

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE**

**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH**

**PROGRAMA DE PÓS – GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG**

**FERNANDA APARECIDA CECCHET**

**ANÁLISE DE FITÓLITOS APLICADA A RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL  
(VEGETAÇÃO E CLIMA) NA SUPERFÍCIE INCOMPLETAMENTE APLAINADA  
VI – CAMPO ERÊ (SC) NO PLEISTOCENO TARDIO.**

**FRANCISCO BELTRÃO**

**2015**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE**

**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG**

**FERNANDA APARECIDA CECCHET**

**ANÁLISE DE FITÓLITOS APLICADA A RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL  
(VEGETAÇÃO E CLIMA) NA SUPERFÍCIE INCOMPLETAMENTE APLAINADA  
VI – CAMPO ERÊ (SC) NO PLEISTOCENO TARDIO.**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre no curso de Mestrado em Geografia, área de concentração Produção do Espaço e Meio Ambiente do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

Orientadora: Profa Dra. Marcia Regina Calegari

**FRANCISCO BELTRÃO**

**2015**

Catálogo na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas - UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão

Cecchet, Fernanda Aparecida  
C387a Análise de fitólitos aplicada a reconstrução paleoambiental  
(vegetação e clima) na superfície incompletamente aplainada  
VI – Campo Erê (SC) no pleistoceno tardio. / Fernanda  
Aparecida Cecchet. – Francisco Beltrão, 2015.  
100 f.

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Marcia Regina Calegari.  
Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade  
Estadual do Oeste do Paraná – Campus de Francisco Beltrão.

1. Geologia estratigráfica - Pleistoceno. I. Calegari,  
Marcia Regina. II. Título.

CDD 20. ed.– 551.70098164

Sandra Regina Mendonça CRB – 9/1090

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ/ UNIOESTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANÁLISE DE FITÓLITOS APLICADA A RECONSTRUÇÃO  
PALEOAMBIENTAL (VEGETAÇÃO E CLIMA) NA SUPERFÍCIE  
INCOMPLETAMENTE APLAINADA VI – CAMPO ERÊ (SC) NO  
PLEISTOCENO TARDIO

**Autora:** Fernanda Aparecida Cecchet

**Orientadora:** Profa. Dra. Marcia Regina Calegari

Este exemplar corresponde à redação final da  
Dissertação defendida por Fernanda Aparecida Cecchet  
e aprovada pela comissão julgadora.

Data: 02 / 06 / 2015

Fernanda Cecchet

Fernanda Aparecida Cecchet

Comissão Julgadora:

Marcia Regina Calegari

Prof.ª. Dra. Marcia Regina Calegari (UNIOESTE – M.C.R)

Julio Cesar Paisani

Prof. Dr. Julio Cesar Paisani (UNIOESTE – F.B)

Margarita Luisa Osterrieth

Prof.ª. Dra. Margarita Luisa Osterrieth (Universidad Nacional  
de Mar del Plata)

Pablo Vidal Torrado

Prof. Dr. Pablo Vidal Torrado (ESALQ/ USP)

Francisco Beltrão

*A Julia Cecchet Bedin, nosso pequeno anjo,*

*Dedico.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – campus Francisco Beltrão – PR.

A minha Orientadora Professora Dra. Marcia Regina Calegari, por toda a ajuda e conhecimento transmitidos a mim. Agradeço pela paciência e dedicação a essa pesquisa e pelos anos de trabalho e convívio.

Ao Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais, em especial aos professores Julio César Paisani e Marga Eliz Pontelli, pelo apoio, suporte e infraestrutura que viabilizou o desenvolvimento dessa pesquisa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos e suporte financeiro (Projeto 144/2012 PVEs/CAPES).

Aos professores, Margarita Osterrieth e Julio César Paisani pelas sugestões feitas na banca de qualificação.

A Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP, em especial ao Dr. Pablo-Vidal Torrado por viabilizar o uso do Laboratório de Mineralogia do Solo para extração de fitólitos. Também ao Dr. Rodrigo Santana Macedo (Pos Doc – ESALQ/USP) pela ajuda nos procedimentos de extração de fitólitos e pelas contribuições no processo de interpretação dos resultados.

Ao Centro de Energia Nuclear (CENA) especialmente ao Professor Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pela oportunidade de estágio e convívio com o grupo do Laboratório de  $^{14}\text{C}$  e pela realização das análises isotópicas deste trabalho.

Ao Laboratório de Física do Solo da Universidade Estadual do Oeste do Paraná - campus Marechal Cândido Rondon, em especial à Professora Dra. Edleusa Pereira Seidel e a Técnica de laboratório Aline Grazioli (*in memoriam*) por viabilizar a realização das análises físicas de rotina.

Ao Laboratório de Entomologia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – campus Marechal Cândido Rondon, em especial a Professora Dra. Vanda Pietrowvski por disponibilizar o uso do laboratório e dos microscópios para contagem, identificação e classificação dos fitólitos.

Ao Laboratório de Nematologia da Universidade estadual do Oeste do Paraná campus Marechal Cândido Rondon, em especial ao professor José Renato Stangarlin, por disponibilizar o uso do laboratório para a realização de algumas etapas da extração fitólitos.

As minhas amigas Daiana Caroline Refati, Luciane Marcolin e Paula Louíse Ewald, pessoas com quem convivi e compartilhei momentos únicos que ficarão guardados para sempre em minha memória.

Ao jovem Lucas Brustolin pela amizade, pelas longas conversas e pelos bons e maus momentos vividos durante esses anos.

Aos meus familiares pelo apoio e incentivo durante a realização desse trabalho, em especial ao meu namorado Marcelo Barbosa Pinto, por toda a disponibilidade em me ajudar e me acompanhar durante essa pesquisa.

Meu Muito Obrigada !

## RESUMO

### ANÁLISE DE FITÓLITOS APLICADA A RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL (VEGETAÇÃO E CLIMA) NA SUPERFÍCIE INCOMPLETAMENTE APLAINADA VI – CAMPO ERÊ (SC) NO PLEISTOCENO TARDIO.

Fitólitos são microscópicas partículas de sílica ou biomineralizações formadas devido à absorção do ácido monossílico ( $H_4SiO_4$ ) dissolvido do soluto do solo durante o crescimento da planta. Os fitólitos ficam preservados no solo em determinadas condições ambientais tornando-se um grande aliado em estudos de reconstrução paleoambiental. No Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina, onde ocorriam grandes área de Floresta Ombrófila Mista (FOM), o Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomorfológicas e Formação Superficiais (GPGESGFS) tem se dedicado às pesquisas usando diversos proxies biológicos inclusive os fitólitos para compreender quais foram os principais fatores e processos que atuaram na formação do atual relevo e na evolução da paisagem nessa região. Considerando a hipótese de mudanças ambientais (clima e vegetação) no Sul do Brasil durante o Pleistoceno/Holoceno o presente estudo tem como objetivo principal compreender a dinâmica ambiental ao longo do Pleistoceno Tardio e Holoceno, que pode ter atuado na evolução da paisagem na região de Campo Erê (SC), superfície incompletamente aplainada VI. Os resultados obtidos através das análises físicas e químicas de rotina, de assembleia de fitólitos, as razões de isótopos estáveis de carbono e datações por  $^{14}C$  da fração humina, permitiram concluir que o solo estudado em Campo Erê (SC), um NITOSSOLO VERMELHO Distroférico típico com horizonte A húmico, se desenvolveu *in situ* através de evolução pedogenética a partir do material de origem, o basalto. Desde meados do Último Máximo Glacial (18.060-17.845 Anos Cal. AP.) este perfil se desenvolveu sob uma vegetação, possivelmente menos arborizada que a atual, com mistura de plantas  $C_3$  (gramíneas, árvores e arbustos) e  $C_4$  (gramíneas). Este padrão de vegetação se manteve até o início do Holoceno (8.055-7.960 Anos Cal. AP.). A partir do Holoceno médio ocorreu uma abertura da vegetação, marcada pela maior participação de gramíneas  $C_4$ , possivelmente um campo sujo, evidenciada tanto pelo sinal isotópico, quanto pela assembleia fitolítica. Essa vegetação perdurou até aproximadamente 1.875-1.715 anos Cal AP, tornando-se novamente uma vegetação formada predominantemente por espécie de plantas de ciclo fotossintético  $C_3$  até a formação da atual FOM encontrada na área de estudo. Em nenhum momento detectou-se sinais de uma formação arbórea densa, mas sim uma vegetação arborizada que por vezes esteve mais aberta e por vezes mais fechada. Essa característica é eminente da vegetação do sul do Brasil onde extensas áreas de FOM são cercadas por campos formando grandes mosaicos na paisagem. Todas as oscilações climáticas, por menores que sejam, refletem o retrocesso ou o avanço dessa floresta sob o campo ou vice-versa.

**Palavras-Chave:** Reconstrução Paleoambiental, Solo, *Proxys* Biológicos, Quaternário Tardio.



## ABSTRACT

### PHYTOLITH ANALYSIS APPLIED TO PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION (VEGETATION AND CLIMATE) OF INCOMPLETE PLANATION SURFACE VI - CAMPO ERÊ (SC) IN THE LATE PLEISTOCENE.

Phytoliths are microscopic particles of silica, or biomineralizations, formed during the growth of the plant, through the absorption of dissolved monosilicic acid ( $H_4SiO_4$ ) solute from the soil. Phytoliths remain preserved in soil under certain environmental conditions making them a great ally in paleoenvironmental reconstruction studies. In South-West Paraná and North-West Santa Catarina, where there were large areas of Araucaria moist forests (AMF), the *Genesis and Evolution of Geomorphological Surfaces and Surface Formations* research group (GPGESGFS) has carried out dedicated research using diverse biological proxies, including phytoliths, in order to understand the principal factors and processes which were active in the formation of the current relief and in the evolution of the landscape of this region. Considering the hypothesis of environmental changes (climate and vegetation) in the South of Brazil during the Pleistocene/Holocene, the present study has as its main objective understanding the environmental dynamic during the Late Pleistocene and Holocene, which may have acted on the evolution of the landscape of Campo Erê (SC), incomplete planation surface VI. The results obtained through routine physical and chemical analyses of the phytolith assemblage, the ratios of the stable carbon isotopes and  $^{14}C$  dating of the humin fraction, have enabled us to conclude that the soil studied in Campo Erê (SC), a typical distroferic red nitosol with humic A horizon, developed *in situ* through pedogenic evolution from the material of origin, basalt. Since the middle of the last glacial maximum (18.060-17.845 Years Cal. BP.) this profile developed beneath vegetation, possibly less leafy than the current vegetation, with a mixture of  $C_3$  (grasses, trees and bushes) and  $C_4$  (grasses) plants. This pattern of vegetation remained until the beginning of the Holocene (8.055-7.960 Years Cal. BP.) From the Middle Holocene on, there occurred an opening up of the vegetation, marked by greater participation of  $C_4$  grasses, possibly a *campo sujo* (a herbaceous layer with occasional small trees), shown as much by the isotopic signal as by the phytolith assemblage. This vegetation lasted until approximately 1.875-1.715 years Cal BP, once again becoming vegetation formed predominantly by  $C_3$  plant species of photosynthetic cycle, until the formation of the current AMF found in the study area. At no time were signs of dense tree formation detected, but instead leafy vegetation, which was at times more open and at others more closed. This characteristic is prominent in the vegetation of the south of Brazil, where extensive areas of AMF are surrounded by grasslands forming great mosaics on the landscape. All the climatic oscillations, however small, reflect the retreat or advance of this forest over grassland or vice-versa.

**Key Words:** Paleoenvironmental Reconstruction, Soil, Biological Proxies, Late Quaternary Tardio.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área e do ponto de amostragem.....	46
Figura 2: Localização do perfil na Superfície Aplainada VI. Fonte: Paisani, <i>et al.</i> 2008. ....	47
Figura 3: A) aspecto da vegetação no entorno do perfil de solo; B) perfil de solo; C) Aspectos da estrutura do horizonte diagnóstico do solo.....	48
Figura 4: Histograma de temperatura média e precipitação média em Campo Erê (SC) nos últimos 30 anos (1985 a 2015). ....	49
Figura 5: Carbono orgânico total ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC). ....	60
Figura 6: Valores isotópicos ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC). ....	61
Figura 7: Quantidade de fitólitos por grama de solo ao longo do perfil em Campo Erê (SC). ....	64
Figura 8: Análise de Componentes Principais (PCA) da assembleia $\geq 200$ fitólitos (0 a 160 cm de profundidade). ....	65
Figura 9: Análise de Agrupamento Hierárquico através do Método Ward nas amostras $\geq 200$ fitólitos (0 a 160 cm de profundidade). ....	66
Figura 10: Zona V – Morfotipos encontrados na serrapilheira, A) <i>jigsaw-puzzle</i> ; B) <i>cross</i> ; C) <i>saddle</i> ; D) <i>bilobate</i> ; E) <i>rondel</i> ; F) <i>tracheid</i> . ....	67
Figura 11: Zona I – Morfotipos encontrados entre 120 e 150 cm de profundidade, horizonte Bt1. A) <i>elongate</i> ; B) <i>rondel</i> ; C) <i>bilobate</i> ; D) <i>globular echinate</i> ; E) <i>bulliform</i> ; F) <i>block</i> . ....	67
Figura 12: Zona II – Morfotipos encontrados entre 70 e 150 cm de profundidade, horizontes Bt1 e Bt2. A e B) <i>rondel</i> ; C) <i>bilobate</i> ; D) <i>saddle</i> ; E) <i>cuneiform bulliform</i> ; F) <i>block</i> ; G) <i>globular echinate</i> ; H) <i>point shaped</i> . ....	68
Figura 13: Zona III – Morfotipos encontrados entre 40 e 90 cm de profundidade, horizonte BA. A) tecido queimado com dois <i>bilobate</i> dentro da célula; B) <i>point shaped/hair</i> ; C) <i>cuneiforme bulliform</i> ; D) <i>rondel</i> ; E) <i>bilobate</i> ; F e G) <i>block</i> . ....	69
Figura 14: Zona IV – Morfotipos encontrados nos primeiros 30 cm de profundidade, horizonte A húmico. A) <i>bilobate</i> ; B) <i>saddle</i> ; D) <i>globular rugose</i> ; E) <i>tracheid</i> ; E) <i>cuneiforme bulliform</i> . ....	69

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Atributos físicos, morfológicos e químicos do solo. ....	58
Tabela 2: Idades <sup>14</sup> C .....	62
Tabela 3: Morfotipos contados e identificados ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC). ....	63
Tabela 4: Resultados dos cálculos dos índices aplicados a assembleia de fitólitos identificados no perfil de solo em Campo Erê (SC). ....	71

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	14
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
2.1 O SOLO: REGISTRO DE MUDANÇAS AMBIENTAIS.....	18
2.2 AS IMPLICAÇÕES NA DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS E FLORESTAS NO SUL DO BRASIL NO FINAL DO PLEISTOCENO E AO LONGO DO HOLOCENO.....	20
2.3 SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA INCOMPLETAMENTE APLAINADA VI – REGIÃO DE CAMPO ERÊ (SC): ASPECTOS DA VEGETAÇÃO NATURAL.....	27
2.3.1 Floresta Ombrófila Mista (Mata de Araucárias).....	27
2.3.2 Campos.....	29
2.3.2.1 Campos em Campo Erê (SC).....	30
2.4 FITÓLITOS: DEFINIÇÕES E APLICABILIDADE EM ESTUDOS DE RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	31
2.5 ESTUDOS FITOLÍTICOS NO BRASIL.....	34
2.6 ÍNDICES FITOLÍTICOS.....	40
2.7 ISÓTOPOS DE CARBONO.....	43
2.7.1 Isótopos Estáveis de Carbono.....	43
2.7.2 Datação <sup>14</sup> C.....	45
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	46
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	51
4.1 TRABALHO DE CAMPO.....	51
4.2 ANÁLISES FÍSICA DE ROTINA.....	51
4.2.1 Análise granulométrica.....	51
4.2.2 Argila Dispersa em Água.....	52
4.2.3 Densidade do Solo.....	52
4.3 ANÁLISES QUÍMICAS.....	53
4.3.1 Análises químicas de rotina.....	53
4.3.2 Ataque Sulfúrico.....	53
4.4 ANÁLISE FITOLÍTICA.....	53
4.4.1 Extração de fitólitos em solos.....	53
4.4.2 Contagem, Identificação e Classificação dos Fitólitos.....	54
4.4.3 Índices para Interpretação de Assembleias de Fitólitos.....	54
4.4.4 Composição Isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e Determinação do Carbono Total.....	55
4.4.5 Datação por <sup>14</sup> C.....	56

4.4.6 Tratamento estatístico .....	56
5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	57
5.1 ATRIBUTOS MORFOLÓGICOS, FÍSICOS E QUÍMICOS DO SOLO.....	57
5.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO CARBONO ( $\delta^{13}\text{C}$ ) E CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT). .....	59
5.3 DATAÇÃO $^{14}\text{C}$ .....	61
5.4 ANALÍSE FITOLÍTICA.....	62
5.4.1 Índices Fitolíticos .....	70
6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	72
7. CONCLUSÕES .....	79
REFERÊNCIAS .....	81

## 1 INTRODUÇÃO

Fitólitos são microscópicas partículas de sílica opalina ( $\text{Si}_2\text{nH}_2\text{O}$ ) formada por acumulação e solidificação do gel silicoso entre e dentro das células de inúmeras plantas (THORN, 2006; PIPERNO, 2006). São biomineralizações formadas devido à absorção do ácido monossílico ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) dissolvido do soluto do solo durante o crescimento da planta e apresentam potencial para aportar informações arqueológicas, paleoetnobotânicas e paleoambientais significativas sobre uma área (PIPERNO, 2006; THORN, 2007; RAPP e MULHOLLAND, 1992).

Geralmente as plantas preservam as assembleias fitolíticas no solo e em sedimentos tornando-se possível a reconstrução de ambientes passados (tanto no que se refere ao clima quanto à vegetação) ou mesmo atividades humanas pré-históricas (THORN, 2006; PIPERNO, 2006). Sua durabilidade e sua ampla disseminação faz dos fitólitos um registro valioso de vegetação e climas pretéritos (MADELLA, 2007).

Para obter bons resultados na análise de fitólitos recuperados de solos e sedimentos é essencial conhecer o ambiente de deposição da assembleia fitolítica e ter uma ampla coleção de referência de plantas modernas, assim como complementar os estudos com outros *proxies* biológicos (THORN, 2006).

No Brasil estudos pioneiros na análise de fitólitos (SENDULSKY e LABOURIAU, 1966; CAVALCANTE, 1968; CAMPOS e LABOURIAU, 1969; SONDAHL e LABOURIAU, 1970; SILVA e LABOURIAU 1970; LABOURIAU, *et al.* 1973; LABOURIAU, 1983) foram desenvolvidos no cerrado com o objetivo de elaborar um banco de dados com os morfotipos produzidos nesse bioma e a identificação daqueles preservados nos solos e sedimentos (LABOURIAU, 1983).

Atualmente os trabalhos realizados no país têm empregado outros marcadores ambientais biológicos (*proxies biológicos*) além dos fitólitos, como os isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e N ( $\delta^{15}\text{N}$ ), grãos de pólen, diatomáceas, espículas de esponjas, entre outros. Os resultados têm aportado dados sobre a história da paleovegetação da região nuclear do Cerrado (LEDRU, *et al.* 1993; LEDRU, *et al.* 2006; BEHLING, 1995), dos Campos no Sul (BEHLING, 2002; BAUERMANN, *et al.* 2008; BELING, *et al.* 2004; OLIVEIRA, *et al.* 2006; PAISANI, *et al.* 2013b; PAISANI, *et al.* 2014; BERTOLDO, *et al.* 2014), da Floresta Amazônica (COLINVAUX, *et al.* 1996; PESSENDA, *et al.* 1998b; GOUVEIA, *et al.* 1997;

GUIMARÃES, *et al.* 2011) e da Floresta Atlântica (por exemplo, LEDRU, *et al.* 2005; CALEGARI, *et al.* 2013a). Entretanto, alguns biomas ainda não possuem estudos de reconstrução de todas as fitofisionomias, ou foram pouco explorados, como é o caso da Caatinga e da Floresta Ombrófila Mista (FOM).

No Planalto das Araucárias, unidade geomorfológica que ocupa aproximadamente três quartos do terreno na região sul do Brasil, diferentes níveis de altitude (600 a <1400 m de altitude) são reconhecidos localmente como restos de superfícies aplainadas (S8-S1). Estas superfícies são mantidas pelos derrames vulcânicos básicos (S3-S8) e ácidos (S1 e S2). Esses derrames são do período Neocretáceo da Bacia do Paraná, sendo que a maior extensão deste planalto está localizada em uma zona de clima subtropical úmido (Paisani *et al.*; 2014).

No Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina, onde naturalmente ocorriam grandes áreas de FOM, o Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomorfológicas e Formação Superficiais (GESGFS) da Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE) tem se dedicado às pesquisas para compreender quais foram os principais fatores e processos que atuaram na formação do atual relevo e na evolução da paisagem nessas regiões.

Desde 2008, com o trabalho de Paisani *et al.* (2008a) quando foram identificadas oito superfícies incompletamente aplainadas, localizadas no Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina, o grupo de pesquisa tem concentrado seus estudos nessas regiões a fim de entender a história dessas superfícies, cuja evolução parece estar relacionada com o balanço entre a morfogênese e a pedogênese (PAISANI *et al.*, 2008a).

Desde então foram realizados estudos em seções estratigráficas e de caracterização e mapeamento de derrames vulcânicos em algumas dessas superfícies, como na superfície incompletamente aplainada II no Planalto de Palma (PR) e Água Doce (SC) (GUERRA, 2012; LIMA, 2013; PAISANI *et al.*, 2013 b; PAISANI, *et al.*, 2014; FACHIN, 2014 e OLIVEIRA, 2014); estudo sobre o estágio de intemperismo da cobertura superficial em Clevelândia (PR) - superfície incompletamente aplainada V (BERTUOL, 2014); em cabeceiras de drenagem em Campo Erê (SC) e estudo sobre gênese e formação de perfil laterítico sob basalto em Mariópolis (PR) - superfície incompletamente aplainada VI, (BRAGAS, 2010; RODRIGUES, 2011; PAISANI *et al.*, 2013a); estudo sobre evolução de encostas em Francisco Beltrão (PR) - superfície VII (GEREMIA, 2009; PAISANI e GEREMIA, 2010) e na superfície VIII o estudo sobre evolução de cabeceira de drenagem através de palinórfos em área de preservação ambiental (BERTOLDO, 2010)

A superfície VI, que abrange os municípios de Campo Erê (SC), Palma Sola (SC) e Pato Branco (PR), foi escolhida para esse trabalho por apresentar solos profundos, desenvolvidos *in situ* (PAISANI *et al.*, 2008a; RODRIGUES, 2011; PAISANI *et al.*, 2013a).

Solos profundos são típicos de regiões tropicais e subtropicais. Desenvolvem-se em áreas cratônicas estáveis durante dezenas a milhões de anos (SCHAETZL e ANDERSON *et al.*, 2005) por isso testemunham os processos pretéritos ocorridos em sua formação. Por vezes esses solos podem guardar registros recentes da história evolutiva da vegetação. Assim, utilizá-los como um reservatório de registros de mudanças ambientais é possível, pois preservam *proxies* biológicos que permitem reconstruir possíveis trocas vegetacionais e inferir sobre mudanças ou oscilações climáticas ocorridas ao longo do Quaternário.

Assim, visando conhecer melhor a trajetória da vegetação na paisagem dessa unidade geomórfica, foi selecionado para o estudo um perfil de alteração que apresenta um solo profundo e bem preservado na região de Campo Erê, Noroeste de Santa Catarina.

Maack (2002) descreve em Campo Erê (SC) espécies vegetais singulares encontradas somente nessa região ao qual ele chama de “cerrado peculiar de Campo Erê”. Esse autor, ao relatar em seu livro as formações vegetais do estado do Paraná, mencionava a presença de espécies vegetais que seriam mais comuns em áreas de cerrado. Ainda, segundo Maack, a presença dessas espécies na região sul só poderia ser explicada através da ocorrência de mudanças climáticas ocorridas no Quaternário que mais recentemente foram sendo substituídas por espécies pertencentes a FOM.

O presente estudo tem como objetivo principal compreender a dinâmica da vegetação no Final do Pleistoceno e ao longo Holoceno, que pode ter atuado na evolução da paisagem na região de Campo Erê (SC), correspondente a Superfície incompletamente aplainada VI.

Com isso busca-se especificamente:

- i) Determinar a assinatura fitolítica da vegetação atual e pretérita por meio de comparações entre a assembleia de fitólitos preservada no solo e as coleções de referência já existentes da Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista e do Campo elaborado pelo grupo;
- ii) Verificar a existência de registros de mudanças climáticas e determinar a cronologia desses possíveis câmbios por meio de datação <sup>14</sup>C.

Com base nos objetivos apresentados foi realizada uma revisão bibliográfica (capítulo 2) sobre os seguintes temas:

- O solo, seus fatores de formação e seu uso como registro de mudanças ambientais;



- O final do Pleistoceno e o Holoceno , suas principais características e as mudanças ocorridas que podem ter atuado na distribuição da vegetação na região Sul do Brasil, com foco nos trabalhos realizados no sudoeste do Paraná pelo grupo de pesquisa GESGFS;

- Fitólitos e sua aplicação em estudos de reconstrução paleoambiental, os estudos pioneiros realizados no Brasil utilizando esse *Proxy* biológico e o uso dos índices fitolíticos;

- Isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e datação por  $^{14}\text{C}$ , usadas nessa pesquisa para complementar os estudos fitolíticos na identificação e interpretação de mudanças da vegetação e para definir a cronologia dessas mudanças.

No capítulo 3 apresenta-se a Caracterização da Área de Estudo e no capítulo 4 os materiais e métodos utilizados nesse estudo, isto é, são descritos os procedimentos empregados nos trabalhos de campo para coleta e descrição dos solos e de plantas, assim como, os métodos empregados para análises químicas e físicas do solo, isotópicas e fitolíticas.

No capítulo 5 são apresentados os resultados e no capítulo 6 a interpretação de todos os dados e os resultados obtidos. Por fim, no capítulo 7 são apresentadas as conclusões dessa pesquisa.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 O SOLO: REGISTRO DE MUDANÇAS AMBIENTAIS

O Solo é um corpo tridimensional natural, resultante da ação do clima e de organismos sobre o material de origem. Ele está condicionado pelo relevo em diferentes períodos de tempo. É composto por partes líquidas, gasosas, material orgânico e micro-organismos. Apresenta características que resultam dos processos e mecanismos dominantes na sua formação (RESENDE *et al.*, 2007; PALMIERI e LARACH, 2010; BRADY e WEIL, 2013).

A variabilidade espacial dos solos na crosta terrestre é explicada pelas variações em seus fatores de formação. Isto é, geológicos (material de origem), climáticos, topográficos e bióticos, que influenciam diretamente em sua formação. Todos esses fatores em conjunto regulam a ação dos processos de formação do solo e estes ao longo do tempo modificam suas propriedades e favorecem a sua evolução (KAMPF e CURI, 2012).

O sistema solo inicia-se a partir do material de origem no tempo zero. Esse material de origem pode ser autóctone, resultante do intemperismo da rocha subjacente ou alóctone, quando o material é transportado de outras áreas (PALMIERI e LARACH, 2010; KAMPF e CURI, 2012). O Tempo zero na formação do solo é um ponto na escala do tempo em que o material de origem é exposto na superfície e (re)inicia o seu processo de formação (BUOL *et al.*, 2011).

O clima é o principal responsável pelos processos de intemperismo e evolução dos solos. Essa combinação representa um conjunto de processos físico-bio-químico que provoca a destruição e/ou a síntese de minerais. As rochas e os minerais são alterados pelo intemperismo físico (desintegração) e químico (decomposição), que atuam mutuamente na formação dos solos (BRADY e WEIL, 2013).

As principais reações do intemperismo químico que promovem a alteração química e resultam na alteração estrutural e mineralógica dos minerais são a dissolução, a hidrólise e a oxidação. Nesse caso a água, a temperatura e os gases são seus principais agentes (FONTES, 2012). Já o intemperismo físico é responsável por fragmentar as rochas em tamanhos menores (matacões, calhaus e cascalhos, por exemplo), por meio de processos dividido em físico-termal (temperatura) e físico mecânico (esforço mecânico que leva a fragmentação da rocha como o congelamento e cristalização de sais) (FONTES, 2012).

Outro determinante na formação dos solos é a posição no relevo (topografia). Em algumas regiões, levando-se em consideração uma série de outros fatores, os solos mais rasos, tendem a estar nas partes mais acidentadas do relevo. A erosão nessas áreas promove a remoção do material muito mais rapidamente, enquanto os solos mais profundos (com avançado grau de evolução) se encontram em situações de topos de vertentes e no alto de chapadas, onde esse trabalho de desgaste não ocorre de forma acelerada e o solo tem condições para se desenvolver verticalmente *in situ* (RESENDE *et al.*, 2007).

Na paisagem os solos ocorrem em conjunto, formando uma sequência conhecida como catena. Cada parte desse conjunto ocupa uma posição topográfica característica. Os solos encontrados em uma catena geralmente apresentam propriedades que refletem a interferência da topografia sobre o movimento da água e sua drenagem (BRADY e WEIL, 2013).

Outro fator importante que se deve considerar no estudo da formação de um solo é a atividade biológica. Esta é representada principalmente por microorganismos como, bactérias, fungos, actinomicetos e algas, assim como raízes de plantas e animais (meso e macrofauna) incluindo os seres humanos que podem interferir diretamente em sua formação (RESENDE *et al.*, 2007; KAMPF e CURI, 2012). Os organismos atuam desde a fase inicial com líquens e musgos que povoam as rochas até a vegetação formada por plantas maiores que retiram os nutrientes do solo e devolvem novamente em forma de resíduos orgânicos, que posteriormente serão incorporados aos processos atuantes no solo (KAMPF e CURI, 2012). A ação dos microorganismos na decomposição ou transformação dos resíduos orgânicos fornece sais minerais e substâncias húmicas que produzem propriedades químicas e físicas que contribuem na formação do solo (PALMIERI e LARACH, 2010).

Os atributos morfológicos, químicos e mineralógicos do solo que se observa em campo e em laboratório é o resultado não só das condições geológicas, climáticas, biológicas e topográficas do presente, as características atuais do solo guardam registros de sua história, de como as condições edafoclimáticas mudaram ao longo do tempo (BUOL *et al.*, 2011). Assim, todos os processos ocorridos até então, dependem do tempo.

Os solos podem se formar em superfícies geomórficas estáveis e evoluem com elas desde que a estabilidade permaneça por longos períodos de tempo. O período de tempo durante o qual ele se forma nessa superfície estável denomina-se intervalo de formação. Esse intervalo de formação pode estar associado a um ou vários períodos de intensa pedogênese (SCHAETZL e ANDERSON *et al.*, 2005).

