

Artigo de Pesquisa

Reconstrução morfoestratigráfica e evolução de encosta em unidade de relevo de baixa ordem no Quaternário Superior: o caso da Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava - Sul do Brasil

Morphostratigraphic reconstruction and slope evolution in a low order landform unit in the Upper Quaternary: the case of the Pinhão/Guarapuava Summit Surface - Southern Brazil

Vitor Hugo Rosa Biffi¹ e Julio Cesar Paisani²

¹ Universidade Estadual de Maringá, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Maringá, Brasil. vhugorosabiffi@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5773-7842>

² Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, Brasil. juliopaisani@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8911-6477>

Recebido: 23/08/2020; Aceito: 10/11/2020; Publicado: 01/07/2021

Resumo: Esse trabalho teve como objetivo apresentar um modelo evolutivo para encosta em unidade de relevo de baixa ordem na Superfície de cimeira de Pinhão/Guarapuava, com base na reconstrução morfoestratigráfica e pedosedimentar das formações superficiais. Para tanto, foi descrito seção estratigráfica que, em conjunto com análises laboratoriais, permitiram estabelecer os processos morfogenéticos e evolutivos ao longo do Quaternário Superior. Os resultados indicam sequência estratigráfica constituída por paleossolo enterrado na base, sobreposto por três sequências colúvias e uma sequência colúvio-aluvial. As descrições pedoestratigráficas dos níveis sedimentares indicaram a presença de nove horizontes pedoestratigráficos, cuja gênese e evolução é função da dinâmica entre pedogênese e morfogênese ocorrida no final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno. Os dados obtidos pela descrição micromorfológica sugerem a atuação de escoamento superficial e fluxos gravitacionais no retrabalhamento dos materiais ao longo da encosta. Tais fenômenos foram correlacionados aos resultados encontrados para a Superfície de Palmas/Caçador, setor guia de sinais paleoambientais regionais das superfícies de cimeira do Planalto Vulcânico na região sul. As idades obtidas por meio de ¹⁴C e LOE sugerem que a morfogênese atuou desde o final do Último Máximo Glacial até o Holoceno, materializados sob depósitos de colúvio e colúvio-alúvio. No Holoceno Médio registra-se incisão erosiva linear (voçorocas), cuja colmatação ocorreu ao longo do Holoceno Superior (MIS 1). A pedogênese progressiva atuou principalmente no Último Máximo Glacial, e entre os episódios de sedimentação das unidades colúvias. Em conjunto, a atuação da morfogênese e pedogênese regressiva provocaram parcial inversão do relevo, decorrente da erosão dos materiais da alta/média encosta e sedimentação na média/baixa encosta.

Palavras-chave: Formações superficiais, Paleocabeceira de drenagem, Micromorfologia, Isótopos estáveis de carbono, Luminescência Opticamente Estimulada.

Abstract: This paper aimed to present an evolutionary model for slope in a low-order landform unit on the Pinhão/Guarapuava summit surface, based on the morphostratigraphic and pedosedimentary reconstruction of the

superficial formations. For this purpose, a stratigraphic section was described which, together with laboratory analyzes, allowed the establishment of morphogenetic and evolutionary processes throughout the Upper Quaternary. The results indicate a sequence stratigraphic consisting of buried paleosol at the base, superimposed by three colluvial sequences and a co-alluvial sequence. The pedostratigraphic description of sedimentary levels indicated the presence of nine pedostratigraphic horizons, whose genesis and evolution is a function of the dynamics between pedogenesis and morphogenesis that occurred in the Late Pleistocene and throughout the Holocene. The data obtained by the micromorphological description suggest the performance of overlandflow and gravitational flows in the reworking of materials along the slope. Such phenomena were correlated to the works of the Palmas/Çaçador Summit Surface, seeking to establish regional paleoenvironmental correlations. The ages obtained via ^{14}C and OSL suggest that morphogenesis acted from the end of the Last Glacial Maximum to the Holocene, materialized under colluvium and co-alluvium deposits. In the Middle Holocene, the occurrence of a linear erosive incision (gullies) is recorded, whose filling dates back to the Upper Holocene. Progressive pedogenesis acted mainly on MIS 2, and between episodes of sedimentation of colluvial units. Together, the action of morphogenesis and regressive pedogenesis caused a partial inversion of the relief, due to erosion of the nose/side slope materials and sedimentation in the side slope/footlopes.

Keywords: Surface Formations, Paleovalley Head, Micromorphology, Stable Carbon Isotopes, Optically Stimulated Luminescence.

1. Introdução

A evolução de encostas é um problema clássico da ciência geomorfológica. Modelos hipotéticos foram delineados ao longo da consolidação da geomorfologia enquanto campo científico, buscando elucidar a natureza dos processos geomórficos em diferentes contextos climáticos e geotectônicos (SALGADO, 2007; SUMMERFIELD, 2014). Princípios teóricos para regiões tropicais e subtropicais úmidas destacam a erosão areolar e linear como os principais agentes na evolução dessas unidades de relevo, como produto de processos hidrogeomorfológicos derivados do escoamento superficial e fluxos gravitacionais, podendo estar combinados a fenômenos de outra natureza, incluindo à expansão e retração da rede de drenagem em função de mudanças de regime hidrológico ou a ação da neotectônica (CHARLTON, 2007; DUNNE; KIRKBY, 1978; HORTON, 1945; KIRKBY; CHORLEY, 1967; LU; GODT, 2011; SELBY, 1982, 1994; THOMAS, 1994; TUCKER; BRAS, 1998; WILLGOOSE; BRAS; RODRIGUEZ-ITURB, 1991).

No Brasil, entre as décadas de 1960 a 1980, estudos vinculados a evolução de encostas foram efetuados principalmente a partir da abordagem morfoestratigráfica, cuja compreensão da gênese dessas unidades de relevo eram deduzidas por meio da associação entre a forma topográfica e as formações superficiais associadas. Tais estudos balizaram o desenvolvimento de uma linha de pensamento para a evolução das paisagens tropicais e subtropicais, cujo principal mecanismo seria as mudanças climáticas policíclicas do Cenozoico (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965; BIGARELLA; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965a; 1965b; HIRUMA; MODENESI-GAUTTIERI; RICCOMINI, 2013; MEIS; MONTEIRO, 1979; MEIS; MOURA, 1984; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991). A partir da década de 1980, os estudos da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica possibilitaram uma nova abordagem nos estudos da origem e forma das encostas, baseada nas transformações pedogeomorfológicas decorrentes das interações entre processos biogênicos, geoquímicos, pedogenéticos e morfogenéticos (BOULET; HUMBEL; LUCAS, 1982a, 1982b; BOULET et al., 1982; CASTRO, 1990; GASPARETTO, 1999; MILLOT, 1977; QUEIROZ NETO, 2012).

No Planalto das Araucárias, região Sul do Brasil, estudos de Geomorfologia do Quaternário na Superfície de Cimeira de Palmas/Çaçador revelaram informações importantes a respeito da evolução do relevo mesolocal, em especial na dinâmica de encostas em fundos de vales de baixa ordem hierárquica ($\leq 4^{\text{a}}$ ordem na classificação de Strahler). Depósitos colúviais, aluviais e colúvio-aluviais, além de paleossolos enterrados são comuns nessas unidades de relevo e remetem a dinâmica processos de morfogênese e pedogênese atuantes na região ao longo do Quaternário Superior (PAISANI et al., 2014, 2016, 2017, 2019a). Perfis de intemperismo truncados também são encontrados na paisagem sob a forma de paleossolos relictuais poligenéticos (PAISANI et al., 2013b), cuja cronologia remete ao final do Plioceno ao Pleistoceno Inferior a Médio (RIFFEL et al., 2016; PAISANI et al., 2019b).

A associação entre dados isotópicos, geoquímicos, fitolíticos e estratigráficos indicam que o curso da pedogênese e morfogênese nessa superfície responderam rapidamente às mudanças climáticas do Quaternário Superior, sugerindo que a etchplanação dinâmica seria o principal mecanismo de evolução da paisagem (PAISANI et al., 2013b, 2014, 2019a,b).

As mudanças paleohidrológicas registradas entre o EIM 3 e EIM 1 na superfície de Palmas/Caçador provocaram expansão e retração da rede de drenagem, colmatação de canais de baixa ordem e *hollows* de cabeceiras de drenagem, além de erosão generalizada de encostas, formando rampas de colúvio que, em determinados casos, promoveu a inversão do relevo (PAISANI et al., 2012; 2016; 2017; 2019a). Entretanto, ainda não é claro se tais mudanças também influenciaram a evolução do relevo das demais superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias ou se os processos evolutivos estariam vinculados a processos locais distintos daqueles caracterizados para a superfície de Palmas/Caçador.

A superfície de cimeira de Pinhão/Guarapuava, correlata a superfície de Palmas/Caçador, está localizada na porção central do estado do Paraná, sul do Brasil (BIFFI; PAISANI, 2018). Nessa superfície, sobretudo no setor de Pinhão, estudos estratigráficos e paleoambientais são raros, e pouco se sabe a respeito das respostas geomorfológicas da paisagem perante as mudanças climáticas do Quaternário. É nesse contexto que se insere o presente trabalho, que busca registros estratigráficos contidos em unidades de relevo de baixa ordem que possam elucidar se a superfície passou por fenômenos de pedogênese e morfogênese controlados por fenômenos paleoclimáticos correlatos aos registrados na superfície vizinha de Palmas/Caçador.

2. Área de Estudo

A superfície de Pinhão/Guarapuava está localizada na borda leste do Planalto das Araucárias (Fig. 1) apresentando dois compartimentos com aspecto aplainado, seccionado pelo nível de base do rio Jordão (BIFFI; PAISANI, 2018). O primeiro compartimento, a sul do rio Jordão, é mantido primordialmente por riodacitos que compõem o Membro Guarapuava, Formação Pitanga, Grupo Serra Geral (Fig. 2A). Trata-se de derrames de riodacitos, dacitos e traquidacitos porfiríticos com geometria tabular, estrutura interna maciça e fenocristais de plagioclásio, distribuídos erráticamente e com finas lâminas de alto conteúdo em vidro, definindo planos internos de fluxo e resfriamento, além bandeamento lenticular e sigmoidal formado pela interferência de bandas desvitrificadas e vítreas. Os riodacitos são cinza-esverdeados, porfiríticos, com matriz fanerítica fina e hipohialina (LICHT; ARIOLI, 2018).

Já o segundo compartimento, a norte do rio Jordão, apresenta substrato constituído por basaltos do Membro Três Pinheiros e Formação Pitanga (indiviso), Grupo Serra Geral, caracterizado por derrames pahoehoe tabulares, espessos e inflados de basaltos, andesibasaltos, traquibasaltos e tranquiandesitos basálticos, subalcalinos a alcalinos enriquecidos em elementos incompatíveis, com textura hipohialino com baixa cristalinidade, brilho resinoso, maciço e muito denso. A formação compreende uma sucessão de derrames espessos, por vezes com lobos delgados do tipo S, exibindo entablamento em leque, fraturas conchoidais ou marcas em bisel que caracterizam os estágios sucessivos do resfriamento do derrame (LICHT; ARIOLI, 2018).

Um terceiro compartimento, mais dissecado, ocorre a leste do município de Guarapuava, é mantido por derrames basaltos, andesibasaltos e andesitos subalcalinos do Membro General Carneiro (Formação Vale do Sol, Grupo Serra Geral). Trata-se de derrames espessos, com depósitos vulcanoclásticos no topo da sucessão faciológica, produtos da interação vulcano-sedimentar das lavas com os arenitos da Formação Botucatu (LICHT; ARIOLI, 2018).

Em escala regional, o estado do Paraná manifesta condições meteorológicas influenciadas pelos sistemas atmosféricos extratropicais, onde as condições climáticas apresentam grandes amplitudes térmicas, enquanto a precipitação é bem distribuída ao longo do ano, sem deficiência hídrica ao longo das estações (MONTEIRO, 1963). As condições meteorológicas são resultantes da interação entre as massas de ar Polar Atlântica (mPa), Tropical Atlântica (mTa) e Tropical Continental (mTc), e no verão a Massa Equatorial Continental (mEc), sendo a primeira atuante principalmente no inverno, e a mTa e mTc no verão (AYOADE, 1986; COSTA; ANDRADE, 2017).

A superfície é caracterizada como clima temperado úmido, Cfb na classificação de Köppen, com temperaturas que variam entre 16 e 20 °C e precipitação média anual registrada na estação climatológica de

Guarapuava de 1.900 mm.ano⁻¹. Com relação à distribuição da temperatura e precipitação ao longo do ano, os valores médios obtidos pelo climograma da estação meteorológica de Guarapuava evidenciam que nesse município ocorrem estações bem definidas, com os maiores valores de temperatura no verão e os menores valores no inverno. Já a precipitação apresenta-se bem distribuída ao longo do ano, sendo janeiro, outubro e dezembro os meses mais chuvosos, enquanto os meses mais secos são julho e agosto, embora com precipitação mensal superior a 90 mm (BIFFI, 2019).

