19>
- Driessen, P., Deckers J., Spaargaren, O., Nachtergaele, F., 2001. *Lecture Notes on the Major Soils of the World*. FAO, Rome.
- Ehrlich, H., Demadis, K.D., Pokrovsky, O.S., Koutsoukos, P.G., 2010. Modern views on desilicification: Biosilica and abiotic silica dissolution in natural and artificial environments. *Chem. Rev.* 110, 4656–4689. https://doi.org/10.1021/CR900334Y/ASSET/CR900334Y.FP.PNG_V03
- Epstein, E., 2001. Chapter 1 Silicon in plants: Facts vs. concepts, in: L.E. Datnoff, G.H. Snyder, G.H.K. (Ed.), *Studies in Plant Science*. Elsevier, pp. 1–15. [https://doi.org/10.1016/S0928-3420\(01\)80005-7](https://doi.org/10.1016/S0928-3420(01)80005-7)
- Fishkis, O., Ingwersen, J., Lamers, M., Denysenko, D., Streck, T., 2010a. Phytolith transport in soil: A laboratory study on intact soil cores. *Eur. J. Soil Sci.* 61, 445–455. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01257.x>
- Fishkis, O., Ingwersen, J., Lamers, M., Denysenko, D., Streck, T., 2010b. Phytolith transport in soil: A field study using fluorescent labelling. *Geoderma* 157, 27–36. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.03.012>
- Fishkis, O., Ingwersen, J., Streck, T., 2009. Phytolith transport in sandy sediment: Experiments and modeling. *Geoderma* 151, 168–178. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.003>
- Fragoso, C., Lavelle, P., 1992. Earthworm communities of tropical rain forests. *Soil Biol. Biochem.* 24, 1397–1408. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90124-G](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90124-G)
- Frayse, F., Pokrovsky, O.S., Schott, J., Meunier, J.D., 2006. Surface properties, solubility and dissolution kinetics of bamboo phytoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1939–1951. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2005.12.025>
- Garnier, A., Neumann, K., Eichhorn, B., Lespez, L., 2013. Phytolith taphonomy in the middle- to late-Holocene fluvial sediments of Ounjougou (Mali, West Africa). *The Holocene* 23, 416–431. <https://doi.org/10.1177/0959683612463102>
- Gilbert, P.U.P.A., Bergmann, K.D., Boekelheide, N., Tambutté, S., Mass, T., Marin, F., Adkins, J.F., Erez, J., Gilbert, B., Knutson, V., Cantine, M., Hernández, J.O., Knoll, A.H., 2022. Biomineralization: Integrating mechanism and evolutionary history. *Sci. Adv.* 8. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abl9653>

- Grave, Peter, Kealhofer, L., 1999. Assessing Bioturbation in Archaeological Sediments using Soil Morphology and Phytolith Analysis. *J. Archaeol. Sci.* 26, 1239–1248. <https://doi.org/10.1006/JASC.1998.0363>
- Grave, P., Kealhofer, L., 1999. Assessing Bioturbation in Archaeological Sediments using Soil Morphology and Phytolith Analysis. *J. Archaeol. Sci.* 26, 1239–1248. <https://doi.org/10.1006/JASC.1998.0363>
- Guerreiro, R.L., 2011. Evolução geomorfológica e palaeoambiental dos terraços da margem esquerda do alto rio Paraná. Universidade Estadual Paulista.
- Hallsworth, E.G., Waring, H.D., 1964. Studies in pedogenesis in new south wales. Viii. An alternative hypothesis for the formation of the solodized-solonetz of the pilliga district. *J. Soil Sci.* 15, 1958–1977.
- Hart, D.M., 2003. The influence of soil fauna on phytolith distribution in an Australian soil., in: Hart, D. M.; Wallis, L.A. (Ed.), *Phytolith and Starch Research in the Austalian-Pacific-Asian Regions: The State of the Art*. Canberra, Austrália, pp. 83–90.
- Hart, D.M., 1992. A field appraisal of the role of plant opal in the Australian environment. Macquarie University, Australian.
- Hart, D.M., Humphreys, G.S., 2003. Phytolith depth functions in surface regolith materials, in: *Advances in Regolith: Proceedings of the CRC LEME Regional Regolith Symposia*. pp. 159–163.
- Hart, D.M., Humphreys, G.S., 1997. The Mobility of Phytolith in Soils: Pedological considerations, in: Ascensión Pinilla, Juan-Tresserras, J., Machado., M.J. (Eds.), *Primer Encuentro Europeo Sobre El Estudio de Fitólitos / First European Meeting on Phytolith Research*. Centro de Ciencias Medioambientales (Spain) Madrid (Spain : Region). Consejería de Educación y Cultura. Spain. Dirección General de Investigación Científica y Técnica., Barcelona, p. 292.
- Hodson, M.J., White, P.J., Mead, A., Broadley, M.R., 2005. Phylogenetic Variation in the Silicon Composition of Plants. *Ann. Bot.* 96, 1027–1046. <https://doi.org/10.1093/AOB/MCI255>
- Hole, F.D., 1961. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism. *Soil Sci.* 91(6), 375–377.
- Humphreys, G.S., 1981. The rate of ant mounding and earthworm casting near Sydney. *New South Wales* 12, 129–131.

