

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGG**

SANI DANIELA LOPES PAISANI

**SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SILICOFITÓLITOS EM RAMPA DE
COLÚVIO E PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE
PALMAS - ÁGUA DOCE**

Dezembro/2015

FRANCISCO BELTRÃO

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGG

**SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SILICOFITÓLITOS EM RAMPA DE
COLÚVIO E PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE
PALMAS - ÁGUA DOCE**

SANI DANIELA LOPES PAISANI

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre no curso de Mestrado em Geografia, na linha de pesquisa “Dinâmica: Utilização e Preservação do Meio Ambiente” do Programa de Pós Graduação em Geografia pela UNIOESTE- Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão.

Orientadora: Dra. Margarita Luisa Osterrieth

Dezembro/2015

FRANCISCO BELTRÃO

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

Paisani, Sani Daniela Lopes

P149s Significado paleoambiental de silicofitólitos em rampa de colúvio e paleocabeceira de drenagem na superfície de Palmas - Água Doce. / Sani Daniela Lopes Paisani. – Francisco Beltrão, 2015.
101 f.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Margarita Luisa Osterrieth.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Campus de Francisco Beltrão, 2015.

1. Geologia estratigráfica. 2. Paleoecologia. I. Osterrieth, Margarita Luisa. II. Título.

CDD – 551.70098162

Sandra Regina Mendonça CRB – 9/1090

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

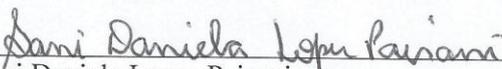
SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SILICOFITÓLITOS EM RAMPA DE
COLÚVIO E PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE PALMAS
– ÁGUA DOCE

Autora: Sani Daniela Lopes Paisani

Orientadora: Profa. Dra. Margarita Luisa Osterrieth

Este exemplar corresponde à redação final da
Dissertação defendida por Sani Daniela Lopes Paisani e
aprovada pela comissão julgadora.

Data: 02/12/2015

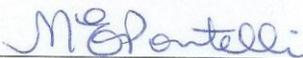


Sani Daniela Lopes Paisani

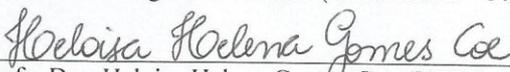
Comissão Julgadora:



Profa. Dra. Margarita Luisa Osterrieth (Universidad Nacional
de Mar del Plata - Argentina)



Profa. Dra. Marga Eliz Pontelli (UNIOESTE – F.B)



Profa. Dra. Heloisa Helena Gomes Coe (UERJ)

*Dedico ao meu amado esposo
Julio Cesar Paisani
e ao meu tesouro
Julio Cesar Paisani Filho*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao maravilhoso Deus, meu criador, por ter me proporcionado a oportunidade de realizar esta pesquisa e por estar ao meu lado a cada instante da minha vida.

Ao meu esposo Julio Cesar Paisani, quem me levou a conhecer outro mundo... o mundo da pesquisa. Foi observando você dia a dia que percebi seu amor pela pesquisa, isso me levou a querer saber mais, então comecei a cursar as disciplinas como aluna especial, inclusive participei da sua aula e me apaixonei, assim estou começando a aprender, pelo seu exemplo, como ser uma pesquisadora. Sabe meu amor, tenho tantas coisas para te agradecer... Obrigada pelo amor, carinho, dedicação, paciência, bondade, companheirismo, apoio, por tudo o que você faz por mim e por nossa família. Quero que você saiba que “quando você foi criado por Deus, Ele pensou em mim”, pois você completa os meus dias, ou melhor, completa a minha vida... simplesmente obrigada por você existir na minha vida. Amo-te para sempre e sempre.

Ao meu filho Julinho, que é o meu maior presente, a alegria dos meus dias, o tesouro mais precioso da mamãe. Amo-te incondicionalmente.

A duplinha Carol e Matheus, foi através de vocês que eu descobri que o amor não tem limites.

Ao meu pai Anivaldo e minha mãe Sandra por estarem sempre do meu lado, pelas orações fervorosas e pelo amor recíproco incondicional.

Ao meu cunhado Marcelo e minha sogra Dirce, pelo apoio e pela preocupação em saber se tudo estava indo bem.

A minha orientadora, Dra Margarita Luiza Osterrieth, por ter acreditado no meu projeto, pelo companheirismo, carinho, amizade, acolhimento, pelas orientações onde transmitiu a mim seu conhecimento com muita dedicação.

A professora Dra Marga Eliz Pontelli por incentivar minha inserção na análise fitolítica, pela participação na banca e por ter acompanhado e apoiado todas as minhas etapas durante o mestrado.

A professora Dra Marcia Regina Calegari, por ter me apresentado a análise fitolítica.

A professora Dra Heloisa Helena Gomes Coe por ter aceitado o convite para participar da banca.

Ao colega do mestrado Fabiano, pelo apoio nos trabalhos de campo e no tratamento granulométrico de amostras.

À bolsista de iniciação científica Alana, pelo apoio com as análises granulométricas.

À assistente da coordenação do programa de Mestrado Andréia Zuchelli Cucchi, por todo carinho, amizade e, sobretudo, por desvencilhar a burocracia necessária para que tudo se encaminhasse bem.

A Kati por todas as dicas técnicas do laboratório e pelo empréstimo de equipamentos.

A Flavia pelas sugestões durante a fase de qualificação.

Pelas risadas e desabafos, aos meus colegas do Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais, Fabiano, Alana, Josi, Dani, Solange, Bruna, Mayara, Leonel, Wanessa e em especial a minha amiga Harumi.

Muito Obrigada!

Deus, o nosso protetor

A pessoa que procura segurança no Deus Altíssimo e se abriga na sombra protetora do Todo Poderoso pode dizer a ele:

Ó Senhor Deus, tu és o meu defensor e o meu protetor.

Tu és o meu Deus ; eu confio em Ti.

Deus livrará você de perigos escondidos e de doenças mortais.

Ele o cobrirá com suas asas, e debaixo delas você estará seguro. A fidelidade de Deus o protegerá como um escudo.

Você não terá medo dos perigos da noite nem de assalto durante o dia.

Não terá medo da peste que se espalha na escuridão nem dos males que matam ao meio dia.

Ainda que mil pessoas sejam mortas ao seu lado, e dez mil ao seu redor, você não sofrerá nada.

Você cera como os maus são castigados.

Você fez do Senhor Deus o seu protetor, e do Altíssimo o seu defensor, por isso, nenhum desastre lhe acontecerá, e a violência não chegará perto da sua casa.

Deus mandará que os anjos dele cuidem de você para protegê-lo aonde quer que você for.

Eles vão segurá-lo com suas mãos, para que nem mesmo os seus pés sejam feridos nas pedras.

Com os pés você esmagará leões e cobras, leões ferozes e cobras venenosas.

Deus diz: Eu salvarei aqueles que me amam e protegerei os que reconhecem que Eu sou Deus, o Senhor.

Quando eles me chamarem, eu responderei e estarei com eles nas horas de aflição.

Eu os livrarei e farei com que sejam respeitados.

Como recompensa, Eu lhes darei vida longa e mostrarei que sou o seu Salvador.

RESUMO

O presente trabalho objetivou identificar o significado paleoambiental do registro fitolítico em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem da superfície geomórfica de Palmas/Água Doce. Em específico procurou-se: a) distinguir o registro silicofitolítico incorporado aos colúvios pela vegetação moderna das áreas estudadas em relação ao registro da paleovegetação da área fonte dos colúvios; b) compreender o fenômeno de ausência de registro silicofitolítico na base dos depósitos de colúvio; c) caracterizar os morfotipos tafonomizados; d) levantar homólogo atual nos primeiros centímetros de solo, em relação ao impacto da atividade pastoril; e) sistematizar as informações estratigráficas dos depósitos de colúvio estudados na área e f) estabelecer o sinal isotópico do carbono para as seções do registro silicofitolítico para cotejamento das informações da paleovegetação obtidas pela análise fitolítica. Para atingir os objetivos foram escolhidas duas seções pedoestratigráficas, sendo uma representativa da sequência pedoestratigráfica de rampa de colúvio (HS18) e outra de paleocabeceira de drenagem (HS13), ambas na Superfície Geomórfica de Palmas/Água. Na rampa de colúvio foram analisadas as fezes de vacas, uma vez que a atividade pastoril é recorrente nas áreas de estudo desde o final do século XIX e até o momento não se sabia de seu papel enquanto incorporadora de fitólitos às sequências pedoestratigráficas. Integrando os registros de silicofitólitos de ambas as unidades geomórficas pode-se dizer que: a) os silicofitólitos em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem da Superfície Geomórfica de Palmas/Água Doce são tanto autóctones quanto alóctones, onde os primeiros representam a ocupação da vegetação de campo ao longo do tempo junto à superfície e paleosuperfícies; b) os alóctones também representam a vegetação de campo, porém das encostas que circundam a rampa de colúvio e a paleocabeceira de drenagem; c) a atividade do pastoreio atual e passada é um processo tafonômico de incorporação de morfotipos alóctones no solo e de degradação por efeito da mastigação e digestão; d) a ausência de silicofitólitos com morfologias preservadas em ambas as unidades pedoestratigráficas mostram a degradação desses corpúsculos tanto naturalmente quanto pela digestão de animais herbívoros; e) são comuns morfotipos tafonomizados química, fisicamente, bem como ambas.

Palavras-chave: pedoestratigrafia, *proxy* biológico, tafonomia, paleoambiental, Quaternário Continental.

ABSTRACT

PALAEOENVIRONMENTAL MEANING OF PHYTHOLITHS IN COLLUVIAL RAMP AND PALEOVALLEY HEAD ON THE SURFACE OF PALMAS/ÁGUA DOCE

This study aimed to identify the meaning of the phytolith palaeoenvironmental record in pedostratigraphic sequences of colluvial ramps and paleovalley head on the geomorphic surface Palmas / Água Doce. In particular it sought to: a) distinguish phytolith record incorporated into colluvium by modern vegetation of the areas studied in relation to the registration of paleovegetation area source of colluvium; b) understand the phenomenon of absence of phytolith records on the basis of colluvial deposits; c) characterize the taphonomical morphotypes; d) search current homologous in the first centimeters of soil, regarding the impact of pastoral activity; e) systematize the stratigraphic information from colluvial deposits in the study area, and f) establish the carbon isotopic signal to the sections of phytolith record for mutual comparison of paleovegetation of information obtained by phytolith analysis. To achieve the objectives two pedostratigraphic sections were chosen, a representation of pedostratigraphic sequence of colluvial ramp (HS18) and a paleovalley head (HS13), both in geomorphic surface Palmas / Água Doce. In the colluvium ramp feces from cattles were analyzed, since the pastoral activity is recurrent in the study areas since the late nineteenth century and until now no one knew of its role as a developer of phytoliths to pedostratigraphic sequences. By integrating the records of phytoliths from both geomorphic units it can be said that: a) phytolith in pedostratigraphic sequences of colluvium ramps and paleovalley head of the geomorphic surface of Palmas/ Água Doce are both autochthonous and allochthonous; where the first represents the occupation of the graaslands vegetation over time along with the surfaces and paleosurfaces; b) the allochthonous also represents the graaslands vegetation, but from the slopes that surround the colluvium ramp and paleovalley head; c) the activity of current and past grazing is a taphonomy process of incorporation of allochthonous morphotypes into the soil and degradation as a result of chewing and digestion; d) the absence of phytoliths with preserved morphologies in both pedostratigraphic units shows the degradation of these corpuscles both naturally and by digestion of herbivorous animals; e) morphotypes are common taphonomy chemically, physically as well as both.

Key-words: pedostratigraphic, biological proxy, taphonomy, palaeoenvironmental, Quaternary Continental.

LISTA DE FIGURAS

2.1	Diagrama de parte dos processos de tafonomização da história deposicional e pós-deposicional de fitólitos em <i>loess</i>	15
3.1	Superfícies geomorfológicas identificadas entre o SW PR e NW SC e suas formações superficiais	19
3.2	Foto panorâmica demonstrando os relevos residuais remanescentes da S1 inseridas na S2	20
4.1	Localização das seções pedoestratigráficas na superfície de Palmas/Água Doce	23
4.2	Método de extração de silicofitólitos adaptado de Alvarez et al. (2005) e Calegari.(2013)	27
5.1	Contexto geográfico da Rampa de Colúvio em vale de 4ª ordem hierárquica (A). Detalhe da vegetação de gramíneas (<i>Poaceae</i>) (B). Foto de detalhe da seção pedoestratigráfica HS18 (C). Seção colunar representativa das unidades pedoestratigráficas da HS 18 (D)	31
5.2	Bovinos pastando ao longo da colina convexa da área de estudo em agosto de 2014.....	32
5.3	Materiais de leque aluvial de canal de primeira ordem (seção HS12) justaposto lateralmente aos materiais da rampa de colúvio (A). Seção colunar com a sequência pedoestratigráfica dos materiais do leque aluvial (B)	32
5.4	Conteúdo de silicofitólitos na amostra total de fezes de bovino da rampa de colúvio obtidas via úmida (A) e calcinada (B)	35
5.5	Concentração de silicofitólitos em fezes de bovinos e primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio	35
5.6	Distribuição dos silicofitólitos encontrados na amostra de fezes e primeiros centímetros do horioznte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio	36
5.7	Morfotipos de silicofitólitos encontrados na lâmina de fezes coletadas acima da seção pedoestratigráfica da rampa de colúvio (seção HS18), observados no microscópio óptico	37
5.8	Morfotipos de silicofitólitos encontrados na lâmina de fezes coletadas acima da seção pedoestratigráfica da rampa de	38

	colúvio, observados no microscópio eletrônico de varredura (MEV)	
5.9	Conteúdo de fitólitos na amostra total dos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio	40
5.10	Morfotipos de silicofitólitos dos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio	41
5.11	Conteúdo de silicofitólitos na amostra total dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	44
5.12	Concentração de silicofitólitos obtidos da amostra total dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	45
5.13	Morfotipos de silicofitólitos encontrados nos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	46
5.14	Distribuição dos silicofitólitos nos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	48
5.15	Índice silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi (Fezes de bovinos e três primeiros centímetros)	53
5.16	Índices silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi aplicados ao registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio	54
5.17	Conteúdos de $\delta^{13}\text{C}$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	56
5.18	Dispersão dos percentuais de carbono total e concentração de silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio (A). Dispersão dos valores da razão isotópica do carbono dos materiais de leque aluvial e da rampa de colúvio (B)	57
5.19	Conteúdos de $\delta^{13}\text{C}$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos do leque aluvial coalescente a rampa de colúvio. O retângulo vermelho indica a faixa de correlação com o registro isotópico dos materiais da rampa de colúvio	58
5.20	Síntese das informações do registro pedoestratigráfico, silicofitólitos e isótopo do carbono da rampa de colúvio	60
5.21	Cronocorrelação entre sequências pedoestratigráficas da rampa de colúvio e de leque aluvial coalescente	61
5.22	Imagem Google Earth 2015 localizando a Paleocabeceira de Drenagem - Seção HS 13 (*) (A). Foto da Seção HS 13 exposta em corte de estrada no Parque Eólico de Água Doce (B).....	65

5.23	Seção Pedoestratigráfica (HS13) estabelecida no eixo central de paleocabeceira de drenagem	67
5.24	Conteúdo de silicofitólitos na amostra total de alguns níveis pedoestratigráficos da Seção HS13 – paleocabeceira de drenagem	68
5.25	Concentração de silicofitólitos nos níveis pedoestratigráficos obtidos da amostra total	69
5.26	Morfotipos de silicofitólitos encontrados em amostras concentradas extraídas dos níveis pedoestratigráficos da Seção HS13 paleocabeceira de drenagem	71
5.27	Morfotipos de silicofitólitos encontrados em amostras concentradas extraídas dos níveis pedoestratigráficos da Seção HS13 – paleocabeceira de drenagem	72
5.28	Distribuição dos silicofitólitos encontrados na seção HS13 durante a análise silicofitolítica	73
5.29	Índice silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi	79
5.30	Conteúdos de $\delta^{13}\text{C}$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem	82
5.31	Dispersão dos percentuais de carbono total e concentração de silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem. Correlação estatística geral (A) e apenas para os níveis 2ACb e 2Cb situados próximo à superfície moderna (B)...	83
5.32	Síntese das informações do registro pedoestratigráfico, silicofitólitos e isótopo do carbono da paleocabeceira de drenagem.....	84

LISTA DE TABELAS

2.1	Silicofitólitos identificados no campo em Palmas - PR	8
.....		
2.2	Silicofitólitos identificados do estrato A da Floresta Ombrófila Mista em Palmas - PR	9
.....		
2.3	Silicofitólitos identificados do estrato B da Floresta Ombrófila Mista em Palmas - PR	10
.....		
2.4	Silicofitólitos identificados do estrato C da Floresta Ombrófila Mista em Palmas - PR	10
.....		
5.1	Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da rampa de colúvio (seção HS18)	34
5.2	Resultado da idade por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SAR (<i>Single Aliquot Regenerative-dose</i>) com 15 alíquotas	61
5.3	Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS13	66
5.4	Idades da Matéria Orgânica dos paleohorizontes Ab	85
5.5	Resultados das idades por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (<i>Single Aliquot Regenerative-dose</i>) com 15 alíquotas ^a	86

SUMÁRIO

	RESUMO.....	ix
	ABSTRACT.....	x
	LISTA DE FIGURAS.....	xi
	LISTA DE TABELAS.....	xiv
	SUMÁRIO.....	xv
1	INTRODUÇÃO	1
2	REFERENCIAL TEÓRICO	4
2.1	PERÍODO QUATERNÁRIO	4
2.2	DINÂMICA VEGETACIONAL NO SUL DO BRASIL AO LONGO DO QUATERNÁRIO	6
2.3	A PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO SUDOESTE DO PARANÁ E NOROESTE DE SANTA CATARINA	11
2.4	SILICOFITÓLITOS E RECONSTRUÇÃO DA PALEOVEGETAÇÃO	12
2.4.1	Processos tafonômicos	14
2.4.2	Interpretações ambientais e taxonômicas	16
2.5	COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONO	18
3	CARACTERÍSTICAS GERAIS DA SUPERFÍCIE DE PALMAS/ÁGUA DOCE (S2)	19
4	MATERIAIS E MÉTODOS	22
4.1	RAMPA DE COLÚVIO E PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM	22
4.1.1	Escolha dos locais de ocorrência dos depósitos de colúvio ...	22
4.1.2	Descrição dos materiais	23
4.1.3	Geocronologia pelo método da luminescência	24
4.2	TÉCNICA DE ANÁLISES DE SILICOFITÓLITOS	25
4.2.1	Coleta de amostras	25
4.2.2	Extração de silicofitólitos	26
4.2.2.1	Silicofitólitos em fezes	26

4.2.2.2	Silicofitólitos no solo	26
4.2.3	Contagem e classificação de morfotipos	27
4.2.4	Caracterização Tafonômica	28
4.2.5	Índices de silicofitólitos	28
4.2.5.1	Índice de Cobertura Arbórea (D/P)	28
4.2.5.2	Índice de Aridez/Umidade (Iph)	29
4.2.5.3	Índice Climático (Ic)	29
4.2.5.4	Índice de Estresse Hídrico (Bi)	29
4.3	COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA	30
5	RESULTADOS	31
5.1	RAMPA DE COLÚVIO/RIO CHOPINZINHO (SEÇÃO HS18)	31
5.1.1	Cenário da seção pedoestratigráfica HS18	31
5.1.2	Seção pedoestratigráfica HS18	33
5.1.3	Registro silicofitolítico da rampa de colúvio/rio Chopinzinho (seção hs18)	34
5.1.3.1	Análise de silicofitólitos em fezes de vacas	34
5.1.3.2	Análise de silicofitólitos nos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico	39
5.1.3.3	Registro silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	43
5.1.3.3.1	Concentração de silicofitólitos no registro pedoestratigráfico.....	43
5.1.3.3.2	Morfologia dos silicofitólitos em amostra concentrada dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	45
5.1.3.3.3	Significado taxonômico e ambiental dos silicofitólitos encontrados na rampa de colúvio	49
5.1.3.3.4	Índices silicofitolíticos	52
5.1.3.3.4.1	Aplicação aos silicofitólitos de fezes de bovinos e primeiros três centímetros do horizonte Ap (sinal ambiental moderno) .	52
5.1.3.3.4.2	Aplicação aos silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio	54
5.1.4	Composição dos isótopos estáveis do carbono nos níveis pedoestratigráficos	56

5.1.5	Geocronologia e reconstrução paleoambiental (integração de resultados estratigráficos, silicofitolíticos e isotópicos do carbono)	59
5.2	PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM INTERFLÚVIO/RIO CHPAECÓ (SEÇÃO HS13)	65
5.2.1	Cenário da seção pedoestratigráfica HS13	65
5.2.2	Seção pedoestratigráfica HS 13	66
5.2.3	Registro silicofitolítico da paleocabeceira de drenagem em interflúvio/Rio Chapecó (Seção HS13)	67
5.2.3.1	Quantidade de silicofitolitos no registro pedoestratigráfico.....	67
5.2.3.2	Morfologia dos silicofitolitos em amostra concentrada dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem ..	70
5.2.3.3	Índices silicofitolíticos	78
5.2.3.3.1	D/P (índice de Cobertura Arborea) e Iph (índice de Áridéz/Umidade).....	78
5.2.3.3.2	I/C (índice Climático)	80
5.2.3.3.3	Bi (Estresse Hídrico)	81
5.2.4	Composição dos isótopos estáveis do carbono nos níveis pedoestratigráficos	81
5.2.5	Geocronologia e reconstrução paleoambiental (integração de resultados estratigráficos, silicofitolíticos e isotópicos do carbono)	83
6	CONCLUSÕES	91
	REFERÊNCIAS	95

1. INTRODUÇÃO

A paisagem hodierna é, sobretudo, o produto de mudanças ambientais ocorridas no período geológico recente, designado de Quaternário. O Quaternário se caracteriza por importantes variações do ambiente, com destaque aos ciclos glaciais-interglaciais (Suguio, 1999). As alterações mais expressivas no ambiente durante esse período foram as mudanças climáticas que impactaram diretamente na formação e degradação dos solos. Por este motivo uma das formas de detectar as mudanças climáticas, sobretudo nas áreas continentais, é mediante a evolução do tipo e da intensidade de processos pedológicos de uma dada região. Considerando a estreita relação recorrente entre planta-solo-ambiente, tal fenômeno decorre do fato de que as formações vegetais respondem diretamente as mudanças de precipitação e temperatura. Podem-se obter respostas para essas mudanças por meio de *proxies*, tais como: a) grãos de pólen; b) razão isotópica do carbono; c) fitólitos, entre outros.

Os fitólitos são biomineralizações, cristalinas ou amorfas, denominadas de calcifitólitos e silicofitólitos respectivamente. Quando constituídos de silício os fitólitos podem ser designados de silicofitólitos e são mais comuns por serem gerados por plantas de diferentes condições ecológicas. Os silicofitólitos são formados por sílica hidratada amorfa ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). O corpo silicoso é formado nas plantas a partir da absorção de sílica disponível no solo (Osterrieth et al., 2009). O fitólito é um marcador ambiental e pode trazer informações de registros da vegetação ao longo do tempo para locais que apresentam restrições à conservação de grãos de pólen, de modo que adquire status de *proxy* em estudos paleoambientais, paleobotânicos e arqueológicos (Calegari, 2008).

Uma planta, ao morrer, incorpora matéria orgânica/húmus e fitólitos ao solo através da decomposição de suas raízes, tronco, frutos e folhas. Os fitólitos incorporam-se ao solo, alguns se preservando por extensos períodos, tendo caráter de microrrestos ou microfósseis. Outros se degradam e se transferem pelo efeito de diversos processos tafonômicos (Osterrieth et al., 2009; Coe et al., 2014).

Revisões a respeito da formação e preservação dos fitólitos em solos e sedimentos foram feitas nas últimas décadas (Piperno, 1988; Coe et al., 2014;

Luz et al., 2015). Nelas chama a atenção o fato dos silicofitólitos se manterem por um período expressivo nesses materiais e poderem ser usados como fontes de informações a respeito da vegetação que ocupou uma determinada área ao longo do tempo.

Nas áreas em que há solos oxidicos, o silicofitólito pode ser usado na reconstrução da vegetação do passado recente. É o caso da região SW do Paraná e NW de Santa Catarina, onde membros do grupo de pesquisa “Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais” da UNIOESTE vêm aplicando essa técnica para compreender: a) trocas de vegetação entre Floresta Ombrófila Mista com Araucária (FOM) e Campo ao longo de superfícies geomórficas reconhecidas nessa área durante o Quaternário Superior (Calegari, 2008; Cecchet, 2015 e Ewald, 2015); e o papel das mudanças climáticas na evolução de paleocanais de baixa ordem hierárquica na superfície geomórfica de Palmas/Água Doce (Paisani et al., 2013a). Embora os trabalhos estejam avançados no uso dessa técnica, a análise isotópica do carbono aplicada em sequências pedoestratigráficas da Superfície Geomórfica de Palmas/Água Doce demonstra que a FOM ocupava os fundos de vale de alta ordem hierárquica (> 4ª ordem) até o final do Pleistoceno (Paisani et al., 2014). Não se sabe quais dessas formações vegetais ocupavam as áreas de rampa de colúvio e cabeceiras de drenagem durante esse período. Igualmente, não se sabe se há registros fitolíticos nas sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio que indiquem pausa na sedimentação, uma vez que as rampas de colúvio são morfologia de elevada dinâmica morfogenética (Moura e Silva, 2006). Outra questão associada às demais é o fato do registro pedoestratigráfico que remonta ao Pleistoceno estar em cabeceiras de drenagem colmatadas por sedimentos coluviais – paleocabeceiras de drenagem (Paisani et al., 2014; Paisani et al., submetido), as quais podem conter mistura de fitólitos gerados tanto pelas áreas fontes dos colúvios (alóctones) quanto durante as pausas na sedimentação (autóctones).

É nesse contexto que se insere o presente trabalho, visando identificar o significado paleoambiental do registro fitolítico em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem da Superfície Geomórfica de Palmas/Água Doce. Em específico procurou-se: a) distinguir o registro silicofitolítico incorporado aos colúvios pela vegetação

moderna das áreas estudadas em relação ao registro da paleovegetação da área fonte dos colúvios; b) compreender o fenômeno de ausência de registro silicofitolítico na base dos depósitos de colúvio e os processos tafonômicos; c) caracterizar os morfotipos tafonomizados; d) levantar homólogo atual nos primeiros centímetros de solo, em relação ao impacto da atividade pastoral; e) sistematizar as informações estratigráficas dos depósitos de colúvio estudados na área e f) estabelecer o sinal isotópico do carbono para as seções do registro silicofitolítico para cotejamento das informações da paleovegetação obtidas pela análise fitolítica.

A seguir é apresentada breve revisão a respeito do período Quaternário, vegetação do Sul do Brasil, evolução da paisagem do Sudoeste do Paraná e Oeste de Santa Catarina, silicofitólitos e reconstrução da paleovegetação, índices de silicofitólitos e isótopos do carbono em estudos de reconstrução da paleovegetação. Na sequência são revisados aspectos geográficos da superfície geomórfica de Palmas/Água. No item materiais e métodos é demonstrado os locais de ocorrência dos depósitos de colúvio, paleocabeceiras de drenagem e rampa de colúvio, a descrição dos materiais, da técnica de análise de silicofitólitos e as análises complementares realizadas. Os resultados estão organizados por local estudado, em que primeiro descreve-se o cenário e os materiais dos locais analisados, seguido pela caracterização do registro de silicofitólitos, composição isotópica do carbono e geocronologia agregada à reconstrução paleoambiental. Utiliza-se a integração de resultados estratigráficos, silicofitólitos e isotópicos do carbono para fazer a reconstrução paleoambiental dos locais analisados.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

A presente revisão teórica foi realizada para contextualizar o estudo dos fitólitos, abordando assuntos sobre o período Quaternário, a dinâmica vegetacional no sul do Brasil ao longo do Quaternário, a paisagem geomorfológica do sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina, assim como os estudos antecedentes de fitólitos, processos tafonômicos, composição isotópica do carbono, e sua utilização para a reconstrução paleoambiental regional.

2.1 PERÍODO QUATERNÁRIO

O Período Quaternário corresponde a uma subdivisão da Era Cenozóica, e é dividido em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno. O Pleistoceno corresponde à época mais antiga, com duração de 2,59 milhões de anos; já o Holoceno representa época mais recente com cerca de 11,7 mil anos (ICS, 2010).

O Quaternário caracterizou-se por grande instabilidade ambiental e variações climáticas entre épocas glaciais e interglaciais. Essas instabilidades promoveram significantes impactos nos ecossistemas globais, inclusive resultando em trocas de vegetação (Suguio, 1999). O estudo do Quaternário é necessário para uma melhor compreensão do clima moderno e possíveis tendências de mudanças climáticas naturais ou induzidas pelo homem. As épocas do Holoceno e do Pleistoceno exibem registros das últimas mudanças climáticas, fato que revela seus padrões e regularidade, trazendo informações com alta resolução e inferindo se essas alterações foram causadas pelo homem ou não.

O Quaternário é estudado através de diferentes proxies, principalmente a partir de testemunhos de gelo, os quais apontam mudanças ambientais por vários elementos: 1º) composição química da atmosfera e circulação das massas de ar; 2º) volume, temperatura e circulação oceânica; 3º) expansão e retração de coberturas vegetais/zonas fitogeográficas; 4º) variações nos processos geodinâmicos (erosão/pedogênese); 5º) atividade exótica das massas continentais, subsidência ou soerguimento das periferias (lugares onde tem as geleiras). Destas, as duas primeiras juntas são responsáveis pela variação das zonas climáticas (Suguio, 1999).

Durante o período do Quaternário o clima se apresentou de forma dinâmica, demonstrando-se oscilante e cíclico, com temperaturas ora muito baixas (período de glaciações com aproximadamente 100.000 anos), ora mais quentes (interglaciais- com duração de aproximadamente 10.000 anos), ou seja, formou-se um ciclo de clima frio seguido por clima quente (Salgado-Labouriau, 1998).

O clima é muito dinâmico, sendo assim é necessária a observação por longo período de tempo de seus principais elementos, tais como, luz do sol, temperatura, nebulosidade, precipitação, evaporação, estado do solo e da superfície do mar, vento de superfície, observações atmosféricas de altura, etc., para verificar se esses elementos são realmente permanentes ou se são ciclos periódicos que tendem a se repetir de tempos em tempos, tratando-se apenas de oscilações do clima (Sant'Anna Neto e Nery, 2005). Assim, para a interpretação e compreensão do paleoclima do período do Quaternário, necessitamos de métodos físicos, químicos e geológicos, onde, por meio destes podemos observar o clima do passado, reconstruí-lo e obter dados sobre a paleotemperatura.

Para interpretar e reconstruir as alterações climáticas decorridas no Quaternário foram fundamentais os dados de testemunhos do gelo, assim detectaram-se rápidas mudanças climáticas e mensuração das alterações de gases de efeito estufa. Há 430.000 anos AP, ocorreu crescimento da magnitude dos ciclos Glacial/Interglacial, mostrando alteração no padrão das mudanças climáticas. Por essas mudanças na amplitude dos ciclos Glaciais/Interglaciais foi delimitado o Pleistoceno Superior do Inferior (Oronelli et al., 2010). Igualmente, foi definido o Holoceno como o atual Interglacial.

Através do estudo do Quaternário, marcado por instabilidade ambiental e extremas variações climáticas entre épocas glaciais e interglaciais, é possível conhecer um pouco do passado e examinar o impacto das variações paleoclimáticas nos ecossistemas globais (Bigarella, 1996). As modificações climáticas influenciaram na distribuição do revestimento florístico, causando em tempo geológico relativamente curto, sucessivas expansões e retrações das florestas.

Durante o período do Quaternário o clima frio predominou e em apenas alguns momentos o clima se pareceu com o atual. Esses períodos glaciais e

interglaciais promoveram a alteração de temperatura, ventos, precipitação e umidade, modificando assim o relevo e cobertura vegetal (Salgado-Labouriau, 2007). Refletindo as instabilidades paleoclimáticas, os biomas brasileiros se distribuíram de forma variada pelo território, sendo formados na passagem do Terciário para o Quaternário (Oliveira et al., 2005).

O período do Quaternário é a história do tempo recente onde se encontram evidências que ainda se preservam, e permitem, pela disponibilidade de informações contidas, a realização de estudos para a reconstrução paleoambiental (Salgado-Labouriau, 2007). Através da observação das mudanças ocorridas no Planeta Terra, como alterações geológicas, geomorfológicas, climáticas e biológicas (Salgado-Labouriau, 1998), é possível por meio de estudos da geologia e de seus registros, compreender a origem e evolução da Terra pela idade das rochas, fósseis, medições isotópicas, análise de grãos de pólen e esporos, silicofitólitos, entre outros métodos.

2.2 DINÂMICA VEGETACIONAL NO SUL DO BRASIL AO LONGO DO QUATERNÁRIO

As trocas de vegetação no Sul do Brasil e os dados palinológicos apontam para mudanças vegetacionais que podem ser entendidas como decorrentes de variações climáticas passadas (Oliveira et al., 2005).

Registros palinológicos, grãos de pólen, sugerem que pequenas populações de Araucária estiveram presentes nos fundos de vales na forma de refúgios (Behling et al., 2004). Por outro lado, sabe-se que não ocuparam todas as ordens hierárquicas dos fundos de vales (Paisani et al., submetido). No que se refere à vegetação de Campo, os dados palinológicos sugerem que essa cobertura vegetal ocupou as áreas mais elevadas dos Planaltos do Sul do Brasil, do Último Glacial até o Holoceno Médio (4320 cal anos AP). Acredita-se que a floresta de Araucária teve sua máxima expansão a cerca de 1.000 anos AP no estado de Santa Catarina e 1.500 anos AP no estado do Paraná. Com relação aos Campos do Sul e Sudeste do Brasil, no último Ciclo Glacial, os dados palinológicos demonstraram que na região havia campo limpo, com vegetação pouco variada fisionomicamente, e campo sujo, onde havia o predomínio de herbáceos sobre os arbóreos (Behling et al., 2004). Sinal similar

foi encontrado em paleofundos de vales no Planalto de Palmas/ Água Doce, por meio da análise de isótopos do carbono (Paisani et al., 2014). A vegetação de campo prevaleceu até aproximadamente 14000 anos AP, com clima mais seco e frio. Algumas espécies de floresta de Araucária foram encontradas nas regiões mais baixas da paisagem, mesmo assim o predomínio era da vegetação de campo até Pato Branco (Bertoldo et al., 2014).

No Holoceno, em relação aos Campos do Sul e do Sudoeste, ainda havia o predomínio da vegetação de campo na paisagem, porém com clima quente e seco. Somente por volta dos 3.000 anos AP, os dados palinológicos demonstraram o início da floresta de Araucária e claro, com mudança climática demonstrando mais umidade (Behling et al., 2004).

Os resultados da análise fitolítica e isotópica realizada em Guarapuava-Pr demonstraram mudança de vegetação e variações climáticas do Holoceno, cuja vegetação que prevalece é de plantas C₃ (Dicotiledônea e arbóreas e arbustivas, Araucariaceae e *Pinus*) com clima mais quente no Holoceno Inferior. Já no Holoceno Médio, o maior predomínio da vegetação foi de plantas C₄ (Poaceae) indicando clima mais seco ainda. Assim, no registro da paleovegetação da área estudada em Guarapuava-Pr, durante o Holoceno, ocorreram alterações de umidade e temperatura e a cobertura mudou para vegetação mais fechada com clima mais úmido e frio no Holoceno superior (Calegari, 2008).

Nas superfícies levantadas por Paisani et al., (2013^a), na Superfície 2 a vegetação natural era composta de campo (Maack, 1948, 1949). Raitz (2012) produziu uma coleção de referência de fitólitos para as famílias e subfamílias dessas formações vegetais (tabelas 2.1 a 2.4), constatando que na formação de campo os morfotipos diagnósticos não diferem dos apresentados nas literaturas (Twiss et al., 1969, 1986; Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a; Barboni et al., 2007; Coe et al., 2014). Os morfotipos encontrados foram: *Bilobate*, *Bulliform*, *Cuneiform*, *Bulliform Cell*, *Point Shaped*, *Trapeziform*, *Polylobate*, *Rondel* e *Saddle*. Já para a Floresta Ombrófila Mista, em seus cinco estratos, os morfotipos diagnósticos são *Bilobate*, *Bulliform*, *Block polygonal tuberculate*, *Cylindric Sinuate*, *Cylindric Convex*, *Cross*, *Irregular Cell*, *Parallelepipedal*, *Polylobate* e *Saddle*, igualmente citados para formações

florestais na literatura (Twiss, 1992; Coe, 2009; Honaine et al., 2006; Piperno, 2006; Bozarth, 1992; Lentfer, 2003).

Tabela 2.1 – Silicofitólitos identificados em vegetação de campo em Palmas-PR (Raitz, 2012).