As propriedades desse solo formado durante esse intervalo de estabilidade do relevo pode revelar muito sobre as condições paleoambientais de sua formação. Por mais que a

intensidade dos processos pedogenéticos e o tempo de formação não sejam possíveis de se estabelecer, as formas de relevo e os solos fornecem “pistas” sobre os paleoambientes de formação (SCHAETZL e ANDERSON *et al.*, 2005), por exemplo, os *proxies* biológicos (microrestos de plantas, sinal isotópico da matéria orgânica do solo e etc.).

Como parte da assinatura paleoambiental do solo os microrrestos de plantas podem guardar registros da vegetação que existiu durante a sua formação recente e registrar possíveis mudanças na estrutura da vegetação devido a câmbios climáticos ou antrópicos. Os grãos de pólen, os isótopos estáveis do carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ) provenientes da matéria orgânica (MO) e os silicofitólitos produzidos pelas plantas representam um conjunto de *proxies* biológicos que guardam importantes registros sobre o tipo de vegetação e sua cronologia ao longo da formação de um solo. Esses registros produzidos pela vegetação são parte constituinte do solo e podem ser recuperados e usados para reconstruir a vegetação e inferir o clima. Considerando que a escala de tempo geológico para esses estudos não ultrapassa o Quaternário. Em registros bem preservados podem reconstruir a mudanças ocorridas desde o Pleistoceno.

## 2.2 AS IMPLICAÇÕES NA DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS E FLORESTAS NO SUL DO BRASIL NO FINAL DO PLEISTOCENO E AO LONGO DO HOLOCENO.

O clima da Terra tem variado ao longo do tempo geológico, no Quaternário, período mais recente da história da terra que abrange os últimos 2,58 milhões de anos divididos em Pleistoceno e Holoceno, o clima tem oscilado entre períodos frios (glaciais) e outros mais quentes (interglaciais). Os períodos glaciais são caracterizados por episódios climáticos nos quais as extensas geleiras atingem seu limite máximo de desenvolvimento. Por sua vez o interglacial é um episódio climático dentro de uma glaciação durante o qual as geleiras param de expandir e o clima torna-se mais quente. O Último Máximo Glacial (UMG) ocorreu no Pleistoceno e caracterizou-se pelo máximo global de extensão do volume de gelo e por mínimos do nível médio do mar, destaca-se por apresentar o registro mais completo de todas as glaciações que ocorreram no Pleistoceno. Ao final do último máximo glacial inicia-se o Holoceno, período mais recente que abrange os últimos 11,7 mil anos da história da terra, seu limite foi estabelecido através do núcleo de gelo encontrado na Groelândia (NGRIP), esse núcleo de gelo contém o registro climático entre o limite Pleistoceno/Holoceno com a maior

clareza e resolução já encontrado (SUGUIO, 2001; MIX *et al.*, 2001; WALKER *et al.*, 2009; ICS, 2013; SQS, 2014).

O intervalo entre a Última Glaciação e o atual Interglacial é marcado por várias oscilações climáticas, essas oscilações foram responsáveis por importantes mudanças ambientais. As características ambientais observadas atualmente resultam da longa evolução do planeta, principalmente no Quaternário, portanto, a compreensão das variações climáticas e dos processos que comandaram essa evolução é necessária para compreender as paisagens, os climas e a distribuição atual da flora e da fauna (BRADLEY *et al.*, 1999; MIX *et al.*, 2001; AB'SABER, 2003).

As mudanças que ocorrem na atmosfera e no clima terrestre são resultantes da ação conjugada de duas forças principais: uma proveniente da energia solar e a outra do interior da Terra (SANT'ANNA NETO e NERY, 2005). A teoria de Milankovitch propõe que os movimentos orbitais da Terra (alteração da distância da Terra ao Sol, obliquidade da elíptica e a geometria da órbita terrestre em torno do Sol) sejam os fatores principais para explicar as mudanças climáticas, bem como a origem das glaciações (FOUCAULT, 1993; SALGADO-LABOURIAU, 1994).

As fases glaciais e interglaciais oscilaram várias vezes dentro de um intervalo de tempo muito curto, ambas as fases desencadearam profundas mudanças e transformações, não somente em sedimentos oceânicos, mas também em depósitos geológicos continentais (BIGARELLA *et al.*, 1975). As mudanças ocorridas nos continentes ocasionadas por variações climáticas foram absorvidas de diversas formas pelas paisagens continentais (CASSETI, 2005).

A intensidade das variações climáticas no Quaternário produziu efeitos nas taxas de intemperismo e pedogênese, no nível dos oceanos, nos regimes fluviais e na distribuição ecológica dos seres vivos. Esses processos de transformação resultaram em modificações na paisagem mundial. Mudanças ambientais significativas, temporais e espaciais, podem ser identificadas nesse curto espaço de tempo através da flora e da fauna, em seqüências sedimentares ou até em artefatos humanos pré-históricos (MOURA, 1998).

Na região sul do país os estudos baseados em *proxies* ambientais biológicos têm ajudado na interpretação da dinâmica dos biomas de campo e floresta durante o Quaternário. Os dados de pólen, de fitólitos de sílica, de antracologia (carvão) e isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$ ) associados às datações de  $^{14}\text{C}$  da matéria orgânica do solo têm revelado a expansão e a retração da floresta sobre os campos desde o UMG (por exemplo, BEHLING, 1995; BEHLING *et al.*, 2004; BEHLING *et al.*, 2009; BAUERMANN *et al.*, 2008; BAUERMANN

& BEHLING, 2009; OLIVEIRA *et al.*, 2006a; CALEGARI, 2008; FERNANDES, 2009; PAISANI *et al.*, 2013; PAISANI, *et al.* 2014; BERTOLDO, 2010; BERTOLDO *et al.*, 2014).

Os primeiros estudos palinológicos realizados em um testemunho coletado na região Sul, em Cambará do Sul (RS) permitiram interpretar o clima e a vegetação dos últimos 42.840 anos A.P.  $^{14}\text{C}$  (idade em anos radiocarbônico não calibrados antes do presente). A interpretação dos resultados sugere que nessa região a vegetação era de campo, associada a clima relativamente seco e frio durante os períodos glaciais, possivelmente abaixo de  $-10^{\circ}\text{C}$ . As pequenas populações de Araucárias estiveram presentes nesse período em refúgios de vales profundos ou em encostas mais úmidas. O campo predominou até aproximadamente o início do Holoceno Superior a 4.320 anos cal A.P. (idade em anos radiocarbônico calibrados antes do presente), depois dessa idade constatou-se que as araucárias se expandiram para as faixas de matas ciliares ao longo dos rios (BEHLING *et al.*, 2004).

Há cerca de 1.100 anos A.P. há dados que informam que a floresta teria se expandido para os setores de topo das vertentes, substituindo a vegetação de campo em condições mais úmidas sem uma estação seca anual. De acordo com registros polínicos a expansão da floresta coincidiu com a diminuição dos incêndios, provavelmente gerados pela atividade humana nessa região, ou ainda provocada por causas naturais. Acredita-se que a diminuição das queimadas pode ser a responsável pelo crescimento da floresta, além das mudanças climáticas (BEHLING *et al.*, 2004).

Em São Martinho da Serra (RS) Bauermann, *et al.* (2008) encontraram outro testemunho holocênico datado em 3.231 anos A.P. Esse testemunho indicou, assim como em Cambará do Sul, que as terras baixas do Rio Grande do Sul foram naturalmente cobertas por campos desde o Holoceno Médio até o presente. As formações florestais deviam distribuir-se ao longo dos rios formando matas de galeria e somente a partir de 1.574 anos A.P. com o aumento da umidade houve condições para a diversificação de domínios florestais e o incremento de novos táxons, com espécies da floresta latifólia sobre a mata local. No topo desse testemunho, correspondente ao período mais recente, a assembleia polínica indicou um aumento significativo de partículas carbonizadas e o decréscimo no número de táxons. Isso reforça a teoria sobre as queimadas provocadas pela atividade humana e o desmatamento, sendo recente, em decorrência das atividades extrativistas. (BAUERMAN *et al.*, 2008).

No estado de Santa Catarina a vegetação de domínio Atlântico foi aparentemente substituída por uma Floresta Subtropical (BEHLING, 1995). Nas regiões da Serra do Rio do Rastro, Serra da Boa Vista, Morro da Igreja e Poço Grande foram realizados estudos polínicos em testemunhos cujas idades (não calibradas) da base estavam entre 14.000 e 10.000  $^{14}\text{C}$  anos

A.P. (BEHLING, 1995). Os resultados indicaram que nas áreas de várzea a vegetação era composta pela floresta subtropical com predominância de *Myrtaceae*. Nas áreas mais altas a cobertura vegetal era composta por campos graminóides, sendo que somente alguns núcleos de Araucárias eram encontrados protegidos nos fundos dos vales, assemelhando-se aos dados encontrados em áreas do Rio Grande do Sul (BEHLING, 1995; BEHLING *et al.* 2004).

Estudos de BEHLING (1995) indicam que entre 10.000 – 3.000 <sup>14</sup>C anos A. P havia a predominância de florestas tropicais, sob condições de clima já caracterizado como tropical, nas áreas mais baixas do estado de Santa Catarina. Nas regiões mais altas os campos ainda ocupavam grande parte do relevo. Na Serra do Rio do Rastro e Morro da Igreja a vegetação de campo perdurou até aproximadamente 1.000 anos A.P. Nesse período nas áreas de transição entre várzeas e terras altas (Serra da Boa Vista, por exemplo) ocorreu a expansão da floresta Atlântica com táxons de floresta de Araucária e, ao que tudo indica, sob um clima quente e seco. No Holoceno Tardio (3.000 <sup>14</sup>C anos A. P) ocorreu a expansão da floresta de Araucária, sobretudo nos últimos 1.000 anos, substituindo as áreas de campo (BEHLING, 1995).

Nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina a expansão das Araucárias se intensificou durante os últimos 1.000 anos. Já no estado do Paraná a expansão se intensificou a partir de 1.500 anos (BEHLING *et al.*, 2002). Estudos recentes tem investigado a hipótese de que essa expansão tenha sido influenciada por grupos humanos que usavam as Araucárias como fonte de alimento e, considerando que as mesmas necessitem de muita luz para sua germinação, o homem, assim como as aves e roedores, pode ter sido o agente dispersor dessas sementes e responsáveis pela expansão dessa espécie (BITENCOURT e KRAUSPENHAR, 2006; CORTELETTI, 2012).

Ainda sobre a participação de comunidades nativas, estudos arqueológicos revelaram que grupos de caçadores e coletores com cerâmica pertencentes ao tronco cultural Jê, definidos arqueologicamente como Tradição Taquara/Itararé, ocuparam a região do Planalto Sul Brasileiro desde 2.000 anos A.P. até aproximadamente 200 anos A.P. A caça de animais, a coleta de pinhão, considerada item básico da dieta vegetal, e o manejo agroflorestal, constituíam os principais recursos utilizados e advindos da floresta. Esses grupos de caçadores e coletores podem ter exercido forte influencia sobre o manejo dos Campos e das florestas de Araucárias (BITENCOURT e KRAUSPENHAR, 2006).

Estudo proposto por Oliveira *et al.*, (2006a) em Campo Alegre (SC) registrou mudanças ambientais Pleistocênicas e Holocênicas em depósitos de cabeceira de vale. Uma pesquisa *multiproxy* com dados geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos, isotópicos,

palinológicos e geocronológicos apontou mudanças ambientais cujas idades coincidem com os Estágios Isotópicos Marinheiros (EIM) 5b, 3, 2 e 1. Identificou-se nessas cabeceiras de vale a presença de umidade em zonas de saturação subsuperficial, mesmo sabendo-se que a precipitação e temperatura eram inferiores as atuais no final do Pleistoceno, comprovada pela presença nas partes mais altas do relevo de gramíneas e arbustos típicos de campo/cerrado no UMG. Assim interpretou-se que as zonas de saturação possivelmente comandavam a expansão e retração da vegetação durante os períodos de transição entre estágios glaciais e interglaciais, favorecendo a erosão e sedimentação independente do sinal de mudanças climáticas (OLIVEIRA, *et al.* 2006a).

No estado do Paraná, na região da Serra dos Campos Gerais, estudos realizados por Behling, (1997b) mostraram que no período entre 12.480 <sup>14</sup>C anos A.P. e 9.660 <sup>14</sup>C anos A.P. existiam grandes áreas de campos com Florestas de Araucárias e espécies nativas da Floresta Tropical. e o clima foi caracterizado como sendo seco e frio com fortes geadas e temperaturas mínimas de - 10° C. Entre 9.660anos A.P.<sup>14</sup>C e 2.850 anos A.P.<sup>14</sup>C a vegetação continuou similar a da fase anterior, porém sem geadas. Na fase entre 2.850 <sup>14</sup>C anos A.P. e 1.530 <sup>14</sup>C anos A.P constatou-se indícios de que nos vales a umidade já era maior. A partir de 1.530 <sup>14</sup>C anos A.P observou-se a primeira expansão da araucária e um forte crescimento da FOM, agora nas terras mais altas formando mosaicos de campo e floresta com a presença de um clima úmido sem estação seca (BEHLING, 1997b).

Em Guarapuava (PR) os resultados obtidos com análises de fitólitos e isótopos em um perfil de solo sob FOM por Calegari (2008) permitiram identificar mudanças na estrutura da vegetação que foram interpretadas como resultado de flutuações climáticas no Holoceno. Foram encontradas assembleias fitolíticas representativas de plantas C<sub>3</sub> (florestas) desenvolvidas em um clima mais quente durante o Holoceno inferior. No Holoceno Médio constatou-se um predomínio de fitólitos e de sinal isotópico produzido por espécies de plantas do tipo C<sub>4</sub>, indicando a presença de uma vegetação mais aberta, possivelmente adaptada a um clima mais seco que o do Holoceno Inferior. Somente há aproximadamente 2.000 anos A.P. a floresta teria se expandido sobre o campo e retomado a formação de uma floresta com Araucária associada a um clima mais úmido e frio semelhante ao atual (CALEGARI, 2008).

No Norte do Paraná, no município de Jussara, estudo de sedimentos do fundo da lagoa Fazenda demonstrou que aquele local se formou há aproximadamente 13.160 anos A.P. Nesse período a vegetação do seu entorno era representado por espécies do tipo C<sub>3</sub> (florestas). Do Holoceno Inferior ao Holoceno Médio houve redução do tamanho da lagoa, evidenciando os efeitos de um clima mais seco (FERNANDES, 2009).



Os resultados da análise polínica nas amostras desse testemunho indicou uma assembleia polínica produzida por espécies de mata de galeria associada a umidade recebida pelos rios Mulato e Ivaí, próximos da área estudada. Ainda de acordo com esses dados, no período entre 4.224 e 2.374 anos A.P., a umidade atmosférica tornou-se novamente elevada e favoreceu à diversificação da vegetação regional que a partir de 2.180 anos A.P. até o presente caracteriza uma vegetação adaptada a condições de clima tropical úmido (FERNANDES, 2009).

De acordo com a autora, para a Lagoa Fazenda dois momentos se destacam: um em torno dos 3.000 anos A.P. quando se observou o aumento de pólen de Araucária juntamente com táxons de mata pluvial tropical e outro a partir de 467 anos A.P. que apresentou aumento na frequência de pólen de araucárias coincidindo com o resfriamento climático global, conhecido como “Pequena Idade do Gelo” (FERNANDES, 2009). A posterior diminuição da quantidade de pólen observada nas amostras pode ter duas possíveis causas: aumento da temperatura média global ou interferência antrópica. A ocorrência de pólen de araucária com concentrações variadas ao longo de todo o testemunho indica que essas árvores ocorriam somente abaixo dos 500 m de altitude nessa região (FERNANDES, 2009).

Estudo realizado por Pessenda *et al.*, (2004), no norte do Paraná, em Londrina, indicou que desde o Holoceno Inferior até o Holoceno Médio não foram constatados câmbios nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em amostras de solo. Os valores isotópicos obtidos são representativos de plantas  $\text{C}_4$  (gramíneas), atestando a presença de uma vegetação mais aberta que atual e adaptada a clima mais seco que o atual. Esses resultados vêm ao encontro daqueles obtidos em outros perfis estudados no sudeste, centro-oeste e sul do Brasil (PESSENDA *et al.*, 2004)

No sudoeste do Paraná, estudos geomorfológicos realizados por Paisani *et al.*, (2008a) em área inserida dentro do Planalto das Araucárias, identificaram a existência de um relevo organizado em escadarias, onde foi possível identificar oito superfícies incompletamente aplainadas. Estudos detalhados estão sendo realizados para identificação e entendimento dos processos que atuaram na elaboração dessas superfícies. Para isso, estudos *multiproxy* vêm sendo realizados em várias dessas superfícies.

Foram realizados estudos na superfície incompletamente aplainada II com trabalhos de cunho geomorfológico no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC) em seções estratigráficas, buscando entender a evolução dessa superfície ao longo do Quaternário (GUERRA, 2012; FACHIN, 2014 e OLIVEIRA, 2014). Os trabalhos estratigráficos revelam momentos de intensa morfogênese, alternando-se com momentos de pedogênese desde o Pleistoceno Superior (41.000 anos A.P.) até o Holoceno Tardio (1.000 anos A.P.), condizente com o Estágio Isotópico 3, 2 e 1 (GUERRA, 2012).

Observou-se através dos estudos de Paisani *et al.* (2014) que as propriedades dos paleossolos nessas áreas refletem os processos pedogenéticos que são ajustados às condições paleoambientais do final do MIS 3 e da transição para MIS 2 (Último Máximo Glacial), sendo a acidólise aplasmogênica parcial o processo pedogeoquímico predominante durante MIS 3. Foi possível descobrir ainda que durante este estágio o regime hídrico foi suficientemente úmido para desenvolver horizontes hidromórficos nos fundos de vale de toda a rede de drenagem local.

Em encostas de um paleovale de 2ª ordem estudos reconheceram evidências de mudanças abruptas no conjunto de processos erosivos durante a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno (PAISANI *et al.*, 2013b). Entre o Holoceno Inferior e o Médio houve mudança de uma cobertura vegetal mais aberta (campo cerrado) para uma mais florestada (FOM) possivelmente em condições climáticas mais úmidas e quentes do que as do UMG. A morfogênese nesse período foi considerada baixa, provavelmente seu aumento ocorreu durante o Holoceno Médio e Superior interpretada como mudanças no regime hídrico em decorrência de oscilações climáticas (PAISANI, *et al.* 2013b). Paleovoçorocas geradas durante o UMG e Holoceno Médio também foram registradas em paleocabeceira de drenagem (FACHIN, 2014), assim como mudanças na vegetação (mais florestada -C<sub>3</sub> para menos florestada-C<sub>4</sub>) relacionadas às mudanças no regime hídrico em leque aluvial (OLIVEIRA, 2014).

Em Pato Branco, no sudoeste do Paraná, o estudo polínico realizado em uma cabeceira de drenagem na Unidade de Conservação Estadual, denominada como Área de Relevante Interesse Ecológico do Buriti (A.R.I.E do Buriti) revelou que a espécie *Araucária angustifólias* se estabeleceu na região a cerca de 13.400 anos A.P. <sup>14</sup>C no final do Pleistoceno (BERTOLDO, 2010; BERTOLDO *et al.*, 2014). As espécies típicas da FOM se estabeleceram na região ocupando supostas áreas de campo, possivelmente com estágios de sucessão ecológica. A partir de então a ocorrência de espécies arbóreas é confirmada até o presente. Os resultados desse estudo apontou que durante o Holoceno a floresta não foi substituída por campo, mas sim houve períodos em que ela esteve mais fechada ou mais aberta, isso em escala regional. A expansão da FOM associa-se a um clima úmido com curtas estações secas, pois as Araucárias não sobrevivem sem umidade no ambiente (BERTOLDO, 2010; BERTOLDO, *et al.* 2014).

## 2.3 SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA INCOMPLETAMENTE APLAINADA VI – REGIÃO DE CAMPO ERÊ (SC): ASPECTOS DA VEGETAÇÃO NATURAL

A organização das florestas, assim como sua composição florística, é definida pela conjugação do clima, da geomorfologia e do tipo de solo de uma determinada área. Esses fatores influenciam diretamente na formação e classificação das formações florestadas (CONTI e FURLAN, 2001).

A Superfície Incompletamente Aplainada VI é recoberta por Floresta Ombrófila Mista em meio a algumas áreas de campo (MAACK, 2002), formando mosaicos considerados pelo IBGE (2004) como parte do Bioma Mata Atlântica (OVERBECK *et al.*, 2009).

### 2.3.1 Floresta Ombrófila Mista (Mata de Araucárias)

A Floresta Ombrófila Mista (FOM), mais conhecida como Mata das Araucárias, é um tipo de vegetação do Planalto Meridional (área de seu atual “clímax climático”). Ela diferencia-se da Floresta Ombrófila Densa por apresentar mistura de Florestas Tropicais e Temperadas. Além disso, possui estrutura florestal que compreende a área de distribuição natural da *Araucária angustifolia*, também conhecida como Pinheiro Brasileiro, espécie marcante nos estratos superiores que geralmente formam uma cobertura contínua sobre a FOM (PIMENTA *et al.*, 1991; CARMO *et al.*, 2007; IBGE, 2012; APREMAVI, 2014).

O Instituto Brasileiro de Geografia (IBGE) (2012) reconhece quatro formações da FOM: Aluvial, em terraços antigos associados à rede hidrográfica; Submontana, constituindo disjunções em altitudes inferiores a 400 m; Montana, situada aproximadamente entre 400 e 1000 m de altitude; e Alto-Montana compreendendo as altitudes superiores a 1000 m.

A FOM ocorre nas terras altas dos planaltos e serras do sul do Brasil, nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (entre 24° e 30° S), onde os solos são férteis e o clima é úmido com temperaturas médias variando de moderada (22°C) à baixa no inverno (abaixo de 18°C). Em geral, essas matas formam uma vegetação homogênea em associação entre a *Araucária angustifolia*, o *Drymis*, o *Podocarpus* spp (Pinheiro), a *Ilex paraguariensis* (Erva-mate), a *Ocotea odorifera* (Canela Sassafrás), a *Ocotea porosa* (Imbuia) e a *Dicksonia sellowiana* (Xaxim). Quando bem desenvolvidas, as Araucárias podem atingir aproximadamente 50 metros de altura, com diâmetro de até dois metros, chegando a viver até 700 anos (CARMO *et al.*, 2007; APREMAVI, 2014).

Nos estratos inferiores dessa formação encontramos um mato baixo relativamente descontínuo com pinhais e algumas espécies de arbustos. Em alguns locais surgem refúgios de campos rodeados de pinhais formando uma paisagem específica do sul do Brasil (AB'SABER, 2003).

As matas com Araucárias também são encontradas em lugares isolados, considerados refúgios nas regiões serranas do estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, entre 18° e 24° de latitude sul (CONTI e FURLAN, 2001), essas condições climáticas tornaram possível a instalação desse domínio extratropical.

A FOM é uma formação vegetal sensível a mudança climática, bastante dependente da disponibilidade de umidade, pois necessita de uma precipitação média de no mínimo 1400 mm anuais. Em algumas regiões a média anual chega a 2000 mm e não mais do que um mês sem chuvas. A umidade quando não suficiente, mesmo quando a temperatura é satisfatória, pode extinguir essa vegetação (BEHLING, 1997b; HUECK, 1953). Tais dados demonstram a fragilidade e a interdependência dessa vegetação às condições climáticas.

No Estado de Santa Catarina a FOM ocupava a região da Serra da Fartura, na região fluvial do Rio Uruguai e no limite com o Paraná. No estado do Paraná a araucária era encontrada na região setentrional e meridional do Rio Iguaçu, na região das nascentes do rio Piquiri e parte do curso superior do rio Ivaí, a leste se estendia em direção a Serra do Mar e a Serra da Virgem Maria, interrompida por extensas ilhas de campos limpos (HUECK, 1953).

A floresta foi muito devastada ao longo do processo de ocupação da região sul devido a exploração da madeira, e depois pela expansão da agropecuária, reduzindo-a a pequenas áreas. Atualmente, somente em algumas regiões é possível encontrar fragmentos de FOM em sua formação primária (MEDEIROS, *et al.* 2005), o que dificulta os estudos de reconstrução paleoambiental e a preservação e conservação de sua biodiversidade. Nas áreas outrora de domínio da Mata de Araucária, observa-se o aumento de reflorestamento com espécies exóticas de rápido crescimento para o corte e industrialização em serrarias. A exploração da araucária teve seu auge entre 1950 e 1970, sendo que 90% da madeira retirada das florestas foram exportadas para outros países (MEDEIROS, *et al.* 2005).

Atualmente as Araucárias assim como outras espécies típicas da FOM, estão na lista das espécies ameaçadas de extinção. Quase todos os remanescentes dessa vegetação encontram-se muito dispersos e fragmentados o que dificulta sua reprodução. Visando a preservação da FOM sua flora e fauna, foi criado em outubro de 2005 pelo Ministério do Meio Ambiente a Estação Ecológica da Mata Preta (Abelardo Luz) e o Parque Nacional das Araucárias em Passos Maia e Ponte Serrada em SC. E, em março de 2006 foram criadas no

PR, a Reserva Biológica das Araucárias nos municípios de Imbituva, Teixeira Soares e Ipiranga, a Reserva Biológica das Perobas nos município de Turneiras do Oeste e Cianorte, o Refúgio de Vida Silvestre dos Campos de Palmas nos municípios de Palmas e General Carneiro e o Parque Nacional dos Campos Gerais nos municípios de Castro, Ponta Grossa e Carambeí (APREMAVI, 2014). Todos esses locais, preservam várias espécies que fazem parte da FOM e possibilitam aos pesquisadores a oportunidade de realizar e dar continuidade a pesquisas com diversos fins científicos.

### 2.3.2 Campos

Define-se vegetação campestre como as formações não arbóreas, caracterizadas por um estrato predominantemente arbustivo, esparsamente distribuído sobre um tapete gramíneo-lenhoso (IBGE, 2004).

O Brasil possui uma rica variedade de campos, resultado da conjugação de fatores edáficos, climáticos e geomorfológicos. No sul os campos se desenvolveram nas zonas de transição do clima tropical para o temperado com verões quentes e invernos frios, sem estação seca definida (OVERBECK, *et al.* 2009).

Os campos meridionais foram, a princípio, chamados de savanas ou estepes, porém, essa classificação não se adéqua ao tipo de clima predominante na região e muito menos as formações florísticas (MAACK, 2002; OVERBECK, *et al.* 2009).

A maior ocorrência de campos está localizada no estado do Rio Grande do Sul, onde existem formações herbáceas distribuídas nos banhados, ao redor de lagos e lagunas, em regiões costeiras e em áreas cercadas por florestas subtropicais e de Araucárias formando mosaicos entre campo e floresta similares aos encontrados nos estados de Santa Catarina e Paraná (CONTI & FURLAN, 2001).

No Rio Grande do Sul 63% da área de campo foi denominada Bioma Pampa e os campos que ocorrem no Planalto Meridional ao longo dos estados do RS, SC e PR foram considerados como parte do Bioma Mata Atlântica.

Assim para os estudos botânicos e fitogeográficos no sul do país o termo campo é para denominar tal vegetação, sendo a mesma classificada em:

- *Campo limpo* – sem componentes lenhosos com a predominância de gramíneas (Poaceae) e Cyperaceae. Caracteriza-se por extensas áreas de gramíneas baixas sem arbustos,

apenas matas ou capões nas depressões em torno de nascentes (MAACK, 2002; BEHLING *et al.*, 2009; OVERBECK *et al.*, 2009).

- *Campo sujo* – com presença de gramíneas, herbáceas e arbustos principalmente da família Asteraceae e gravatás. Alguns arbustos chegam a medir de 3 a 8 metros de altura exibem troncos e galhos retorcidos e duros, com cascas grossas, moles e porosos em seu interior (MAACK, 2002; BEHLING *et al.*, 2009; OVERBECK *et al.*, 2009).

Os campos meridionais são entendidos por alguns autores como relictos de um antigo clima semiárido do Pleistoceno (MAACK, 2002). Constituindo a formação mais antiga ou primária do sul do país, as áreas de florestas se expandiram em detrimento das de campos a partir das matas de galeria, matas de encostas ou capões de nascentes durante o clima úmido e chuvoso do Holoceno (MAACK, 2002).

Em geral, na região sul a cobertura natural de campos e florestas foram reduzidos a pequenas porções para dar lugar à exploração agropecuária e florestal destacando-se como grande produtora de milho, soja, trigo, arroz, além do destaque nas indústrias de celulose, madeireira e de manufaturados (EMBRAPA, 2002). Essas atividades afetaram de modo significativo a flora desse bioma. Os campos são usados principalmente para a criação de gado com a principal fonte forrageira, que por muitos anos a prática de manejo adotada foi a queima da vegetação para a renovação da pastagem. Embora as queimas não alterem a paisagem em curto prazo, elas podem, a médio e longo prazo, facilitar a seleção de espécies entre as gramíneas e outras plantas, causando a substituição de espécies frágeis (menos resistente as sucessivas queimas) por espécies mais resistentes a esse tipo de manejo (BEHLING *et al.*, 2009; MAACK, 2002).

Com essa prática ocorreu a degradação e a redução de áreas de vegetação primária que hoje são encontradas somente em pequenas áreas no sul do Brasil.

#### 2.3.2.1 Campos em Campo Erê (SC).

Segundo Maack, (2002), os campos de Campo Erê (SC) são encontrados ao sul do rio Iguaçu, em uma área de aproximadamente 25 km<sup>2</sup>. Nessa área ocorre um tipo de campo formado por um matagal de pequenos arbustos e árvores de pequeno porte. Entre as quais crescem escassos exemplares de Araucárias com troncos grossos, configurando um tipo de campo singular, que só ocorre nessa região.

Além da Araucária, Maack (2002) identificou em Campo Erê outras espécies, todas de pequeno porte: as leguminosas *Myrocarpus frondosus* (Cabreuvinha ou Cabreúva Mamata) e *Loncho carpu ssp.*; uma espécie de Miliaceae -*Guarea sp.*, (Camboatá ou Carrapateira); Lauraceae *Nectandra sp.*, (Canela Amarela) e *Nectandra sp.* (*Canela Lajeana.*), a Mirsinaceae *Rapaneaumbellata* (Capororooca), a Proteaceae *Roupala brasiliensis* (carne de vaca); as Aquifoliaceae *Ilex sp.*, (Caúna) e *Ilex paraguariensis* (Erva-mate); Mirtaceae *Myrcialaevigata* (Cerejeira), *Britoa sellowiana* (Guamirim), *Myrciaria cauliflora* (Jaboticaba), *Eugenia sp.*, (Pitanga), *Paivaealangsdorffi* (Cambuci) e *Campomanesia sp.*, (Guabiroba); Rubiaceae *Psychotriasuterella* (Pasto-de-anta) e a Rosaceae *Prunus sp.*, (Pessegueiro). Todas essas espécies foram encontradas no que o autor chama de cerrado peculiar de Campo Erê.

#### 2.4 FITÓLITOS: DEFINIÇÕES E APLICABILIDADE EM ESTUDOS DE RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL.

Fitólito, do grego “pedra produzida por plantas”, é o termo que tem sido usado para identificar todas as formas de substâncias mineralizadas pelas plantas, sejam eles formados por sílica hidratada (ácido monossílico) ou oxalato de cálcio (ROVNER, 1971, PIPERNO, 1988).

