

# Mudanças ambientais quaternárias verificadas por meio de depósito de leque aluvial no Planalto de Palmas, Paraná e Água Doce, Santa Catarina, no Sul do Brasil

## Quaternary environmental changes verified by means of alluvial fan deposits at Palmas Plateau in Paraná and Água Doce in Santa Catarina in the South of Brazil

Leandro Oliveira 

Universidade Estadual do Oeste do Paraná. Francisco Beltrão, Paraná, Brasil

**Resumo:** Processos de gravidade, como os fluxos, podem apresentar alto teor de água que os condicione a comportamento reológico mais próximo de líquido (newtoniano), apesar de serem não newtonianos; enquanto os demais movimentos de massa podem evidenciar comportamento reológico plástico. Essas diferenças podem ser expressas nos depósitos de leques aluviais. Nesse sentido, a concentração relativa de água parece ser a chave para a interpretação do tipo de depósito resultante, bem como pode sugerir inferências a respeito do regime hídrico e fazer considerações paleoambientais. No geral, o quadro evolutivo do leque aluvial sugere que o Campo de Palmas começou a surgir a partir de 24.000 anos AP, decorrente de mudanças climáticas do Último Máximo Glacial até o Holoceno médio, representando um clima mais seco em relação ao atual, com precipitações concentradas. Essas precipitações alteraram a relação água-sedimento, originando o depósito do leque aluvial no canal de 1ª ordem hierárquica do rio Chopim durante o Holoceno.

**Palavras-chave:** Fluxos. Água. Estudo paleoclimático.

**Abstract:** Gravity processes such as fluxes may have a high-water content that conditions them to the rheological behavior closest to liquid (Newtonian), although they are not Newtonian; while the other mass movements may exhibit plastic rheological behavior. These differences can be expressed in alluvial fan deposits. Thus, the relative concentration of water seems to be the key to the interpretation of the resulting deposit type, as well as to suggest inferences about the level of rainfall and to make paleoenvironmental considerations. In general, the evolutionary picture of the alluvial fan suggests that the Campo de Palmas began to emerge from 24,000 years AP, due to climatic changes from the Last Glacial Maximum to the middle Holocene, representing a drier climate than the present, with torrential rainfall events. These torrential rainfalls changed the water-sediment ratio, causing alluvial fan deposits in the first-order channel at the Chopim River basin during the Holocene.

**Keywords:** Fluxes. Water. Paleoclimatic study.

---

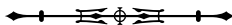
OLIVEIRA, L., 2019. Mudanças ambientais quaternárias verificadas por meio de depósito de leque aluvial no Planalto de Palmas, Paraná e Água Doce, Santa Catarina, no Sul do Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 14(3): 473-486.

Autor para correspondência: Leandro Oliveira. Rua Rafael Picoli, 2827 – Centro. Cascavel, PR, Brasil. CEP 85813-220 (leandroliver\_@hotmail.com).

Recebido em 06/05/2018

Aprovado em 10/06/2019

Responsabilidade editorial: Fernando da Silva Carvalho Filho



## INTRODUÇÃO

Leques aluviais apresentam sistemas nos quais o padrão dos canais é mais distributário, aspecto que permite a diferenciação deles em relação aos sistemas fluviais típicos, que, por sua vez, apresentam padrão de drenagem tributário dominante. O padrão distributário é resultante da redução no gradiente topográfico, provocando desconfinamento do fluxo, queda na velocidade da corrente e diminuição na profundidade da água, espalhando sedimentos e gerando depósitos (Pontelli, 2005). O acréscimo de água em determinado sistema pode ocorrer em razão de mudanças ambientais, sobretudo climáticas, proporcionando elevação na precipitação, bem como no registro de chuvas concentradas e torrenciais (Pontelli, 2009).

Assim, devido à carência de estudos sobre mudanças ambientais realizados por meio da análise da gênese e da evolução de leques aluviais no Sul do Brasil, este artigo vem a contribuir com as Geociências desta região. Para isso, analisou-se o leque aluvial por meio de registros topográfico, sedimentar e isotópico. Além disso, buscou-se obter critérios de análise de depósitos de leques aluviais, bem como correlacioná-los com a complexidade de processos de gravidade atuante nessas formas.

Devido à complexidade dos processos de gravidade atuantes em leques aluviais, não há consenso internacional quanto às formas dos depósitos resultantes. Com a evolução dos estudos e a maior convergência dos termos citados pelos autores, no entanto, caminhar-se-á para uma sistematização internacional. Ao se observar as descrições de Meis & Monteiro (1979) e Blikra & Nemeč (1998), nota-se que as formas e os depósitos na base de vertentes são gerados por processos de movimentos de massa, entre elas a lavagem de encosta ou enxurrada (*sheetwash*). Entretanto, Meis & Monteiro (1979) chamam as formas do depósito de complexo de rampas (*complex of rampas*), enquanto Blikra & Nemeč (1998), de leque coluvial (*colluvial fan*).

Assim, pode ser realizada a separação dos leques coluviais em relação aos dominados por fluxos sedimentares de gravidade, caso isso ocorra. Fluxos podem apresentar alto

teor de água, aspecto que os condiciona a desenvolverem comportamento reológico mais próximo de líquido (newtoniano), apesar de serem não newtonianos; enquanto os demais movimentos de massa podem apresentar comportamento reológico plástico. Essas diferenças podem ser expressas nos depósitos de leques aluviais (Haughton *et al.*, 2009). Nesse sentido, a concentração relativa de água parece ser a chave para a interpretação do tipo de depósito resultante, bem como pode sugerir inferências a respeito do regime hídrico e fazer considerações paleoambientais.

A esse respeito, foram encontrados importantes registros paleoambientais na superfície incompletamente aplainada II, tais como alúvio em paleocanal de baixa ordem hierárquica – datada do Pleistoceno superior, com 41.000 anos AP, correspondendo ao estágio isotópico marinho 3 (EIM 3) (Paisani *et al.*, 2012) –, depósitos de colúvio, alúvio, colúvio-alúvio, paleossolos (Guerra, 2012) e hidrotermalismo (Lima, 2013). Esta superfície merece ênfase por ser a única, até o momento, onde se encontram paleocanais, bem como onde há a ocorrência de inversão de relevo (Paisani *et al.*, 2012).

Ademais, essas importantes feições geomorfológicas atestam a complexidade evolutiva da superfície II, onde foram estabelecidas seções estratigráficas, a fim de se compreender a evolução dessa superfície que integra o Planalto de Palmas, Paraná, e Água Doce, Santa Catarina, no Sul do Brasil. Dentre as feições geomorfológicas do Planalto de Palmas, Paraná, e Água Doce, Santa Catarina, identificaram-se formas de agradação em desembocadura de canais de 1ª ordem na bacia do rio Chopim. Entre essas formas, identificou-se um leque aluvial, o qual foi definido como objeto de estudo. A esse respeito, buscou-se compreender como a análise deste depósito pode contribuir para o entendimento de mudanças ambientais na superfície incompletamente aplainada II e no Sul do Brasil.

É nesse contexto, e tendo por objeto de estudo este leque aluvial, que o presente artigo estruturou-se, buscando: 1) informar sobre o leque aluvial estudado; 2) caracterizar fisicamente os materiais do depósito;

3) estabelecer geocronologicamente os eventos que resultaram na gênese e na evolução do leque aluvial; 4) identificar mudanças na vegetação, por meio da razão de isótopos estáveis de carbono registrado no depósito; 5) averiguar mudanças paleoclimáticas e tectônicas que influenciaram o canal de 1ª ordem do rio Chopim, bem como o depósito; 6) estabelecer a evolução do leque aluvial e correlacionar a eventos paleoclimáticos; e 7) contribuir com as Geociências, sobretudo do Sul do Brasil.