CAMPO			
Monocotiledôneas (Poaceae e Cyperaceae)			
Nº	Morfotipo (ICPN 1.0)	Nº de Frequência	% do conjunto geral do Campo
01	<i>Rondel</i>	1,438	8,89
02	<i>Bilobate (short-shank larger e lobules convex)</i>	1,330	8,23
03	<i>Trapeziform polylobate convex</i>	1,309	8,10
04	<i>Prickle</i>	798	4,94
05	<i>Saddle</i>	778	4,81
06	<i>Bilobate (short-shank thin e lobules convex)</i>	668	4,43
07	<i>Hair base mesophyll (long thin)</i>	687	4,25
08	<i>Elongate psilate</i>	646	4,00
09	<i>Parallelepipedal psilate long</i>	623	3,85
10	<i>Bilobate (short-shank, larger e lobules convex ends)</i>	601	3,72
11	<i>Bilobate (short-shank thin e lobules larger convex)</i>	467	2,89
12	<i>Conical</i>	381	2,36
13	<i>Polylobate convex (trilobado)</i>	365	2,26
14	<i>Polylobate (nodular shank)</i>	333	2,06
15	<i>Hair cells</i>	314	1,94
16	<i>Cross</i>	270	1,67
17	<i>Elongate papillate (apenas um lado)</i>	244	1,51
18	<i>Stomata</i>	231	1,43
19	<i>Bulliform</i>	213	1,32
20	<i>Trapeziform polylobate convex (nodular shank)</i>	209	1,29
21	<i>Bilobate (short-shank thin e lobules larger convex ends)</i>	163	1,01
22	<i>Crescente moon</i>	85	0,53
23	<i>Hair base mesophyll</i>	79	0,49
24	<i>Trapeziform bilobate</i>	71	0,44
25	<i>Tracheid</i>	65	0,40
26	<i>Polylobate crenate</i>	47	0,29
27	<i>Tracheid (vascular tissue)</i>	41	0,25
28	<i>Trapeziform psilate</i>	41	0,25
29	<i>Elongate columelate</i>	39	0,24
30	<i>Hair cells mesophyl</i>	39	0,24
31	Indefinido 2	32	0,20
32	<i>Parallelepipedal psilate larger</i>	30	0,19
33	Indefinido 1	29	0,18
34	<i>Cross (nodular)</i>	26	0,16
35	<i>Elongate psilate convex ends</i>	22	0,14
36	<i>Globular psilate</i>	21	0,13
37	<i>Cross (thick shank)</i>	11	0,07
38	<i>Globular granular</i>	02	0,01
Formas articuladas			
39	<i>Long cells - Epidermal skeleton</i>	995	6,15
40	<i>Short cells - Epidermal skeleton</i>	607	3,76
41	<i>Polygonal cells - Epidermal skeleton</i>	119	0,74
Total		14.513	89,8%

Tabela 2.2 - Silicofitólitos identificados do estrato A da Floresta Ombrófila Mista em Palmas-PR (Raitz, 2012).

Floresta Ombrófila Mista			
Monocotiledôneas herbáceas			
Nº	Morfotipo (ICPN 1.0)	Nº de frequência	% do conjunto geral da FOM
01	<i>Bilobate (short-shank, larger e lobules convex e côncavos ends)</i>	723	5,01
02	<i>Long cells - Epidermal skeleton</i>	394	2,73
03	<i>Polylobate convex (trilobado)</i>	337	2,34
04	<i>Saddle</i>	197	1,37
05	<i>Stomata</i>	191	1,32
06	<i>Polylobate convex (Nodular shank)</i>	172	1,19
07	<i>Trapeziform psilate</i>	134	0,93
08	<i>Polygonal cells - Epidermal skeleton</i>	108	0,75
09	<i>Bilobate (short-shank, thin e lóbulos convex)</i>	97	0,67
10	<i>Globular psilate</i>	87	0,60
11	<i>Polylobate convex (vários lóbulos)</i>	87	0,60
12	<i>Bulliform</i>	77	0,53
13	<i>Hair base (thin e long)</i>	77	0,53
14	<i>Bilobate (short-shank, larger e lóbulos convex)</i>	75	0,52
15	<i>Prickle</i>	62	0,43
16	<i>Cross</i>	59	0,41
17	<i>Elongate (borda papillate concave ends)</i>	53	0,37
18	Formas não identificada	48 (2)	0,33
19	<i>Parallelepipedal psilate long</i>	20	0,14
20	<i>Elongate echinate</i>	18	0,12
21	<i>Elongate cavate</i>	14	0,10
22	<i>Cylindric sulcate tracheid</i>	13	0,09
23	<i>Short cells - epidermal skeleton</i>	11	0,08
24	<i>Hair cell</i>	10	0,07
25	<i>Parallelepipedall psilate larger</i>	09	0,06
26	<i>Polylobate crenate</i>	05	0,03
27	<i>Tracheid (vascular tissue)</i>	04	0,03
Total		3.082	22,6%
Eudicotiledôneas herbáceas			
28	<i>Elongate articulado</i>	259	1,80
29	<i>Irregular cells - Epidermal skeleton (Jigsaw-puzzle)</i>	242	1,68
30	<i>Cylindric sinuate</i>	214	1,48
31	<i>Blocky polygonal tuberculate</i>	173	1,20
32	<i>Hair cells (long)</i>	165	1,12
33	<i>Globular psilate</i>	110	0,76
34	<i>Cilindric convex</i>	73	0,51
35	<i>Cilindric psilate</i>	53	0,37
36	<i>Stomata</i>	48	0,33
37	<i>Hair base</i>	45	0,31
38	<i>Globular scrobiculate oblong</i>	41	0,28
39	<i>Irregular cells (jigsaw)</i>	41	0,28
40	<i>Cylindric sulcate tracheid</i>	34	0,24
41	<i>Long cells convex</i>	29	0,20
42	<i>Long cells convex - epidermal skeleton</i>	29	0,20
43	<i>Tracheid (vascular tissue)</i>	19	0,11
44	<i>Elongate psilate</i>	15	0,10
45	<i>Polygonal cells - Epidermal skeleton</i>	13	0,09
46	<i>Globular folded</i>	12	0,08
47	<i>Parallelepipedal psilate</i>	12	0,08
48	<i>Oblong psilate</i>	10	0,07
49	<i>Trapeziform psilate</i>	08	0,06
50	<i>Placas epidérmicas</i>	07	0,05
51	<i>Tabular polygonal scrobiculate</i>	06	0,04
52	<i>Cuneiform psilate</i>	05	0,03
53	<i>Cylindric striate</i>	05	0,03
Total		1.730	12,8%
Total e Porcentagem geral de morfotipos para o estrato A		4.812	35,4%

Tabela 2.3 - Silicofitólitos identificados do estrato B da Floresta Ombrófila Mista em Palmas-PR (Raitz, 2012).

Floresta Ombrófila Mista			
Eudicotiledôneas arbustivas			
Nº	Morfotipo (ICPN 1.0)	Nº de frequência	% do conjunto geral da FOM
01	<i>Blocky polygonal verrucate</i>	267	1,85
02	<i>Tabular polygonal tuberculate</i>	230	1,62
03	<i>Cylindric sinuate</i>	210	1,46
04	<i>Irregulares cells (Jigsaw)</i>	182	1,26
05	<i>Irregular cells - epidermal skeleton (Jigsaw)</i>	161	1,12
06	<i>Hair base</i>	129	0,89
07	<i>Polygonal cells - epiderm skeleton</i>	129	0,89
08	Indeterminado (G - O prancha 12)	121	0,84
09	<i>Long cells - epiderm skeleton</i>	116	0,80
10	<i>Blocky polygonal tuberculate</i>	115	0,80
11	<i>Irregular Polygonal (Bulliform)</i>	111	0,77
12	<i>Hair cells articulados</i>	86	0,60
13	<i>Elongate articulado</i>	69	0,48
14	<i>Globular granulate</i>	30	0,21
15	<i>Stomate</i>	30	0,21
16	<i>Cylindric scrobicilate</i>	25	0,17
17	<i>Tabular polygonal scrobiculate</i>	25	0,17
18	<i>Tracheid (vascular tissue)</i>	15	0,10
19	<i>Cylindric striate</i>	14	0,10
20	<i>Trapeziform psilate</i>	12	0,08
21	<i>Cylindric convex</i>	11	0,08
22	<i>Cylindric bulbous</i>	08	0,06
23	<i>Cylindric sulcate tracheid</i>	07	0,05
24	<i>Blocky polygonal psilate</i>	06	0,04
25	<i>Globular psilate oblong</i>	04	0,03
Total		2.218	16,2%

Tabela 2.4 - Silicofitólitos identificados do estrato C da Floresta Ombrófila Mista em Palmas-PR (Raitz, 2012).

Floresta Ombrófila Mista			
Eudicotiledôneas e Monocotiledônea arbóreas			
Nº	Morfotipo (ICPN 1.0)	Nº de frequência	% do conjunto geral da FOM
01	<i>Polygonal cells - epiderm skeleton</i>	1.125	7,80
02	<i>Blocky polygonal tuberculate</i>	492	3,41
03	<i>Tabular polygonal tuberculate</i>	374	2,59
04	<i>Stomata</i>	367	2,51
05	<i>Irregular psilate</i>	307	2,13
06	<i>Tabular polygonal verrucate</i>	245	1,70
07	<i>Tabular polygonal scrobiculate</i>	221	1,53
08	<i>Globular echinate</i>	219	1,51
09	<i>Irregular cells - epiderm skeleton (Jigsaw)</i>	214	1,48
10	<i>Globular scrobiculate oblong</i>	185	1,28
11	<i>Tracheid (vascular tissue)</i>	174	1,21
12	<i>Globular psilate</i>	114	0,79
13	<i>Globular verrucate oblong</i>	109	0,76
14	<i>Irregulares cells (Jigsaw)</i>	109	0,76
15	<i>Globular psilate oblong</i>	104	0,72
16	<i>Tabular polygonal psilate</i>	99	0,69
17	<i>Blocky polygonal psilate</i>	93	0,64
18	<i>Parallelepipedal psilate</i>	90	0,62
19	<i>Cylindric sulcate tracheid</i>	88	0,61
20	<i>Long cells - epidermal skeleton</i>	84	0,58
21	<i>Elongate articulado</i>	75	0,52
22	<i>Hair cells (plane)</i>	67	0,46
23	<i>Parallelepipedal striate</i>	63	0,44
24	<i>Cylindric convex</i>	54	0,37
25	<i>Polygonal cells (desarticuladas)</i>	45	0,31
26	<i>Trapaziform psilate</i>	35	0,24
27	<i>Epidermal skeleton (parênquima paliçádico)</i>	27	0,19
28	<i>Favose cells - Epidermal skeleton</i>	10	0,07
29	<i>Globular folded</i>	09	0,06
30	<i>Cylindric sinuate</i>	07	0,05
31	<i>Oblong psilate</i>	07	0,05
32	<i>Hair cells</i>	04	0,03
Total		5.216	37,5

2.3 A PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO SUDOESTE DO PARANÁ E NOROESTE DE SANTA CATARINA

A paisagem do Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina apresenta oito superfícies geomorfológicas ordenadas em escadaria de leste para oeste, cujo relevo escalonado se originou por fatores tectônicos e pelas superfícies elaboradas simultaneamente. Também mostra perfis de intemperismo entre as superfícies 8 e 3, sedimentos e paleossolos nas superfícies 2 e 1; e as superfícies aplainadas que se desenvolveram por processo de *Etchplanation* (Paisani et al., 2008).

Os estudos a respeito da gênese dos perfis de solo dessas superfícies mostram diferentes graus de evolução pedogenética (Pontelli et al., 2011). O rebaixamento do terreno por perda isovolumétrica e erosão dos horizontes superiores é o principal processo de evolução dessas superfícies (Paisani et al., 2008). Esses fenômenos estão associados aos períodos glaciais e interglaciais (Paisani et al., 2013b).

Na superfície 2, também conhecida como Planalto de Palmas/Água Doce, o levantamento e caracterização de seções estratigráficas revelaram paleossolos, depósitos coluviais e colúvio-aluviais e demonstram períodos de morfogênese e pedogênese (Guerra e Paisani, 2012, 2013).

A formação dos colúvios na área de estudo, segundo dados cronoestratigráficos, sugere que eles foram gerados a partir da transição Pleistoceno/Holoceno e que se desenvolveram até o final do Holoceno Médio (Paisani et al., 2012; Paisani et al., submetido; Guerra e Paisani, 2012; Guerra e Paisani 2013; Fachin, 2013). Cabe lembrar que o termo colúvio é usado para descrever materiais que foram depositados no ambiente de encosta por movimentos de massa e por fluxos de água e sedimentos não canalizados (Thomas, 1994). Os depósitos de colúvio são importantes registros da atuação da morfogênese mecânica na evolução do relevo e da paisagem ao longo do tempo (Paisani e Pontelli, 2012). Além do mais, em seus materiais ficam registros dos produtos da pedogênese da fase que antecede a morfogênese, servindo de *proxy* ambiental para a reconstituição de paleoperfis de intemperismo.

Nos últimos 41.000 anos AP houve evolução no Planalto de Palmas/Água Doce com eventos morfogenéticos de ordem paleoclimática e

tectônica agindo na evolução das bacias hidrográficas de baixa ordem hierárquica. Esses registros trouxeram importantes informações, sendo que, durante o final do Pleistoceno Superior, o sistema fluvial de baixa ordem hierárquica e o ambiente de encosta estavam em estabilidade dinâmica. Durante esse período, o fundo de vale passou por agradação e pedogênese, atestando fase de estabilidade morfogenética regional. Já no início do Holoceno ocorreu a degradação e agradação dos fundos de vale das bacias de baixa ordem hierárquica estendendo-se até aproximadamente 1.000 anos AP (Paisani et al., 2012). Não se sabe se esses períodos de morfogênese estão associados a mudanças hidrológicas junto às mudanças climáticas, porém detectando as trocas de vegetação pode-se testar essa hipótese.

2.4 SILICOFITÓLITOS E RECONSTRUÇÃO DA PALEOVEGETAÇÃO

Silicofitólitos são corpo de sílica hidratada amorfa ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) gerados nas paredes celulares ou tecidos das plantas durante seus ciclos vegetativos (Piperno, 2006). Eles apresentam tamanhos de 0,10 a 0,002mm, equivalentes às frações granulométricas areia muito fina e silte (Rovner, 1971), e são incorporados ao solo após a morte de plantas por meio da decomposição de suas raízes, tronco e folhas (Osterrieth, 2009).

O corpo silicoso é formado nas plantas a partir da absorção de sílica disponível no solo por meio do sistema radicular tanto por transporte ativo (intervindo de proteínas) como por transporte passivo (difusão) (Piperno, 2006; Coe et al., 2014). A disposição do ácido silícico no solo, depende da presença de óxidos de ferro e alumínio e pH, temperatura (devido à transpiração da planta) e da vegetação presente no solo (Coe et al., 2014).

O processo de biomineralização na planta ocorre quando os íons recebidos são precipitados, então o processo de transpiração (perda de água) e a concentração do ácido silícico acontece, polimerizando-o e convertendo o ácido silícico a um gel de sílica (Coe et al., 2014). Quando as plantas absorvem a sílica através do sistema radicular na forma de ácido monossílico elas realizam o processo metabólico pelo transporte ativo. Já no transporte passivo, ocorre o fluxo não seletivo do ácido monossílico por meio de canais de transpiração. Por esse motivo pode-se dizer que algumas plantas são mais produtoras de silicofitólitos do que outras.

Um aspecto relevante no estudo silicofitolítico é a assembleia de silicofitólitos de comunidades atuais, já destacado no Brasil por Sendulsky e Laboriau (1966), Cavalcante (1968), Campos e Laboriau (1969) e no exterior por Twiss (1986), Piperno (2006), Mulholland et al. (1992), dentre outros. Recentemente são importantes para a região em estudo os trabalhos de Raitz (2012), Mulholland et al (1989), Piperno (2006), dentre outros. Recentemente são importantes para a região em estudo os trabalhos de Raitz (2012), Pereira et al., (2014), Calegari et al., (2014), dentre outros. Tais trabalhos trazem informações a respeito da produção de silicofitólitos nas formações vegetais modernas (homólogo atual) e sua incorporação nos solos. Referente à incorporação dos silicofitólitos nos solos atuais, se considera que os primeiros centímetros do solo estariam mostrando essas comunidades de plantas atuais. Pelos estudos não se avalia os processos tafonômicos vinculados ao pastoreio e/ou aporte das fezes ao solo. Elas merecem destaque por serem referências valiosas aos conteúdos de silicofitólitos encontrados nos registros pedoestratigráficos.

Os fitólitos incorporados no solo podem ser preservados ao longo do tempo em meio geoquímico oxidante, o que não acontece com outros proxies de vegetação. Embora seja uma vantagem em relação aos grãos de pólen, que sofrem tal processo (Salgado-Labouriau, 2007), a análise desses sedimentos biológicos deve ser feita com cautela devido a limitações, como redundância e multiplicidade (Rovner, 2013). Enquanto que a primeira denuncia que um fitólito com determinada morfologia pode ser produzido por diversas plantas; o segundo expressa que uma mesma planta pode produzir diferentes morfologias de fitólitos. Soma-se a tais limitações o fato de que nem todas as espécies vegetais são produtoras de fitólitos, e aquelas que o produzem podem gerar quantidades muito diferentes, como é o caso das Poaceae que são umas das maiores produtoras de fitólitos (Raitz, 2012).

Revisões a respeito da formação, preservação e o significado dos fitólitos encontrados em solos e sedimentos de diferentes zonas climáticas foram feitas nas últimas décadas (Piperno, 1988; Coe et al., 2014; Luz et al., 2015). Nelas chama a atenção o fato de que os fitólitos, embora apresentem limitações, podem ser usados como fontes de informações para estudos do Quaternário, pois têm uma relação direta com a vegetação que ocupou um

determinado local, ou área, ao longo do tempo. A análise dessas estruturas em sequências estratigráficas é crescente nos estudos de reconstrução paleobotânica, paleoecologia, paleoclimatologia, paleogeografia e arqueologia, dentre outras (Coe et al., 2014).

2.4.1 Processos tafonômicos

Ao marco dos processos pedológicos já definidos previamente (Stevenson 1951) de adições, transformações, transferências e perdas, é importante agregar os chamados processos tafonômicos que atuam pré-, sin- e pós-pedogênese. Estes últimos tem sido escassamente considerados nos estudos dos fitólitos (Osterrieth et al., 2009, Albert et al., 2009, Madella et al., 2012).

Quando ocorre o apodrecimento de partes da planta, posteriormente inseridas ao solo, intercorre o processo que se designa de necrólise. Já os processos ocorridos após sua morte, denominam-se biostratinomia; ambos podem ser considerados processos tafonômicos (Figura 2.1).

Os fitólitos ao serem incorporados no solo, são submetidos a vários processos, como erosão, transporte pelo vento, por animais (fezes de animais), pela água, pelo homem (uso doméstico), entre outros (Piperno, 1988). Após passar por esses processos, os fitólitos podem perder sua forma original e se apresentarem alterados tanto física quanto quimicamente. A alteração física e química da morfologia dos fitólitos decorre de processos deposicionais e pós-deposicionais (Osterrieth et al., 2009).

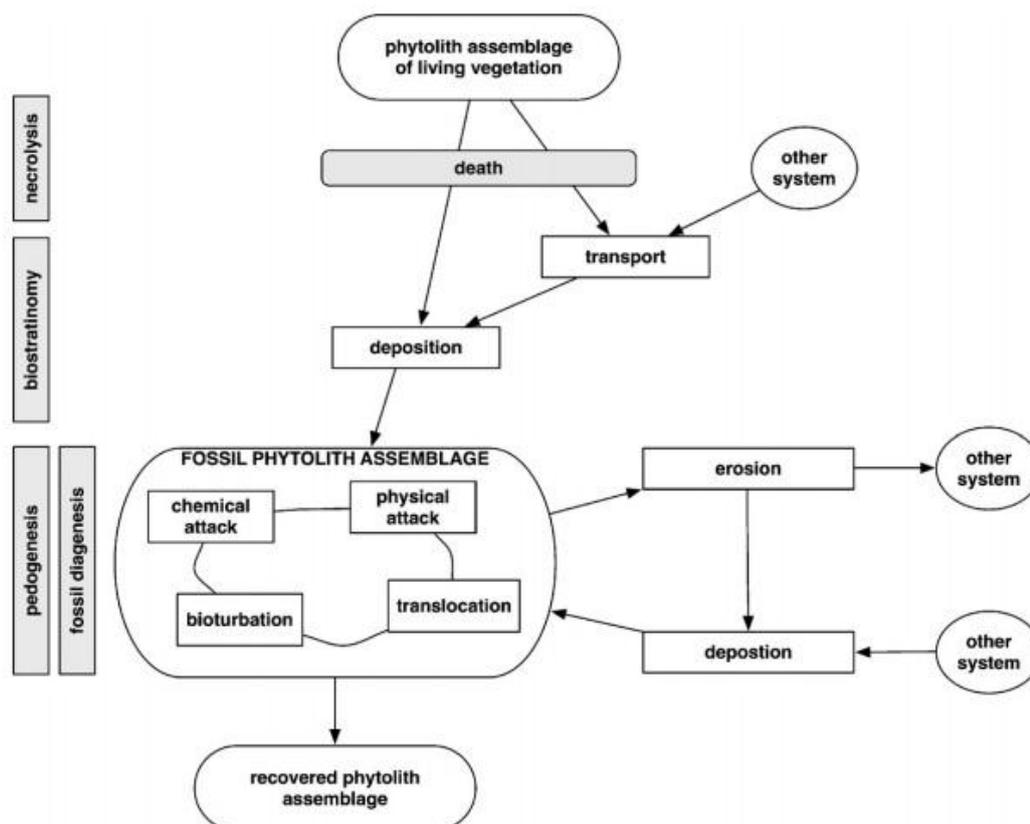


Figura 2.1 Diagrama de parte dos processos de tafonomização da história deposicional e pós-deposicional de fitólitos em loess (Osterrieth et al., 2009).

A intensidade dessas marcas de alteração no morfotipo está relacionada ao tempo de estadia das partículas no solo (Alexandre et al., 1997; Alexandre e Meunier, 1999). A alteração química dos silicofitólitos decorre de processos biogeoquímicos associados à pedogênese ou diagênese, que atacam os fitólitos ao longo do tempo mediante condições pós-deposicionais de pH extremos, promovendo a decomposição dos fitólitos encontrados em registros pedoestratigráficos (Alexandre et al., 1997; Alexandre e Meunier, 1999; Osterrieth et al., 2009; Costa et al., 2010). Também depende do intemperismo e do grau de silificação dos tecidos das plantas fonte. Soma-se a área das partículas, que podem estar mais disponíveis a referidos processos. Neste caso quanto menor for o volume, por exemplo partículas de $<38\mu\text{m}$, menor o grau de ação desses processos (Osterrieth et al., 2009).

Os silicofitólitos alterados fisicamente expressam o desgaste por processos mecânicos de transporte, que provocam o rompimento do mesmo, similarmente a outros componentes clásticos dos sedimentos (Osterrieth et al.,

2009). Um aspecto importante e escassamente estudado é o efeito do pastoreio, tanto de animais herbívoros silvestres quanto domesticados (gados, ovelhas, etc). Em decorrência do pastoreio, se sucede a deposição no solo dos bolos fecais; que implica em processos tafonômicos que devem ser considerados em estudos fitolíticos, uma vez que modificam a quantidade, tipo e estado dos fitólitos que chegam ao solo. Neste sentido, essa hipótese deve ser fortemente considerada no estudo de pedosequências pleistocênicas da área de estudo pelo fato das áreas planálticas do sul do Brasil terem sido habitadas por animais herbívoros ao longo do Pleistoceno (Scherer e Rosa, 2003; Sedor et al., 2004; Scherer et al., 2007; Silva et al., 2012).

Outro aspecto tafonômico importante são os incêndios naturais e promovidos pela ação antrópica, evidenciados pela presença de silicofitólitos carbonizados. Neste sentido, há antecedentes bibliográficos que documentam incêndios naturais, comuns a algumas áreas planálticas do Sul do Brasil, sobretudo durante o Holoceno, bem como incêndios provocados pelo manejo dos Campos por paleoíndios antes dos sec. XIX (Behling, 1997; Behling et al., 2004; Pillar et al., 2009; Jeske-Pieruschka et al., 2010; Paisani et al., 2013a).

Outra problemática tafonômica está vinculada à multiplicidade e a redundância dos morfotipos de silicofitólitos (Rovner, 1971), bem como aos numerosos tratamentos metodológicos utilizados para avaliação quantitativa e qualitativa dos silicofitólitos (Alvarez et al., 2008).

Enfim os processos tafonômicos são importantes, pois permitem melhor compreensão dos presentes registros fósseis encontrados no solo e uma mais ajustada interpretação paleoambiental.

2.4.2 Interpretações ambientais e taxonômicas

Interpretações ambientais e taxonômicas têm sido utilizados por numerosos autores para índices silicofitolíticos, dentre eles Diester- Haas et al., (1973), Twiss, (1992), Alexandre et al.,(1997), Barboni et al., (1999), Delhon, (2005), Bremond et al., (2005a,b), Barboni et al., (2007), Bremond, et al., (2008)., Calegari, (2008), Coe, (2009), Coe et al., (2014), dentre outros.

O índice D/P (*Índice de Cobertura Arborea*) é utilizado para calcular a densidade da cobertura arbórea, relacionando D (dicotiledôneas lenhosas) com

P (Poaceae). Neste índice os silicofitólitos de elementos de madeira (*Globular*) são divididos pelo número de silicofitólitos de Poaceae (*Bilobate*, *Cuneiform*, *Cross*, *Elongate*, *Point Shaped*, *Parallelepipedal Bulliform Cell* e *Saddle*) (Alexandre et al., 1997).

O índice Iph (*Índice de Áridéz / Umidade*) indica a adaptação da planta à aridez. Este índice é usado para a relação de Chloridoideae e Panicoideae (Chloridoideae/ Chloridoideae + Panicoideae), ou seja, $Iph (\%) = \frac{Saddle}{Saddle+Cross+Bilobate} \times 100$ (Twiss, 1992). Os valores de Iph < 40% são vistos como indicativos de condições climáticas quentes e úmidas, enquanto que os valores > 40% sugerem condições climáticas secas (Barboni et al., 1999).

O índice I/C (*Índice Climático*) é o índice que indica a proporção de fitólitos de gramínea C³ (Pooideae), em comparação com o total de fitólitos de gramíneas (Chloridoideae + Panicoideae + Pooideae)x100, ou seja, $Ic (\%) = \frac{Rondel+Trapeziform\ Polylobate+Trapeziform\ Short\ Cell}{Rondel+Trapeziform\ Polylobate+Trapeziform\ Short\ Cell + Saddle+ Cross+ Bilobate}$ (Twiss, 1992; Bremond, 2008; Coe et al., 2014). Este índice indica a adaptação de determinada formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou forte pressão de dióxido de carbono em áreas com elevada altitude (Coe et al., 2014).

O índice Bi (Estresse Hídrico) é o índice de silicofitólitos do tipo *Bulliforms* para o total de gramíneas (Bremond et al 2005a), onde $Bi (\%) = \frac{Bulliform}{Cross + Saddle + Bilobate + Trapeziform\ Short\ Cell + Point\ Shaped + Bulliform} \times 100$. Quando a planta é submetida ao estresse hídrico a alta temperatura e baixa umidade edáfica, entre outras causas, ocorre a concentração e precipitação da sílica, ou seja, quanto mais a planta transpirar mais células buliformes silicificadas serão produzidas na epiderme das gramíneas, permitindo estimar a secura do ambiente e expressar seu estresse hídrico (Bremond et al., 2005a; Coe et al., 2014). Deve-se levar em consideração aspectos ambientais regionais e locais ao qual está sendo analisado. No primeiro caso a vegetação pode estar em uma região com sazonalidade climática, como é o caso da região Central do Brasil. No segundo caso, a vegetação pode estar em uma planície aluvial que sofre periódicas variações do lençol freático. Diante disso, quanto maior o estresse hídrico maior será o Bi.

2.5 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONO

Os restos orgânicos quando se depositam começam a se transformar em diferentes ácidos orgânicos. Tais ácidos são incorporados ao solo, assim como os silicofitólitos. Assim, ambos podem ser incorporados aos solos concomitantemente e trarão sinais da relação planta-solo-ambiente. Os processos de transformações das plantas e consequente transformação em húmus, ou matéria orgânica do solo, são avaliados mediante conteúdo de carbono orgânico e a composição isotópica específica de tal carbono. Ademais, morfologias de silicofitólitos típicas de plantas de padrão metabólico C₃, C₄ e CAM (*Crassalacean Acid Metabolism*), assim como outros morfotipos comuns aos três grupos (Twiss, 1992).

A determinação da composição isotópica do carbono tem sido aplicada na reconstrução da paleovegetação de registros pedológicos e pedoestratigráficos do sul do Brasil (Pessenda et al., 2005; Oliveira et al., 2008; Calegari, 2008), bem como da área de estudo (Paisani et al., 2013a; 2014). A composição isotópica do carbono é uma técnica que vem sendo utilizada como complementar a análise de silicofitólitos (Alexandre e Meunier, 1999; McClaran e Umlauf, 2000; Scott, 2002; Smith e White, 2004; Calegari, 2008; Coe, 2009; Cecchet, 2015; Ewald, 2015). Essa técnica consiste na determinação do conteúdo de carbono e deduz o padrão de fotossíntese das plantas responsáveis por tal conteúdo estabelecendo a razão entre C₁₃ e C₁₂ ($\delta^{13}C$) (Pessenda et al., 2005). As plantas com padrão de fotossíntese C₃ (arbóreas, arbustos e algumas gramíneas) geralmente têm valores dessa razão mais negativos e variam entre -32 a -22‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). Já plantas com padrão de fotossíntese C₄ apresentam valores dessa razão menos negativos, entre -17 a -9‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). Algumas plantas suculentas CAM apresentam os dois padrões de fotossíntese e tem valores da razão entre -10 a -28‰ (Pessenda et al., 1996; 2005).

3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA SUPERFÍCIE DE PALMAS/ÁGUA DOCE (S2)

O sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina apresentam paisagem geomorfológica constituída de oito remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas (S8 a S1) organizadas em escadaria de leste para oeste entre as altitudes de 600 a >1.300 m (Paisani et al., 2008). Essas superfícies foram, ao longo do tempo, erodidas (dissecadas) pelos sistemas hidrográficos dos rios Iguazú (ao Norte) e Uruguai (ao Sul), cujos remanescentes mantêm o divisor de águas entre esses sistemas hidrográficos (Paisani et al., 2014). As superfícies S8 a S3 são mantidas por perfis de intemperismo estabelecidos sobre derrames básicos (basaltos), enquanto que as superfícies S2 e S1 são mantidas por derrames ácidos (riolitos), sedimentos coluviais, colúvio-aluviais e paleossolos enterrados do Quaternário Tardio (Paisani et al., 2013b) (Figura 3.1). Os derrames vulcânicos integram a Formação Serra Geral de idade EoCretácea (Nardy et al., 2002).

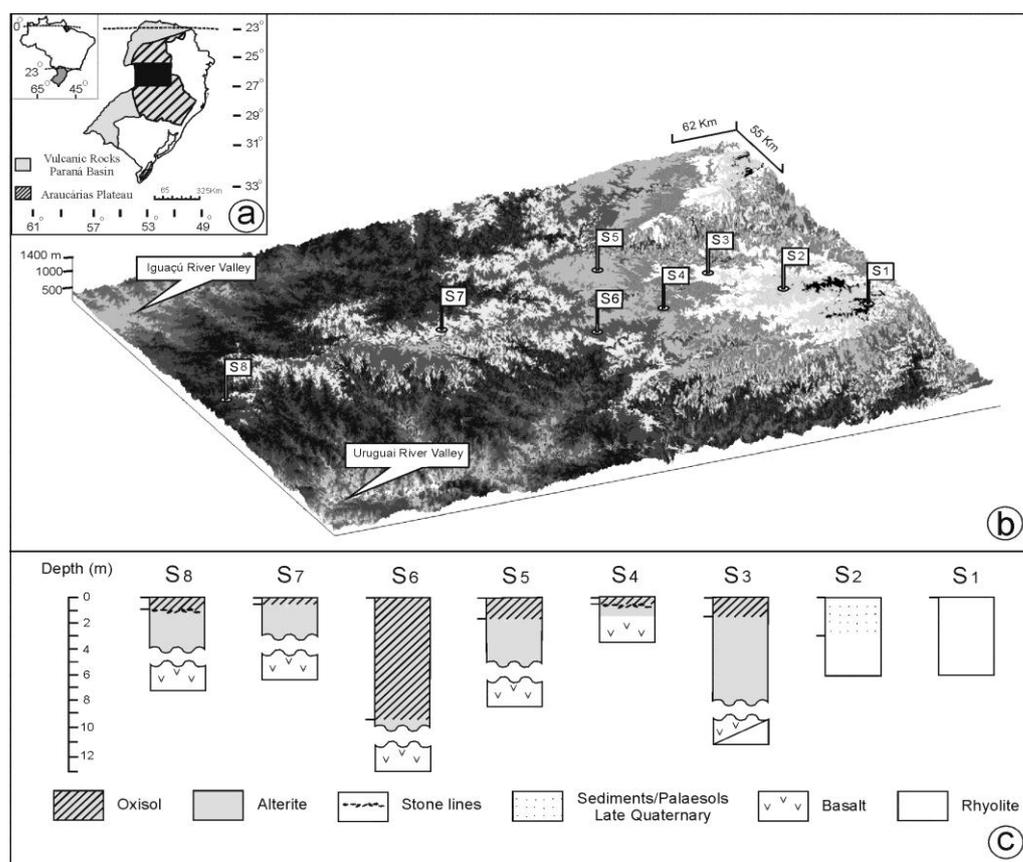


Figura 3.1 – Superfícies geomorfológicas identificadas entre o SW PR e NW SC e suas formações superficiais (Paisani et al., 2013b).

Na realidade, relevos residuais mantidos por riolitos e situados acima de 1.300m de altitude ao longo da superfície S2 são os remanescentes da superfície S1 (Paisani et al., 2013b) (Figura 3.2). A superfície S2 é mantida por riolito de duas naturezas, são e hidrotermal (Chmyz, 2013; Lima, 2013), que nem sempre apresentam uma relação direta com colinas convexas, morfologias recorrentes na área de estudo (Paisani et al., 2012; 2013b). Nessa superfície os depósitos de colúvios se encontram colmatando paleocanais de baixa ordem hierárquica, paleocabeceiras de drenagem e em rampas de colúvio de bacias hidrográficas de baixa ordem hierárquica (Paisani et al., 2014). Nas áreas de registro de paleocanais e paleocabeceiras de drenagem, por vezes, ocorrem níveis estratigráficos colúvio-aluviais e aluviais (Paisani et al., 2012). Ambos os níveis foram pedogenizados e, no caso dos aluviais, exibem paleossolos hidromórficos enterrados (Paisani et al., 2012; 2014; Guerra e Paisani, 2013).

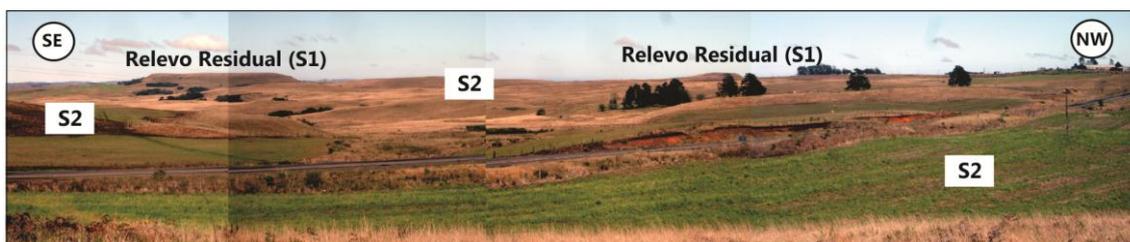


Figura 3.2 – Foto panorâmica demonstrando os relevos residuais remanescentes da superfície S1 inseridos na S2 (adaptado de Paisani et al., 2014).

A superfície S2, em sua extensão entre os estados do Paraná e Santa Catarina, se situa principalmente nos municípios de Palmas (PR) e Água Doce (SC) e apresenta divisor de águas regional drenado pelos afluentes dos rios Iguaçu e Uruguai, respectivamente, rios Chopinzinho e Chapecó (Santa Catarina, 1991). O limite político entre os estados do Paraná e Santa Catarina coincide com esse divisor de águas.

A vegetação natural da superfície S2 é Campo, o qual ocupa as colinas, e Floresta Ombrófila Mista com Araucária nos fundos de vale (Maack, 1948; Roderjan et al., 2002). Quando a formação vegetal de campo é composta exclusivamente de gramíneas (Poaceae), ela pode ser designada *Campo*

Limpo, ao passo que nos locais em que há gramíneas e formações arbustivas, pode ser chamada de *Campo Cerrado* (Maack, 1948; 1949). Devido ao uso intensivo do solo para pastoreio predominam nas colinas da S2 o *Campo Limpo* (Paisani et al., 2013a). Ao longo da história da atividade agropastoril nessa superfície, localmente foram introduzidos cultivos de batata, aveia e plantação de *Pinus elliotti* (comunicação pessoal do Sr. Joaquim Ribas). A atividade pastoril é um elemento importante que modifica a cobertura vegetal e os silicofitólitos no solo; razão pelo qual este aspecto será especialmente considerado neste trabalho.

A vegetação de campo está em equilíbrio com o clima moderno, caracterizado como subtropical úmido, ou temperado de altitude, com geadas anuais (Maack, 1981). A precipitação média anual registrada na estação meteorológica de Água Doce é de 1.590 mm.ano⁻¹ com chuvas bem distribuídas. A temperatura média anual é de 15° C com elevado gradiente térmico entre as estações de verão e inverno, com média máxima de 26° C e média mínima de 4° C).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este item de materiais e métodos foi organizado buscando demonstrar os locais de ocorrência de rampa de colúvio e paleocabeceira de drenagem, a descrição dos materiais, da técnica de análise de silicofitólitos e as análises complementares realizadas. A execução desta metodologia contou com recursos CAPES/PVE (Projeto n.144/2012), CAPES/PROAP/PPGGeo-UNIOESTE (FB) e Fundação Araucária do Paraná (Convênios 1261/2012-Reitoria e 204/2012 - Campus).

4.1 RAMPA DE COLÚVIO E PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM

4.1.1 Escolha dos locais de ocorrência dos depósitos de colúvio

Como mencionado na introdução, o presente trabalho visa usar a análise do registro de silicofitólitos em depósitos de colúvio da Superfície de Palmas/Água Doce (S2) para o entendimento do significado paleoambiental do registro fitolítico em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem. Para atender a tal objetivo, foram escolhidas duas seções pedoestratigráficas representativas de rampa de colúvio (seção HS18) e paleocabeceiras de drenagem (HS13), locais em que se concentram os depósitos de colúvio.