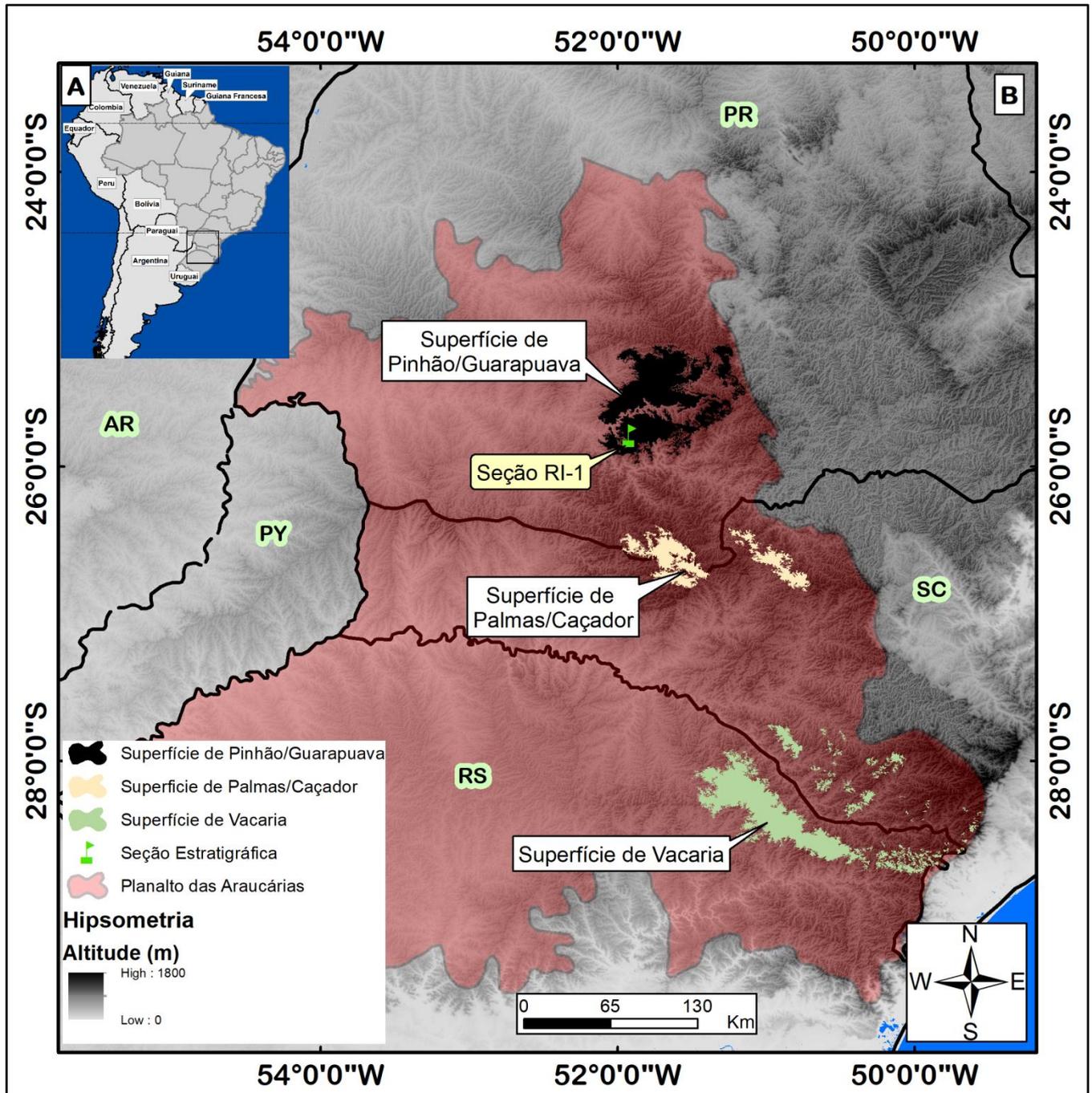


Figura 1. Localização das superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias no Sul do Brasil (A), com destaque para a Superfície de Pinhão/Guarapuava e a seção estratigráfica RI-1 (B).

Na superfície de Pinhão/Guarapuava o relevo é suavemente a moderadamente ondulado, com morfologia de topos aplainados e vertentes retilíneas a convexas, além de depressões fechadas (SANTOS et al., 2006). As formações superficiais são constituídas por solos poligenéticos do ponto de vista pedogeoquímico, cuja assembleia mineralógica reflete processos de monialitização, bisialitização e alitização (VOLKMER, 1999; BIFFI et al., 2020), além de depósitos de colúvio, colúvio-alúvio e paleossolos enterrados. Crostas ferruginosas ocorrem *in situ* ou remobilizadas em depósitos de colúvio, cujos dados cronológicos remetem idades entre 6.2 ± 0.6 a 0.7 ± 0.1 Ma para as crostas das sequências colúvias, enquanto que aquelas formadas *in situ* seriam mais jovens, com idades entre 3.6 ± 0.4 a 0.4 ± 0.1 Ma (RIFFEL et al., 2016).

A cobertura vegetal natural predominante da superfície é Estepe Gramíneo-Lenhoso (Campos Sulinos), com Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária) nas maiores altitudes e nos fundos de vales (BIFFI, 2019).

3. Materiais e Métodos

A reconstrução dos processos evolutivos da encosta foi realizada com base na conjugação de diferentes abordagens estratigráficas, incluindo critérios lito-, morfo-, pedo- e cronoestratigráficos (CATT, 1990; HUGHES, 2010). Os materiais foram descritos por meio de seção estratigráfica estabelecida em corte de estrada, onde as unidades sedimentares foram previamente individualizadas com base em características macroscópicas (cor, geometria, relações de contato, textura e estrutura) e classificadas em litofácies com base em Ghibaudo (1992). Após a individualização das fácies, determinou-se a textura da matriz sedimentar em laboratório conforme Suguio (1973) para a fração grossa ($>0,63 \mu\text{m}$) e Carvalho (1994) para a fração fina ($<0,62 \mu\text{m}$) em amostras coletadas em intervalo regular de 10 cm. Os percentuais granulométricos foram organizados em traçado granulométrico (diagrafia granulométrica) conforme Paisani (2004). Igualmente, os percentuais foram plotados em diagrama ternário no padrão USDA (SCHAETZL e ANDERSON, 2008) para estabelecimento de classes granulométricas. Em função da ocorrência de paleossolos e níveis pedogenizados (horizontes A e B) recorreu-se da descrição e adoção da nomenclatura pedoestratigráfica (CATT, 1990, 1991; HUGHES, 2010; RETALLACK, 1990).

Sete amostras indeformadas para análise micromorfológica foram coletadas e submetidas ao Laboratório de Laminação da USP (SP) para impregnação e laminação, enquanto que a descrição foi realizada no Laboratório de Microscopia Ótica (LAMIC) da UNIOESTE-FB, seguindo critérios descritivos e nomenclatura de Stoops (2003), cuja interpretação seguindo o protocolo estabelecido por Paisani e Pontelli (2012).

A datação absoluta da amostra de sedimento organo-mineral foi obtida pelo método ^{14}C junto a Beta Analytic Inc. (EUA), enquanto as idades dos sedimentos siliciclásticos foram obtidas por luminescência opticamente estimulada (LOE) pelo laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda (Brasil). Doses equivalentes (De) foram mensuradas para quinze grãos de quartzo, utilizando o protocolo Singular Alíquota de Regeneração (SAR) (MURRAY e OLLEY, 2002; RHODES, 2011), enquanto que as doses anuais (Da) relativas às doses de radiações gama, beta e cósmica, foram calculadas de acordo com Prescott e Hutton (1994). Os teores de ^{235}Th , ^{238}U , ^{235}U e ^{40}K foram determinados a partir de espectrometria de radiação gama, utilizando detector de Iodeto de Sódio dopado com Tálcio (NaITlOsprey/Canberra – Software Genie 2000/GammaAcquisitionandAnalysis). O desempenho do protocolo SAR foi avaliado com razão de reciclagem e teste de recuperação de doses incorporadas à sequência de medição (MURRAY e WINTLE, 2000, 2003).

A análise de isótopos estáveis do carbono foi mensurada por espectrometria de massa, encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA-USP (Piracicaba-SP), tendo referência o padrão PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee), como demonstra a expressão $\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{PDB}}) / R_{\text{PDB}}] \times 1000$, e referem-se à média de duas determinações, com precisão de $\pm 0,2\text{‰}$, descritos em (PESSENDA et al., 2005).

4. Resultados

4.1. Arquitetura dos materiais e caracterização morfo- e pedoestratigráfica

A seção estratigráfica descrita exibe cerca de 70 m de comprimento e 6,30 m de altura. A arquitetura dos materiais revela a presença de pedossedimentos alóctones na porção côncava da encosta e afloramento da

alteritano topo e porção convexa da colina (Figura 2C e D). Ao longo da seção, se destaca a ocorrência de um nível estratigráfico enterrado de cor 7,5YR 2,5/3 (Bruno-muito-escuro) a 10YR 2/2 (Bruno-muito-escuro), definido como horizonte guia para a reconstrução da arquitetura da seção estratigráfica. Esse nível é descontínuo lateralmente e parcialmente truncado por incisão erosiva linear. A incisão apresenta 10,50 m de largura e 2,40 m de altura, colmatada por sedimentos com estratificação plano-paralelo, designadas como materiais de origem colúvio-aluvial, constituindo uma paleovoçoroca colmatada (BIFFI e PAISANI, 2019).

Com base nas descrições de campo, foram reconhecidas três fácies, sendo elas, da base para o topo: I) unidade de origem eluvial; II) fácies coluviais e III) colúvio-aluvial, esta última correspondendo aos materiais que preenchem a paleovoçoroca. As unidades constituem sequências de Lama (fácies eluvial), Lama Arenosa Maciça e Areia Lamosa Maciça (fácies coluvial) e Lama laminada a gradada (fácies colúvio-aluvial) e encontra-se em contato erosivo, sem estratificação, a exceção da sequência colúvio aluvial, que exhibe estratificações plano-paralelas (GHIBAUDO, 1992). Em conjunto com a interpretação das propriedades granulométricas e macromorfológicas, foram reconhecidos nove horizontes pedoestratigráficos, sendo da base para o topo, classificados em CAp, CA, 2CAb, 3CAb, 3BCb, 4BCb, 5Bb, 5BCb e 5Cgb (Fig. 2B; Quadro 1).

Os materiais da fácies colúvio-aluvial que colmataram a paleovoçoroca foram individualizados em dois horizontes pedoestratigráficos. O primeiro corresponde ao horizonte superficial CAp e apresentam cor 5YR 3/4 (Bruno-avermelhado-escuro) no topo, variando para 10YR 5/6 (Bruno-amarelado) em direção a base. A textura varia de franco-siltosa a argilo-siltosa e a estrutura é pequena, moderada a fraca, em blocos subangulares a prismáticos. Já o segundo volume apresenta transição gradual em relação ao nível sobrejacente e sutil melanização por matéria orgânica, bem como presença de pedotúbulos. Possui espessura média de 95 cm e exhibe cor 5YR 4/6 (Bruno-amarelado) a 10YR 4/4 (Bruno-amarelado-escuro). A estrutura é forte, pequena e em blocos subangulares. A consistência é dura quando seca e friável quando úmida. Nesse horizonte, é comum a presença de fragmentos siliciclásticos, como quartzo, ágata, calcedônia e clorita.

Os materiais das fácies coluvial se tratam de sedimentos de difícil subdivisão interna em decorrência da alta variabilidade das frações granulométricas. Dessa forma, com base na cor, o topo desse nível foi classificado em apenas um horizonte pedoestratigráfico, 2CAb, apresentando espessura média de 90 cm, cor 7,5YR 2,5/3 (Bruno muito escuro) a 10YR 2/2 (Bruno muito escuro) com transição abrupta para o horizonte subjacente. A estrutura predominante é moderada a forte, pequena, e em blocos lamelares a subangulares, consistência macia quando seca e friável quando úmida. A textura variou entre franco-argilo-siltosa a franco-arenosa.

O centro da fácies coluvial foi diferenciado em dois horizontes pedoestratigráficos. O primeiro corresponde ao horizonte 3CAb, com 40 cm de espessura média e cor 2,5YR 3/6 (Vermelho-escuro). A estrutura é pequena, forte, em blocos subangulares a prismática, consistência macia quando seca e friável quando úmida. Nesse horizonte, destaca-se a recorrência de pedotúbulos preenchidos por pedossedimento de cor 5YR 3/4 (Bruno-avermelhado-escuro). Já segundo nível corresponde ao horizonte pedoestratigráfico 3BCb, e possui espessura média de 50 cm e cor 5YR 2,5/2 (bruno-avermelhado-escuro). A estrutura predominante é moderada a forte, pequena e em blocos lamelares a sub-angulares, com consistência macia quando seca e friável quando úmida. A textura variou de franco-argilo-arenosa a argilo-siltosa.

A base da fácies coluvial corresponde ao horizonte (4BCb) e possui 105 cm de espessura média, cor 2,5YR 3/6 (Vermelho-escuro) a 5YR 4/6 (Vermelho-amarelado). Exhibe textura argilosa, estrutura moderada a forte, pequena em blocos prismáticos, consistência macia quando seca e friável quando úmida. Abaixo do horizonte 4BCb foi reconhecido uma fácies eluvial, caracterizado como paleossolo enterrado em que foram diferenciados em três horizontes pedoestratigráficos (5Bb, 5CBb e 5Cgb). O primeiro horizonte possui espessura média de 25 cm, cor 5YR 4/6 (Vermelho-amarelado), consistência macia quando seca e friável quando úmida. O horizonte 5CBb apresenta em média 70 cm de espessura, e cores que variam de 5YR 4/6 (Vermelho-amarelado) a 7,5 YR 5/6 (Bruno-forte), além de consistência dura quando seca e firme quando úmida. Por fim, o horizonte 5Cgb possui espessura média de 30 cm, cores 5YR 5/6 (Bruno forte) a 2.5YR 6/8 (Vermelho-claro), consistência dura quando seca e firme quando úmida. Em geral, esses horizontes apresentam textura argilo-siltosa a argilosa.

A exceção da fácies eluvial (níveis 5Bb, 5BCb e 5Cgb), foram identificados pedorrelíquias de agregados em todos os níveis estratigráficos. As pedorrelíquias são fragmentos de horizontes pedológicos herdadas da área fonte dos depósitos de colúvio, e exibem tamanhos que variam de 2 a 10 cm, coloração vermelho a

vermelho-brunado e preto. Já as litorrelíquias são verificadas em todos os níveis pedoestratigráficos e se tratam de fragmentos de rocha alterada, mas que em função do grau de alteração não puderam ser caracterizadas. Em ambos os casos, tratam-se de feições herdadas, seja do material parental ou rocha fonte que originou as formações superficiais (litorrelíquias) ou dos pedossedimentos da área fonte dos depósitos de colúvio (pedorrelíquias) (RETALLACK, 1990; FEDOROFF et al., 2010).