- Humphreys, G.S., Hart, D.M., Simons, N.A., Field, R.J., 2003. Phytoliths as indicators of process in soils, in: D. M. Hart and L. A. Wallis (Ed.), *Phytolith and Starch Research in the Australian-Pacific-Asian Regions: The State of the Art*. The Australian National Univ, Canberra, Australian, pp. 93–104.
- IBGE, 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira: Sistema fitogeográfico; Inventário das formações florestais e campestres; Técnicas e manejo de coleções botânicas; Procedimentos para mapeamentos*, 2^a. ed, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro. <https://doi.org/ISSN0101-4234>
- Jackson, C., 1985. Mineral fractions for soils, in: *Soil Chemical Analysis: Advanced Course*. University of Wisconsin - Madison Libraries, pp. 100–166.
- Jenkins, E., 2009. Phytolith taphonomy: a comparison of dry ashing and acid extraction on the breakdown of conjoined phytoliths formed in *Triticum durum*. *J. Archaeol. Sci.* 36, 2402–2407. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2009.06.028>
- Johnson, D.L., 1990. Biomantle evolution and the redistribution of Earth materials and artifacts. *Soil Sci.* 149, 84–102.
- Joly, A.B., 1998. *Botânica: Introdução à taxonomia vegetal*, 12 ed. ed. Companhia Editora Nacional., São Paulo.
- Jones, J.B., Segnit, E.R., 1969. Water in sphere-type opal. *Mineral. Mag.* 37, 357–361. <https://doi.org/10.1180/minmag.1969.037.287.07>
- Jouquet, P., Jamoteau, F., Majumdar, S., Podwojewski, P., Nagabovanalli, P., Caner, L., Barboni, D., Meunier, J.-D., 2020. The distribution of Silicon in soil is influenced by termite bioturbation in South Indian forest soils. *Geoderma* 372, 114362. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114362>
- Katz, O., 2015. Silica phytoliths in angiosperms: Phylogeny and early evolutionary history. *New Phytol.* 208, 642–646. <https://doi.org/10.1111/nph.13559>
- Katz, O., 2014. Beyond grasses: The potential benefits of studying silicon accumulation in non-grass species. *Front. Plant Sci.* 5. <https://doi.org/10.3389/fpls.2014.00376>
- Ker, J.C., 1997. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos* 5, 17–40. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v5i1.187>
- Lavelle, P., Bignell, D., Lepage, M., Wolters, V., Roger, P., Ineson, P., Heal, O.W., Dhillion, S., 1997. Soil function in a changing world: The role of invertebrate ecosystem engineers. *Eur. J. Soil Biol.* 33, 159–193.