A seção pedoestratigráfica HS18 está exposta em corte de estrada rural e revela a distribuição dos materiais que mantém encosta suavemente inclinada em direção ao fundo de vale de 4ª ordem no sistema hidrográfico do rio Chapecózinho – Sistema Hidrográfico do Rio Iguaçu (Figura 4.1). Tal morfologia é designada na literatura como rampa de colúvios (Meis e Moura, 1984). Ela foi escolhida para verificar a relação entre a vegetação atual (Campo Limpo), o uso pastoril (criação de gado) e o sinal em colúvios que se encontram no ambiente de encosta moderno. Somado a isso, a rampa de colúvio faz transição lateral para depósito de leque aluvial, cujos materiais apresentam uma sequência pedoestratigráfica mais completa (seção HS12) para esse setor, a qual já foi descrita, e datada por membros do grupo de pesquisa (Oliveira, 2014; Paisani et al., 2014). Em ambos os casos os

depósitos de colúvio correspondem aos horizontes C enterrados (Cb) nas sequências pedoestratigráficas.

A seção HS13 corresponde a uma paleocabeceira de drenagem situada em interflúvio do rio Chapecó – Sistema Hidrográfico do Rio Uruguai (Figura 4.1), cuja sequência pedoestratigráfica apresenta três episódios de pedogênese intercalada com sedimentos coluviais, reconhecidas por Paisani et al. (2014) como constituída por horizontes A enterrados (Ab). Essa característica também é reconhecida na seção HS12, o que pode facilitar a comparação pedoestratigráfica entre os resultados da análise fitolítica entre as morfologias analisadas.

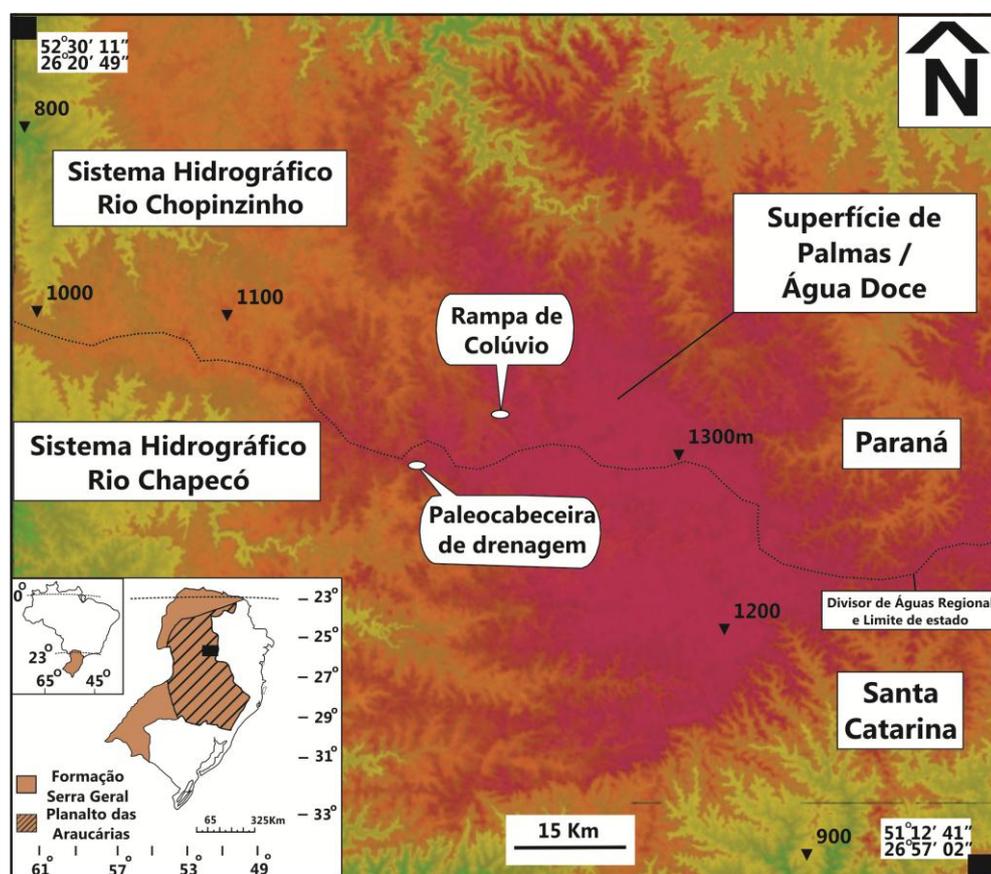


Figura 4.1 – Localização das seções pedoestratigráficas estudadas na superfície de Palmas/Água Doce.

4.1.2 Descrição dos materiais

A textura dos materiais da seção pedoestratigráfica HS18 foi inicialmente caracterizada por membros do Grupo de Pesquisa “Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais”, cujos resultados estão

reunidos e organizados nesta pesquisa. A arquitetura deposicional, descrição morfopedológica e estabelecimento da geocronologia pelo método de LOE foram estabelecidos nesta pesquisa e seguem os procedimentos descritos em Paisani et al. (2014; submetido).

Os materiais da seção pedoestratigráfica HS13 foram caracterizados por membros do Grupo de Pesquisa “Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais”, cujos resultados estão reunidos e organizados nesta pesquisa. A respeito da arquitetura dessa seção estratigráfica, ela foi organizada por Chicoski et al. (2012) e reformulada por Paisani et al. (2014), utilizando critérios pedoestratigráficos. Neste trabalho utilizou-se da arquitetura estratigráfica e nomenclatura pedoestratigráfica proposta por Paisani et al. (2014) e baseada em Birkeland (1999). A textura dos níveis pedoestratigráficos da HS13 foi obtida de Pereira e Guerra (2014), enquanto que a descrição morfopedológica foi obtida nos arquivos do grupo de pesquisa. A geocronologia dos horizontes Ab do registro pedoestratigráfico pelo ^{14}C foram obtidas de Paisani et al. (2014) e a dos níveis coluviais foram gerados neste trabalho pelo método de luminescência opticamente estimulada (LOE), conforme item 4.5.

4.1.3 Geocronologia pelo método da luminescência

A geocronologia de sedimentos coluviais em sequências pedoestratigráficas pode ser obtida por meio da técnica de luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de minerais primários (quartzo ou feldspato) (Stremme, 1989; Lang e Hönscheidt, 1999). No caso dos materiais das seções pedoestratigráficas, por derivarem do intemperismo de riolitos, eles apresentam grãos de quartzo na fração areia fina, o que viabiliza a aplicação dessa técnica de geocronologia. Essa técnica mede a idade dos sedimentos a partir da última exposição dos grãos à luz antes do soterramento, a qual se baseia no princípio de acumulação de energia armazenada no retículo cristalino dos grãos (Suguio, 1999). A energia pode ser liberada na forma de sinal de luminescência pela exposição a quantidades controladas de luz. A idade é determinada pela razão entre a *dose equivalente* (Gy), ou *paleodose*, e a *dose anual* de radiação ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$), cujo resultado é expresso em mil anos

antes do presente (AP) (Sallun et al., 2007). A dose equivalente corresponde à radiação acumulada nos grãos de quartzo após sua última exposição à luz, enquanto a dose anual corresponde à taxa de radiação ionizante a qual os grãos foram expostos durante dado tempo (Sallun et al., 2007).

Foram submetidas ao laboratório de Datações LOE e TL da empresa Datações, Comércio e Prestação de Serviços Ltda – LTDA um total de três amostras para determinação da geocronologia por LOE do registro pedoestratigráfico das seções HS18 (1 amostra) e HS13 (2 amostras). O protocolo de determinação da dose equivalente seguiu a mensuração a partir da liberação dos elétrons presos no retículo cristalino de quinze grãos de quartzo por meio da aplicação de luz (15 alíquotas). A dose equivalente corresponde à média desses resultados. Já a dose anual de radiação é mensurada com base no conteúdo radioativo de Urânio, Tório e Potássio dos grãos de quartzo. Os detalhes desse protocolo, bem como da coleta de amostras, podem ser verificados no site do laboratório (www.datacao.com.br).

4.2 TÉCNICA DE ANÁLISE DE SILICOFITÓLITOS

A técnica de análise de silicofitólitos consiste em seis etapas, sendo elas, coleta de amostras, extração de silicofitólitos, contagem, classificação, definição do estado de conservação e tafonomização de morfotipos, e aplicação de índices de silicofitólitos.

4.2.1 Coleta de amostras

As amostras utilizadas para extração de silicofitólitos foram obtidas a partir de amostras deformadas previamente coletadas de 10x10cm das seções pedoestratigráficas HS18 e HS13. Para a seção HS18 procedeu-se coleta extra de fezes bovinas modernas e amostras de 0 a 1cm, 1 a 2cm e 2 a 3cm em cinco locais de amostragem, constituindo uma amostra composta. Neste caso visou verificar a incorporação no primeiro nível pedoestratigráfico de silicofitólitos contidos nas fezes dos bovinos. Assim, para a etapa posterior foram processadas um total de 52 amostras, sendo 29 da HS18 e 23 da HS13.

4.2.2 Extração de silicofitólitos

4.2.2.1 Silicofitólitos em fezes

As fezes foram tratadas por via úmida, eliminando a matéria orgânica, através do peróxido a 10%. O material também foi tratado pela técnica de calcinação a 760° por três horas e lavados com ácido clorídrico 5N (Labouriau 1983). Com as cinzas obtidas foram montadas lâminas em óleo de imersão, e a morfologia observada no microscópio eletrônico de varredura (JEOL JSM-6460 LV) do *Instituto de Geología de Costas y Del Cuaternario* da *Universidad Nacional de Mar Del Plata* (Argentina).

4.2.2.2 Silicofitólitos em solos

A etapa de extração de silicofitólitos em solos foi realizada no Laboratório de Análises de Formações Superficiais da UNIOESTE- Francisco Beltrão, seguindo-se protocolo de Alvarez et al. (2005), com adaptações de Calegari et al. (2013) como exemplificado na figura 4.2. Tal etapa consistiu em seleção de cerca de 6g de material previamente desagregado em água, queima de matéria orgânica com peróxido de hidrogênio, remoção de óxido e hidróxido de ferro e alumínio com ditionito, remoção da fração argila com CALGON e extração de silicofitólito utilizando-se politungstato de sódio. Na sequência foram confeccionadas lâminas: uma para a contagem da concentração de silicofitólitos em relação à fração mineral e outra para a classificação dos morfotipos.

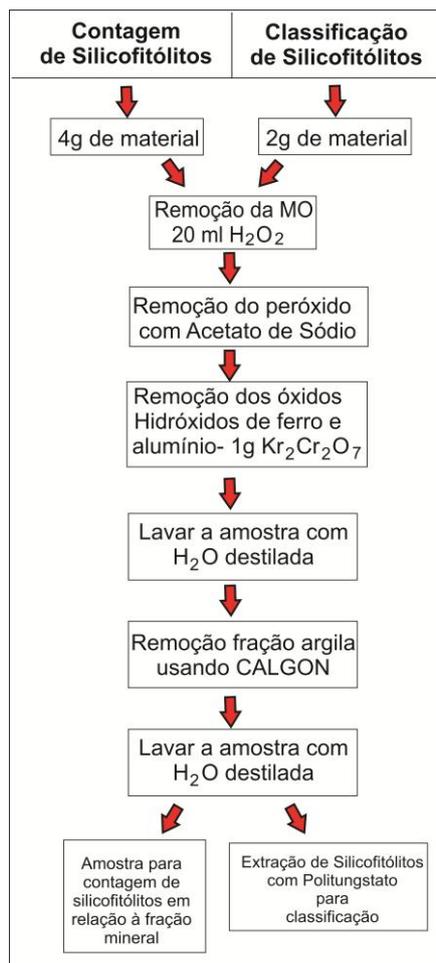


Figura 4.2 - Método de extração de silicofitólitos adaptado de Alvarez et al. (2008) e Calegari et al. (2013).

4.2.3 Contagem e classificação de morfotipos

A etapa de contagem e caracterização de morfotipos de silicofitólitos foi realizada no Laboratório de Microscopia Ótica da UNIOESTE, campus Francisco Beltrão. As lâminas foram analisadas no microscópio petrográfico trinocular Leica DM 2500 P, com câmera Leica EC 3 acoplada. Imagens das lâminas foram capturadas no software de captura de imagens LAS EZ versão 1.4.

Para as lâminas de contagem foram individualizados os silicofitólitos em relação aos grãos de minerais. O universo de observação no microscópio foi dividido em campos visuais onde se contou 400 grãos de forma sistemática individualizando sua constituição em silicofitólitos e minerais variados (Osterrieth et al., 2009). A concentração de silicofitólitos em relação à fração mineral foi calculada em percentuais pela razão entre número de grãos de

silicofitólitos, multiplicado por cem, pela soma entre grãos minerais e silicofitólitos, conforme a expressão: Concentração de Silicofitólitos (%) = número de grãos x 100 / (número de grãos minerais + número de grãos de silicofitólitos) (Alvarez et al., 2008).

Para as lâminas de classificação foram contados exclusivamente os grãos de silicofitólitos. Nas lâminas analisadas foram encontrados morfotipos referidos pelo *International Code for Phytolith Nomenclature* – ICPN 1.0 (Madella et al., 2005), partículas queimadas, fragmentos de silicofitólitos, e silicofitólitos com alteração química e física, como sugere Osterrieth et al. (2009).

4.2.4 Caracterização Tafonômica

A avaliação dos processos tafonômicos que afetaram a presença e o estado dos silicofitólitos em todas as amostras estudadas se realizou mediante microscópio óptico do Laboratório de Microscopia Óptica da UNIOESTE, campus Francisco Beltrão, bem como Microscópio Eletrônico de Varredura (JEOL JSM-6460 LV) do *Instituto de Geología de Costas y Del Cuaternario* da *Universidad Nacional de Mar Del Plata* (Argentina). Ademais, se diferenciaram silicofitólitos alterados fisicamente, quimicamente e fisicoquimicamente.

4.2.5 Índices de silicofitólitos

Alguns índices fitolíticos foram estabelecidos e calculados em gabinete para cada nível amostrado. Os índices utilizados foram: Cobertura Arbórea (D/P), Aridez/Umidade (Iph), Climático (Ic) e Estresse Hídrico (Bi). No presente trabalho esses índices foram sugestivos para a reconstrução paleoambiental.

4.2.5.1 Índice de Cobertura Arbórea (D/P)

O *Índice de Cobertura Arbórea* (D/P) é utilizado para calcular a densidade da cobertura arbórea, relacionando D (dicotiledôneas lenhosas) com P (Poaceae). Neste índice os silicofitólitos de elementos de madeira (*Globular granulate*) são divididos pelo número de silicofitólitos de Poaceae (*Bilobate*,

Cuneiform, Cross, Elongate, Point Shaped, Parallelepipedal Bulliform Cell e Saddle) (Alexandre et al., 1997), conforme a equação $D/P = \text{Globular granulate} / \text{Bilobate short cell} + \text{Cross} + \text{Saddle} + \text{Point Shaped} + \text{Elongate} + \text{Cuneiform} + \text{Parallelepipedal bulliform cells}$.

4.2.5.2 Índice de Aridez/ Umidade (Iph)

O *Índice de Aridez / Umidade* (Iph) indica a adaptação da planta à aridez. Este índice é usado para a relação de Chloridoideae e Panicoideae (Chloridoideae/ Chloridoideae + Poaceae), conforme a equação $Iph (\%) = \text{Saddle} / (\text{Saddle} + \text{Cross} + \text{Bilobate}) \times 100$ (Twiss 1992).

4.2.5.3 Índice Climático (Ic)

O *Índice Climático* (I/C) indica a proporção de silicofitólitos de gramínea C³ (Pooideae), em comparação com o total de silicofitólitos de gramíneas (Chloridoideae + Panicoideae + Pooideae) $\times 100$, ou seja, $Ic (\%) = \text{Rondel} + \text{Trapeziform Polylobate} + \text{Trapeziform Short Cell} / (\text{Rondel} + \text{Trapeziform Polylobate} + \text{Trapeziform Short Cell} + \text{Saddle} + \text{Cross} + \text{Bilobate})$ (Twiss, 1992; Bremond, et al., 2008; Coe et al., 2014). Este índice indica a adaptação de determinada formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou forte pressão de dióxido de carbono em áreas com elevada altitude (Coe et al., 2014).

4.2.5.4 Índice de Estresse Hídrico (Bi)

O *Índice de Estresse Hídrico* (Bi), também conhecido como *Índice de Buliformes*, expressa a reação das plantas à ausência de água no ambiente edáfico. Quando a planta é submetida ao estresse hídrico devido à alta temperatura e baixa umidade edáfica, ocorre a concentração e precipitação da sílica, ou seja, quanto mais a planta transpirar mais células *Buliformes* silicificadas serão produzidas na epiderme das gramíneas, permitindo estimar a secura do ambiente e expressar seu estresse hídrico (Bremond et al., 2005a; Coe et al., 2014). Tal índice é calculado da seguinte forma: $Bi (\%) = \text{Bulliform} / (\text{Cross} + \text{Saddle} + \text{Bilobate} + \text{Trapeziform Short Cell} + \text{Point Shaped} + \text{Bulliform})$

x 100. Diante disso, quanto maior o estresse hídrico maior será o Bi (Bremond et al., 2005a).

4.3 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONO

A técnica da composição isotópica do carbono vem sendo utilizada para complementar a análise fitolítica. Para tanto, foram submetidas um total de 22 amostras dos principais níveis pedoestratigráficos das seções HS13 (14 amostras) e HS18 (8 amostras) para determinação da razão C_{13} e C_{12} (δC_{13}) no Laboratório de Isótopos do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP). Os níveis pedoestratigráficos mais espessos contaram com amostras do topo, centro e base.

5. RESULTADOS

5.1 RAMPA DE COLÚVIO/RIO CHOPINZINHO (SEÇÃO HS18)

5.1.1 Cenário da Seção Pedoestratigráfica HS18

O local analisado se encontra na fazenda Zani e corresponde à rampa de colúvio em encosta de colina convexa que delimita a margem direita de canal de 4ª ordem (Classificação de Strahler) do sistema hidrográfico do rio Chopinzinho (Figura 5.1A). Sua morfologia é perceptível em face à cobertura vegetal rasteira constituída principalmente de gramínea que recobre toda a colina (Figura 5.1B). Ela corresponde à vegetação natural de Campo (Maack, 1948 e 1949), sistematicamente regenerada por queimadas e pastoreio. O pastoreio de bovinos ao longo da rampa de colúvio, bem como da encosta convexa, é uma atividade extensiva contínua desde o início do século vinte (Figura 5.2).

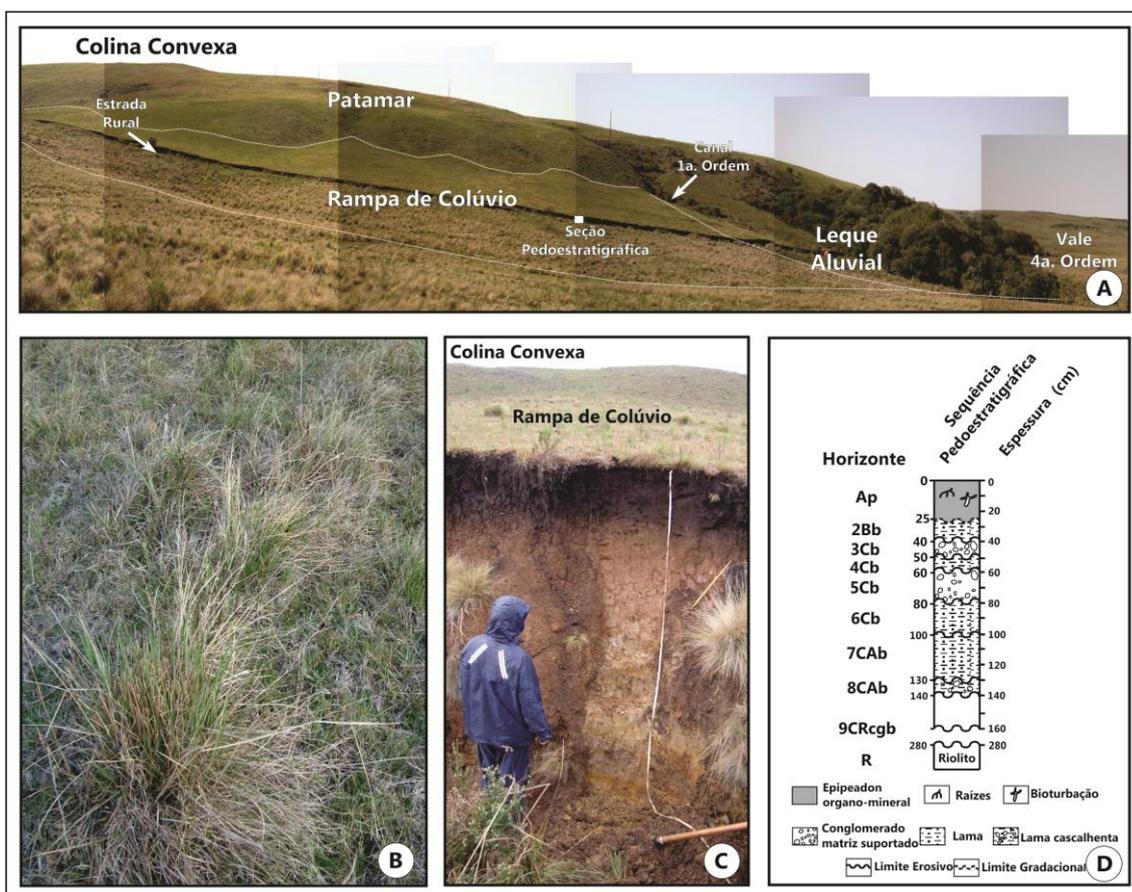


Figura 5.1 – Contexto geográfico da Rampa de Colúvio em vale de 4ª ordem hierárquica (A). Detalhe da vegetação de gramíneas (Poaceae) (B). Foto de detalhe da seção pedoestratigráfica HS18 (C). Seção colunar representativa das unidades pedoestratigráficas da HS 18 (D).



Figura 5.2 – Bovinos pastando ao longo da colina convexa da área de estudo em agosto de 2014.

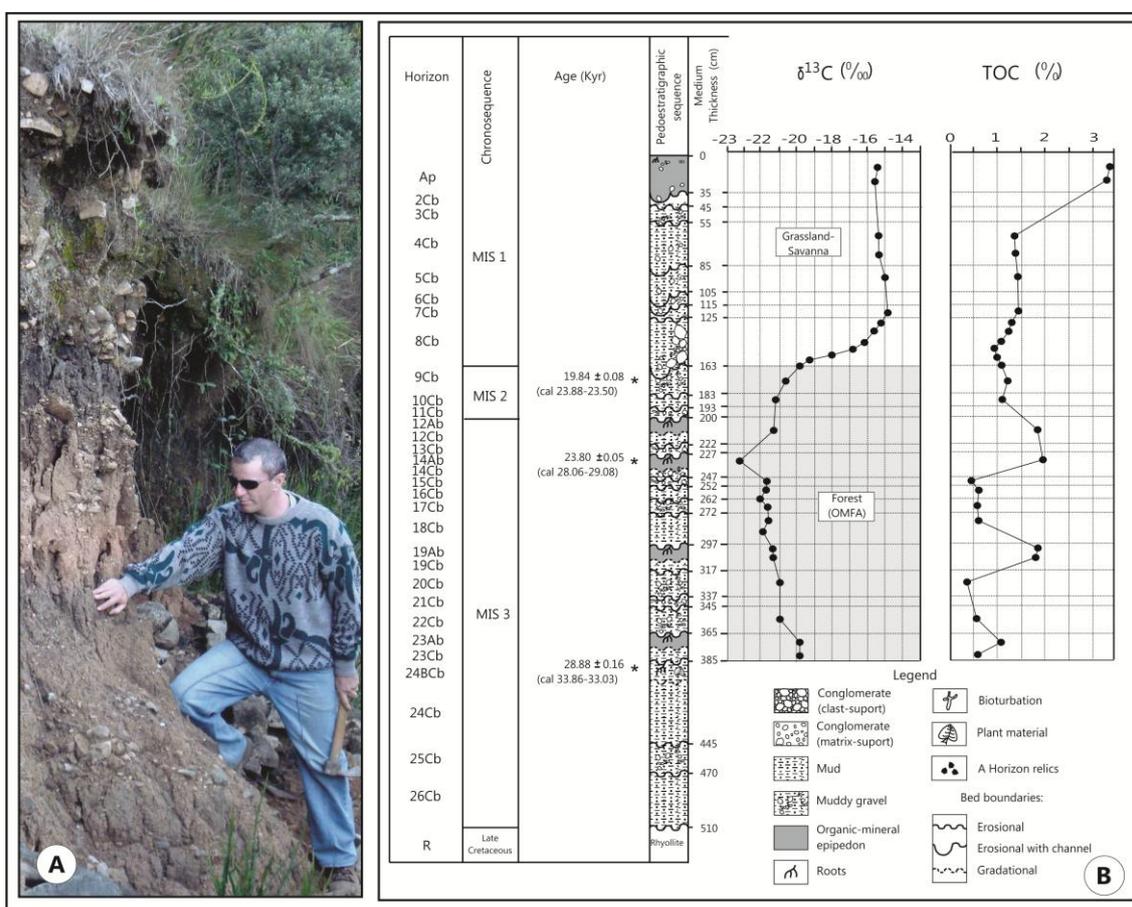


Figura 5.3 – Materiais de leque aluvial de canal de primeira ordem (seção HS12) justaposto lateralmente aos materiais da rampa de colúvio (A). Seção colunar com a sequência pedoestratigráfica dos materiais do leque aluvial (B) (Paisani et al., 2014). Nota-se que os materiais constituem três cronossequências, respectivamente do Último Interstadial (MIS 3), Último Máximo Glacial (MIS 2) e Holoceno (MIS 1). Igualmente, percebe-se que entre o Último Interstadial e o Holoceno houve mudanças isotópicas do carbono nos materiais que sugerem troca de vegetação de floresta (Floresta Ombrófila Mista com Araucária) para Campo.

Os materiais da rampa de colúvio lateralmente estão justapostos (coalescem) com materiais de leque aluvial de canal de 1ª ordem que remonta a colina convexa (Figura 5.1A). O depósito de leque aluvial está em parte coberto por floresta (FOM – Floresta Ombrófila Mista) regenerada. Os materiais tanto do leque aluvial, quanto da rampa de colúvio, estão expostos em corte transversal de estrada rural (Figura 5.1A,B). Os primeiros foram descritos por Oliveira (2014) e Paisani et al. (2014) e apresentam dados geocronológicas e isotópicas do carbono (Figura 5.3), já os materiais da rampa de colúvio são apresentados neste trabalho e se baseiam na descrição de seção pedoestratigráfica com 270cm de espessura vertical (Fig.5.1A,C,D), localmente designada de seção HS18.

5.1.2 Seção pedoestratigráfica HS18

Foi aberta uma seção pedoestratigráfica colunar (perfil) com 280 cm de espessura em corte de estrada rural transversal à rampa de colúvio (Figura 5.1A). Os materiais da rampa de colúvio estudada foram individualizados em 9 unidades pedoestratigráficas (horizontes Ap, 2Bb, 3Cb, 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Cb, 7ACb, 8Cb e 9CRcgb) (Figura 5.1D), cujas primeiras têm material parental derivado de fácies sedimentológicas colúvias (Ap ao 8Cb). As fácies colúvias são constituídas de lama (Ap, 2Bb, 4Cb, 6Cb e 7ACb), lama cascalhenta (8CAb) e conglomerado matriz suportada (3Cb e 4Cb) (Figura 5.1D). Os materiais colúvias lama e lama cascalhenta são decorrentes de fluxos de lama discretos gerados nas encostas que delimitam o setor de montante da rampa de colúvio, cuja morfologia moderna é de colina convexa (Figura 5.1B). Já os conglomerados com matriz suportada foram gerados por fluxos de detritos que misturaram fragmentos líticos na matriz dos fluxos densos. Seus materiais apresentam cores amarelo-avermelhadas a vermelho-amareladas (10YR a 5YR – Carta de Munsell) em sua maioria, com textura predominante de argilo-siltosa a argilosa (Tabela 5.1). A estrutura maciça a blocos subangulares de blocos subangulares; bem com consistência dura (seca) e firme (úmida) assumem destaque nos materiais. Enfim, os sedimentos colúvias apresentaram diferentes graus de pedogênese e foram truncados pela erosão. Diante disso, a espessura dos níveis pedoestratigráficos varia de 10 a

30 cm, a exceção do horizonte 9CRcgb que apresenta 140 cm (Figura 5.1D, Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da rampa de colúvio (seção HS18).

Horizonte ¹	Espessura (cm)	Cor ²	Textura ³	Estrutura ⁴	Consistência		Outras Características
					Seca ⁵	Úmida ⁶	
Ap	25	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa	g-bs ^c	d	fi	Raízes modernas, compactado,
2Bb	15	10YR 3/4	Argilo-siltosa	bs ^b -p ^c	d	fi	-
3Cb	10	10YR 5/4	Argilo-siltosa	m	d	fr	Fragmentos líticos
4Cb	10	7.5YR 5/6	Argilosa	m-Bs ^c	d	fi	-
5Cb	20	7.5YR 5/6	Argilosa	m	d	fr	Fragmentos líticos
6Cb	20	7.5YR 5/6	Argilosa	bs ^c	d	fr	-
7ACb	30	7.5YR 5/4	Argilosa a argilo-siltosa	m-Bs ^c	m	fr	-
8CAb	10	7.5YR 5/4	Argilosa	m-bs ^c	m	fr	Bioturbação, fragmentos líticos
9CRcgb	130	5YR 5/8	Argilosa	m	m	fr	Concreções ferruginosas

¹A:horizonte superficial mineral com matéria orgânica suficiente para lhe imprimir cores escuras, AC:horizonte de transição dominado pelas características do horizonte A, CA:horizonte de transição dominado pelas características do horizonte C, B:horizonte mineral subsuperficial cujas características, sobretudo estruturais, são atribuídas a processos pedogenéticos, C:material parental, cujos processos pedogenéticos são incipientes, R: rocha inconsolidada com pouca evidência de intemperismo, CR:horizonte de transição com características predominantes do horizonte C, b:enterrado, c:concreções ou nódulos, g:glei (hidromórfico) (Curi et al., 1993; Brandy e Weil, 2013).

²Segundo Carta de Munsell.

³Diagrama triangular da USDA (Schaetzl e Anderson, 2005).

⁴g:granular, bs:blocos subangulares, p:prismática, grau de desenvolvimento forte^a, médio^b, fraco^c, m:maciça.

⁵d:dura, m:macia, s:solta.

⁶fi:firme, fr:friável.

5.1.3 Registro silicofitolítico da rampa de colúvio/Rio Chopinzinho (seção HS18)

5.1.3.1 Análise de silicofitólitos em fezes de bovinos

Os silicofitólitos em fezes modernas de bovinos, obtidos por via úmida, apresentam concentração relativa de 40% de silicofitólitos e respectivamente 60% de restos vegetais, minerais e elementos sedimentários clásticos (Figura 5.4.A). Já em amostra calcinada, a análise das cinzas das fezes reportou 90% de silicofitólitos da amostra total (Figura 5.4.B). A elevada presença de silicofitólitos no bolo fecal dos bovinos (fezes) representa quase que a metade de sua massa (Figura 5.5).

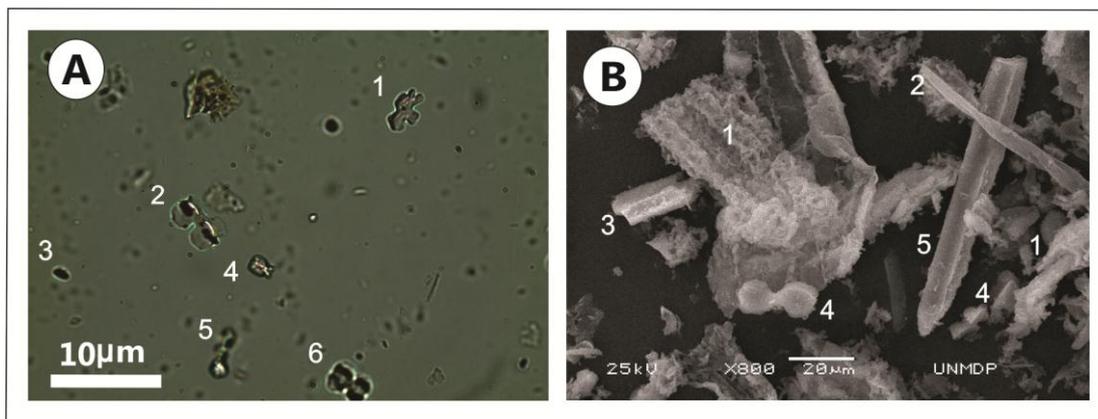


Figura 5.4 – Conteúdo de silicofitólitos na amostra total de fezes de bovino da rampa de colúvio obtidas via úmida (A) e calcinada (B). *Cross* (A1), *Bilobate* (A2,6), *Fragmento* (A3), não identificados por alteração (A 4,5), cinza silicificada (B1), fibra vegetal (B2), *Elongate* (B3,5), *Bilobate* (B4).

A análise silicofitolítica realizada na amostra de fezes de bovinos da rampa de colúvio revelou um total de 200 silicofitólitos, os quais foram denominados conforme Twiss et al. (1969), Mulholand (1989), Fredlund e Tieszen (1994), Barboni et al. (1999), Bremond et al. (2005a), Barboni et al. (2007) e Coe et al. (2014), de: *Bilobate*, *Bulliform*, *Cross*, *Cuneiform Bulliform Cell*, *Elongate*, *Point Shaped*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform*. Além destes morfotipos há outros que não foram identificados por apresentarem alteração química (corrosão) e/ou alteração física (quebrados) (Figura 5.6, 5.7, 5.8).

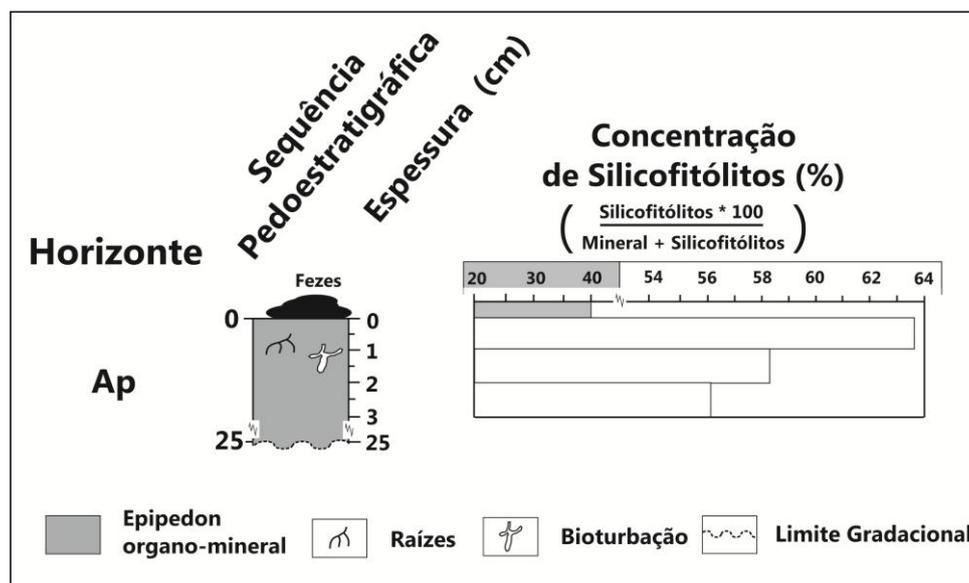


Figura 5.5 - Concentração de silicofitólitos em fezes de bovino e primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedostratigráfico da rampa de colúvio. A escala cinza se estende entre 20 a 45%, enquanto que a branca entre 53,5 a 64%.

O predomínio de silicofitólitos nas amostras de fezes são de morfotipos *Bilobate* (Figura 5.6) (49,5%); dentro dos quais um alto percentual se encontra inalterado (Figura 5.7A, 5.8A-F), e outros fraturados, ou seja, fisicamente alterados (Figura 5.7L, 5.8G-L). Os silicofitólitos não identificados, por apresentarem corrosão (alteração química) (18%) (Figura 5.8C1,L1), quebrados (alteração física) (15%), corroídos e quebrados (alterados química e fisicamente) (6,5%) estão presentes. Igualmente, *Elongate* (3,5%) (Figura 5.7D), *Saddle* (2,5%) (Figura 5.7G), com menor frequência os morfotipos *Rondel* (2,0%), *Cross* (1,0%), *Point Shaped* (1,0%), *Bulliform* (1,0%), *Cuneiform Bulliform Cell* (0,5%) e *Trapeziform* (0,5%) foram encontrados (Figura 5.6, 5.7). A atribuição de *não identificados* resulta do fato deles não poderem ser classificados nas categorias de silicofitólitos de Madella et al. (2005). Nas fezes de bovinos estão presentes pedaços de silicofitólitos designados aqui de Fragmentos (Figura 5.4A3, 5.8A,B), além da ocorrência de diatomáceas (Figura 5.7J, 5.8C2) em número inferior a 1%, que expressa fontes de água ingeridas pelos bovinos.