Inúmeros são os termos usados para designar os corpos silicosos identificados em plantas, como por exemplo: silicofitólitos, fitólitos de opala, opala de plantas, sílica opalina, células de sílica, sílica biogênica, biolitos e até mesmo grama de opala (CAVALCANTE, 1968; PIPERNO, 1988; THORN, 2007).

Os fitólitos de sílica, doravante chamados fitólitos, formam-se quando a planta deposita a sílica absorvida do solo, ou parte dela, em forma de gel dentro e entre as cavidades de suas estruturas celulares. Esse gel, com o aumento na concentração e dessecação da planta gradualmente se cristaliza, tornando-se partículas sólidas no tamanho da fração silte e assumem a forma das células ou tecidos nos quais se formam (PIPERNO, 2006; BALL *et al*, 2009).

O ácido monossílico encontrado no solo e absorvido pela planta é formado a partir do intemperismo químico das rochas e da dissolução da sílica. Quando a planta morre e chega ao solo, os fitólitos são liberados para serem incorporados ao solo por processos de erosão, transporte e deposição como qualquer outra partícula sedimentar (THORN, 2007).

Os fitólitos podem aportar informações de cunho arqueológico, paleoetnobotânico e paleoambiental significativa de uma área (PIPERNO, 2006; THORN, 2007; RAPP e MULHOLLAND, 1992).

Nas plantas a sílica pode atuar na (RAIJ e CAMARGO, 1973; KONDOFER *et al.*, 2002):

- Resistência ao ataque de pragas e doenças;
- Na absorção de outros elementos;
- Fortalecimento da estrutura das folhas aumentando a resistência ao acamamento;
- Reduz a transpiração da planta quando ocorre stress hídrico e/ou salino, e;
- Aumento da produtividade agrícola.

O estoque de fitólitos presentes no solo parece ser determinado principalmente por processos de dissolução e translocação no solo. No caso da dissolução, uma parte da sílica biogênica dissolve-se na parte superior do perfil do solo, onde a intensa atividade biológica causa uma rápida mineralização e humificação da matéria orgânica e a dissolução dos fitólitos (ALEXANDRE *et al.*, 1997). A sílica solúvel é então reciclada pela vegetação ou lixiviada para outras partes do relevo. Porém os fatores que controlam as taxas de dissolução da sílica biogênica no solo ainda são mal compreendidos. Em geral, entende-se que os fatores que controlam esse processo estão relacionados às propriedades intrínsecas dos fitólitos, como por exemplo, a área de superfície específica dos morfotipos, relação e estado de hidratação da Si/Al, e as características do ecossistema solo/planta incluindo processos biológicos, químicos e físicos ativos no solo (CARNELLI *et al.*, 2001).

A trajetória das pesquisas fitolíticas no mundo e na América do Sul foi revisada por Zucol *et al.*, (2008). Neste trabalho os autores destacam quatro períodos na história das pesquisas com fitólitos.

- Estudos pioneiros: (1804 – 1895): as primeiras referências sobre fitólitos são de Christian Ehrenberg (1841), uma fase marcada pelo descobrimento e exploração desses corpúsculos. Os primeiros estudos foram realizados com amostras de plantas, solos, sedimentos continentais e marinhos entre outros, provenientes de diversas regiões do mundo. Em 1854 Ehrenberg propõe o primeiro sistema de classificação de fitólitos, já reconhecendo diferenças morfológicas entre os morfotipos em nível de família;
- Estudos botânicos (1895-1936): nesse período os estudos de Ehrenberg foram de caráter mais botânico, principalmente na Alemanha onde um grande número de botânicos começou a citar a presença de corpos de silício em muitas famílias do reino vegetal incluindo eudicotiledôneas.



- Estudos Ecológicos (1955-1975): esse período que foi marcado por uma internacionalização da técnica aplicada aos estudos ecológicos, os quais foram incorporados pelos botânicos, pedólogos, agrônomos e geólogos que utilizavam as análises de fitólitos buscando definir índice de inferências paleoambientais. Observa-se nessa época que, paralelo aos estudos com solos e sedimentos, realizaram-se também estudos comparativos com plantas modernas. Acrescentam-se ainda as investigações as propriedades físicas e químicas dos fitólitos. A função da sílica nas plantas, os mecanismos de formação dos corpos silicosos, assim como metodologias para a extração e identificação de fitólitos em plantas, solos e sedimentos.

- Estudos arqueológicos e paleoecológicos (1971 até os dias atuais): fase marcada pelo emprego da análise fitolítica para identificação de grãos de vegetais em vários sítios arqueológicos na América Central e Europa. Os fitólitos eram de interesse arqueológico devido a abundância de material vegetal carbonizado recuperados em sítios, reafirmando seu potencial para estudos de reconstrução.

Em 1971 Rovner publica um trabalho sobre o potencial dos fitólitos nos estudos arqueológicos e estimula arqueobotânicos a realizarem tais estudos, dando um novo impulso a esse ramo da ciência.

No Brasil a análise de fitólitos tem sido aplicada em estudos de reconstrução paleoambiental, inclusive na Geografia (CALEGARI, 2008; 2013b; COE, 2009; COE *et al.*, 2012; COE *et al.*, 2014; RASBOLD *et al.*, 2012; MONTEIRO *et al.*, 2012).

Atualmente, duas frentes de pesquisa fitolíticas têm se destacado:

- a) Sistemática de fitólitos modernos das plantas para elaboração de coleções de referência, subsidiando os estudos de reconstrução paleoambiental e cultural (paleoeconomia);
- b) Comparação e interpretação de assembleias de fitólitos preservados em solos e sedimentos, no estudo propriamente dito de reconstrução paleoambiental, em conjunto com outras técnicas e *proxies* biológicos, sedimentares e pedológicos.

A combinação de uma boa produção de fitólitos em plantas modernas, aliada a condições edáficas que favorecem a preservação dos mesmos nos solos e sedimentos, reforça o grande potencial dessa ferramenta para pesquisas paleoambientais dentro dos fundamentos da Geociência. A identificação dos fitólitos nos solos e sedimentos é baseada diretamente em um conhecimento detalhado de sua produção nas plantas modernas (RAPP e MULHOLLAND, 1992).

De acordo com Rovner (1971) existem dois aspectos na produção de fitólitos que devem ser consideradas nas análises de fitólitos.

- i) A multiplicidade: uma mesma planta produz diferentes morfotipos.
- ii) A redundância: um mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos de uma mesma planta e por diferentes plantas.

Tais aspectos, que para alguns poderia ser um limitante, podem ser minimizados com a elaboração e ampliação das coleções de referência de fitólitos de plantas modernas. Quanto mais espécies forem conhecidas em relação a sua produção de fitólitos, menor será a limitação impostas pela multiplicidade e redundância na produção.

Por outro lado, são várias as vantagens que esse *proxy* oferece. Por exemplo, boa preservação (em quantidade e diversidade) em solos e sedimentos, em diferentes condições edáficas; capacidade de distinção de ambientes e tipo de vegetação onde os solos/sedimentos se formaram. Em geral, emprega-se a análise polínica para estudos de reconstrução da estrutura da vegetação. Porém os grãos de pólen, devido a sua composição não resistem a condições oxidantes, como a dos solos minerais e de alguns sedimentos, impossibilitando a reconstrução (THORN, 2007; CALEGARI *et al.*, 2013b). Já os fitólitos apresentam grandes vantagens principalmente porque são facilmente preservados e relativamente robustos, compostos de uma substância relativamente inerte. Sua solidez e compactação, em geral, não permitem danos mecânicos dentro do registro fóssil (THORN, 2007).

Outra vantagem é a possibilidade de diferenciar entre as gramíneas de padrão fotossintético C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> (TWISS e SMITH, 1969) e assim, refinar e complementar a interpretação dos valores isotópicos obtidos da matéria orgânica do solo (CALEGARI *et al.*, 2013a).

## 2.5 ESTUDOS FITOLÍTICOS NO BRASIL

Há tempos se têm observado corpos silicosos em células vasculares de plantas de diversas famílias, sendo os mais evidentes e estudados aqueles pertencentes a família das gramíneas (Poaceae). Em uma revisão sobre os estudos fitolíticos no Brasil constata-se que o primeiro estudo de fitólitos desenvolvido no país é do final da década de 1950 e foi realizado por Fontana e Muth em 1957, que estudaram a produção de corpos silicosos em gramíneas *Panicum maximum*. Eles identificaram a morfologia dos fitólitos sem esclarecer os

mecanismos de deposição de sílica (CALEGARI, 2014). Neste momento, em outras partes do mundo estudos mais avançados eram realizados, inclusive com aplicações ambientais (Zucol, *et al.* 2008).

Nas duas décadas seguintes uma série de artigos foi publicada, resultante de uma pesquisa mais ampla, de caráter taxonômico e ambiental na região do Cerrado Brasileiro, liderada por Luiz Gouveia Labouriau (Labouriau, 1963; Sendulsky e Labouriau, 1966; Cavalcante, 1968; Campos e Labouriau, 1969; Sondahl e Labouriau, 1970; Silva e Labouriau 1970; Figueiredo e Handro, 1971; Labouriau, *et al.* 1973; Labouriau, 1983). O objetivo era desenvolver um banco de dados com os morfotipos fitolíticos produzidos por plantas e sua permanência nos solos do Cerrado Brasileiro (LABOURIAU, 1983).

Em 1963 foi publicado o primeiro artigo sobre os estudos realizados no cerrado brasileiro com espécies de gramíneas (Labouriau, 1963). Os estudos nos cerrados despertaram o interesse de pesquisadores devido a grande quantidade de espécies pertencentes a família Poaceae. O objetivo destes estudos foi realizar um levantamento florístico e identificar as espécies típicas desse ecossistema, assim como também coletar algumas amostras de gramíneas encontradas em florestas (SENDULSKY e LABOURIAU, 1966). Selecionaram-se espécies nativas e algumas cultivadas, totalizando 56 amostras, em seguida foi realizada uma revisão bibliográfica sobre os processos de extração de corpos silicosos em folhas de plantas modernas. Optou-se pelas técnicas que destroem os tecidos da planta e preservam os fitólitos (conhecida como *dry ashing*). Os primeiros resultados apontaram uma boa produção de fitólitos nas espécies estudadas, sendo que apenas uma espécie não produziu nenhum morfotipo identificável. Todos os morfotipos foram descritos e desenhados para se obter um banco de dados com tais informações (SENDULSKY e LABOURIAU, 1966).

Seguindo tal perspectiva, em 1969 Campos e Labouriau estudaram mais 10 espécies de gramíneas do cerrado, perfazendo um total de 66 espécies. As amostras foram retiradas de herbários pertencentes as coleções do Museu Nacional do Rio de Janeiro. As técnicas de extração foram aperfeiçoadas do trabalho preliminar de Sendulsky e Labouriau, (1966).

Durante as análises foram encontradas células curtas silicificadas, como se acreditava ocorrer. Também algumas células longas, pelos, células papilosas, buliformes e estômatos (CAMPOS e LABOURIAU, 1969).

Em 1970 mais dois trabalhos foram publicados pelo grupo, seguindo os mesmo objetivos que os anteriores (SILVA e LABOURIAU, 1970 e SONDAHL e LABOURIAU, 1970). Nesses dois trabalhos mais 20 espécies foram tratadas, algumas de solo também foram analisadas na tentativa de delimitar a fronteira do cerrado com a floresta, porém os resultados

apresentaram diversas limitações (SILVA e LABOURIAU, 1970). No nível fitogeográfico as gramíneas ultrapassam as fronteiras do cerrado. Em nível taxonômico necessitava-se de uma base mais ampla sobre as formas dos corpos silicosos dessas espécies. Outro problema em aberto era o papel da intensa deposição de sílica nas células foliares, suas causas fisiológicas e suas consequências ecológicas. Todas essas informações eram incertas ainda. Por fim necessitava-se de estudos sobre a localização de cada forma e a respectiva área de formação dentro das plantas para aprimorar os futuros estudos (SILVA e LABOURIAU, 1970).

Durante o desenvolvimento desses trabalhos pioneiros houve grandes avanços quanto as técnicas de extração e ao desenvolvimento de um banco de dados com todos os morfotipos encontrados. Porém, essas coleções se perderam com o tempo, havendo somente essas publicações como material para uso nas análises de assembleias ou de comparação de coleções. Embora os conhecimentos do cerrado estejam bastante evoluídos do ponto de vista botânico, é grande a falta de informações taxonômicas sobre as gramíneas do cerrado quanto a produção de fitólitos. Assim como a pobreza de coleções e as lacunas de informações fito-sociológicas sobre o mesmo.

Existe um grande número de espécies de plantas no cerrado e poucos foram os estudos sobre sua florística. Outro grave problema são as queimadas frequentes que provocam o empobrecimento do solo. Mas, uma informação é conhecida, a de que a produção de fitólitos é grande nesse bioma. E muitos deles são incorporados ao solo. As hipóteses levantadas na época para explicar quantidade de sílica depositada no solo foram:

- Resultado do stress hídrico provocado pelo clima marcado por duas estações ao ano onde ocorre um déficit de água no solo, forçando a silicificação e;
- um mecanismo de reforço para a estrutura foliar da planta que oferece mais resistência aos ataques de herbívoros e fungos e resistência aos constantes incêndios (SONDAHL e LABOURIAU, 1970).

Hoje se sabe que não só as gramíneas, mas outras espécies de plantas usam a sílica como suporte mecânico para as células melhorarem a arquitetura das folhas e a sua fotossíntese, para atribuir rigidez a estrutura da planta, para proteger a planta contra os parasitas e herbívoros (absorção seletiva), ou mesmo em algumas espécies a sílica é absorvida e silicificada sem qualquer outra função (absorção não seletiva) (RAPP e MULHOLLAND, 1992).

Em meio aos estudos que estavam sendo realizados no Cerrado, Cavalcante (1968) publicou os resultados de estudos realizados na Amazônia. O objetivo de tal publicação era elaborar um catálogo dos morfotipos de gramíneas da Amazônia. Esse trabalho foi

desenvolvido com a intenção de compreender a origem dos cerrados na Amazônia a partir de espécies predominantes nessas áreas. Até então pouco se sabia sobre corpos silicosos. Não existia ainda o ICPN. 1.0 (MADELA, *et al.* 2005) e havia uma escassez de estudos no Brasil sobre essa temática. Os primeiros resultados obtidos não foram suficientes para estabelecer grupos de corpos silicosos em nível taxonômico, mas esse estudo foi uma primeira aproximação para aqueles que já estavam sendo realizados pelo grupo (CAVALVANTE, 1968) e os que se seguiram.

Um segundo momento na história da análise de fitólitos no Brasil é marcado pelos estudos ambientais de reconstrução realizados por/ou com estrangeiros. Em 1981 Kondo e Iwasa analisaram e compararam a assembleia de fitólitos extraída em dois solos típicos da Amazônia Oriental, uma Terra Preta de Índio – TPI (solo antrópico) e um LATOSSOLO AMARELO (solo natural). Eles visavam reconhecer diferenças no ambiente edáfico e nos processos pedogenéticos destes dois solos. A TPI ocorre de forma descontínua em várias partes da Amazônia legal, sendo encontrado em algumas manchas por todo o planalto na região da Amazônia oriental brasileira. São terras muito férteis com horizonte superficial de cor escura (cinza ao preto), rico em matéria orgânica. Dentro desses solos são encontrados alguns artefatos (pedaços de peças de barro) de tribos indígenas pré-colombianas (KONDO e IWASA, 1981).

A partir da análise de fitólitos encontrados nesses dois perfis de solo os autores tentaram identificar as principais famílias e espécies de plantas que contribuíram para o acúmulo de matéria orgânica na formação desse horizonte antrópico. Os resultados finais apontaram que a TPI foi formada com forte presença de gramíneas associado às condições temporárias de solo úmido, o que gerou muita matéria orgânica nessas áreas, e a presença de espículas de esponja de água doce que confirma a hipótese de um solo mais úmido (KONDO e IWASA, 1981).

Em alguns estudos, sobretudo em zona tropical, a confiabilidade das interpretações paleoambientais, devido a forte bioturbação nos solos, pode ser questionada. Visando avaliar a confiabilidade não só dos fitólitos extraídos do solo, mas também da análise de carbono da MOS Alexandre, *et al.* (1999) realizou estudo comparando os resultados da análise fitolítica com os das análises de isótopos, polínica e de carvão. Esse estudo foi conduzido em Salitre (MG) em uma área de transição entre árvores de cerrado e savana.

Os resultados finais mostram que tanto os fitólitos quanto os isótopos de  $^{13}\text{C}$  são marcadores ambientais precisos de mudanças na vegetação, mesmo que ocorra a dissolução no solo e misturas entre elementos recentes e antigos. Ambas as técnicas podem fornecer

informações sobre a dinâmica dos principais tipos de vegetação nas regiões tropicais e nas reconstruções paleoambientais desses ambientes (Alexandre *et al.*, 1999).

Outro estudo realizado no estado de Minas Gerais, em Uberlândia, extraiu fitólitos de uma turfeira e os comparou com aqueles extraídos de plantas cujas famílias ocorrem atualmente nessa turfeira de região de cerrado (Cyperaceae e Poaceae). Constatou-se que essa região do cerrado atualmente tem como maiores produtoras de fitólitos as espécies pertencentes à família das Cyperaceae. Observou-se também que existe uma diminuição da produção de fitólitos de gramíneas causada pela escassez de água, uma das razões para tal escassez pode ser uma mudança hídrica no solo associado a mudanças hidrológicas locais e até mesmo regionais (BORBA-ROSCHEL, *et al.* 2006).

Tanto nesse estudo em Uberlândia (BORBA-ROSCHEL, *et al.* 2006) quanto naquele realizados na África (ALEXANDRE *et al.*, 1999) observou-se que, quanto maior a profundidade do perfil de solo, maior é a quantidade média das assembleias de fitólitos encontradas em cada horizonte. Duas hipóteses foram levantadas na tentativa de explicar tal aspecto:

- 1) Existe a acumulação de camadas orgânicas com teores elevados de fitólitos;
- 2) Ocorre a translocação de fitólitos para o fundo do perfil, principalmente pela bioturbação (ALEXANDRE *et al.*, 1997; e ALEXANDRE *et al.*, 1999).

Pode-se dizer que o terceiro momento na história dos estudos fitolíticos no Brasil teve início a partir de 2008, quando se iniciaram estudos realizados por brasileiros, empregando a análise de fitólitos como uma técnica suplementar ao conjunto de reconstrução paleoambiental e de pedogênese em solos do Brasil. Neste sentido dois trabalhos se destacam, um desenvolvido por Calegari (2008) estudando a gênese de horizonte A húmico em LATOSSOLOS e outro por Coe (2009) investigando um fragemento de vegetação xerófila no litoral fluminense, em Búzios. Calegari (2008) estudou vários perfis de solo visando entender a gênese e os processos de incorporação e estabilização da matéria orgânica no solo que levaram a formação de horizonte A húmico hiperdesenvolvidos (>150 cm) em LATOSSOLOS, em várias regiões do Brasil. Os resultados das análises fitolíticas e isotópicas aplicada em três perfis, permitiram detectar mudanças na estrutura da vegetação. Quando interpretados em conjunto com os demais dados morfológicos e geoquímicos dos solos permitiram inferir condições ambientais de incorporação da matéria orgânica no solo durante o Holoceno nas regiões Sul e Sudeste do Brasil.

Coe (2009) buscou a reconstrução de ambientes passados na região de Búzios, litoral do Estado do Rio de Janeiro, onde os fitólitos foram usados como registro de possíveis

mudanças que ocorreram em uma vegetação xerófita durante o Quaternário (COE, 2009; COE, *et al.* 2013).

Em 2014 uma coletânea de trabalhos de brasileiros e argentinos foi organizada por Coe e Osterrieth. Embora esta publicação não contemple os estudos que vem sendo desenvolvidos nas regiões nordeste e norte do Brasil ele demonstrando a importância que essa ferramenta vem adquirindo nos estudos de reconstrução paleoambiental no Brasil.

Recentemente vários estudos foram realizados empregando a análise fitolítica para reconstrução paleoambiental (por exemplo, PAISANI *et al.*, 2013b; BARROS e SILVA, 2013; MACEDO, 2014; COE *et al.*, 2014; LORENTE *et al.*, no prelo; CALEGARI *et al.*, no prelo) e arqueobotânico (CASCON, 2010; CORTELETTI, 2012)

Visando dar suporte aos estudos de reconstrução, e aos estudos supracitados, tem sido desenvolvidas coleções de referências pelo grupo da UNIOESTE em parceria com outras instituições (RAITZ, 2012; FELIPE, 2012- inédito; CECCHET, 2012- inédito; BRUSTOLIN, 2013- inédito). Essas coleções podem ser usadas para comparação durante as análises de fitólitos encontradas em solos e sedimentos da região sudoeste do Paraná. Nesses trabalhos são apresentados dados de produção de fitólitos em espécies representativas de três tipos de vegetação: Floresta Ombrófila Densa (CECCHET, 2012- inédito; FELIPE, 2012- inédito e BRUSTOLIN, 2013- inédito), Floresta Ombrófila Mistas e Campo (RAITZ, 2012). Os fitólitos foram extraídos de folhas de plantas atuais, pertencentes a todos os estratos dessas vegetações. A identificação, descrição e classificação dos morfotipos foram realizadas seguindo o código internacional de nomenclatura de fitólitos ICPN 1.0 (MADELA, *et al.* 2005).

Também foram realizados estudos de espécies isoladas, como no trabalho de Rasbold, *et al.* (2011) com Arecaceae (*Butia paraguayensis*), cujos resultados vem ao encontro dos trabalhos realizadas no África por Runge (1999) e Albert, *et al.* (2009) que aponta essa família como uma excelente produtora de fitólitos e corroborando sobre a produção do morfotipo *globular echinate*, como aquele que representa as Arecaceae (significado taxonômico) em nível de família.

## 2.6 ÍNDICES FITOLÍTICOS

Para interpretações ambientais e taxonômicas das assembleias de fitólitos têm sido propostos alguns índices. Eles são calculados a partir de diferentes assembleias e permitem aos pesquisadores estimar a composição (gramíneas C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e árvores) e estrutura (campo *versus* floresta) da vegetação que gerou as assembleias preservadas em solos, paleossolos e sedimentos ao longo do tempo, e as condições de temperatura e umidade da área, tornando-se assim, uma ferramenta importante nos estudos de reconstrução paleoambiental e etnobotânica.

Os primeiros índices foram propostos por Diester-Haas. *et al.*(1973) , Twiss (1987; 1992). Mais recentemente novos índices foram propostos e calibrados por Alexandre. *et al.*(1997b), Bremond, *et al.* (2005; 2008), Tsartsidou, *et al.* (2008) e Cabanes, *et al.* (2012) e tem garantido importantes resultados nos estudos fitolíticos em solos modernos ou paleossolos, que juntamente com outros *proxies* ambientais (por exemplo diatomáceas, espículas de esponjas, isótopos) podem ser recuperados dos solos. Os índices são calculados a partir de três grupos de subfamílias de gramíneas (*Pooid*, *Chloridoideae* e *Panicoideae*) em dois padrões fotossintéticos (C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>) para gramíneas e grupos de plantas de hábitos arbóreo e arbustivos. Os mais usados são:

**Índice de Adaptação a Aridez/Umidade – *I<sub>ph</sub>*:** foi desenvolvido por Diester-Haas *et al.*, (1973) e foi usado pela primeira vez para estudar sedimentos marinhos quaternários da África Ocidental e mais tarde em sedimentos marinhos e continentais na África e Mediterrâneo (BREMOND *et al.*, 2005) e mais recentemente em solos em diversas partes do mundo, inclusive no Brasil (CALEGARI *et al.*, 2013a; Calegari *et al.*, 2014; MACEDO, 2014).

Baseia-se na relação da quantidade de fitólitos da subfamília Chloridoideae *versus* fitólito das subfamílias Chloridoideae + Panicoideae. Expressa a % de Chloridoideae entre as gramíneas C<sub>4</sub>. Segundo Bremond *et al.*, (2005) que realizou estudos na África Ocidental, valores elevados de *I<sub>ph</sub>* (> 20-40%) sugerem campos e/ou pradarias (*grassland*) dominados por Chloridoideae, isto é, gramíneas xerófitas, indicando condições de clima quente e/ou edáficas seca. Valores mais baixos de *I<sub>ph</sub>* (<20-40%) indicam predomínio de Panicoideae, isto é, de gramíneas mesófilas sugerindo clima mais úmido e quente com disponibilidade de umidade no solo. Em condições tropicais esse índice pode contribuir indicando o tipo



predominante de gramínea que compõe o estrato herbáceo em florestas ou cerrado, com margem de erro aproximado em 7%.

Calegari *et al.* (2013a) encontrou em Machado (MG) valores entre 0 e 48%, sendo os maiores valores para vegetação de savana com elementos arbóreos e os valores mais baixos próximos a 0 para a vegetação de floresta. Paisani *et al.*, (2014) encontrou no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC) em paleocabeceira de drenagem valores entre 0 e 64%, considerou-se valores < 30% indicando condições mais úmidas e valores > 30% condições secas, já Macedo (2014) ao realizar estudos em área de Terra Preta de índio, na localidade se Caldeirão (área experimental da EMBRAPA), no município de Iranduba (AM) encontrou valores entre 57 % e 100% (P1)<sup>1</sup>. Esses valores discordam das observações realizadas em campo para esse estudo e indica que tal índice não é confiável quando utilizado em áreas onde as Poaceae não ocorrem em quantidade considerável.

**O Índice Climático (Ic):** foi proposto pela primeira vez por Twiss (1987; 1992) para estimar a proporção relativa de gramíneas C<sub>3</sub> nas pradarias (*grassland*) norte americanas. É definido a partir da relação entre os morfotipos da subfamília pooideae *versus* a soma dos morfotipos das subfamílias Pooideae + Chloridoideae + Panicoideae. Altos valores indicam predomínio de gramíneas Pooideae, portanto gramíneas C<sub>3</sub> e sugerem clima frio e mais úmido. Estas plantas são características de altas latitudes e altas altitudes com boa disponibilidade de água no solo. Baixos valores indicam predomínio de gramíneas C<sub>4</sub>, adaptadas as condições mais úmida e mais quente, isto é, subfamília Chloridoideae que requerem pouca umidade no solo para se desenvolver e a Panicoideae que ocorrem em clima quente e úmido (TWISS, 1987).

Calegari *et al.*, (2013a) encontrou em Machado (MG) valores entre 16,1% e 34%, sendo valores próximos ou acima de 30% para vegetação de savana com elementos arbóreos e 16,1% para vegetação de floresta. Macedo, (2014) encontrou na área do Caldeirão, valores entre 25 e 71% (P1) indicando o predomínio plantas C<sub>3</sub>. Assim como o índice Iph, o Ic também apresentou valores subestimados devido a escassez de morfotipos de Poaceae nessa área e Paisani *et al.*, (2014) encontrou valores entre 78% e 90%, ou seja, condições mais frias, com vegetação de Poaceae.

**Índice de Cobertura Arbórea (D/P):** foi usado pela primeira vez na África Ocidental e Central a fim de estimar a cobertura arbórea da região. Criado por Alexandre *et al.*, (1997b), consiste na relação entre fitólitos de eudicotiledôneas arbóreas (D) (morfotipo *globular psilate*

---

<sup>1</sup> Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico

*e rugose*) versus o número total de fitólitos de Poaceae (P) (*Pooid, Chloridoid, Panicoid, Trichomes e Bulliforms*). Baixos valores desse índice indicam uma vegetação de floresta de clima úmido e quente. Da mesma forma como valores mais altos indicam vegetação aberta adaptada a um clima quente e seco. A partir desse índice é possível discriminar por análise de assembleias de fitólitos tipos de gramíneas tropicais (ALEXANDRE *et al.*, 1997b). No Brasil esse índice vem sendo aplicado e os valores encontrados têm sido relativamente mais baixos se comparados aos calculados para a África, porém demonstram tendências semelhantes que atestam sua eficácia (CALEGARI *et al.*, 2013a; COE *et al.*, 2013).

Calegari *et al.* (2013a) encontrou em Machado (MG) valores entre 0,19 para vegetação de savana e 0,1 para vegetação de floresta. Coe *et al.*, (2013) encontrou para a região de Cabo Frio (RJ) valores entre 0,2 e 0,8, sendo esses valores característicos de formações vegetais mais abertas, pouco arbóreas. Macedo (2014) encontrou valores muito acima dos já mencionados por Calegari *et al.*, (2013a) e Coe *et al.*, (2013) sendo estes valores entre 52% e 100% para vegetação de arbustivas e arbóreas em um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Na África Oriental Bremond *et al.*, (2008) encontrou em baixa altitude, no Lago Masoko, valores elevados entre 0,5 e 2,5 ambos característicos de floresta semidecídua. Em altas altitudes, no Monte Rungwe e no Monte Kenya, os valores foram considerados baixos entre 0 e 0,17, caracterizando vegetação de floresta de montanha.

Para calcular o stress hídrico através dos *bulliforms* são usados dois principais índices: o *Fan shaped* (Fs) e o *Bulliform* (Bi), ambos são similares e possuem o mesmo objetivo.

**O Índice Bulliform (Bi):** (DELHON, 2005) é calculado a partir da proporção do morfotipo *bulliform* (*bulliform cuneiform*) em relação aos fitólitos distintivos de Poaceae (*bulliform cuneiform + short cells+ acicular*) denominado também de Fs (*fan shaped*) (MESSAGER *et al.*, 2010).

Coe *et al.*, (2012) calculou esse índice na região dos Lagos (RJ) e encontrou valores variando entre 9 e 12%, que caracterizam a vegetação atual da região com poucas árvores (floresta xeromórfica). Na bacia do Rio São João (RJ) o Bi apresenta valores bem mais altos entre 64 e 81% (COE *et al.*, 2014). Valores similares foram encontrados em Búzios, de 66 para 94% (COE, 2009). Esses altos valores sugerem condições que seriam favoráveis para o desenvolvimento da vegetação com a mistura de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, com predomínio de plantas C<sub>3</sub> (COE *et al.*, 2014).

## 2.7 ISÓTOPOS DE CARBONO

### 2.7.1 Isótopos Estáveis de Carbono

Os isótopos são espécies atômicas de um mesmo elemento químico que possuem massas diferentes, ou seja, possuem o mesmo número de prótons e diferente número de nêutrons no núcleo atômico. Para estudos ambientais usam-se principalmente os isótopos de carbono e nitrogênio seguido pelos isótopos de oxigênio, hidrogênio e enxofre (SALGADO-LABOURIAU, 2007; MARTINELLI *et al.*, 2009).

Os isótopos estáveis, como são conhecidos, não alteram a sua massa ao longo do tempo. Eles ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, biosfera e litosfera, como resultado do fracionamento isotópico biológico que ocorre principalmente durante o processo de fotossíntese, sendo a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  expressa pelo parâmetro  $\delta^{13}\text{C}$  (BOUTTON, 1991; PESSENDA *et al.*, 2005).