- Lavelle, P., Blanchart, E., Martin, A., Martin, S., 1992. Impact of soil fauna on the properties of soils in the Humid Tropics, in: Sanchez, P. A., Lal, R. (Ed.), *Myths and Science of Soils of the Tropics*. Soil Science Society of America, pp. 157–185.
- Lavelle, P., Spain, A.V., 2003. *Soil Ecology*, Soil Ecology. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/0-306-48162-6>
- Licht, O.A.B., Arioli, E.E., 2018. Mapa geológico do grupo Serra Geral no estado do Paraná: nota explicativa. ITCG, Curitiba.
- Liu, L., Jie, D., Liu, H., Gao, G., Li, D., Li, N., 2021. Phytolith transport and its influence factor in different soil types in northern temperate region. *Quat. Int.* 599–600, 170–183. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2021.02.028>
- Liu, L., Li, D., Jie, D., Liu, H., Gao, G., Li, N., 2019. Translocation of Phytoliths Within Natural Soil Profiles in Northeast China. *Front. Plant Sci.* 10, 1254. <https://doi.org/10.3389/fpls.2019.01254>
- Madella, M., Lancelotti, C., 2012. Taphonomy and phytoliths: A user manual. *Quat. Int.* 275, 76–83. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2011.09.008>
- Madella, M., Powers-Jones, A.H., Jones, M.K., 1998a. A simple method of extraction of opal phytoliths from sediments using a non-toxic heavy liquid. *J. Archaeol. Sci.* 25, 801–803. <https://doi.org/10.1006/jasc.1997.0226>
- Madella, M., Powers-Jones, A.H., Jones, M.K., 1998b. A Simple Method of Extraction of Opal Phytoliths from Sediments Using a Non-Toxic Heavy Liquid. *J. Archaeol. Sci.* 25, 801–803. <https://doi.org/10.1006/jasc.1997.0226>
- Marcolin, L., 2022. Reconstituição paleoambiental em feição anômola no relevo no noroeste do Paraná (no prelo). Universidade Federal do Paraná.
- Marques, K.P.P., 2021. Tropical landscape evolution and its relationship with paleosurfaces, Ferralsols and ferruginous duricrusts in the Alto Paranaíba region (Central Plateau, Minas Gerais State, Brazil). USP-ESAQL. <https://doi.org/10.11606/T.11.2021.tde-13092021-092730>
- Mehra, O.P., Jackson, K.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate, in: *National Conference on Clay and Clay Minerals 7*. Pergamon, Washington, pp. 317–327.
- Mercader, J., Astudillo, F., Barkworth, M., Bennett, T., Esselmont, C., Kinyanjui, R., Grossman, D.L., Simpson, S., Walde, D., 2010. Poaceae phytoliths from the Niassa Rift, Mozambique. *J. Archaeol. Sci.* 37, 1953–1967. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.03.001>

- Mercader, J., Bennett, T., Esselmont, C., Simpson, S., Walde, D., 2009. Phytoliths in woody plants from the Miombo woodlands of Mozambique. *Ann. Bot.* 104, 91–113. <https://doi.org/10.1093/aob/mcp097>
- Miklós, A.A.W., 2012. Biogênese do solo. *Rev. do Dep. Geogr. (Especial)*, 190–229.
- Mozer, J.H., 2021. Coleção de Referência de Fitólitos e Reconstituição Paleoambiental da Floresta Ombrófila Densa Altomontana no Parque Estadual Carlos Botelho - SP. Universidade Estadual do Oeste do Paraná- Campus Marechal Cândido Rondon.
- Muggler, C.C., Buurman, P., 2000. Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais, Brazil, *Catena*.
- Nardy, A.J.R., Moreira, C.A., Machado, F.B., Luchetti, A.C.F., Hansen, M.A.F., Rossini, A.J., Barbosa, V., 2014. Gamma-ray spectrometry signature of paraná volcanic rocks: Preliminary results. *Geociencias* 33, 216–227.
- Nitsche, P.R., Caramori, P.H., Ricce, W. da S., Pinto, L.F.D., 2019. Atlas do Estado do Paraná. Instituto Agronômico do Paraná, Londrina.
- Osterrieth, M., Madella, M., Zurro, D., Fernanda Alvarez, M., 2009. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quat. Int.* 193, 70–79. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2007.09.002>
- Parr, J.F., 2006. Effect of fire on phytolith coloration. *Geoarchaeology* 21, 171–185. <https://doi.org/10.1002/GEA.20102>
- Pearsall, D.M., 2015. *Paleoethnobotany: A Handbook of Procedures - 3rd. Edition*. San Diego: Academic Press [WWW Document]. URL https://books.google.com.br/books?id=hzVzCgAAQBAJ&printsec=frontcover&hl=pt-BR&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false (accessed 1.15.23).
- Pedron, I.T., Mariani, K.L., Farias, L.J.R., Rossetto, A., 2013. Comportamento do clima de Palotina/PR de 1973 a 2010. *Sci. Agrar. Parana.* 12, 411–419. <https://doi.org/10.18188/1983-1471/sap.v12nsupp411-419>
- Pessenda, L.C.R., Valencia, E.P.E., Aravena, R., Telles, E.C.C., Boulet, R., 1998. Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils. *Paleoclimate in Brazil* 7–16. <https://doi.org/10.1007/bfb0010902>
- Piperno, D.R., 2006. *Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists*. AltaMira Press (Rowman & Littlefield), Lanham, New York, Toronto, Oxford.
- Piperno, D.R., 1988. *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. Academic Press.