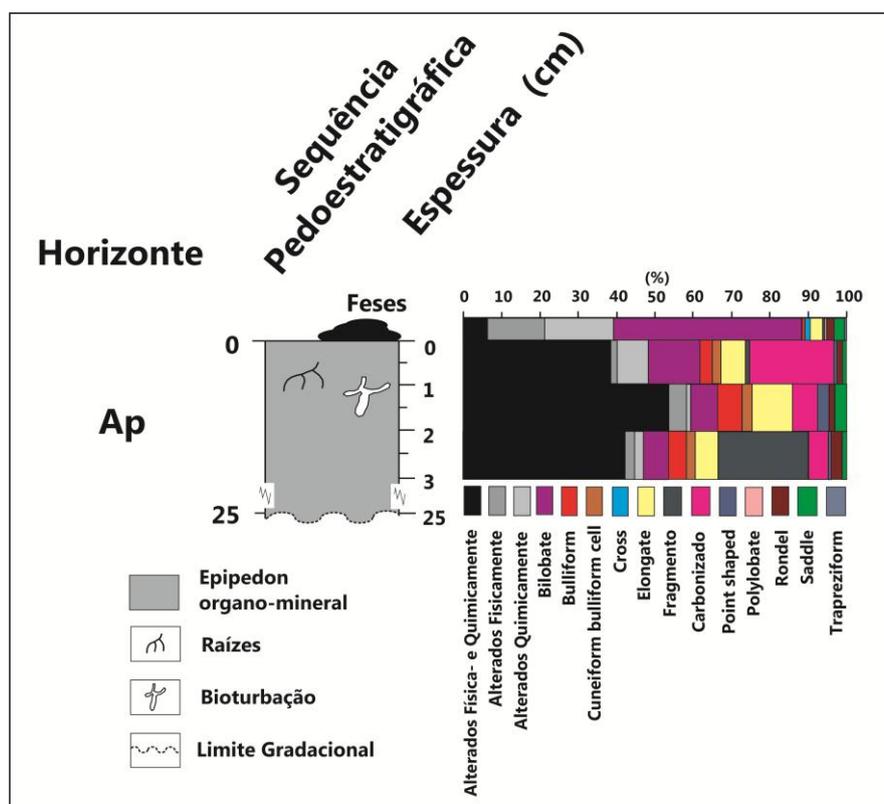


Figura 5.6. Distribuição dos silicofitólitos encontrados na amostra de fezes e primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio.

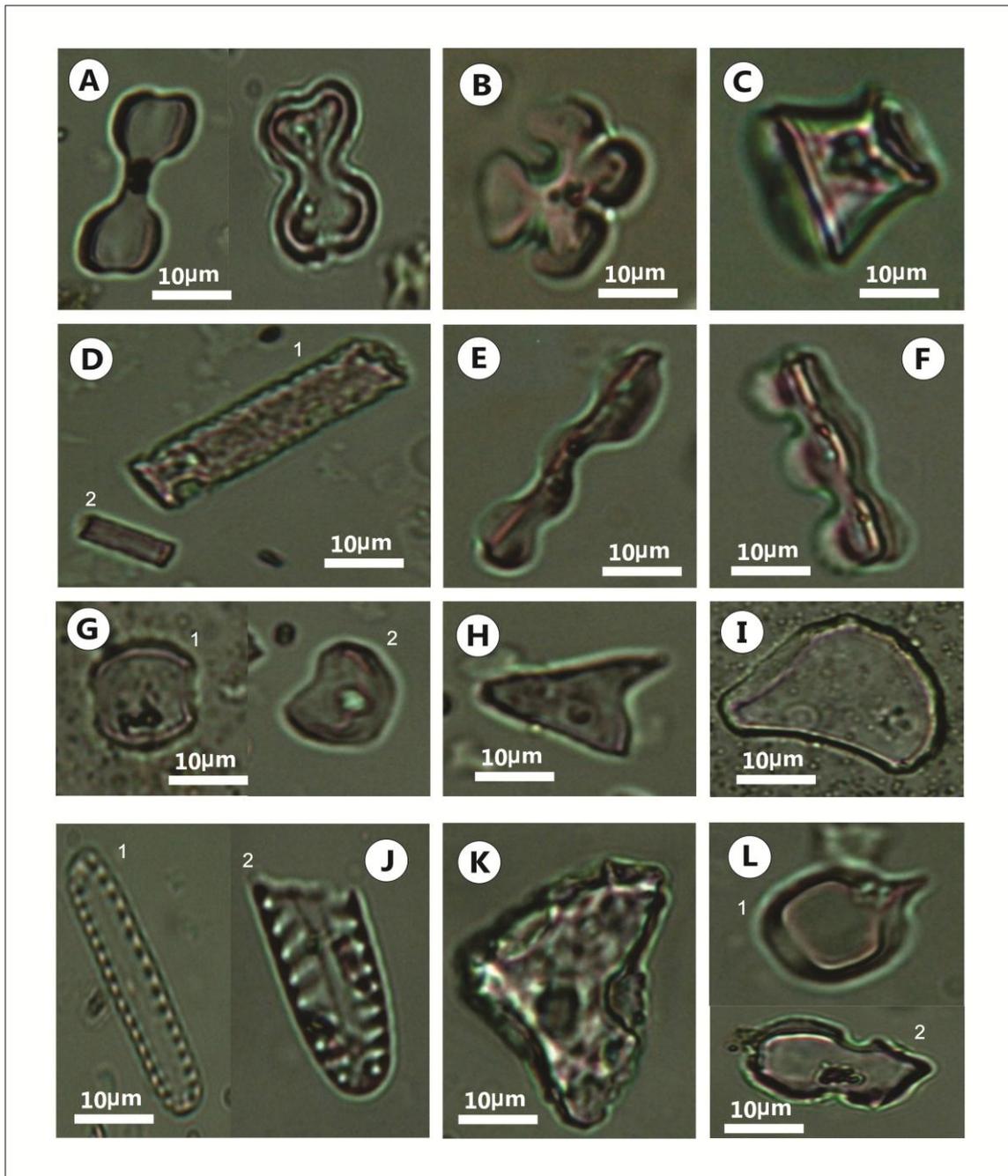


Figura 5.7 - Morfotipos de silicofitólitos encontrados na lâmina de fezes coletadas acima da seção pedoestratigráfica da rampa de colúvio (seção HS18), observados no microscópio óptico. *Bilobate* (A), *Cross* (B), *Rondel* (C), *Elongate* (D1,2), *Trapeziform Sinuate* (E), *Trapeziform Polylobate* (F), *Saddle* (G1,2), *Point Shaped* (H) *Cuneiform Bulliform Cell* (I), *Bulliform* com alteração química alta (K), *Bilobate* com alteração física (L1), *Bilobate* com sinal de mastigação (L2). Observado na lâmina de fezes diatomácea (J1), diatomácea com alteração física (sinais de mastigação) (J2).

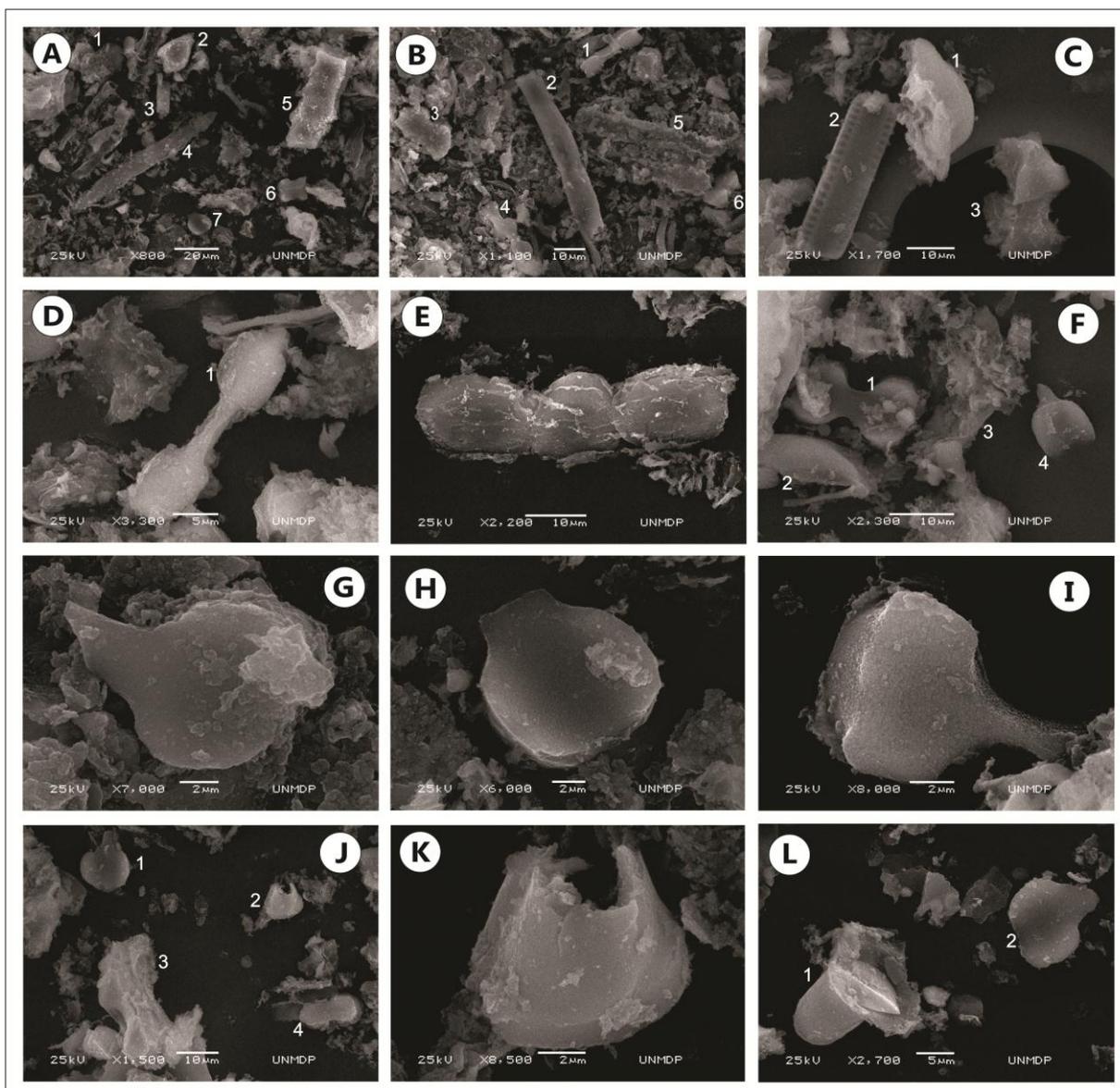


Figura 5.8 – Morfotipos de silicofitólitos encontrados na lâmina de fezes coletadas acima da seção pedoestratigráfica da rampa de colúvio, observados no microscópio eletrônico de varredura (MEV). *Bilobate* (A,1,6,B1,3,6, C3,D1,F1,J4), *Bilobate* com alteração física (A2,7, F4, G, H, I, J1,2, K, L2), *Elongate* (A3,4,B2), *Trapeziform* (A5), *Polylobate* (B4), não identificado por alteração (C1,F2,3,J3, L1), *Rondel* articulado (E). Observado na lâmina de fezes, diatomácea (C2) e epiderme silicificada (B5).

Existem casos em que os *Bilobates* e *Rondels* (Figura 5.8E) se encontram articulados, demonstrando pouca degradação das gramíneas após o processo de mastigação e digestão dos bovinos. Silicofitólitos alterados quimicamente apresentam textura superficial irregular (Figura 5.7K), semelhante a grãos minerais mamelonares (Bigarella et al., 1955), com áreas lisas pontuadas por depressões rugosas decorrentes de corrosão. Os alterados

fisicamente mostram-se fraturados, exibindo faces pontiagudas (Figura 5.7 L1, 5.8 G-K). Por vezes, eles apresentam aspecto amassado indicando que foram tensionados durante o processo de mastigação (Figura 5.7 L2, 5.8K).

Enfim, as fezes de bovinos permitem rápida incorporação ao solo de silicofitólitos *Bilobate*, *Elongate*, *Saddle*, *Rondel*, *Cross*, *Point Shaped*, *Bulliform*, *Cuneiform Bulliform Cell* e *Trapeziform*, representando justamente a vegetação absorvida durante a pastagem. Silicofitólitos alterados quimicamente (corroídos), alterados fisicamente (quebrados), ou ambos, expressam respectivamente, os processos de mastigação e digestão; contribuindo para uma mais rápida incorporação de silício ao sistema pedológico-ambiental.

Assim, o total de silicofitólitos alterados (física, quimicamente ou ambos) é expressivo (cerca de 40%), sugerindo relevante processo tafonômico de incorporação de morfotipos alóctones. Somando a isso, a degradação por efeito da mastigação e digestão contribui ao ciclo biogeoquímico do silício. Tais processos devem ser considerados especialmente nos estudos pedoestratigráficos, biogeoquímicos e paleoambientais.

5.1.3.2 Análise de silicofitólitos nos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico

Os efeitos da transferência e impacto dos silicofitólitos das fezes no solo atual foram analisados nos primeiros três centímetros do horizonte Ap da rampa de colúvio. A concentração de silicofitólitos nos primeiros três centímetros do registro pedoestratigráfico variou de 56,11 a 63,72%. Deste percentual 63,72% estão em 0-1 cm, cerca 58,3% em 1-2 cm e 56,11% em 2 -3 cm (Figura 5.5, 5.9). Portanto, a fração silte dos primeiros três centímetros do horizonte Ap do nível pedoestratigráfico é constituída predominantemente de silicofitólitos. Essa concentração tende a reduzir com a profundidade sem alterar o predomínio dos silicofitólitos em relação à fração mineral (Figura 5.5).

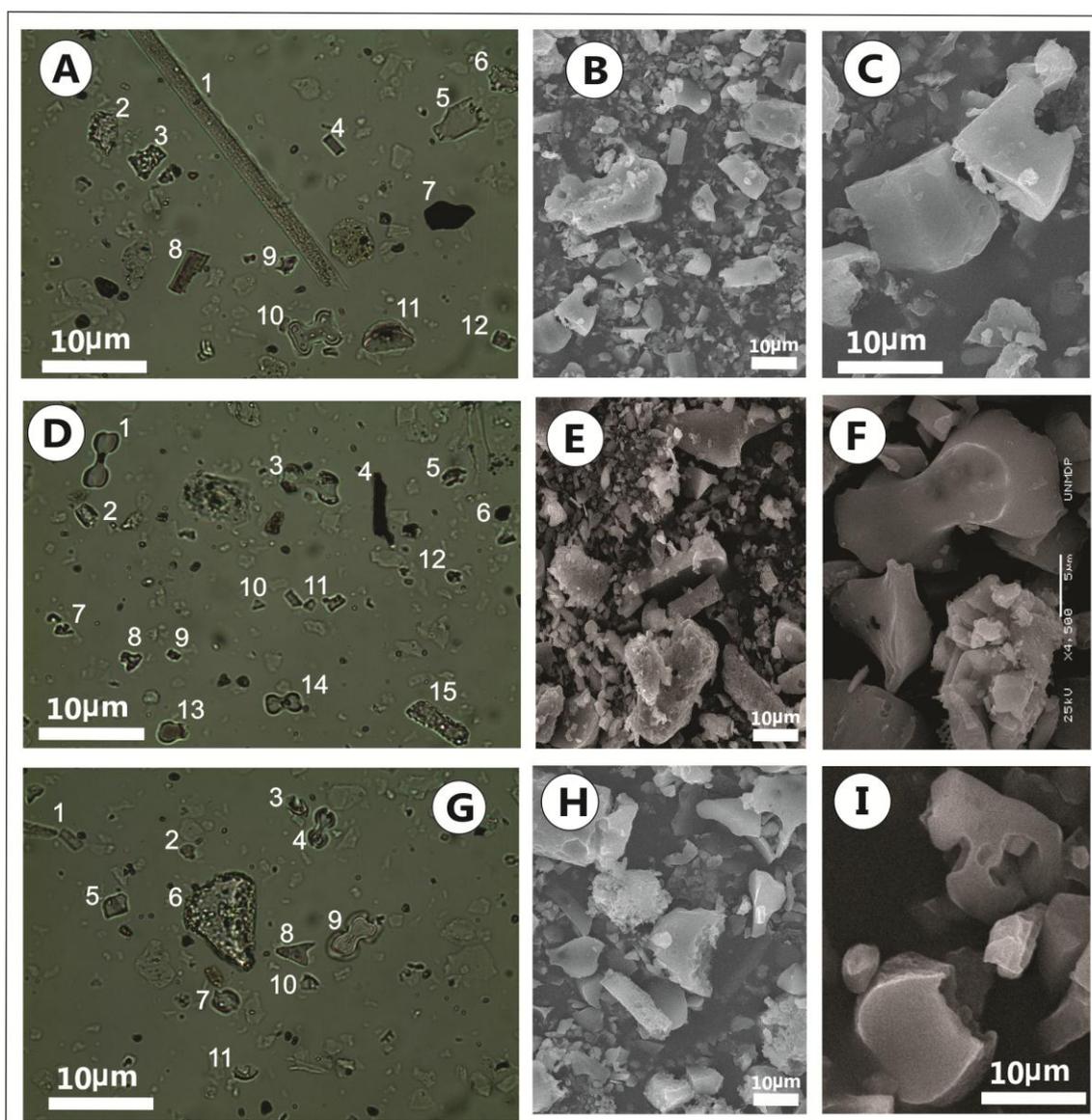


Figura 5.9 – Conteúdo de fitólitos na amostra total dos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio. Fotos de 0 a 1 centímetros (A – microscópio óptico panorâmica) (B: MEV panorâmica) (C: MEV detalhe de degradação física). Vista panorâmica de silicofitólitos em 0 a 1 cm (63,72% de silicofitólitos): *Elongate* (A1,4), não identificados em face da degradação química e/ou física (A2,3,5,6,8,9,11,12), carbonizado (A7), *Bilobate* (A10). Em 1 a 2 cm (58,3% de silicofitólitos): *Bilobate* (D1,3,14), não identificados por apresentarem alterações química e/ou física (D2,5,8,11,15), carbonizado (D4,6), Fragmentos (D7,9,10,12), *Bilobate* com alteração física (D13). Em 2 a 3 cm (56,11%) não identificados em face da degradação química e/ou física (G1,3,5,10,11), fragmentos (G2), *Bilobate* (G4,9), *Cuneiform Bulliform Cell* (G6), *Bilobate* com alteração física (G7), *Acicular* (G8).

A análise silicofitolítica realizada nos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio revelou um total de 801 silicofitólitos identificados como: *Bilobate*, *Bulliform*, *Cuneiform bulliform cell*, *Cross*, *Elongate*, *Point Shaped*, *Rondel* e *Saddle* (Figura 5.10). Também foram encontrados morfotipos que não foram identificados por apresentarem alteração química (corrosão) e/ou alteração física (quebrados), além de fragmentos (pedaços muito pequenos de silicofitólitos espalhados pela lâmina) e fitólitos carbonizados (Figura 5.10).

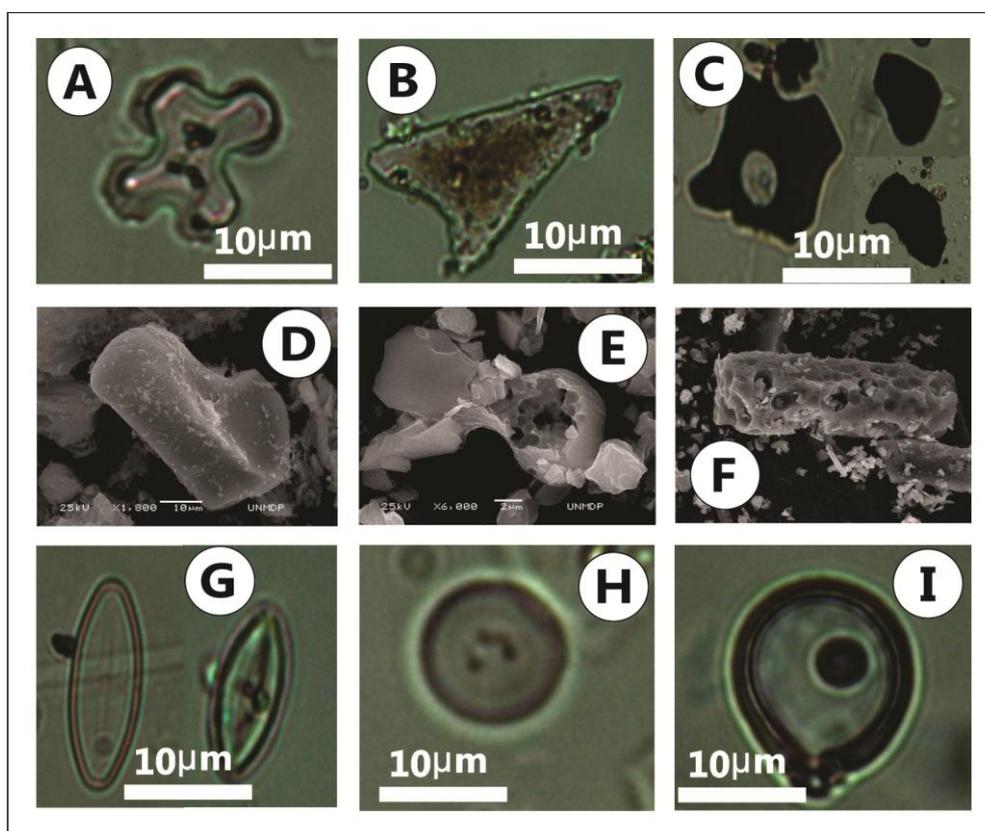


Figura 5.10 – Morfotipos de silicofitólitos dos primeiros centímetros do horizonte Ap do registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio. Profundidade de 1 a 3 cm: *Cross* (A), *Cuneiform Bulliform Cell* (B), carbonizados (C) observados no MO, *Cuneiform Bulliform Cell* (D), *Bilobate* com alteração química (E), *Elongate* com alteração química (F), observados no MEV Além de silicofitólitos, diatomáceas (G,H) e Crisofíceas (I), observadas no MO.

Na profundidade de 0 a 1 centímetro os silicofitólitos predominantes são os alterados química e fisicamente (38,71%), silicofitólitos carbonizados (21,66%), *Bilobate* (13,82%), silicofitólitos corroídos (alteração química)

(7,83%) e *Elongate* (6,46%). Ocorrem em menor quantidade *Bulliform* (3,69%), *Cuneiform bulliform Cell* (2,30%), silicofitólitos com alteração física (1,84%), *Rondel* (1,38%), *Saddle* (0,92%), fragmentos (0,92%) e *Point Shaped* (0,46%) (Figura 5.6). Os silicofitólitos carbonizados são expressivos nesse nível pedoestratigráfico e decorrem das queimadas periódicas para renovação do pasto.

Na profundidade de 1 a 2 centímetros os alterados química e fisicamente continuam predominando (53,64%), seguidos por *Elongate* (9,97%), *Bilobates* (6,91%), *Bulliform* (6,51%), fitólitos queimados (6,51%), alterados fisicamente (4,60%), *Point Shaped* (3,06%), *Saddle* (3,06%), *Cuneiform Bulliform Cell* (2,68%), *Rondel* (1,53%), alterados quimicamente (1,15%) e *Cross* (0,38%) (Figura 5.6).

Na profundidade de 2 a 3 centímetros ainda ocorrem em maior quantidade os alterados química e fisicamente (42,61%), seguidos pelos fragmentos (23,53%). Estão presentes *Bilobate* (6,81%), *Elongate* (6,19%), silicofitólitos carbonizados (5,26%), *Bulliform* (4,64%), *Rondel* (3,11%); e em menor quantidade os alterados fisicamente (2,47%), alterados quimicamente (2,17%), *Cuneiform Bulliform Cell* (2,17%), *Saddle* (0,93%) e *Point Shaped* (0,62%) (Figura 5.6).

Os fragmentos de silicofitólitos encontrados durante a análise não foram computados na classe de alterados fisicamente. Igualmente, durante a análise silicofitolítica foram encontradas diatomáceas (Figura 5.10 G,H) e crisofíceas (Figura 5.10 I) que também não foram computados nos percentuais por serem estruturas distintas dos silicofitólitos. Em geral, assim como verificado na análise das fezes, silicofitólitos alterados física e quimicamente, ou ambos, são predominantes nos primeiros três centímetros do solo atual.

Pode-se pensar que as fezes dos bovinos atuam como uma concentradora de silicofitólitos para a superfície do registro pedoestratigráfico, participando nos processos de adição, transformação, transferência e perdas de silicofitólitos na superfície do solo. As fezes de bovinos incrementam o conteúdo total de morfotipos de silicofitólitos gerados naturalmente pela degradação das plantas ao trazerem silicofitólitos de vegetação autóctone e alóctone obtidas durante o pastoreio. A velocidade de incorporação de silicofitólitos ao solo é favorecida pelo processo digestivo do gado, que supera

amplamente os processos naturais de degradação das plantas. Igualmente, a velocidade de degradação física e química dos corpos de silicofitólitos pela atividade de mastigação e digestão do gado excede em ampla escala a degradação natural da vegetação.

Pelo exposto, os resultados obtidos a partir do estudo de silicofitólitos em fezes de gado e nos primeiros centímetros do solo apresentam dados relevantes para os estudos tafonômicos associados a atividades de pastoreio atuais e passadas. Tais resultados se aplicam aos estudos ambientais e paleoambientais de sequências pedoestratigráficas, bem como contribuem com informações para a melhor compreensão de ciclo biogeoquímico atual e passado do silício.

5.1.3.3 Registro silicofitolítico dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio

5.1.3.3.1 Concentração de silicofitólitos no registro pedoestratigráfico

A concentração de silicofitólitos no registro pedoestratigráfico variou de 1,14 a 34,38%, sendo que nos primeiros 30 cm de profundidade, entre os horizontes Ap e 2Bb topo, ocorrem os maiores percentuais de silicofitólitos (Figura 5.11, 5.12). Próximo à superfície, o horizonte Ap apresenta um total de ~34,00% de silicofitólitos. Já o horizonte 2Bb registra substancial redução com valores que decrescem de 18,37 para 11,52% (Figura 5.12). Essa elevada concentração de silicofitólitos no horizonte Ap está em acordo com sua proximidade com a fonte moderna de silicofitólitos, vegetação e fezes de bovinos.

A partir do horizonte 2Bb há redução da concentração de silicofitólitos conforme a profundidade, havendo picos de maior concentração nos horizontes 5Cb base, 6Cb topo, 7ACB topo e 8CAb (Figura 5.12). Essas maiores concentrações indicam dois fenômenos: 1) proximidade a antigas superfícies truncadas pela erosão, no caso dos horizontes 2Bb, 7ACB e 8CAb; e 2) mistura de silicofitólitos de níveis pedoestratigráficos sotapostos, como no caso da base horizonte 5Cb e topo do 6Cb.

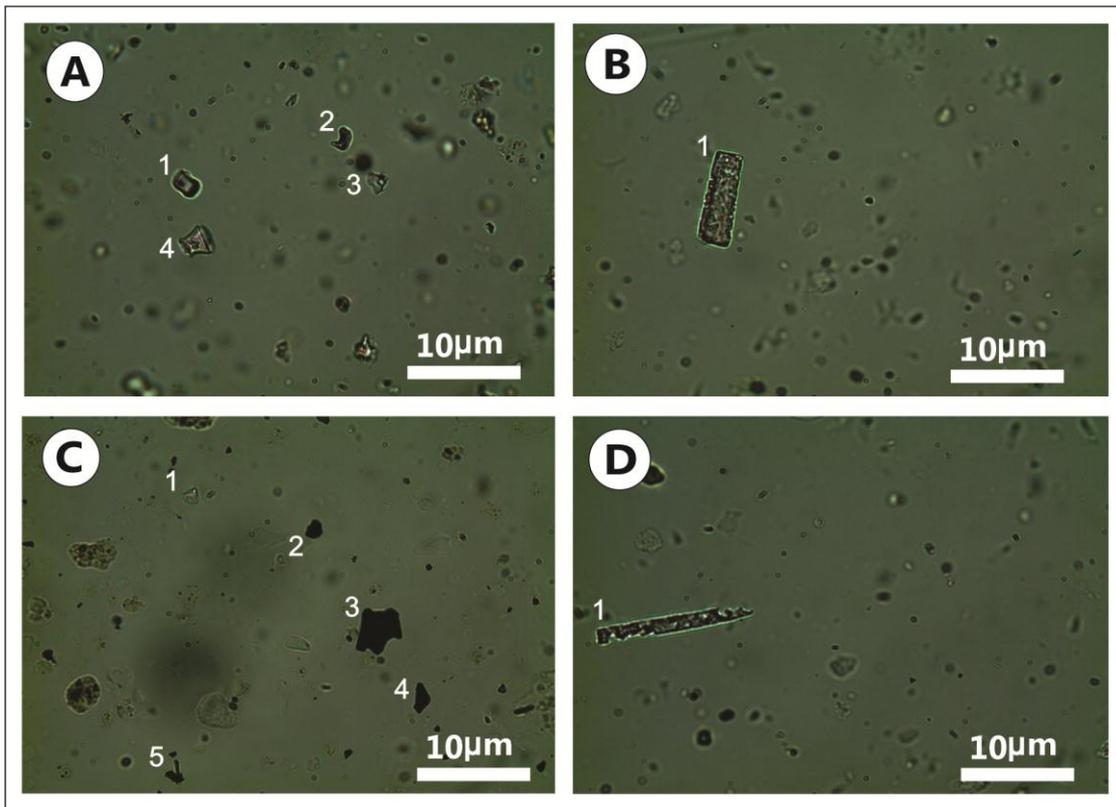


Figura 5.11 - Conteúdo de silicofitólitos na amostra total dos níveis pedostratigráficos da rampa de colúvio. A) Horizonte Ap com concentração silicofitolítica de 34,38% , sendo *Saddle* (1,2) não identificado em face da degradação química e física (3) e *Rondel* (4). B) Horizonte 5Cb (1,72%) *Elongate* (1). C) Horizonte 7ACb (10,60%) apresentando silicofitólito não identificado em face da degradação química e física (1) com destaque para os silicofitólitos carbonizados (2,3,4,5). D) Base do horizonte 7ACb (2,97%) *Elongate* com degradação química.

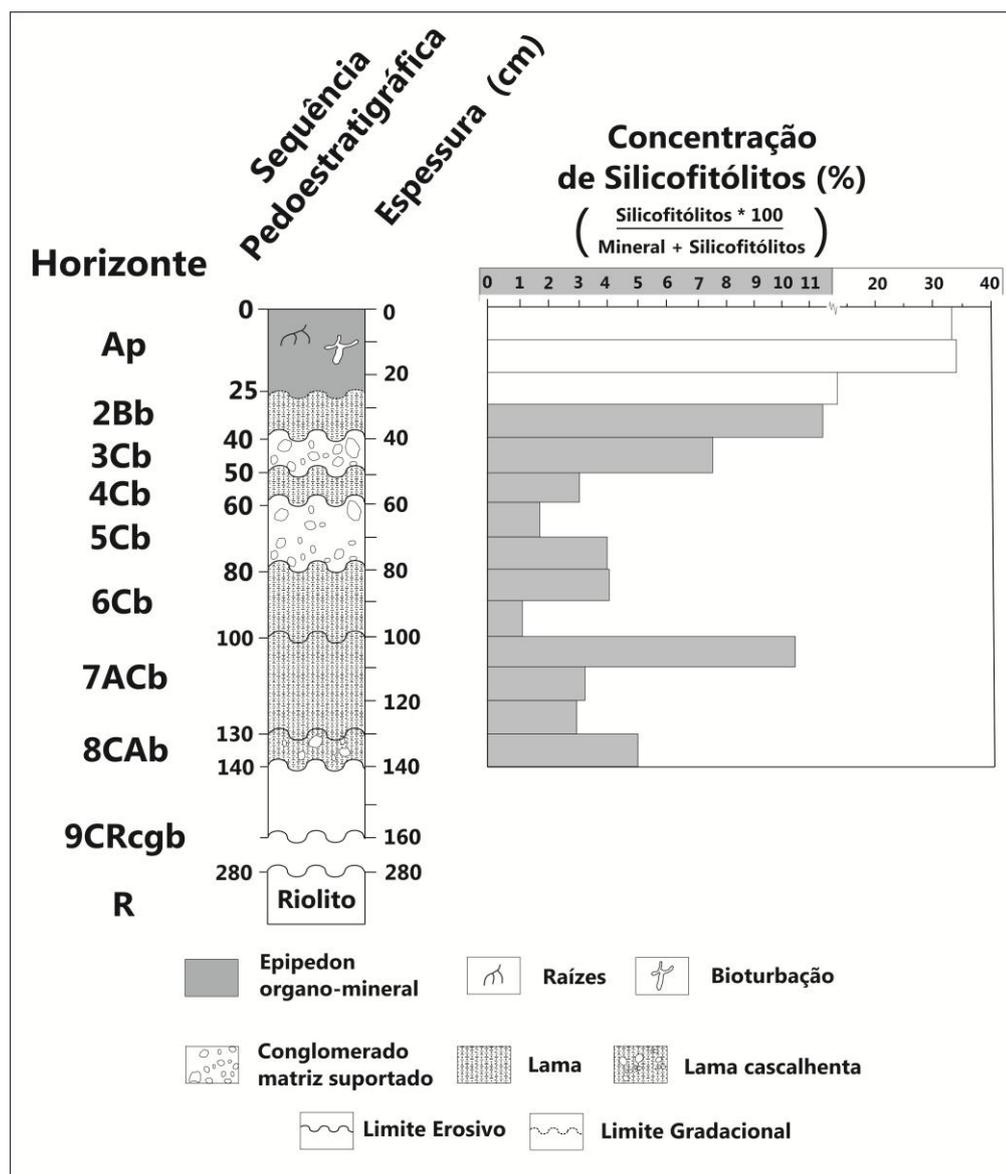


Figura 5.12 - Concentração de silicofitólitos obtidos da amostra total dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio. A escala cinza se estende entre 0 a 12%, enquanto que a branca entre 15 a 40%.

5.1.3.3.2 Morfologia dos silicofitólitos em amostra concentrada dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio

A análise silicofitolítica foi realizada em 24 amostras da sequência pedoestratigráfica da rampa de colúvio, entre as profundidades de 0 a 140 cm, revelando um total de 1396 silicofitólitos, sendo eles: *Bilobate*, *Bulliform*, *Cross*, *Cuneiform Bulliform Cell*, *Elongate*, *Globular*, *Point Shaped*, *Polylobate*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform*. (Figura 5.13). Além destes morfotipos são encontrados outros que não foram identificados em face da degradação química e/ou física,

pequenos fragmentos e fitólitos carbonizados, similarmente ao encontrado nos primeiros 3 cm de profundidade e nas fezes de bovinos (Figura 5.13). Essas categorias de fitólitos são importantes, pois trazem informações ambientais vinculadas a queimadas e processos deposicionais/pós-deposicionais (Osterrieth et al., 2009; Madella e Lancelotti, 2012), e predominam em todos os níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio (Figura 5.13).

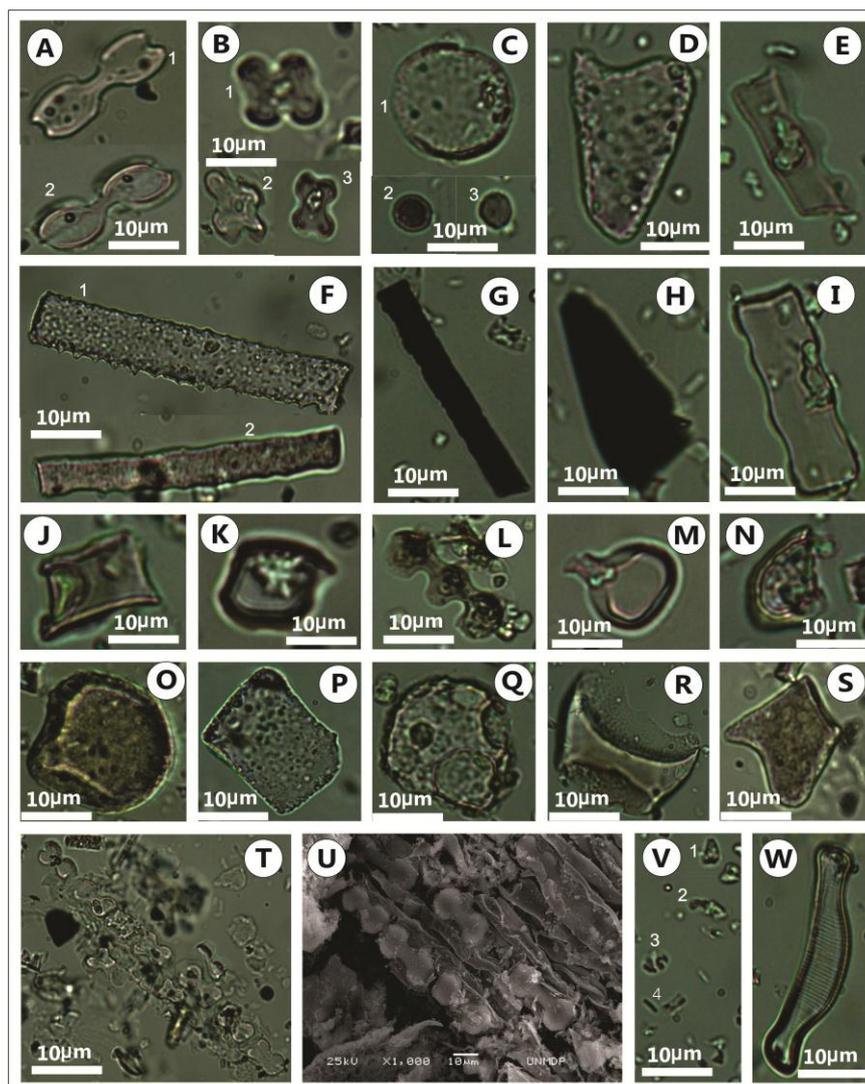


Figura 5.13 - Morfotipos de silicofitólitos encontrados nos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio. *Bilobate* (A1,2), *Cross* (B1,2,3), *Globular* (C1,2,3), *Acicular* (D), *Trapeziform Polylobate* (E), *Elongate* (F1,2), carbonizados (G,H), *Trapeziform Sinuate* (I), *Rondel* (J), *Saddle* (K), *Polylobate* (L), *Bilobate* com alteração física (M), alterado química e fisicamente (N), *Cuneiform Bulliform Cell* (O), *Bulliform* (P), *Bulliform* (?) (Q) alterado quimicamente (R), *Point Shaped* alterados fisicamente (S), *Bilobate articulato* (T - observado no MO, U - observado no MEV), fragmentos (V), além de diatomácea (W).