Figura 2. Localização da Seção estratigráfica RI-1 no contexto geológico da Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava (A). Seção colunar síntese do registro estratigráfico da seção (B). Imagens do recorte parcial da seção estratigráfica, indicando os principais níveis descritos (C e D).

Quadro 1. Propriedade macromorfológica dos horizontes pedoestratigráficos.

Hor	Esp (cm)	Cor (munsell)	Estrutura			Consistência		Outras Características
			Grau ¹	Seca ⁴	Úmida ⁵	Seca ⁴	Úmida ⁵	
CAp	35	5YR 3/4 a 10YR 5/6	Mo a F	P	BSA a P	D	Fi	Raízes modernas
C	20	5YR 4/6 a 10YR 4/4	Fo	P	BSA	D	Fi	Fragmentos siliciclásticos (Litorrelíquias ⁶) e pedorrelíquias ⁶
2CAb	90	7,5 YR 2,5/3 a 10 YR 2/2	Mo/fo	P	BA a BSA	M	Fr	Pedorrelíquias de endopedon, pedotúbulos
3CAb	40	2,5 YR 3/6	Fo	P	BSA a Pri	M	Fr	Pedorrelíquias de epipedon, Pedotúbulos, fragmento de carvão
3BCb	50	5 YR 2.5/2	Fo	P	BSA a Pri	M	Fr	Pedorrelíquias de epi- e endopedon, fragmento de carvão, acumulação localizada de óxidos de ferro
4BCb	105	2.5 YR 3/6 a 5YR4/6	Mo/fo	P	Pri	M	Fr	Pedorrelíquias de epi- e endopedon, acumulação localizada de óxidos de ferro
5Bb	25	5YR 4/6	In	In	In	M	Fr	Litorrelíquias
5CBb	70	5YR 4/6 a 7,5 YR 5/6	In	In	In	D	Fi	Litorrelíquias, acumulação localizada de óxidos de ferro
5Cgb	30	5YR 5/6, a 2.5YR 6/8	In	In	In	D	Fi	Litorrelíquias, Horizonte Gley

¹Mo: moderado; F: fraco, Fo: forte. ²P: pequeno. ³BSA: blocos subangulares; BA: bloco angulares; Pri: prismático; ⁴D: Duro; M: macia; ⁵Fi: Firme; Fr: Friável; In: Indetermiado. ⁶nomenclatura de Retallack (1990).

4.2. Micromorfologia

A análise micromorfológica foi realizada em sete lâminas delgadas, correspondente aos horizontes pedoestratigráficos CAp (centro e base), 2CAb (centro e base), 3CAb (Centro), 3BCb (base) e 4BCb (centro). Nos materiais dos horizontes CA, 2CAb, 3CAb, 3BCb e 4BCb (Quadro 2) identificou-se distribuição relativa dos constituintes (DRC) integrada (enáuli-porfírica e porfiro-enáulica), resultante da combinação de dois padrões de distribuição dos elementos da microfábrica (STOOPS, 2003). A DRC integrada vem sendo reconhecida como microlaminações ou fábrica bandada (DUMANSKI e ARNAUD, 1966; STOOPS et al., 2010), decorrentes de diferentes categorias de fluxos em sedimentos de encosta (ARAUJO et al., 2017; BERTRAN e TEXIER, 1999; BIFFI e PAISANI, 2019; GERMAIN e OUELLET, 2013) ou de bioturbação em processos pedogenéticos (KOOISTRA e PULLEMAN, 2010; MARCELINO et al., 2010).

O nível CAp, que corresponde aos sedimentos coluviais de colmatação da paleovoçoroca e exibe DRC porfírica aberta com microestrutura maciça e cavitária, enquanto os poros cavitários, canais e ocasionalmente planares (Fig. 3A). A matriz exibe tons que variam de bruno-avermelhado a vermelho com birrefringência manchada a pontilhada, refletindo áreas de acumulação de matéria orgânica e depleção e impregnação de sesquióxidos da micromassa, possivelmente goethita e magnetita (BIFFI et al., 2020). Nesse nível, foram observados pedorrelíquias em processo de coalescência resultante da compactação de agregados (Fig. 3B) decorrentes de atividades agrícolas mecanizadas. Nesse caso, o peso exercido nos agregados exerce uma compactação potencial nos materiais, principalmente em condições de saturação hídrica, que reduz os poros de empilhamento composto para cavitários (GUTIERREZ et al., 2009).

No horizonte CA, em escala macroscópica, foram reconhecidas estratificações plano-paralelas resultantes da intercalação entre camadas arenosas e camadas lamíticas. Observações diretas em seção delgada revelam microlaminações com DRC enáuli-porfírica, porfiro-enáulica e/ou enáulica. Assim, quando observados em

conjunto, verifica-se que as laminações arenosas refletem as DRC porfiro-enáulica e enáuli-porfírica, enquanto as laminações lamosas correspondem DRC porfírica (BIFFI e PAISANI, 2019).

A microestrutura em laminações com DRC enáulica são granulares (agregados esféricos) e microagregados (agregados subarredondados a subangulares), individualizados em poros de empilhamento composto ou empilhamento complexo parcialmente acomodados (Fig. 3B e C). Microestrutura maciça transitando para cavitária ocorrem em microlaminações porfíricas, com poros cavitários, planares e câmaras. Assim como observado no nível CAp, a micromassa apresenta tons que variam de bruno-avermelhado, vermelho a vermelho-amarelo, com birrefringência manchada a pontilhada, refletindo áreas de acumulação de matéria orgânica amorfa, além de migração sesquióxidos da micromassa. A fração grossa é constituída por minerais opacos, possivelmente ilmenita/magnetita e quartzo além de nódulos litomórficos. Os agregados (granulares e microagregados) se comportam como fração grossa, pois se apresentam como feições intrusivas no fundo matricial, com tamanho fração areia (BIFFI e PAISANI, 2019).

A DRC integrada verificada no nível CA sinaliza diferentes categorias de fluxos nos processos sedimentares (BERTRAN e TEXIER, 1999). As microlaminações com agregados granulares (arredondados) refletem a abrasão mecânica em condições de escoamento superficial canalizado na encosta, enquanto os microagregados (sub-arredondados) com maiores tamanhos revelam fluxos rápidos com turbulência insuficiente para promover a abrasão, preservando parcialmente a estrutura da área fonte dos sedimentos (BIFFI e PAISANI, 2019; HAO et al., 2019; WANG et al., 2017, 2013, 2012; WENDLING et al., 2016). A ocorrência conjunta de agregados de diferentes morfologias indica a mistura de sedimentos na fase deposicional ou o retrabalhamento dos materiais no eixo da paleovoçoroca. A diferença de coloração dos agregados também reforça a interpretação de mistura de materiais, em que reflete diferentes horizontes pedológicos como materiais fonte (BIFFI e PAISANI, 2019).

A microestrutura maciça com poros cavitários/vesiculares, por sua vez, indica fluxos com alta concentração de água e sedimentos finos, cujo processo sedimentar promove a liquefação total ou parcial da matriz. Assim, essas microfácies podem ser interpretadas como derivadas de fluxos gravitacionais, possivelmente fluxos de lama ou variações reológicas do escoamento superficial dentro da paleovoçoroca. Nesse último caso, a entrada esporádica de sedimentos por deslizamento, queda ou liquefação das margens da voçoroca interage com o fluxo, refletindo em momentos com maior concentração de sedimentos nos fluxos, acarretando na fase de sedimentação o estabelecimento de laminações diferentes concentrações de sedimentos, cujo fundo matricial apresenta microestrutura maciça e DRC porfírica aberta pela incorporação de outros constituintes da fração grossa (minerais primários, nódulos e agregados com diferentes colorações).

O horizonte pedoestratigráfico 2CAb (centro) apresentou DRC porfiro-enáulica, exibindo microlaminações com microestrutura cavitária a esponjosa com poros cavitários e canais como predominantes, seguidos por câmaras e raramente vesiculares (Fig. 3E e F). Na base do nível 2CAB, a DRC é enáuli-porfírica, com microestrutura em blocos angulares a sub-angulares, com pedos parcialmente desenvolvidos e parcialmente acomodados (Fig. 3G e H). Microlaminações (fábrica bandada) com microestrutura granular e microgranulados são encontrados tanto no centro quanto na base desse nível, individualizados em poros de empilhamento complexo e canais, apresentando agregados pedogênicos intrusivos no fundo matricial (pedorrelíquias). Além das pedorrelíquias, a fração grossa é constituída por grãos de quartzo, minerais opacos e nódulos litomórficos. São mal selecionados, abundantes e ocorrem na fração areia fina a muito grossa. A morfologia dos minerais primários e nódulos estão entre cilíndrico, globular e blocos, enquanto o grau de esfericidade e arredondamento variam de esféricos bem arredondada alisada a esférica subarredondada alisada. Já a micromassa apresenta fábrica birrefringente dos tipos manchada a pontilhada e exibem cores bruno-muito-escuro a bruno avermelhado. Demais microfeições, como hiporevestimentos de depleção e impregnação de grão e quasirevestimentos de depleção/impregnação são comuns e ocorrem preferencialmente na matriz porfírica.

1

Quadro 2. Propriedades micromorfológicas dos principais horizontes pedoestratigráficos.

Hor	DRX		Estrutura		Micromassa		Fração Grossa		Demais feições
	c/F (%)	Padrão	Micro-estrutura	Porosidade	Cor	Birrefringência	Composição	Esfericidade e arredondamento	
CAp	15/85	Porfíricaaberta	Maciça e cavitária	Cavitários, canais e planares	5YR 3/4 a 10YR 5/6	Manchada a pontilhada	Quartzo, opacos e nódulos litomórficos	Angular/subangular arredondado, esférico bem arredondado	Pederrelíquia de agregado
CA	80/20	Enáulica, Enauli-porfírica, porfíro-enáulica	Granular e microagregados; maciça	Câmara, cavitários vesicular, empilhamento composto e complexo	5YR 4/6 a 10YR 4/4	Manchada a pontilhada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Angular/subangular arredondado e esférico bem arredondado	Hipo e quasi-revestimento, preenchimento descontínuo
2Cab-centro	10/90	Porfiro-enáulica	Maciça, cavitária, granulares microagregados	Canais, cavitários, vesicular, empilhamento complexo	10 YR 2/2	Manchada; indiferenciada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Eférico bem arredondado, esférico subarredondado	Hipo e quasi-revestimento, preenchimento descontínuo
2Cab-base	5/95	Enauli-porfírica	Maciça, blocos subangulares microagregados	Canais, cavitários e planares, empilhamento complexo	7,5 YR 2,5/3	Manchada; indiferenciada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Eférico bem arredondado, esférico subarredondado	Hipo/quasi-revestimento
3Cab-topo	20/80	Porfiro-enáulica	Maciça, cavitária microagregados e granulares	Cavitários, canais, câmaras, empilhamento complexo	2,5 YR 3/6	Manchada; indiferenciada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Subangular a angular ondulado	Hipo/quasi-revestimento
3BCb	25/75	Porfiro-enáulica; enáulica	Maciça, cavitária granulares e microagregados	Cavitários, canais, câmaras, empilhamento complexo	5 YR 2,5/2	Manchada; indiferenciada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Subangular a angular ondulado	Hipo/quasi-revestimento, preenchimento descontínuo
4BCb-centro	5/95	Enauli-porfírica	Maciça, cavitária blocos subangulares, prismático	Planares, cavitários, vesiculares, canais	5YR 4/6	Manchada; paraleloestrida a cruzada	Quartzo, opaco, pedorrelíquia e nódulos litomórficos	Subangular a angular ondulado	Hiporevestimento, preenchimento descontínuo

Assim como observado nos materiais de colmatação da paleovoçoroca, os sedimentos organominerais que constituem o nível 2CAb exibem DRC do tipo integrada, com microlaminações (fábrica bandada) de diferentes microestruturas. Nesse caso, entende-se que as diferentes microestruturas expressam o desenvolvimento de pedos em processos biogênicos e pedogenéticos (KOOISTRA e PULLEMAN, 2010; MARCELINO et al., 2010). De fato, a expressiva abundância de poros e canais e cavitários e microestrutura homônima, além da intensa humificação verificada na micromassa indicam alta atividade bio- e pedogenética nesse nível. Entretanto, é comum a ocorrência de pedorrelíquias de agregados granulares como pedofeições intrusivas no fundo matricial, que remete ao mecanismo de transporte ao longo da encosta. Esse fato associadas às demais características micromorfológicas podem indicar dois processos distintos na formação desse nível: 1) a melanização é um processo herdado, e pedogênese desse nível reflete as características da área fonte e 2) transformações pós-deposicionais, incluindo melanização e bioturbação, ocorrem em conjunto com a deposição dos materiais ao longo da encosta, modificando parcialmente as feições desse nível. Na literatura, ambos os fenômenos são plausíveis para materiais com essa característica, que permite lhe enquadrar na categoria de paleossolo acumulativo, cuja sedimentação ocorreu paralelamente a pedogênese, refletindo tanto processos herdados quanto deposicionais (SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

Os revestimentos, que ocorrem tanto nos materiais do nível CA quanto 2CAb, sugerem que o fundo matricial rico em ferro e material orgânico passou por ciclos de desagregação e migração de ferro. A desagregação, vinculada a dessecação após a infiltração das águas no término dos fluxos, gerou poros planares, enquanto a migração de sesquióxidos originou tanto poros cavitários quanto feições micromorfológicas de perda e acumulação relativa de ferro (revestimentos, hiporevestimentos e quasirevestimentos). Como as feições de perda e acumulação ocorrem tanto nos poros planares quanto cavitários, os fenômenos de desagregação e migração podem ser vistos como concomitantes ao término do fluxo (PAISANI e PONTELLI, 2012). Quando essas pedofeições são analisadas com as demais características micromorfológicas, em especial a microestrutura e porosidade, entende-se que os processos sedimentares responsáveis pela acumulação desse nível estariam associados a fluxos gravitacionais com presença de água, possivelmente fluxos de lama intercalado com escoamento superficial (BERTRAN e TEXIER, 1999).