- Piperno, D.R., Becker, P., 1996. Vegetational history of a site in the Central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quat. Res.* 45, 202–209. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0020>
- Pokras, E.M., Mix, A.C., 1985. Eolian Evidence for Spatial Variability of Late Quaternary Climates in Tropical Africa. *Quat. Res.* 24, 134–149.
- Ramírez, A.I.A., Rasbold, G.G., Parolin, M., Stevaux, J.C., 2019. Phytoliths and seeds in fluvial island paleoenvironment reconstruction (interaction with pollen analysis). *J. South Am. Earth Sci.* 89, 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.011>
- Rasbold, G.G., Stevaux, J.C., Parolin, M., Leli, I.T., Luz, L.D., Brito, H.D., 2020. Phytoliths indicate environmental changes correlated with facies analysis in a paleo island-lake, Upper Paraná River, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 99. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102513>
- Retallack, G.J., 1983. A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 823–840. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<823:APATTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<823:APATTI>2.0.CO;2)
- Roderjan, C. V., Galvão, F., Kuniyoshi, Y.S., Hatschbach, G.G., 2002. As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná. *Ciência Ambient.* 13, 75–92.
- Rodrigues, B.M., 2019. Bioturbação e distribuição de fitólitos em Latossolos da Depressão Periférica Paulista. USP-ESALQ.
- Rovner, I., 1971. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quat. Res.* 1, 343–359. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(71\)90070-6](https://doi.org/10.1016/0033-5894(71)90070-6)
- Runge, F., 1999. The opal phytolith inventory of soils in central Africa —quantities, shapes, classification, and spectra. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 107, 23–53. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(99\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(99)00018-4)
- 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, Araújo Filho, J.C. de, Oliveira, J.B. de, Cunha, T.J.F., 2018. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. EMBRAPA.
- Santos, R.D., Lemos, R.C., Santos, H.G., Ker, J.C., Anjos, L.H.C., Shimizu, S.H., 2013. Manual de descrição e coleta de solo no campo, 6.ed. ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa.
- Savant, N.K., Datnoff, L.E., Snyder, G.H., 1997. Depletion of plant-available silicon in soils: A possible cause of declining rice yields. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 28, 1245–1252. <https://doi.org/10.1080/00103629709369870>