O carbono apresenta dois isótopos estáveis o  $^{12}\text{C}$  e o  $^{13}\text{C}$  e um radioativo, o  $^{14}\text{C}$ , sendo o último provavelmente o principal elemento da terra, pois compõem de 40% a 50% da matéria orgânica viva. Os demais ciclos como o do nitrogênio e oxigênio são influenciados pelo ciclo do carbono e já se sabe que a humanidade é capaz de interferir significativamente em seu ciclo biogeoquímico (MARTINELLI *et al.*, 2009; SALGADO-LABOURIAU, 2007).

Na natureza o carbono está em maior quantidade na forma de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e a transferência do mesmo entre atmosfera e biosfera ocorre por meio da fotossíntese e respiração. Durante o processo de fotossíntese o carbono é reduzido da atmosfera por organismos autotróficos e diferentes moléculas orgânicas, sendo liberado no processo de respiração e decomposição. Esse carbono é estocado por longos períodos nos solos e em sedimentos de corpos d'água. Na hidrosfera o carbono está estocado principalmente nos oceanos onde a concentração de  $\text{CO}_2$  se adapta rapidamente as mudanças em sua concentração (MARTINELLI *et al.*, 2009).

No que diz respeito ao sistema planta–solo a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  do carbono orgânico do solo contém informações referentes a presença ou ausência de espécies de plantas com os ciclos fotossintéticos  $\text{C}_3$  (alta razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) e  $\text{C}_4$  (baixa razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) em comunidades de plantas passadas. As análises isotópicas são usadas nos estudos de reconstrução para determinar a origem da matéria orgânica presente no solo. Essas medidas isotópicas do

carbono orgânico do solo também têm sido utilizadas para documentar os efeitos de práticas do uso da terra sobre o ecossistema, para quantificar taxas e modelos de dinâmica da vegetação em ecossistemas naturais e refinar o entendimento das interações entre vegetação e clima (PESSENDA *et al.*, 1998).

A razão pela qual os isótopos apresentam valores distintos entre os ciclos C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> está ligada ao modo como o CO<sub>2</sub> é fixado pelas plantas durante a fotossíntese. A composição isotópica de CO<sub>2</sub> do solo depende da proporção relativa de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, existentes no ecossistema, logo que a MOS é proveniente dos ciclos fotossintéticos C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> (BOUTTON, 1991, BOUTTON *et al.*, 1998). Nos estudos de reconstrução paleoambiental a MOS é usada justamente para inferir essas trocas de vegetação (C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>) entre campo e floresta ou o ciclo fotossintético CAM (*crassalacean acid metabolim*) (PESSENDA *et al.*, 2005)

A composição dos isótopos do carbono (<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C) das espécies de plantas do ciclo fotossintético C<sub>3</sub> (árvores arbustos e algumas gramíneas) varia entre -22 ‰ e -32 ‰ com média de -27‰, enquanto que os valores das espécies do tipo C<sub>4</sub> (grande maioria das gramíneas) variam entre -9‰ e -17‰, com média de -13‰, as plantas CAM apresentam valores similares às plantas C<sub>4</sub> entre -10‰ e -28‰ (BOUTTON, 1991; BOUTTON *et al.*, 1998).

O uso do δ<sup>13</sup>C pode ser aplicado a uma grande variedade de estudos biológicos. A variação do δ<sup>13</sup>C pode ser usada em estudos de características bioquímicas de espécies de plantas, como no acompanhamento e identificação dos fluxos de carbono nos solos e sedimentos e suas possíveis fontes de matéria orgânica (BOUTTON, 1991).

Os dados isotópicos podem ser interpretados em conjunto com outros proxies como, por exemplo, fitólitos, diatomáceas, espículas de esponja e pólen, aportando assim, dados que se complementam e indiquem possíveis trocas de vegetação C<sub>3</sub> - C<sub>4</sub> (isótopos), identificação de plantas em nível de família e gênero (pólen, fitólitos), ambientes fluviais ou marinhos (diatomáceas e esponjas). Assim, dependendo do conhecimento sobre a produção fitolítica e polínica pode-se identificar a composição e estrutura da vegetação, tornando a interpretação paleoambiental mais precisa em alta resolução (PESSENDA *et al.*, 2005).

Os estudos isotópicos podem ser realizados no caso do Brasil em todas as regiões do país onde há vegetação nativa e preferencialmente em solos relativamente espessos (> 2 m) que representam, em geral, o Período Quaternário. Os resultados obtidos por essa técnica são bastante confiáveis, sobretudo em eventuais trocas de vegetação, permitindo o estudo e a interpretação da dinâmica passada e atual com significativo alcance regional em todos os ecossistemas (PESSENDA, *et al.* 2005; VIDOTTO, 2008). É bastante longa a lista de

trabalhos realizados no Brasil empregando a análise isotópica do carbono em diferentes ambientes e regiões do país, destacam-se aqui alguns dos trabalhos realizados no sul do Brasil, como por exemplo, Behling, (1995), Pessenda *et al.*, (1996b; 2004a), Calegari (2008), Oliveira (2014), Paisani *et al.*, (2013) e Paisani *et al.*, (2014).

### 2.7.2 Datação $^{14}\text{C}$

O  $^{14}\text{C}$  é assimilado pelas plantas através da fotossíntese, nos animais o processo acontece quando se alimentam dos vegetais. Por sua vez, o ser humano ao se alimentar de ambos. Portanto, todos os seres vivos possuem  $^{14}\text{C}$  em sua estrutura. Durante toda a vida do organismo há um equilíbrio entre o  $^{14}\text{C}$  em relação ao ambiente. Isso ocorre em todas as latitudes e longitudes em uma mesma proporção. Quando o organismo morre, ocorre a desintegração radioativa do  $^{14}\text{C}$  que decai em taxa constante. A cada 5.680 anos o carbono perde uma “meia vida”. A determinação da idade cronológica de um organismo é feita a partir da contagem da quantidade de meia vida que ele perdeu ao longo do tempo que se manteve conservado no solo, em sedimentos, restos arqueológicos ou em anéis de árvores, entre outros (PESSENDA *et al.*, 2005).

Por convenção, as datações obtidas pelo método do  $^{14}\text{C}$  são apresentadas como idade  $^{14}\text{C}$  convencional, em anos antes do presente (A.P.), ou em inglês *before present* (B.P.) Sendo o presente o ano de 1950 aquele em que foi estabelecido o método internacional de datação do  $^{14}\text{C}$  (PESSENDA e CAMARGO, 1991).

A datação pelo método do  $^{14}\text{C}$  em estudos de reconstrução paleoambiental pode ser realizada em fragmentos de carvão ou na fração húmica extraída do solo. Por vezes os resultados, sobretudo da húmica do solo, são de difícil interpretação, pois a formação do solo é complexa e exclui a possibilidade de uma datação absoluta (GOUVEIA *et al.*, 1999). Por isso a datação de fragmentos de carvão são as mais apropriadas para essa técnica, aportando resultados seguros (GOUVEIA *et al.*, 1999) e quase sempre, inquestionáveis. Porém em algumas regiões onde não são preservados fragmentos de carvão nos solos, opta-se pelas análises da fração húmica do solo. A datação da húmica é a que mais se assemelha com as datações em carvões, sendo uma fração estável obtida por pré-tratamento físico e químico (GOUVEIA *et al.*, 1999).

### 3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na zona rural do município de Campo Erê, Oeste do Estado de Santa Catarina (Figuras 1). Geograficamente está situada à 26°24'40.4" latitude Sul e 53°11'19.4" longitude Oeste e, a 820 metros de altitude.

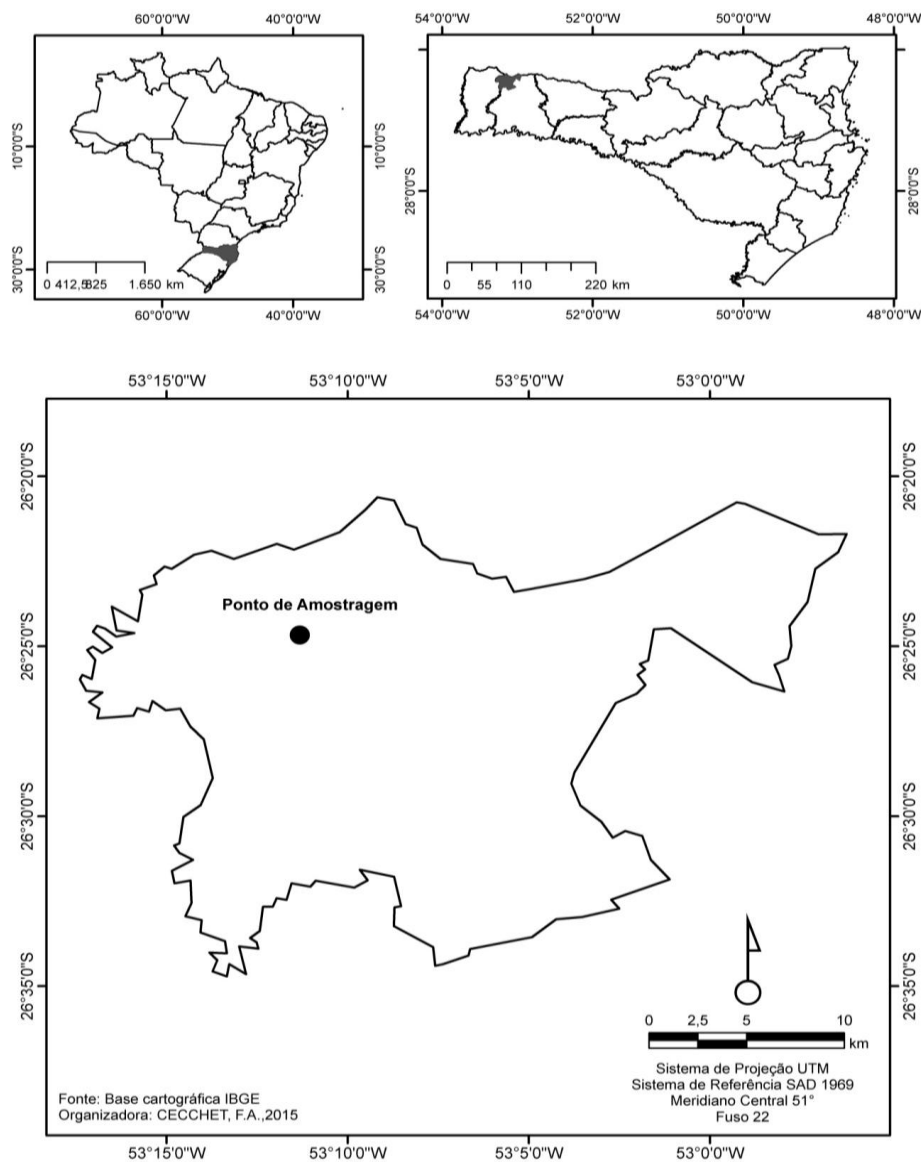


Figura 1: Localização da área e do ponto de amostragem.

A área está inserida na superfície incompletamente aplainada VI (Paisani *et al.*, 2008a). Esta superfície está delimitada entre 801 e 900 m de altitude e tem aproximadamente 16 km de extensão e abrange os municípios de Campo Erê, Palma Sola (SC) e Pato Branco (PR) (Figura 2).



Figura 2: Localização do perfil na Superfície Aplainada VI. Fonte: Paisani, *et al.* 2008.

A geologia da região é constituída por rochas basálticas formadas a partir de derrames vulcânicos que compõem a Formação Serra Geral. Em termos mineralógicos a formação Serra Geral apresenta rochas tanto de composição básica, quanto ácida (NARDY *et al.* 2002). Na área de estudo dominam as rochas ígneas básicas (PAISANI *et al.*, 2006).

O relevo formado sobre esse substrato rochoso é denominado localmente como Planalto do Oeste. Apresenta patamares estreitos com aproximadamente 900 m de altitude, em direção ao Rio Uruguai. Seu relevo é disposto em escalonamentos típicos de áreas que foram cobertas por derrames vulcânicos pertencentes a Bacia do Rio Paraná (PELUSO JÚNIOR, 1986). A superfície geomórfica incompletamente aplainada VI está limitada ao Sul pela Serra da Fatura e ao Norte pelo os divisores do Rio Iguazu (PAISANI *et al.*, 2008a).

Os solos encontrados na superfície VI, no setor da área de estudo, segundo levantamento da EMBRAPA (1998) são: CAMBISSOLO e NEOSSOLO LITÓLICO nos setores mais dissecados e NITOSSOLO e LATOSSOLOS (VERMELHO Distroférrico) com a presença de horizonte A húmico, nos setores mais elevados e planos do relevo (Figura 3).





Figura 3: A) aspecto da vegetação no entorno do perfil de solo; B) perfil de solo; C) Aspectos da estrutura do horizonte diagnóstico do solo.



A vegetação primária da área de estudo era formada por um mosaico de Floresta Ombrófila Mista – FOM (com *Araucária angustifolia* associada a formações de faxinais) e Campo subtropical úmido (MAACK, 2002; OVERBECK, *et al.* 2009). Esses campos distribuídos em forma de manchas em meio a Mata de Araucária são encontrados em área acima de 700 metros de altitude, sob clima mesotérmico úmido, com temperaturas anuais entre 14 e 16° C. Esses campo são formados por gramíneas (Poaceae), ciperáceas (Cyperaceae), compostas (*Compositae*), leguminosas (Fabaceae) e verbenáceas (Verbenaceae). Entre as gramíneas mais comuns encontram-se o capim-forquinha (*Paspalum notatu.*), capim-caninha (*Andropogon lateralis*), capim-pluma (*Andropogon macrothrix*) e capim-barba-de-bode (*Aristida pallens*).

O clima mesotérmico úmido (Cfa), segundo a classificação de Koppen, caracteriza-se por apresentar verões quentes, invernos rigorosos, chuvas bem distribuídas ao longo de todo o ano (MAACK, 2002). As temperaturas mais altas (próximos dos 30°C em média) estão registradas, entre os meses de janeiro a março e, a mínima, entre os meses de maio a setembro; sendo julho o mês mais frio (próximo aos 10°C). O mais chuvoso é outubro e o mais seco é agosto (Figura 4).

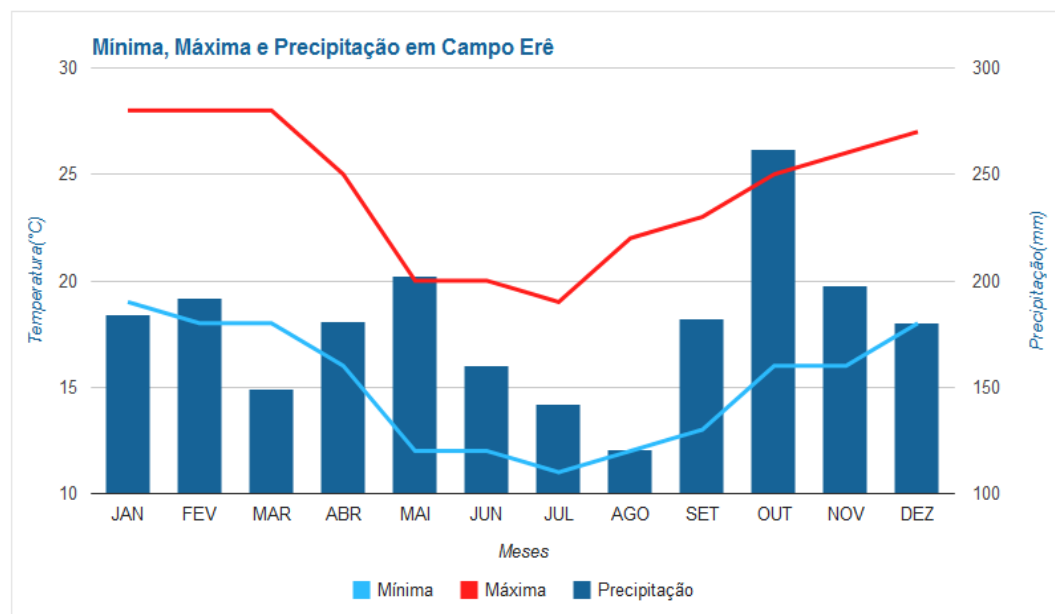


Figura 4: Histograma de temperatura média e precipitação média em Campo Erê (SC) nos últimos 30 anos (1985 a 2015).

Fonte: <http://www.climatempo.com.br/climatologia/3023/campoere-sc>. Base de dados: INMET/CFS/Interpolação

As chuvas em geral na região Sul ocorrem uniformemente com médias anuais em torno de 1.250 a 2.000 mm. Esta uniformidade decorre principalmente dos sistemas de circulação responsáveis pelas chuvas que atuam de forma bem semelhante sobre toda a região sul, assim como boa parte do relevo regional, não há grandes estruturas capazes de interferir na pluviosidade anual (NIMER, 1939).

## 4 MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 TRABALHO DE CAMPO

Realizou-se, para essa pesquisa, trabalho de campo para a descrição e coleta de amostras em um perfil de solo localizado no município de Campo Erê (SC).

A descrição e coleta foram realizadas conforme critérios e atributos morfológicos indicados em Santos, *et al.* (2005) em perfil de alteração com 410 cm de profundidade (Figura 3). Foram coletadas amostras por horizonte de solo para análises químicas (macro e micronutrientes, soma de bases, pH, matéria orgânica, etc.) e físicas de rotina (granulometria, argila dispersa em água, ataque sulfúrico), para fins de classificação de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).

Para os estudos isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$  e carbono orgânico total) e fitolíticos foram coletadas 35 amostras com cerca de 200 g de solo, amostrada de maneira sistemática de 10 cm em 10 cm, da base até o topo do perfil e também a serapilheira. Para a datação foram coletados três amostras, com cerca de 2 kg de solo no topo, meio e base do perfil, para datação  $^{14}\text{C}$ , visando estabelecer a cronologia da matéria orgânica do solo desse perfil.

Todas as amostras foram levadas ao laboratório da UNIOESTE para secagem e preparação para análises laboratoriais.

### 4.2 ANÁLISES FÍSICA DE ROTINA

#### 4.2.1 Análise granulométrica

Determinou-se a granulometria dos materiais com o objetivo de se obter a classe textural, para auxiliar na interpretação do grau de intemperismo do solo e verificar se há movimentação de argila ao longo do perfil (EMBRAPA, 1997).

A análise granulométrica nas amostras coletadas por horizonte de 10 cm em 10 cm foi realizada no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Agronomia da UNIOESTE, através do método da pipeta (figura 4) adaptado do Manual de Métodos e Análises de Solo (EMBRAPA, 1997).

#### 4.2.2 Argila Dispersa em Água

A argila dispersa em água (ADA) é utilizada para avaliar a estabilidade de agregados e a susceptibilidade do solo à erosão hídrica. Sendo que, quanto maior o teor de ADA menor é a estabilidade de agregados e menor resistência aos processos erosivos (FREITAS, 2011).

A determinação do teor de argila dispersa em água foi realizada seguindo os mesmos procedimentos da granulometria, porém sem a adição do dispersante conforme Embrapa (1997). Após a determinação da argila dispersa em água foi calculado o índice de floculação conforme Ferreira, *et al.*(1999).

O índice de floculação foi calculado por meio da expressão:

$$\text{IF.\%} = [(\text{Argila Total} - \text{Argila Dispersa em Água})/\text{Argila Total}] \times 100.$$

#### 4.2.3 Densidade do Solo

A densidade do solo (Ds) fundamenta-se na massa e no volume do solo conforme encontramos na natureza (LEPSCH, 2011) e foi realizada visando conhecer a distribuição da porosidade total do solo e variações de densidade entre os horizontes pedogenéticos.

A densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico de Kopecky. As amostras foram analisadas conforme EMBRAPA (1997) considerando-se o volume do anel ( $V = \pi r^2 h$ ) e a massa do solo (em gramas). Usou-se a seguinte Equação:

$$\text{Densidade do solo} = \frac{\text{peso da amostra seca (105°C)}}{\text{volume do anel (cm}^3\text{)}}$$

### 4.3 ANÁLISES QUÍMICAS

#### 4.3.1 Análises químicas de rotina

As análises químicas permitem a obtenção de índices químicos (CTC, V%, SB) que foram usadas para o estabelecimento da classe de solo do material analisado.

Parte das análises químicas foi realizada no Instituto Agronômico de Campinas- IAC, para determinação de macronutrientes e micronutrientes:

**Macronutrientes:** P- Fósforo, K (potássio), Ca (Cálcio) e Mg (Magnésio), MO - matéria orgânica (por fotometria); Cálculo da CTC – capacidade de troca catiônica, da SB soma de bases, V% - saturação de bases;

**Micronutrientes:** B - Boro; Cu - Cobre (DTPA) Fe – Ferro (DTPA), Mn - Manganês (DTPA), Zn- Zinco (DTPA).

O pH em água e em KCL foi feito no Laboratório de Mineralogia do Solo da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ/USP – Piracicaba (SP).

#### 4.3.2 Ataque Sulfúrico

O ataque sulfúrico para determinação dos óxidos totais ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ ) da fração terra fina seca ao ar (TFSA) foi realizado no Laboratório de análises de solo da Universidade Federal de Lavras – UFLA (MG). A análise foi realizada somente nas amostras coletadas por horizonte. Visando a classificação do solo e o cálculo das relações moleculares  $K_i$  e  $K_r$ , para avaliar o grau de maturidade mineralógica do perfil em estudo.

### 4.4 ANÁLISE FITOLÍTICA

#### 4.4.1 Extração de fitólitos em solos

Para a extração dos fitólitos preservados nos solos foram usados os procedimentos descritos em Calegari *et al.*, (2013b). A extração foi realizada no Laboratório de Mineralogia

do Solo na Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP, em Piracicaba (SP).

#### 4.4.2 Contagem, Identificação e Classificação dos Fitólitos

A contagem foi realizada conforme Carnelli, *et al.* (2002) em microscópio petrográfico com magnificação de 400X. A identificação seguiu uma chave elaborada a partir de vários autores, que foi modificada por Calegari (2008) e as coleções de referência de Raitz (2012) para a vegetação de campo e da Floresta Ombrófila Mista com Araucária (FOM) e as de Cecchet (2012, inédito), Felipe (2012, inédito) e Brustolin (2013, inédito), para a Floresta Ombrófila Densa – Mata de Tabuleiro.

A classificação dos morfotipos foi realizada seguindo os critérios descritos no *International Code Phytolith Nomenclature* – ICPN 1.0 (MADELLA *et al.*, 2005).

Fitólitos com forma indefinida (sem possibilidades de descrição) como os precipitados de sílica (SOMER *et al.*, 2006) foram contados e listados como “**indeterminado**”, enquanto aqueles que apresentam sinais de tafonomia (dissolução e quebra) foram denominados de “**não identificável**”.

#### 4.4.3 Índices para Interpretação de Assembleias de Fitólitos

Para a interpretação das condições do ambiente neste trabalho alguns índices foram selecionados e calculados a partir de assembleias de fitólitos. Para o cálculo dos índices foi usado o número absoluto de fitólitos identificados. Foram calculados os seguintes índices fitolíticos:

-**Índice de Adaptação a Aridez/Umidade- Iph:** (DIESTER-HAAS *et al.*, 1973; TWISS, 1992; BREMOND *et al.*, 2005.) Baseia-se na relação da quantidade de fitólitos chloridoideae versus chloridoideae + panicoideae (TWISS, 1992). Expressa a % de Chloridoideae entre as gramíneas C<sub>4</sub>.

$$Iph (\%) = \frac{\text{chloridoideae}}{\text{chloridoideae} + \text{panicoideae}} \times 100$$

- **Índice Climático (Ic):** (TWISS 1987, 1992) para estimar a proporção relativa de gramíneas C<sub>3</sub> nas pradarias (*grassland*) norte americanas. É definido a partir da relação entre os morfotipo Pooideae *versus* Chloridoideae + Panicoideae.

$$Ic (\%) = \frac{\textit{pooideae}}{\textit{chloridoideae} + \textit{panicoideae} + \textit{pooideae}} \times 100$$

- **Índice de Cobertura Arbórea (D/P):** (ALEXANDRE, *et al.* 1997), consiste na relação entre fitólitos de eudicotiledôneas (D) (*globular*) e fitólitos de Poaceae (P) (Pooideae, Chloridoideae + Panicoideae + trichomes + bulliforms).

$$I = \frac{D}{P}$$

- **Índice de stress hídrico (Fs):** (BREMONT *et al.*, 2005) é calculado através da porcentagem entre o morfotipo *fan-shaped* e a soma de todos os fitólitos de gramíneas exceto os *elongates*.

$$Fs = \frac{\textit{bulliform cuneiform}}{\textit{chloridoideae} + \textit{panicoideae} + \textit{pooideae}}$$

- **Índice bulliform (BI)** (DELHON, 2005) é calculado a partir da quantidade de morfotipos de *bulliform* (*bulliform cuneiform*) em relação aos fitólitos de Poaceae (*bulliform cuneiform* + *short cells* + *acicular*).

$$Bi(\%) = \frac{\textit{bulliform cuneiform}}{\textit{chloridoideae} + \textit{panicoideae} + \textit{pooideae} + \textit{bulliform cuneiform}} \times 100$$

#### 4.4.4 Composição Isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e Determinação do Carbono Total

Para a análise de  $\delta^{13}\text{C}$  para determinação da composição isotópica e do teor de carbono orgânico total (COT) do solo foram enviados aproximadamente 10 gramas de solo de cada uma das 34 amostras selecionadas ao laboratório de Isótopos Estáveis, no Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA/USP – Campus Luiz de Queiroz (Piracicaba- SP). A

determinação do valor  $\delta^{13}\text{C}$  foi realizada em um analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da Europa Scientific. Os resultados de COT foram expressos em gramas por quilograma ( $\text{g. kg}^{-1}$ ) de peso seco e os da composição isotópica são apresentados em unidade de  $\delta$  (‰), determinada em relação ao padrão internacional Pee Dee Belemnite (PDB) usando as notações convencionais  $\delta$  (‰), com precisão de  $\pm 0,2\%$  (PESSENDA *et al.*, 1996; PESSENDA *et al.*, 2009).

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

Onde  $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$  para a razão isotópica do carbono.

#### 4.4.5 Datação por ${}^{14}\text{C}$

Foram selecionadas três amostras e, posteriormente enviadas ao Laboratório Radiocarbon-Beta Analytic Inc. (Miami, EUA) para determinação por AMS (Espectrometria de Massa Acoplada a Acelerador de Partículas). A idade  ${}^{14}\text{C}$  é expressa em anos AP (antes do presente), normalizada a  $-25,00\%$  (PDB). Sendo o presente o ano de 1950, e precisão analítica de  $\pm 1\sigma$  (PESSENDA *et al.*, 2009) e em idades calibradas  $\pm 2\sigma$  (REIMER *et al.*, 2009).

#### 4.4.6 Tratamento estatístico

Análise de correlação de Pearson e Análise Multivariada – Análise de Componentes Principais e Agrupamentos Hierárquicos (*Clusters*) – foram realizadas para analisar, comparar e agrupar as assembleias fitolíticas. Buscando semelhanças entre as amostras do perfil de solo. Foram elaboradas matrizes contendo os valores relativos (%) de cada morfotipo identificado em relação a assembleia para as amostras onde foram contados no mínimo 200 fitólitos identificáveis. Estes dados garantiram a identificação de possíveis mudanças na estrutura da vegetação e permitiram a correlação com o significado dessas mudanças e suas implicações na evolução ambiental da área de estudo, somando-se aos resultados já obtidos pelo grupo de pesquisa. Utilizou-se o programa estatístico MINITAB 17, versão 2014.



## 5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

### 5.1 ATRIBUTOS MORFOLÓGICOS, FÍSICOS E QUÍMICOS DO SOLO.

Conforme os atributos morfológicos apresentados no Apêndice 1, o solo estudado é profundo (410 cm), homogêneo e bem drenado. Apresentou cor variando entre bruno-escuro - 2,5YR 3/4 (horizonte A) e bruno-avermelhado escuro - 5YR 4/4 (horizonte B/C).

As variações encontradas no perfil de solo estão no aumento, no grau de estruturação dos agregados e transição gradual entre horizonte. A atividade biológica encontrada foi classificada como abundante, com canais de raízes e canais formados pela atividade de cupins e formigas (pedotúbulos).

No total foram descritos e amostrados oito horizontes pedogenéticos que possuem composição granulométrica relativa a fração terra fina seca ao ar (TFSA) dominada pela fração argila, com valores entre 800,0 g.kg<sup>-1</sup> (horizonte Bt2) e 574,0 g.kg<sup>-1</sup> (horizonte B/C) (Tabela 1). Esses valores se explicam, respectivamente, pela proximidade da rocha e pela natureza do horizonte, resultante da acumulação de argila. De modo geral, o elevado teor de argila nesse solo, assim como nos demais dessa classe, é explicado pelo material de origem (basalto), pobre em quartzo, que associado aos demais fatores pedogenéticos (clima, relevo, atividade biológica) favorece a alteração dessa rocha dando origem a solos argilosos.

As frações areia e silte mantiveram-se baixas em todos os horizontes. O maior teor de areia foi determinado no horizonte B/C (54,1 g.kg<sup>-1</sup>) devido a proximidade com a rocha alterada. Dentre os demais horizontes considerados mais desenvolvidos os maiores valores da fração areia variaram entre 37,7 g.kg<sup>-1</sup> (Horizonte A) e 37 g.kg<sup>-1</sup> (horizonte Bt2). O teor de silte variou entre 163 g.kg<sup>-1</sup> (Bt2) e 371,9 g.kg<sup>-1</sup> (B/C). Para a relação silte/argila os valores obtidos variaram entre 0,2 (Bt2) e 0,56 (horizonte A) (Tabela 1).

A densidade do solo (Ds) manteve-se abaixo de 1,28 g.cm<sup>-3</sup>. O baixo valor de Ds no horizonte A e a textura muito argilosa desses solos, indicam uma boa agregação e aeração no horizonte superficial do mesmo sob vegetação.

Tabela 1: Atributos físicos, morfológicos e químicos do solo.