No centro do horizonte 3CAb, a DRC é do tipo porfíro-enáulica, com microestrutura granular/microagregados para microlaminações enáulicas e maciça/cavitária para porfírica aberta (Fig. 4A, B e C). Poros de empilhamento complexo, cavitários e canais são predominantes ao longo de todo esse nível. A fração grossa é constituída por minerais primários e nódulos litomórficos herdados do material fonte. Pedorrelíquias de agregados granulares também ocorrem na fração grossa como feições intrusivas no fundo matricial. Quasirevestimentos e hiporevestimentos são comuns, embora com menor abundância quando comparado aos níveis superiores.

No centro do horizonte 3BCb, a DRC é do tipo porfíro-enáulica, localmente enáulica, com microestrutura granular e microagregados associados a poros de empilhamento complexo (predominantes). Poros cavitários e canais são abundantes nessas laminações. Localmente, verifica-se microestrutura maciça tendendo cavitária individualizados por poros canais e cavitários (Fig. 4D, E e F). A Fração grossa é constituída tanto por quartzo e minerais opacos (ilmenita/magnetita) quanto nódulos lito- e pedomórficos, herdados do material fonte. A micromassa apresenta orientação manchada e apresenta tons vermelho-claro a brulho-avermelhado-escuro, e reflete às áreas de perda e acumulação de sesquióxidos de Fe e Mn, tanto como áreas de depleção e impregnação da matriz quanto em hiporevestimentos ou quasirevestimentos.

Assim como observado no nível 2CAb, os materiais do nível 3 tratam-se de sedimentos organomineral de origem alóctone com expressiva ação biogênica pós-deposicional. A microestrutura granular atesta a ação do escoamento superficial no transporte dos materiais, embora com elevada bioturbação pós-deposicional, enquanto a microestrutura maciça, em especial aquelas adjacentes a poros cavitários, também estaria vinculada a bioturbação pós-deposicional derivadas da pressão exercida sobre os agregados durante o crescimento de raízes, que promove a coalescência dos agregados transformando a microestrutura de granular/microagregados para maciças/cavitárias (Fig. 3E). Localmente, a microestrutura maciça sem sinais de coalescência de agregados indicam feições herdadas do processo sedimentar, associado a fluxos gravitacionais, possivelmente fluxo de lama.

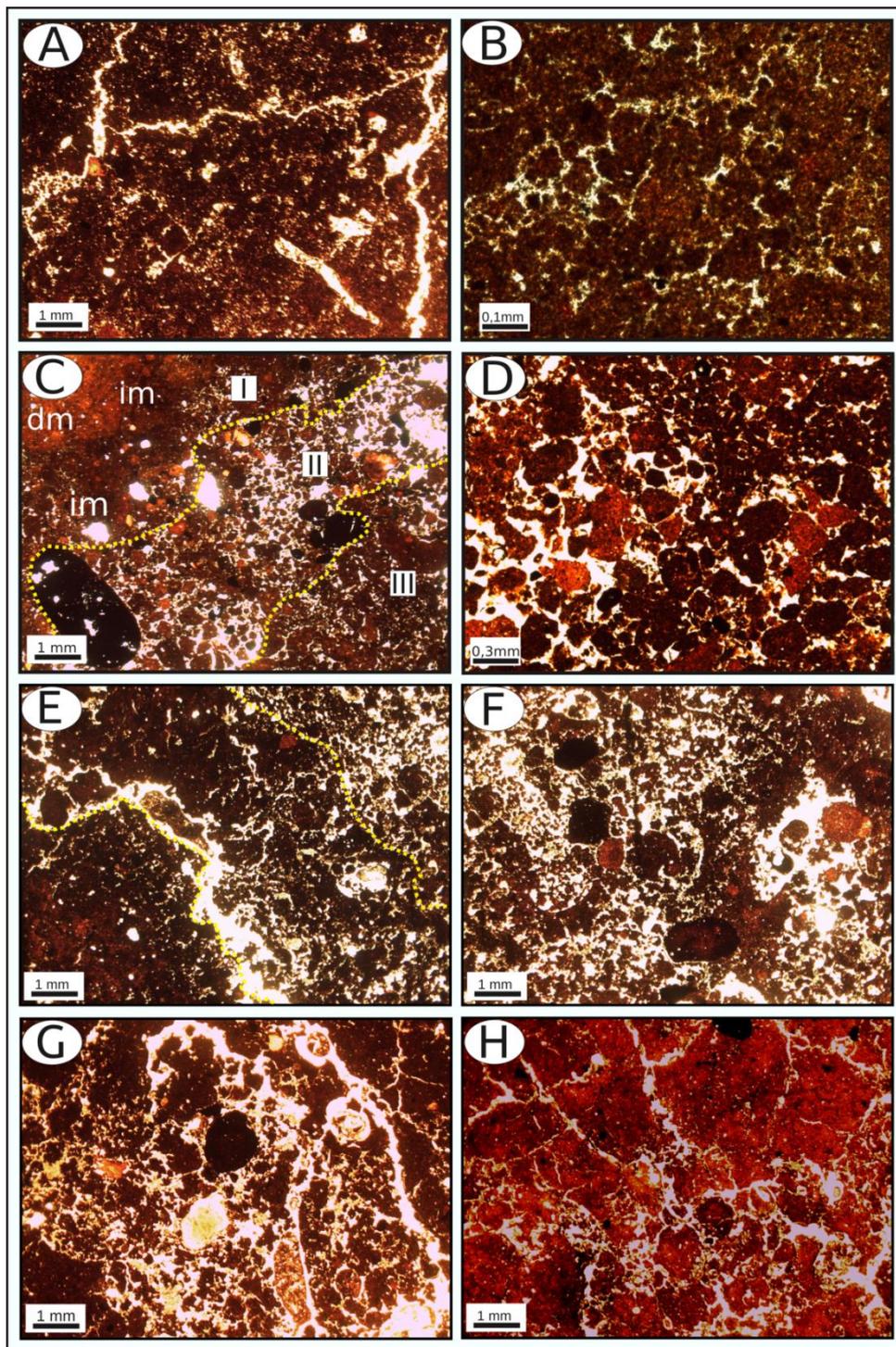


Figura 3. Imagens micrográficas do horizonte CAP (A e B), CA (C e D) e 2CAb centro (E e F) e 2CAb base (G e H). A) poros canais vinculados a atividade biológica. B) Microestrutura maciça em detalhe (10x) resultante da coalescência de agregados pela compactação. C) DRC integrada contendo microlaminação porfírica com microestrutura maciça (I) e enáulica, com microestrutura granular/microagregado (II) e D) Agregados intrusivos no fundo matriciais (pedorrelíquias), exibindo diferentes colorações, tamanhos e morfologias. E) Contato entre microestrutura maciça e microagregada F) Desmantelamento de agregados e elevada porosidade de gênese biológica. G) Poros canais com preenchimento solto descontínuo e H) Microestrutur em blocos subangulares associados a poros planares, canais e cavitários.

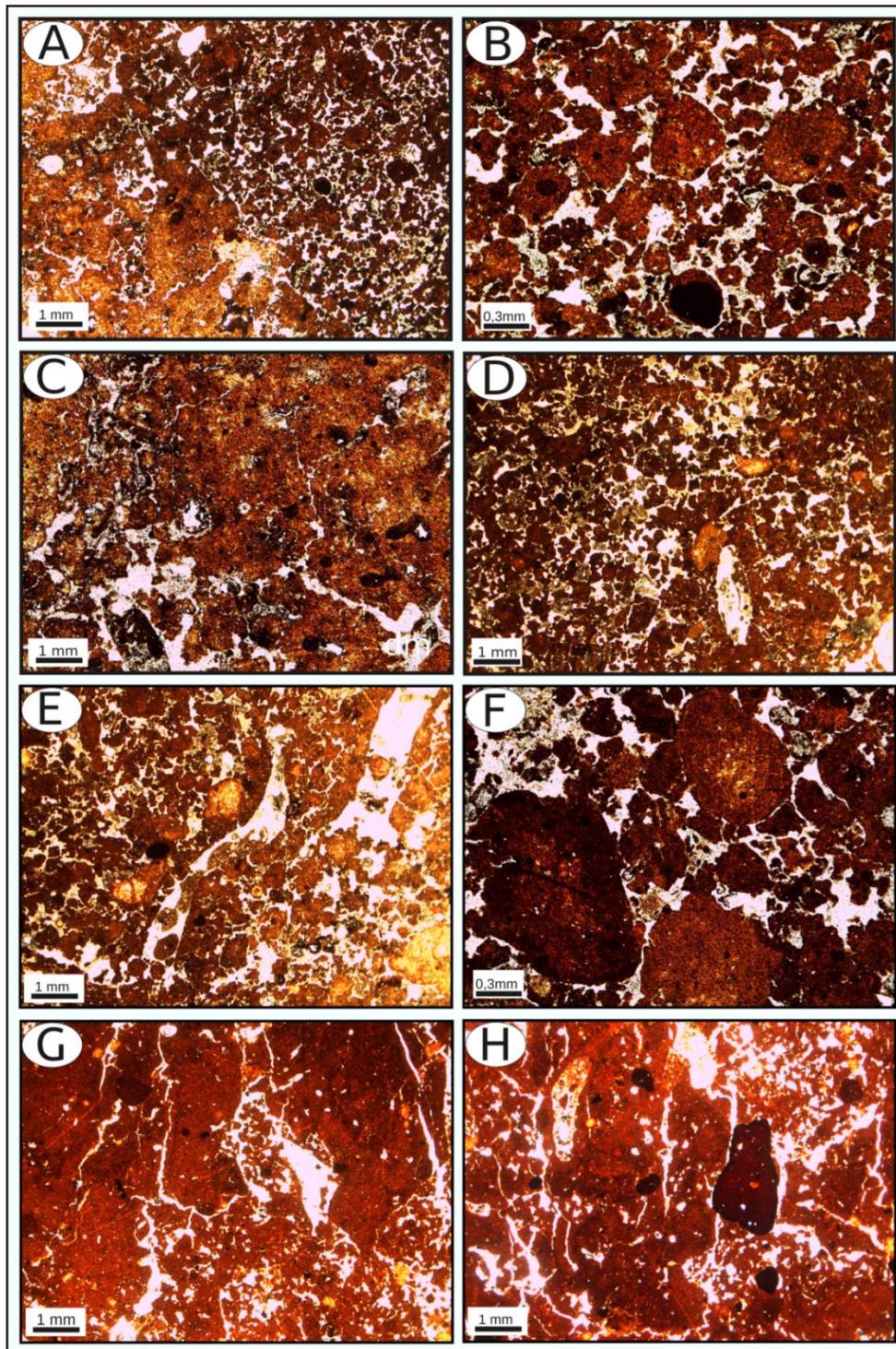


Figura 4. Imagens micrográficas do horizonte 3CAb (A, B, C), 3BCb - topo (D, E, F) e 4BCb – base (F, G). A) Contato entre DRC porfírica e enáulica, com microestrutura maciça/cavitária e microagregados, respectivamente, B) Agregados intrusivos no fundo matricial e C) Impregnação mátrica por oxihidróxio de ferro e matéria orgânica. D) Microestrutura granular com agregados de diferentes tamanhos e morfologias, individualizados por poros de empilhamento complexo e canais. E) Agregados arredondados e sub-arredondados intrusivos (pedorrelíquias); G) Poros cavitários e planares, individualizando blocos sub-angulares a prismático. H) DRC porfírica aberta, com estaque para porosidade cavitária, canais e planares e litorrelíquias como feição intrusiva.

No horizonte 4CAb a distribuição relativa dos constituintes é do tipo porfírica aberta, com microestrutura em blocos sub-angulares a prismática (predominantes) e localmente maciça/cavitária (Figura 4G e H). Poros vesiculares são abundantes, seguidos por planares, cavitários e canais. Assim como nos demais níveis, microfissões como revestimentos, hiporevestimentos e quasirevestimentos são abundantes, em especial nos locais cuja porosidade é cavitária. Entretanto, fissões de depleção/impregnação também ocorrem micromassa no interior dos agregados em blocos sub-angulares a prismáticos e, nesse caso, a micromassa exibe birrefringência manchada, e com menor ocorrência, embora em toda lâmina, paraleloestriada e cruzada (Figura 4G) com tons vermelho a vermelho-brunado.

Nesse horizonte, microestrutura em blocos sub-angulares denota o desenvolvimento de pedalidade, com pedos moderadamente desenvolvidos parcialmente acomodadas, sugerindo processos pedogenéticos expressivos (KOOISTRA e PULLEMAN, 2010; MARCELINO et al., 2010). Os pedos são individualizados tanto por poros cavitários e canais quanto planares, levando a entender que o desenvolvimento da microestrutura em blocos/prismática está vinculado tanto a dessecação quanto pela ação da biogênese. A dessecação promovida pela alternância de regime hídrico nos materiais promove a contração e expansão da vermiculita (identificado no DRX - ver BIFFI et al., 2020) gerando poros planares e cavitários, enquanto a bioturbação se instala preferencialmente sobre os poros planares e cavitários, gerando poros canais. Como a dessecação pode ocorrer após o término da sedimentação, esse processo é entendido como sindeposicional e pós-deposicional. Poros vesiculares são comuns, e indicam a ação de fluxos gravitacionais (fluxos de lama) (BERTRAND e TEXIER, 1999).