### ÁREA DE ESTUDO

O leque aluvial estudado situa-se na fazenda São Pedro II da comunidade Horizonte (Figura 1), no Planalto de Palmas, Paraná, Água Doce, Santa Catarina, entre 1.200 a 1.300 m de altitude (Paisani *et al.*, 2008). Nessa altitude, o depósito do leque aluvial desenvolveu-se na desembocadura de canal de 1ª ordem hierárquica da bacia hidrográfica do rio Cerro Chato, afluente do rio Chopim. O córrego Cerro Chato é de 4ª ordem hierárquica pela classificação de Strahler (Christofoletti, 1980). Com relação aos corpos d'água, observa-se também a formação de áreas alagadas e turfeiras. A geologia nessa superfície apresenta rochas classificadas em riolitos e derrames hidrotermais, ambos derivados da Formação Serra Geral (Chmyz, 2013; Lima, 2013). Além disso, nessa Superfície, predominam processos morfogênicos com desenvolvimento de depósitos e solos rasos, apresentando registros sedimentares e pedológicos quaternários, sobretudo em bacias de baixa ordem hierárquica, cujos registros são unidades alúvio-coluviais, aluviais, coluviais e paleossolos (Paisani *et al.*, 2012). O clima regional é Cfb na classificação de Köppen (ITCG, 2008), com estações do ano apresentando amplitude térmica contrastante e verão ameno. Caracteriza-se por precipitação anual média maior do que 2.000 mm, não ocorrendo estação seca anual; temperatura anual média menor do que 22 °C, sendo que a temperatura média mensal durante o ano oscila entre 11,8 e 20,3 °C (IAPAR, s. d.). A cobertura vegetal natural da superfície geomorfológica é campo com floresta de araucária nos fundos de vales

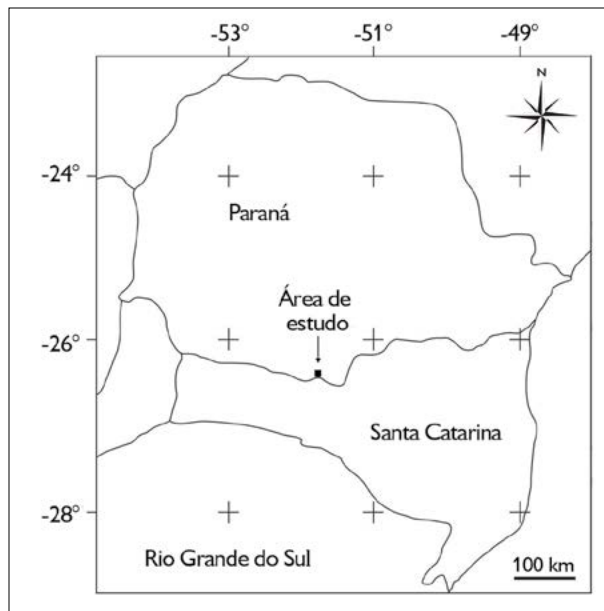


Figura 1. Localização do leque aluvial na área de estudo. Mapa: Leandro Oliveira (2017).

(Maack, 1948, 1949). O campo de palmas apresenta diferente uso econômico, sendo utilizado com finalidade agropecuária, para silvicultura e instalação de usinas eólicas.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Realizou-se a caracterização física dos materiais na seção estratigráfica da cabeceira do leque aluvial para entendimento da estratigrafia e da deposição dos materiais. A matriz metodológica empregada reside no uso conjugado dos critérios lito-, pedo-, alo- e cronoestratigráficos (Hughes, 2010). Unidades estratigráficas foram individualizadas com base em características reconhecidas em campo, sendo que cor da matriz, granulometria da fração > grânulo (32 mm), teor de matéria orgânica (MO) e estratificação foram tratadas conforme Ghibaudo (1992), semelhante ao que vem sendo feito por Paisani *et al.* (2014). Individualizadas as unidades litológicas, procedeu-se a coleta de amostras deformadas. Estabeleceu-se alguns perfis de coleta transversal relacionada ao empilhamento dos materiais, denominada de janelas, enfatizando-se a janela 4, com 30 amostras; janela 13, com 29 amostras; e janela 17, com 20 amostras.

Estabeleceu-se o levantamento de informação geral da área de estudo para reconhecimento de setores geomorfológicos e dinâmica reológica fundamental dessa área (Miall, 1990; Pontelli, 2009). Realizou-se levantamento topográfico, obtendo malha de amostragem regular do terreno (Ross & Fierz, 2009). Obteve-se também a direção, o mergulho e o sentido de mergulho de afloramento de rocha da vertente, bem como o levantamento da espessura do depósito através de perfuração manual com trado. Os equipamentos utilizados pertencem ao Laboratório de Análises de Formações Superficiais da Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE), *campus* Francisco Beltrão. Parte dos custos nos trabalhos realizados em campo foram financiados pelo projeto nº 14.836 de parceria entre a UNIOESTE e a Fundação Araucária (convênio 204/2012).

A determinação da razão  $\delta^{13}\text{C}$  foi realizada no *Center for Applied Isotope Studies* (CAIS), na *University of Georgia*, em Athens, USA, para os materiais coletados sistematicamente a cada 10 cm da base para o topo, na

janela 4 da seção estratigráfica (Figura 2). Os resultados da análise  $\delta^{13}\text{C}$  foram interpretados com base nos pressupostos de Pessenda *et al.* (1996, 2005). Essa análise é especialmente útil para identificar a gênese do leque aluvial através da mudança no padrão da cobertura vegetal, sugerindo mudança nas condições climáticas.

Para a geocronologia, foram submetidas três amostras, cujos materiais são carvão da janela 13 (unidade 3), horizonte A enterrado da janela 4 (unidade 14) e sedimento organomineral derivado da erosão/sedimentação do topo da unidade 19, da janela 13. Estas amostras estão representadas na Figura 2. A amostra referente ao horizonte A enterrado foi encaminhada ao CAIS. Os demais materiais foram encaminhados para o *Beta Analytic*, em Miami. A técnica utilizada por ambos os laboratórios para a datação por radiocarbono foi de espectrometria de massa com acelerador (EMA ou AMS, em inglês), cuja técnica moderna de datação para radiocarbono é considerada a forma mais eficiente de medir o conteúdo de  $^{14}\text{C}$  de uma amostra (Beta