Horiz.	Prof.	Cor		TFSA				Silte/ Argila	GF	*Textura	Ds
				Areia	Silte	Argila	ADA				
	(cm)	Úmida	Seca	g Kg <sup>-1</sup>					%		(g. cm <sup>-3</sup> )
A	0-35	2,5 YR3/4	2,5YR3/4	37,7	346,3	616	310,3	0,56	47,3	MA	1
AB	35-55	2,5YR3/4	2,5YR3/6	25,5	334,5	640	0	0,52	100	MA	1,15
BA	55-92	2,5YR3/4	2,5YR3/6	27,1	342,9	630	0	0,54	100	MA	1,11
Bt1	92-162	2,5YR3/6	2,5YR3/6	32,3	257,7	710	0	0,36	100	MA	1,16
Bt2	162-230	2,5YR3/4	2,5YR3/6	37	163	800	0	0,2	100	MA	1,22
Bt3	230-280	2,5YR3/6	2,5YR3/6	25,9	262,1	712	0	0,36	100	MA	1,28
Bt4	280-340	2,5YR3/6	2,5YR3/6	28,3	309,7	662	0	0,46	100	MA	1,18
B/C	340-410	5YR4/4	5YR4/6	54,1	371,9	574	0	0,64	100	A	1,2

Horiz.	Prof. (cm)	Ataque Sulfúrico (g/kg) (TFSA)				Relações Moleculares			pH		M.O g/kg
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ki	Kr	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	KCl	H <sub>2</sub> O	
<b>A</b>	0-35	202,9	238,8	187,3	1,2	1,44	0,96	2	4,85	3,95	34
<b>AB</b>	35-55	21,66	260,9	191,9	0,96	1,41	0,96	2,14	-	-	
<b>BA</b>	55-92	208,8	245,5	184	0,84	1,45	0,98	2,09	5,4	4,23	10
<b>Bt1</b>	92-162	259	233,8	182,3	0,84	1,89	1,26	2,01	5,41	4,3	9
<b>Bt2</b>	162-230	262,1	220,5	182,3	12,6	2,02	1,32	1,9	5,27	4,16	7
<b>Bt3</b>	230-280	263,4	229,5	185,3	0,96	1,95	1,29	1,94	5,16	4,13	6
<b>Bt4</b>	280-340	294,8	238,8	211	1,04	2,1	1,34	1,78	5,37	4,12	6

\*Textura = MA: muito argiloso; A: argiloso; ADA: Argila Dispersa em Água; GF: Grau de Flocculação; Ds: Densidade do solo.

A argila dispersa em água (ADA) variou de 310,3 g.kg<sup>-1</sup> (Horizonte A) à zero nos demais horizontes, conseqüentemente o grau de floculação variou de 47,3 a 100% (Tabela 1). O alto índice de floculação justifica os baixos valores de CTC e a mineralogia Caulinítica desse solo. Em solos muito evoluídos mineralógicamente e quimicamente, como é o caso dos NITOSSOLOS e LATOSSOLOS as argilas podem flocular próximo ao seu grau máximo nos horizontes B, porque estão próximos do ponto de carga zero (PCZ<sup>2</sup>), que gera a máxima atração das argilas, portanto a floculação (LEPSH, 2011). Entretanto, para esse solo o ΔpH manteve-se entre -0,9 e -1,25, indicando cargas negativas (Apêndice 2).

## 5.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO CARBONO ( $\delta^{13}\text{C}$ ) E CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT).

Com relação ao carbono orgânico total (COT) observa-se que os teores decrescem em profundidade conforme demonstrado na Figura 5.

Nos primeiros 10 cm de profundidade o COT apresenta o maior valor (3,01 %). Entre 10 e 30 cm os valores decaem para 1,5 % em média e após os 30 cm de profundidade os valores são ainda mais baixos ficando entre 0,63 e 0,12 %.

Os valores isotópicos variaram entre -18,46‰ e -23,25‰ ao longo do perfil (Figura 6). Esses valores indicam que o perfil sempre esteve sob uma vegetação composta por mistura de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>.

Observa-se que da base para o topo do perfil, entre 380 cm e 150 cm, o sinal isotópico indica predominância de uma vegetação composta por plantas C<sub>3</sub>, similar ao valor encontrado em superfície (0-10 cm) que caracteriza a atual FOM, com valores entre -20,77‰ e -23,15‰.

A partir de 260cm observa-se uma tendência de enriquecimento isotópico que se mantém até 50 cm, passando de - 23,15‰ até um pico de -18,46‰, respectivamente. Esse enriquecimento demonstra a maior participação de espécie de planta com ciclo fotossintético

---

<sup>2</sup> O valor delta (Δ) pH permite uma estimativa da predominância de cargas negativas (CTC) ou positivas (CTA) no solo. O Ponto de Carga Zero (PCZ) corresponde ao pH do solo no qual a quantidade de cargas negativas (CTC) e positivas (CTA) é equivalente.  $\Delta\text{pH} = (\text{pH em KCl}) - (\text{pH em água})$

C<sub>4</sub>, provavelmente relacionado a um período menos úmido que o atual, no qual a vegetação de campo pode ter avançado sobre a FOM.

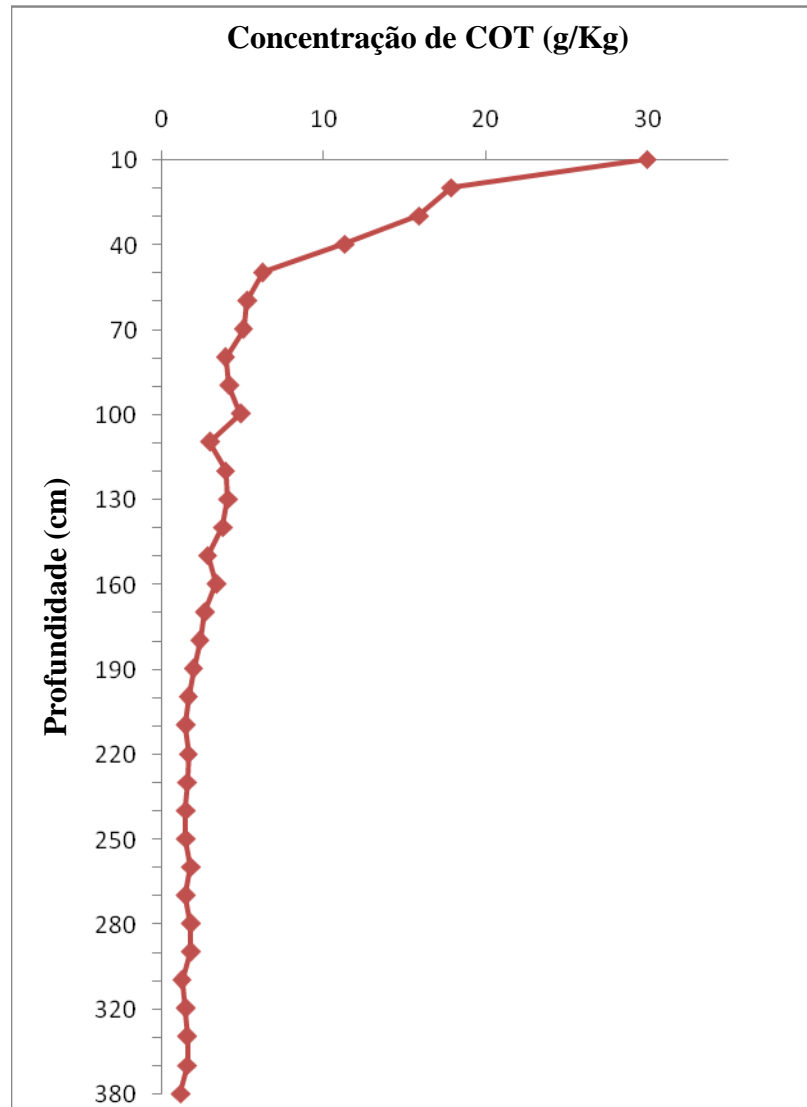


Figura 5: Carbono orgânico total ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC).

Dos 50 cm até os 10 cm de profundidade o sinal empobrece ficando com valores entre -19,47‰ e -20,04‰ marcando novamente a maior contribuição de espécies com ciclo fotossintético C<sub>3</sub>. Essa tendência é registrada até os 10 primeiros centímetros onde o sinal isotópico manteve-se em torno de -23,25‰ registrando o sinal da atual vegetação encontrada na área de estudo, a FOM.

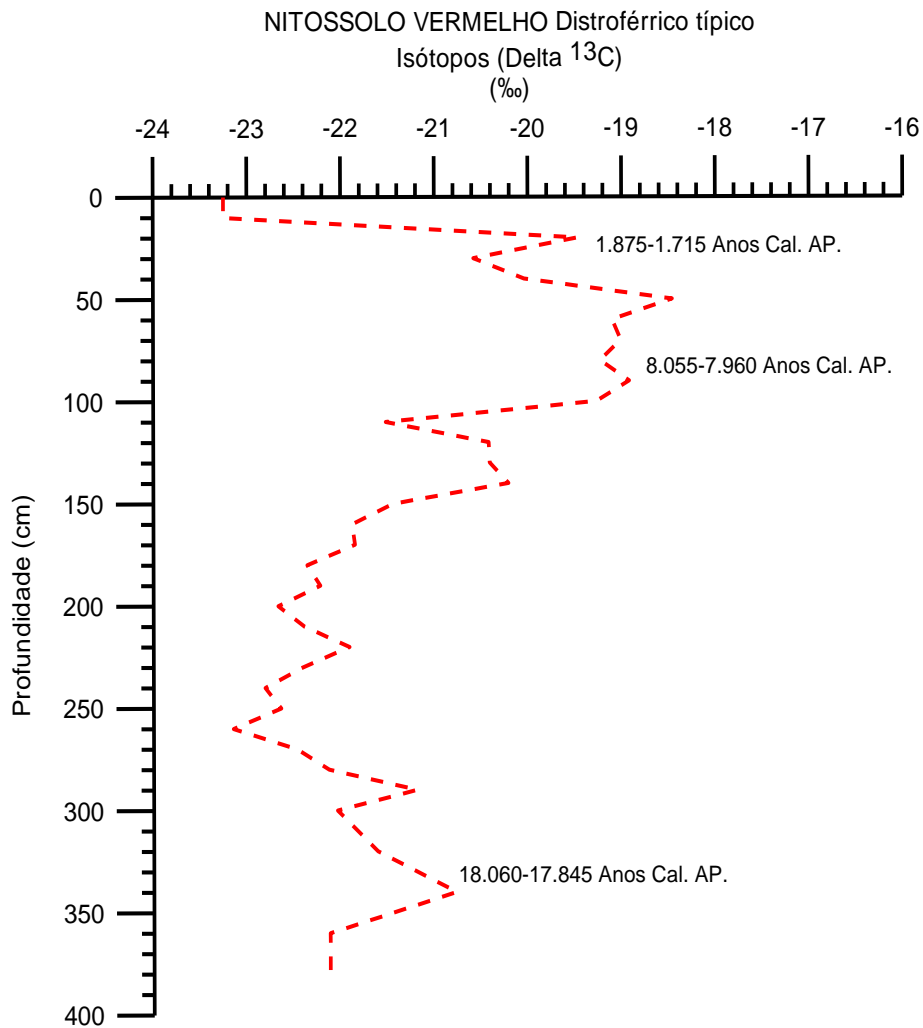


Figura 6: Valores isotópicos ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC).

### 5.3 DATAÇÃO $^{14}\text{C}$

Devido a ausência de fragmentos de carvão no perfil, foi realizada a extração da humina do solo para proceder a datação. De acordo com os resultados, as idades calibradas da matéria orgânica (MOS) da base do perfil (330 - 340 cm) indica acumulação desde o Pleistoceno Tardio (18.060 – 17.845 Cal. anos A.P.), a MOS da base do horizonte BA (80 – 90 cm) data do Holoceno Médio (8.055 a 7.960 Cal. anos A.P.) e do horizonte A (20 - 30 cm) corresponde ao Holoceno Superior (1.875 – 1.715 Cal. anos A.P.) conforme Tabela 3.

Tabela 2: Idades  $^{14}\text{C}$ 

No. Lab.*	Amostra/ Profundida	Horizonte	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ‰	Idade Convencional Anos A.P.	Idade Calibrada Anos Cal. A.P.	Idade Calibrada Anos Cal. A.C.
379826	CE/20-30 cm	A	-21,5	1860+/-30	1.875-1.715	75-235
379827	CE/80-90 cm	BA	-19,6	7.210+/-40	8.055 a 7.960	6205-6140
379828	CE/320-340 cm	Bt4	-20,2	14.750+/-60	18.060 a 17.845	16110-15895

\*Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

#### 5.4 ANALÍSE FITOLÍTICA

Analisaram-se as assembleias de fitólitos de 35 amostras coletadas ao longo do perfil. Foram encontrados fitólitos identificáveis em apenas 22 amostras, incluindo a serrapilheira, cujas quantidades relativas de morfotipos, por agrupamento taxonômico, estão representadas na Tabela 3.

Observa-se uma redução natural do número de fitólitos por grama de solo em profundidade (Figura 7), com dois picos de variações observados a 145 e a 215 cm de profundidade. As amostras entre 0 e 160 cm, que correspondem aos horizontes A e o topo do Bt, apresentaram abundância de fitólitos identificáveis com significado taxonômico ( $\geq 200$  grão) (Tabela 3). As amostras entre 250 e 300 cm (horizonte Bt) demonstraram menores quantidades e diversidade de morfotipos ( $< 40$  fitólitos com significado taxonômico).

A quantidade volta a aumentar em duas amostras basais desse perfil (amostras 34 e 35) entre 340 e 360 cm, nas quais foram identificadas 95 e 145 morfotipos com significado taxonômico, respectivamente (Tabela 3). Nas amostras com menos de 200 morfotipos identificáveis não foram realizadas análises estatísticas. Nas demais amostras não foram encontradas fitólitos com tamanho e forma identificáveis, somente massas silicificadas ( $>10 \mu\text{m}$ ) que não possuem forma, nem significado taxonômico. Estas partículas foram contadas, mas não foram consideradas na análise fitolítica.

Tabela 3: Morfotipos contados e identificados ao longo do perfil de solo em Campo Erê (SC).

Morfotipos	Pteridófitas		Poaceae						Elongate		Bulliform		Hair		Eudicotiledóneas		Arecaceae		*Não identificados		**Não identificáveis		*** Total	
	Prof.(cm)	N. Abs.	%	Panicooid		Pooid		Chloridoid		N. Abs.	%	N. Abs.	%	N. Abs.	%	N. Abs.	%	N. Abs.	%	N. Abs.	%	N. Abs.	%	
Serrap.	62	31,0	8	4,0	0	0,0	0	0,0	127	63,5	0	0,0	3	1,5	0	0,0	0	0,0	20	29,0	49	71,0	269	100
0-10	0	0,0	71	33,8	40	19,0	18	8,6	39	18,6	8	3,8	4	1,9	15	7,1	15	7,1	0	0,0	53	100	263	100
10-20	0	0,0	50	24,9	35	17,4	22	10,9	60	29,9	12	6,0	2	1,0	17	8,5	3	1,5	3	10,7	25	89,3	229	100
20-30	0	0,0	64	27,0	72	30,4	9	3,8	51	21,5	24	10,1	3	1,3	9	3,8	5	2,1	2	5,7	33	94,3	272	100
30-40	0	0,0	55	24,8	76	34,2	15	6,8	45	20,3	15	6,8	0	0,0	6	2,7	10	4,5	2	4,0	48	96,0	272	100
40-50	0	0,0	27	13,4	50	24,8	20	9,9	56	27,7	23	11,4	0	0,0	21	10,4	5	2,5	23	25,6	67	74,4	292	100
50-60	0	0,0	27	13,4	45	22,4	20	10,0	46	22,9	19	9,5	9	4,5	29	14,4	6	3,0	30	54,5	25	45,5	256	100
60-70	0	0,0	25	12,2	44	21,5	14	6,8	62	30,2	20	9,8	11	5,4	27	13,2	2	1,0	29	60,4	19	39,6	253	100
70-80	0	0,0	5	2,4	56	27,2	16	7,8	63	30,6	19	9,2	8	3,9	36	17,5	3	1,5	82	77,4	24	22,6	312	100
80-90	0	0,0	5	2,2	65	29,1	6	2,7	55	24,7	20	9,0	9	4,0	59	26,5	4	1,8	38	64,4	21	35,6	282	100
90-100	0	0,0	21	9,9	62	29,2	23	10,8	50	23,6	13	6,1	2	0,9	30	14,2	11	5,2	20	41,7	28	58,3	260	100
100-110	0	0,0	13	6,3	51	24,5	11	5,3	53	25,5	12	5,8	7	3,4	51	24,5	10	4,8	20	38,5	32	61,5	266	100
110-120	0	0,0	13	6,4	41	20,2	11	5,4	45	22,2	19	9,4	8	3,9	53	26,1	13	6,4	25	54,3	21	45,7	249	100
120-130	0	0,0	9	4,1	45	20,6	7	3,2	53	24,3	13	6,0	7	3,2	79	36,2	5	2,3	60	74,1	21	25,9	299	100
130-140	0	0,0	18	8,4	43	20,1	10	4,7	41	19,2	16	7,5	14	6,5	67	31,3	5	2,3	22	66,7	11	33,3	247	100
140-150	0	0,0	5	2,4	42	19,8	9	4,2	36	17,0	11	5,2	6	2,8	100	47,2	3	1,4	43	58,9	30	41,1	285	100
150-160	0	0,0	12	5,8	57	27,5	7	3,4	46	22,2	12	5,8	10	4,8	56	27,1	7	3,4	35	37,6	58	62,4	300	100
160-170	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	68	89,5	8	10,5	76	100
170-180	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	54	90,0	6	10,0	60	100
180-190	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	60	92,3	5	7,7	65	100
190-200	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	70	92,1	6	7,9	76	100
200-210	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	55	96,5	2	3,5	57	100
210-220	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	36	90,0	4	10,0	40	100
220-230	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	68	98,6	1	1,4	69	100
230-240	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	47	100	0	0,0	47	100
240-250	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	62	100	0	0,0	62	100
250-260	0	0,0	0	0,0	6	24,0	4	16,0	11	44,0	2	8,0	1	4,0	1	4,0	0	0,0	60	80,6	7	10,4	92	100
260-270	0	0,0	9	22,5	12	30,0	8	20,0	8	20,0	0	0,0	0	0,0	3	7,5	0	0,0	75	84,3	14	15,7	129	100
270-280	0	0,0	2	5,4	7	18,9	0	0,0	19	51,4	7	18,9	0	0,0	2	5,4	0	0,0	66	84,6	12	15,4	115	100
280-290	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	58	96,7	2	3,3	60	100
290-300	0	0,0	0	0,0	5	23,8	2	9,5	9	42,9	0	0,0	1	4,8	4	19,0	0	0,0	38	88,4	5	11,6	64	100
300-320	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	37	100	0	0,0	37	100
320-340	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	50	89,3	6	10,7	56	100
340-360	0	0,0	5	5,3	17	18,1	25	26,6	22	23,4	9	9,6	0	0,0	8	8,5	8	8,5	55	69,6	24	30,4	173	100
360-380	0	0,0	20	13,8	23	15,9	26	17,9	10	6,9	6	4,1	0	0,0	28	19,3	32	22,1	107	70,4	45	29,6	297	100

\*Não identificados = não está tafonomizado, mas não recebeu nome. \*\* Não identificáveis = não foi possível identificar o morfotipo por tafonomia. \*\*\* Total = a soma de todos os morfotipos encontrados (identificados+não identificados+não identificáveis).

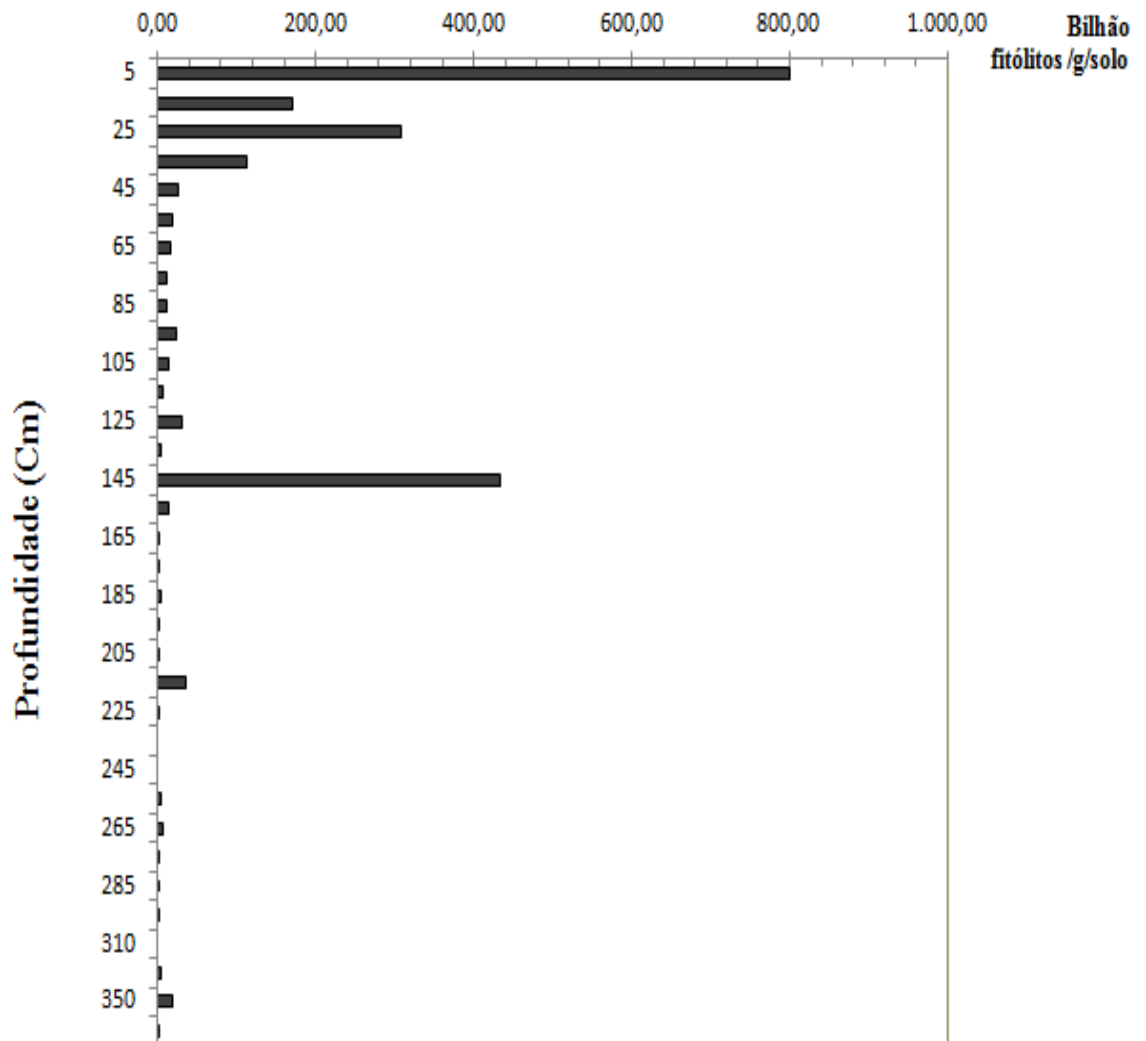


Figura 7: Quantidade de fitólitos por grama de solo ao longo do perfil em Campo Erê (SC).

A assembleia de fitólitos encontrada na amostra da serrapilheira é composta predominantemente de fitólitos de Pteridófitas (31%) e Poaceae (4%). O restante da assembleia é formado por morfotipos sem significado taxonômico: *elongate* (62,5%) e *hair* (1,5%).

De modo geral, a assembleia fitolítica desse perfil de solo indica uma vegetação composta por gramíneas, arbóreas e arbustos. Os fitólitos de Poaceae decrescem em profundidade e variam entre 65,8% (30-40 cm) à 26,4% (140-150 cm) (Tabela 3), as Eudicotiledoneae, apresentam tendência inversa a de Poaceae, isto é, os valores aumentam em profundidade, variando de 2,7 % (30-40 cm) a 47,2 % (140-150 cm) e as Arecaceae ocorrem em menor proporção e variaram entre 7,1% (0-10 cm) a 1,0 % (60-70 cm). Os morfotipos que não possuem significado taxonômico, *buliforms*, *hair* e *elongates*, correspondem respectivamente a menos de 12%, 7% e 31% das assembleias (Tabela 3).



A análise de Componentes Principais – PCA (Figura 8) e a de Agrupamento Hierárquico (Figura 9) aplicadas aos dados da assembleia de fitólitos das amostras com fitólitos identificáveis indicaram a ocorrência de cinco grupos, isto é, cinco Zonas Fitolíticas subdivididas ao longo do perfil.

A quatro primeiras componentes respondem por 79,7% da variância total entre as amostras desse perfil. A PCA-Eixo 1 (temperatura) é responsável por 34,8% da variância total entre as amostras e a PCA-Eixo2, que representa a variação de umidade, corresponde a 22,6% da variância ao longo do perfil. A PCA-Eixo 1 é definida pelas variáveis: *Pooid*, *bulliform*, *globular echinate* e *Chloridoid* (quadrante positivo) e *jigsaw-puzzle*, *elongate*, *tracheid* (quadrante negativo). A PCA-Eixo 2 é influenciada pelas variáveis *block*, *hair* e *globular*, no quadrante positivo e *Panicoid*, *Chloridoid*, *elipsoid psilate* e *tracheid* no quadrante negativo.

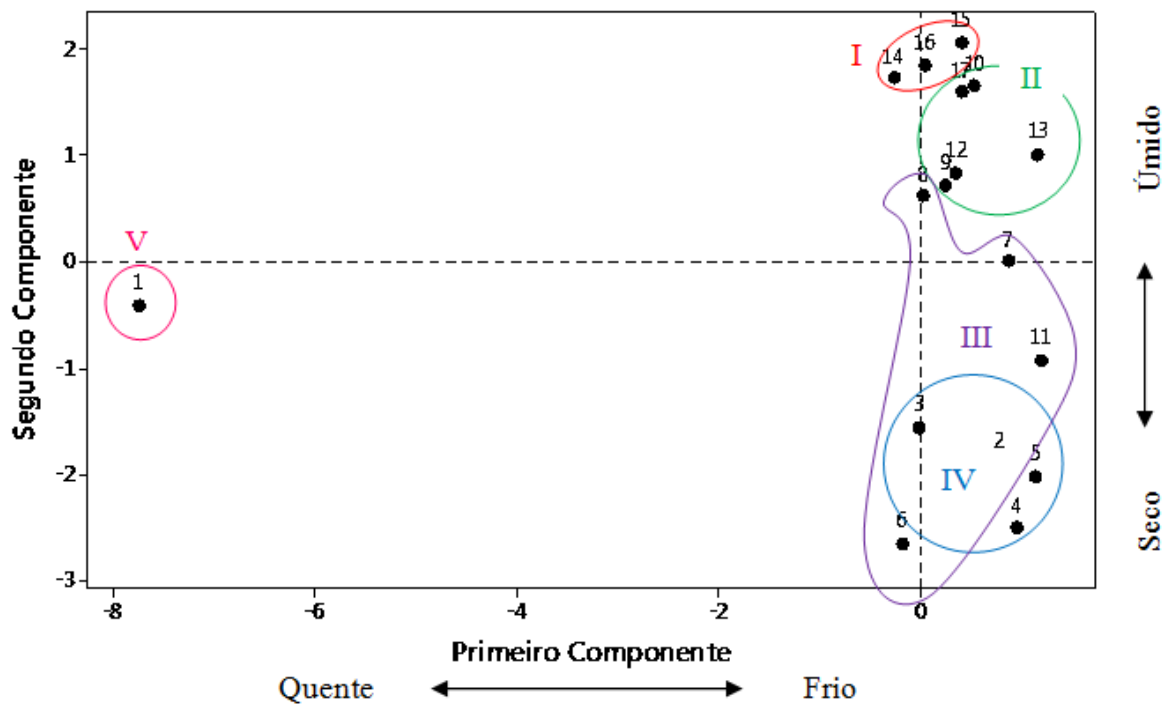


Figura 8: Análise de Componentes Principais (PCA) da assembleia  $\geq 200$  fitólitos (0 a 160 cm de profundidade).

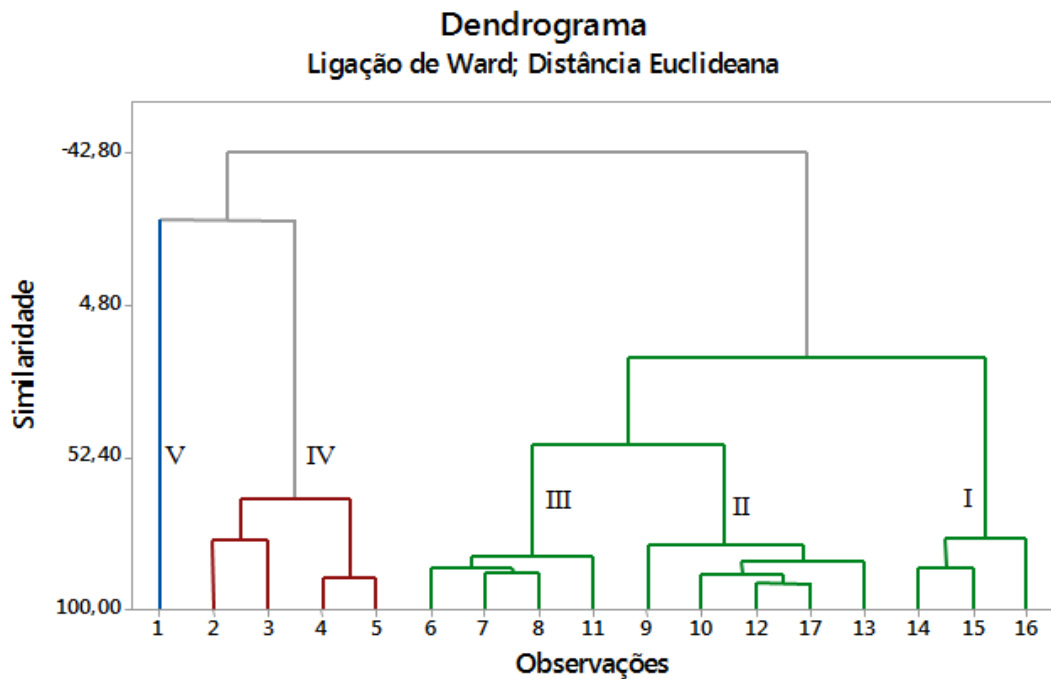


Figura 9: Análise de Agrupamento Hierárquico através do Método Ward nas amostras  $\geq 200$  fitólitos (0 a 160 cm de profundidade).

Os grupos IV e I agrupam-se no quadrante mais frio e seco. Enquanto os demais grupos se concentram nos quadrantes mais frio e úmido. A serrapilheira (grupo V) se isola nos quadrantes que indicam condições mais quentes e secas que as demais amostras.

Os resultados da análise de Agrupamento Hierárquico - *Cluster* (Figura 9) aplicada aos dados da assembleia fitolítica do perfil estudado indicaram a formação de três agrupamentos estatísticos, interpretados aqui como zonas fitolíticas

Zona V (Serrapilheira): corresponde a amostra 1 e representa restos de matéria orgânica fresca da vegetação atual. Nesta amostra foram encontrados fitólitos produzidos por Poaceae (com e sem significado taxonômico) que representam 69% da assembleia (*elongates* - 62,5%, *Panicoid* - 4%, *hair* - 1,5% e *tracheid* - 1%) e 31% de morfotipo *jigsaw-puzzle*, produzido por samambaias (Filo Pteridophyta) (Tabela 3; Figura 9). O morfotipo *jigsaw-puzzle* explica o isolamento dessa amostra em uma única zona, haja vista que esse morfotipo não foi identificado nas demais amostras do perfil. O que indica que esse morfotipo é frágil diante dos processos edáficos (Figura 10).