4.3. Geocronologia

As idades obtidas para os horizontes pedostratigráficos por meio da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) e Carbono 14 (¹⁴C) são apresentados na tabela 1. A idade obtida pela datação dos grãos de quartzo do horizonte 4BCb foi de 19.700 ± 2.260 anos AP. Pela margem de erro, estima-se o início da sedimentação variou entre 17.440 a 21.960 anos AP e se enquadra no Último Máximo Glacial (CLARK et al., 2009), inserido no Estágio Isotópico Marinho 2 (sensu LISIECKI e RAYMO 2005; RASMUSSEN et al., 2008; VERES et al., 2013). A base do horizonte pedostratigráfico 3BCb apresentou idade de 18.900 ± 1.630 anos AP, cuja margem de erro aponta para o intervalo de 17.270 a 20.500 anos AP. Tal intervalo também corresponde ao Estágio Isotópico Marinho 2.

Tabela 1. Cronologia obtida via LOE e ¹⁴C para as unidades sedimentares dos principais níveis estratigráficos descritos.

Idades via Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)								
Hor	Prof (cm)	Cod. Lab.	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose anual (μGy.ano ⁻¹)	P (Gy)	Idade Anos A.P
CA (topo)	50	4873	24,141 ± 0,998	6,786 ± 0,370	1,749 ± 0,368	4.470 ± 265	4,8 σ 0,5	1.080 ± 140
2CAb (Topo)	100	4872	23,087 ± 0,978	6,268 ± 0,368	1,979 ± 0,430	4.040 ± 275	21,7 σ 3,9	5.350 ± 1.040
2CAb (base)	200	5040	15,365 ± 0,757	3,057 ± 0,235	1,105 ± 0,326	2.690 ± 235	49,2 σ 4,5	18.300 ± 2.300
3BCb (centro)	290	4871	25,265 ± 1,049	7,788 ± 0,430	1,814 ± 0,399	4.310 ± 255	81,4 σ 5,1	18.900 ± 1.630
4BCb (centro)	350	5049	21,743 ± 0,990	6,110 ± 0,307	1,656 ± 0,281	4.340 ± 220	85,4 σ 8,8	19.700 ± 2.260
Idades via Carbono 14 (¹⁴ C)								
Hor	Prof. (cm)	Cod. Lab.	Idade (Anos ¹⁴ C AP)	Idade (Anos cal. ¹⁴ C AP)	δ ¹³ C (‰)			
3CAb	260	Beta-463375	16410 ± 40	19957-19569	-15.0			

Com relação ao nível 2CAb, a idade obtida pela datação dos grãos de quartzo para a base do horizonte pedoestratigráfico registra o início da sedimentação em 18.300 ± 2.300 anos AP. Pela margem de erro, estima-se que a idade varia entre 16.000 a 20.600 anos AP. Já o término da sedimentação dessa unidade ocorreu próximo a 5.350 ± 1.040 anos AP, e pela margem de erro, estima-se que ocorreu entre 4.310 e 6.390 anos AP. A sedimentação desse nível abrange o Estágio Isotópico Marinho 2 até meados do Estágio Isotópico Marinho 1 (Holoceno Médio sensu WALKER et al., 2019).

Já as idades obtidas pela datação do horizonte CA sugerem idade de 1.080 ± 140 anos AP. Essa cronologia corresponde ao Holoceno Superior (sensu WALKER et al., 2019) e considerando a margem de erro, pode-se pensar que o término da sedimentação ocorreu entre 1.220 a 940 anos antes do presente. Por fim, a idade obtida dos sedimentos organo-mineral para o topo do horizonte 3CAb, via ^{14}C , foi de 16410 ± 40 anos AP (19957 – 19569 anos cal. ^{14}C AP). Isso demonstra que os sedimentos desse horizonte passou por um evento de pedogênese com formação horizonte A húmico no Estágio Isotópico Marinho 2.

4.4. Isótopos Estáveis de Carbono ($\delta^{13}\text{C}$)

Os teores de carbono total e razão isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) foram determinados para os horizontes pedoestratigráficos CA (topo e base), 2CAb (topo e base), 3CAb (topo e centro), 3BCb (centro), 4Cb (topo e base) e 5Bb (topo) (Fig. 5). No horizonte superficial CA, o carbono total variou de 3,13% no topo e 3,04% na base, enquanto que os valores do horizonte 2CAb atingindo no topo 3,98% e 3,55% na base desse nível, alcançando os teores máximos dos níveis pedoestratigráficos analisados. A partir do horizonte 3CAb, nota-se o decréscimo com o aumento da profundidade, até atingir índices de 0,60% no horizonte 5Bb.

Com relação a composição isotópica do carbono, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -15‰ a -12,31‰, intervalo correspondente ao sinal isotópico de plantas de ciclo fotossintético C4 (EHLERINGER, 1991; PESSEDA et al., 1996). Nas superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias, esse sinal isotópico indica vegetação representativa do bioma Campos Sulinos. Os valores enriquecidos sugerem que se trata da fisionomia campo limpo, com o predomínio de Poaceae e ciperáceas associados a herbáceas (BEHLING et al., 2009).

No geral, observa-se que as variações dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram baixos e, a partir desse índice, não foi verificado trocas expressivas de vegetação de plantas de ciclo fotossintético C4 (gramíneas e ciperáceas) para plantas C3 (arbóreas). Assim, a partir dos valores obtidos para o registro estratigráfico, é possível que a área manteve formações vegetais com padrões típicos de gramíneas (Campos) desde o final do MIS 2 (Pleistoceno Superior) e ao longo do MIS 1 (Holoceno).

Sutis variações no enriquecimento isotópico foram observadas entre o topo do horizonte pedoestratigráfico 4BCb e o topo do horizonte 3CAb. Com base na cronologia desses horizontes, essa variação pode ser decorrente de flutuações milenares para períodos mais quentes que ocorreram no MIS 2. No hemisfério sul, esse período de aquecimento registrado coincide com ao início do evento *AntarticWarming*, obtidos em testemunhos de gelo da Antártida (MIX et al., 2001; MORENO et al., 2015). Dados isotópicos e fitolíticos a leste da superfície indicam um mosaico de vegetação C3 e C4, com mudanças graduais para C4 para o mesmo período, possivelmente em clima menos frio e úmido (GAZOLA, 2020; PASSOS, 2014). Para o mesmo período, verifica-se que a vegetação passou de Campo Limpo para Campo Sujo, mantendo características de predomínio de plantas C4 e a presença esparsa de árvores/arbustos C3 na superfície correlata de Palmas/Caçador (PAISANI et al., 2013a, 2019a).

Mudanças significativas também foram observadas entre a topo do nível 3CAb e o topo do nível 2CAb, em queo sinal isotópico passou de -14,02‰ para -12,31‰, registrando um elevado enriquecimento isotópico. Com base na cronologia desse nível, cujo término da sedimentação remete ao final Holoceno Médio, indica uma flutuação para um período relativamente mais seco, com possível déficit hídrico. Dados regionais também indicam que o sul do Brasil passou por um período seco expressivo no Holoceno Médio (ARAUJO et al., 2005; BEHLING et al., 2009). No mesmo período, dados isotópicos em sítios a leste da superfície também registram mudanças na vegetação, transitando de C3 para C4, enquanto a assembleia fitolítica indica o predomínio de gramíneas, possivelmente mais adaptadas ao ambiente mais seco (CALEGARI et al., 2011; SILVA, 2018; SILVA et al., 2016)

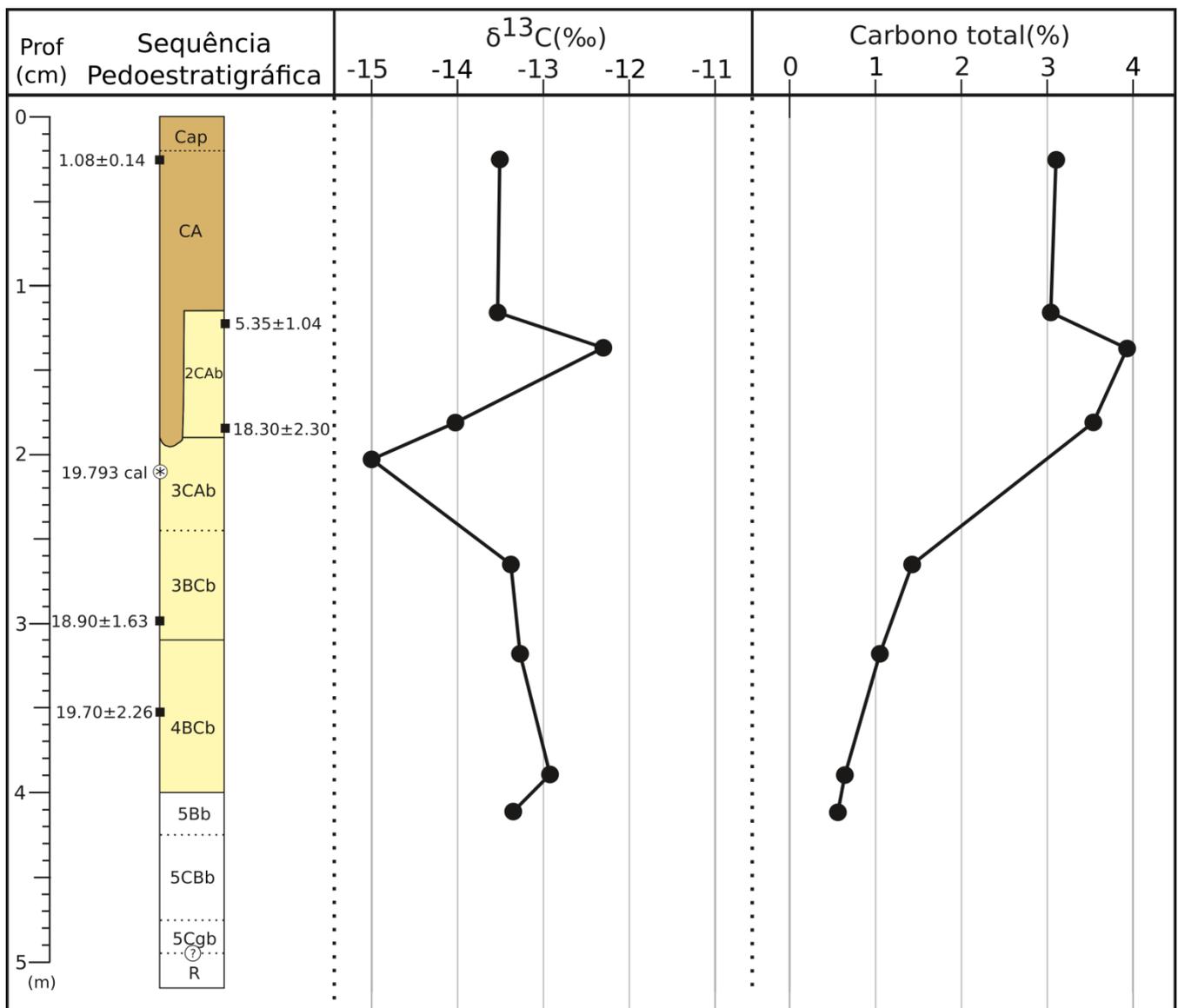


Figura 5. Razão isotópica do carbono ($\delta^{13}C$) e Carbono total dos principais níveis pedoestratigráficos.

Nos sedimentos de colmatação da paleovoçoroca, verificou-se novamente o empobrecimento isotópico, mas ainda denotando plantas de ciclo fotossintético C4. Com base em dados regionais cronocorrelatos a formação desse nível, verifica-se a expansão da Floresta Ombrófila Mista para as áreas de campo (BEHLING, 1997; BEHLING et al., 2004). O sinal polínico obtido em testemunho da Serra dos Campos Gerais indica um incremento da Floresta de Araucária entre 2980 e 1440 cal. anos AP, com um aumento significativo entre 1440 e 580 cal. anos AP, que sugerem uma condição climática mais úmida. A expansão se deu inicialmente pelos fundos de vale de baixa ordem, e posteriormente ao longo das áreas de campo (BEHLING, 1997).

Entretanto, com base em dados filogenéticos e modelos de nicho ecológico, verifica-se que a vegetação do bioma pampa das terras baixas da América do Sul (Paraguai e Argentina) seria a área ancestral de espécies dos campos de altitude. Modelos de distribuição de subespécie indicam que plantas herbáceas se adequaram nas superfícies de cimeira dos planaltos do Sul do Brasil entre a Última Interglaciação (MIS 5) e o Último Máximo Glacial (MIS 2), mas tiveram suas áreas de ocorrência reduzida ao longo do Holoceno pela expansão da Floresta Ombrófila Mista. Entretanto, outros elementos bioclimáticos, como as condições edáficas e topográficas das áreas de maiores altitudes parecem ter provocado isolamentos de espécies das áreas de campo promovendo um cenário alopátrico tanto pela pressão das áreas de floresta quanto por descontinuidades ambientais (BARROS et al., 2015;

GIUDICELLI et al., 2019; LORENZ-LEMKE et al., 2010; MÄDER e FREITAS, 2019; PAISANI et al., 2014). Assim, as áreas de campos de altitude no contexto do Planalto das Araucárias são consideradas como relictos da expansão do bioma Pampa durante o Quaternário Superior, cujo núcleo ocorre nas superfícies de cimeira desse planalto (BEHLING et al., 2009; BEHLING et al., 2005; PAISANI et al., 2019b).