Na profundidade de 0 a 10 cm predominam silicofitólitos alterados quimicamente (28,51%), fragmentos (14,47%), *Elongate* (11,84%), silicofitólitos corroídos e quebrados (alteração física) (11,40%), seguido pelos *Bilobate* (8,77%), *Bulliform* (5,70%), *Saddle* (5,26%), *Rondel* (4,39%), *Cuneiform bulliform Cell* (3,95%) e silicofitólitos com alteração física (1,75%). Em menores quantidades há *Point Shaped* (1,32%), *Cross*, *Globular Psilate* (0,88%) e fitólitos carbonizados (0,88%) (Figura 5.14). Na profundidade de 10 a 20 cm o predomínio é dos silicofitólitos alterados quimicamente (56,54%), *Elongate* (10,28%), *Saddle* (7,01%), *Cuneiform Bulliform Cell* (5,61%), *Bulliform* (5,14%), *Bilobate* (4,68%), *Rondel* (4,21%) e com menor percentual *Point Shaped* (2,34%), silicofitólitos alterados quimicamente e fisicamente (1,87%), *Globular Psilate* (0,93%), *Trapeziform* (0,93%), por fim fitólitos carbonizados (0,47%). No geral, destaca-se no horizonte Ap o predomínio de silicofitólitos alterados (total 49,77%), sobretudo alterados quimicamente (total 42,08). Esses percentuais estão um pouco abaixo daqueles encontrados para os primeiros três centímetros de profundidade (48,38 a 59,39% - Figura 5.6), mas levam a pensar que há significativa contribuição das fezes dos bovinos na ocorrência de silicofitólitos alterados no horizonte Ap.

Em relação ao horizonte 2Bb, na profundidade de 20 a 30 cm, são encontrados silicofitólitos: alterados quimicamente (40,83%), *Elongate* (19,72%), alterados química e fisicamente (9,17%), *Saddle* (6,88%), *Rondel* (5,05%), *Bulliform* (4,13%), *Point Shaped* (3,21%), *Bilobate* (3,67%), *Cuneiform Bulliform Cell* (2,75%). Em menor quantidade ocorrem *Globular Psilate* (1,84%), alterados fisicamente (1,38%), fragmentos (0,46%), *Polylobate* (0,46%), e *Trapeziform* (0,46%) (Figura 5.14). Já na profundidade de 30 a 40 cm os morfotipos predominantes foram os alterados quimicamente (48,34%), *Saddle* (14,22%), *Elongate* (8,53%), *Rondel* (7,11%), *Bulliform* (5,21%), *Point Shaped* (1,42%), alterados química e fisicamente (1,42%), fitólitos carbonizados (1,42%) e *Trapeziform* (0,95%). Enfim, nesse horizonte também se destacam os elevados percentuais de alterados, sobretudo quimicamente (44,52%).

No horizonte 3Cb, entre 40 a 50cm de profundidade, ocorrem em maior quantidade silicofitólitos alterados quimicamente (60,00%), seguido pelos

alterados física e quimicamente (10,73%), *Elongate* (9,27%), *Cuneiform Bulliform Cell* (6,34%), *Bulliform* (3,90%), *Rondel* (2,44%), e com menor frequência alterados fisicamente (1,95%), *Bilobate* (1,95%), *Point Shaped* (1,95%) e *Saddle* (1,46%) (Figura 5.14). Já no horizonte 4Cb (profundidade de 50 a 60 cm) aumentam os percentuais de alterados quimicamente (77,51%) e *Elongate* (11,96%), reduzindo os percentuais de *Bulliform* (3,35%). Menos frequentes nesse nível pedoestratigráfico são os alterados química e fisicamente (1,91%), *Cuneiform Bulliform Cell* (1,44%), *Trapeziform* (1,44%), alterados fisicamente (0,96%), *Bilobate*, *Globular Psilate* e *Point Shaped* (0,48%) (Figura 5.14).

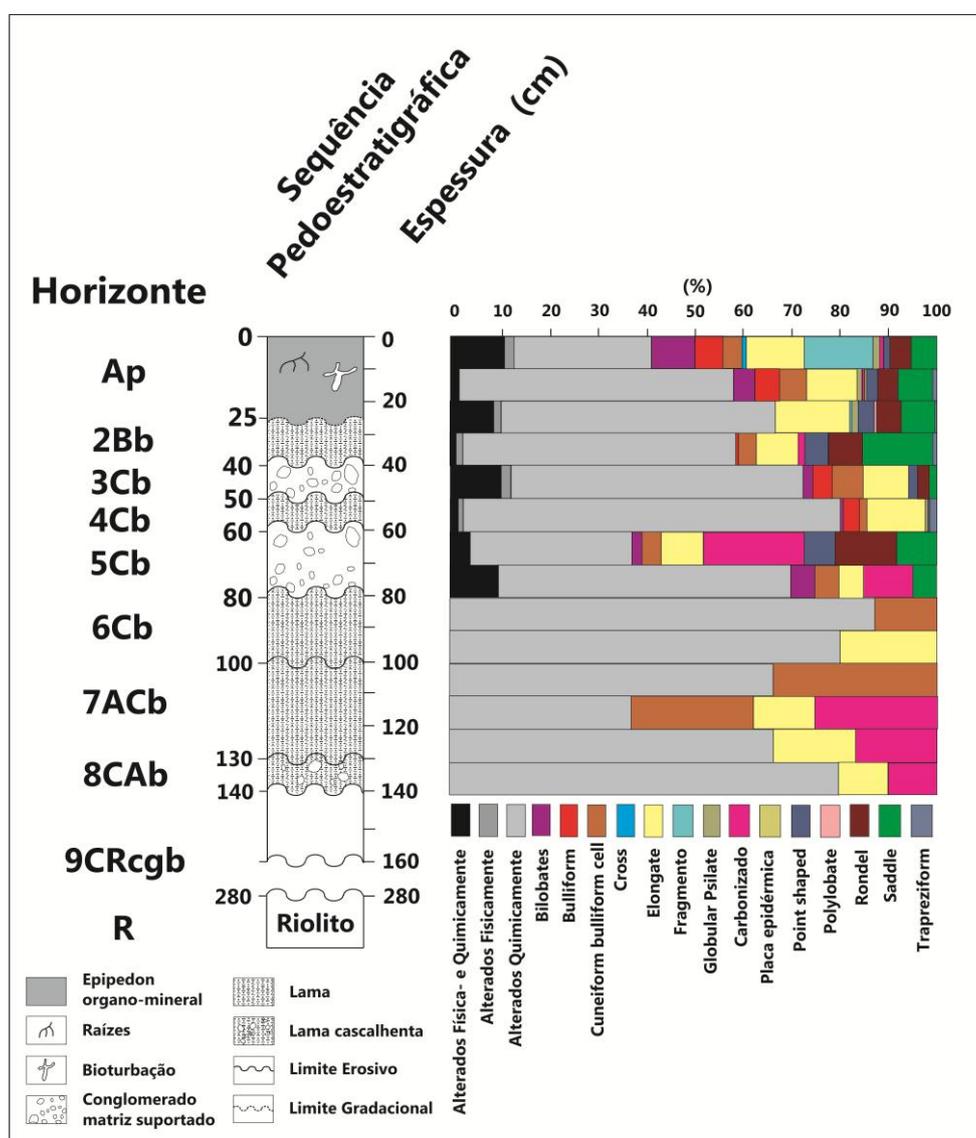


Figura 5.14 - Distribuição dos silicofítolitos nos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio.

O horizonte 5Cb apresenta apenas 68 silicofitólitos com predomínio de alterados quimicamente (41,18%) (Figura 5.14). Destes 48 silicofitólitos se encontram na profundidade de 60 a 70 cm onde ocorrem silicofitólitos com alteração química (33,33%), fitólitos carbonizados (20,83%), *Rondel* (12,50%), *Elongate* e *Saddle* (8,33%), *Point Shaped* (6,25%), *Cuneiform Bulliform Cell* (4,17%) e *Bilobate* (2,08%). Já a profundidade de 70 a 80 cm há apenas um total de 20 silicofitólitos, os quais são constituídos por alterados quimicamente (60,00%), alterados química e fisicamente (10%), carbonizados (10%), *Bilobate* (5%), *Cuneiform Bulliform Cell* (5%), *Elongate* (5%) e *Saddle* (5%) (Figura 5.14).

O horizonte 6Cb possui apenas 13 silicofitólitos, sendo predominantes os morfotipos alterados quimicamente (84,62%), *Elongate* (7,69%) e *Cuneiform Bulliform Cell* (7,69%). Já o horizonte 7CAb mostra 20 silicofitólitos, onde 55% são os alterados quimicamente, 20% *Cuneiform Bulliform Cell*, 15% fitólitos carbonizados e 10% *Elongate* (Figura 5.14). Já o horizonte 8CAb mostra 10 silicofitólitos, sendo 80% morfotipos alterados quimicamente, 10% *Elongate* e 10% fitólitos carbonizados (Figura 5.14). Percebe-se que entre os horizontes 6Cb e 8CAb silicofitólitos alterados quimicamente são dominantes e que entre o 6Cb e topo do 7ACb silicofitólitos carbonizados estão ausentes (Figura 5.14).

5.1.3.3.3 Significado taxonômico e ambiental dos silicofitólitos encontrados na rampa de colúvio

Analisando os dados de silicofitolíticos de fezes de bovinos, primeiros centímetros do horizonte Ap e dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio, podem-se selecionar os seguintes morfotipos com significado taxonômico de gramínea (Poaceae): *Bilobate* (9,18%), *Bulliform* (4,17%), *Saddle* (4,09%), *Cuneiform Bulliform Cell* (3,25%), *Rondel* (3,21%), *Point Shaped* (1,92%), *Trapeziform* (0,38%), *Polylobate* (0,04%) e *Cross* (0,17%). Os morfotipos *Bilobate*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform* também apresentam significado ambiental (Twiss et al., 1969; 1986; Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a; Barboni et al. 2007; Coe et al., 2014). Um morfotipo que poderia induzir a interpretações equivocadas quanto ao significado taxonômico é o *Globular Psilate* (*Spherical Smooth*) encontrado em baixa quantidade e apenas

no horizonte Ap e na sua transição para 2Bb (Figura 5.14). Embora ele seja da classe *Globular*, utilizado em índices fitolíticos e interpretado como característico de *dicotiledôneas* por alguns autores (Cecchet, 2015), a coleção de referência para a área de estudo revelou que este morfotipo é produzido por *Chloris elata* Desv. (Poaceae), *Axonopus suffultus* Trin. (Panicoideae), *Baccaris magellanica* (Asteraceae) e *Ocotea porosa* Ness. (Lauraceae) (Raitz, 2012). Isso acarreta em redundância de ocorrência, não tendo significado taxonômico, como já mencionado por Coe et al. (2014).

O morfotipo *Bilobate* tem uma alta ocorrência na amostra de fezes (49,5%) e no cômputo geral dos níveis pedoestratigráficos (varia de 0,48 a 13,82%). Esse morfotipo é associado às gramíneas de zonas climáticas quentes e úmidas ou condições edáficas de superávit hídrico. Igualmente o morfotipo *Cross* é produzido principalmente na subfamília Panicoideae (Poaceae- gramínea C₄) e é adaptado a climas quentes e úmidos ou solos com superávit hídrico. Pode ser produzido também nas subfamílias Arundinoideae (em todos os tipos de clima), Bambusoideae (ocorem em zonas tropicais e temperadas quentes, principalmente florestas) e Chloridoideae (ocorrem em regiões secas de baixa altitude ou condições edáficas de stresse hídrico) (Coe et al., 2014; Bremond et al., 2005; Watling et al. 2013), mas não é o caso da área de estudo em face ao homólogo atual ser de Campo.

Rondel é um morfotipo produzido em elevada quantidade em células epidérmicas curtas da subfamília de Pooideae, comumente desenvolvidas em zonas climáticas frias e temperadas de regiões intertropicais. Também ocorre na subfamília Bambusoideae, mas como homólogo atual é de Campo sem presença dessa subfamília (Raitz, 2012), acredita-se que seja de fato indicativo de regime climático dentro do quadro regional mais frio. Indicação climática similar é atribuída ao *Trapeziform* que é produzido na subfamília Pooideae em regiões temperadas e frias ou em altitude nas zonas intertropicais (Coe et al., 2014; Barboni et al., 2007). Enfim, *Saddle* é produzido nas Poaceae (gramíneas) e é indicativo de condições climáticas ou edáficas mais secas (Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a).

Quanto aos silicofitólitos não identificados diante de elevado grau de quebra (alterados fisicamente), ou corrosão (alterados quimicamente), ou ambas, são um grupo importante enquanto indicadores de determinadas

situações ambientais. Essas categorias apresentam elevado percentual de ocorrência ao longo dos níveis pedoestratigráficos, sobretudo nos níveis 6 a 8 (Figura 5.14).

A alteração física e química da morfologia dos silicofitólitos decorre de processos deposicionais e pós-deposicionais (Osterrieth et al., 2009). Os alterados fisicamente podem expressar o desgaste por processos mecânicos de transporte, onde a tensão mecânica sofrida durante o transporte provoca o rompimento do mesmo (quebra) similarmente aos sedimentos clásticos (Osterrieth et al., 2009). No caso da rampa de colúvio estudada, os níveis pedoestratigráficos derivam de sedimentos coluviais gerados por fluxos de lama discretos. Esse mecanismo de sedimentação reduz o atrito entre as partículas e a superfície do terreno, não sendo responsável pelos silicofitólitos alterados fisicamente. Por outro lado, os resultados das análises realizadas em fezes de bovinos modernas encontradas na rampa de colúvio, leva a pensar que a alteração física dos silicofitólitos encontrados nos diferentes níveis pedoestratigráficos decorrem do processo de mastigação de animais herbívoros durante a pastagem, face seu desprendimento dos bolos fecais estabelecidos sobre as paleosuperfícies. Essa hipótese está em acordo com o fato das áreas planálticas do sul do Brasil terem sido habitadas por animais herbívoros ao longo do Quaternário, sobretudo no Pleistoceno (Scherer e Rosa, 2003; Sedor et al., 2004; Scherer et al., 2007; Silva et al., 2012).

No caso da alteração química, processos biogeoquímicos associados à pedogênese ou diagênese podem atacar os silicofitólitos ao longo do tempo mediante condições pós-deposicionais de pH extremos, promovendo a decomposição dos silicofitólitos encontrados em registros pedoestratigráficos (Alexandre et al., 1997; Alexandre e Meunier, 1999; Osterrieth et al., 2009; Costa et al., 2010). De fato a análise de morfotipos de silicofitólitos segundo a profundidade do registro pedoestratigráfico mostra predomínio de morfotipos alterados quimicamente nos níveis mais profundos (6Cb e 8CAb), porém sua ocorrência no bolo fecal moderno de bovinos sugere que a alteração química também decorre do processo digestivo de animais herbívoros (item 5.1.3.1).

Os silicofitólitos carbonizados também são alterações tafonômicas mediante a queima (Figura 5.13 G,H). Igualmente as anteriores se destacam por apresentar significado ambiental, pois denuncia que as plantas contendo

fitólitos passaram por uma ou mais fases de submissão ao fogo. Os fitólitos carbonizados ocorrem nos três primeiros centímetros, nos níveis pedoestratigráficos Ap, base do 2Bb, 5Cb, base do 7ACb e 8CAb. As partículas carbonizadas dos três primeiros centímetros e do nível Ap decorrem das periódicas queimadas promovidas pela ação antrópica como meio de manejo dos Campos para pastoreio moderno (Pillar et al., 2009). Já sua presença nos horizontes 2Bb e 5Cb, de forma descontínua, podem ter resultado tanto de incêndios provocados por paleoíndios antes da colonização no século XIX, quanto por incêndios naturais comuns a algumas áreas planálticas do Sul do Brasil, sobretudo, durante o Holoceno (Behling, 1997; Behling et al., 2004; Jeske-Pieruschka et al., 2010; Paisani et al., 2013a). A presença de silicofitólitos carbonizados nos níveis mais profundos (horizontes 6Cb e 8CAb), deve ser exclusivamente relacionada a paleoincêndios naturais.

5.1.3.3.4 Índices silicofitolíticos

Os índices fitolíticos foram calculados a partir da assembleia silicofitolítica da amostra das fezes de bovinos, primeiros três centímetros do horizonte Ap e dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio para a interpretação das condições paleoambientais, conforme Twiss (1992), Alexandre et al. (1997), Barboni et al. (1999), Bremond et al. (2005a), Bremond et al. (2005b), Barboni et al. (2007), Calegari (2008), Coe et al. (2013) e Coe et al. (2014). A aplicação dos índices silicofitolíticos às fezes de bovinos e primeiros três centímetros do horizonte Ap visou obter o sinal ambiental moderno da área de estudo.

5.1.3.3.4.1 Aplicação aos silicofitólitos de fezes de bovinos e primeiros três centímetros do horizonte Ap (sinal ambiental moderno)

O Índice de Cobertura Arbórea (D/P) aplicado as fezes de bovinos resultou no valor de zero (Figura 5.15). Isso se deve ao fato do numerador do índice não apresentar silicofitólitos *Globular granulate*, morfotipo indicativo de formações vegetais arbóreas (Dicotiledônea). Valores entre 0 e 0,1 são reconhecidos como de Savanas baixas e Estepes (Bremond et al., 2005b), no

caso dos silicofitolitos obtidos de fezes de bovinos o resultado está coerente com a vegetação de Campo moderna, dominada por monocotiledôneas (Poaceae), em que ocorre o pastoreio. Nos primeiros três centímetros do horizonte Ap o D/P se mantém como zero, podendo expressar as partículas liberadas diretamente pela degradação natural das gramíneas quanto da contribuição das fezes de bovinos (Figura 5.15).

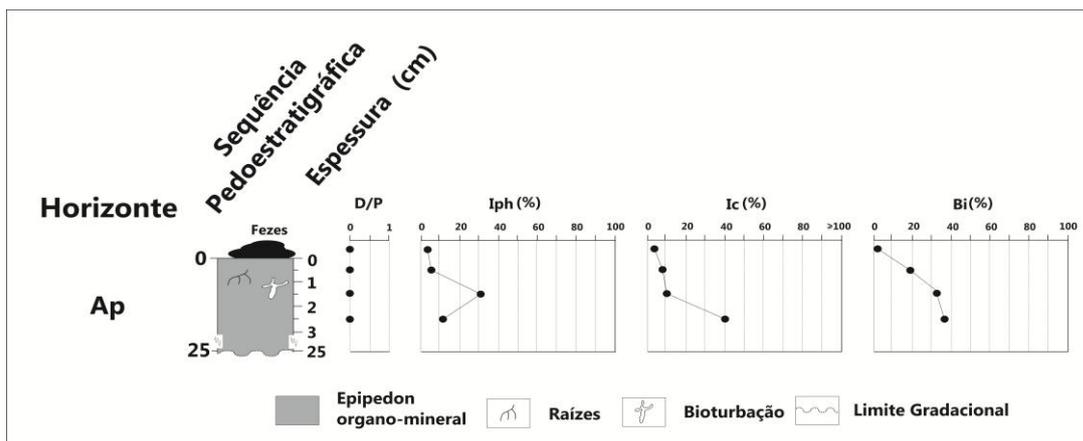


Figura 5.15 - Índice silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi (Fezes de bovinos e três primeiros centímetros).

O valor do Índice de Aridez/Umidade (Iph) na amostra das fezes de bovinos foi de 4,72% (Figura 5.15). Tal percentual sugere o predomínio de Panicoideae (gramínea C⁴ mesofítica), e condições edáficas mais úmidas ou onde haja solos úmidos (Alexandre et al., 1997; Bremond et al., 2008; Coe, 2009; Coe et al., 2014). Nos três primeiros centímetros do horizonte Ap os percentuais continuam baixos, apresentando o mesmo padrão ambiental (Figura 5.15). No caso da rampa de colúvios o índice está representando as condições modernas de umidade anual da área, caracterizado por chuvas bem distribuídas durante o ano (item 3).

Aplicando-se o Índice Climático (Ic) ao conteúdo silicofitolítico da amostra de fezes de bovinos, o mesmo resultou em 4,50% (Figura 5.15). Esse valor expressa uma vegetação de campo composta de gramíneas C₄, especificamente das subfamílias de Chloridoideae e Panicoideae, indicadoras de condições climáticas mais quentes (Twiss, 1992; Bremond, 2008; Coe et al., 2014). Nos três primeiros centímetros os percentuais também foram baixos < 50% (Figura 5.15), indicando condições de temperatura moderna mais elevada.

O Índice de Estresse Hídrico (Bi) apresentou valor de 0,91% na amostra de fezes e variou de 19,51% a 37,5% nos três primeiros centímetros do horizonte Ap, com tendência de aumento com a profundidade (Figura 5.15). Esse índice indica a abundância relativa de *buliformes* formados nas epidermes de gramíneas quando elas são submetidas a estresse hídrico forte (Bremond et al., 2005a; Coe et al., 2014). Os baixos valores deste índice sugerem que as gramíneas que recobrem atualmente a rampa de colúvio foram submetidas a baixo estresse hídrico, resultado coerente com o Índice de Aridez/Umidade (Iph).

5.1.3.3.4.2 Aplicação aos silicofitólitos dos níveis pedostratigráficos da rampa de colúvio

O índice D/P foi aplicado às diferentes profundidades do registro pedostratigráfico da rampa de colúvio e resultou no valor de zero (Figura 5.16). Igualmente ao constatado para fezes e os três primeiros centímetros do horizonte Ap, o percentual zero reflete formação vegetal de Campo com predomínio de monocotiledôneas - Poaceae (Bremond et al., 2005b).

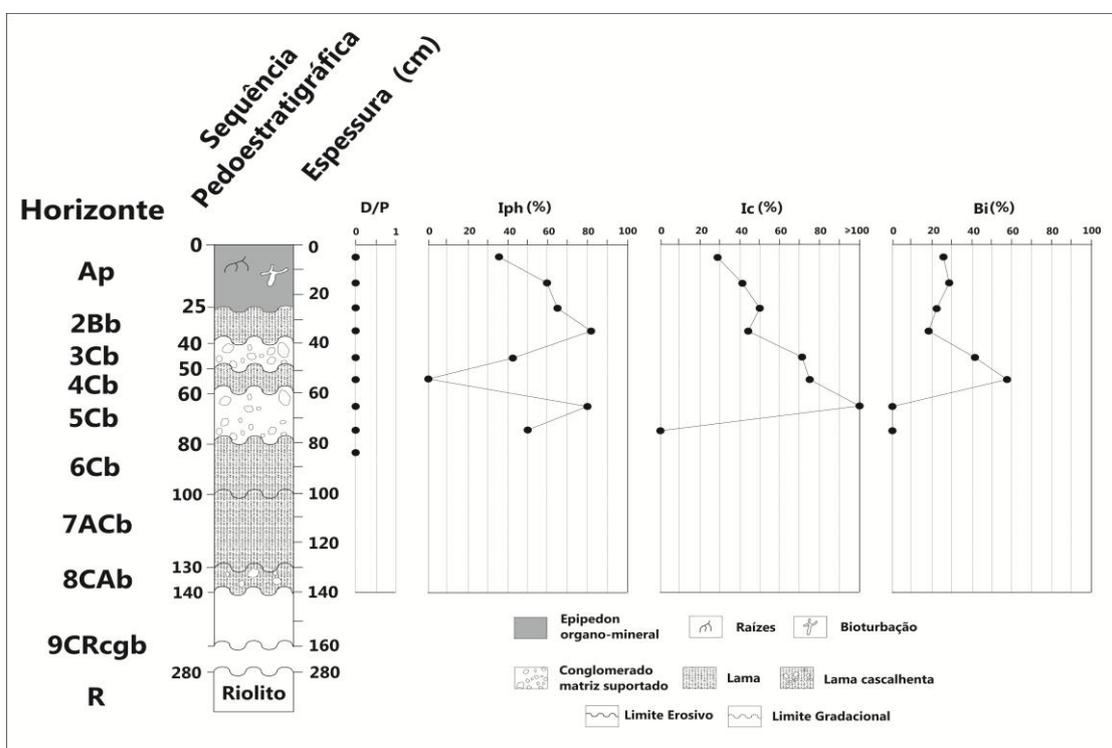


Figura 5.16 - Índices silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi aplicados ao registro pedostratigráfico da rampa de colúvio.

O Iph variou entres os níveis pedoestratigráficos de 0 a 83,33% (Figura 5.16). Valores inferiores a 40% indicam o predomínio de Panicoideae (gramínea C₄ mesofítica) e condições edáficas mais úmidas, enquanto que o inverso indica condições mais secas (Alexandre et al.,1997; Bremond et al.,2008; Coe, 2009; Coe et al., 2014). Percebe-se que o topo do horizonte Ap registra valor de 38,95% sugerindo condições ambientais úmidas, estando coerente com o sinal moderno identificado em seus três primeiros centímetros (Figura 5.16). A partir de sua base registra-se tendência de aumento nos valores com a profundidade até o horizonte 2Bb e novo decréscimo para o horizonte 3Cb. Nesse intervalo os valores ficaram entre 42,11 a 83,33% (Figura 5.16). Situação similar é verificada entre o topo e a base do nível 5Cb (Figura 5.16), indicando para ambos os casos condições ambientais mais secas. Apenas no nível 4Cb o valor de zero indica condições ambientais mais úmidas. Os níveis pedoestratigráficos 6Cb, 7ACb e 8CAb não apresentaram número de fitólitos suficientes para aplicação do índice.

O IC aplicado ao conteúdo silicofitolítico dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio variou de 0 a 100% (Figura 5.16). Do horizonte Ap ao topo do horizonte 2Bb observa-se tendência de aumento no percentual de 29,41 para 50% (Figura 5.16). Os valores apresentados no horizonte Ap indicam o predomínio de gramíneas Panicoideae (*Bilobate*) e Chloridoideae (*Saddle*), sugerindo condições climáticas mais quentes. Já na transição para o horizonte 2Bb, o percentual de 50%, indica um ponto limite da subfamílias florísticas adaptadas a condições quentes (Bremond et al. 2008; Coe et al., 2014). No 2Bb ocorre uma baixa redução no percentual para 44,74% (Figura 5.16), onde prevalecem gramíneas Pooideae (*Rondel*) e condições climáticas mais quentes. A partir do horizonte 3Cb, ocorre tendência de acréscimo de 71,43% para 100% até o topo do horizonte 5Cb (Figura 5.16). Nesse intervalo ocorre o domínio de gramíneas Pooideae (*Rondel e Trapeziform*) adaptadas a regime climático frio (Twiss, 1992; Bremond et al., 2008; Coe et al., 2014). Na base do horizonte 5Cb a aplicação do índice aponta para valor de zero, mas não deve ser tomado como indicativo de condições climáticas quentes como verificado para os níveis Ap e 2Bb, devido ao reduzido número de silicofitólitos passíveis de aplicação do índice.

O índice Bi variou de 0 a 58,33% (Figura 5.16). Os valores mais elevados são observados nos horizontes 3Cb (42,11%) e 4Cb (58,33%), sugerindo aumento no estresse hídrico. Nos demais níveis pedoestratigráficos os valores abaixo de 30% sugerem baixo estresse hídrico.

5.1.4 Composição dos isótopos estáveis do carbono nos níveis pedoestratigráficos

O carbono total das unidades pedoestratigráficas variou de 5,89 a 0,73% (Figura 5.17). É observado valor mais elevado próximo à superfície no topo do horizontes Ap e decréscimo com a profundidade de quase 4% para o horizonte 3Cb (Figura 5.17). A partir desse horizonte em direção ao 8CAb registra-se pouca variação. Os valores do $\delta^{13}\text{C}$ das unidades pedoestratigráficas variaram de -13,12 a -19,80‰ (Figura 5.17). A distribuição dessa razão isotópica torna-se mais negativa com a profundidade, havendo mudança de ~6‰ entre os níveis mais superficiais (Ap e 2Bb) e os mais profundos (6Cb a 8CAb) (Figura 5.17).

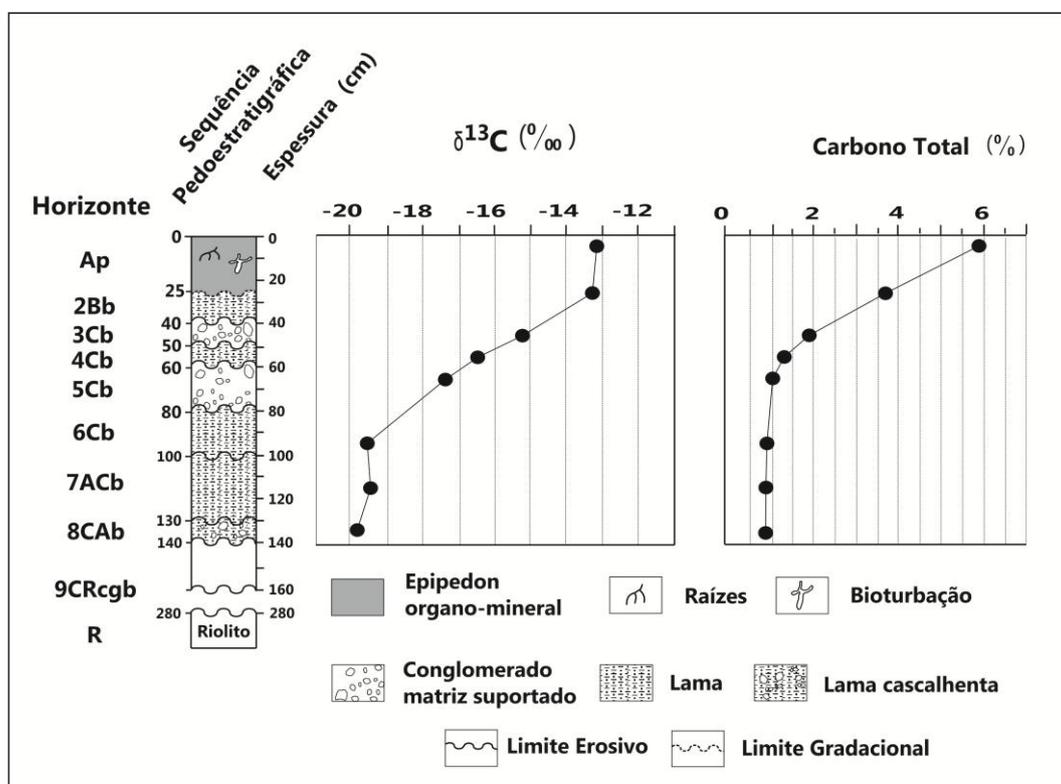


Figura 5.17 – Conteúdos de $\delta^{13}\text{C}$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio.

Os valores mais negativos são registrados justamente nos níveis mais profundos, 8CAb (-19,80‰), 7ACb (-19,37‰) e base do 6Cb (-19,43‰). Já nos níveis mais superficiais, Ap (-13,12‰) e 2Bb (-13,33‰) os valores são menos negativos. Os valores dos níveis superficiais apontam para o predomínio de plantas com padrão fotossintético C_4 (gramíneas – maioria das Poaceae), pois elas apresentam razão isotópica entre -17 a -9‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). Enquanto que nos níveis mais profundos, sobretudo nos horizontes 6Cb a 8CAb, os valores sugerem mistura de plantas C_3 e C_4 , uma vez que plantas C_3 (arbustos, arbóreas e algumas Poaceae) têm razão isotópica de -32 a -20 ‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). A sutil variação dos valores para mais negativos pode refletir a mistura de matéria orgânica de Poaceae com espécies arbustivas (*Baccharis caprariifolia* DC e *Eryngium pandanifolium*), como é verificado nas áreas de campo moderno em regeneração (Paisani et al., 2013a), ou presença de gramíneas C_3 .

Ao se comparar os percentuais de carbono total com a concentração de silicofitólitos para os mesmos níveis amostrados, percebe-se forte correlação positiva (Figura 5.18A). Tal análise de correlação sugere que as concentrações de matéria orgânica e de silicofitólitos seriam contemporâneas, geradas na mesma época.

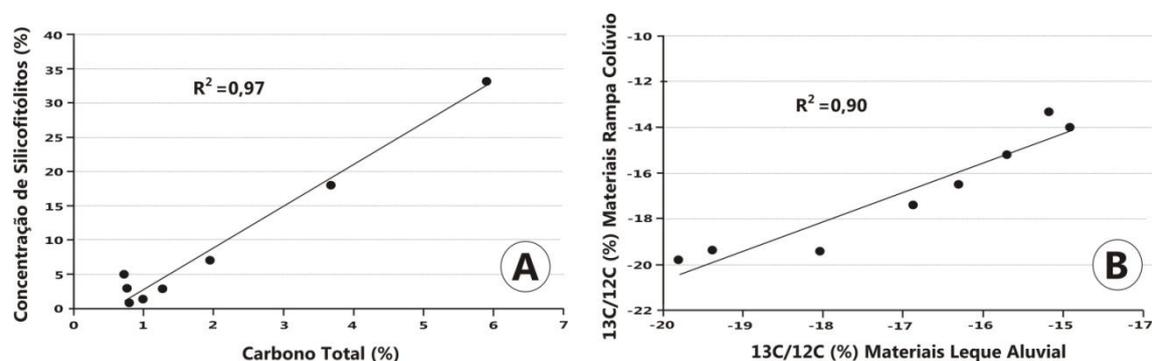


Figura 5.18 - Dispersão dos percentuais de carbono total e concentração de silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da rampa de colúvio (A). Dispersão dos valores da razão isotópica do carbono dos materiais de leque aluvial e da rampa de colúvio (B).

Igualmente, ao se comparar os valores isotópicos do carbono entre o registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio e os materiais coalescentes do leque aluvial, percebe-se forte correlação positiva entre os valores isotópicos

dos níveis de plantas C_4 e mistura de plantas C_3 e C_4 da rampa de colúvio com os níveis pedoestratigráficos 7 a 9 dos materiais do leque aluvial (Figura 5.18 B, 5.19). Nota-se, apenas, que os níveis superficiais da rampa apresentam valores menos negativos (Figura 5.17, 5.19), justamente por expressarem sua proximidade com a superfície moderna constituída de gramíneas utilizadas como pasto. Assim, é possível verificar a distribuição lateral da vegetação no eixo de drenagem (leque aluvial) e lateralmente (rampa de colúvio). No caso da rampa de colúvio, houve o truncamento dos níveis estratigráficos abaixo e acima da faixa de correlação isotópica. Isso leva a pensar que o registro pedoestratigráfico mais completo para a área analisada se encontra no ambiente de leque aluvial coalescente à rampa de colúvio.

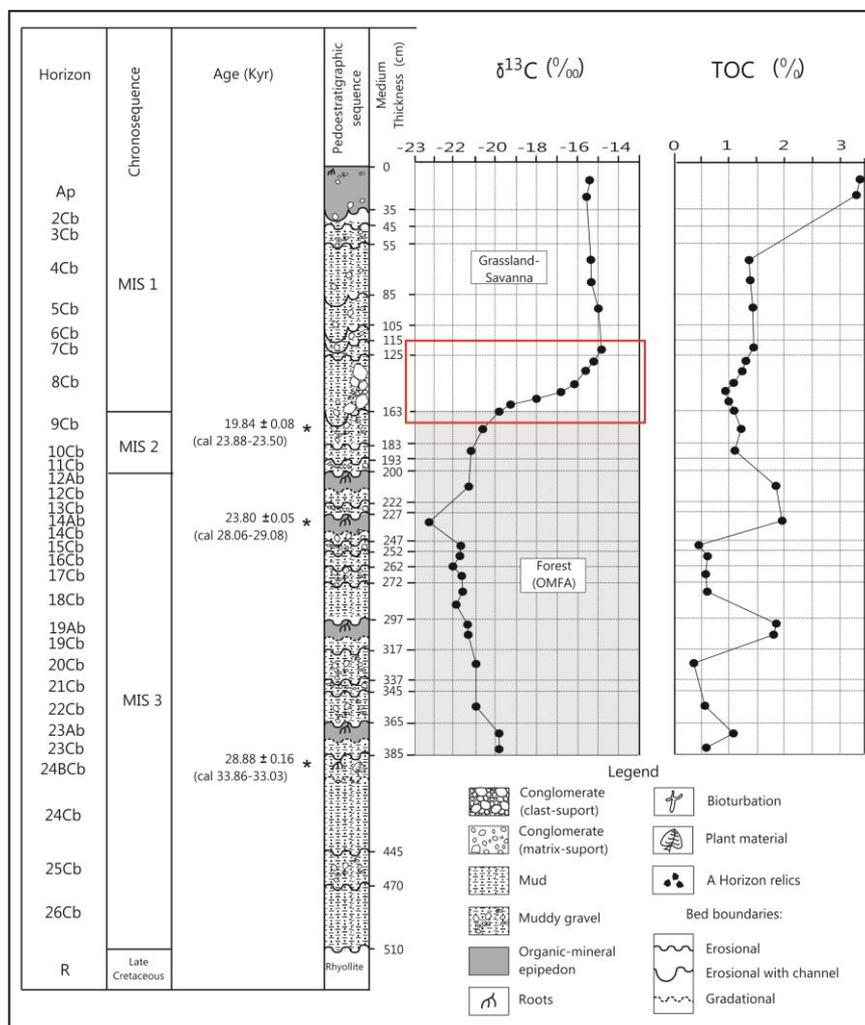


Figura 5.19 – Conteúdos de $\delta^{13}C$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos do leque aluvial coalescente à rampa de colúvio. O retângulo vermelho indica a faixa de correlação com o registro isotópico dos materiais da rampa de colúvio.