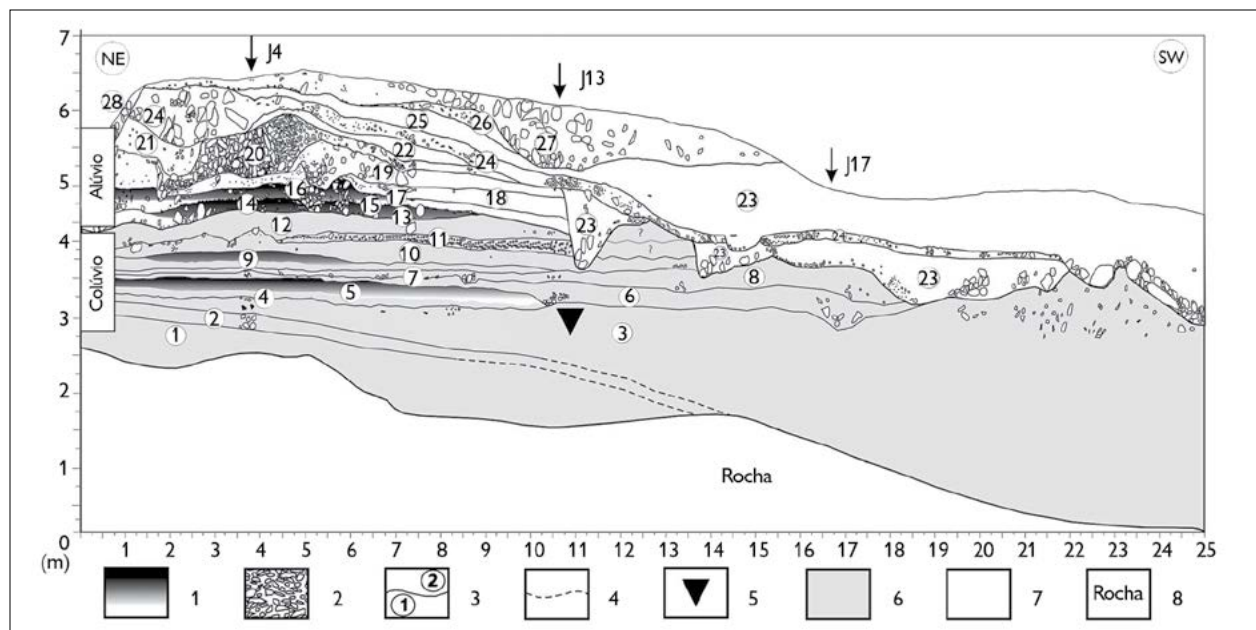


Figura 2. Representação da seção estratigráfica transversal à cabeceira do leque aluvial. Legendas: 1 - paleossolos; 2 - cascalho; 3 - unidades estratigráficas (1-28 dentro do gráfico); 4 - limites inferidos; 5 - bioturbação e carvão; 6 - fácies colúvio; 7 - fácies alúvio; 8 - rocha (riolito). Gráfico: Leandro Oliveira (2017).

Analytic Inc., s. d.; Cherkinsky *et al.*, 2010). O recurso financeiro para realização da datação por radiocarbono é oriundo de parceria entre a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (convênio 144/2012). A datação por radiocarbono é útil para localizar temporalmente eventos pedogenéticos e morfogenéticos do leque aluvial e correlacionar com o respectivo estágio isotópico marinho (EIM ou MIS, em inglês).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### INFORMAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo foi setorizada em cabeceira do canal de 1ª ordem, vertente, cabeceira do leque aluvial e base

do leque aluvial (Figura 3). A cabeceira e a base do leque aluvial possuem deposição ativa e compõem o depósito dessa estrutura que pode ser entendido como pequeno pelas dimensões de centenas de metros em comparação a outras estruturas similares localizadas no sul do estado de Santa Catarina (Pontelli, 2005).

Em relação à cabeceira do canal de 1ª ordem, ele está situado acima de 1.275 m até o topo, com 1.303 m de elevação. A cabeceira do canal apresenta declividade menor que 10° e formações superficiais com mais de 1 m de espessura. Esse setor apresenta topo plano, caracterizando-se como importante área de fornecimento de sedimentos. Quanto à vertente, esta situa-se entre 1.232 e 1.275 m de elevação. A vertente apresenta declividade com até 35° e aflora rocha entre 1.275 m e 1.240 m de altitude. O afloramento de rocha apresenta

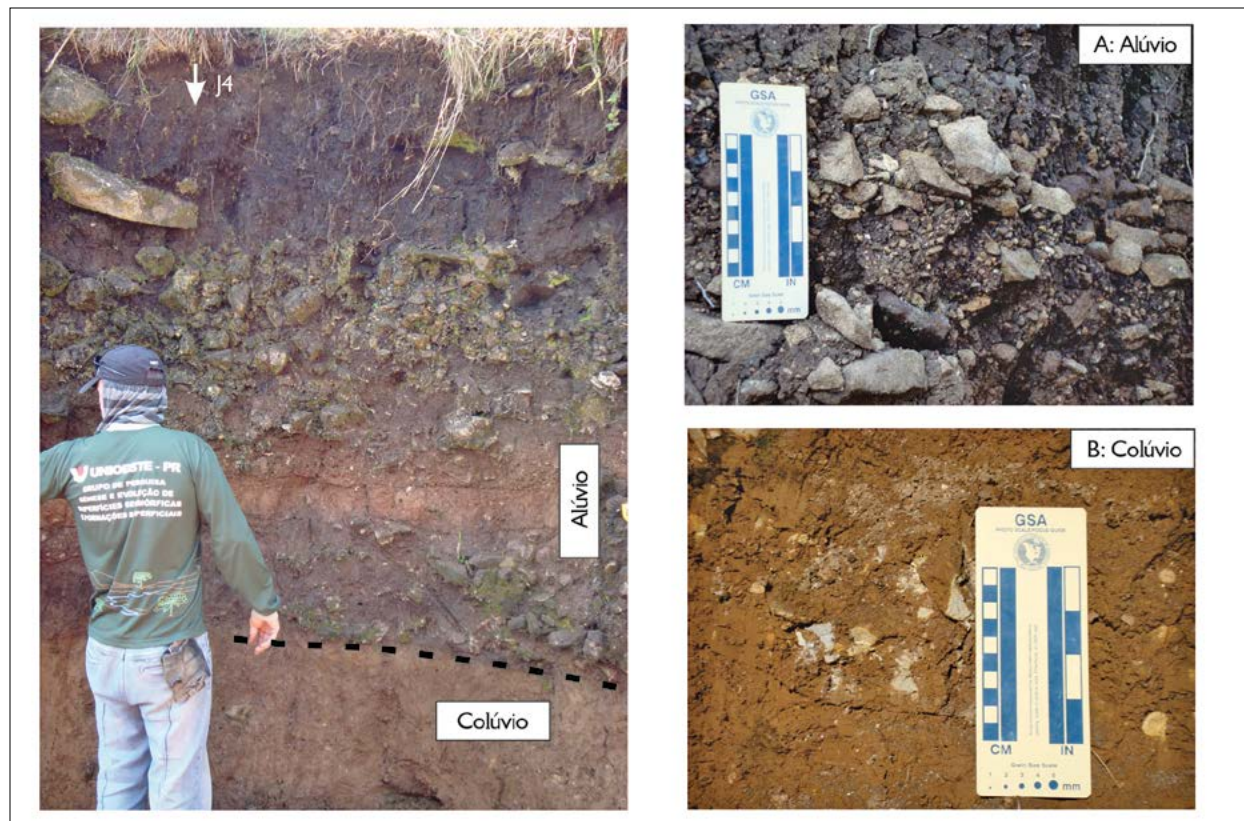


Figura 3. Linha tracejada: contato entre as fácies coluvial (colúvio) e aluvial (alúvio). Legendas: A = alúvio; B = colúvio, ambos detalhados; J4 = janela 4 de coleta sistemática de amostras deformadas. Fotos: Leandro Oliveira (2017).

estrutura com direção a 10° NE, mergulho a 25° e sentido de mergulho a 10°/25° NW.

A cabeceira do leque aluvial, por sua vez, situa-se entre 1.232 e 1.240 m de altitude, apresentando declividade com até 6° e depósito com 4 m de espessura, bem como pedogênese em alguns estratos. Assim, a base do leque aluvial, último setor, está situada abaixo de 1.232 m, com mínimo de 1.229 m de altitude, havendo declividade de 2° e depósito com espessura máxima de 2 m. Na porção menos elevada deste setor, ocorre o vale com fundo chato, onde se assenta a planície aluvial do córrego Cerro Chato e há interdigitação dos sedimentos do leque aluvial e da várzea.