5. Discussão

Com base na descrição e interpretação do registro estratigráfico contido na seção estratigráfica descrita, foram associados os dados acerca da arquitetura deposicional, as características físicas, mineralógicas, geocronológicas e isotópicas dos materiais, visando estabelecer um modelo evolutivo local para a encosta. A topografia atual da área corresponde a uma colina ampla, com relevo suavemente inclinado. Assim, com base na associação entre a morfologia e arquitetura dos depósitos, verificou-se que a encosta apresenta morfologia retilínea suavemente inclinada a oeste em direção a rede de drenagem. Como não foram identificados paleocanais de drenagem na área, é possível que a encosta correspondesse a um dos flancos (*sideslope*) de uma paleocabeceira de drenagem, conforme já constatado nas demais superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias (PAGOTTO et al., 2020; PAISANI et al., 2016, 2019a).

Em relação aos processos evolutivos, durante o Estágio Isotópico Marinho 3, a encosta apresentava-se em equilíbrio dinâmico sob regime de pedogênese progressiva (conceituação de JOHNSON et al., 1990) com estabilidade relativa da paisagem. A assembleia mineralógica dos horizontes 5Bb, indica que a cobertura superficial evoluiu sob regime climático frio e úmido, atingindo fase de alitização e monossilificação, formando argilominerais 1:1 e oxihidróxidos de ferro e alumínio, assim como observado na superfície de Palmas/Çaçador (BIFFI et al., 2020; GUERRA e PAISANI, 2014; PAISANI et al., 2015).

As mudanças climáticas registradas no Estágio Isotópico Marinho 2, incluindo o Último Máximo Glacial (UMG) (sensu CLARK et al., 2009), provocaram alterações no curso da pedogênese, passando de progressiva para regressiva, acarretando no processo de dessecação na estrutura dos materiais, favorecendo a ação da erosão do horizonte superficial (possivelmente A húmico), mantendo apenas os horizontes 5Bb, 5CBb e 5Cgb como nível de paleossolo enterrado (Figura 6.1).

Em meados do UMG, sob domínio da pedogênese regressiva e desequilíbrio da paisagem, os processos de erosão mecânica passaram a predominar na encosta e conseqüentemente registrou-se a deposição de unidades que constituem a fácies coluvial. Datação via LOE para o horizonte 4BCb indica que a deposição das unidades remete a período anterior a 22.000 anos AP. Os dados macromorfológicos e micromorfológicos sugerem processos de fluxos de lama na deposição da unidade. A matriz sedimentar de constituição lamosa e a mistura de materiais organo-mineral com pedorrelíquias de epipedon e endopedon leva a pensar que o material fonte seja derivado de paleohorizonte B ou BC (Figura 6.2).

A assembleia mineralógica indica a manutenção de estágio pedogeoquímico fersialítico na formação desse nível, enquanto os valores obtidos pelo $\delta^{13}\text{C}$ sugerem pouca variação na razão isotópica do carbono, possivelmente sob regime climático frio e úmido, registrando plantas de ciclo fotossintético C4. O empobrecimento isotópico no topo do horizonte 4BCb, associado a porosidade planar e bioturbação observado pela análise micromorfológica sugere curto episódio de estabilidade após a deposição da unidade, com evento de pedogênese progressiva, sob condição relativa de frio e umidade. A ausência de horizonte A húmico, truncado pela erosão, não possibilitou definir a cronologia do episódio, embora a cronologia do nível sobrejacente (3BCb) indique que tal fase foi relativamente curta (flutuação) e ocorreu ainda no UMG.

No final do UMG, registrou-se a continuidade da deposição da fácies coluvial e a formação dos horizontes pedostratigráficos 3BCb e 3CAb, cuja cronologia remetem a períodos entre 20.530 e 17.270 (LOE) anos AP e 19.763 (^{14}C) cal. anos AP, respectivamente (Figura 6.3). A cronologia via LOE representa o início da deposição dessa unidade e manutenção dos processos geogenéticos na encosta no final do UMG enquanto a idade obtida da MOS do sedimento organo-mineral via ^{14}C remete a pedogênese da área fonte dos pedossedimentos que constituem essa unidade. A análise micromorfológica indica que a sedimentação foi comandada por escoamento superficial e fluxos gravitacionais (fluxo de lama), enquanto a expressiva bioturbação indica a retomada da pedogênese após a deposição dessa unidade em função de uma leve flutuação ambiental. Os dados de isótopos do

carbono ($\delta^{13}\text{C}$) corroboram para a interpretação da existência dessa flutuação, em que se verificou um empobrecimento isotópico em relação aos demais níveis, possivelmente em clima mais úmido. O dismantelamento da microestrutura parcialmente vinculado a bioturbação sugere um novo desequilíbrio ambiental, que provocou tanto a erosão parcial do topo do nível 3CAb quanto o início da deposição do nível pedoestratigráfico 2CAb.

Ao longo do final do Pleistoceno e do Holoceno Inferior e Médio registrou-se a continuidade da erosão/sedimentação sob domínio da pedogênese regressiva, materializando o horizonte 2CAb (Figura 6.4). A priori, com base nas descrições macromorfológicas do horizonte, acreditava-se que esse nível se tratava de um colúviopedogenizado. Por outro lado, a análise micromorfológica revelou que a unidade apresenta microlaminações que não foram reconhecidas macroscopicamente, representando episódios de escoamento superficial intercalado com fluxos gravitacionais (possivelmente fluxo de lama). Assim, esse material apresenta estruturas sedimentares que o caracterizam tanto como de sedimentos inconsolidados quanto feições de pedológicas que o caracterizam como horizonte pedoestratigráfico, denotando a categoria de paleossolo acumulativo segundo nomenclatura de Schaetzl e Anderson (2005). Em relação aos dados geocronológicos obtidos para o nível 2CAb, verifica-se um longo episódio de sedimentação atuando desde o Estágio Isotópico Marinho 2 até meados do Holoceno Médio (média 12.950 anos). Como se trata de um paleossolo acumulativo, a contínua bioturbação desse nível sugere ação da pedogênese ocorrendo sincronicamente aos eventos deposicionais, sob domínio da pedogênese regressiva.

No geral, os dados obtidos pela análise mineralógica apontam a manutenção da hidrólise parcial (BIFFI et al., 2020), formando vermiculita no horizonte 2CAb, assim como verificados nos demais níveis. Já os valores de $\delta^{13}\text{C}$ voltam a decair, em especial no topo desse horizonte, com elevado enriquecimento isotópico quando comparado aos demais níveis da seção estratigráfica. Com base na cronologia, entende-se que este fato seja correspondente ao déficit hídrico ocorrido no Holoceno Médio registrado no sul do Brasil após a deposição da unidade, que provocou a dessecação da estrutura desse horizonte.

Entre o nível pedoestratigráfico CA e 2CAb, registra-se a ocorrência de incisão linear, que truncou parcialmente os horizontes 2CAb e parte do horizonte 3CAb em seu eixo. A instalação da incisão possivelmente é vinculada a fase de dessecação sob domínio da pedogênese regressiva que ocorreu no Holoceno Médio após formação do paleossolo acumulativo (Fig. 6.5). As dimensões métricas da incisão erosiva indicam que se tratava de voçoroca (Palovoçoroca na conceituação de BOTHÁ et al., 1994). Essa fase de erosão apresenta correlação cronoestratigráfica com a terceira geração de paleovoçorocas obtidas em seção estratigráfica na superfície de Palmas/Caçador (PAISANI et al., 2016, 2019a), sob condições de déficit hídrico do Holoceno Médio. Ao longo desse período, essa feição atuava como canal de drenagem alimentada por fluxos efêmeros decorrentes do escoamento superficial gerado episodicamente nas encostas da paleocabeceira de drenagem.

Posteriormente, já no Holoceno Superior, registrou-se colmatação da voçoroca, cujos sedimentos se estenderam lateralmente para além dos limites da paleovoçoroca, constituindo a última unidade faciológica do registro estratigráfico (Fig. 6.6). Com relação ao intervalo de sedimentação que provocou a colmatação da voçoroca, as idades obtidas sugerem que o processo perdurou entre 6.400 e 4.240 a 1.080, com duração de média de 4.200 anos AP. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mantiveram-se como decorrente de plantas de ciclo fotossintético C4, bem como a assembleia mineralógica não aponta a mudança de estágio pedogeológico. Macroestruturas sedimentares, como estratificação plano-paralela, sugerem que nessa fase de morfogênese à continuidade do escoamento superficial, intercalando fluxos gravitacionais, assim como identificado em paleovoçorocas na superfície de Palmas/Caçador (PAISANI et al., 2016, 2019a). De fato, a análise micromorfológica atesta a predominância de escoamento superficial, tanto canalizado quanto laminar, intercalado com fluxos de lama como processos responsáveis pela colmatação da voçoroca (BIFFI e PAISANI, 2019). O término da sedimentação da unidade pedoestratigráfica CA representa o término da pedogênese regressiva que vem atuando desde o UMG e a retomada da pedogênese progressiva.

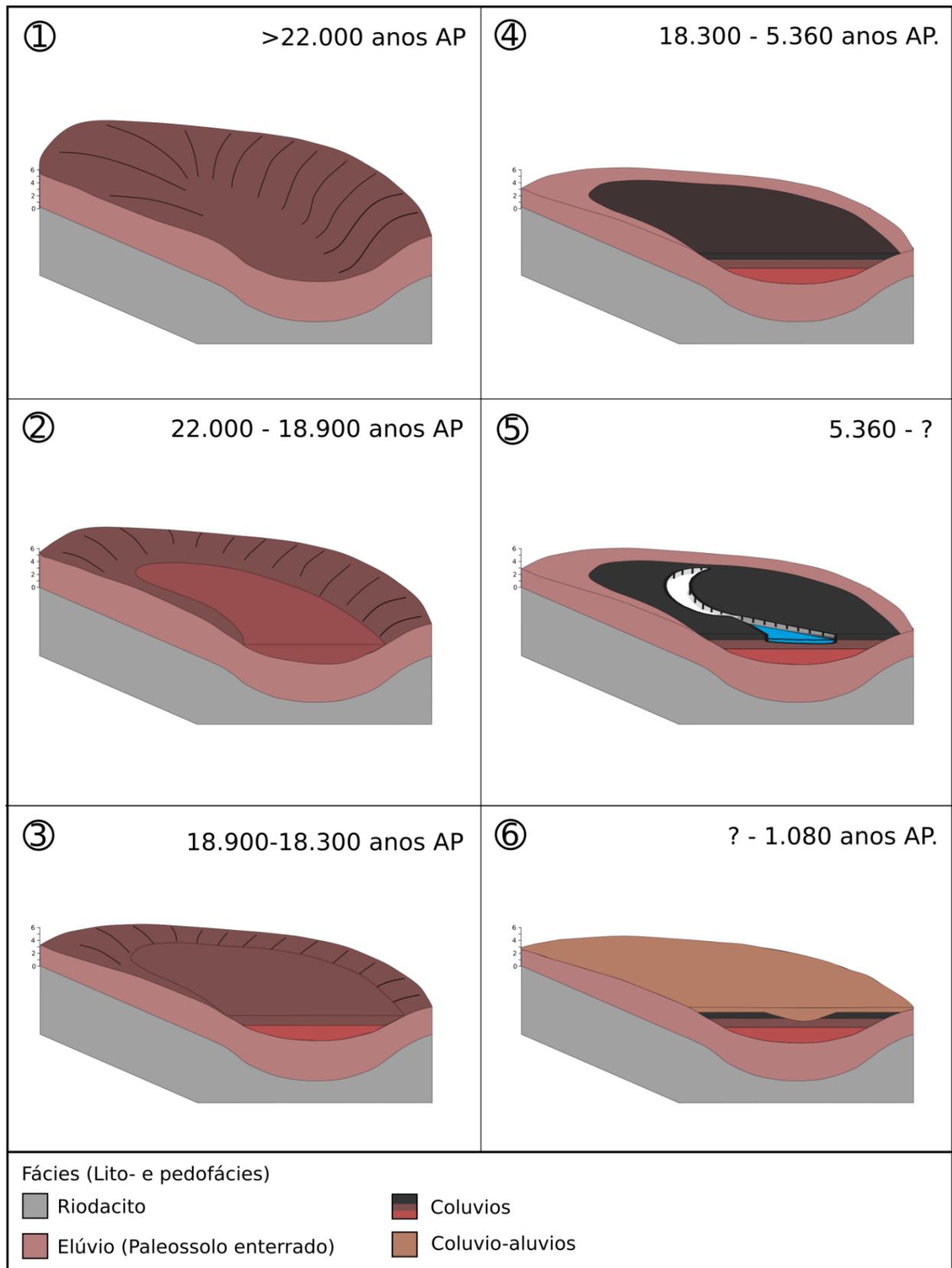


Figura 6. Modelo hipotético representando a sequência evolutiva da encosta ao longo do tempo, determinado com base na caracterização do registro estratigráfico.

Com término da sedimentação e retomada da pedogênese, verificou-se a parcial inversão do relevo, cuja encosta que circundava a paleocabeceira de drenagem passa a apresentar-se como rampa de colúvio, com morfologia convexa suavemente inclinada em direção aos fundos de vale da rede de drenagem moderna. As mudanças no curso da pedogênese ainda não foram significativas para promover alterações nos mecanismos pedogeoquímicos e a mineralogia das formações superficiais ainda remete aos processos que ocorreram nos últimos 20 mil anos AP (BIFFI et al., 2020).

Comparando o registro estratigráfico aqui descrito com aqueles contido em unidades de relevo de baixa ordem da superfície correlata de Palmas/Caçador, percebem-se convergências tanto geocronológicas quanto de fatos estratigráficos, que promoveram mudanças significativas na paisagem geomorfológica. Na Superfície de Cimeira de Palmas/Caçador, percebe-se modificações desde o Último Interstadial (MIS 3) até o Holoceno Superior (MIS 1), com mudanças marcantes entre o MIS 3, marcado como frio e úmido, para o MIS 2, com período seco bem marcado entre 28 e 23.690 anos AP e manutenção de clima seco entre 23.690 e 2.600 anos AP, esse último caracterizado por flutuações para mais úmido em escala milenar (PAISANI et al., 2019a). Durante esse regime mais seco registrado ao longo do MIS 2 e MIS 1, a erosão foi o principal processo morfogenético, truncando paleossolos e unidades colúvias, sobretudo com o desenvolvimento de incisões erosivas (Paleovoçorocas). Nesse trabalho, também foram verificados depósitos colúvias em contexto de paleocabeceiras de drenagem cronocorrelatas a esses estágios, possivelmente vinculado a mesmo regime paleoclimático. Além disso, na cabeceira de drenagem estudada nesse trabalho, foram detectadas a ação biogênica nos períodos de flutuação para regime climático mais úmido, com o desenvolvimento de três gerações de paleossolos enterrados (níveis 4, 3 e 2), entre 23.000 e 5.000 anos AP.