- Schaefer, C.E.R., 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Aust. J. Soil Res.* 39, 909–926. <https://doi.org/10.1071/SR00093>
- Schaetzl, R.J., Burns, S.F., Small, T.W., Johnson, D.L., 1990. Tree uprooting: review of types and patterns of soil disturbance. *Phys. Geogr.* 11, 277–291.
- Silva, A.C., Vidal-Torrado, P., 1999. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, 23, 329–341.
- Simons, N.A., 1998. Interpreting phytolith depth functions in relation to the processes of pervection and bioturbation. Macquarie University, Sydney.
- Soil Survey Staf, U., 2022. Keys to Soil Taxonomy, 13th ed. U.S.D.A.
- Song, Z., McGrouther, K., Wang, H., 2016. Occurrence, turnover and carbon sequestration potential of phytoliths in terrestrial ecosystems. *Earth-Science Rev.* 158, 19–30. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2016.04.007>
- Souza, E. de, 2019. Reconstituição Paleoambiental a partir do sinal fitolítico na ESEC Caetetus – Gália (SP). Universidade Estadual do Oeste do Paraná- Campus Mal Cdo Rondon.
- Stevaux, J., 1994. The upper Paraná river (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quat. Int.* 21, 143–161. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)90028-0)
- Stevaux, J.C., 2010. Síntese do período Quaternário do estado do Paraná., in: Mauro Parolin, Volkmer-Ribeiro, C., Leandrini, J.A. (Eds.), *Abordagem Ambiental Interdisciplinar Em Bacias Hidrográficas No Estado Do Paraná*. Editora da Fecilcam, Campo Mourão, p. 158.
- Stevaux, J.C., 1993. O Rio Paraná: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternárias do seu curso superiore (região de Porto Rico, PR). Universidade de São Paulo.
- Strömberg, C.A.E., 2004. Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 207, 239–275. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2003.09.028>
- Strömberg, C.A.E., Dunn, R.E., Crifò, C., Harris, E.B., 2018. Phytoliths in paleoecology: Analytical considerations, current use, and future directions. *Vertebr. Paleobiol. Paleoanthropology* 235–287. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94265-0_12
- Teixeira, P.C.. D.G.K.. F.A.. T.W.G., 2017. Manual de métodos de análise de solo, 3rd ed. EMBRAPA, Brasília; Distrito Federal.

- Tonneijck, F.H., Jongmans, A.G., 2008. The influence of bioturbation on the vertical distribution of soil organic matter in volcanic ash soils: a case study in northern Ecuador. *J. Soil Sci.* 59, 1063–1075.
- Trembath-Reichert, E., Wilson, J.P., Mcglynn, S.E., Fischer, W.W., 2015. Four hundred million years of silica biomineralization in land plants. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 112, 5449–5454. <https://doi.org/10.1073/pnas.1500289112>
- Twiss, C., Suess, E., Smith, R.M., 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 109–115.
- Twiss, P.C., 2001. A cormudgeon's view of grass phytolithology., in: Meunier, J. D.; Colin, F. (Ed.), *Phytoliths - Applications in Earth Science and Human History*. Balkema, Amsterdam., pp. 7–25.
- Twiss, P. C., 1992a. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths, in: *Phytolith Systematics: Emerging Issues*. pp. 113–128.
- Twiss, P. C., 1992b. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths, in: Rapp, G., Mulholland, S.C. (Ed.), *Phytolith Systematics. Advances in Archaeological and Museum Science*. Springer, Boston, MA, New York, pp. 113–128. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1155-1_6
- Twiss, P.C., Suess, E., Smith, R.M., 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 33, 109–115. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1969.03615995003300010030X>
- Vidal-Torrado, P., 1994. *Pedogênese e Morfogênese no distrito de Tupi (Piracicaba, SP)*. Universidade de São Paulo - ESALQ.
- Vidal-Torrado, P., Cooper, M., 2008. Ferralsol, in: Chesworth, W. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. Dordrecht: Springer, pp. 237–240.
- Wilding, L. P., Smeck, N.E., Larry, R.D., 1977. Si cycling in a forest biogeosystem-the importance of transient state biogenic Si pools, in: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, pp. 1–10. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(05\)80002-6](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(05)80002-6)
- Wilding, L.P.; Smeck, N.E., Larry, R.D., 1977. Si cycling in a forest biogeosystem-the importance of transient state biogenic Si pools, in: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, pp. 4991–5007. <https://doi.org/10.5194/bg-10-4991-2013>
- Wood, T.G., 1888. Termites and the soil environment. *Biol. Fertil. soils* 6, 228–236.