Também se observa o canal efêmero de 1ª ordem hierárquica, que abrange vários setores altimétricos e se situa entre 1.229 a 1.775 m de elevação (Figura 2). O sedimento no fundo do canal ao longo da vertente apresenta depósito com clasto suportado maior que matacão. Em setores com maior declividade, o canal é mais encaixado e mais profundo. O sistema deposicional em forma de leque aberto forma-se devido ao fato de o canal adentrar abruptamente em setores com menor declividade. O canal torna-se menos encaixado e mais raso, ramificando-se e adquirindo padrão distributário, diferente do sistema fluvial típico, que apresenta padrão de drenagem predominantemente tributário (Miall, 1990). Nesse sentido, no padrão distributário, ocorre a perda de competência referente ao transporte de sedimentos pelo fluxo, originando o depósito ao longo dos canais.

### Caracterização física dos materiais de seção estratigráfica

Foi reconhecida seção estratigráfica transversal à cabeceira do leque aluvial que exhibe 25 m de extensão lateral, com 4 m na porção mais espessa e 28 unidades estratigráficas, as quais apresentam contato erosivo, sendo maciças, com ausência de gradação e exibindo matriz suportada extremamente mal selecionada, com exceção da unidade 20, que apresenta clasto suportado (Figura 2). As unidades foram numeradas de maneira crescente, da base para o topo.

Em síntese, foram identificadas 13 unidades de fácies coluvial truncadas com espessura média de 5 a 75 cm (Tabela 1), caracterizando-se como rampa de colúvio (Meis & Monteiro, 1979). A fácies coluvial apresenta subclassificações como fácies coluvial retrabalhada, unidades 4, 7 e 13 e fácies coluvial pedogenizada, unidades 5 e 9. Também foram identificadas 15 unidades de fácies aluvial com espessura média de 5 a 80 cm (Tabela 1), as quais apresentam estruturas de corte e preenchimento (canal), com destaque para a unidade 23, que apresenta canal com até 1,20 m de profundidade. A fácies aluvial apresenta subclassificações caracterizadas como fácies aluvial pedogenizada, unidades 14 e 16; fácies aluvial retrabalhada, unidades 15 e 17; e fácies organomineral, unidades 19 a 28.

A fácies coluvial retrabalhada, bem como a fácies aluvial retrabalhada são caracterizadas como linhas de pedra. Há diferentes situações para explicar a gênese das linhas de pedra (Hiruma, 2007). No entanto, nessa seção estratigráfica, a deposição dessas camadas entre unidades estratigráficas trata-se de uma feição geogenética residual. Nesse sentido, a lâmina de água de enxurradas (*sheetwash*) retrabalhou o material previamente depositado, transportando os finos e concentrando os clastos grossos (Ab'Sáber, 1966; Paisani *et al.*, 2012).

A subclassificação pedogenizada, para ambas as situações, fácies coluvial e aluvial, com desenvolvimento de paleo-horizonte A, pode registrar atributos do ambiente de formação. Não é sempre correto assumir que o último episódio de pedogênese sucede imediatamente ao mais antigo, uma vez que eventos de soterramento e exumação podem intervir. Para Catt (1991), essa situação de solos e perfis curtos, enterrados ou não, representando o agrupamento de duas ou mais unidades estratigráficas de solo pode indicar que eles sejam poligenéticos. Contudo, quando traçadas lateralmente as partes superiores das unidades de solos poligenéticos, elas devem, em algum lugar, ser separadas por depósitos, representando o período de intervalo. Dois solos separados por um depósito tão fino, todo modificado pelo último episódio

Tabela 1. Dados da caracterização física dos materiais da seção estratigráfica.

Unidades estratigráficas	Espessura média (cm)	Cor da matriz	Clastos > 32 mm	Granulometria	Teor de MO	Fácies	Descrição	
Alúvio	28	20	7,5yr2,5/1			m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral	
	27	50	10yr2\1		54 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral	
	26	15	10yr2\1			m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral	
	25	80	7,5yr2,5/1		132 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral	
	24	20	7,5yr2,5/1	Sim	Matacão	48 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral
	23	65	10yr3/6			188 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral
	22	20	7,5yr2,5/1			75 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral
	21	50	7,5yr2,5/2			49 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral
	20	40	7,5yr2,5/3	Sim	Bloco	77 g.kg <sup>-1</sup>	m2MyG-A	Cascalho lamoso aluvial organomineral
	19	30	7,5yr2,5/2	Sim	Matacão	61 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial organomineral
	18	20	5yr4/4			61 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial
	17	5					m1MyG-A	Cascalho lamoso aluvial retrabalhado
	16	15	10yr2\2	Sim	Bloco	94 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial pedogenizada
	15	5					m1MyG-A	Cascalho lamoso aluvial retrabalhado
Colúvio	14	20	10yr2\2	Sim	Matacão	269 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-A	Lama cascalhosa aluvial pedogenizada
	13	5					m1MyG-C	Cascalho lamoso coluvial retrabalhado
	12	50	7,5yr3/4			123 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
	11	10	7,5yr4/6				m1MyG-C	Cascalho lamoso coluvial retrabalhado
	10	25	7,5yr4/6			113 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
	9	20	7,5yr3\2			154 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial pedogenizada
	8	25	7,5yr4/6			113 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
	7	5					m1MyG-C	Cascalho lamoso coluvial retrabalhado
	6	25	7,5yr3/4			122 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
	5	25	7,5yr3/3			216 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial pedogenizada
	4	5					m1MyG-C	Cascalho lamoso coluvial retrabalhado
	3	75	7,5yr4/6			142 g.kg <sup>-1</sup>	m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
	2	20	5yr4/6				m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial
1	45	7,5yr3\4				m1GyM-C	Lama cascalhosa coluvial	

pedogenético, constituem um pedocomplexo (Catt, 1991), reconhecido a fácies coluvial, unidades 5 e 9, bem como a fácies aluvial, unidades 14 e 16, como pedocomplexo ou solo poligenético. Já a matriz organomineral apresenta escurecimento do material mineral pela adição de matéria orgânica e húmus, cujo fenômeno constitui a melanização (Schaeztl & Anderson, 2005).

A gênese da fácies coluvial está associada a movimentos de massa, como deslizamento em superfície plana e fluxo do tipo lâmina de água (*sheetwash*). Observados na informação geral da área de estudo, a vertente é retilínea, íngreme com declividade de 35°, e o sentido de mergulho da rocha está a NW, que é o mesmo sentido da vertente. Assim, estas características favorecem o movimento de massa.

A fácies aluvial apresenta depósito resultante extremamente mal selecionado, com clastos de grandes dimensões, como matacões, ausência de gradação e estruturas de corte e preenchimento. Essas evidências são indicadores de que a gênese da fácies aluvial está associada a movimentos de massa, como fluxos de detritos (Gani, 2004).

A mudança de fácies colúvial para aluvial documenta uma evolução de ambiente deposicional de rampa de colúvio, unidades 1 a 13, para leque aluvial, unidades 14 a 28 (Figura 4). A rampa de colúvio ocorre ao longo da encosta, enquanto o leque aluvial se desenvolveu na ramificação do canal de 1ª ordem.