Na superfície de Palmas/Caçador, registrou-se contínua erosão das encostas em cabeceiras de drenagem e sedimentação/colmatação de fundos de vale de baixa ordem hierárquica, sob domínio da pedogênese regressiva, iniciado a aproximadamente 28 mil anos AP com sucessivas fases de erosão linear e colmatação de voçorocas, individualizadas em pelo menos três fases: 1ª) entre 28 e 16 mil anos AP; 2ª) entre 16 a 6 mil anos AP e 3ª) entre 6 a 4 mil anos AP (PAISANI et al., 2014, 2016; 2019a). No caso nos dados analisados nesse trabalho, verifica-se que o registro da erosão/sedimentação remete a pelo menos 23 mil anos AP, sendo cronologicamente correlata as fases 2 e 3 descritas em Palmas/Caçador, porém sem o desenvolvimento de feição erosiva linear. Ainda em relação aos processos sedimentares, também foram encontrados materiais que indicam o domínio do escoamento superficial e fluxos gravitacionais como mecanismos responsáveis pela erosão/sedimentação. Portanto, os processos aqui descritos são cronocorrelatos com aqueles observados na superfície de Palmas/Caçador, mas com sutis diferenças entre processos morfogenéticos e paleorelevos associados, permitindo uma melhor compreensão dos processos de evolução de encosta nas diferentes superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias.

6. Conclusões

A evolução de unidades de relevo de baixa ordem nas superfícies de cimeira no Planalto das Araucárias, situado em zona climática subtropical úmida, vem sendo abordada com base na caracterização estratigráfica, isotópica e cronológica de suas formações superficiais. No caso da Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava, estudos que buscam compreender a evolução de encostas ao longo do Quaternário estão em fase inicial, impossibilitando uma melhor compreensão sobre a natureza dos fenômenos e os processos morfogenéticos associados.

A partir dos resultados obtidos, verifica-se que o registro estratigráfico sugere que a atuação da pedogênese regressiva na cabeceira de drenagem teve início em meados do MIS 3 e perpetuou até o Holoceno, promovendo erosão na alta/média encosta e sedimentação na baixa encosta. A ocorrência de incisão erosiva linear colmatada (paleovoçoroca) remete a um episódio possivelmente mais seco do Holoceno Médio, também identificado na literatura em estudos regionais. Assim, o curso da pedogênese foi alterado ao longo do Último Máximo Glacial, promovendo episódios de erosão mecânica vinculada a escoamento superficial e fluxos gravitacionais, intercalados ou associados a momentos de pedogênese com maior intensidade. A análise da composição isotópica do carbono aponta a predominância de plantas com ciclo fotossintético C4 desde o Último Máximo Glacial tanto

no paleossolo enterrado quando nas unidades alóctones, entendidas como uma área refúgio da expansão do bioma Pampa da última Glaciação.

Com base na associação entre a geometria das formas do relevo e as formações superficiais associadas, verificou-se que os processos erosivos/deposicionais promoveram a parcial inversão do relevo local, com rebaixamento dos divisores da cabeceira e colmatação de seu *hollow* e na baixa encosta. Assim, a topografia de uma depressão fechada passou a ser retilínea a suavemente ondulada.

A partir da análise dos dados obtidos nessa pesquisa, foi possível verificar que os fenômenos de pedogênese progressiva/regressiva e aos episódios de morfogênese identificados na superfície de Pinhão/Guarapuava estão em fase com as variações paleoambientais do Quaternário Tardio observadas para o Sul do Brasil, sobretudo com aqueles identificados na superfície de Palmas/Caçador. As mudanças na paisagem e das formas de relevo, sobretudo nos setores de encostas e cabeceiras de drenagem, são concordantes ao modelo de etchplanação dinâmica, em que são observadas fases de estabilidade ambiental e formação de perfis de intemperismo, e subsequente instabilidade ambiental e erosão/transporte e deposição total ou parcial da cobertura superficial, remodelando unidades de relevo de baixa ordem, também identificado nas demais superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias.

Contribuições dos Autores: A Concepção, metodologia, análise formal, pesquisa, recursos, preparação de dados e escritos do artigo foram realizados por ambos os autores. Aquisição de financiamento, revisão e supervisão foi realizada pelo segundo autor. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), número de bolsa 301039/2018-6, além da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Código de Financiamento 001.

Agradecimentos: À Prof^a. Dra Marga ElizPontelli e a Msc. Dayane Pagotto pelo auxílio nos trabalhos de campo, bem como a Prof^a. Flavia Jorge de Lima e Msc. Mayara Cristina Gaspari (*in memoriam*) pelos auxílios em laboratório. Agradecemos também a Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE) e ao Núcleo de Estudos PaleoAmbientais (NEPA) pela infraestrutura disponibilizada.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. ARAUJO, A. G. M.; PAISANI, J. C.; SCHRAGE, T. J.; FEATHERS, J. K.; HARTMANN, G. A.; RICCI, O. The “Lagoa do Camargo 1” Paleoindian site: some implications for tropical geomorphology, pedology, and paleoenvironments in southeastern Brazil. *Geoarchaeology*, v. 32, n. 6, p. 662–677, 2017. DOI: 10.1002/geo.21628.
2. ARAUJO, A. G. M.; NEVES, W. A.; PILÓ, L. B.; ATUI, J. P. V. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the “Archaic Gap”. *Quaternary Research*, v. 64, n. 3, p. 298–307, 2005. DOI: 10.1016/j.yqres.2005.08.002.
3. AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 4. ed., Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1996.
4. BARROS, M. J. F.; SILVA-ARIAS, G. A.; FREGONEZI, J. N.; TURCHETTO-ZOLET, A. C.; IGANCI, J. R. V.; DINIZ-FILHO, J. A. F.; FREITAS, L. B. Environmental drivers of diversity in Subtropical Highland Grasslands. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, v. 17, n. 5, p. 360–368, 2015. DOI: 10.1016/j.ppees.2015.08.001.
5. BEHLING, H. Late quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Parana State (South Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 97, n. 1–2, p. 109–121, 1997. DOI: 10.1016/S0034-6667(96)00065-6.
6. BEHLING, H.; JESKE-PIERUSCHKA, V.; SCHÜLER, L.; PILLAR, V. D. P. (2009) Dinâmica dos campos no sul do Brasil durante o Quaternário Tardio. In: PILLAR, V. D. P.; MÜLLER, S. C.; CASTILHOS, Z. M. S.; JACQUES, A. V. A. (org.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. MMA: Brasília, p. 13–25.
7. BEHLING, H.; PILLAR, V. D. P.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 133, n. 3–4, p. 235–248, 2005. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2004.10.004.
8. BEHLING, H.; PILLAR, V. D. P.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, S. G. 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, n. 3–4, p. 277–297, 2004. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00687-4.
9. BERTRAN, P.; TEXIER, J.-P. Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, v. 35, n. 2–4, p. 99–121, 1999. DOI: 10.1016/S0341-8162(98)00096-4.
 10. BIFFI, V. H. R. **Evolução de encosta em contexto de paleocabeceira de drenagem da Bacia do Rio Capão Grande no Quaternário Tardio - Superfície de Pinhão/Guarapuava**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2019. 193p.
 11. BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. Superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias - Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 3, p. 465–481, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i3.1336.
 12. BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. Micromorfologia de Colúvio-Alúvios em Paleovoçorocas Colmatadas nas Superfícies de Cimeira de Pinhão/Guarapuava e Palmas/Çaçador - Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 4, p. 735–749, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i4.1642.
 13. BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C.; CARAMINAN, L. M.; GASPARETTO, N. V. L. Estágio de Intemperismo da Cobertura Superficial de Área Fonte de Depósitos de Colúvio - Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava. *Pesquisas em Geociências*, v. 47, n. 2, 2020. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.108554>
 14. BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 16/17, p. 153–197, 1965.
 15. BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. R. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 16/17, p. 117–151, 1965a.
 16. BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 16–17, p. 85–116, 1965b.
 17. BOTHA, G. A.; WINTLE, A. G.; VOGEL, J. C. Episodic late quaternary palaeogully erosion in northern KwaZulu-Natal, South Africa. *CATENA*, v. 23, n. 3–4, p. 327–340, 1994. DOI: 10.1016/0341-8162(94)90076-0.
 18. BOULET, R.; HUMBEL, F.-X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et Cartographie en pédologie. II - Une Méthode d'analyse pré-nant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cahiers de ORSTOM*, v. XIX, n. 4, p. 323–339, 1982a.
 19. BOULET, R.; HUMBEL, F.-X.; LUCAS, Y. Analyse structurale III - et cartographie en pédologie Passage de la phase analytique A une cartographie générale synthétique. *Cahiers de ORSTOM*, v. XIX, n. 4, p. 341–351, 1982b.
 20. BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.-X.; LUCAS, Y. Analyse structural et cartographie en pédologie. I - Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *ORSTOM: Ser. Pédol.*, v. 19, n. 4, p. 309–321, 1982.
 21. CALEGARI, M. R.; TORRADO, P. V.; MADELLA, M.; PESSENDA, L. C.; MARQUES, F. A. Reconstrução das condições de formação de horizontes húmicos em Latossolos por análise fitolítica. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA e III Encontro do Quaternário Sulamericano*, 13., 2011, Buzios. *Anais... Buzios: ABEQUA*, 2011. p. 6.
 22. CARVALHO, N. D. O. **Hidrossedimentologia Prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994. 372p.
 23. CASTRO, S. S. **Sistemas de transformação pedológica em Marília: B Latossólicos e B Texturais**. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990. 274p.
 24. CATT, J. A. Field recognition, description and spatial relationships of paleosols. *Quaternary International*, v. 6, p. 2–95, 1990. DOI: 10.1016/1040-6182(90)90003-M.
 25. CATT, J. A. Soils as indicators of quaternary climatic change in mid-latitude regions. *Geoderma*, v. 51, n. 1–4, p. 167–187, 1991. DOI: 10.1016/0016-7061(91)90070-A.
 26. CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Abingdon: Taylor & Francis, 2007. 280p. DOI: 10.4324/9780203371084.
 27. CLARK, P. U.; DYKE, A. S.; SHAKUN, J. D.; CARLSON, A. E.; CLARK, J.; WOHLFARTH, B.; MITROVICA, J. X.; HOSTETLER, S. W.; MCCABE, A. M. The Last Glacial Maximum. *Science*, v. 325, n. 5941, p. 710–714, 2009. DOI: 10.1126/science.1172873.
 28. COSTA, C.; ANDRADE, A. R. Dinâmica da precipitação pluviométrica na cidade de Guarapuava, PR: condicionantes locais e regionais. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 21, pg. 205-224, 2017. DOI: 10.5380/abclima.v21i0.51625

29. DUMANSKI, J.; ST. ARNAUD, R. J. A Micropedological Study of Eluvial Soil Horizons. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 46, n. 3, p. 287–292, 1966. DOI: 10.4141/cjss66-044.
30. DUNNE, T.; KIRKBY, M. J. (1978). Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (org.). **Hillslope hydrology**. John Wiley & Sons, Ltd, New Jersey: p. 227–293.
31. EHLERINGER, J. R. (1991). 13C/12C Fractionation and Its Utility in Terrestrial Plant Studies. In: COLEMAN, D. C.; FRY, B. (org.). **Carbon Isotope Techniques**. Academic Press, Cambridge: p. 187–200. DOI: 10.1016/b978-0-12-179730-0.50017-5.
32. FEDOROFF, N.; COURTY, M. A.; GUO, Z. (2010) Palaeosoils and Relict Soils. In: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier Science, Amsterdã: p. 623–662. DOI: 10.1016/B978-0-444-53156-8.00027-1.
33. GASPARETTO, N. V. L. **As formações superficiais do Noroeste do Paraná e sua relação com o arenito Caiuá**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. 209p. DOI: 10.11606/T.44.1999.tde-09122015-111333.
34. GAZOLA, K. D. G. **Dinâmica de Cabeceira de drenagem em compartimento dissecado da superfície de cimeira de Pinhão/Guarapuava no Quaternário Tardio**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2020. 124p.
35. GERMAIN, D.; OUELLET, M.-A.; Subaerial sediment-water flows on hillslopes. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 37, n. 6, p. 813–833, 2013. DOI: 10.1177/0309133313507943.
36. GHIBAUDO, G. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. **Sedimentology**, v. 39, n. 3, p. 423–454, 1992. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1992.tb02126.x.
37. GIUDICELLI, G. C.; TURCHETTO, C.; SILVA-ARIAS, G. A.; FREITAS, L. B. Influence of climate changes on the potential distribution of a widespread grassland species in South America. **Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics**, v. 41, 125496, 2019. DOI: 10.1016/j.ppees.2019.125496.
38. GUERRA, S; PAISANI, J. Mineralogia da fração argila do registro estratigráfico do Planalto de Água Doce/Palmas (sul do Brasil): Primeira aproximação. **RA'EGA - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 31, p. 208–226, 2014. ISSN: ISSN: 2177-2738
39. GUTIERREZ, N. H. M.; DE NÓBREGA, M. T.; VILAR, O. M. Influence of the microstructure in the collapse of a residual clayey tropical soil. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 68, n. 1, p. 107–116, 2009. DOI: 10.1007/s10064-008-0180-z.
40. HAO, H. X.; WANG, J. G.; GUO, Z. L.; HUA, L. Water erosion processes and dynamic changes of sediment size distribution under the combined effects of rainfall and overland flow. **Catena**, v. 173, p. 494–504, 2019. DOI: 10.1016/j.catena.2018.10.029.
41. HIRUMA, S. T.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: Age and palaeoenvironmental consequences. **Boreas**, v. 42, n. 2, p. 306–316, 2013. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2012.00272.x.
42. HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 55, n. 3, p. 275–370, 1945. DOI: 10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2.
43. HUGHES, P. D. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, v. 123, n. 3–4, p. 189–199, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.07.025.
44. JOHNSON, D. L.; KELLER, E. A.; ROCKWELL, T. K. Dynamic Pedogenesis: New Views on Some Key Soil Concepts, and a Model for Interpreting Quaternary Soils. **Quaternary Research**, v. 33, n. 3, p. 306–319, 1990. DOI: 10.1016/0033-5894(90)90058-S.
45. KIRKBY, M. J.; CHORLEY, R. J. Throughflow, overland flow and erosion. **International Association of Scientific Hydrology. Bulletin**, v. 12, n. 3, p. 5–21, 1967. DOI: 10.1080/02626666709493533.
46. KOOISTRA, M. J.; PULLEMAN, M. M. (2010). Features Related to Faunal Activity. In: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier Science, Amsterdã: p. 397–418. DOI: 10.1016/B978-0-444-53156-8.00018-0.
47. LISIECKI, L.E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, v. 20, n. 1, p. 1–17, 2005. DOI: 10.1029/2004PA001071.
48. LORENZ-LEMKE, A. P.; TOGNI, P. D.; MÄDER, G.; KRIEDT, R. A.; STEHMANN, J.R.; SALZANO, F. M.; BONATTO, S. L.; FREITAS, L. B. Diversification of plant species in a subtropical region of eastern South American highlands: A