5.1.5 Geocronologia e reconstrução paleoambiental (integração de resultados estratigráficos, silicofitolíticos e isotópicos do carbono)

A rampa de colúvio, por definição, é um local de trânsito de sedimentos entre a colina convexa e o fundo de vale de 4ª ordem (Moura e Silva, 2006). Diante de sua dinâmica, o registro pedoestratigráfico descrito neste trabalho é caracterizado por camadas delgadas de colúvios (horizontes Cb), por vezes pedogenizadas (horizontes CAb e Bb), com importantes lacunas e truncamentos de níveis pedológicos superficiais (paleohorizontes A) (Figura 5.20). Remanescentes de dois eventos de estabilidade das encostas são registrados na base da sequência pedoestratigráfica (8CAb) e 7ACb). Seus horizontes superficiais foram truncados pela erosão, mas a elevada concentração relativa de silicofitólitos nesses níveis sugere a proximidade com antigas superfícies (Figura 5.12). Nos níveis pedoestratigráficos 6Cb a 3Cb a pedogênese teve pouca ação e suas características expressam as propriedades do substrato coluvial. O horizonte 2Bb apresenta uma pedogênese incipiente, com desenvolvimento de estrutura prismática fraca (Tabela 5.1). Já o horizonte Ap perdeu suas características morfológicas vinculadas aos processos coluviais e apresenta forte influência da cobertura e uso do solo moderno, como era de se esperar.

A cronologia do registro pedoestratigráfico foi estabelecida por luminescência opticamente estimulada - LOE (SAR) em grãos de quartzo presentes no horizonte 4Cb (Tabela 5.2). Esse nível pedoestratigráfico se encontra entre dois níveis conglomeráticos com matriz suportada (3Cb e 5Cb), que destoam em relação aos demais processos sedimentares responsáveis pelo material parental dos demais níveis pedoestratigráficos. A idade de 19.770 ± 2.350 anos AP do horizonte 4Cb sugere que as sequências pedoestratigráficas 3Cb a 5Cb foram geradas durante o Último Máximo Glacial (EIM 2 – Estágio Isotópico Marinho número 2), enquanto que as sequências 6Cb a 8CAb foram geradas durante o Último Interstadial (EIM 3) e as sequências 2Bb e Ap durante o Holoceno (EIM 1). Os níveis pedoestratigráficos remanescentes de paleossolos truncados (7CAb e 8CAb) apresentam correlação cronoestratigráfica com pedocomplexo do leque aluvial que coalesce lateralmente com a rampa de colúvio (Figura 5.21). Conforme Paisani et al. (2014) o pedocomplexo foi gerado diante de fases de

sedimentação episódica de colúvios no transcurso da pedogênese estabelecida na superfície de Palmas/Água Doce antes de 24.000 anos AP.

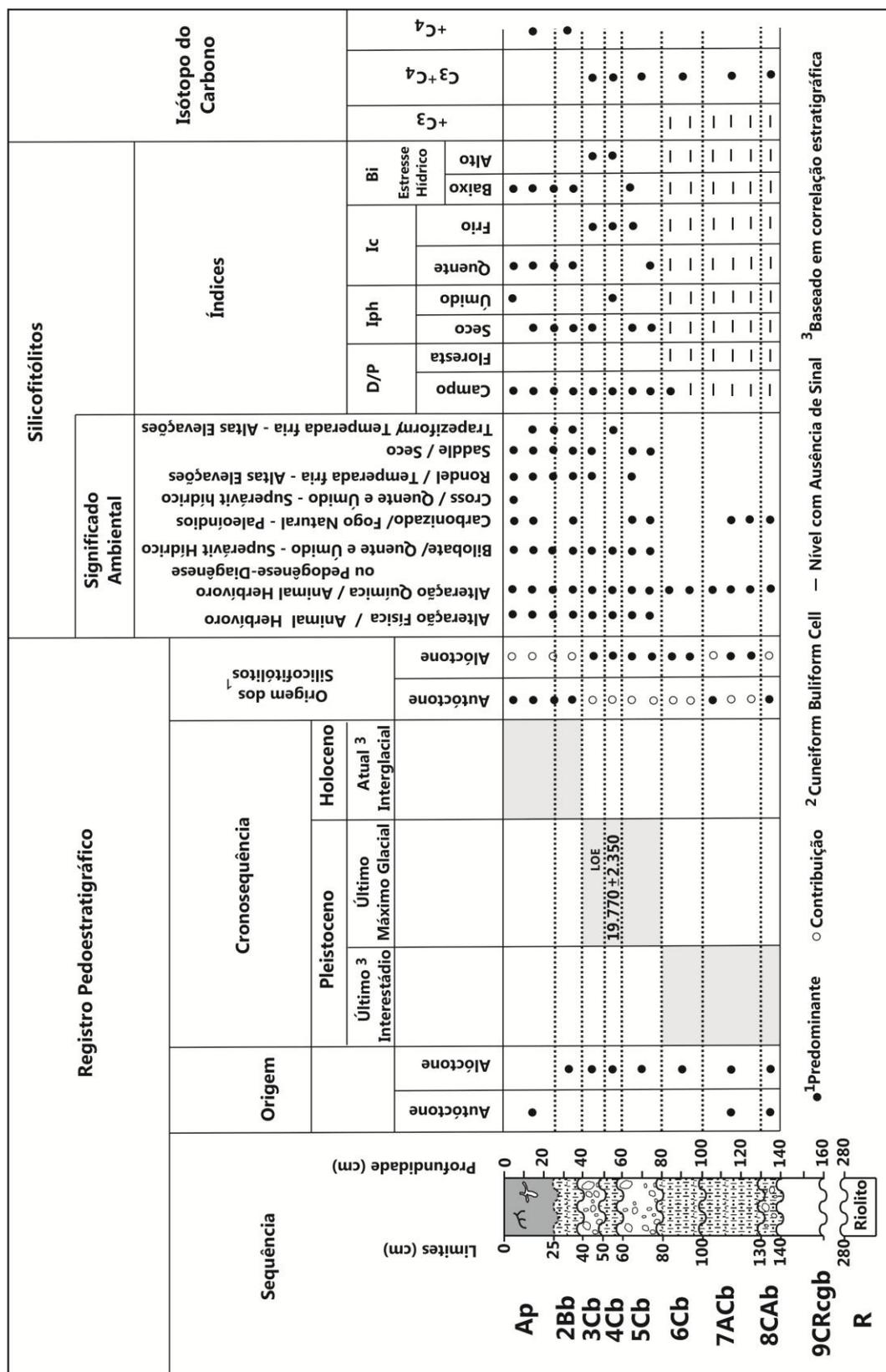


Figura 5.20 – Síntese das informações do registro pedostratigráfico, silicofitólitos e isótopo do carbono da rampa de colúvio.

Tabela 5.2 – Resultado da idade por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative-dose*) com 15 alíquotas.

Horiz.	Prof (cm)	Th (ppm)	(ppm)	(%)	umidade (%)	Dose Anual (uGy/ano)	Dose Equivalente (Gy)	esvio Padrão	Idade de (anos AP)
4Cb	56	20,966	5,714	0,646	16,32	3.740±255	73.930	6,35	19.770±2.350
		±0,755	±0,402	±0,094					

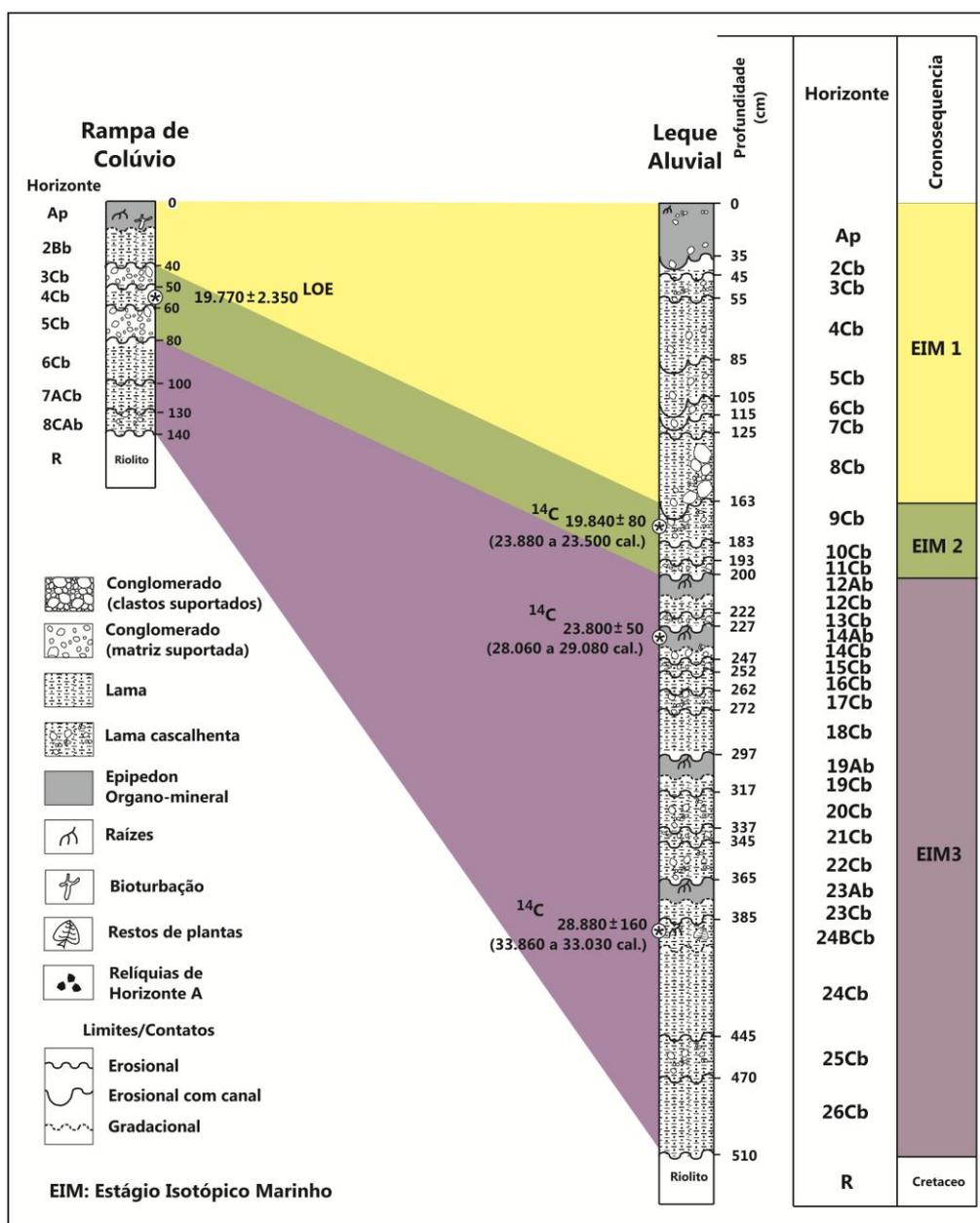


Figura 5.21 - Cronocorrelação entre sequências pedoestratigráficas da rampa de colúvio e de leque aluvial coalescente.

Enfim, a sequência pedoestratigráfica da rampa de colúvio é constituída de materiais alóctones (horizontes C e B) e autóctones (horizonte A) gerados entre o Último Interestádio (EIM 2) e Holoceno (EIM 1) (Figura 5.18). Igualmente, a origem alóctone e autóctone também é inferida para os silicofitólitos.

A origem dos silicofitólitos é inferida analisando os resultados da concentração e classificação dos morfotipos (Figuras 5.5, 5.6, 5.12 e 5.14). A concentração mostra maior percentual de partículas de silicofitólitos em relação aos grãos minerais nas fezes de bovinos, primeiros três centímetros do horizonte Ap e nesse horizonte em relação aos demais níveis pedoestratigráficos. No caso do horizonte Ap, reflete sua proximidade com a vegetação que ocupou a superfície moderna e no caso dos horizontes 2Bb, 7ACb e 8CAb as paleosuperfícies. Em relação à amostra de fezes e primeiros três centímetros do horizonte Ap, a concentração também mostra proximidade com a cobertura vegetal moderna, pois os bovinos disponibilizam silicofitólitos modernos diante de suas fezes. Deve-se considerar, ainda, a contribuição de silicofitólitos ao nível Ap pelas plantas modernas diante de sua decomposição natural. Nesses casos expressa origem autóctone, pois não estaria vinculada a antigas superfícies que foram remobilizadas e incorporadas no material coluvial durante os fluxos gravitacionais, entendida aqui como alóctones.

Por outro lado, nos níveis pedoestratigráficos próximos a horizontes superficiais, como são os casos dos horizontes 2Bb, 7ACb e 8CAb, predominam silicofitólitos alóctones com contribuição de autóctones justamente por derivarem de materiais coluviais (Figura 5.20). Nos demais horizontes C os silicofitólitos são predominantemente alóctones com contribuição de autóctones de níveis sobrejacentes existentes no registro pedoestratigráfico ou previamente removidos pela erosão (Figura 5.20).

Os morfotipos de silicofitólitos que apresentam significado taxonômico pertencem à família da Poaceae, sendo assim, acredita-se que a maioria dos fitólitos analisados foram produzidos por gramíneas C₄, a exceção do *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform* que podem ter sido produzidos por gramíneas C₃ (Coe et al., 2014). O sinal isotópico do carbono mostra o predomínio de plantas C₄ nos níveis pedoestratigráficos mais superficiais (Ap e 2Bb) e mistura de plantas

C₃+C₄ nos demais níveis (Figura 5.20). No caso da base do horizonte 6Cb e nos horizontes 7ACb e 8CAb os valores isotópicos estão tendendo mais para plantas C₃, embora ainda estejam indicando mistura (Figura 5.17).

Os morfotipos de gramíneas que apresentam significado taxonômico foram *Bilobate*, *Cross*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform*. *Bilobate* e *Cross* sugerem condições ambientais úmidas ou superávit hídrico, já o morfotipo *Saddle* indica condições mais secas. Há uma aparente contradição devido à presença dos morfotipos *Bilobate* e *Saddle* ao longo da maioria dos níveis pedoestratigráficos. Na realidade a mistura de fitólitos de origem alóctone e autóctone é responsável por tal contradição. De todo modo, a análise fitolítica mostra que há uma maior concentração de *Bilobate* justamente nos níveis pedoestratigráficos em que se registra redução na concentração de *Saddle*, e vice-versa (Figura 5.14). Os índices Iph e Bi sugerem que o topo do horizonte Ap, que reflete as condições modernas, se encontra em regime climático úmido com baixo estresse hídrico (Figura 5.20). O mesmo não pode ser sugerido para os demais níveis desse horizonte e para o 2Bb, onde o Iph indica condições mais secas sob baixo estresse hídrico. Considerando mistura de silicofitólitos o índice Bi aponta que apenas os níveis 3Cb e 4Cb passaram por estresse hídrico sob um regime térmico mais frio, como indica o Ic (Figura 5.20). De fato, tais horizontes foram truncados durante o Último Máximo Glacial sob condições hidrológicas de escoamentos concentrados, inferidas como regime mais seco e mais frio para o registro de outras seções pedoestratigráficas da área (Paisani et al., 2014; Paisani et al., submetido).

Os silicofitólitos alterados fisicamente estão associados à mastigação dos bovinos nas condições ambientais modernas. Sua presença nos níveis pedoestratigráficos subsuperficiais sugere que animais herbívoros silvestres habitaram a área de estudo ao longo do tempo, sobretudo durante o Pleistoceno. Já os silicofitólitos alterados quimicamente podem derivar tanto da digestão desses animais quanto de processos biogênicos associados à pedogênese ou diagênese ao longo do tempo, mediante condições pós-depositacionais de pH extremo. O primeiro caso se aplica aos silicofitólitos alterados quimicamente nos níveis Ap a 5Cb, enquanto que o segundo caso se aplicaria aos níveis subjacentes, 6Cb a 8CAb.

Em relação aos silicofitólitos carbonizados, isso denuncia que as plantas passaram por uma ou mais fases de submissão ao fogo. Carbonizados encontrados no horizonte Ap estão relacionados às queimadas periódicas promovidas pela ação antrópica como meio de manejo dos Campos para pastoreio moderno. No nível 2Bb devem decorrer de incêndios provocados por paleoíndios antes da colonização no século XIX, ao passo que sua ocorrência nos demais níveis, deve refletir paleoincêndios naturais ocorridos durante o Pleistoceno.

5.2 PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM INTERFLÚVIO/RIO CHAPECÓ (SEÇÃO HS13)

5.2.1 Cenário da seção pedoestratigráfica HS13

O local analisado corresponde a uma seção pedoestratigráfica exposta em corte de estrada secundária do Parque Eólico de Água Doce (Figura 5.22A), localizada nas coordenadas UTM 0424923 e 7057347. A caracterização do registro estratigráfico, bem como a arquitetura dos materiais da seção sugerem se tratar de cabeceira de drenagem (bacia de zero ordem hierárquica – Classificação de Strahler) fossilizada diante da colmatagem por sedimentos coluviais – paleocabeceira de drenagem (Paisani et al., 2014; Pereira e Guerra, 2014) (Figura 5.22B). A paleocabeceira se encontra na borda de superfície topográfica moderna com morfologia de patamar que assume característica de interflúvio entre drenagens de 4ª ordem hierárquica do sistema hidrográfico do rio Chapecó (Figura 5.22A). A vegetação natural de Campo (Maack, 1948 e 1949) foi substituída sistematicamente por pastagem plantada (Figura 5.22B).



Figura 5.22 - Imagem Google Earth 2015 localizando a Paleocabeceira de Drenagem - Seção HS 13 (*) (A). Foto da Seção HS 13 exposta em corte de estrada no Parque Eólico de Água Doce (B). Níveis pretos correspondem a gerações de paleohorizonte A. Cobertura vegetal plantada (azevém- *Lolium Perene*).

5.2.2 Seção pedoestratigráfica HS13

Os materiais da cabeceira de drenagem estudada apresentam 11 unidades pedoestratigráficas - horizontes (Ap, 2ACb, 2Cb, 3ACb, 3Cb, 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Ab, 6ACb e 6Cgb) (Figura 5.23) derivadas de diferentes fácies sedimentológicas. O nível do horizonte Ap constitui sedimento tecnogênico moderno, enquanto que os níveis 2 a 5 correspondem a materiais colúviais e o nível 6 envolve materiais alúviais (Paisani et al., 2014; Pereira e Guerra, 2014). Os materiais colúviais decorrem de fluxos de lama discretos gerados nas encostas que circunscvem a paleocabeceira de drenagem.

Tabela 5.3 – Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS13.

Horizonte	Espessura (cm)	Cor ²	Textura	Estrutura ⁴	Consistência		Outras Características
					Seca ⁵	Umida ⁶	
Ap	20	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa a Franco-siltosa ³	m-bs ^b	d	fi	Raízes modernas
2ACb	10	10YR 4/2	Argilo-siltosa a Franco-argilo-siltosa ³	bs ^b	s	fr	Fragmentos líticos
2Cb	25	10YR 4/6	Argilo-siltosa a Franco-argilo-siltosa ³	m-bs ^b	d	fi	Fragmentos líticos
3ACb	5	7.5YR 4/4	Argilo-siltosa a Franco-argilo-siltosa ³	bs ^b	d	fi	-
3Cb	60	7.5YR 4/6	Argilo-siltosa a Franco-argilo-siltosa ³	bs ^b	d	fi	Concentração de grânulos e seixos localmente
4Ab ¹	15	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa	m-bs ^b	s	fi	Traço de raízes
4Cb	25	7.5YR 4/3	Franco-argilo-siltosa ³	bs ^b	d	fi	Pedorrelíquias de Horizonte A
5Ab ¹	20	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa	m-bs ^b	s	fr	Traço de raízes
5Cb	30	10YR 4/3	Argilosa a Argilo-siltosa ³	m-bs ^b	d-m	fi	Fragmentos líticos
6Ab ¹	30	10YR 2/1	Argilo-siltosa	bs ^b	s	fi	Traço de raízes
6ACb	25	7.5YR 2.5/1	Argilo-siltosa ³	bs ^b	m	fi	Traço de raízes
6Cgb	20	10YR 6/3, 2.5YR 6/3, 2.5YR 7/6	Argilo-siltosa a Franco-argilo-siltosa ³	bs ^b	d	fi	Porosidade radicular

¹Informações obtidas de Paisani et al. (2014).

²Segundo Carta de Munsell.

³Adaptado de Pereira e Guerra (2014) ao diagrama triangular da USDA (Schaeztl e Anderson, 2005).

⁴g:granular, bs:blocos subangulares com grau de desenvolvimento forte^a ou médio^b, m:maciça.

⁵d:dura, m:macia, s:solta.

⁶fi:firme, fr:friável.

A seção pedoestratigráfica tem 180cm de espessura com horizontes delgados que variam de 10 a 60cm de espessura (Figura 5.23). Os materiais são amarelo-avermelhados (10YR – Carta de Munsell) em sua maioria, com textura predominante de Franco-argilo-siltosa a Argilo-siltosa (Tabela 5.3). A estrutura de blocos subangulares com consistência dura (seca) e firme (úmida) assume destaque nos materiais. Os paleohorizontes Ab são marcados pelas cores mais escuras (valor 2/1) e traços de raízes.

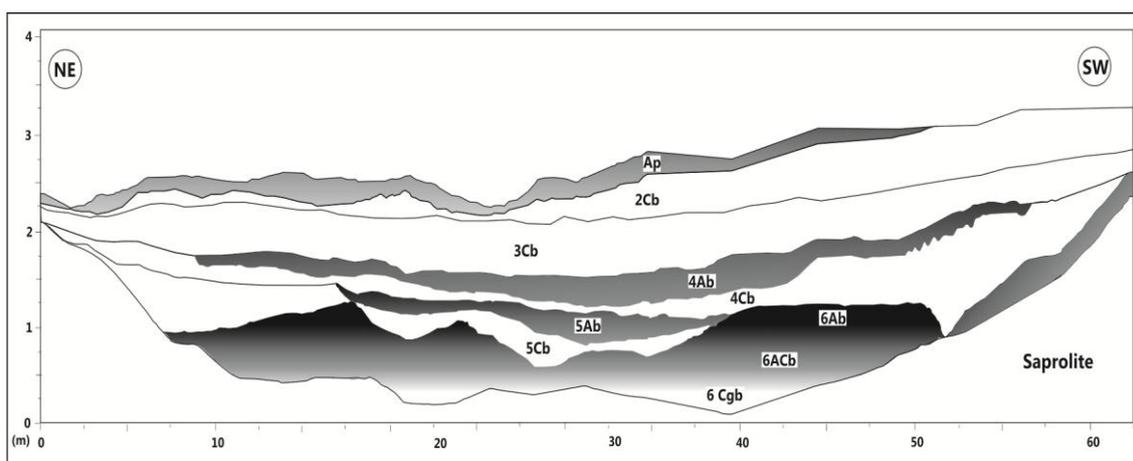


Figura 5.23 - Seção Pedoestratigráfica (HS13) estabelecida no eixo central de paleocabeceira de drenagem. Os horizontes 2Cb a 6Ab correspondem a material de origem sedimentar coluvial. Os horizontes 6Ab, 5Ab e 4Ab correspondem a paleossolos estabelecidos em sedimentos coluviais (Paisani et al., 2014). Os horizontes 2ACb e 3ACb apresentam 10 cm de espessura e não estão sendo representados.

5.2.3 Registro silicofitolítico da paleocabeceira de drenagem em interflúvio/rio Chapecó (Seção HS13)

5.2.3.1 Quantidade de silicofitólitos no registro pedoestratigráfico

A concentração de silicofitólitos no registro pedoestratigráfico variou de 0,15 a 7,17% (Figura 5.24, 5.25). A distribuição vertical das assembleias silicofitolíticas mostra tendências de redução da concentração de silicofitólitos conforme a profundidade, havendo picos de maior concentração nos horizontes Ap, 2Cb, 3ACb, 3Cb topo, 4Ab, 5Ab e 5Cb base, por vezes coincidindo com o topo dos níveis pedoestratigráficos 1, 3, 4 e 5 (Figura 5.25). As concentração de silicofitólitos das profundidades de 30-40 cm, 50-60cm, 130-140cm e 190-

200cm correspondem à mistura de materiais, respectivamente, dos horizontes 2Ab com 2Cb, 2Cb com 3Cb, 4Ab com 4Cb e 5Cb com 6Ab (Figura 5.25).

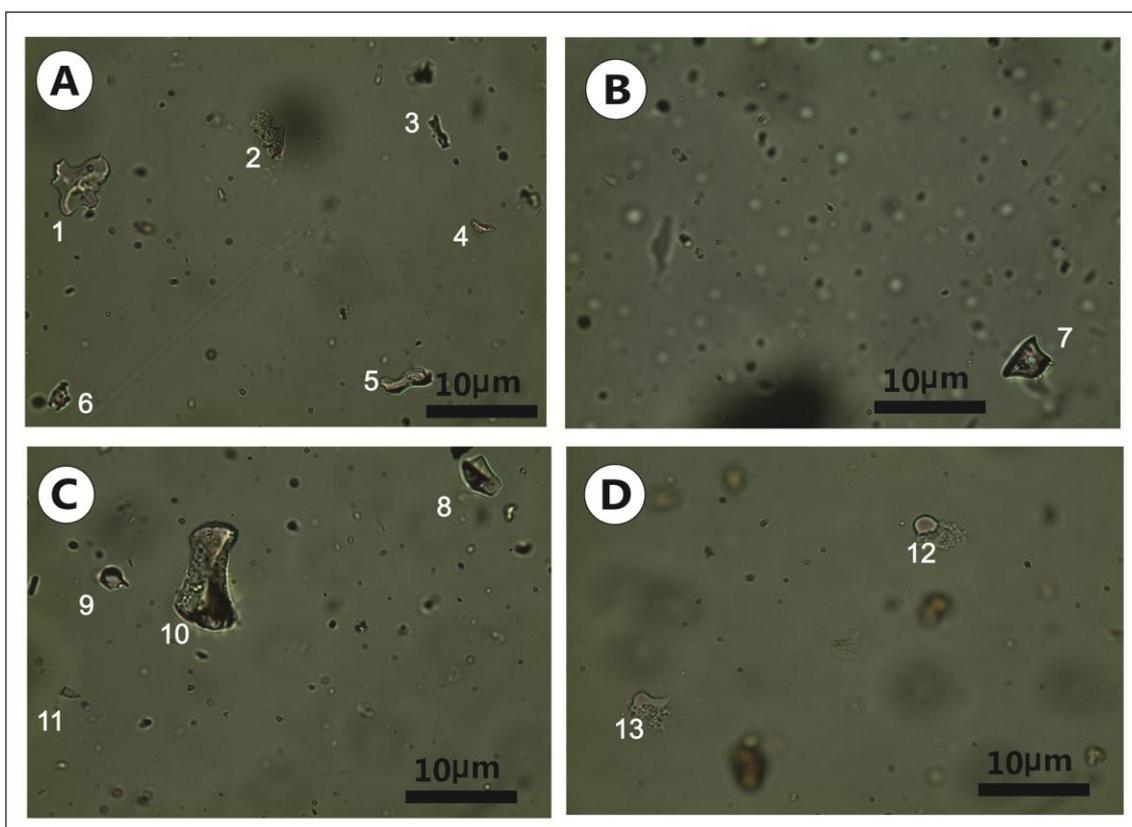


Figura 5.24 - Conteúdo de silicofitólitos na amostra total de alguns níveis pedoestratigráficos da Seção HS13 – paleocabeceira de drenagem. A) Topo do Horizonte Ap. Silicofitólitos não identificados em face da degradação química e física (1, 2, 3 e 4), bem como silicofitólitos *Saddle* (5) e *Rondel* (6). B) Horizonte 2ACb com destaque silicofitólito *Rondel* (7). C) Horizonte 2Cb apresentando silicofitólito não identificado em face da degradação química e física (8), *Bilobate* com alteração física (9), *Cuneiform bulliform cell* com alteração química (10) e fragmento de silicofitólito (11). D) Horizonte 4Cb com silicofitólitos com alta degradação química, por vezes em processo de completa dissolução (12 e 13).

Próximo à superfície, tanto a base quanto o topo do horizonte Ap apresentam um total de ~7% de silicofitólitos. Já o horizonte 2ACb registra substancial redução com valores que decrescem de 1 para 2%. Esse último valor corresponde à mistura de materiais com o topo do horizonte 2Cb. O topo do referido horizonte registra os maiores percentuais de silicofitólitos de toda a sequência pedoestratigráfica, entre 7 e 8% (Figura 5.25). No topo do horizonte 3ACb ainda há importante incremento de silicofitólitos (aproximadamente 4%),

porém inferior ao registrado na amostra de mistura entre este e o sobrejacente (50-60cm). A partir deste nível percebe-se tendência de decréscimo na concentração de silicofitólitos com a profundidade, cujos percentuais totais ficam em torno de 1%. É possível que o horizonte 3ACb represente um nível pedológico que foi truncado pela erosão.

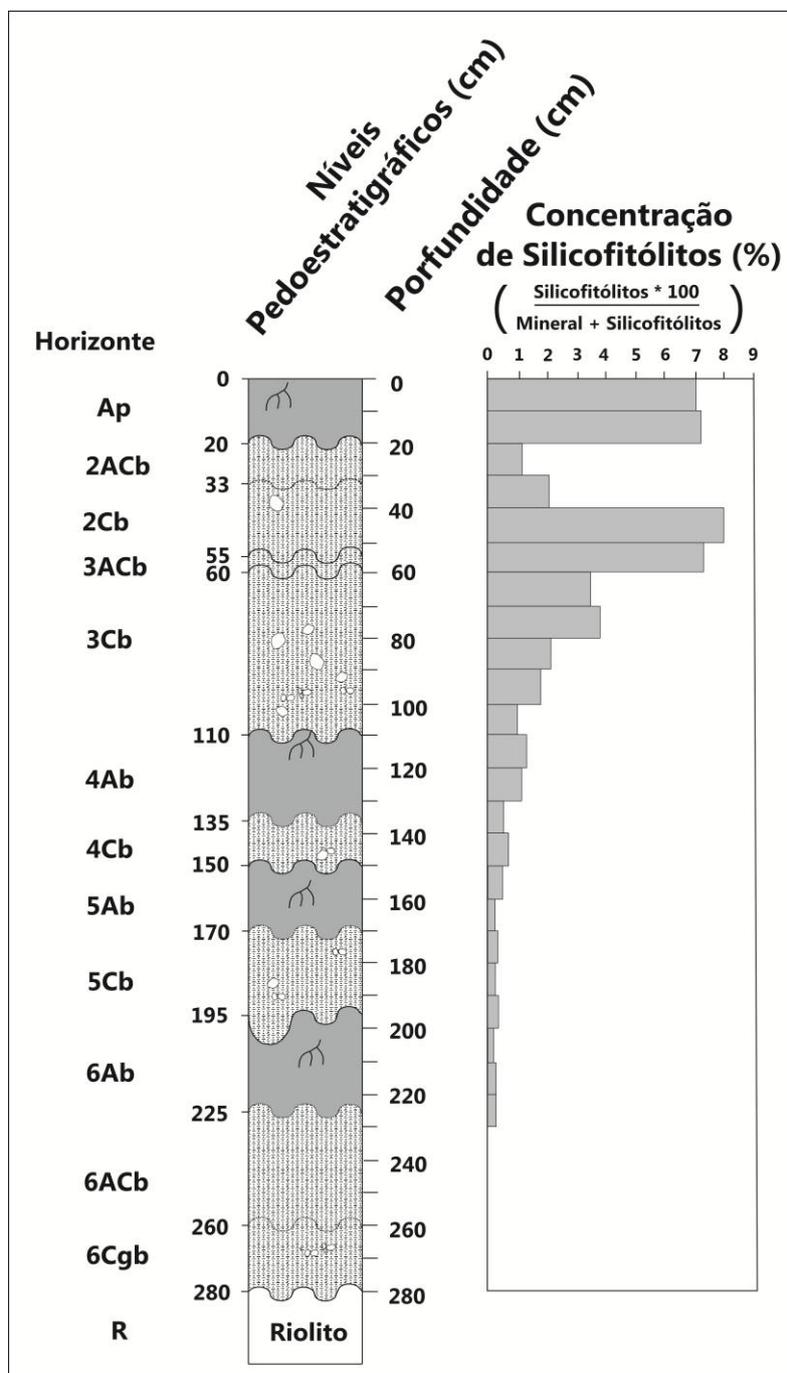


Figura 5.25 - Concentração de silicofitólitos nos níveis pedostratigráficos obtidos da amostra total.

A partir do topo do horizonte 4Ab há sutil aumento nos percentuais de silicofitólitos (>1%) e retorna a reduzir com a profundidade até a base do horizonte 4Cb. O topo do horizonte 5Ab registra tendência similar. Percebe-se percentuais de silicofitólitos abaixo de 1% nos demais níveis pedoestratigráficos, havendo apenas picos sutis de elevação nas profundidade de 170-180cm e 190-200cm, cuja última corresponde à amostra de mistura da base do horizonte 5Cb e topo do 6Ab. Enfim, na base da seção pedoestratigráfica, níveis 6ACb e 6Cgb, não há ocorrência de silicofitólitos (Figura 5.25).

5.2.3.2 Morfologia dos silicofitólitos em amostra concentrada dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem

A análise fitolítica realizada em 24 amostras da sequência pedoestratigráfica da seção HS13 revelou um total de 2.860 silicofitólitos, sendo eles definidos com base em Twiss et al. (1969), Mulholland (1989), Fredlund e Tieszen (1994), Barboni et al. (1999), Bremond et al. (2005a), Barboni et al. (2007) e Coe et al. (2014). Os morfotipos encontrados foram: *Bilobate*, *Block*, *Bulliform*, *Cuneiform bulliform cell*, *Elongate*, *Irregular Cell*, *Point shaped*, *Polylobate*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform* (Figura 5.26). Além destes morfotipos há outros que não foram identificados por apresentarem alteração química (corrosão) e/ou alteração física (quebrados), ainda foram encontrados fragmentos (pedaços muito pequenos de silicofitólitos espalhados pela lâmina) e fitólitos carbonizados (Figura 5.27).

No horizonte Ap predominam silicofitólitos alterados por corrosão (alteração química) (22,84%), silicofitólitos corroídos e quebrados (alteração física) (19,47%) seguido pelos *Rondel* (16,85%), *Elongate* (15,89%), silicofitólitos com alteração física (8,17%), *Bilobate* (4,56%) e *Cuneiform bulliform Cell* (4,08%). Em menores quantidades há *Point Shaped* (2,17%), fitólitos carbonizados (2,16%), *Bulliform* (1,69%), *Trapeziform* (0,96%), fragmentos (0,73%), *Bulliform parallelepipedal* e *Saddle* (0,24%) (Figura 5.28).

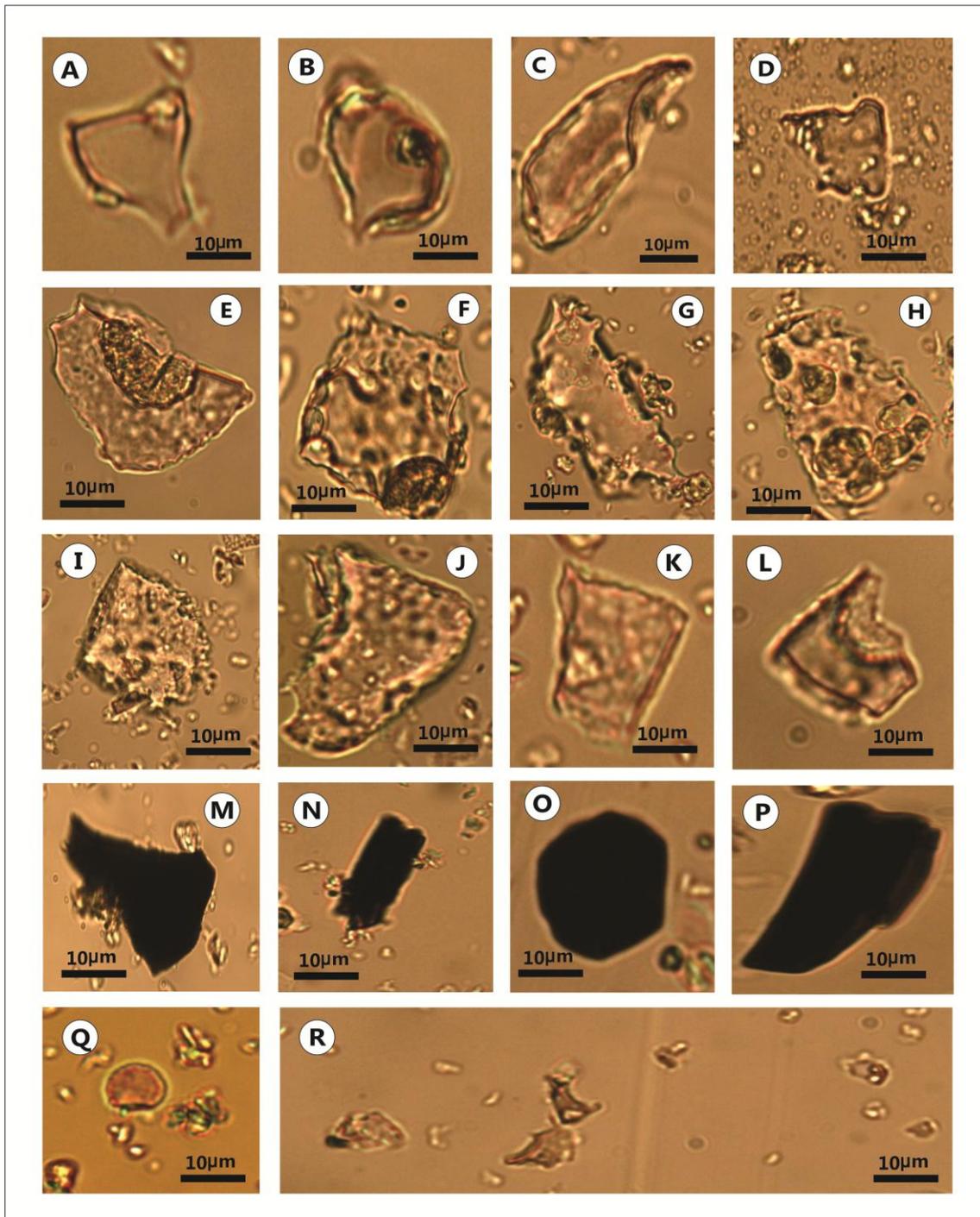


Figura 5.27 – Morfotipos de silicofítólitos encontrados em amostras concentradas extraídas dos níveis pedoestratigráficos da Seção HS13 – paleocabeceira de drenagem, observados no MO. Alterados fisicamente (A/B/C/D), alterados quimicamente (E/F/G/H), alterados física e quimicamente (I/J/K/L), carbonizados (M/N/O/P), fragmentos (R). Crisofícea (quisto de alga) (Q), também encontrados em amostras concentradas extraídas dos níveis pedoestratigráficos da Seção HS13.