### Geocronologia de fácies colúvial e fácies aluvial

A geocronologia das fácies colúvial e aluvial foram obtidas por meio das idades do  $^{14}\text{C}$  das unidades estratigráficas 3 (carvão), 14 (matéria orgânica contida em horizonte A) e 19 (matriz organomineral enterrada).

A idade obtida a partir do carvão foi de 28.880 (33.030 a 33.860 cal.) anos AP; já com o horizonte A, obteve-se 23.800 (28.306 a 29.080 cal.) anos AP, ambas tratando-se de uma fase cronocorrelata ao período paleoclimático global conhecido como último interestádio, ou EIM 3 (Cortese & Abelmann, 2002; Long & Stoy, 2013; Rabassa & Ponce, 2013), com registro de aumento das temperaturas e da umidade durante o Último Glacial na região Sul do Brasil

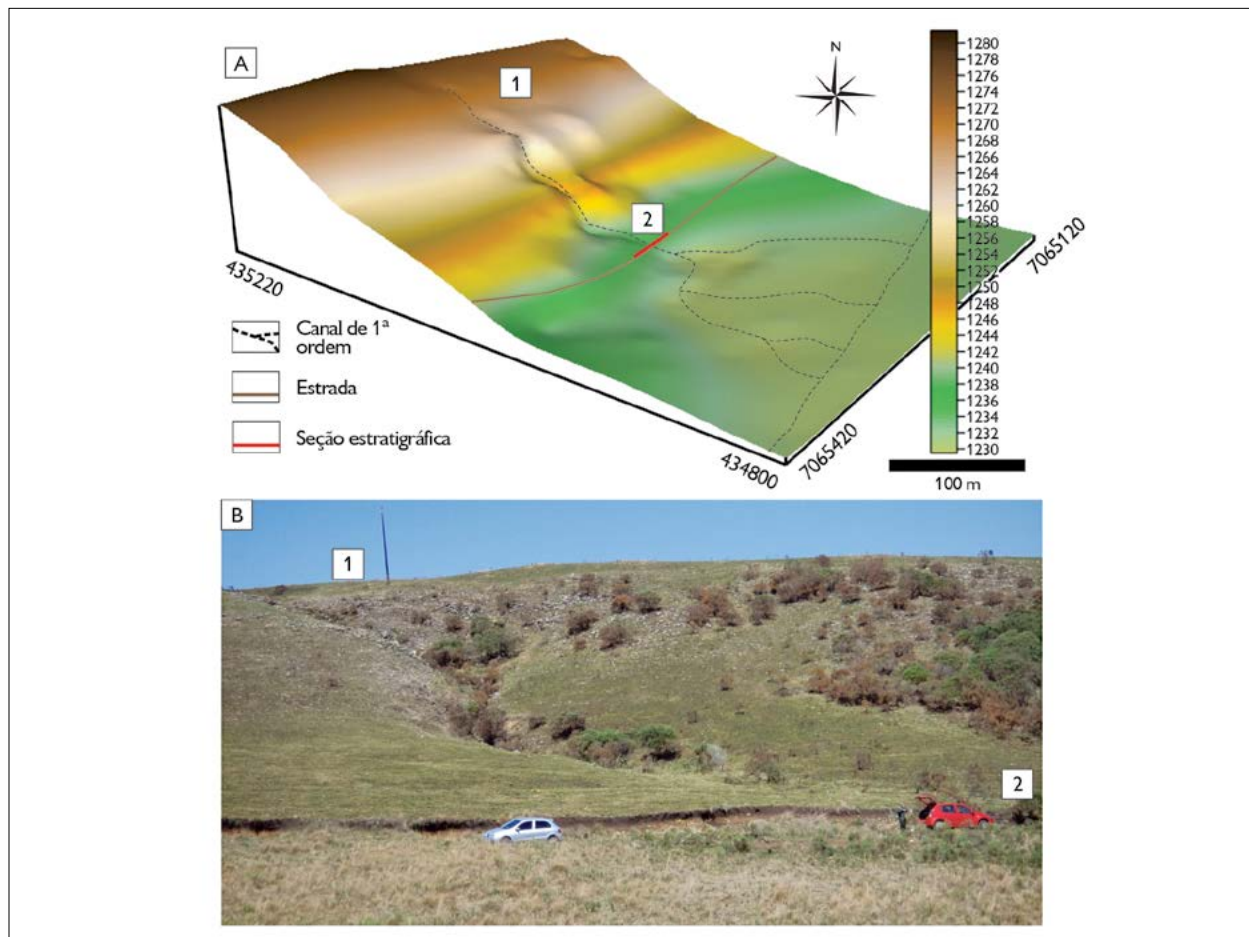


Figura 4. A) Modelo digital de elevação da área de estudo; B) foto da vertente (1.232-1.275 m) e da cabeceira do leque aluvial (1.232-1.240 m). Legendas: 1 e 2 = pontos correspondentes. Foto: Leandro Oliveira (2017).



(Behling *et al.*, 2004; Cruz Jr. *et al.*, 2006). Essa fase, na área de estudo, mostra-se ambientalmente estável, promovendo episódios de pedogênese, bem como condições de temperatura e de umidade favoráveis à ocorrência de vegetação lenhosa, evidenciada pelo registro de carvão.

Para o sedimento organomineral, a idade obtida foi de 19.840 (23.550 a 23.880 cal.) anos AP, momento em que o sedimento organomineral foi gerado, cujo evento está em fase, com as condições paleoclimáticas detectadas no Último Máximo Glacial, ou EIM 2, quando a temperatura e a umidade foram se reduzindo ao máximo (Petit *et al.*, 1999).

A evolução de ambiente deposicional de rampa de colúvio para leque aluvial, registrada na área, sugere o desequilíbrio da paisagem, com atuação da morfogênese intercalada por erosões hídricas decorrentes do escoamento laminar de fluxos concentrados e por movimentos de massa discretos. Esta fase de erosão hídrica decorre de chuvas concentradas, coincidindo com dados palinológicos obtidos nas áreas planálticas do Sul do Brasil, que documentam condições climáticas secas (Behling, 1997; Behling *et al.*, 2004).

Mudanças no tipo e no fornecimento de sedimentos do depósito podem indicar variação climática significativa, em razão de afetarem o regime hídrico e a relação água-sedimento, bem como influenciarem o depósito resultante, sendo esta variação quase sempre acompanhada pela alteração de vegetação que, por sua vez, provoca processos morfogenéticos (Behling *et al.*, 2004; Thomas, 2008).

A reconstituição da arquitetura do registro estratigráfico na qual a fácies aluvial apresenta canais com até 1,20 m de profundidade e clastos mais grossos em relação à fácies coluvial sugere que o EIM 2 tenha representado um clima mais seco, com precipitações concentradas, justificando os canais e os clastos mais grossos da fácies aluvial que deram origem ao leque aluvial, tendo se iniciado no Pleistoceno superior, mas se processado no Holoceno.

#### Razão de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Os resultados do  $\delta^{13}\text{C}$  são apresentados ao lado da estratigrafia do depósito do leque aluvial (Figura 5).

Para isso, as unidades estratigráficas foram empilhadas e classificadas em fácies (Ghibaudo, 1992). Enfatiza-se que o depósito apresenta fácies coluvial (unidades 1-13) e aluvial (unidades 14-28).

A vegetação  $\text{C}_3$  ou  $\text{C}_4$  está relacionada ao tipo de fotossíntese. Valores menores do que -20‰ representam vegetação com padrão fotossintético  $\text{C}_3$  (árvores e arbustos), enquanto valores maiores do que -17‰ estão associados à vegetação com padrão tipo  $\text{C}_4$  (gramíneas) (Pessenda *et al.*, 1996, 2005).