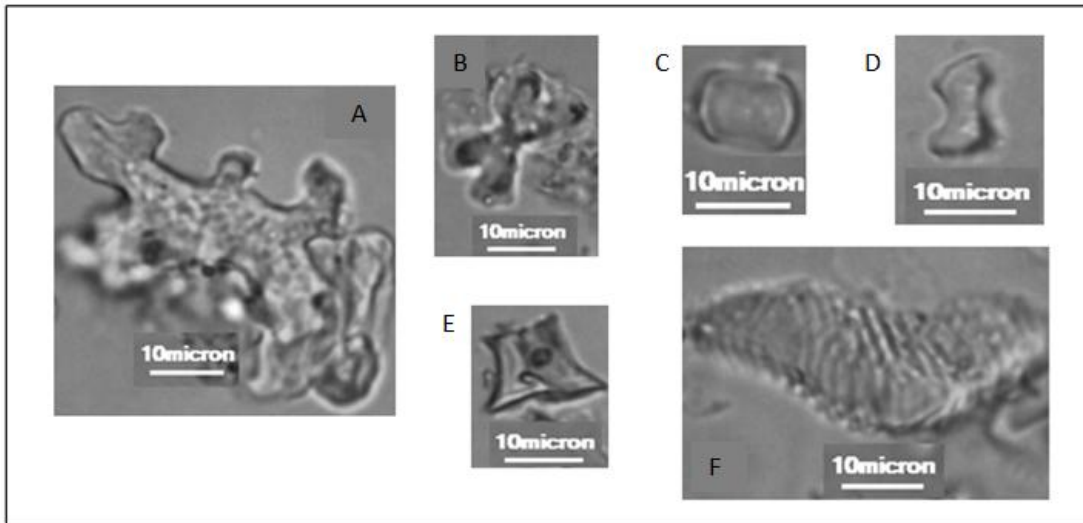


Figura 10: Zona V – Morfotipos encontrados na serrapilheira, A) *jigsaw-puzzle*; B) *cross*; C) *saddle*; D) *bilobate*; E) *rondel*; F) *tracheid*.

As demais Zonas fitolíticas, definidas da base para o topo do perfil, ficam assim caracterizadas (Figura 9):

Zona I -18.060 anos Cal A.P. – 10.856 Anos Cal A.P. (idade calculada) (150 a 120 cm). Apresenta predomínio de morfotipo *block* (Eudicotiledonea) em média 37,8% de todos os fitólitos identificados, seguido por morfotipos de gramínea C<sub>3</sub> (Pooid) que representa 20,2% e *elongate* (20,2%). Os fitólitos de árvores e arbustos somam em média 38,1% da assembleia e os de Poaceae 29,2% os morfotipos de Areaceae são pouco expressivos 2% apenas (Tabela 3; Figuras 9 e 11).

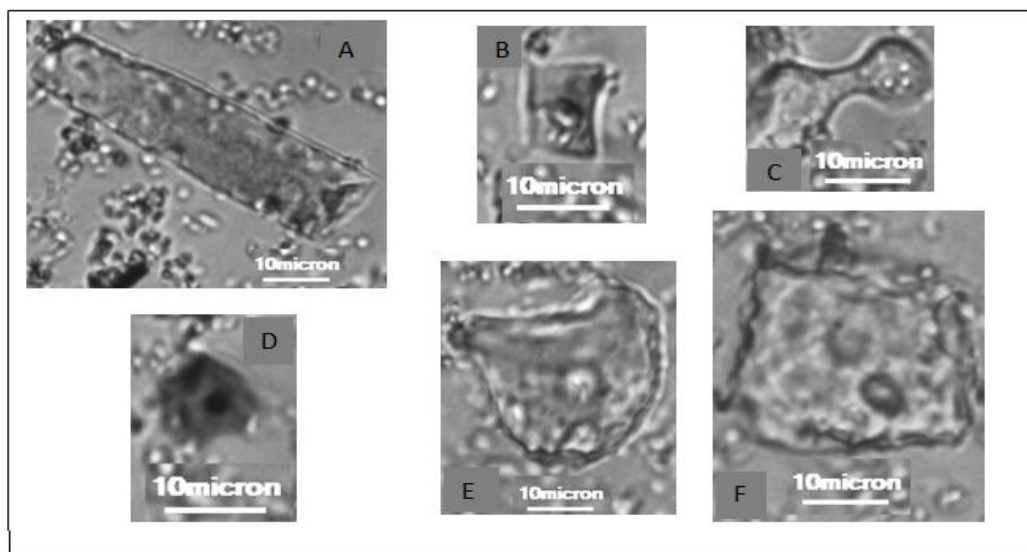


Figura 11: Zona I – Morfotipos encontrados entre 120 e 150 cm de profundidade, horizonte Bt1. A) *elongate*; B) *rondel*; C) *bilobate*; D) *globular echinate*; E) *bulliform*; F) *block*.

Zona II – 10.856 anos Cal A.P. – 7.931 anos Cal A.P. (Idades calculadas) - (150-70 cm de profundidade). Possui assembleia composta por morfotipos de Poaceae, subfamília Poid (25,7% em média), *elongate* (25%) e Eudicotiledonea, morfotipo *block* (22,6%). Em geral os morfotipos de gramíneas (Poaceae) somam em média 35,2% e morfotipos de Eudicotiledoneae (árvores e arbustos) 24,3% e de Arecaceae 3,6% (Tabela 3; Figuras 9 e 12).

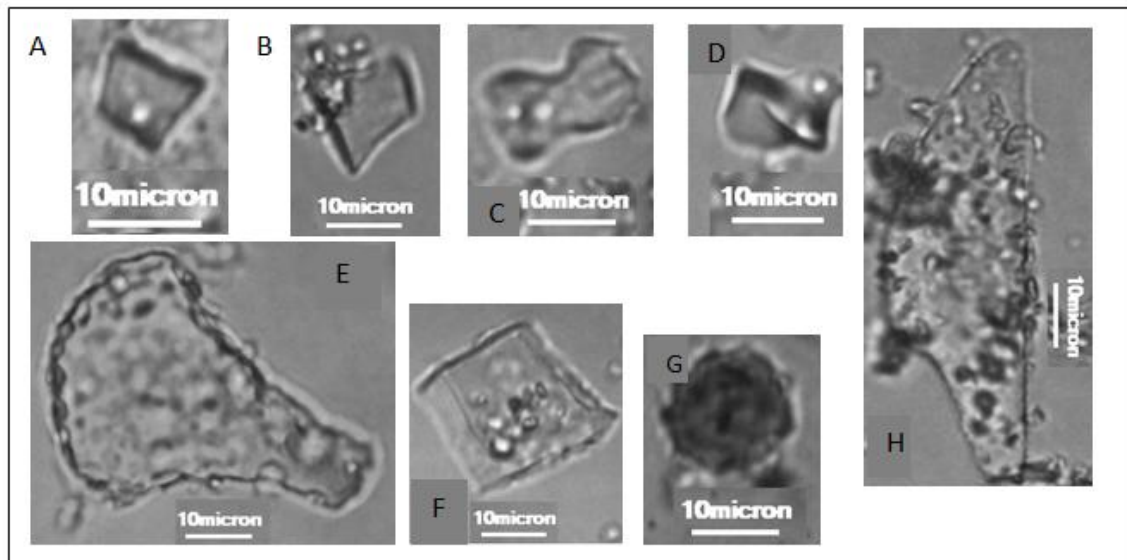


Figura 12: Zona II – Morfotipos encontrados entre 70 e 150 cm de profundidade, horizontes Bt1 e Bt2. A e B) *rondel*; C) *bilobate*; D) *saddle*; E) *cuneiform bulliform*; F) *block*; G) *globular echinate*; H) *point shaped*.

Zona III – 7.931 anos Cal A.P. (Idade calculada) – 1.875 anos Cal A.P. (70-30 cm de profundidade). Apresenta predomínio de Poaceae 38,7% sendo da subfamília Poid, 25,4% e Panicooid e Chloridoid 6,6 e 6,7% respectivamente, *elongate*, *hair* e *bulliform* juntos somam em média 38,5%. Eudicotiledoneas (hábito arbóreo e arbustivo) representam 19,5% da assembleia e 3,2% de Arecaceae (Palmeiras) (Tabela 3; Figuras 9 e 13).

Zona IV – 1.875 anos Cal A.P. até o presente (0 a 30 cm de profundidade): é caracterizada por apresentar predomínio de morfotipos de Poaceae, sendo 27,6% de Panicooid, 25,3% de Poid e 7,5% de Chloridoid. Os morfotipos (com significado taxonômico) de Poaceae somam 60,4 % da assembleia total. Os *elongate*, *hair* e *bulliform* somam ao todo 30,3% (em média). O restante da assembleia é formado por 5,5% de morfotipos de Eudicotiledoneae com hábito arbóreo e arbustivo, e 3,8 % de Arecaceae (palmeiras) (Tabela 3; Figuras 9 e 14).

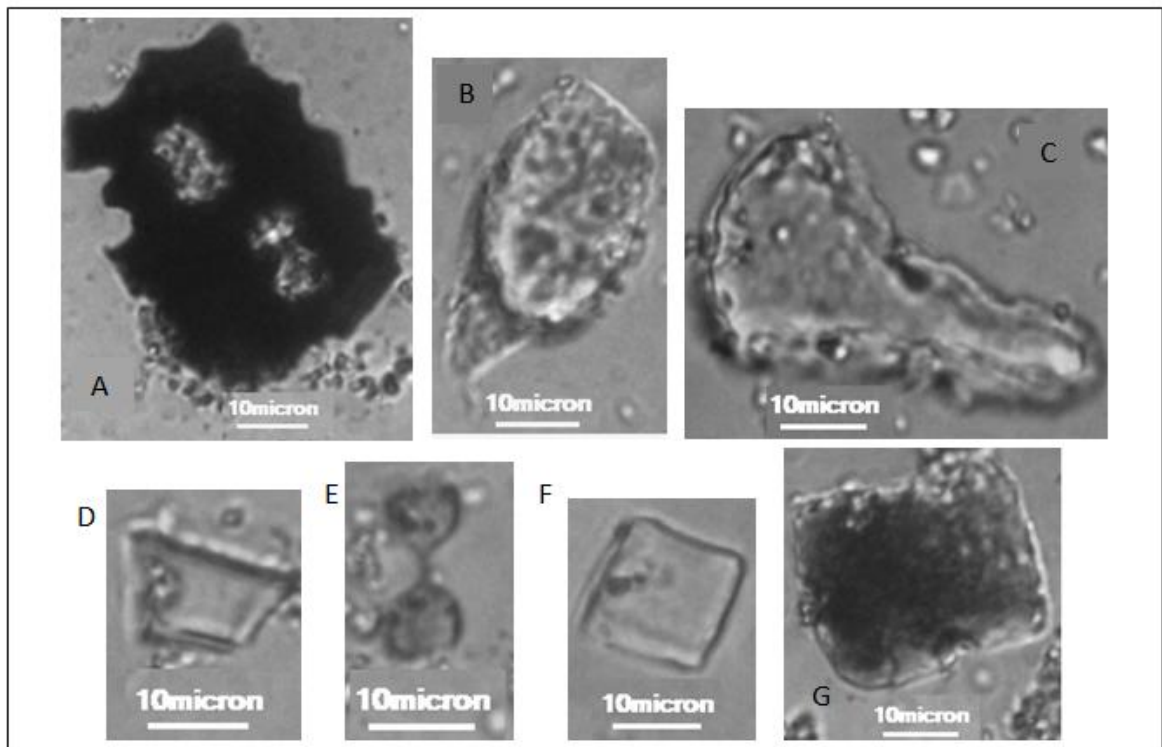


Figura 13: Zona III – Morfotipos encontrados entre 40 e 90 cm de profundidade, horizonte BA. A) tecido queimado com dois *bilobate* dentro da célula; B) *point shaped/hair*; C) *cuneiforme bulliform*; D) *rondel*; E) *bilobate*; F e G) *block*.

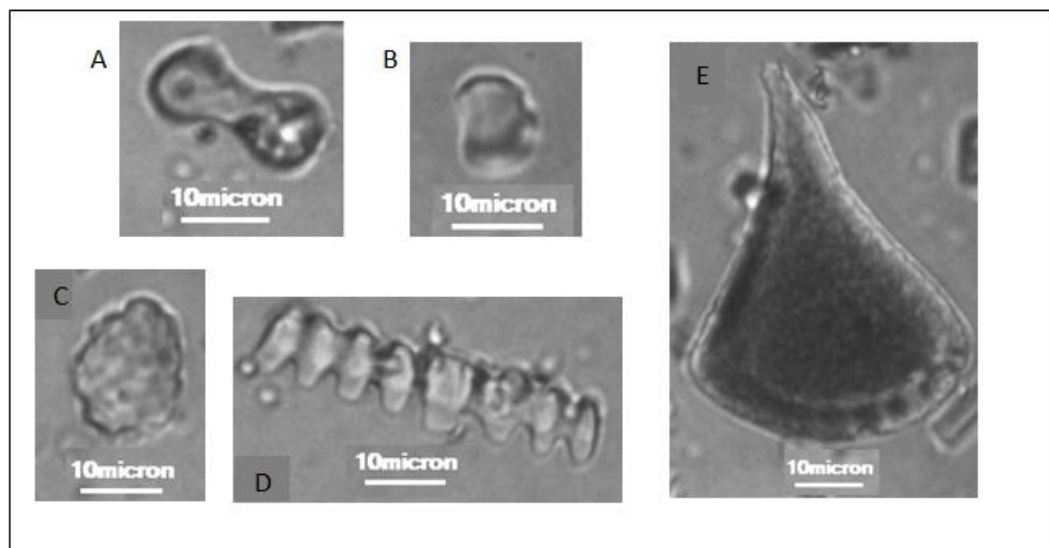


Figura 14: Zona IV – Morfotipos encontrados nos primeiros 30 cm de profundidade, horizonte A húmico. A) *bilobate*; B) *saddle*; D) *globular rugose*; E) *tracheid*; E) *cuneiforme bulliform*.

#### 5.4.1 Índices Fitolíticos

O índice de densidade arbórea - D/P apresenta valores muito baixos, variando entre 0,0 e 0,9 (Tabela 4), aumentando do topo para a base do perfil. A baixa frequência do morfotipo *globular* (*psilate* e *rugose*) justifica valores tão baixos para este índice. Estudos realizados em um fragmento de FOM em Francisco Beltrão indicaram que a maioria das árvores e arbustos típicos da FOM não é boa produtora do morfotipo *globular* (RAITZ, 2012).

Os valores do índice climático – IC para a serapilheira foi zero. A partir da amostra superficial (horizonte A) os valores apresentam tendência de aumento em profundidade variando de 31,01 (0-10 cm) e 85,53% (80-90 cm). A partir de 90 cm observou-se uma redução numérica significativa para 58,49% aumentando para a base até atingir 75,0% a 140-150 cm na transição do Bt1 para o Bt2. Considerando que altos valores indicam condições de temperatura mais frias e valores mais baixos indicam condições de temperatura mais quente, o período mais frio está registrado entre 70 e 150 cm de profundidade.

Em superfície, o sinal fitolítico corresponde a produção de morfotipos da vegetação atual e na base do perfil representa o input ocorrido na transição Pleistoceno/Holoceno, quando, de acordo com os valores IC mais baixos, as condições eram mais quentes que aquelas dos horizontes Bt, diferente das condições atuais.

O índice de aridez Iph da serapilheira foi nulo. A partir do horizonte superficial os valores variaram entre 5,67 (0-10 cm) e 20,65% (110-120 cm). Valores elevados de Iph sugerem presença de vegetação mais aberta (similar aos campos e/ou pradarias), dominada por gramíneas Chloridoideae (C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>), isto é, gramíneas xerófitas, indicando condições de clima quente e/ou edáficas com baixa disponibilidade de água. Valores mais baixos indica predomínio de Panicoideae, isto é, de gramíneas mesófilas sugerindo clima mais úmido e quente com disponibilidade de umidade no solo. Os valores encontrados neste perfil refinam a interpretação dos dados isotópicos que indicaram a presença de uma vegetação de mistura de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, sendo os fitólitos de gramíneas Pooid os mais presentes ao longo do perfil.

Assim como nos demais perfis, a serapilheira também apresentou valor nulo para o índice bulliform – Bi. A partir do topo (0-10 cm) os valores variaram entre 0 e 20,65% (110-120 cm). Esses valores, considerados baixos não indicam déficit hídrico para as plantas na área, pois a quantidade do morfotipo *bulliform* identificada nas amostras é relativamente baixa.

Tabela 4: Resultados dos cálculos dos índices aplicados a assembleia de fitólitos identificados no perfil de solo em Campo Erê (SC).

N. Amostra	Prof. (cm)	Índices			
		D/P	Ic (%)	Iph (%)	Bi (%)
1	Serrapilheira	0,00	0,00	0,00	0,00
2	0-10	0,00	31,01	20,22	5,67
3	10-20	0,05	32,71	30,56	9,92
4	20-30	0,00	49,66	12,33	13,95
5	30-40	0,00	52,05	21,43	9,32
6	40-50	0,01	51,55	42,55	18,85
7	50-60	0,00	48,91	42,55	15,83
8	60-70	0,00	53,01	35,90	17,54
9	70-80	0,00	72,73	76,19	18,27
10	80-90	0,06	85,53	54,55	19,05
11	90-100	0,04	58,49	52,27	10,74
12	100-110	0,02	68,00	45,83	12,77
13	110-120	0,09	63,08	45,83	20,65
14	120-130	0,00	73,77	43,75	16,05
15	130-140	0,01	60,56	35,71	15,84
16	140-150	0,01	75,00	64,29	15,07
17	150-160	-	-	-	-
18	160-170	-	-	-	-
19	170-180	-	-	-	-
20	180-190	-	-	-	-
21	190-200	-	-	-	-
22	200-210	-	-	-	-
23	210-220	-	-	-	-
24	220-230	-	-	-	-
25	230-240	-	-	-	-
26	240-250	-	-	-	-
27*	250-260	-	-	-	-
28*	260-270	-	-	-	-
29*	270-280	-	-	-	-
30	280-290	-	-	-	-
31*	290-300	-	-	-	-
32	300-320	-	-	-	-
33	320-340	-	-	-	-
34**	340-360	-	-	-	-
35**	360-380	-	-	-	-

\* < 40 fitólitos

\*\* < 150 fitólitos

## 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O solo selecionado para este estudo em Campo Erê (SC) é um NITOSSOLO VERMELHO Distroférico típico com horizonte A húmico. Os NITOSSOLOS são solos tipicamente tropicais, profundos, bem drenados, vermelho e com transição difusa entre os horizontes (EMBRAPA, 2013) conforme constatado através da morfologia de campo (Apêndice 1) e os resultados analíticos (Tabela 1 e Apêndice 2).

Observa-se na área de estudo estreita relação dos solos com a paisagem atual, onde o relevo, o material de origem e a vegetação atuam diretamente na geografia do solo<sup>3</sup>. A presença do horizonte A húmico nesse solo indica teor relativamente elevado de carbono orgânico em profundidade, que no Sul do Brasil são inferiores a 100 cm de profundidade (CALEGARI, 2008). A maioria dos estudos sobre a gênese desse horizonte húmico conjectura que se deve tratar de um solo relictual, desenvolvido sob condições edafoclimáticas distintas das atuais (LEPSCH e BUOL, 1986; SILVA e VIDAL TORRADO, 1999). Entretanto, estudos recentes demonstraram que no Sul do Brasil, o horizonte húmico está em concordância com as condições edafoclimáticas atuais que começaram a se instalar nos últimos 1500-2000 anos A.P. (idade não calibrada). E não se configura, claramente, como um horizonte relictual (CALEGARI, 2008; MARQUES *et al.*, 2011).

No Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina solos profundos e bem desenvolvidos são encontrados desde a superfície incompletamente aplainada III até a VIII. Esses solos (LATOSSOLOS e NITOSSOLOS Vermelhos) são formados a partir da atuação do intemperismo químico sobre o substrato vulcânico básico, sob clima subtropical úmido (clima atual) (PAISANI *et al.*, 2008; BRAGAS, 2010; RODRIGUES, 2011; BERTUOL, 2014). Na superfície incompletamente aplainada VI, estudos realizados por BRAGAS *et al.*, (2009) e PONTELLI *et al.*, (2011) em cabeceiras de drenagem na bacia do Rio Sargento, próximo a área de estudo, indicaram que os solos que ocupam os divisores de água dos canais secundários são formadas através da evolução pedogenética autóctone e pela alteração do substrato rochoso por meio da ação da pedogeoquímica, situação muito diferente daquela relatada por Paisani *et al.* (2012; 2013b; 2014) para as superfícies incompletamente

<sup>3</sup> Geografia do solo se centra na distribuição geográfica dos solos com ênfase em suas características e gênese, suas interrelações com o meio ambiente e os seres humanos, sua historia e possíveis câmbios futuros. Pode ser interpretada em muitas escalas, desde a escala global até a local (Schaetzl; Anderson, 2005) (Schaetzl, R. J.; Anderson S. (2005). Soils: *Genesis and Geomorphology*. 791p.(p3-4)



aplainadas I e II. Nestas superfícies a cobertura pedológica teria se formado a partir de sucessivas alterações no sistema geomorfológico identificadas desde o final do Pleistoceno, associadas as mudanças ambientais (clima e vegetação) (PAISANI *et al.*, 2013), gerando deposição de colúvios em cabeceiras de drenagem e fundos de vales de baixa ordem hierárquica (PAISANI *et al.*; 2014).

Em Campo Erê, não foram encontrados sinais evidentes de coluvionamento recente na paisagem do entorno da área amostrada. Alguns dados analíticos, como os óxidos de Ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e Titânio ( $\text{TiO}_2$ ) (Tabela 1), indicam que este solo pode ter se formado a partir de um material máfico, a exemplo do encontrado por Calegari (2008) em Xanxerê (SC). Ainda que não se tenha feito análise de elementos totais, é possível, a partir dos dados do ataque sulfúrico (Tabela 1), identificar que existem sutis variações ao longo do perfil e a ocorrência de dois níveis de maior concentração de  $\text{TiO}_2$ , um no horizonte A ( $56,0 \text{ g. kg}^{-1}$ ) e outro no topo do Bt (Bt1  $-58,32 \text{ g. kg}^{-1}$  e Bt2  $-59,24 \text{ g. kg}^{-1}$ ). Embora se observe essas variações, observa-se que os valores desse óxido estão de acordo com a mineralogia do solo (dados não apresentados) que indicou a presença, em maior quantidade (inferida pela altura do pico) de Anatásio ( $\text{TiO}_2$ ), Ilmenita ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_2$ ) e Rutilo ( $\text{TiO}_2$ ) nesses horizontes, corroborando com a interpretação que os processos pedogenéticos ocorreram em um material de origem máfica.

O elemento Titânio é pouco móvel, e muito resistente ao intemperismo, constituindo-se em bom elemento-índice indicador de homogeneidade/descontinuidade de materiais de origem (DEMATTÊ, 1978; KABATA-PENDIAS e PENDIAS, 1986). Contudo, Demattê (1978) destaca que é necessário ter cautela na utilização das relações envolvendo o Ti, porque sob condições tropicais ele é mais instável e mais solúvel do que aqueles minerais que contêm elementos como o Zr e Si. Desta forma não podemos afirmar que este solo seja produto da pedogênese sobre material coluvial ou *in situ*, e sim de uma pedogênese atuando sobre um material máfico, cuja fonte é a mesma, o basalto. Não foram identificadas alterações numéricas significativas nos teores de silte e de areia que pudessem corroborar a hipótese de colúvio como material de origem desse solo, embora se observe um sutil aumento nos teores de areia no Bt2. Desta forma, caso esse material seja proveniente de uma ou mais fases de coluvionamentos, é provável que estes eventos tenham ocorrido em período muito antigo que foge ao limite de detecção do método de datação empregado neste trabalho ( $^{14}\text{C}$ ) e cujas propriedades morfológicas já foram reafeiçoadas pela pedogênese atuante ao longo do Holoceno.

A assembleia mineralógica do solo (dados não apresentados nesse trabalho– Anexo 1) é predominantemente formada por Quartzo, Feldspato, Ilmenita, Magnetita, Rutilo, Anatásio,

Cristobalita e Tridimita (nas frações silte e areia) e Caolinita, Esmectita com Hidróxido Intercamada (EHE), Gipsita, Anatásio e Hematita (fração silte). Esta assembleia mineralógica está em concordância com outros solos da superfície incompletamente aplainada VI (RODRIGUES, 2011) e V (BERTUOL, 2014) bem como, com o material de origem, isto é, de rochas basálticas, estudadas no sul do Brasil (por exemplo, KAMPF *et al.*, 1995; MENGOTTO e GASPARETTO, 1987; CLEMENTE 2001; TRUFFI e CLEMENTE, 2002; CLEMENTE e AZEVEDO, 2007). A esse fato, soma-se a homogeneidade da assembleia mineralógica entre os horizontes desse perfil (dados não apresentados nesse trabalho – Anexo 1), corroborando mais uma vez que a pedogênese foi *in situ* e que todos estes horizontes se formaram a partir de uma mesma matriz mineral, isto é, o basalto.

Somente a argila apresentou aumento, gerando gradiente textural no topo do horizonte diagnóstico Bt (92 cm), comportamento típico e esperado para essa classe de solo. Este aumento caracteriza o acúmulo de argila dando origem ao horizonte genético B nítico, como um processo pedogenético e não reflexo de um colúvionamento pretérito.

Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, principalmente onde o basalto e outras rochas eruptivas associadas à formação Serra Geral constituem o material de origem dos solos (NARDY *et al.*, 2002), é frequente a ocorrência de NITOSSOLOS associados a LATOSSOLOS (COOPER e VIDAL TORRADO, 2005), modelo que se repete na região de Campo Erê (EMBRAPA, 2004; RODRIGUES, 2011).

As análises isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ ) indicam que o solo estudado sempre esteve sob vegetação mista, ora com maior predomínio por plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ , ora de planta  $\text{C}_4$ . Na interpretação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da MOS. Assume-se que variações isotópicas menores que 4‰ estão associadas ao fracionamento isotópico que ocorre naturalmente durante a decomposição da matéria orgânica e das variações na composição isotópica do carbono do  $\text{CO}_2$  atmosférico (BOUTTON, 1996). Somente variações maiores que 4‰ são associadas às mudanças de comunidades de plantas (DESJARDINS *et al.*, 1996; SAIA *et al.*, 2007).

Os valores isotópicos obtidos nas amostras da base do horizonte Bt (380 -260 cm) indicam que na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno havia a presença de uma vegetação com predomínio de plantas  $\text{C}_3$ , cujo sinal isotópico e assembleia fitolítica assemelham-se à da vegetação moderna (0-10 cm) de floresta com predominância de espécies de plantas com ciclo fotossintético  $\text{C}_3$  (Figura 6). Essa vegetação atual, representada no horizonte A húmico apresenta sinal isotópico semelhante ao encontrado entre 0-10 cm em outras áreas de Floresta Ombrófila (Floresta Pluvial) (PESSENDA *et al.*, (1996b ) e FOM (MELLO *et al.*, 2003;

CALEGARI, 2008) na região sul. Em Xanxerê (SC), Guarapuava e Ponta Grossa (PR) valores semelhantes foram encontrados no horizonte A húmico de Latossolos por CALEGARI, (2008), marcando o sinal atual do mesmo tipo de vegetação na área de estudo (FOM). Em Londrina, no norte do Paraná, Pessenda *et al.* (1996b) encontraram sinal isotópico semelhante nos primeiros 70 cm de um NITOSSOLO VERMELHO Férrico (antiga Terra Roxa Estruturada), que foram interpretados como o sinal da Floresta Pluvial que teria se instalado desde ca. de 2.390±60 anos A.P. Antes, até ca. de 9.350±120 anos A.P, havia um campo dominado por gramíneas C<sub>4</sub>. Tendência semelhante foi encontrada por Mello *et al* (2003) em sedimentos da Lagoa Dourada em Ponta Grossa, Paraná.

A troca de vegetação foi marcada também nos solos estudados por Calegari (2008), sobretudo naqueles mais próximos da área de estudo. Isto é, em Xanxerê e Guarapuava, onde a vegetação de campo que predominava durante o Holoceno inferior e médio foi substituído por uma vegetação mais florestada no Holoceno superior, corroborando as interpretações de Pessenda *et al.* (1996b) e Mello *et al.* (2003). Entretanto, cabe ressaltar que a vegetação sobre esses dois perfis é a Floresta Ombrófila Mista com Araucária, o mesmo do perfil aqui estudado.

À exceção dos primeiros 20 cm (horizonte A) de solo em Campo Erê, que marcam o sinal da atual Floresta Ombrófila Mista, a variação do sinal isotópico ao longo do perfil demonstra tendência inversa àquela observada pelos autores citados (Figura 6). A distribuição quase errática do sinal isotópico nas amostras indica que houve troca de vegetação. Passando de uma vegetação com predomínio de plantas C<sub>3</sub> (mais florestada?) desde o final do Pleistoceno (ca. 18.060 – 17.845 anos Cal. AP) até o início do Holoceno (ca de 10.370 anos AP – idade interpolada) para uma vegetação com maior contribuição de plantas C<sub>4</sub> que perdurou até ca. de 1.875-1.715 anos Cal AP (Figura 6).

Nos primeiros 160 cm a assembleia fitolítica corrobora os dados isotópicos, indicando uma vegetação mista com predomínio de arbóreas e arbustos e presença significativa de gramíneas, inclusive C<sub>3</sub> (Poid), em concordância com esses dados também está o índice de aridez (Iph) que variou entre 5,67% (0-10 cm) e 20,65% (110-120 cm) e indicam uma vegetação mista (diversidade de espécies C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>). Abaixo de 150 cm, nas amostras onde o valor  $\delta^{13}\text{C}$  indicou a predomínio de plantas C<sub>3</sub>, não foram encontrados fitólitos com formas e quantidade suficiente para o cálculo dos índices fitolíticos a serem usados na interpretação da vegetação.

Nas poucas amostras que apresentaram morfotipos identificáveis (<150 fitólitos), constatou-se predomínio de fitólitos produzidos por gramíneas, que normalmente são

produzidos em maior quantidade (TWISS, 1987; 1992) (Tabela 3) e suportam mais os efeitos dos processos tafonômicos, quando comparados aos morfotipos produzidos por espécies de plantas com ciclo fotossintético  $C_3$  (WILDING e DRESS, 1974). Dentre os morfotipos de gramíneas mais produzidos ao longo de todo o perfil, destacam-se, pela maior quantidade, aqueles da subfamília Pooid ( $C_3$ ) (Tabela 3), esse morfotipo encontrado também no trigo destacou-se em outro estudo pela sua resistência e tendência de preservação no solo principalmente aqueles produzidos nas folhas e caule da planta (CABANES *et al.*, 2011).

A matéria orgânica dessas gramíneas da subfamília Pooid ( $C_3$ ) pode estar interferindo no sinal isotópico. Dessa forma é possível elucubrar que a vegetação entre o Pleistoceno e o Holoceno médio possa ter sido uma vegetação com presença de elementos arbustivos e arbóreo e gramíneas  $C_3$ , com participação de gramíneas  $C_4$ , conforme indicado pela análise fitolítica. No Holoceno tardio até o presente o índice arbóreo (nulo) corrobora a interpretação de uma vegetação de campo sujo com arbustos e arbustivas até 1.875-1.715 anos Cal A.P.