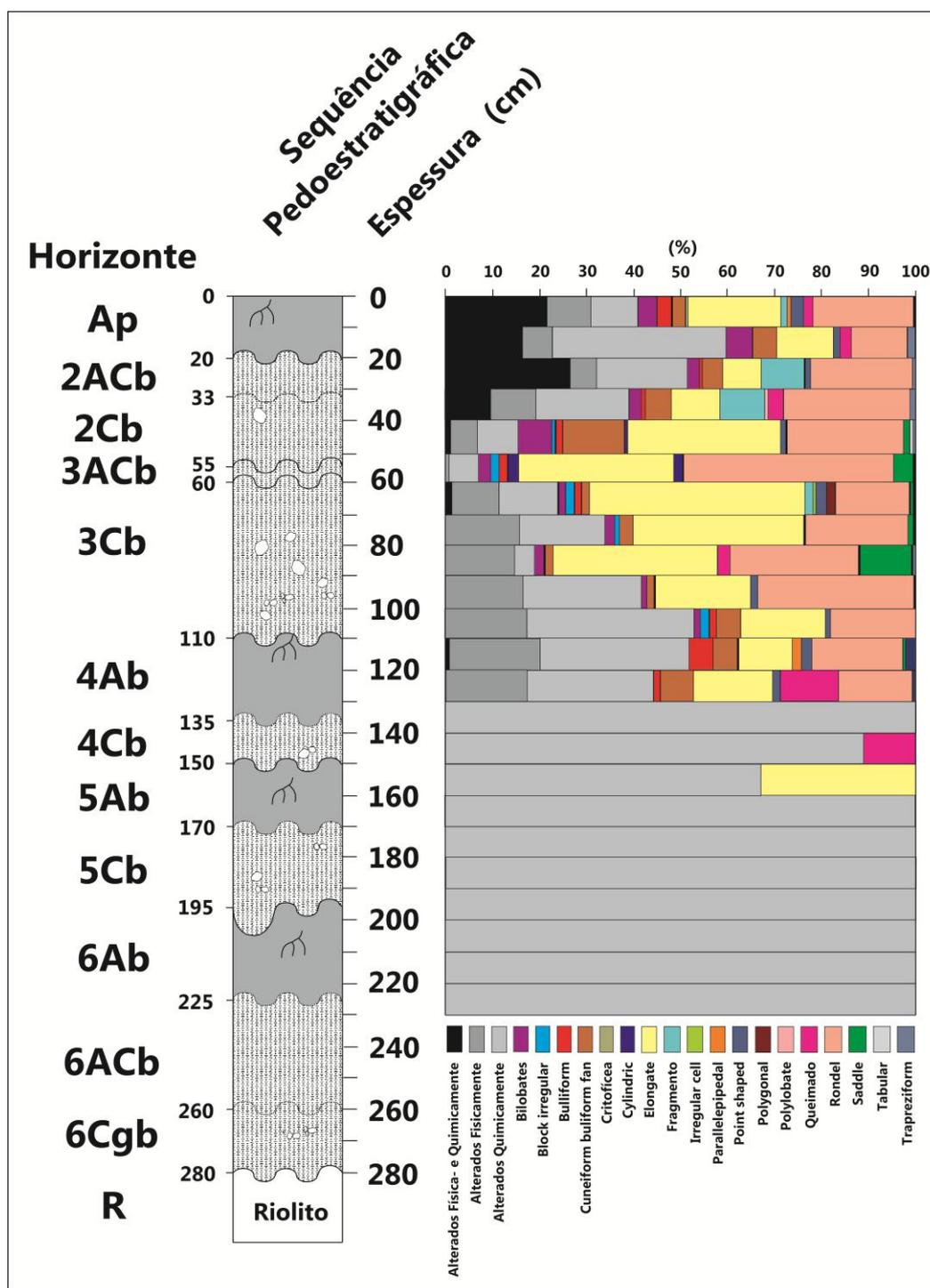


Figura 5.28 – Distribuição dos silicofítolitos encontrados na seção HS13 durante a análise silicofitolítica.

No horizonte 2ACb os silicofítolitos presentes são os alterados química e fisicamente (26,61%), *Rondel* (21,89%), morfotipos com alteração química (18,88%), fragmentos (9,01%), *Elongate* (8,16%), morfotipos alterados fisicamente (6,01%), *Cuneiform Bulliform Cell* (4,29%), *Bilobate* (2,15%) como

predominante e os morfotipos *Point Shaped* (0,86%), *Parallelepipedal* e *trapeziform* (0,65%) são menos representativos (Figura 5.28). No horizonte 2Cb percebe-se a mistura da base do horizonte 2Cb com o topo do horizonte 3Cb, podendo ser autóctone ou alóctone, ou seja material que pode vir de outro horizonte e misturar-se com o material que está no local. Em maior quantidade, ocorrem os silicofitólitos *Rondel* (25,65%), *Elongate* (20,96%), alterados quimicamente (13,75%), *Cuneiform Bulliform Cell* (9,31%), morfotipos com alteração física (8,86%), *Bilobate* (5,36%) e com menor frequência morfotipos com alteração química e física (4,66%), fragmentos (4,20%), fitólitos carbonizados (1,64%), *Bulliform* e *trapeziform* (1,17%), *Saddle* (0,93%), *Point Shaped* (0,80%), *Polylobate* e *Block* (0,50%) e por fim *Parallelepipedal* (0,30%) (Figura 5.28).

Os horizontes 3ACb e 3Cb mostram maior quantidade de morfotipos, apresentando 1454 silicofitólitos, predominam os morfotipos *Elongate* (31,10%), *Rondel* (27,60%), alterados quimicamente (14,92%) e alterados fisicamente (14,92%) e menos presentes neste nível pedostratigráfico 3 *Saddle* (2,98%), *Cuneiform Bulliform Cell* (2,33%) *Bilobate* (1,58%), *Block* (1,04%), *Point Shaped* (0,92%), fitólitos carbonizados (0,81%), *Trapeziform* (0,42%), *Bulliform* (0,25%), alterados química e fisicamente (0,24%), *Parallelepipedal* (0,22%), *Irregular Cell*, e *Polylobate* (0,30%) e fragmentos (0,20%) (Figura 5.28).

O horizonte 4Ab mostra como predominante os morfotipos com alteração química (28,48%), alterados fisicamente (19,09%), *Rondel* (16,41%), *Elongate* (13,00%), fitólitos carbonizados (5,31%), alterados química e fisicamente (6,10%), *Cuneiform Bulliform Cell* (5,10%) e menos frequente *Bulliform* (3,40%), *Trapeziform* (1,01%), *Point Shaped* (0,90%), *Parallelepipedal* (0,80%) e *Saddle* (0,40%). Já o horizonte 4Cb mostra apenas 9 silicofitólitos tanto alterados quimicamente (88,89%) quanto fitólitos carbonizados (11,11) (Figura 5.28).

O horizonte 5Ab mostra apenas 3 silicofitólitos, sendo não identificados por alteração química alta (66,67%) e *Elongate* (33,33%). Já os horizontes 5Cb e 6Ab mostram uma quantidade inferior a 1% no gráfico de concentração de silicofitólito (Figura 5.25), sendo representados com 90% pelos não identificados por alteração química e 10% pelo morfotipo *Elongate*.

Durante a análise silicofitolítica foram encontrados fragmentos que constituem pequenos pedaços de silicofitólitos dispersos na lâmina, ou seja, silicofitólitos que estão quebrados e seus pedaços se encontram espalhados nas profundidades estudadas (Figura 5.27). Estes silicofitólitos não foram computados na classe de alterados fisicamente. Também durante a análise silicofitolítica foi encontrada no horizonte 2Cb uma crisofícea, considerado, um indicador de crise ambiental, demonstrando um ambiente com superávit hídrico, muito sal ou temperatura alta (Figura 5.27).

Analisando os dados silicofitolíticos desta seção pedoestratigráfica pode-se selecionar os seguintes morfotipos com significado taxonômico: *Rondel* (18,14%), *Bilobate* (2,28%), *Bulliform* (1,24%), *Point Shaped* (1,06%) e *Saddle* (0,76%). O significado taxonômico desses morfotipos de silicofitólitos foram interpretados com base em Barboni et al. (1999), Bremond et al. (2005a), Barboni et al. (2007) e Coe et al. (2014).

O *Rondel* é o morfotipo predominante nos níveis pedoestratigráficos depois da classe de alterados. Tal morfotipo tem significado taxonômico pelo fato de ser indicativo de plantas Poaceae (gramíneas) (Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a; Barboni et al., 2007; Coe et al., 2014). Essa família possui alta produção de silicofitólitos em células epidérmicas curtas da subfamília de Pooideae. As plantas Pooideae se desenvolvem em zonas climáticas frias e temperadas de regiões intertropicais (Coe et al., 2014, Barboni et al., 2007). Por outro lado, o morfotipo *Rondel* também ocorre na subfamília Bambusoideae. No caso dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem é mais provável que o morfotipo *Rondel* seja de *Pooideae*, uma vez que o homólogo atual corresponde a Campo sem presença de Bambusoideae.

O morfotipo *Bilobate* tem baixa ocorrência no cômputo geral dos níveis pedoestratigráficos (varia de 1,58 a 5,36%), por outro lado ele está presente nos níveis Ap, 2ACb, 2Cb e 3Cb. Tal morfotipo tem significado taxonômico pelo fato de ser indicativo de plantas Poaceae (gramíneas) (Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a; Barboni et al., 2007; Coe et al., 2014). Essa família possui alta produção de silicofitólitos em células epidérmicas curtas da subfamília de *Panicoideae* (Madella et al., 2005). Por outro lado, essa subfamília se desenvolve em zonas climáticas variadas, não sendo um bom

indicativo climático (Twiss, 1992). No caso dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem esse morfotipo é indicativo da presença de plantas Poaceae (gramíneas), similarmente ao encontrado na vegetação moderna (Campo).

O morfotipo *Bulliform* também tem baixa ocorrência no cômputo total dos níveis pedoestratigráficos (Figura 5.28), porém está presente entre os níveis Ap a 4Ab variando de 0,29 a 3,44%. Da mesma forma que os *Bulliform*, o morfotipo *Bilobate* também pode ser produzido nas células buliformes epidérmicas de plantas Poaceae (gramíneas) e ocorre em diferentes zonas climáticas (Coe et al., 2014; Barboni et al., 2007). No caso dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem esse morfotipo é indicativo da presença de plantas Poaceae (gramíneas), similarmente ao encontrado na vegetação moderna (Campo).

Em relação ao morfotipo *Point Shaped* também tem uma concentração restrita no conjunto dos níveis pedoestratigráficos, variando de 0,6 a 2,17% e ocorrendo nos níveis Ap ao 4Ab (Figura 5.28). Ele é produzido nas células ciliadas da epiderme de plantas Poaceae (gramíneas), sendo indicativo da vegetação de gramíneas também, similarmente ao encontrado na vegetação moderna (Campo).

Já o *Saddle* é um morfotipo produzido em alta proporção nas células epidérmicas curtas de Chloridoideae, representadas por C₄ (gramíneas) adaptadas a climas quentes e secos ou a condições edáficas (Barboni et al., 1999; Bremond et al., 2005a).

Os morfotipos não identificados (por apresentarem alto grau de corrosão) possuem um alto percentual na seção estratigráfica (total encontrado na seção 49,18%) e possuem significado ambiental. A classe de morfotipos designada de não identificados apresenta elevado percentual de ocorrência ao longo dos níveis pedoestratigráficos. A atribuição de não identificados resulta do fato deles não poderem ser classificados nas categorias de silicofitólitos de Madella et al (2005) por apresentarem diferentes graus de alterações tanto de ordem química, sobretudo corrosão, quanto física, como arestas resultantes de esforços físicos (quebrados); bem como ambas as situações. As alterações químicas e físicas podem ocorrer devido ao desgaste do silicofitólito em

permanecer no solo, sedimentos ou paleosolos, especialmente devido ao pH do solo e ao tempo de permanência no solo (Costa et al., 2010).

Alguns silicofitólitos podem ser incorporados no material pedoestratigráfico enquanto sedimento transportado tanto pela água quanto pelo vento. Geralmente, a tensão mecânica sofrida durante o transporte provoca o rompimento (quebra) do mesmo (Osterrieth et al., 2009). No caso da paleocabeceira de drenagem estudada, os níveis pedoestratigráficos derivam de sedimentos coluviais gerados por fluxos de lama discretos (item 5.2.2). Esse mecanismo de sedimentação reduz o atrito entre as partículas e a paleosuperfície, não sendo responsável pelos silicofitólitos alterados fisicamente. Com base nos resultados da análise de bolo fecal do gado moderno encontrado na seção pedoestratigráfica de rampa de colúvio (HS18), é possível que os silicofitólitos alterados fisicamente derivem do processo de quebra durante a pastagem de animais silvestres e deposição junto aos bolos fecais ao longo do Quaternário Superior.

Também foram identificados morfotipos que aparecem em menor frequência, derivados de Poaceae que apresentando significado ambiental, são: 1) Trapeziform da subfamília Pooideae presente entre os níveis Ap a 4Ab variando de 0,43 a 1,92%. É abundante em regiões temperadas e frias e em altitude na zona intertropical; 2) *Cross* produzido principalmente na subfamília Panicoideae, com 0,13% presente apenas no nível pedoestratigráfico 3Cb. Ocorre em climas quentes e úmidos ou solos com grande quantidade de água. Pode ser produzido também nas subfamílias Arundinoideae (em todos os tipos de clima), Bambusoideae (ocorem em zonas tropicais e temperadas quentes, principalmente florestas) e Chloridoideae (ocorrem em regiões secas de baixa altitude ou condições edáficas de stresse hídrico); 3) *Polylobate* com ocorrência nos níveis 2Cb (0,47%) e 3Cb (0,15%). Com base na vegetação homólogo atual, interpreta-se que o *Polylobate* indica uma Arundinoideae (todos os tipos de clima); 4) *Cuneiform Bulliform Cell* produzido nas células buliformes da epiderme de todas as gramíneas (Coe et al., 2014); 5) Carbonizados também são alterações dos silicofitólitos, porém de ordem tanto física quanto química. Essa classe apresenta baixo percentual nos níveis pedoestratigráficos (varia de 0,40 a 11,11%). Por outro lado, se destaca em relação aos alterados por trazer importante informação ambiental, a de que as plantas contendo

silicofitólitos passaram por uma ou mais fases de submissão ao fogo (Figura 5.27). Elas ocorrem nos níveis pedoestratigráficos Ap (2,16% de ocorrência), 2Cb (1,64%), 3Cb (0,40%) e 4Cb (11,11%). As partículas queimadas do nível Ap devem decorrer das periódicas queimadas promovidas pela ação antrópica como meio de manejo dos Campos para pastoreio moderno. Já sua presença nos níveis subjacentes, de forma descontínua, podem ter resultado tanto de incêndios provocados por paleoíndios após 6.500 anos AP e antes da colonização no século XIX, quanto por incêndios naturais comuns a algumas áreas planálticas do sul do Brasil, sobretudo, durante o Holoceno (Behling, 1997; Behling et al., 2004; Jeske-Pieruschka et al., 2010; Paisani et al., 2013a).

A família Poaceae é predominante na sequência pedoestratigráfica da paleocabeceira de drenagem, pois são plantas com alta concentração de sílicio que podem produzir silicofitólitos em abundância. Além disso, as plantas da família Poaceae trazem significado taxonômico em seus morfotipo produzidos (Twiss et al., 1969; Calegari, 2008).

5.2.3.3 Índices silicofitolíticos

Os índices fitolíticos foram calculados a partir das assembleias silicofitolítica da seção pedoestratigráfica HS13 para a interpretação das condições paleoambientais, conforme Twiss (1992), Alexandre et al. (1997), Barboni et al. (1999), Bremond et al. (2005a), Bremond et al. (2005b), Barboni et al. (2007), Calegari (2008), Coe et al. (2013) e Coe et al. (2014).

5.2.3.3.1 D/P (*Índice de Cobertura Arborea*) e Iph (*Índice de Áridéz / Umidade*)

Aplicando este índice à seção pedoestratigráfica obteve-se D/P= 0 para todos os níveis (Ap ao 4Ab) que apresentaram silicofitólitos passíveis de caracterização dos morfotipos segundo Madella et al. (2005) (Figura 5.29). O percentual zero reflete formação vegetal de Campo com predomínio de monocotiledôneas - Poaceae (Bremond et al., 2005b).

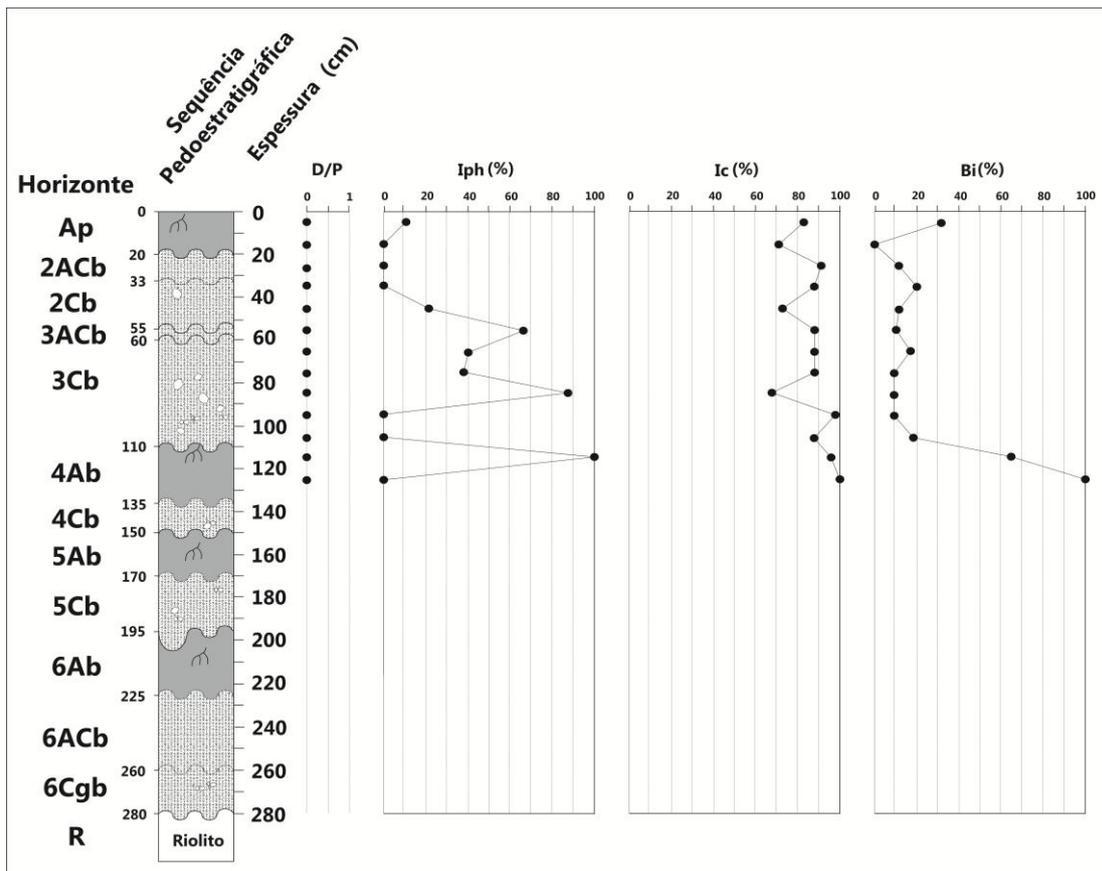


Figura 5.29 - Índice silicofitolíticos D/P, Iph, Ic e Bi.

O valor do Iph variou de 0 a 100% (Figura 5.29). Valores mais elevados são observados na base do horizonte 2Cb, topo e centro do 3Cb e topo do 4Ab da sequência pedoestratigráfica. Percebe-se que os percentuais do Iph oscilam do horizonte Ap ao topo do horizonte 4Ab (Figura 5.29). Uma primeira tendência de decréscimo nos percentuais com a profundidade é observada do horizonte Ap até o centro do horizonte 2 ACb, cujo valor inicia em 11% no topo do Ap e logo mantém-se em 0% nas demais profundidades. Tais percentuais sugerem o predomínio de Panicoideae (gramínea C⁴ mesofítica), e condições edáficas mais quentes e úmidas (Alexandre et al.,1997; Bremond et al.,2008; Coe, 2009; Coe et al., 2014). Uma segunda tendência de aumento nos percentuais com a profundidade é percebida a partir da base do horizonte 2Cb até o 4Ab, cujos valores variam de 20 a 68%. Essa tendência se distribui com valores de forma errática, sobretudo do topo ao centro do horizonte 3Cb. Neste nível pedoestratigráfico os valores estão acima de 40%, indicando um nível pedoestratigráfico com gramíneas (xerofíticas Savanas com gramas curtas) e condições edáficas quentes e secas (Barboni et al., 1999; Coe, 2009; Coe et

al., 2014). Porém, no nível pedoestratigráfico seguinte, base do horizonte 3Cb o Iph apresenta 0%. Assim como o verificado para o nível entre Ap e 2Cb, na base do 3Cb os silicofitólitos seriam sugestivos de formações vegetais abertas, como *Panicoideae* (gramínea C⁴ mesofítica), e condições edáficas mais úmidas e quentes. Essa tendência muda no topo do horizonte 4Ab, cujo percentual é 100. Trata-se de nível pedoestratigráfico com presença de gramíneas (xerofíticas Savanas com gramas curtas) e condições edáficas quentes e secas.

A partir do nível pedoestratigráfico da base do 4Ab os percentuais são zerados até o horizonte 6Ab. Ele não seria um indicativo de condições ambientais quentes e secas, mas sim a ausência de morfotipos passíveis de classificação conforme Madella et al. (2005) e predomínio de silicofitólitos com alterações química e/ou física.

Enfim, os valores de Iph < 40% para os níveis pedoestratigráficos Ap, 2ACb, 2Cb e base do 3Cb indicam predomínio de *Panicoideae* (gramínea C⁴ mesofítica) e condições edáficas mais úmidas e quentes. Já o topo e centro do 3Cb e topo do 4Ab registraram Iph > 40%, o que é sugestivo de predomínio de gramíneas (xerofíticas Savanas com gramas curtas) e condições edáficas secas e quentes.

5.2.3.3.2 I/C (Índice Climático)

Aplicando-se o Ic ao conteúdo silicofitolítico da seção pedoestratigráfica em análise, o mesmo variou de 63 a 100%. No horizonte Ap percebe-se tendência de redução desse índice com a profundidade, de 85% para 70%. O mesmo é notado para o nível pedoestratigráfico 2, redução de 92% para 72% (Figura 5.29). Já no nível pedoestratigráfico 3, o índice mostra-se com cerca de 90% no horizonte 3ACb e topo do 3Cb e com variações entre seu centro e sua base, registrando decréscimo e súbito aumento chegando próximo de 100%, enquanto que no topo do horizonte 4Ab registra-se tendência de aumento dos percentuais, de 82 para 92%, com a profundidade. Por fim, o valor decresce para 0% nos níveis subjacentes, não sendo possível calcular os índices por conta da ausência de morfotipos passíveis de classificação segundo Madella et al. (2005) e predomínio de silicofitólitos com alterações química e/ou física.

No geral, os percentuais ficaram acima de 60% para os níveis pedoestratigráficos Ap a 4Ab. Isso indica predomínio de gramíneas Pooideae (*Rondel e Trapeziform*), no caso deste perfil tipo *Rondel*, o que sugere regime climático frio (Twiss, 1992; Bremond, 2008; Coe et al., 2014).

5.2.3.3.3 Bi (Estresse Hídrico)

O índice Bi variou de 0 a 100%, com distribuição errática ao longo dos níveis pedoestratigráficos e predomínio abaixo de 20% (Figura 5.29). Os valores mais elevados são observados no topo do Ap (31%) e topo do 4Ab (67 a 100%). No horizonte Ap registra-se tendência de decréscimo súbito de 31% para 0% com a profundidade. Percebe-se sutil tendência de aumento no índice da base do Ap até o topo do horizonte 2Cb, seguida de decréscimo com a profundidade em direção ao 3ACb. Neste último verifica-se sutil aumento nos percentuais (20%), assim como em sua base (20%). A tendência de aumento nos percentuais do Bi chega a 100% no topo do 4Ab. Nos níveis pedoestratigráficos seguintes, base do 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Ab, 6ACb e 6CgB, o índice torna-se nulo (0%) diante da impossibilidade de classificação dos silicofitólitos (Madella et al., 2005) e predomínio de partículas alteradas química e/ou fisicamente. No geral, entre os níveis pedoestratigráficos Ap e 3C registra-se baixo estresse hídrico, diferente do topo do horizonte 4Ab que mostra elevado estresse hídrico.

5.2.4 Composição dos isótopos estáveis do carbono nos níveis pedoestratigráficos

O carbono total das unidades pedoestratigráficas variou de 6,11 a 3,17% (Figura 5.30). Valores mais elevados são observados próximo à superfície nos níveis Ap e 2Cb. Percebe-se decréscimo com a profundidade até a base do nível 3Cb. Igualmente, há acréscimo nos percentuais de carbono total dos níveis 4Ab e 5Ab. A partir deste último, há sutil tendência de decréscimo com a profundidade.

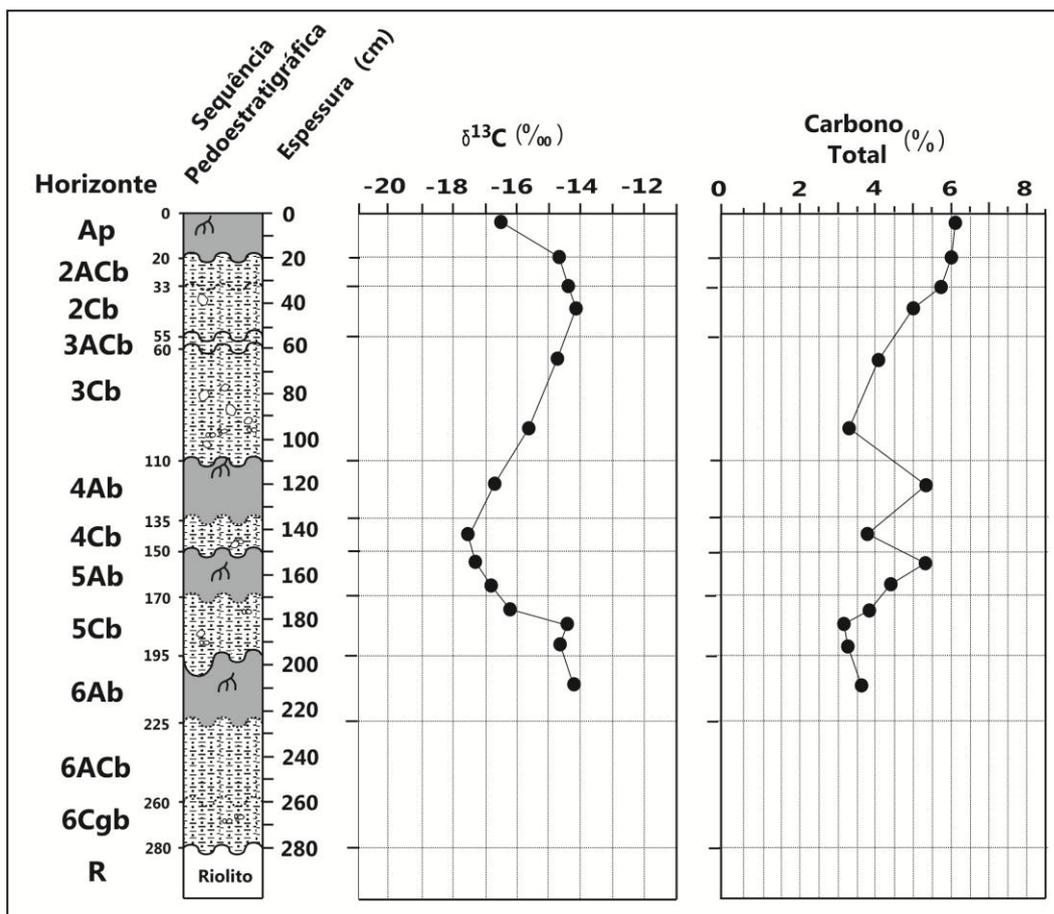


Figura 5.30 – Conteúdos de $\delta^{13}\text{C}$ e Carbono Total dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem.

Os valores do $\delta\text{C-13}$ das unidades pedoestratigráficas variaram de -14,09 a -17,48‰ (Figura 5.30). A distribuição dessa razão isotópica com a profundidade é variada, registrando-se valores mais negativos nos níveis 4Cb e 5Ab, próximos de -17‰, enquanto que nos níveis 2ACb, 2Cb, 5Cb e 6Ab os valores são menos negativos próximos de -14‰. Esses valores são sugestivos de predomínio de plantas com padrão fotossintético C_4 (gramíneas – maioria das Poaceae), pois elas apresentam razão isotópica entre -17 a -9 ‰, em média -13 ‰, enquanto que plantas C_3 (arbustos, arbóreas e algumas Poaceae) tem razão isotópica de -32 a -20 ‰, em média -27 ‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). A sutil variação dos valores para mais negativos pode refletir a mistura de matéria orgânica de Poaceae com espécies arbustivas (*Baccharis caprariifolia* DC e *Eryngium pandanifolium*), como é verificado nas áreas de campo moderno em regeneração (Paisani et al., 2013a), ou presença de gramíneas C_3 .

Ao se comparar os percentuais de carbono total com a concentração de silicofitólitos para os mesmos níveis amostrados, percebe-se correlação positiva discreta (Figura 5.31A). Quando analisada apenas essa comparação entre os níveis 2ACb e 2Cb, horizontes alóctones decorrentes de eventos de coluvionamento situados próximos à superfície, a correlação também é positiva, porém mais baixa (Figura 5.31B). Tal análise de correlação sugere que as concentrações de matéria orgânica e de silicofitólitos seriam em parte contemporâneas, geradas na mesma época, sobretudo nos níveis pedoestratigráficos 4Ab a 6ACb.

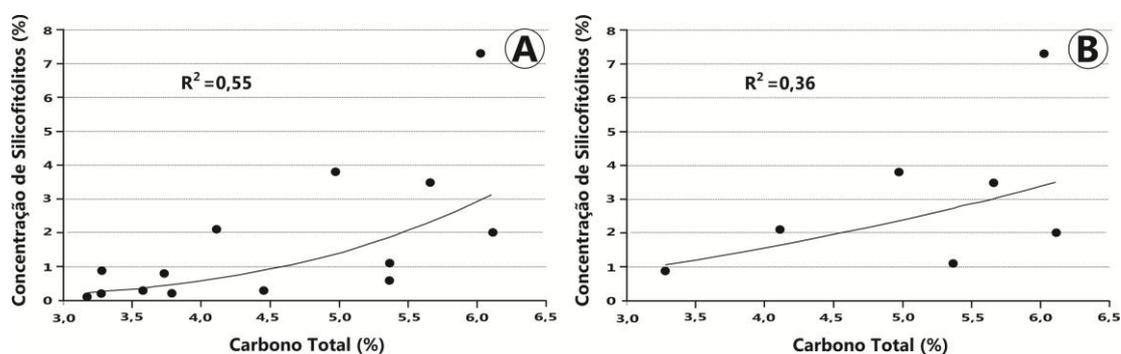


Figura 5.31 - Dispersão dos percentuais de carbono total e concentração de silicofitólitos dos níveis pedoestratigráficos da paleocabeceira de drenagem. Correlação estatística geral (A) e apenas para os níveis 2ACb e 2Cb situados próximo à superfície moderna (B).

5.2.5 Geocronologia e reconstrução paleoambiental (integração de resultados estratigráficos, silicofitolíticos e isotópicos do carbono)

A paleocabeceira de drenagem passou por eventos de remobilização dos solos estabelecidos nas áreas circundantes e deposição no seu eixo central. O nível pedoestratigráfico Ap foi estabelecido sobre sedimentos tecnogênicos modernos, enquanto que os níveis 2 a 5 se desenvolveram em materiais coluviais e o nível 6 em materiais aluviais (Paisani et al., 2014; Pereira e Guerra, 2014). Os materiais coluviais decorrem de fluxos de lama discretos gerados nas encostas que circunscrevem a paleocabeceira de drenagem, enquanto que os horizontes 2ACb, 4Ab, 6Ab e 6ACb foram melanizados após a sedimentação. Diante disso, os horizontes Cb são de origem alóctone enquanto que os horizontes Ap e Ab são autóctones (Figura 5.32).

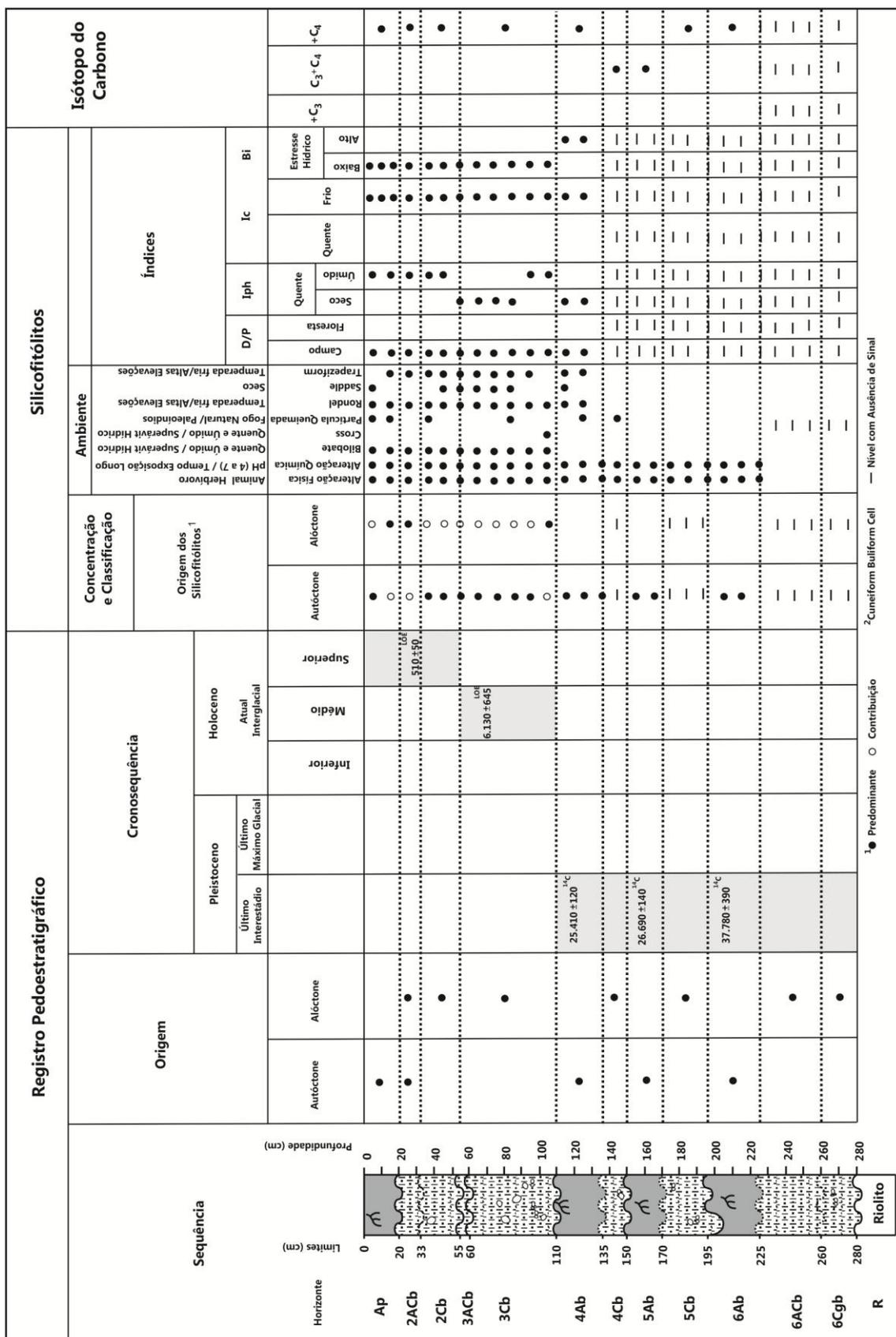


Figura 5.32 – Síntese das informações do registro pedostratigráfico, silicofitólitos e isótopo do carbono da paleocabeceira de drenagem.

A datação da fração humina dos horizontes Ab enterrados (4Ab, 5Ab e 6Ab) aponta idades entre 25.410 (30.440 a 30.190 cal.) a 37.780(42.880 a 41.880 cal.) anos AP (Tabela 5.4). Essas idades mostram que a melanização dos horizontes Ab e os fluxos de lama discretos ocorreram durante o Último Interstadial (Figura 5.32). Essa pedosequência foi interpretada por Paisani et al. (2014) como *pedocomplexo* cujas fases de sedimentação episódica de colúvios ocorreram durante o transcurso da pedogênese estabelecida antes de 24.000 AP. Nesse momento os fundos de vales dos canais de baixa ordem hierárquica, inclusive a porção central das cabeceiras de drenagem em estudo, desenvolveram solos hidromórficos com horizontes A e Cg.

Tabela 5.4 – Idades da Matéria Orgânica dos paleohorizontes Ab (Paisani et al., 2014).