- WRB, 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps., 4^a. ed. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
- WRB, I.W.G., 2015. World reference base for soil resources 2014 International soil classification system. FAO, Roma.
- Zhou, L., Li, R., Vachula, R.S., Dong, H., Tan, S., Chen, X., Gu, Z., Xu, M., 2022. Phytolith morphology and assemblage variations in a bamboo forest plant–soil system. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 300. <https://doi.org/10.1016/J.REVPALBO.2022.104640>

APÊNDICE

Propriedades gerais dos perfis estudados.

Hz	Profund. Cm	Cor ¹	Estrutura ²	Ds g cm ⁻³	pH H ₂ O	pH KCl	SB ³ %	CTC ⁴ cmolc kg ⁻¹	Ct ⁵ g kg ⁻¹	Arg	Silte/Arg
G4 – Latossolos Bruno Distróférrico rúbrico											
A ₁	0–25	5 YR 3/3-4	G	0.6	4.7	3.8	2	19.9	37.4	788	0.2
A ₂	25–55	5 YR 2.5-3/1- 2	SB	0.8	4.0	3.8	2	19.6	33.5	750	0.2
A ₃	55–80	5 YR 3/3	BS/G	0.8	4.9	3.9	1	14.6	20.9	813	0.2
AB	80–120	5 YR 3/3-4	BS/G	0.8	5.0	3.9	1	11.9	17.5	775	0.1
BA	120–140	5 YR 3- 4/3	BS/G	0.8	5.0	3.9	4	9.3	13.4	788	0.1
Bw ₁	140–160	5 YR 3- 4/4-6	BS/G	1.0	5.2	4.0	5	8.4	11.0	800	0.2
Bw ₂	160–190	2.5 YR 2.5/4	BS/G	1.0	5.4	4.2	1	6.7	9.2	750	0.1
Bw ₃	190–280	2.5 YR 2.5/4	BS/G	1.0	5.3	4.7	2	4.1	5.9	813	0.1
BC ₁	280–330	2.5 YR 2.5/4	BS/G	1.0	5.4	4.8	18	4.8	4.8	813	0.2
BC ₂	330–360	2.5 YR2.5/4	BS/G	1.0	5.4	4.8	2	3.8	3.8	913	0.1
BCr	360* +	2.5 YR 3/4/6 7.5 YR 5/8	BS/G	1.5	5.2	5.5	13	3.0	2.5	525	0.4
P3 - Latossolos Vermelho Eutroférrico típico											
Apa	0–10	2.5 YR 2.5/3	G	1.1	4.7	4.0	26	12.7	22.4	788	0.1
Bw ₁	10–45	2.5 YR 2.5/4	BS/PR	1.2	5.2	4.2	34	9.0	12.4	825	0.1
Bw ₂	45–105	2.5 YR 2.5/4	BS/G	1.0	5.9	5.2	60	5.9	6.4	888	0.1
Bw ₃	105–140	2.5 YR 2.5/4	BS/G	0.8	6.0	5.2	66	8.4	4.4	863	0.1
Bw ₄	140–255	2.5 YR 2.5/4	BS/G	0.9	4.8	4.0	21	7.1	3.5	813	0.1
Bw ₅	255–335	2.5 YR 2.5/4	BS/G	0.9	4.7	3.9	12	6.2	2.3	838	0.1
Bw ₆	335–510	2.5 YR 2.5/4	BS/G	0.8	4.7	3.9	10	6.5	2.0	788	0.2
Bw ₇	510–600	2.5 YR 2.5/4	BS/G	1.4	4.6	4.0	13	5.2	1.7	688	0.3
BCr	600–640	2.5 YR 2.5/4	PR/BA	1.5	4.8	4.4	12	5.8	1.1	425	0.4

¹Cor Munsell; ²Estrutura: G: granular; BS: bloco subangular; BA: bloco angular; PR: prismático; M: massivo; ³SB = saturação de bases (%); ⁴Capacidade de troca de cátions; ⁵ = carbono total (Ct); * árido.

Fonte: (Chiapini, 2021).