Em fácies aluvial, ocorrem clastos maiores em relação a fácies coluvial, bem como estruturas de corte e preenchimento. Nesse sentido, a sedimentação destas unidades aluviais pode ter ocorrido de duas maneiras: 1) a mudança da vegetação lenhosa para gramíneas desprotegeu a formação superficial e desencadeou intenso processo morfogenético; 2) precipitação torrencial ainda mais pronunciada em comparação aos eventos catastróficos que geraram a fácies coluvial, provocando intenso processo morfogenético neste local; ou, ainda, pode ter ocorrido a combinação de ambas. Devido às estruturas de corte e de preenchimento (paleocanal), igual ao da unidade estratigráfica 23, com até 1,20 m de profundidade, acredita-se que ambas as maneiras tenham atuado na gênese da fácies aluvial.

Nesse sentido, nota-se, na Figura 5, que o valor representa o predomínio de vegetação  $\text{C}_3$  (árvores/arbustos) até a unidade estratigráfica 19. A partir da unidade 20, observa-se uma transição de vegetação  $\text{C}_3$  para  $\text{C}_4$  e também predomínio da vegetação do tipo  $\text{C}_4$  (gramíneas) até o momento presente. Observa-se que essa transição da vegetação  $\text{C}_3$  para  $\text{C}_4$  ocorreu na passagem do estágio isotópico 3 para o 2, no Pleistoceno superior. Embora os materiais tenham se formado neste período (Pleistoceno superior), eles se depositaram posteriormente à sua formação, considerando-se que são depósitos. Nesse sentido, é inferido que, de fato, a transição da vegetação  $\text{C}_3$  para  $\text{C}_4$  ocorre na passagem para o estágio isotópico 1, no Holoceno. Assim, o depósito do leque aluvial se processou no Holoceno.

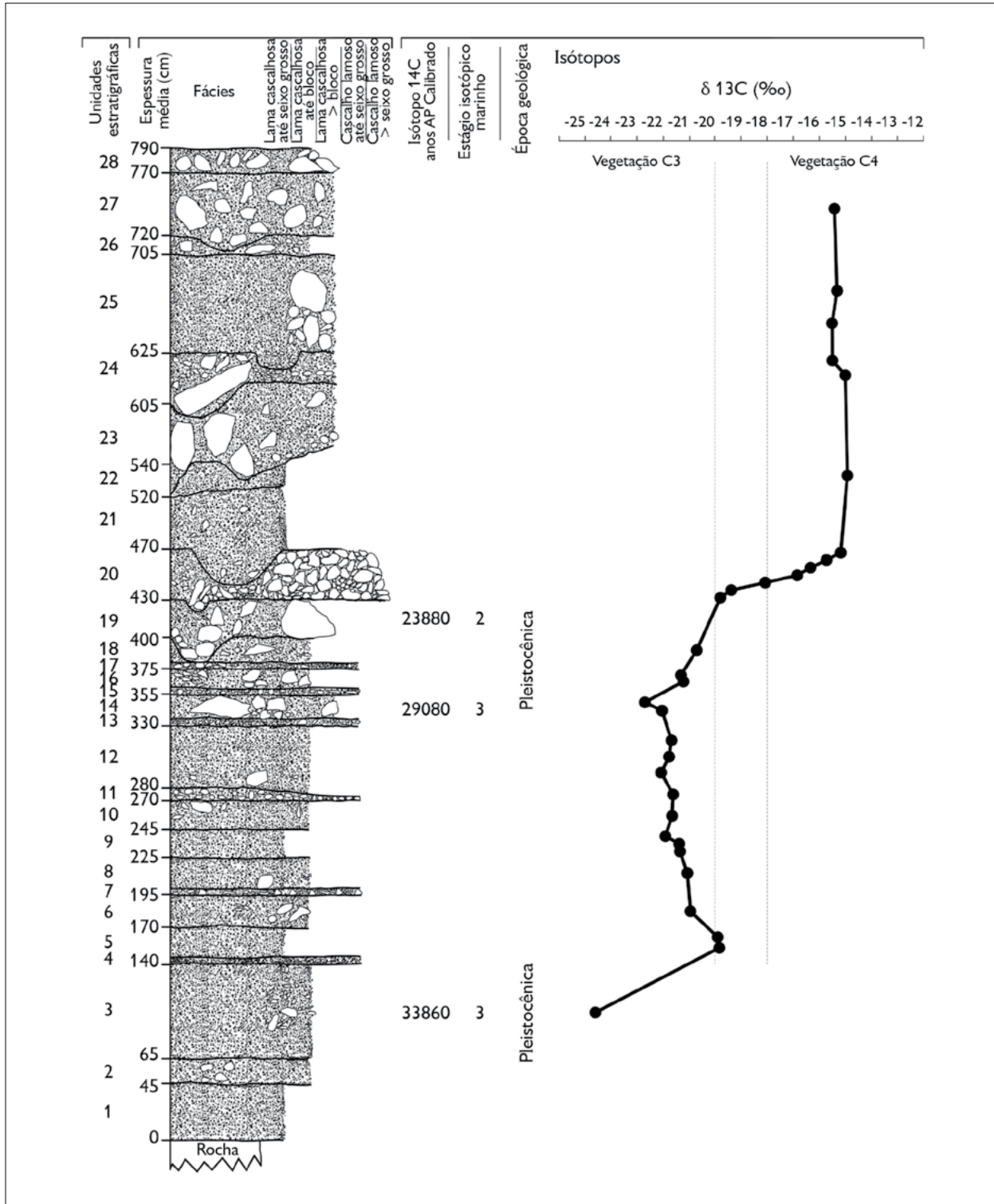


Figura 5. Apresentação do  $\delta^{13}C$  ao lado da estratigrafia do depósito do leque aluvial. Gráfico: Leandro Oliveira (2017).

### Evolução do leque aluvial e correlação com eventos paleoclimáticos

É possível apresentar modelo conceitual evolutivo para a área estudada e estabelecer correlações com eventos paleoclimáticos regionais e globais. As idades da matéria orgânica registradas até 29.080 anos AP (Figura 6) tratam-se de uma fase cronocorrelata ao período paleoclimático global conhecido como último interestádio, ou EIM 3 (Long & Stoy, 2013; Rabassa & Ponce, 2013), em que houve aumento das temperaturas e da umidade durante o Último Glacial na região Sul do Brasil (Behling *et al.*, 2004; Cruz Jr. *et al.*, 2006). Até esse período, o depósito da área de estudo foi gerado pela alternância entre etapas de pedogênese e morfogênese, resultando em paleossolo e rampa de colúvio (Meis & Monteiro, 1979). Predominava vegetação lenhosa do tipo arbórea e arbustiva. O clima sob regime úmido e quente propiciava a pedogênese e o aprofundamento do horizonte A do solo, o qual apresenta correlação pedológica e cronológica com outros horizontes A identificados na superfície geomórfica de Palmas/Água Doce, remontando cerca de 41.000 anos AP (Paisani *et al.*, 2013, 2016).

Entre 29.080 a 23.880 anos AP, ocorreram mudanças na área de estudo, sobretudo na vegetação que, nesse período, apresenta transição entre vegetação lenhosa e campo (Figura 6). Trata-se de uma fase de mudança da vegetação, que acompanha a alteração climática, cujo último interestádio está em transição para o Último Máximo Glacial. Nesse período, na área de estudo, a formação superficial desprotegida pela falta de vegetação lenhosa, bem como a ação da erosão laminar promovem o surgimento do canal de 1ª ordem, sugerindo o reordenamento da rede de drenagem da superfície de Palmas/Água Doce (Paisani *et al.*, 2012). Posterior a essa fase, tem-se o início da deposição aluvial na área de estudo, surgindo o depósito do leque aluvial.