Horizonte	Profundidade (cm)	Código Amostra (Lab.)	Idade (^{14}C AP)	Idade Calendário ^a (cal.Ka AP)	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)
4Ab	145 cm	Beta-351573	25.410±120	30.440-30.190	-16,80
5Ab	175 cm	Beta-351572	26.690±140	31.280-31.070	-17,00
6Ab	210 cm	Beta-351571	37.780±390	42.880-41.880	-13,90

^a 2 σ ,95% de probabilidade.

Os sedimentos coluviais que recobrem os paleohorizontes Ab, níveis pedostratigráficos 3Cb e 2ACb, foram datados por luminescência oticamente estimulada - LOE (SAR) e apresentaram, respectivamente, as idades de 6.130 a 510 anos AP (Tabela 5.5). Tais idades são importantes para o quadro cronoestratigráfico, pois revelam hiato erosivo/deposicional entre os níveis pedostratigráficos 4 e 3 de aproximadamente 19.000 anos. Igualmente registra hiato erosivo/deposicional entre os níveis pedostratigráficos 3 e 2 de aproximadamente 5.500 anos. Ao longo do trabalho constatou-se que a concentração de silicofitólitos era baixa em profundidade a partir do nível 4Ab. Isso deve estar relacionado à antiguidade do registro estratigráfico, havendo tempo demasiado para a degradação química dos silicofitólitos.

Tabela 5.5 – Resultados das idades por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (*Single Aliquot Regenerative-dose*) com 15 alíquotas^a.

Horiz.	Prof (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Dose Anual (uGy/ano)	Dose Equivalente (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos AP)
2ACb	30	18,645 ±0,671	4,884 ±0,011	0,804 ±0,117	25,26	3.420±175	1.750	0,87	510±50
3Cb	70	19,886 ±0,716	4,817 ±0,100	0,748 ±0,108	23,42	3.4600±190	21.200	8,71	6.130±645

A origem dos silicofitólitos é inferida analisando os resultados da concentração e classificação dos morfotipos (Figuras 5.25, 5.28). A concentração mostra maior percentual de partículas de silicofitólitos em relação aos grãos minerais nos horizontes A, bem como na base do horizonte 2Cb. No caso dos horizontes A, refletem sua proximidade com a vegetação que ocupou a superfície moderna e as paleosuperfícies. No caso da base do horizonte 2Cb, expressa a mistura de materiais coletados em nível de transição entre este e o horizonte subjacente. Já no horizonte 3Cb sugere que havia uma zona de transição para um horizonte 3ACb que foi truncado pela erosão. Nesses casos os silicofitólitos seriam gerados quando a vegetação esteve ocupando as sucessivas gerações de superfícies e concomitante ao desenvolvimento dos horizontes A, aqui denominados de silicofitólitos autóctones (Figura 5.32).

Por outro lado, a classificação dos silicofitólitos segundo a profundidade do registro pedoestratigráfico mostra predomínio de partículas alteradas química e fisicamente na maioria dos níveis (Figura 5.28). Nos níveis de menor concentração de silicofitólitos (horizontes 4Ab a 6ACb) é compreensível, pois são antigos (> 25.000 anos AP) e perderam seu registro silicofitolítico com o tempo por degradação química, talvez pela manutenção de pH ácido (Costa et al., 2010). No caso dos níveis mais superficiais estabelecidos nos últimos 6.130 e 510 anos AP (Figura 5.32), destacam-se os elevados percentuais (>40%) de partículas alteradas química e fisicamente nos horizontes Ap, 2ACb e 2Cb. Isso é incompatível com a baixa idade desses materiais colúvies (< 510 anos AP). No caso dos silicofitólitos alterados quimicamente não haveria tempo suficiente para ação da corrosão, sugerindo se tratarem de partículas que foram envolvidas no material antes de serem remobilizados e se tornarem colúvies. Tais partículas aqui são denominadas de silicofitólitos alóctones. Igualmente, os morfotipos alterados fisicamente pressupõem-se que ocorrem devido à

presença de animais herbívoros no local, sendo assim esses morfotipos se apresentam quebrados diante da mastigação das gramíneas. Essa suposição leva em consideração que os colúvios foram gerados por fluxos de lama discretos gerados nas encostas que circunscrevem a paleocabeceira de drenagem, os quais não gerariam atritos entre partículas como ocorre com fluxos hiperconcentrados (Suguio e Bigarella, 1990). Em relação aos morfotipos queimados (partículas queimadas), eles indicam a ação do fogo natural na paisagem ou o manejo da área por paleoíndios.

Diante destas constatações, pode-se dizer que os níveis pedoestratigráficos Ap ao 3Cb apresentam silicofitólitos de origem tanto autóctones, quanto alóctones, predominando os primeiros na base dos horizontes Ap e 3Cb, e no horizonte 2ACb (Figura 5.32).

O registro fitolítico revelou que do total de 20 morfotipos identificados, os que apresentam significado taxonômico são: *Bilobate*, *Bulliform*, *Cuneiform*, *Bulliform Cell*, *Point Shaped*, *Rondel* e *Saddle*. Ao passo que aqueles que tem significado ambiental são: *Bilobate*, *Cross*, *Rondel*, *Saddle* e *Trapeziform*, além da classe dos silicofitólitos não identificados, por alteração física e química, e queimados. Os morfotipos com significado taxonômico pertencem à família Poaceae, sendo assim, acredita-se que todos os silicofitólitos acima foram produzidos por gramíneas C₄ (Coe et al., 2014). Esses morfotipos são compatíveis com o sinal isotópico do carbono, que mostra predomínio de plantas C₄ ao longo do registro pedoestratigráfico.

O morfotipo classificável, segundo Madella et al. (2005), predominante nos níveis pedoestratigráficos é o *Rondel*, que possui significado taxonômico sendo indicativo de plantas Poaceae (gramíneas). O *Rondel* possui alta produção em plantas da subfamília Pooideae, desenvolvidas em zonas climáticas frias e temperadas de regiões intertropicais.

No computo geral dos níveis pedoestratigráficos o morfotipo *Bilobate* possui baixa ocorrência, porém também possui significado taxonômico por ser indicativo de plantas Poaceae (gramíneas). Essa família possui alta produção de silicofitólitos em células epidérmicas curtas da subfamília Panicoideae, e se desenvolvem em zonas climáticas quentes/úmido com superávit hídrico. Os morfotipos *Bulliform* e *Point Shaped* não são bons indicativos climáticos, porém indicam a vegetação de gramínea, similarmente ao encontrado na vegetação

moderna, pois são produzidos nas células buliformes e ciliadas da epiderme de plantas Poaceae. O morfotipo *Cuneiform Bulliform Cell* também é um silicofítolito que indica a presença de gramínea, pois se desenvolve em todas as gramíneas. Em relação ao *Saddle*, são produzidos em alta proporção nas células epidérmicas curtas da subfamília Chloridoideae (gramínea C₄) adaptadas a climas quente e seco. Presente apenas no nível pedoestratigráfico 3Cb, o *Cross* é produzido principalmente pela subfamília Panicoideae e ocorre em climas quentes e úmido ou solos com superávit hídrico. O morfotipo *Trapeziform* é produzido na subfamília Pooideae típicas de regiões temperadas e frias, e em altitude na zona intertropical.

Os índices de silicofítolitos foram calculados apenas nos níveis superiores ao 4Ab, visto à baixa concentração de silicofítolitos nos demais. Quando presentes os silicofítolitos, os morfotipos apresentaram alterações físicas e químicas. A exceção é na profundidade de 1,30 a 1,40 cm que possui apenas um *elongate*, porém essa baixa concentração não permite calcular os índices. No nível pedoestratigráfico 4ACb e 5Cb o sinal isotópico do carbono aponta para mistura de plantas C₃ e C₄, podendo indicar maior aporte de gramíneas C₃ no final do Último Interestadial e regime climático tornando-se mais frio.

O D/P zero indica formação vegetal de monocotiledôneas predominante durante a história pedoestratigráfica da paleocabeceira de drenagem, estando coerente com os morfotipos de significados taxonômicos e ambientais. O Iph < 40% (horizontes Ap ao 2Cb e base 3Cb) sugere condições climáticas úmidas e > 40% (3Cb e 4Ab) secas (Alexandre et al., 1997). Os primeiros são compatíveis com o regime hídrico úmido moderno (últimos ~1000 anos AP- Paisani et al., 2013a), enquanto que a base do horizonte 3Cb pode estar indicando o sinal climático de desencadeamento do fluxo de lama responsável pela formação do colúvio. Nesta linha de raciocínio o sinal silicofitolítico do centro e topo do horizonte 3Cb refletiriam as condições climáticas posteriores a sua sedimentação, mais seco. A mudança de regime úmido para mais seco registrado no horizonte 4Ab leva a pensar no sinal silicofitolítico adequado ao Último Máximo Glacial, cuja erosão hídrica verificada em seções pedoestratigráficas da área sugere condições mais secas que o Último Interestadial (Paisani et al., 2014). O Ic > 78% para todos os horizontes

analisados, indica regime climático frio com domínio de Pooideae (Barboni et al., 1999). Esse dado é importante, pois mostra que as condições de temperatura foram frias ao longo do tempo. O $Bi < 40\%$ indica condições de baixo estresse hídrico e predominou na maioria dos níveis pedoestratigráficos, a exceção é o nível 4Ab que exhibe valores $> 60\%$, indicando elevado estresse hídrico. Neste caso há compatibilidade com o regime climático do Último Máximo Glacial já apontado pelo índice Ic.

Comparando os resultados dos índices de silicofitólitos com os morfotipos que possuem significado taxonômico e climático, há uma aparente contradição. Os silicofitólitos *Bilobate* e *Cross* sugerem condições climáticas quentes e úmidas, ao passo que o *Saddle* indica condições quentes e secas. Já os morfotipos *Rondel* e *Trapeziform* apontam para regime climático mais frio. No caso do regime térmico, a aparente contradição pode ser interpretada como expressão da amplitude térmica da área. No regime térmico moderno há contrastes de temperatura entre verão e inverno, no primeiro a temperatura em média é de 26°C e no segundo de 4°C (Item 3). Pelo visto essa amplitude térmica se manteve ao longo do tempo na área de estudo. Igualmente, pode-se pensar que houve aumento na amplitude hídrica entre estações do ano no passado da área de estudo entre os períodos do Último Máximo Glacial e o Holoceno. Devido à baixa resolução do sinal estratigráfico, não é possível precisar quando as condições climáticas ficaram mais secas no Holoceno Médio, mas os resultados silicofitolíticos e estratigráficos apontam para período entre 6.000 e 1.000 anos AP.

Enfim percebe-se que, de fato, há mistura de silicofitólitos de diferentes gerações, alguns vindo com os colúvios, sobretudo no nível pedoestratigráfico 3Cb, e outros representando a vegetação que ocupou os colúvios pós sedimentação. Essa mistura de silicofitólitos de diferentes momentos na história pedoestratigráfica é responsável por contradições nos resultados dos índices de silicofitólitos, sobretudo para o horizonte 3Cb. Para esse horizonte o lph indica alternância entre condições ambientais quentes secas e úmidas, já os valores dos índices IC sugerem alternância entre quente e frio, ao passo que os valores de Bi apontam tanto baixo quanto alto estresse hídrico. Tais resultados reforçam a ideia de que para o horizonte 3Cb há mistura de silicofitólitos de origem alóctone, derivados dos fluxos de lama, com

silicofitólitos autóctones, gerados a partir do estabelecimento da vegetação em um horizonte 3ACb truncado pela erosão. De todo modo, os resultados apresentados são importantes para compreender o papel das mudanças climáticas no desenvolvimento dos níveis pedoestratigráficos.

6. CONCLUSÕES

O presente trabalho objetivou identificar o significado paleoambiental do registro fitolítico em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem da superfície geomórfica de Palmas/Água Doce. Em específico procurou-se: a) distinguir registros silicofitolíticos incorporados aos colúvios pela vegetação moderna das áreas estudadas em relação ao registro da paleovegetação da área fonte dos colúvios; b) compreender o fenômeno de ausência de registro silicofitolítico na base dos depósitos de colúvio; c) caracterizar os morfotipos tafonomizados; d) levantar homólogo atual nos primeiros centímetros de solo, em relação ao impacto da atividade pastoril; e) sistematizar as informações estratigráficas dos depósitos de colúvio estudados na área e f) estabelecer o sinal isotópico do carbono para as seções do registro silicofitolítico para cotejamento das informações da paleovegetação obtidas pela análise fitolítica.

Para atingir os objetivos foram escolhidas duas seções pedoestratigráficas, sendo uma representativa da sequência pedoestratigráfica de rampa de colúvio (HS18) e outra de paleocabeceira de drenagem (HS13), ambas na Superfície Geomórfica de Palmas/Água Doce. Na rampa de colúvio foram analisadas as fezes de bovinos, uma vez que a atividade pastoril é recorrente nas áreas de estudo desde o final do século XIX e até o momento não era conhecido seu papel de incorporadora de fitólitos às sequências pedoestratigráficas.

Os silicofitólitos alterados fisicamente podem estar associados tanto à mastigação dos bovinos nas condições ambientais modernas quanto à morfodinâmica da paisagem. Sua presença nos níveis pedoestratigráficos subsuperficiais sugere que animais herbívoros silvestres habitaram a área de estudo ao longo do tempo, sobretudo durante o Pleistoceno. Já os silicofitólitos alterados quimicamente, podem derivar tanto da digestão desses animais quanto de processos biogênicos associados à pedogênese ou diagênese ao longo do tempo, mediante condições pós-deposicionais de pH extremo. O primeiro caso se aplica aos silicofitólitos alterados quimicamente nos níveis Ap a 5Cb, enquanto o segundo caso se aplicaria aos níveis subjacentes, 6Cb a 8CAb.

Os resultados obtidos a partir do estudo de silicofitólitos em fezes de bovinos e nos primeiros centímetros do solo apresentam dados relevantes para os estudos tafonômicos associados a atividades de pastoreio atuais e passadas. Tais resultados se aplicam aos estudos ambientais e paleoambientais de sequências pedoestratigráficas, bem como contribuem com informações para a melhor compreensão de ciclo biogeoquímico atual e passado do silício. Enfim, destaca-se que esses aspectos tafonômicos de silicofitólitos e biogeoquímica de silício correspondem a área de déficit para a ciência em geral e para o Brasil, em particular.

Outra categoria de silicofitólitos tafonomizados encontrada nos primeiros centímetros de solo, bem como nas sequências pedoestratigráficas, foram os carbonizados. Tais silicofitólitos denunciam que as plantas passaram por uma ou mais fases de submissão ao fogo. Carbonizados encontrados no horizonte Ap estão relacionados às queimadas periódicas promovidas pela ação antrópica como meio de manejo dos Campos para pastoreio moderno. No nível 2Bb devem decorrer de incêndios provocados por paleoíndios antes da colonização no século XIX, ao passo que sua ocorrência nos demais níveis, deve refletir paleoincêndios naturais ocorridos durante o Pleistoceno.

A sequência pedoestratigráfica da rampa de colúvio da superfície geomórfica de Palmas/Água Doce é constituída por horizontes alóctones (horizonte C e B) e autóctones (horizonte A) formados entre o Último Interestádio (EIM2) e Holoceno (EIM1). Os horizontes alóctones são caracterizados por camadas delgadas de colúvios, por vezes pedogenizado. Isso se deve ao fato da rampa de colúvio ser um local de passagem de sedimentos entre a colina e o fundo de vale de 4ª ordem. Os horizontes autóctones, pelo sinal fitolítico, apresentam influência da cobertura e uso do solo moderno, perdendo suas características morfológicas vinculadas aos processo coluviais.

A sequência pedoestratigráfica da paleocabeceira de drenagem da superfície geomórfica de Palmas/Água Doce é constituída por horizontes alóctones (horizontes C) e autóctones (horizontes A), estabelecidos entre o Último Interstadial e o Holoceno Superior. Os horizontes alóctones foram gerados por fluxos de lama discretos nas encostas que circundam a paleocabeceira de drenagem.

Em ambas as seções pedoestratigráficas as descrições morfológicas em campo foram o principal critério na determinação da nomenclatura dos horizontes. Porém, tanto no horizonte 7ACb, da rampa de colúvio (seção HS18), quanto no horizonte 3ACb (seção HS13), da paleocabeceira de drenagem, a quantidade de silicofitólitos foi decisiva para o estabelecimento de suas nomenclaturas. Ambos correspondem a paleossolos truncados pela erosão, sendo que o horizonte 3ACb além de apresentar maior quantidade de silicofitólitos em relação aos níveis subjacentes, também apresenta maior diversidade de morfotipos e menor quantidade de alterados. Já o horizonte 7ACb apresenta maior quantidade de morfotipos em relação aos demais níveis pedoestratigráficos, porém menor diversidade de morfotipos e maior número de alterados. Esses resultados foram importantes para se compreender o significado paleoambiental das sequências pedoestratigráficas e atribui à análise de fitólitos uma maior acurácia na definição das categorias de horizontes realizadas geralmente com base em dados morfológicos obtidos essencialmente em campo.

Em suma, a análise silicofitolítica aplicada ao registro pedoestratigráfico da rampa de colúvio mostrou que: a) as fezes dos bovinos e os primeiros três centímetros do registro pedoestratigráfico mostram maior percentual de silicofitólitos do que grãos minerais; b) nos níveis pedoestratigráficos constituídos de horizontes A predominam fitólitos gerados por vegetação que ocupou paleosuperfícies; c) nos horizontes próximos a horizontes superficiais que derivam de materiais coluviais, os silicofitólitos predominantes são alóctones; d) nos horizontes C os silicofitólitos são predominantemente alóctones, com contribuição de autóctones dos níveis acima removidos pela erosão; e) na amostra das fezes e primeiros centímetros predominam os silicofitólitos alterados química e fisicamente, enquanto que nas demais profundidades do registro pedoestratigráfico predominam os alterados quimicamente; f) os silicofitólitos alterados fisicamente estão associados a mastigação dos bovinos nas condições ambientais modernas; g) os silicofitólitos alterados quimicamente podem derivar da digestão dos animais presente acima da seção, no caso dessa seção os bovinos, ou de processos biogênicos; h) os silicofitólitos carbonizados podem indicar que as plantas

passaram por fases de submissão ao fogo, também pela ação antrópica do homem no uso dos campos para pastoreio ou pela presença de paleoíndios durante o Pleistoceno; e i) índices fitolíticos sugerem regime hídrico mais seco durante o Holoceno, e mais frio e seco durante o Último Máximo Glacial.

A aplicação da análise silicofitolítica ao registro pedoestratigráfico de paleocabeceira de drenagem revelou que: a) a formação vegetal de Campo ocupou as encostas da área compreendida pela paleocabeceira de drenagem pelo menos desde o Último Interestadial ao Holoceno Superior; b) nos níveis pedoestratigráficos constituídos de horizontes A predominam fitólitos gerados por vegetação que ocupou paleosuperfícies; c) nos níveis pedoestratigráficos coluviais, gerados por fluxos de lama discretos (horizontes C), há mistura de fitólitos gerados por vegetação que ocupou paleosuperfícies (autóctones) e fitólitos das encostas vizinhas que configuram como áreas fonte dos colúvios (alóctones); d) fitólitos alterados física e quimicamente predominam no registro pedoestratigráfico; e) fitólitos carbonizados indicam paleoincêndios tanto naturais quanto causados por paleoíndios; f) índices fitolíticos sugerem regime térmico frio contínuo desde o Último Interestadial, mais seco durante o Último Máximo Glacial e Holoceno Médio/Superior; e g) a aplicação dos índices fitolíticos neste trabalho permitiu corroborar com sua validade enquanto meio analítico de interpretações paleoambientais.

Integrando os registros de silicofitólitos de ambas as unidades geomórficas pode-se dizer que: a) os silicofitólitos em sequências pedoestratigráficas de rampas de colúvio e paleocabeceiras de drenagem da Superfície Geomórfica de Palmas/Água Doce são tanto autóctones quanto alóctones. Os primeiros representam a ocupação da vegetação de campo ao longo do tempo junto à superfície e paleosuperfícies; b) os alóctones também representam a vegetação de campo, porém das encostas que circundam a rampa de colúvio e a paleocabeceira de drenagem; c) a atividade do pastoreio atual e passado é um processo tafonômico de incorporação de morfotipos alóctones no solo e de degradação por efeito da mastigação e digestão; d) a ausência de silicofitólitos com morfologias preservadas em ambas as unidades pedoestratigráficas mostra a degradação desses corpúsculos tanto naturalmente quanto pela digestão de animais herbívoros; e) são comuns morfotipos tafonomizados química, fisicamente, bem como ambas.

REFERÊNCIAS

- ALBERT, Rosa Maria; BAMFORD, Marion K; CABANES Dan. Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. **Quaternary International**. v.148, p.78–94. 2006.
- ALEXANDRE, Anne. *et al.* Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 136, 1997. p. 213-229.
- ALEXANDRE, Anne; MEUNIER, Jean-Dominique. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 51, 1999p. 187-194.
- ALVAREZ, Mariana Fernández.; BORRELLI, Natalia ;OSTERRIETH, Margarita Luisa. Extracción de biominerales silíceos en distintos sedimentos utilizando dos técnicas básicas. *The Phytolitharien*. **Bulletin of the Society for Phytolith Research** 17 (2), 4. 2008.
- BARBONI, Doris. *et al.* Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley Ethiopia. **Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoeecology**, v. 152, n. 1, 1999. p.87– 100.
- BARBONI, Doris; BREMOND, Laurent; BONNEFILLE, Raymonde. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 246, p. 454-470. 2007.
- BEHLING, Hermann. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná States (South Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 97, p. 109-121, 1997.
- BEHLING, Hermann. *et al.* Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 203, 2004, p.277-297.
- BERTOLDO, Edson; PAISANI Julio Cesar; OLIVEIRA, Paulo Eduardo de. Registro de Floresta Ombrófila Mista nas regiões Sudoeste e Sul do estado do Paraná, Brasil, durante o Pleistoceno/ Holoceno. **Howhnea**. Vol. 41, n.1, p. 1-8, 2014.
- BIGARELLA, João José, *et al.* Textura superficial dos grãos em areias e arenitos. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. X: 253-275, 1955.
- BIGARELLA, João José *et al.* **Pedogênese**. In: BIGARELLA, João José *et al.* (Org). Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais, v.2, Florianópolis:UFSC, 1996. p.532-563.
- BIRKELAND,P.W.Soil and Geomorphology. **Oxford University Press**, USA. 1999.
- BOAZARTH, Steven. R. **Classification of opal Phytolith formed in selected dicotyledons native to the Great Plains**. In: RAPP, G.; MULHOLLAND,S. (Eds). **Phytoliths Systematics Emerging Issues**. Plenum Press. New York, p193-214, 1992.
- BRADY, Nyle, C.; WEIL, Ray. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 685 p. 2013.

- 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 southeastern Cameroon. **Global and Planetary Change**, v. 45, 2005a. p. 277-293.
- BREMOND, Laurent et al. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. **Journal of Biogeography**, v. 32, 2005b, p.311-327.
- BREMOND Laurent. et al. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. **Global and Planetary Change**, v. 61, 2008. p. 209–224.
- 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 Queiroz”-ESALQ, Universidade de São Paulo - USP.
- CALEGARI, Marcia. R. et al.Opal Phytolith Extracion in Oxisols. **Quaternary International**, v. 287, 2013a. p. 56-62.
- CALEGARI, Marcia Regina et al. **Phytolith signature from grassland and Araucaria Forest in Southern Brazil**. In: COE, Heloisa Helena Gomes; OSTERRIETH Margarita Luisa. (Org.) **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina), Botanical Research and Practices**. New York:Nova, 2014. p.91-119.
- CAMPOS, Antonio Constantino de; LABOURIAU, Luiz Gouvêa. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. v. 4. p. 143-151. 1969.
- CAVALCANTE, Paulo B. Contribuição ao estudo dos corpos silicosos das gramíneas Amazônicas. **Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi**. Nova série. Belém-Pará- Brasil. 11p. 1968.
- CECCHET, Fernanda. A. **Análise de fitólitos aplicada a reconstrução paleoambiental (Vegetação e Clima) na superfície de Palmas/Água Doce**, Francisco Beltrão, PR, 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.
- CHICOSKI, Andre. W. et al. Resultados preliminares da assembleia fitolítica em Hollow de Cabeceir de Drenagem do Planalto de Palmas/Água Doce. **Anais do 21º EAIC (Encontro Anual de Iniciação Científica) /2º EAITI (Encontro Anual de Iniciação Científica Tecnológica e Inovação**. UEM CD Room. 4p. 2012.
- CHMYZ, Luanna. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da província magmática do Paraná aflorantes no Sudoeste paranaense**. 2013. Dissertação de Mestrado. Universidade federal do Paraná.
- COE, H.H.G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios / Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário Niterói**, 2009. Tese (Doutorado em Geologia Marinha), Universidade Federal Fluminense.
- COE, Heloisa Helena Gomes et al. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): evidence from soil Phytolith assemblages. **Quaternary International**, v. 287, 2013. p.63-72., doi:10.1016/j.quaint.2012.02.044.
- COE, Heloisa Helena Gomes.; OSTERRIETH, Margarita Luisa.; HONAINÉ, Mariana Fernández. **Phytoliths and their applications** In: COE, Heloisa

Helena Gomes; OSTERRIETH Margarita Luisa. (Org.) **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina), Botanical Research and Practices**. New York: Nova, 2014. p.1-26.

COSTA, Liovando Marciano da et al. Ocorrência de corpos silicosos em horizontes superficiais de solos de diferentes ecossistemas. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. V, 34, 2010. p. 871-879.

CURI, Nilton, et al. Vocabulário de ciência do solo. **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, SP, 1993.90 p.

DELHON C., **Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène em moyenne vallée du Rhône: études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo anthracologiques de sequences naturelles et de sites archéologiques**. Thèse de Doctorat, Spécialité Archéologie et Environnement, Université de Paris, v.1 e 2, 2005, 789p.

DIESTER-HASS, Liselotte et al. sedimentological and Paleoclimatology Investigation of two pelagic ooze cores off cape barbas, North – west Africa, **Meteor Forschungsergebnisse**, Berlin, v.16, 1973.p.19-66.

EWALD, Paula.L.L.F. **Análise da assembléia fitolítica do solo aplicada no Holoceno Médio: caso da Estação Ecológica da Mata Preta- Abelardo Luz**, Francisco Beltrão, PR, 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.

FACHIN, A.. **Quadro evolutivo de paleocabeceira de drenagem do rio Chopinzinho - Planalto das Araucárias (Superfície 2)**, Francisco Beltrão, PR, 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.

FREDLUND, Glen G; TIESZEN, Larry L. Modern phytolith assemblages from the North American great plains. **Journal of Biogeography**, v. 21, n. 3, p. 321-335. 1994.

GUERRA, Simone; PAISANI, Julio Cesar. Levantamento estratigráfico das Formações Superficiais Cenozóicas no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem a partir do Estágio Isotópico Marinho 3. **Ambiência (UNICENTRO)**, v. 8, p. 651-665, 2012.

GUERRA, Simone; PAISANI, Julio Cesar. 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. **Geociências**, v. 32, n.3, p.501-515, 2013.

HONAINÉ, Mariana Fernández.; ZUCOL, Alejandro Fabián.; OSTERRIETH, Margarita Luisa. Phytolith Assemblages and Systematic Associations in Grassland Species of the South-Eastern Pampean Plains, Argentina. **Annals of Botany**, v.98, p 1155-1165, 2006.

ICS – International Commission on Stratigraphy. **Tabela Estratigráfica Internacional**. IUGS, 2010.

JESKE-PIERUSCHKA, V. et al. Araucaria forest dynamics in relation to fire frequency in Southern Brazil based on fossil and modern pollen data. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 160, p.53-65, 2010.

LABOURIAU, L. G. **Phytolith work in Brazil: aminireview**. The Phytolitharien 2: 6-10.1983.

LANG, Andreas; HÖNSCHEIDT, Sibylle. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. **Catena**. v.38, p 89-107, 1999.

- LENTFER, Carol. Plants, people and landscapes in prehistoric papua New Guinea: a compendium of Phytolith (and Starch) analysis, 2003.
- LIMA, Jacson Gosman Gomes de. **Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sano Planalto de Palmas(PR) /Água Doce (SC)**. Francisco Beltrão, PR, 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.
- LUZ, Leandro Domingos et al. Estágio atual do conhecimento sobre fitólitos no Brasil. **Terrae Didática**, v.11, n.1, p.52-64, 2015.
- MAACK, Reinhard. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. **Arquivo de Biologia e Tecnologia**, v. 3, p. 103-226, 1948.
- MAACK, Reinhard. Notas complementares à apresentação preliminar do mapa fitogeográfico do Estado do Paraná (Brasil). **Arquivos do Museu Paranaense**, VII, p.351-361, 1949.
- MAACK, Reinhard. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: Jose Olympio, 1981.
- MADELLA, Marco.; ALEXANDRE, Anne.; BALL, Terry. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN 1.0). **Annals of Botany**, Oxford, v. 96, n.2, p. 253–260, 2005.
- MADELLA, Marco; LANCELOTTI, Carla . Taphonomy and phytoliths: A user manual. **Quaternary International**, v. 275, p. 76-83, 2012.
- MCCLARAN, Mitchel P.; UMLAUF, Marcelle. Desert grassland dynamics estimated from Carbon Isotopes in grass phytolith and soil organic matter. **Journal os Vegetation Science**, v.11,nº1.p.71-76, 2000.
- MEIS, Regina Mousinho.; MOURA, Josilda Rodrigues da Silva. Upper Quaternary Sedimentation and hillslope evolution: southern Brazilian plateau. **American Journal Science**. 284,141-254, 1984.
- MOURA, Josilda Rodrigues da Silva; SILVA, Telma Mendes da . Complexo de Rampas de Colúvio, In: CUNHA, Sandram Baptista da; GUERRA, Antonio José Teixeira (Org) **Geomorfologia do Brasil**. Bertrand Brasil:Rio de Janeiro, 4ª ed., p. 143-180. 2006.
- MULHOLAND, Susan C. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: A comparison to general patterns. **Journal of Archaeological Science**, v. 16, p. 489-511, 1989.
- NARDY, Antonio Jose et al. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral.**Revista Geociências**, Unesp, São Paulo, v.1,n.1/2, 2002. p. 15-32.
- OLIVEIRA, Leandro. **Evolução de pequeno leque alluvial quaternário no Planalto das Araucárias (Superfície 2)**. Francisco Beltrão, PR, 2014. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.
- OLIVEIRA, Paulo. Eduardo de. et al. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, Célia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kerinito; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo de (Org). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto – SP: Holos Editora, 2005. p. 52-74.
- OLIVEIRA, Marcelo A.T; BEHLING, Hermann; PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz. Late- Pleistoceneand Middle-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26; p. 55-67, 2008.

- OROMBELLI, Giuseppe; MAGGI, Valter; DELMONTE, Barbara. Quaternary Stratigraphy and ice cores. **Quaternary International**. V.219, p. 55-65, 2010.
- OSTERRIETH, Margarita, Luisa. et al. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. **Quaternary International**, v.193, 2009. p. 70-79.
- PAISANI, Julio Cesar; PONTELLI, Marga Eliz; ANDRES, Juliano. Superfícies Aplainadas em Zonas Morfoclimáticas Subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): Primeira aproximação. **Geociências**, São Paulo, n.4,v.27,p.541-553, 2008.
- PAISANI, Julio Cesar; PONTELLI, Marga Eliz; CALEGARI, Marcia Regina. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. **Revista Mercator**, v.11, 131–148, 2012.
- PAISANI, Julio Cesar; PONTELLI, Marga Eliz. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) - bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**. 39, p.53-62. 2012.
- PAISANI, Julio Cesar et al. O papel das mudanças climáticas do quaternário superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, 2013a. p. 103-116.
- PAISANI, Julio Cesar et al. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisol as a basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, v.48, 2013b. p. 1-12. doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.011.
- PAISANI, Julio Cesar et al. 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, 2014. p. 57-70. doi: 10.1016/j.jsames.2014.04.005
- PAISANI, Julio Cesar et al. Evolução de paleocabeceira de drenagem do Rio Chopinzinho (Sul do Brasil) durante o Quaternário Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, (submetido).
- PEREIRA, Janaina Silva Rossi et al. Characterization of Phytolith in eight species of Arecaceae in the State of Paraná, Brazil. In: COE, Heloisa Helena Gomes; OSTERRIETH Margarita Luisa. (Org.) **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina), Botanical Research and Practices**. New York:Nova, 2014. p.49-74.
- PEREIRA, Josielle Samara.; GUERRA, Simone. Caracterização estratigráfica de cabeceira de drenagem localizada no Planalto das Araucárias Sul do Brasil. **Revista Geonorte**, v. 10, p. 32-32, 2014.
- PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz et al. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon** 38 (2), 1996. p.191-201.
- PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz et al. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: Souza, Celia.R.G. et al. (Eds.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, Brazil, 2005. p. 75-93.
- PILLAR, Valério de Patta. Mosaico de Campos e Floresta com Araucária; dilemas para a conservação. In: Ramos-Costa et al. (Org). **Floresta Araucária: ecologia, conservação e desenvolvimento sustentável**. Ribeirão Preto – SP: Holos, Cap. 26. 2009. P. 273-283.

- PIPERNO, Dolores R. **Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective**. Academic Press, San Diego, 1988.
- PIPERNO, Dolores R. **Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Palaeoecologists**. Lanham MD, Alta Mira Press, p. 238, 2006.
- PONTELLI, Marga Eliz; BRAGAS, Luciléia Aparecida S.S.; PAISANI, Julio Cesar. Características genéticas da cobertura superficial em cabeceira de drenagem sobre substrato vulcânico Planalto Basáltico da bacia do Paraná. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA 14, 2011, Dourados, **Anais...**, 2011, CD-Rom, 11p.
- RAITZ, E. **Coleção de referência de silicofitólitos da flora do sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais**. Francisco Beltrão, PR, 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.
- RODERJAN, Carlos Vellozo et al. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná. **Ciência & Ambiente**, n.24, 2002. p. 75-92.
- ROVNER, Irwin. Porencial of Opal Phytoliths for use in Paleocological Reconstruction. **Quaternary Research** 1. p. 343-359. 1971.
- SALGADO-LABOURIAU, Maria Lea. **O Período do Quaternário**. In: SALGADO-LABOURIAU, Maria Lea – **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, p.255-292, 1998.
- SALGADO-LABOURIAU, Maria Lea. **O Ambiente físico no Quaternário**. In: SALGADO-LABOURIAU, Maria Lea - **Critérios e técnicas para o Quaternário**. São Paulo:Edgard Blücher, p.01-19, 2007.
- SALLUN, Alethéa Ernandes Martins. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 37(2), 2007.p. 402-413.
- SANT'ANNA NETO, João Lima; NERY, Jonas Teixeira. Variabilidade e Mudanças Climáticas no Brasil e seus Impactos Regionais. In: SOUZA, Célia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kerinito; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo de (Org). **Quaternário do Brasil**, Holos:Ribeirão Preto, p.28-51. 2005.
- SCHAETZL, Randall; ANDERSON, Sharon. **Soil: genesis and geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- SCHERER, Carolina Saldanha; ROSA, Átila Augusto Stock da. Um Equídeo Fóssil do Pleistoceno de Alegrete, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 30, n.2. p 33-38. 2003.
- SCHERER Carolina Saldanha et al. Contribution to the Knowledge of *Hemiauchenia Paradoxa* (Artiodactyla, Camelidea) from the Pleistocene of Southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**. v 10, n 1. p. 35-52. 2007.
- SCOTT, Louis. Grassland development Under Glacial and Interglacial condition in Southern Africa: review of pollen, phytolith and isotope evidence. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology**. v.177, p. 47-57, 2002.
- SEDDOR, Fernando Antonio.; BORN, Pollyana .A.; SANTOS, Fabio M. Soares dos Fósseis pleistocênicos de *Scelidodon* (Mylodontidae) e *Tapirus* (Tapiridae)

- em cavernas paranaenses (PR, sul do Brasil). **Acta Biológica Paranaense**, v.33, n.1,2,3,4, p.121-128, 2004. doi 10.5380/abrr.v33io.627.
- SENDULSKY, Tatiana; LABOURIAU, Luiz Gouvêa. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados – 1º. Instituto de Botânica, São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 38. p.161- 170. 1966.
- SILVA, David Dias.; SEDOR, Fernando Antonio.; RIBEIRO, Ana Maria. *EQUUS (AMERHIPPUS) NEOGAEUS* LUND, 1840 (PERISSODACTYLA, EQUIDAE) no Quaternário do estado do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia** v.15, n.3, p.336-344, 2012. doi 10.4072/rpp.2012.3.09.
- SIMONSON, Roy.W. Outline of a generalized theory of soil genesis. **Soil Science American Proceeding**. v. 23. P. 152-156. 1959.
- SMITH, Francesca A.; WHITE, James.W.C. Modern calibration of phytolith Carbon Isotope signatures for C₃ /C₄ paleograsland reconstruction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology**. V.207,p.277-304,2004. doi:10.1016/j.palaeo.2003.09.029.
- STREMME, Helmut, E. Thermoluminescence Dating of the Pedostratigraphy of the Quaternary Period in NW Germany. **Geoderma**. v.45,p 185-195, 1989.
- SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 362 p. 1999.
- SUGUIO Kerinito; BIGARELLA, João José. **Ambientes Fluviais**. 2 ed. Florianópolis: editora da UFSC: Editora da Universidade Federal do Paraná, 183p. 1990.
- THOMAS, Michael. **Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. Wiley, Hoboken. 1994.
- TWISS, Page C. 1986. Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytolith. In: Rapp Jr. George; Mulholland, Susan C. (Org.), **Phytolith Systematics**. Plenum Press, New York, p. 113-128, 1992.
- TWISS, Page C.; SUESS, Erwin.; SMITH, R. M. Morphological classification of grass phytoliths. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 33, p.109–115, 1969.
- WATLING Jennifer; IRIARTE José. Phytolith from the coastal savannas of French Guiana. **Quaternary International**. v.287, p162-180, 2013.