A grande quantidade de gramíneas  $C_3$  (Pooid) é identificada também nos valores do índice climático (Ic), considerando que altos valores indicam o predomínio dessa subfamília de Poaceae e sugerem clima mais frio e úmido (TWISS, 1987). O mesmo apresentou tendência de aumento em profundidade variando entre 31,01 (0-10 cm) e 85,53% (80-90 cm), a partir de 90 cm observou-se uma redução para 58,49% aumentando novamente para a base até atingir 75,0% a 140-150 cm na transição do Bt1 para o Bt2 (Tabela 4). Esses altos valores assemelham-se com os encontrados por Paisani *et al.*, (2014) no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC), onde a vegetação predominantemente formada por gramíneas em condições climáticas mais frias apresentam valores entre 78% e 90%. Para Calegari *et al.*, (2013a) valores próximos a 30% foram representativos para vegetação de savana com elementos arbóreos.

O índice de stress hídrico variou entre 0 (0-10 cm) e 20,65% (110-120 cm). Esses valores, considerados baixos não indicam déficit hídrico para as plantas na área. Pois a quantidade do morfotipo *bulliform* identificada nas amostras é relativamente baixa (Tabela 4) quando comparados aos valores encontrados por Coe *et al.*, (2014) na bacia do Rio São João (entre 64 e 81%) e em Búzios (entre 66 e 94%), ambos localizados no estado do Rio de Janeiro (COE, 2009).

Observa-se que o sinal isotópico registra o predomínio de uma vegetação de floresta, aberta com presença de gramíneas  $C_4$  no local de estudo, devido a escassez de fitólitos identificáveis entre 380 e 150 cm, não foi possível aplicar os índices fitolíticos para refinar a informação isotópica, como feita para os horizontes mais superficiais (A, AB, BA e Bt1). Em

nenhum momento desde o final do Pleistoceno (18.080 anos A.P.) há o registro de uma formação arbórea densa, mas sim uma vegetação arborizada que por vezes esteve mais aberta e por vezes mais fechada. Essa característica é eminente da vegetação do sul do Brasil onde extensas áreas de FOM são cercadas por campos formando grandes mosaicos na paisagem (BEHLING, 1995; BEHLING *et al.*, 2004 e OLIVEIRA *et al.*, 2006a.). Mosaicos de campo e floresta são muito sensíveis as oscilações climáticas por menores que estas sejam.

Assim em períodos com mais umidade, a floresta avança sobre o campo e no momento em que a umidade diminui o campo avança sobre a floresta (BEHLING, 1995; 1997). Considerando que as gramíneas C<sub>3</sub> preferem ambientes frios, úmidos (TEERI e STOWE, 1976; EPSTEIN *et al.*, 1997) e/ou de elevadas altitudes (RUNDEL, 1980), é possível inferir que no Pleistoceno tardio, as condições de temperatura na área de estudo podem ter favorecido desenvolvimento de campos com maior presença de gramíneas C<sub>3</sub>. Em Santa Catarina e Rio Grande do Sul Behling (1995), Behling *et al.* (2004) e Oliveira *et al.* (2006a) constaram que no final do UMG e início do Holoceno existiam grandes áreas de campo nas partes mais altas do relevo e florestas com Araucárias somente em fundos de vales.

Atualmente em zonas de elevada altitude em Santa Catarina, os campos são encontrados facilmente. Calegari *et al.* (2014) estudaram dois perfis de solo rasos (<40 cm) formados a partir do basalto (Fm. Serra Geral) sob campo limpo em Bom Jardim e São Joaquim e encontram abundância de fitólitos, marcando o predomínio de gramínea C<sub>4</sub>, e sinal isotópico da MOS típico de plantas C<sub>4</sub>. Semelhante a assembleia obtida entre 100 e 50 cm em Campo Erê, correspondente ao período entre o Holoceno médio e superior.

Sobre a ausência e/ou baixa frequência de fitólitos no horizonte Bt do solo estudado é possível elucidar que seja um efeito dos processos pedogenéticos desse horizonte, como discutidos anteriormente, causando a destruição dos fitólitos (PEARSALL e PIPERNO, 1993).

De forma geral, nos últimos 1.875 anos Cal A.P. a vegetação C<sub>3</sub> novamente se expande possivelmente associada a condições climáticas mais favoráveis a esse tipo de vegetação (mais úmido), levando a formação da atual FOM encontrada regionalmente (BEHLING, 1995; BEHLING *et al.*, 2004; CALEGARI, 2008).

Assim, considerando as idades obtidas por meio de datações <sup>14</sup>C, pode-se inferir que desde o final do Pleistoceno (18.060-17.845 Anos Cal. AP.) este perfil se desenvolveu sob uma vegetação, menos arborizada que a atual, com mistura de plantas C<sub>3</sub> (gramíneas e arbustos) e C<sub>4</sub> (gramíneas). Este padrão de vegetação se manteve até o Holoceno médio (8.055-7.960 Anos Cal. AP.), quando se observa um enriquecimento isotópico significativo

que caracteriza uma mudança de vegetação. A partir do Holoceno médio ocorreu uma abertura da vegetação, marcada pela maior participação de gramíneas C<sub>4</sub> evidenciada tanto pelo sinal isotópico, quanto pela assembleia fitolítica.

Mudanças ambientais no final do Pleistoceno também foram identificadas na superfície incompletamente aplainada II (PAISANI *et al.* 2008a) no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC), onde estudos realizados em seções estratigráficas acima de 1200 metros de altitude revelaram a ocorrência de mudanças climáticas que deixaram registros de momentos de intensa atividade morfogênica durante esse período com degradação de encostas e colmatação de fundos de vale, mudanças no divisor de águas regional e inversão de relevo. Tais condições parecem ter perdurado até 1.000 anos A.P. (PAISANI *et al.*, 2012; PAISANI *et al.*, 2013b). Na superfície VIII (PAISANI *et al.*, 2008a), entre as cotas altimétricas de 601 a 700 m, estudo realizado por Bertoldo *et al.*, (2014) revelou que a *Araucária angustifolia* se estabeleceu na região a cerca de 13.400 <sup>14</sup>C anos A.P., no final do Pleistoceno, corroborando a interpretação de ambiente mais frio que atual. A floresta teria perdurado nessa região durante todo o Holoceno em condição climática mais fria e úmida, com curtas estações secas (BERTOLDO, 2010; BERTOLDO *et al.*, 2014).

Esses resultados, a princípio, se assemelham aos obtidos para o perfil em estudo onde foram encontrados indícios de mudanças na vegetação, que podem ser explicadas pelas mudanças climáticas entre o Pleistoceno e o Holoceno (floresta → campo) em concordância com Behling, (1995); Behling *et al.*, (2004); Oliveira *et al.*, (2006a) e durante o Holoceno (campo→floresta), corroborando com os outros estudos na região Sul (PESSENDA *et al.*, 1996b; MELLO *et al.*, 2003; CALEGARI, 2008).

## 7. CONCLUSÕES

Com o objetivo de compreender a dinâmica da vegetação desde o final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno em Campo Erê (SC), localizado na superfície incompletamente aplainada VI, buscou-se nesse trabalho evidências de tais eventos através do uso de proxies biológicos preservados no solo, como os isótopos de carbono e fitólitos.

Os resultados obtidos através das análises físicas e químicas de rotina realizadas nas amostras coletadas nos horizontes do perfil de solo permitiu a classificação do solo até o quarto nível categórico como um NITOSSOLO VERMELHO Distroférico típico com horizonte A húmico e constatou-se estreita relação desse solos com a paisagem atual.

Ao final deste trabalho foi possível estabelecer as seguintes conclusões:

- A análise da assembleia de fitólitos recuperados dos solos indicou que a ausência e/ou baixa frequência de fitólitos nas amostras correspondente ao horizonte pedogenético Bnítico possivelmente é resultado dos efeitos dos processos de formação desse horizonte (ferralitização, nitidização e homogeneização) que podem ter causado a destruição dos fitólitos, porém a gênese desses horizontes deve ser explorados em trabalhos futuros.

- Os dados fitolíticos corroboram os dados isotópicos, indicando que este perfil de solo desde o final do Pleistoceno esteve sob uma vegetação mista com predomínio de arbóreas e arbustos, e presença significativa de gramíneas  $C_3$  (Pooid) ao longo do perfil, demonstrando a ocorrência de trocas de vegetação.

- No final do Pleistoceno (18.060-17.845 anos Cal. AP.) este perfil estaria sob uma vegetação, menos arborizada que a atual, com mistura de plantas  $C_3$  (gramíneas, árvores e arbustos) e  $C_4$  (gramíneas). Este padrão de vegetação se manteve até o início do Holoceno Médio (8.055-7.960 Anos Cal. AP.), provavelmente sob um clima mais frio e seco que o atual.

- A partir do início do Holoceno Médio a vegetação apresentou uma abertura, marcada pela maior participação de gramíneas  $C_4$ , possivelmente formando um campo sujo, que também foi evidenciada pelos dados isotópicos. De acordo com os índices fitolíticos calculados, o clima se manteve frio, porém houve o aumento gradual na umidade que perdurou até a formação da atual FOM.

Ao final, conclui-se que em nenhum momento a interpretação dos resultados indicou ter havido sinais de uma formação arbórea mais densa do que a atual. Foram identificadas

somente fases com uma vegetação arborizada que ora mais aberta, ora mais arborizada. Essa característica é comum para a vegetação do sul do Brasil onde extensas áreas de FOM são cercadas por campos, formando grandes mosaicos na paisagem. Todas as oscilações climáticas, por menores que sejam, refletem o retrocesso ou o avanço da floresta sob o campo ou vice-versa.

A análise fitolítica, associada às análises isotópicas permitiram identificar mudanças sutis na estrutura da vegetação na região da área de estudo, desde o final do Pleistoceno. Estas mudanças aportam importantes informações que complementam os estudos que vem sendo desenvolvido para o entendimento da formação da paisagem encontrada nas áreas da superfície geomórfica na qual Campo Erê se insere, demonstrando ser uma importante ferramenta para complementar os estudos geomorfológicos e paleoambientais na região.

Nesta superfície a cobertura pedológica teria se formado a partir de sucessivas alterações no sistema geomorfológico identificadas desde o final do Pleistoceno, associadas as mudanças ambientais (clima e vegetação), gerando deposição de colúvios em cabeceiras de drenagem e solos profundos e bem desenvolvidos pedogeneticamente nos setores de topo, como no caso do perfil estudado.

E finalmente, com este estudo, pode-se constatar a importância de se ter coleções de referências de fitólitos da vegetação da área de estudo. Neste caso em específico, coleções de referências elaboradas previamente, em estudos anteriores, com espécies representativas da FOM e de Campos permitiu refinar a identificação e interpretação dos conjuntos de fitólitos encontrados nos solos.



## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, Aziz N. **Os Domínios de Natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editora, 2003.
- ALBERT, Rosa M. Palaeoecological Significance of the Palms at Olduvai Gorge, Tanzania Based on Phytolith Remains. *Quaternary International*, v. 193, p. 41-48, 2009.
- ALEXANDRE, A. *et al.* Phytoliths: Indicators of Grassland Dynamics During the Late Holocene in Intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, V. 136, p. 213-229, 1997b.
- ALEXANDRE, Anne. *et al.* Late Holocene Phytolith and Carbon – Isotope Record from a Latosol at Salitre, South – Central Brazil. **Quaternary Research**, V. 51, p. 187-194, 1999.
- APREMAVI, Associação de Preservação do Meio Ambiente e da Vida. **Floresta com Araucárias**. Maio, 2014. Disponível em: <<http://www.apremavi.org.br/floresta-com-araucarias>> acessado em: 28/05/2014.
- BALL, Terry B. *et al.* Review of Typologic and Morphometric Analysis of Phytoliths Produced by Wheat and Barley. **Breeding Science**, v. 59, p. 505-512, 2009.
- BARROS E SILVA, M. **Caracterização Pedológica e Gênese de Solos em duas Topossequências no Sistema Cárstico da Serra da Bodoquena (MS)**. (Tese de Doutorado) Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Pós graduação e Agronomia – Ciência do Solo. 2013, 221p.
- BAUERMANN, Soraia. *Et al.* Dinâmicas Vegetacionais, Climáticas e do Fogo com Base em Palinologia e Análise Multivariada no Quaternário Tardio no Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.11, p. 87-96, 2008.
- BAUERMANN, Soraia. e BEHLING, Hermann. Dinâmica Paleovegetacional da Floresta com Araucária a partir do Final do Pleistoceno: O que Mostra a Palinologia. In: FONSECA, Carlos R. *et al.* **Floresta com Araucária: Ecologia, Conservação e Desenvolvimento Sustentável**. Ribeirão Preto: Holos, p. 35-38, 2009.
- BEHLING, Hermann. *Et al.* Investigations, into the Late Pleistocene and Holocene History of vegetation and Climate in Santa Catarina, (S Brazil). **Veget Hist Archaeobot**, V.4, p. 127-152, 1995.
- BEHLING, Hermann. Late Quaternary Vegetation, Climate and fire History of the Araucaria forest and Campos Region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, V. 97, p. 109-121, 1997b.
- BEHLING, Hermann. South and Southeast Brazilian Grasslands During Late Quaternary Times: A Synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 117, p. 19-27, 2002.

BEHLING, Hermann. *et al.* Date Quaternary Araucaria Forest, Grassland (Campos), Fire and Dynamics, Studied by High-Resolution Pollen, Charcoal and Multivariate Analysis of the Cambará do Sul Core in Southern Brazil. **Paleography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. V.203, p. 277-297, 2004.

BEHLING, Hermann. *Et al.* Dinâmica dos Campos no Sul do Brasil Durante o Quaternário Tardio. In: PILLAR, Valério. *Et al.* **Campos Sulinos: Conservação e Uso Sustentável da Biodiversidade**. Brasília: MMA, p. 13-25, 2009.

BERTOLDO, Édson. **Registro Paleoambiental em Cabeceira de Drenagem Inscrita no Remanescente de Superfície Aplainada VIII (A.R.I.E Do Buriti – SW PR)**. Francisco Beltrão, PR, 2010, 79 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

BERTOLDO, Édson. *Et al.* Registro de Floresta Ombrófila Mista nas Regiões Sudoeste e Sul do Estado do Paraná, Brasil, Durante o Pleistoceno/Holoceno. **Hoehnea**, v. 41, n. 1, p. 1-8, 2014.

BERTUOL, Elizandra C. **Estágio de Intemperismo da Cobertura Superficial na Superfície Geomorfológica V (Clevelândia/PR) – Planalto das Araucárias**. Francisco Beltrão, PR, 2014, 86 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, 2014.

BITENCOURT, Ana L. V. e KRAUSPENHAR, Patricia M. Possible Prehistoric Anthropogenic Effect on Araucaria Angustifolia (bert.) o. kuntze Expansion During the Late Holocene. **Revista Brasileira de Paleontologia**, V. 9, p. 109-116, 2006.

BIGARELLA João J. et al. Considerações a Respeito das Mudanças Paleoambientais na distribuição de algumas espécies Vegetais e Animais no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, V. 47, p. 411-464, 1975.

BORBA-ROSCHER, Miriam. et al. Phytoliths as Indicators of Pedogenesis and Paleoenvironmental Changes in the Brazilian Cerrado. **Journal of Geochemical Exploration**, V. 38, p. 172-176, 2006.

BOUTTON, T.W. Stable Carbon Isotope Ratios of Natural materials. II. Atmospheric, Terrestrial, marine and Freshwater Environments. In: COLEMAN, D.C. *et al.* **Carbon isotope Techniques**. New York: Academic Press, p. 155-171, 1991.

BOUTTON, T.W. Stable Carbon Isotope Ratios of Soil Organic Matter and their Use as Indicators of Vegetation and Climate Change. In: BOUTTON, T.W e YAMASAKI, S.I. **Mass Spectrometry of Soils**. New York: Marcel Dekker, p. 47-82, 1996.

BOUTTON, T.W. et al. <sup>13</sup>C Values of Soil Organic Matter and Their use in Documenting Vegetation Change in a Subtropical Savannah Ecosystem. **Geoderma**, Amsterdam, v. 82, p. 5-41, 1998.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.

BRADLEY, Raymond S. **Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary**. Academic Press Elsevier: Amsterdam, p.01-10, 1999.

BRADY, Nyle C. e WEIL, Ray R.A Formação dos Solos. In: \_\_\_\_\_. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3 ed. Porto Alegre: Bookman, p. 30-64, 2013.

BRAGAS, Luciléia A. S. dos S. *et al.* Características da Cobertura Superficial em Concavidade Localizada em Substrato Vulcânico no Planalto Oeste de Santa Catarina (BR). **12 Encontro de Geógrafos de America Latina**, Montevideo, Uruguay, Anais, p. 3-12, 2009.

BRAGAS, Luciléia A. S. dos S. **Caracterização da Cobertura Superficial em Cabeceira de Drenagem Sobre Substrato Vulcânico – Campo Erê (SC)**. Francisco Beltrão, PR, 2010, 94p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE.

BREMOND, Laurent. *et al.* A Phytolith Index as a Proxy of tree Cover Density in Tropical Areas: Calibration With Leaf Area Index Along a Forest-Savanna Transect in Southern Cameroon. **Global and Planetary Change**, V. 45, n. 4, p. 277-293, 2005.

BREMOND, Laurent. *et al.* Phytolith Indices as Proxies of Grass Subfamilies on East African Tropical Mountains. **Global and Planetary Change**, V.61, p. 209-224, 2008.

BRUSTOLIN, Lucas T. **Coleção de Referência de Fitólitos de Eudicotiledoneas da Floresta Ombrófila Densa: Subsídios para Reconstrução Paleoambiental**. Projeto de PIBIC – Fundação Araucária, Marechal Cândido Rondon, 2013, 44p.

BUOL, S. W. *et al.* Soil-Forming Factors: Soil as a Component of Ecosystems. In: \_\_\_\_\_. **Soil Genesis and Classification**. 6 ed. Oxford: Wiley-Blackwell, p.89-140, 2011.

CABANES, Dan *et al.*, Stability of Phytoliths in the Archaeological Record: A Dissolution Study of Modern and Fossil Phytoliths. **Journal of Archaeological Science**, V. 38, p.2480-2490, 2011.

CABANES, Dan. *et al.*, Human Impact Around Settlement Sites: A Phytolith and Mineralogical Study for Assessing Site Boundaries, Phytolith Preservation, and Implications for Spatial Reconstructions Using Plant Remains. **Journal Of Archaeological Science**, V. 39, p. 2697-2705, 2012.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 02/12/2014.

CALEGARI, Marcia. R. **Ocorrência e Significado Paleoambiental do Horizonte A Húmico em Latossolos**. Piracicaba, SP, 2008, 259 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz – ESALQ, Universidade de São Paulo – USP.

CALEGARI, Marcia R. *et al.* Opal Phytolith Extraction in Oxisols. **Quaternary International**, v. 287, p. 56-62, 2013a.

CALEGARI, Marcia R. *et al.* Combining phytoliths and soil organic matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: The example of an oxisol in Brazil. **Quaternary International**, v. 287, p. 47-55, 2013b.

CALEGARI, Marcia R. *et al.* Phytolith Signature from Grassland and Araucaria Forest in Southern Brasil. In: Heloisa H. G. Coe; Margarita Osterrieth. (Org.). **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. 1ed. New York: Nova publishers, v. , p. 91-120, 2014.

CALEGARI, Marcia. R. Estudos Taxonômicos e Coleções de Referencias de fitólitos no Brasil: Desafios e Perspectivas Futuras. In: **Botânica na América Latina: Conhecimento, Interação e Difusão**. LXV Congresso Nacional de Botânica e XXXIV ERBOT MG, BA, ES / organizadores: Tania Regina dos Santos Silva *et al.* – Salvador: Sociedade Botânica do Brasil, 366- 374p, 2014.

CALEGARI, Marcia R. *et al.* **Inferring Vegetation and Climate from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espirito Santo Satate (Brazil)**. No prelo.

CARMO, Marta R. *et al.* A Vegetação Florestal nos Campos Gerais. In: MELO, Mario S. de. *Et al.* **Patrimônio Natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: UEPG, p. 99-104, 2007.

CARNELLI, A. L. Biogenic Silica Production in Selected Alpine Plant Species and Plant Communities. **Annals of Botany**, V. 87, p. 425-434, 2001.

CARNELLI, A.L. *et al.* Aluminum in the opal silica reticule of phytoliths: A new tool in palaeoecological studies. **Am. J.Bot.**, 89, p. 346-351, 2002.

CAVALCANTE, Paulo. **Contribuições ao estudo dos corpos silicosos das gramíneas amazônica**. I. Panicoideae (Melinideae, Andropogoneae e Tripsaceae). Bol. Mus. Paraense 9Emilio Goeldi, Botanica V.30, 11p, 1968.

CAMPOS, Antonio C. de e LABOURIAU, Luiz G. Corpos Silicosos de Gramíneas do Cerrados – II. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, V. 4, p. 143-151, 1969.

CASCON, L. M. **Alimentação na Floresta Tropical: Um estudo de caso no sítio Hatahara, Amazônia Central, com base em Microvestígios Botânicos**. Rio de Janeiro, 2010, 195p. Dissertação (Mestrado em Arqueologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro. Museu Nacional.

CECCHET, Fernanda A. **Conjunto de Fitólitos dos Estratos Inferiores da Floresta Ombrófila Densa (Linhares – Espírito Santo): Subsídios para Reconstrução Paleambiental**. Marechal Cândido Rondon, PR, 2012, 82 p. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

COOPER, Miguel e VIDAL-TORRADO, Pablo. Caracterização Morfológica, Micromorfológica e Físico-Hídrica de Solos com Horizonte B nítrico. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, V.29, n. 04, p. 581-595, 2005.

COE, Heloísa H. G. **Silicofitólitos como indicadores da evolução da vegetação Xerófila da região de Búzios RJ, durante o Quaternário.** Niterói, 2009. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) Universidade Federal Fluminense – UFF.

COE, Heloísa H. G. Reconstituições da Vegetação e Inferências de Paleoclimas Através da Utilização dos indicadores Fitólitos e Isótopos do Carbono – Exemplos de Estudos no Brasil. **Revista Geonorte**, Edição Especial, V. 1, N.4, p.248-26, 2012.

COE, Heloísa H. G. Exemplos de Reconstrução da Vegetação e Inferências de Paleoclimas no Estado do Rio de Janeiro Através da Utilização de Biomineralizações de Sílica (Fitólitos) e Isótopos de Carbono. **Revista Tamoios**, São Gonçalo (RJ), ano 09, n.1, p. 86-106, 2013.

COE, Heloísa H. G. *et al.* Uso de Bioindicador Fitólitos na Compreensão da Gênese de Solos na Bacia do Rio São João, Rio de Janeiro, Brasil. São Gonçalo (RJ), **Revista Tamoios**, n. 1, p. 128-150, 2014.

CONTI, José B. e FURLAN, Sueli A. Geoecologia: O Clima, os Solos e a Biota. In: ROSS, Jurandyr L. S. **Geografia do Brasil.** São Paulo: Editora da universidade de São Paulo, p.67-198, 2001.

COLINVAUX, P.A. et al. A Long Pollen Record From Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. **Science**, New Series, v. 274, p. 85-88, 1996.

CORTELETTI, Rafael. **Projeto Arqueológico Alto Canoas – PARACA: Um Estudo da Presença Jê no Planalto Catarinense.** São Paulo, 2012, 342 p. Tese doutorado (Arqueologia), Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo – USP.

CLEMENTE, C. A. **Intemperismo de riólitos e riodacitos da Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo), das regiões sul e sudeste do Brasil.** Piracicaba,SP, 2001. 216 p. Tese (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/USP.

CLEMENTE, C. A. e AZEVEDO, A. C. Mineral weathering in acid saprolites from subtropical, Southern Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, n. 6, p. 601-607, 2007.

DEMATTE, J.L.I. Zircônio e titânio da fração areia de solos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, 2, p.74-77, 1978.

DESJARDINS, T. et al. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazônia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. **Oecologia**, V. 108, p. 749-756, 1996.

DELHON C., **Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l’Holocène en moyenne vallée du Rhône: études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédoanthracologiques de sequences naturelles et de sites archéologiques.** Thèse de Doctorat, spécialitéArchéologie et Environnement, Université de Paris v. 1 e 2, 2005, 789 p.

DIESTER-HAAS, L. et al. Sedimentological and Paleoclimatology Investigations of Two Pelagic Ooze Cores Off Cape Barbas, North- West Africa, **Meteor Forschungsergebnisse**, Berlin, V.16, p. 19-66, 1973,.

EMBRAPA. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Polo Trombetas, Pará.** Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS, 1984. 440p.

EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análises de Solo.** 2º edição, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997, 212 p.

EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Levantamento e Reconhecimento dos Solos do Estado de Santa Catarina.** Boletim de Pesquisa n. 6, Rio de Janeiro: EMBRAPA – CNPS, p. 1-43, 1998.

EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Uso Agrícola dos Solos Brasileiros.** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002.

EMBRAPA. **Solos do Estado de Santa Catarina.** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004.

EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** 3 ed. Brasília, (DF): Embrapa, 2013, 353 p.

EPSTEIN, H.E. et al. Productivity Patterns of C3 and C4 Functional Types in the US Great Plains. **Ecology**, V. 78, p. 722-731, 1997.

FACHIN, Andressa. **Quadro Evolutivo de Paleocabeceiras de Drenagem do Rio Chopinzinho - Planalto das Araucárias (Superfície 2).** 1997 Francisco Beltrão, PR, 2014, 116p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

FAO, **Lecture notes on the major soils of the world.** Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2001. 337p.

FELIPE, Paula L. de L. **Coleção de Referência de Fitólitos de Eudicotiledoneas da Floresta Ombrófila Densa: subsídios para estudos paleoambientais em regiões tropicais.** Marechal Cândido Rondon, PR, 2012. Monografia (Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

FERNANDES, Rosana. S. **Reconstrução Paleoambiental da Lagoa Fazenda Durante o Neopleistoceno e Holoceno na Região de Jussara, Estado do Paraná, com ênfase em Estudos Palinológicos.** Guarulhos, SP, 2009, 125 p. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental). Universidade de Guarulhos – UNG.

FIGUEIREDO, R.C.L.; HANDRO, W. **Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados-V.** In Ferri, M.G.(ed.), III Simposio sobre o Cerrado, 239 pg., Editora Univ. de São Paulo, Brasil, p 215-230, 1971.

FONTES, Maurício P. F. VI – Intemperismo de Rochas e Minerais. In: KER, João C. *et al.* **Pedologia: Fundamentos.** Viçosa, MG: SBCS, p. 171-205, 2012.

FOUCAULT, Alain. **O Clima: História e Devir do Meio Terrestre.** Lisboa: Instituto Piaget, p. 81-151, 1993.

FREITAS, Rita de Cássia A. de. **Argila Dispersa em Água determinada por Agitação Rápida, Lenta e Ultrassom**. Viçosa, Minas Gerais, 2011, 50 p. Dissertação (*magister scientiae*). Universidade Federal de Viçosa.

FERREIRA, M. M. *et al.* Influência da Mineralogia da Fração Argila nas Propriedades Físicas de Latossolos da Região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, V. 23, p. 515-524, 1999.

GEREMIA, Franciele. **Compreensão da evolução das encostas do médio vale do rio Marrecas (planalto basáltico - SW PR) através da caracterização de depósitos de colúvio**. Francisco Beltrão- PR, 2009, 72 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

GUERRA, Simone. **Abrangência Espacial e Temporal da Morfogênese e Pedogênese no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): Subsídio ao Estudo da Evolução da Paisagem Quaternária**. Francisco Beltrão- PR, 2012, 102 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

GUIMARÃES, José T.F. *et al.* Mid-and-Late Holocene Sedimentary Process and Palaeovegetation changes Near the Mouth of the Amazon River. **The Holocene**, v. 22, n. 3, p. 359-370, 2011.

GOUVEIA, Susy. *et al.* Dinâmica de Vegetações Durante o Quaternário Recente no Sul do Amazonas, Indicada pelos Isótopos do Carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) do Solo. **Geochimica Brasiliensis**, v. 11, n. 3, p. 355-367, 1997.

GOUVEIA, Susy. *et al.* Datação da Fração Humina da Matéria Orgânica do Solo e Sua Comparação com Idades de  $^{14}\text{C}$  de Carvões Fósseis. **Química Nova**, São Paulo, v. 22, n.6, p. 810-814, 1999.

HUECK, Kurt. Distribuição e Habitat Natural do Pinheiro do Paraná (*Araucária angustifolia*): Contribuição para a Pesquisa Fitossociológica Paulista. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo: Botânica, V.10, p. 5-24, 1953.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Biomas e de Vegetação**. 2004. Disponível em: <[WWW.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/21052004biomashtml.shtm](http://WWW.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/21052004biomashtml.shtm)> Acessado em: 23/04/2014.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**: Sistema fitogeográfico, Inventário das formações florestais e campestres, Técnicas e manejo de coleções botânicas, Procedimentos para mapeamentos. Rio de Janeiro: IBGE, 2012, 275p.

ICS, **International Commission on Stratigraphy**. 2013. Disponível em:[http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01Portuguese\\_PT.pdf](http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01Portuguese_PT.pdf). Acessado em: 23/01/2015.

KÄMPF, N. et al. Estrutura básica de argilominerais 2:1 com hidróxi-Al entrecamadas em Latossolo Bruno do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, V. 19, p. 185-190, 1995.

KÄMPF, Nestor e CURI, Nilton. VII – Formação e Evolução do Solo (Pedogênese). In: KER, João C. *et al.* **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa, MG: SBCS, 2012, p.

KABATA-PENDIAS, A. e PENDIAS, H. **Traces Elements in Soil and Plants**. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida. Fourth Printing, 1986, 315p.

KONDO, Renzo e IWASA, Yasushi. Biogenic Opals of Humic Yellow Latosol and Yellow Latosol in the Amazon Region. **Research Bulletin Obihiro University**, Obihiro, V. 12, p. 231 – 239, 1981.

KORNDÔFER, G. H. et al. **Silicatos de Cálcio e Magnésio na Agricultura**. 2 ed. Uberlândia: GPSi/ICIAG/UFU, 2002, 24p.

LABOURIAU, Luiz G. Problemas de fisiologia ecologica dos /Cerrados. In: Ferri, M.G. (edit.), Simposio sobre o Cerrado, 424 p. Editora Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, p. 237-276, 1963.

LABOURIAU, Luiz G. *et al.* Deposição de Silica na Folhas de Casearia Grandiflora St. Hil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 45, p. 545-563, 1973.

LABOURIAU, Luiz G. Phytolith Work in Brazil, a Minireview. **The Phytolitharien**. V. 2, n. 2, 1983, 5p.

LEDRU, Marie-Pierre, *et al.* Late Quaternary and Climatic Changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993.

LEDRU, Marie-Pierre. *et al.* Paleoclimate Changes During the Last 100.000 yr from a Record in the Brazilian Atlantic Rainforest Region and Interhemispheric Comparison. **Quaternary Research**, v. 64, p. 444 - 445, 2005.