A partir de 23.880 anos AP, estabelece-se o Último Máximo Glacial, ou EIM 2, quando a temperatura e a umidade foram se reduzindo ao máximo (Petit *et al.*, 1999),

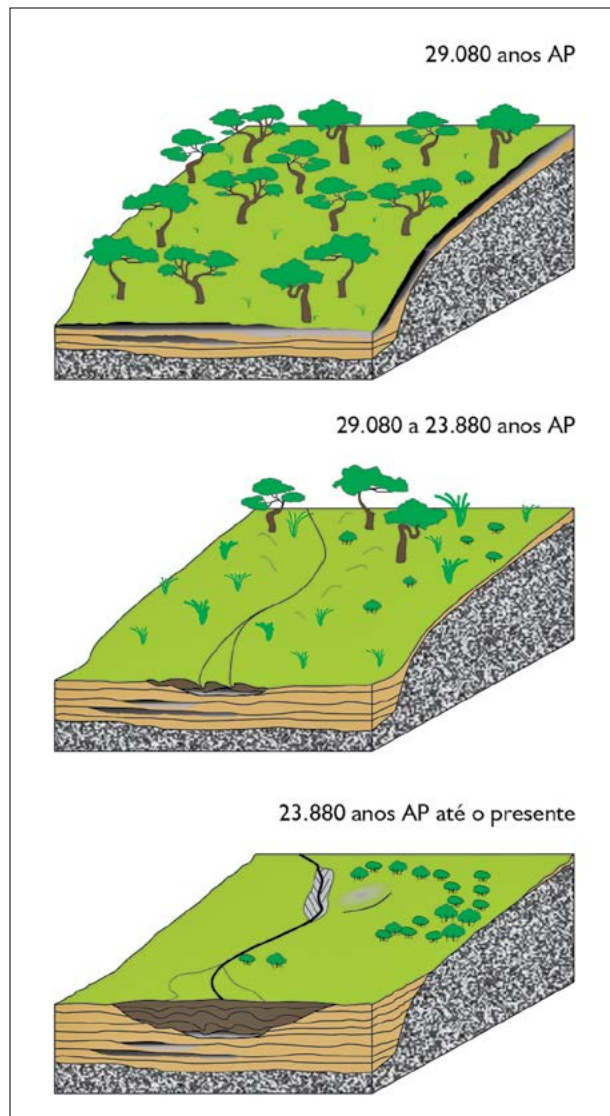


Figura 6. Representação de modelo evolutivo de leque aluvial situado em canal de 1ª ordem da bacia do rio Chopim (Sul do Brasil). Legendas: AP = antes do presente (entendido como 1950 - Pessenda *et al.*, 2005). Gráfico: Leandro Oliveira (2017).

completando a mudança da vegetação para campo (C3) (Figura 6). Dados palinológicos analisados em escala regional sugerem que as áreas planálticas do Sul do Brasil tinham um longo período seco anual, cujo regime hídrico se estendeu do Último Máximo Glacial até o Holoceno médio (Behling *et al.*, 2004). Durante o Último Máximo Glacial, o depósito do leque aluvial sofre incisão erosiva

mediante fluxos de alta energia, derivada da bacia de 1ª ordem hierárquica. Tal fato sugere que o Último Máximo Glacial representou um clima mais seco, com precipitações concentradas, justificando os canais e os clastos mais grossos das fácies aluviais, que deram origem ao depósito do leque aluvial iniciado no Último Máximo Glacial, mas que se processou no Holoceno.

## CONCLUSÃO

Em virtude do exposto, verifica-se que leques aluviais são bons indicadores de mudanças ambientais, uma vez que este estudo constatou que o leque aluvial estudado do Planalto de Palmas, Paraná, e de Água Doce, Santa Catarina, possui informações de relevante interesse para as Geociências, bem como referentes a mudanças ambientais ocorridas no Quaternário no Sul do Brasil.

Além disso, o canal de 1ª ordem do leque aluvial apresentou mudanças que o tornaram menos encaixado e mais raso, adquirindo padrão distributário diferente do sistema fluvial típico, que apresenta padrão de drenagem predominantemente tributário. Assim, houve a perda de competência do fluxo de transporte dos sedimentos, originando o depósito em forma de leque aberto ao longo dos canais. Essa forma, originada pela deposição, foi desencadeada por mudanças que afetaram o sistema ambiental anterior à gênese do leque aluvial, sobretudo no Holoceno e no final do Pleistoceno.

Pelo fato exposto sobre o canal de 1ª ordem, infere-se que houve influência sobre tal canal e seu depósito tanto pela mudança do paleoclima quanto pelo efeito da tectônica. A propósito, será necessário aprofundar as informações sobre a correlação da tectônica sobre esse canal e o depósito. Supomos que, com esta contribuição, abre-se possibilidade para a continuidade de trabalhos e mais averiguações, especialmente sobre a região no entorno do leque aluvial.

Quanto à gênese do depósito, verificou-se forte influência decorrente da mudança paleoclimática. A esse respeito, ocorreram dois eventos distintos na gênese do depósito, sendo um caracterizado como fácies coluvial

e outro como fácies aluvial. Enquanto a gênese da fácies coluvial está associada a movimentos de massa, como deslizamento em superfície plana e fluxo do tipo lâmina de água (*sheetwash*), a fácies aluvial apresenta depósito resultante extremamente mal selecionado, com clastos de grandes dimensões, como matações, ausência de gradação e estruturas de corte e de preenchimento. Essas evidências indicam que a gênese da fácies aluvial está associada a movimentos de massa, como fluxos de detritos. Portanto, houve mudança ambiental deposicional de rampa de colúvio para leque aluvial, documentada por meio da fácies coluvial e da fácies aluvial. Assim, por meio de mudanças paleoclimáticas, afetando o regime hídrico e a relação água-sedimento, há a origem do leque aluvial.

Em relação à geocronologia dos materiais, obteve-se, por meio da idade do C<sup>14</sup> de carvão (28.880 AP), matéria orgânica (23.800 AP) e matriz organomineral enterrada (19.840 AP). Improvisavelmente, essas idades foram obtidas apenas da fácies coluvial. Embora os materiais tenham se formado no Pleistoceno superior, eles se depositaram em período posterior à sua formação, considerando que são depósitos. Nesse sentido, é inferido que o depósito do leque aluvial se depositou no Holoceno.

Também por meio do depósito, verificou-se vegetação C3 (árvores/arbustos), predominando durante o Pleistoceno superior, no estágio isotópico marinho 3. No entanto, observa-se a transição dessa vegetação C3 para C4 na passagem para o EIM 2, a partir de 23.800 AP. Após essa transição, há o predomínio da vegetação do tipo C4 (gramíneas), até o momento presente. A essa transição da vegetação atribuiu-se a mudança no regime hídrico, o que a afeta e, por sua vez, facilita o desencadeamento posterior de processos morfológicos.

Em suma, infere-se que a gênese e a evolução do leque aluvial decorrem, sobretudo, de mudança paleoclimática a partir de 23.880 anos AP, no Último Máximo Glacial ou EIM 2, quando a temperatura e a umidade reduziram-se ao máximo, completando a mudança da vegetação para campo (C3). Posteriormente, a gênese e a evolução do leque

aluvial ocorreram por meio de mudanças no regime hídrico no Holoceno e no Pleistoceno superior, desencadeando processos morfogenéticos do tipo fluxo de detritos.

## AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo auxílio financeiro; à Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE) e a todos que contribuíram com as discussões deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N., 1966. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil oriental. **Notícia Geomorfológica** 6(11): 59-80.

BEHLING, H., 1997. Late Quaternary vegetation, climate and fire history in the *Araucaria* forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology** 97(1-2): 109-121. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(96\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(96)00065-6).

BEHLING, H., V. D. PILLAR, L. ORLÓCI & S. G. BAUERMANN, 2004. Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Camabará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 203(3-4): 277-297. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00687-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00687-4).

BETA ANALYTIC INC., [s. d.]. **Introduction to radiocarbon determination by the accelerator mass spectrometry method.** Beta Analytic, Miami. Disponível em: <http://www.radiocarbon.com/portugues/acelerador-massa-espectrometria.htm>. Acesso em: 15 julho 2013.

BLIKRA, L. H. & W. NEMEC, 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic Record. **Sedimentology** (45): 909-959.

CATT, J. A., 1991. Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions. **Geoderma** 51(1-4): 176-187. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(91\)90070-A](https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90070-A).

CHERKINSKY, A., R. A. CULP, D. K. DVORACEK & J. E. NOAKES, 2010. Status of the MAS facility at the University of Georgia. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms** 268(7-8): 867-870. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.10.051>.

CHMYZ, L., 2013. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense:** 1-132. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

CHRISTOFOLETTI, A., 1980. **Geomorfologia.** 2. ed. Edgard Blücher, São Paulo.

CORTESE, G. & A. ABELMANN, 2002. Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 182(3-4): 259-286. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00499-0).

CRUZ JR., F. W., S. J. BURNS, I. KARMANN, W. D. SHARP, M. VUILLE & J. A. FERRARI, 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil process in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. **Quaternary Science Reviews** 25(21-22): 2749-2761. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.019>.

GANI, M. R., 2004. From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. **The Sedimentary Record** 2(3): 4-8. DOI: <https://doi.org/10.2110/sedred.2004.3.4>.

GHIBAUDO, G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. **Sedimentology** 39(3): 423-454. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02126.x>.

GUERRA, S., 2012. **Abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC):** subsídio ao estudo da evolução da paisagem quaternária: 1-102. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão.

HAUGHTON, P., C. DAVIS, W. MCCAFFREY & S. BARKER, 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – classification, origin and significance. **Marine and Petroleum Geology** 26(10): 1900-1918. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.02.012>.

HIRUMA, S. T., 2007. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico** 27-28(1-2): 53-64.

HUGHES, P. D., 2010. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology** 123(3-4): 189-199. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.025>.

INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ (IAPAR), [s. d.]. **Médias de precipitação e de temperatura de 1979 a 2012 da estação meteorológica de Palmas - Cód. 02651043.** Disponível em: [http://www.iapar.br/arquivos/Image/monitoramento/Medias\\_Historicas/Palmas.htm](http://www.iapar.br/arquivos/Image/monitoramento/Medias_Historicas/Palmas.htm). Acesso em: 13 janeiro 2013.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS (ITCG), 2008. **Clima - estado do Paraná:** 1 mapa, escala 1:2.000.000. ITCG, Curitiba. Disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br>. Acesso em: 15 julho 2013.

LIMA, J. G. G., 2013. **Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC):** 1-170. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão.

- LONG, J. A. & P. C. STOEY, 2013. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard-Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. **Quaternary Research** 79(3): 413-423. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.02.003>.
- MAACK, R., 1948. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia** 2: 102-200.
- MAACK, R., 1949. Notas complementares à apresentação preliminar do mapa fitogeográfico do estado do Paraná (Brasil). **Arquivos do Museu Paranaense** (7): 351-361.
- MEIS, M. R. M. & A. M. F. MONTEIRO, 1979. Upper quaternary "rampas": Doce river valley, southeastern Brazilian plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie** 23(2): 132-151.
- MIALL, A. D., 1990. **Principles of sedimentary basin analysis**. Springer, New York.
- PAISANI, J. C., M. E. PONTELLI & J. ANDRES, 2008. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências** 27(4): 541-553.
- PAISANI, J. C., M. E. PONTELLI & M. R. CALEGARI, 2012. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. **Mercator** 11(26): 131-148. DOI: <http://dx.doi.org/10.4215/RM2012.1126.0009>.
- PAISANI, J. C., M. E. PONTELLI, A. C. B. CORRÊA & R. A. R. RODRIGUES, 2013. 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** 48: 1-12. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.011>.
- PAISANI, J. C., M. E. PONTELLI, M. L. OSTERRIETH, S. D. L. PAISANI, A. FACHIN, S. GUERRA & L. OLIVEIRA, 2014. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucária Plateau – record of continental environmental conditions in Southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences** 54: 57-70. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.005>.
- PAISANI, J. C., A. FACHIN, M. E. PONTELLI, M. L. OSTERRIETH, S. D. L. PAISANI & R. H. FUJITA, 2016. Evolução de paleocabeceira de drenagem do rio Chopinzinho (Sul do Brasil) durante o Quaternário Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia** 17(1): 43-59. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i1.735>.
- PESSENDA, L. C. R., R. ARAVENA, A. J. MELFI, E. C. C. TELLES, R. BOULET, E. P. E. VALENCIA & M. TOMAZELLO, 1996. The use of carbon isotopes ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon** 38(2): 191-201. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0033822200017562>.
- PESSENDA, L. C. R., S. E. M. GOUVEIA, H. A. FREITAS, A. S. RIBEIRO, R. ARAVENA, J. A. BENDASSOLLI, M. P. LEDRU, A. F. SIEFEDDINE & R. SCHEEL-YBERT, 2005. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: P. E. OLIVEIRA, C. R. G. SOUZA, K. SUGUIO & A. M. S. OLIVEIRA (ed.): **Quaternário do Brasil**: 75-93. Holos, Ribeirão Preto.
- PETIT, J. R., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, N. I. BARKOV, J. M. BARNOLA, I. BASILE, M. BENDER, J. CHAPPELLAZ, M. DAVIS, G. DELAYGUE, M. DELMOTTE, V. M. KOTLYAKOV, M. LEGRAND, V. Y. LIPENKOV, C. LORJUS, C. RITZ, E. SALTZMAN & M. STIEVENARD, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature** 399: 429-436. DOI: <https://doi.org/10.1038/20859>.
- PONTELLI, M. E., 2005. **Pedomorfoestratigrafia de depósitos de leques aluviais**: bacia do rio Itoupava, sul do estado de Santa Catarina: 1-220. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- PONTELLI, M. E., 2009. **Leques aluviais**: complexidade das formas e dos modelos associados. Edunioeste, Cascavel.
- RABASSA, J. & J. F. PONCE, 2013. The Heinrich and Dansgaard-Oeschger climatic events during Marine Isotopic Stage 3: searching for appropriate times for human colonization of the Americas. **Quaternary International** 299(19): 94-105. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.023>.
- ROSS, J. L. S. & M. S. M. FIERZ, 2009. Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia. In: L. A. B. VENTURI (org.): **Praticando Geografia**: técnicas de campo e laboratório: 69-84. Oficina de Textos, São Paulo.
- SCHAETZL, R. & S. ANDERSON, 2005. **Soils genesis and geomorphology**. Cambridge University Press, Cambridge.
- THOMAS, M. F., 2008. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology** 101(1-2): 146-158. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.026>.