- phylogeographic perspective on native *Petunia* (Solanaceae). **Molecular Ecology**, v. 19, n. 23, p. 5240–5251, 2010. DOI: 10.1111/j.1365-294X.2010.04871.x.
49. LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Mapa Geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná**: Nota Explicativa. Curitiba: Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná - ITCG, 2018. 316p.
 50. LU, N.; GODT, J. W. **Hillslope hydrology and stability**. New York: Cambridge, 2011. 458p. DOI: 10.1017/CBO9781139108164.
 51. MÄDER, G.; FREITAS, L. B. Biogeographical, ecological, and phylogenetic analyses clarifying the evolutionary history of *Calibrachoa* in South American grasslands. **Molecular Phylogenetics and Evolution**, v. 141, 106614, 2019. DOI: 10.1016/j.ympev.2019.106614.
 52. MARCELINO, V.; STOOPS, G.; SCHAEFER, C.E. G. R. (2010) Oxide and Related Materials. In: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier Science, Amsterdã: p. 305–327. DOI: 10.1016/B978-0-444-53156-8.00014-3.
 53. MEIS, M. R. M. d.; MONTEIRO, A. M. Upper Quaternary 'rampas': Doce river valley, southeastern Brazilian plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 23, n. 2, p. 132–151, 1979.
 54. MEIS, M. R. M. D.; MOURA, J. R. D. S. D. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution; southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284, n. 3, p. 241–254, 1984. DOI: 10.2475/ajs.284.3.241.
 55. MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. **Sciences Géologiques, bulletins et mémoires**, v. 30, n. 4, p. 229–233, 1977.
 56. MIX, A. C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, v. 20, n. 4, p. 627–657, 2001. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00145-1.
 57. MONTEIRO, C. A. F. Clima da Região Sul. In: DUARTE, A. C. (org.). **Geografia do Brasil: Grande Região sul**. vol. IV, Tomo I. Série Biblioteca Brasileira, 2ª edição. IBGE, Rio de Janeiro: p. 114–166, 1963.
 58. MORENO, P. I.; DENTON, G. H.; MORENO, H.; LOWELL, T. V.; PUTNAM, Aaron E.; KAPLAN, Michael R. Radiocarbon chronology of the last glacial maximum and its termination in northwestern Patagonia. **Quaternary Science Reviews**, v. 122, p. 233–249, 2015. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.05.027.
 59. MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do Rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 255–265, 1991. DOI: 10.25249/0375-7536.1991255265.
 60. MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 1, p. 57–73, 2000. DOI: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X.
 61. MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, v. 37, n. 4–5, p. 377–381, 2003. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00053-2.
 62. MURRAY, Andrew S.; OLLEY, Jon M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review. **Geochronometria**, v. 21, p. 1–16, 2002.
 63. PAGOTTO, D.; PAISANI, J. C.; SORDI, M. V. Dinâmica da Paisagem do Planalto do Rio Canoas (SC) no Quaternário Tardio com base em registros pedoestratigráficos de paleocabeceira de drenagem. **Geosul**, v. 35, n. 75, pg. 481–505, 2020. DOI: 10.5007/1982-5153.2020v35n75p481
 64. PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. 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. **Pesquisas em Geociências**, v. 39, n. 1, p. 53, 2012. a. DOI: 10.22456/1807-9806.35814.
 65. PAISANI, J. C. Utilização de diagrfias granulométricas no estabelecimento da lito e pedoestratigrafia de rampa arenosa costeira – o caso Praia Mole (ilha de Santa Catarina). **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 13, n. 2, p. 139–150, 2004. DOI: 10.5433/2447-1747.2004V13N2P139.
 66. PAISANI, J. C.; CALEGARI, M. R.; PONTELLI, M. E.; PESSENDA, L. C. R.; CÔRREA, A. C. de B.; LOPES-PAISANI, S. D.; RAITZ, E. 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, n. 1, p. 103–116, 2013a. DOI: 10.20502/rbg.v14i1.413.
 67. PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CORRÊA, A. C. D. B.; RODRIGUES, R. A. R.; Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols – A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 1–12, 2013b. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.07.011.
 68. PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; OSTERRIETH, M. L. LOPES-PAISANI, S. D.; FACHIN, A.; GUERRA, S.; OLIVEIRA, L. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental

- conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57–70, 2014. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.04.005.
69. PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CALEGARI, M. R. Contribuição para a reconstrução de paleoperfis de alteração no planalto de Palmas/Água doce - Sul do Brasil. **GEOgraphia**, v. 17, n. 34, p. 225, 2015. DOI: 10.22409/geographia2015.v17i34.a13719.
70. PAISANI, J. C.; FACHIN, A.; PONTELLI, M. E.; OSTERRIETH, M. L.; LOPES-PAISANI, S. D.; FUJITA, R. H. Evolução de paleocabeceira de drenagem do Rio Chopinzinho (Sul do Brasil) durante o Quaternário Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 1, 2016. DOI: 10.20502/rbg.v17i1.735.
71. PAISANI, J. C.; LOPES-PAISANI, S. D.; OSTERRIETH, M. L.; PONTELLI, M. E.; FUJITA, R. H. Dinâmica de rampa de colúvio na superfície de Palmas/Água doce durante o Quaternário Tardio - Bases para compreender a evolução das encostas no planalto das araucárias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 783–799, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i4.1247.
72. PAISANI, J. C.; LOPES-PAISANI, S. D.; LIMA, S.; RIBEIRO, F. D. J.; PONTELLI, M. E.; FUJITA, R. H. Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary – Palmas/Caçador Summit Surface – Southern Brazil. **Catena**, v. 182, 2019a. DOI: 10.1016/j.catena.2019.104171.
73. PAISANI, J. C.; SANTOS, L. J. C.; GOUDARD, G.; GOULART, A. Á.; BIFFI, V. H. R. Subtropical Araucaria Plateaus. In: SALGADO A. A.; SANTOS L. J. C.; PAISANI J. C. (org.). **The Physical Geography of Brazil: Geography of the Physical Environment**. Springer, Cham: p. 21–39. DOI: 10.1007/978-3-030-04333-9_3.
74. PASSOS, J. R. D. **Caracterização das Linhas de Pedra na Bacia Hidrográfica do Rio Bananas Guarapuava - Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programade Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Centro-Oeste, Guarapuava, 2014. 84p.
75. PESSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A. D.; RIBEIRO, A. D. S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A.; LEDRU, M. P.; SIEFEDDINE, A. F.; SCHELL-YBERT, R. (2005). Isótopos do Carbono e suas Aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. D. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. D. S.; DE OLIVEIRA, P. E. (org.). **Quaternário do Brasil**. 1. ed. Editora Holos, Ribeirão Preto: p. 75–93.
76. PESSEDA, L. C. R.; VALENCIA, E. P. E.; CAMARGO, P. B.; TELLES, E. C. C.; MARTINELLI, L. A.; CERRI, C. C.; ARAVENA, Ramon; ROZANSKI, Kazimierz. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. **Radiocarbon**, v. 38, n. 2, p. 203–208, 1996. DOI: 10.1017/S0033822200017574.
77. PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. **Radiation Measurements**, v. 23, n. 2–3, p. 497–500, 1994. DOI: 10.1016/1350-4487(94)90086-8.
78. QUEIROZ NETO, J. P. D. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 15–24, 2012. DOI: 10.20502/rbg.v12i0.255.
79. RASMUSSEN, S. O.; SEIERSTAD, I. K.; ANDERSEN, K. K.; BIGLER, M.; DAHL-JENSEN, D.; JOHNSEN, S. J. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 1–2, p. 18–28, 2008. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.01.016.
80. RETALLACK, Gregory J. **Soils of the Past: An introduction to paleopedology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1990. 416p. DOI: 10.1007/978-94-011-7902-7.
81. RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 39, n. 1, p. 461–488, 2011. DOI: 10.1146/annurev-earth-040610-133425.
82. RIFFEL, S.B.; VASCONCELOS, P. M.; CARMO, I.O.; FARLEY, K. A. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. **Chemical Geology**, v. 446, p. 18–32, 2016. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.03.033.
83. SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Revista Geografias**, v. 03, n. 1, p. 64–78, 2007. ISSN: 22370-549X
84. SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T. D.; SILVA, J. M. F. D.; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 3–12, 2006. DOI: 10.20502/rbg.v7i2.74.
85. SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soil: Genesis and Geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 827p.
86. SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Oxford: Oxford University Press, 1982. 480p.

87. SELBY, M. J. (1994). Hillslope sediment transport and deposition. In: PYE, K. (org.). **Sediment transport and depositional processes**. Blackwell Scientific Publications, London: p. 61–87.
88. SILVA, D. W. D. **Caracterização paleoclimática do quaternário tardio em áreas planálticas do Estado do Paraná**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Ponta Grossa, Ponta Grossa, 2018. 126p.
89. SILVA, D. W. D.; CAMARGO FILHO, M.; PAROLIN, M.; BERTOTTI, L. G. Análise paleoambiental a partir dos principais morfotipos de fitólitos encontrados em sedimento turfoso na região de Guarapuava-Paraná. **Ambiência**, v. 12, n. 1, p. 13–32, 2016. DOI: 10.5935/ambiencia.2016.01.01.
90. STOOPS, G. **Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184p.
91. STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (2010) Micromorphological Features and Their Relation to Processes and Classification: General Guidelines and Keys. In: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier Science, Amsterdã: p. 15–35. DOI: 10.1016/B978-0-444-53156-8.00002-7.
92. SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia**. São Paulo: Blucher, 1973. 132p.
93. SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2014. 560p. DOI: 10.4324/9781315841182.
94. THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: A study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 1994. 482p
95. TUCKER, Gregory E.; BRAS, Rafael L. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 34, n. 10, p. 2751–2764, 1998. DOI: 10.1029/98WR01474.
96. VERES, D. *et al.* The Antarctic ice core chronology (AICC2012): An optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. **Climate of the Past**, v. 9, n. 4, p. 1733–1748, 2013. DOI: 10.5194/cp-9-1733-2013.
97. VOLKMER, S. **Mineralogia e morfologia de coberturas de alteração desenvolvidas em rochas vulcânicas ácida: os exemplos de Palmas e Pinhão, PR**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1999. 184 pg. DOI:10.11606/T.44.1999.tde-27112015-112811
98. WALKER, Mike *et al.* Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. **Journal of the Geological Society of India**, v. 93, n. 2, p. 135–141, 2019. DOI: 10.1007/s12594-019-1141-9.
99. WANG, J. G.; LI, Z. X.; CAI, C. F.; YANG, W.; MA, R. M.; ZHANG, G. B. Effects of stability, transport distance and two hydraulic parameters on aggregate abrasion of Ultisols in overland flow. **Soil and Tillage Research**, v. 126, p. 134–142, 2013. DOI: 10.1016/j.still.2012.09.005.
100. WANG, J-G.; YU, B.; YANG, W.; CHENG, J-N.; SONG, Y-R.; CAI, C-F. The abrasion of soil aggregate under different artificial rough beds in overland flow. **Catena**, v. 155, p. 183–190, 2017. DOI: 10.1016/j.catena.2017.03.016.
101. WANG, J.; LI, Z.; CAI, C.; YANG, W. Effects of transport distance and flow discharge of overland flow on destruction of Ultisol aggregates. **Particuology**, v. 10, n. 5, p. 607–613, 2012. DOI: 10.1016/j.partic.2011.06.013.
102. WENDLING, V; LEGOUT, C.; GRATIOT, N.; MICHALLET, H.; GRANGEON, T. Dynamics of soil aggregate size in turbulent flow: Respective effect of soil type and suspended concentration. **Catena**, v. 141, p. 66–72, 2016. DOI: 10.1016/j.catena.2016.02.015.
103. WILLGOOSE, G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 2. Nondimensionalization and applications. **Water Resources Research**, v. 27, n. 7, p. 1685–1696, 1991. DOI: 10.1029/91WR00936.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.