LEDRU, Marie-Pierre. *et al.* Millennial-Scale Climatic and Vegetation Changes In a Northern Cerrado (Northeast, Brasil) Since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 1110-1126, 2006.

LEPSCH, I. F. e BUOL, S. W. Oxisol-Landscape Relationship in Brazil. In: International Soil Classification Work Shop, **Papers**, Campinas: SNLCS/EMBRAPA, USA, University of Puerto Rico, p. 174-189, 1986.

LEPSCH, Igo F. **Formação e Conservação dos Solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

LEPSCH, Igo F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LIMA, Jacson G. G. de. **Ocorrência e Gênese de Derrame Alterado sob Rocha Sã no Planalto de Palmas (PR)/Água doce (SC)**. Francisco Beltrão- PR, 2013, 170 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

LORENTE, Flávio. *et al.* **Fitólitos como indicadores de mudanças ambientais durante o Holoceno na Costa Norte do Estado do Espírito Santo (Brasil)**. No prelo



MAACK, Heinhard. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 3ed. Curitiba: Imprensa Oficial, p. 220-274, 2002.

MACEDO, Rodrigo S. **Pedogênese e Indicadores Pedoarqueológicos em Terra Preta de Índios no Município de Iranduba – AM**. Piracicaba, 2014, 184p. Tese Doutorado (Solos e Nutrição de Plantas) Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ, Universidade de São Paulo – USP.

MADELLA, Marco; ALEXANDRE, Anne; BALL, Terry. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, Oxford, v. 96, n.2, p. 253–260, 2005.

MADELLA, Marco. Phytoliths: A Terrestrial Botanical Dataset for Palaeoenvironmental Reconstructions. **Geophysical Research Abstracts**, V. 9, 2007.

MARTINELLI, Luiz A. et al. **Desvendando Questões Ambientais com Isótopos Estáveis**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MARQUES, Flávio. A. Relationship Between Soil Oxidizable Carbon and Physical, Chemical and Mineralogical Properties of Umbric Ferralsols. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 25-40, 2011.

MEDEIROS, João D. *et al.* Seleção para Criação de Unidades de Conservação na Floresta Ombrófila Mista. **Biotemas**, V. 18, n.2, p.33-50, 2005.

MESSAGER, E. *et al.* Palaeoecological Implications of the Lower Pleistocene Phytolith Record from the Dmanisi Site (Georgia). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 288, p. 1-13, 2010.

MELO, M.S. de. *et al.* **Caracterização do Patrimônio Natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: UEPG, 2003. Disponível em: [WWW.uepg.br/natural](http://WWW.uepg.br/natural). Acessado em: 18/04/2015.

MENGOTTO, E. e GASPARETTO, N. V. L. Intemperização de Rochas Vulcânicas Básicas e Ácidas na região de Santa Maria/ RS. In: Congresso Brasileiro de Geografia, Porto Alegre, **Anais**, V.2, p. 69-83, 1987.

MIX, Alan C. *et al.* Environmental Processes of the Ice Age: Land, Oceans, Glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, v. 20, p.627-657, 2001.

MONTEIRO, Mayara. *et al.* Paleoclimatologia do Holoceno Médio na Região do Rio das Mortes (Campos Gerais, Ponta Grossa, Paraná), Indicada por Palinomorfos, Fitólitos e  $\delta^{13}\text{C}$ . Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia, Paleontologia em Destaque, **Paleo 2011: Resumos**, ano 27, n. 65, p. 21, 2012.

MOURA, Josilda R. Da Silva. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, Antonio J. T. e CUNHA, Sandra B. **Geomorfologia uma Atualização de Bases e Conceitos**. 3 ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 335-359, 1998.

NARDY, A. J. *et al.* Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Revista Geociências**, Unesp, São Paulo, v. 1, n. 112, p. 15-32, 2002.

NIMER, Edmon. Climatologia da Região Sul do Brasil: Introdução à Climatologia Dinâmica – Subsídios à Geografia Regional do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 4, ano 33, p. 3-65, 1971.

OLIVEIRA, Marcelo. Et al. Registros de Mudanças Ambientais Pleistocênicas e Holocênicas em Depósitos de Cabeceira de Vale: Campo Alegre, Planalto Norte Catarinense (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n.3, p. 474-487, 2006a.

OLIVEIRA, Leandro. **Evolução de Pequeno Leque Aluvial Quaternário no Planalto das Araucárias**. Francisco Beltrão- PR, 2014, 112 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

OVERBECK, Gehard E. *et al.* Os Campos Sulinos: Um Bioma Negligenciado. In: PILLAR, Valério de P. et al. **Campos Sulinos: Conservação e Uso Sustentável da Biodiversidade**. Brasília: MMA, p.26-41, 2009.

PAISANI, Julio C. *et al.* Cabeceiras de Drenagem da Bacia do rio Quatorze – Formação Serra Geral (SW do Paraná): Distribuição Espacial, Propriedades Morfológicas e Controle Estrutural. **Revista Ra'Ega**, n. 12, Curitiba, Editora UFPR, p.211-219, 2006.

PAISANI, Julio C. *et al.* Superfícies Aplainadas em Zona Morfoclimática Subtropical Úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): Primeira Aproximação. **Revista Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 27, n. 4 , p. 541-553, 2008a.

PAISANI, Julio C. e GEREMIA, Francielli. Evolução de Encostas no Planalto Basáltico com Base na Análise de Depósito de Colúvio – Médio Vale do Rio Marrecas, SW do Paraná. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 3, p. 321-334, 2010.

PAISANI, Julio C. et al. Evolução de Bacias de Baixa Ordem nos 41.000 anos A.P. Brasil Meridional. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 11, p. 131-148, 2012.

PAISANI, J. C. et al. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols - A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 1-12, 2013a.

PAISANI, Julio C. *et al.* O Papel das Mudanças Climáticas do Quaternário Superior na Dinâmica Evolutiva de Paleovale de Segunda Ordem (Sul do Brasil). **Revista de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 103-116, 2013b.

PAISANI, Julio. C. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57-70, 2014.

PAISANI, Sani D. L. et al. Registro Fitolítico em Paleocabeceira de Drenagem no Planalto de Palmas/Água Doce (Sul do Brasil). **Revista Geonorte**, edição especial 4, V. 10, n.4, p. 98-103, 2014.

PALMIERI, Francesco e LARACH, Jorge O. I. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, Antonio J.T. e CUNHA, Sandra B. da. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.59-122, 2010.

PELUSO JÚNIOR, V. A. O Relevo do Território Catarinense. **GEOSUL**, Florianópolis, Santa Catarina, v.1, n.2, p.1-69, 1986.

PESSENDA, Luiz C. R. e CAMARGO, Plínio B. de. Datação Radiocarbônica de Amostras de Interesse Arqueológico e Geológico por Espectrometria de Cintilação líquida de Baixa Radiação de Fundo. **Química Nova**, v. 14, n. 2, p. 98-103, 1991.

PESSENDA Luiz.C.R, et al. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon* 38(2), p. 191-201, 1996.

PESSENDA, Luiz C.R. *R.et al.* Paleoclimate Studies in Brazil Using in Soils. In: WASSERMAN, J.C. *et al.* **Environmental Geochemistry in the Tropics**. Berlim: Springer-Verlag, p. 7-16, 1998a.

PESSENDA, Luiz C. R. *et al.* <sup>14</sup>C Dating and Stable Carbon Isotopes of Soil Organic Matter in Forest-Savana Boundary Areas in the Southern Brazilian Amazon Region. **Radiocarbon**, New Haven, v. 40, n. 2, p. 1013-1022, 1998b.

PESSENDA, Luiz C. R. *et al.* Holocene Fire and Vegetation Changes in Southeastern Brazil as Deduced From Fossil Charcoal and Soil Carbon Isotopes. **Quaternary International**, v. 114, p. 35-43, 2004a.

PESSENDA, Luiz C. R. *et al.* Vegetation dynamics During the Late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhao State, Northeastern Brazil, Based on carbon Isotopes in Soil Organic Matter. **Quaternary Research**, Estados Unidos, v. 62, p. 183-193, 2004b.

PESSENDA, Luiz C. R. *et al.* Isótopos do Carbono e suas Aplicações em Estudos Paleoambientais. In: SOUZA, Celia R. de G. *et al.* **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 75-93, 2005.

PESSENDA, Luiz C. R. *et al.* The Evolution of a Tropical Rainforest/Grassland Mosaic in Southeastern Brazil since 28,000 <sup>14</sup>C yr BP Based on Carbon Isotopes and Pollen Records. **Quaternary Research**, v. 71, p. 437-452, 2009.

PEARSALL, Débora. M. e PIPERNO, Dolores. **Current Research in Phytolith Analysis: Applications in Archaeology and Paleoecology**. Philadelphia: University of Pennsylvania Museum of Archaeology and Anthropology, 1993.

PIPERNO, Dolores R. **A phytolith analysis: an archaeological and geological perspective**. Academic Press, London, 1988, 280 p.

PIPERNO, Dolores R. **Phytolith: A Comprehensive Guide for Aschaeologists and Paleoecologists**. Alta Mira Press: Lanham MD. 2006.

PIMENTA, Veloso H. *et al.* **Classificação da Vegetação Brasileira Adaptada a um Sistema Universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991, 124p.

PONTELLI, M. E. *et al.* Características genéticas da cobertura superficial em cabeceira de drenagem sobre substrato vulcânico Planalto Basáltico da bacia do Paraná. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA**, 2011, Dourados, Anais, Dourados, 2011, 11p.

RAIJ, B. V. e CAMARGO, O. A. Sílica solúvel em solos. **Bragantia**, v.32, p.223-236, 1973.

RAIJ, B. V. A capacidade de troca de cátions das frações orgânica e mineral em solos. **Bragantia**, v. 28, n. 8, p. 85–112, 1969.

RASBOLD, Giliane. G. *et al.* **Formas de fitólitos presentes em Butia paraguayensis (Barb. Rodr.) L. H. Bailey (Arecaceae)** In: II Simpósio Ambiental da Universidade Tecnológica Federal do Paraná. Campo Mourão, Paraná, 2011.

RASBOLD, Giliane G. *et al.* Fitólitos como Indicadores Ambientais na Região de Balsa Nova, PR (Campos Gerais) desde o Pleistoceno Tardio. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia, Paleontologia em Destaque, **Paleo 2011: Resumos**, anos. 27, N. 65, 2012, p. 19.

RAPP, George Jr. e MULHOLLAND, Susan C. Phytolith Systematics: Emerging Issues. **Advances in Archaeological and Museum Science**, New York and London. Vol.1. 1992, 350 p.

RAITZ, Edenilson. **Coleção de Referência de Silicofitólitos da Flora do Sudoeste do Paraná: Subsídios para Estudos Paleoambientais**. Francisco Beltrão, 2012, 204 p. Tese (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

RESENDE, Mauro *et al.* **Pedologia: Base para Distribuição de Ambientes**. Lavras: Editora UFLA, 2007, 322p.

REIMER, Paula .J. *et al.* Intcal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, V. 51, p. 1111–1150, 2009.

RODRIGUES, Rafaela A. R. **Estágio de Intemperismo de Perfil Laterítico em Área Subtropical com Substrato Basáltico – Superfície Aplainada VI (SW – PR)**. Francisco Beltrão, 2011, 68 p. Tese (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE.

ROVNER, Irwin. Potential of Opal Phytolith for use in Paleoecological Reconstruction. **Quaternary Research**. San Diego, V.1, p. 343-359, 1971.

RUNDEL, P.W. the Ecological Distribution of C4 and C3 Grasses in the Hawaiian Islands. **Oecologia**, V. 45, p. 354-359, 1980.

RUNGE, Freya. The Opal Phytolith Inventory of Soil Central Africa – Quantities, Shapes, Classification, and Spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 107, p. 23-53, 1999.

SAIA, Soraya E. M. *et al.* Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. **Quaternary International**, v.184, p.195-201, 2007.

SALGADO-LABOURIAU, Maria. L. **História Ecológica da Terra**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.

SALGADO-LABOURIAU, Maria L. O Ambiente Físico no Quaternário. In:\_\_\_\_, **Critérios e Técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, p. 1-19, 2007.

SALGADO-LABOURIAU, Maria L. Métodos Físicos, Químicos e Geológicos para o Estudo do Paleoclima. In:\_\_\_\_, **Critérios e Técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, p. 21-109, 2007.

SANTOS, R. D. dos.*et al.* **Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo**. 5ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência de Solo, 2005.

SANTOS, Jean C.B. et al. Caracterização de Neossolos Regolíticos da Região Semiárida do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, V. 36, p. 683-695, 2012.

SANT'ANNA NETO, J. L. S. e NERY, J. T. Variabilidade e Mudanças Climáticas no Brasil em seus Impactos Regionais. In: SOUZA, C.R.G. *et al.* **Quaternário do Brasil**, Ribeirão Preto: Holos, p. 28-51, 2005.

SCHAETZL, Randall e ANDERSON, Sharon. Soil Geomorphology. In:\_\_\_\_. **Soil: Genesis and Geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, p.619-632, 2005.

SCHEEL-YBERT, Rita. *et al.* Holocene Palaeoenvironmental Evolution in the São Paulo State (Brazil), Based on Anthracology and Soil <sup>13</sup>C Analysis. **The Holocene**, v. 13, n.1, p. 73-81, 2003.

SCHEEL-YBERT, Rita. *et al.* Estudos de Paleoetnobotânica, Paleoambiente e Paisagem na Amazônia Central e o Exemplo do Sudeste-Sul do Brasil. **Arqueologia**, p. 11-55, 2010.

SENDULSKY, Tatiana e LABOURIAU, Luiz G. Corpos Silicosos de Gramíneas do Cerrados – I. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Instituto de Botânica, São Paulo, V.38, p. 159-170, 1966.

SILVA, Sergio T. da e LABOURIAU, Luiz G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados – III. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, V. 5, p. 167-182, 1970.

SILVA, D. G. (2013) **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a partir de uma abordagem multiproxy**. Pernambuco, 2013, 274 p. Pós-Graduação em Geografia (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Pernambuco – UFPE.

SOMBROEK, W.G. e SIDERIUS, W. Nitosols, a Quest for Significant Diagnostic Criteria. In: Annual Report. Wageningen, International Soil Museum. p.11-31, 1981.

SONDAHL, Maro R. e LABOURIAU, Luiz G. Corpos Silicosos de Gramíneas do Cerrado – IV. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, V.5, p. 183-207, 1970.

SQS, **Subcommission on Quaternary Stratigraphy**. 2014. Disponível em: <http://quaternary.stratigraphy.org/history/chronostratigraphy/>. Acessado em: 02/12/2014.

SUGUIU, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: Passado + Presente = Futuro**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 2001, Cap. 1-

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, V. 23, p.329-341, 1999.

SOMMER, M. et al Silicon pools and fluxes in soils and landscapes: a review. **J. Plant Nutr. Soil Sci.** V.169, p. 310–329, 2006.

TSARTSIDOU, Georgia. *Et al.* Etnoarchaeological Study of Phytolith Assemblages from an Agro-Pastoral Village in Northern Greece (Sarakini): Development and Application of a Phytolith Difference Index. **Journal Of Archaeological Science**, v. 35, p. 600-613, 2008.

TEERI, J. e STOWE, S. Climatic patterns and the distribution of C<sub>4</sub> grasses in North America. **Oecologia**, V. 23, p.1-12, 1976.

TWISS, S C. e SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. **Procedure of Soil Science Society of America**, 33, p. 109–115, 1969.

TWISS, Suess C. Grass-Opal Phytoliths as Climatic Indicators of the Great Plains Pleistocene. In: JOHNSON, W.C. Quaternary Environments of Kansas. **Kansas Geology, Survey Guidebook**, V. 5, p. 179-188, 1987.

TWISS Suess. C. Predicted World Distribution of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> Grass Phytoliths. In: Rapp, G. JR. and MULHOLLAND, S. C. **Phytolith Systematics. Emerging Issues, Advances in Archeological and Museum Science**. Plenum Press, p. 113-128, 1992.

THORN, Vanessa. Vegetation Reconstruction From Soil Phytoliths, Tongariro National Park, New Zealand. **New Zealand Journal of Botany**, V. 24, p. 397-413, 2006.

THORN, Vanessa. Phytoliths in Palaeoecology. **Geology Today**, Oxford, vol. 23.n.4, p. 153-157, 2007.

TRUFFI, S. A. e CLEMENTE, C. A. Alteração de plagioclásios dos riodacitos da Formação Serra Geral (JKsg) da região de Piraju – SP. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 59, n. 2, p. 383-388, 2002.

VIDOTTO, Elaine. **Reconstrução Paleoambiental (Vegetação e Clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso – SP Durante o Quaternário**. 2008, Piracicaba SP, 199 p. Tese (Doutorado em Ciências: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente). Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo – CENA/USP.

VITTE, Antonio C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação no estudo das formas de relevo nas regiões tropicais úmidas. **Terra Livre**, V. 16, parte I, p. 11-24, 2001.

VITTE, Antonio C. Etchaplanação Dinâmica e Episódica nos Trópicos Quentes e Úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, V. 16, p. 105-118, 2005.

WAYLAND, E.J. **Peneplains and some other erosional plataforms**. Ann. Rept. Bull. Protectorate of Uganda Geol Surv, p. 77-79, 1933.

WALKER, Mike. *et al.* Formal Definition and Dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the Base of the Holocene Using the Greenland NGRIP Ice Core and Selected Auxiliary Records. **Journal of Quaternary Science**, V. 24, p. 3-17, 2009.

WILDING, L.P e DRESS, L.R. Contributions of Forest Opal and Associated Crystalline Phases to Fine Silt and Clay Fractions of Soils. **Clays and Clays Minerals**, V.22, p. 295-306, 1974.

ZUCOL, Alejandro, et al. Los Estudios Fitolíticos en América Del Sur, Una Visión Retrospectiva Retrospective View in South America Phytolith Studies. **Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles**. Editoras BAR International. Capítulo 1, p. 3-21, 2008.

## APÊNDICE 1: Classificação Morfológica do Perfil de Solo

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico com horizonte A húmico

LOCALIZAÇÃO: Campo Êre – SC. 26° 24'40.4'' S / 53° 11'19.4'' W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: topo/alta vertente, suave/ondulado a ondulado, fragmentos de Floresta Ombrófila Mista.

ALTITUDE: 820m.

TIPOLOGIA E CRONOLOGIA: basalto - Jurássico/Cretáceo

PEDREGOSIDADE: não pedregosa

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: suave/ondulado a ondulado

EROSÃO: não aparente

DRENAGEM: boa

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Ombrófila Mista

USO ATUAL: pastagem e erva mate

CLIMA: Cfa – mesotérmico sempre úmido com verões quentes, invernos rigorosos, chuvas bem distribuídas ao longo do ano. Classificação de Koppen (1948).

DESCRITO E COLETADO POR: Marcia Regina Calegari e equipe.

### DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A0-35 cm	Bruno – escuro (2,5YR3/4 úmido), bruno – avermelhado – escuro (2,5YR 3/4 seco) muito argilosa; granular, moderada; solta; friável muito friável; plástica pegajosa; transição difusa.
AB 35-55 cm	Bruno- avermelhado- escuro (2,5YR3/4 úmido), vermelho - escuro (2,5YR 3/6 seco) muito argilosa; blocos subangulares, fraca; friável; plástica a muito plástica; pegajosa; transição difusa.
BA 55-92 cm	Bruno- avermelhado- escuro (2,5YR3/4 úmido), vermelho escuro (2,5 YR 3/6 seco), muito argilosa; blocos subangulares e angulares, forte; muito plástico; pegajosa a muito pegajosa; transição difusa.
Bt1 92-162 cm	Vermelho – escuro (2,5YR3/6 úmido), vermelho - escuro (2,5 YR 3/6 seco), muito argilosa; blocos angulares e prismáticos, forte, cerosidade moderada, comum; muito firme; plástica; muito pegajosa; transição difusa.
Bt2 162-230 cm	Bruno- avermelhado- escuro (2,5YR3/4 úmido), vermelho - escuro (2,5 YR3/6 seco), muito argilosa; blocos angulares e prismáticos, forte, cerosidade, moderada, comum; firme; ligeiramente plástico; muito pegajoso; transição difusa.
Bt3 230-280 cm	Vermelho – escuro (2,5YR3/6 úmido), vermelho - escuro (2,5YR 3/6 seco), muito argilosa; blocos angulares a prismáticos, forte, média, grande; muito dura; muito firme; ligeiramente plástico; ligeiramente pegajoso; cerosidade incipiente; transição difusa, porosidade abundante.
Bt4 280-340 cm	Vermelho – escuro (2,5YR 3/6 úmido), vermelho - escuro (2,5 YR 3/6 seco), muito argilosa; blocos angulares a prismáticos, forte, cerosidade aparente; média; extremamente dura; extremamente firme; ligeiramente plástico; ligeiramente pegajoso; transição difusa. Obs: presença de cristais de quartzo visíveis; mais úmido que o horizonte subjacente.
B/C 340-410 cm	Bruno – avermelhado (5YR 4/4 úmido), vermelho - amarelado (5 YR 4/6 seco), argilosa; blocos angulares, forte; dura, maciça; extremamente firme; ligeiramente plástico; não pegajosa; transição difusa.

Raízes: muitas (finas, fasciculadas, médias, comum pivotante) no horizonte A, AB; comuns (pivotantes, finas, fasciculadas) no horizonte BA, poucas (finas e fasciculadas) no BT1, Bt2.



**APÊNDICE 2: Atributos Químicos do Solo.**

Horizonte	Prof (cm)	pH		$\Delta$ pH	K cmol <sub>c</sub> .dm <sup>-3</sup>	P	Ca	Mg	H+Al	B	Cu	Fe	Mn	Zn	COT g.kg <sup>-1</sup>
		H <sub>2</sub> O	KCl												
A	0-35	4,85	3,95	-0,9	0,05	6	0,2	0,2	13,5	0,39	2,6	13	2,1	0,3	18,8
BA	55-92	5,4	4,23	-1,17	0,03	4	0,2	0	6,4	0,21	0,2	2	0,1	0	4,5
Bt1	92-162	5,41	4,3	-1,11	0,02	4	0,1	0,1	6,4	0,3	0,1	1	0,1	0	3,4
Bt2	162-230	5,27	4,16	-1,11	0,05	5	0,2	0,1	6,4	0,21	0,1	0	0	0	1,8
Bt3	230-280	5,16	4,13	-1,03	0,03	4	0,1	0	5,8	0,17	0,3	5	0,1	0	1,6
Bt4	280-340	5,37	4,12	-1,25	0,06	4	0,1	0	5,2	0,12	0,2	3	0	0,1	1,5

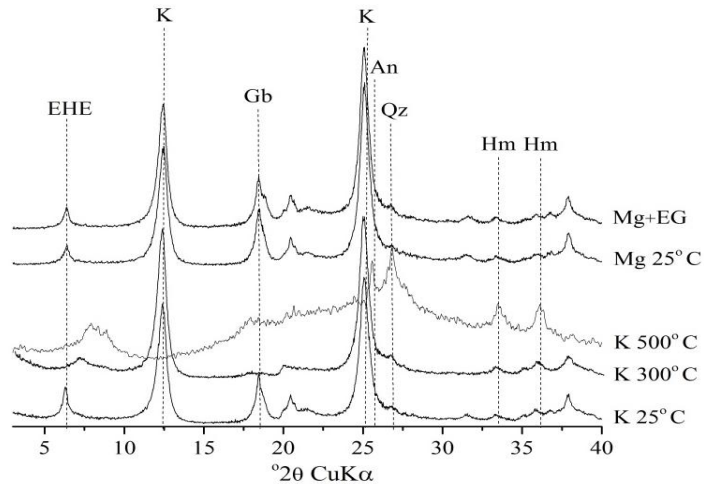
Horizonte	Prof. (cm)	Ataque Sulfúrico (g.Kg <sup>-1</sup> ) (TFSA)					Relações Moleculares			SB V%	Valor S cmol <sub>c</sub> .dm <sup>-3</sup>	CTC	M.O g.kg <sup>-1</sup>
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ki	Kr	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				
A	0-35	202,9	238,8	187,3	56	1,2	1,44	0,96	2	3	0,45	13,95	34
AB	35-55	21,66	260,9	191,9	44,68	0,96	1,41	0,96	2,14	-	-	-	-
BA	55-92	208,8	245,5	184	48,8	0,84	1,45	0,98	2,09	3	0,23	6,63	10
Bt1	92-162	259	233,8	182,3	58,32	0,84	1,89	1,26	2,01	3	0,22	6,62	9
Bt2	162-230	262,1	220,5	182,3	59,24	12,6	2,02	1,32	1,9	5	0,35	6,75	7
Bt3	230-280	263,4	229,5	185,3	45,68	0,96	1,95	1,29	1,94	2	0,13	5,93	6
Bt4	280-340	294,8	238,8	211	45,68	1,04	2,1	1,34	1,78	3	0,16	5,36	6

**Apêndice 3:**Concentração de Carbono Orgânico Total e Valores Isotópicos

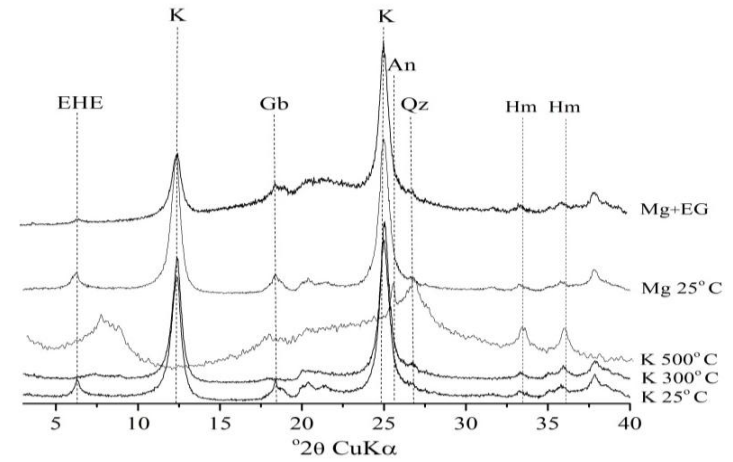
<b>Prof. (cm)</b>	<b>Concentração de COT (gkg)</b>	<b>Valor isotópico (‰)</b>	<b>Prof. (cm)</b>	<b>Concentração de COT (gkg)</b>	<b>Valor isotópico (‰)</b>
<b>0-10</b>	30,01	23,25	<b>170-180</b>	2,4	-22,36
<b>10-20</b>	17,9	19,47	<b>180-190</b>	2,0	-22,22
<b>20-30</b>	15,9	20,58	<b>190-200</b>	1,7	-22,67
<b>30-40</b>	11,3	20,04	<b>200-210</b>	1,5	-22,39
<b>40-50</b>	6,3	18,46	<b>210-220</b>	1,7	-21,91
<b>50-60</b>	5,3	19,10	<b>220-230</b>	1,6	-22,41
<b>60-70</b>	5,1	19,01	<b>230-240</b>	1,5	-22,81
<b>70-80</b>	4,0	19,23	<b>240-250</b>	1,5	-22,64
<b>80-90</b>	4,2	18,92	<b>250-260</b>	1,8	-23,15
<b>90-100</b>	4,9	19,27	<b>260-270</b>	1,5	-22,47
<b>100-110</b>	3,0	21,52	<b>270-280</b>	1,8	-22,13
<b>110-120</b>	4,0	20,42	<b>280-290</b>	1,8	-21,19
<b>120-130</b>	4,1	20,41	<b>290-300</b>	1,3	-22,04
<b>130-140</b>	3,8	20,21	<b>300-320</b>	1,5	-21,61
<b>140-150</b>	2,9	21,44	<b>320-340</b>	1,6	-20,77
<b>150-160</b>	3,4	21,88	<b>340-360</b>	1,6	-20,77
<b>160-170</b>	2,7	21,85	<b>360-380</b>	1,2	-22,12

**ANEXO 1 – Difratomogramas de Raio X - Perfil NITOSSOLO VERMELHO Distroférico típico com horizonte A húmico.**

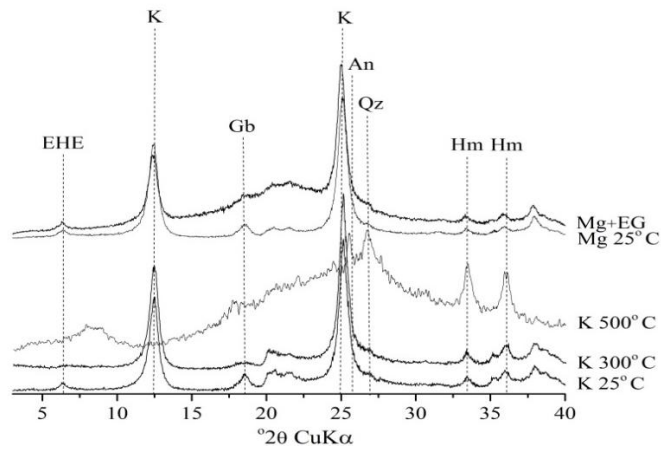
**Fração Argila**



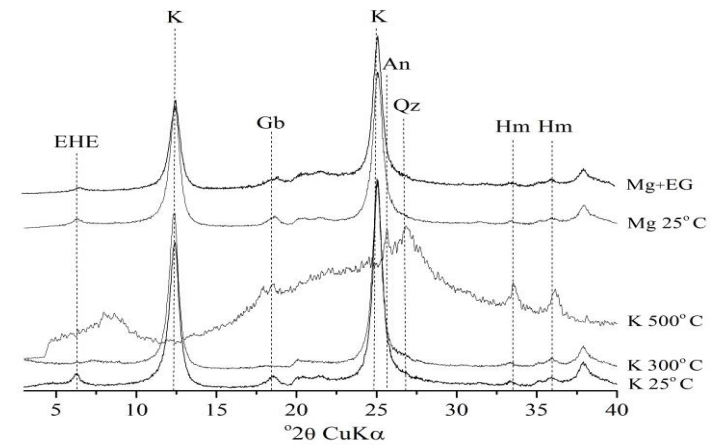
**Horizonte A**



**Horizonte Bt1**

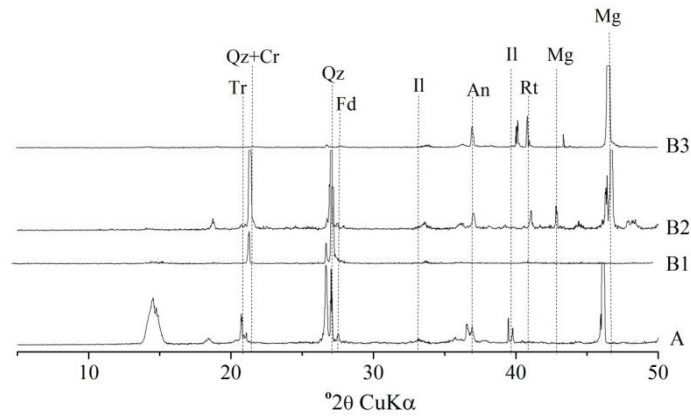


**Horizonte Bt2**



**Horizonte Bt3**

### Fração Areia



### Fração Silte

