



www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 17, nº 1 (2016)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i1.735>



# EVOLUÇÃO DE PALEOCABECEIRA DE DRENAGEM DO RIO CHOPINZINHO (SUL DO BRASIL) DURANTE O QUATERNÁRIO SUPERIOR

## PALEOVALLEY HEAD EVOLUTION IN CHOPINZINHO RIVER DURING LATE QUATERNARY

**Julio Cesar Paisani**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná  
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP: 85.605-010, Brasil  
Email: juliopaisani@hotmail.com*

**Andressa Fachin**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná  
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP: 85.605-010, Brasil  
Email: afgeog@hotmail.com*

**Marga Eliz Pontelli**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná  
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP: 85.605-010, Brasil  
Email: mepontelli@hotmail.com*

**Margarita Luisa Osterrieth**

*Instituto de Geologia de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata  
Diagonal Alberdi, 2695, Mar Del Plata, Buenos Aires, CEP: 7600, Argentina  
Email: mosterri@hotmail.com*

**Sani Daniela Lopes Paisani**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná  
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP: 85.605-010, Brasil  
Email: sanidaniela@hotmail.com*

**Rafaela Harumi Fujita**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná  
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP: 85.605-010, Brasil  
Email: rfharumi@yahoo.com.br*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
19/04/2015  
Aceito (Accepted):  
04/11/2015

### Resumo:

O termo cabeceira de drenagem se refere à unidade de relevo côncava de dezenas de metros quadrados situada a montante de canal de primeira ordem hierárquica. A cabeceira de drenagem é uma unidade de relevo importante, pois faz a conexão entre dois setores geomorfológicos distintos, encosta e canal de drenagem. Em seus materiais ficam registradas as sucessivas fases de estabilidade (pedogênese)

**Palavras-chave:**

Paleossolo, Colúvio,  
Paleovoçoroca,  
Pedostratigrafia

**Keywords:**

Paleosoil, Colluvium,  
Paleogully, Pedostratigraphic

e instabilidade (morfogênese) ambiental que a área passou ao longo do tempo. A reconstituição da sequência de fatos evolutivos da cabeceira de drenagem pode fornecer informações a respeito das mudanças na evolução do relevo em escala das bacias hidrográficas, sobretudo dos setores de baixa ordem hierárquica (bacias < 4ª ordem). Neste sentido, nós integramos dados morfológicos, geoquímicos, micromorfológicos e geocronológicos de sequência pedostratigráfica de paleocabeceira de drenagem do sistema hidrográfico do rio Chopinzinho (Sul do Brasil), para estabelecer seu quadro evolutivo com base no controle

paleoclimático, bem como tecer considerações a respeito da dinâmica paleoambiental da superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Superior. No geral, o quadro evolutivo da paleocabeceira de drenagem sugere que a superfície de Palmas/Água Doce passou por dois momentos distintos, um até o final do Último Interstádio, em que se registrou equilíbrio dinâmico nas encostas e fundos de vales, e outro de instabilidade ambiental iniciado no Último Máximo Glacial e desenvolvido plenamente no Holoceno Médio.

**Abstract:**

The term valley head refers to the concave relief unit of tens of square meters located at the first-order channel. The valley head is a relief unit of major importance as it makes the connection between two different geomorphological sectors, slope and drainage channel. In their materials are recorded the successive stability (pedogenesis) and instability (morphogenesis) environmental phases the area passed over time. The reconstruction of the sequence of evolutionary facts of the valley head can bring clues about changes in the evolution of the relief on scale in river basins, especially the low hierarchical order sectors (basins <4th order). In this sense, we integrate morphological, biochemical, micromorphological and geochronological data of pedostratigraphic sequence of palaeovalley head into the water system of the river Chopinzinho (Southern Brazil), to establish their evolutionary framework as well as some considerations about the paleoenvironmental dynamics of the surface of Palmas/Água Doce during the Upper Quaternary. Overall, the evolutionary framework of paleovalley head suggests that the surface of Palmas/Água Doce went through two distinct phases: i) one by the end of Last Interstadial, where it was registered dynamic equilibrium on the slopes and valley bottoms, and ii) other with environmental instability started in the Last Glacial Maximum and fully developing in the Middle Holocene.

---

**1.Introdução**

O termo cabeceira de drenagem se refere a unidade de relevo côncava de dezenas de metros quadrados situada a montante de canal de 1ª ordem hierárquica. Na literatura, essa feição também é designada de *valley head*, *zero-order basin*, *hillslope hollow*, anfiteatro, vale não canalizado, *dambo*, dentre outras (PAISANI *et al.*, 2006). A cabeceira de drenagem é uma unidade de relevo importante, pois faz a conexão entre dois setores geomorfológicos distintos, encosta e canal de drenagem. Em face desse papel qualquer alteração ambiental de ordem tanto paleoclimática quanto tectônica de determinada bacia hidrográfica podem ser sentidas nas cabeceiras de drenagem de forma rápida (OLIVEIRA, 1996). Inclusive, os efeitos da modificação geralmente se estendem para os canais de 1ª ordem alterando a disposição longitudinal de seu limite de montante - cabeça

dos canais (DIETRICH e DUNNE, 1993).

Caso as modificações ambientais promovam a desconexão das cabeceiras de drenagem em relação à rede hidrográfica, motivada por variações do nível de base (neotectônica), as mesmas passam a se comportar como pequenas áreas receptoras de sedimentos. Em seus materiais ficam registradas as sucessivas fases de estabilidade (pedogênese) e instabilidade (morfogênese) ambiental que a área passou ao longo do tempo (MEIS e MONTEIRO, 1979; RENAU *et al.*, 1986; MOURA e MELLO, 1991; MELLO, 1992; PAISANI e OLIVEIRA, 1998). A reconstituição da sequência de fatos evolutivos da cabeceira de drenagem pode trazer pistas a respeito das mudanças na evolução do relevo em escala das bacias hidrográficas, sobretudo dos setores de baixa ordem hierárquica (bacias <4ª ordem) (COELHO NETO, 2003; MOURA e SILVA, 2006).

O levantamento da gênese das formações superficiais das cabeceiras de drenagem é fundamental para detectar tais fases de estabilidade e instabilidade ambiental e mudanças na evolução do relevo local. Paleossolos enterrados e depósitos coluviais a colúvio-aluviais são importantes registros paleoambientais a respeito de processos pedogenéticos e erosivos/sedimentares ocorridas em cabeceiras de drenagem (THOMAS, 1994). No entanto, em um mesmo sistema hidrográfico podem coexistir cabeceiras de drenagem em diferentes estágios evolutivos. No Planalto das Araucárias, no Sul do Brasil, predominam cabeceiras de drenagem desenvolvidas em substrato de basalto que exibem Nitossolos ajustados as condições ambientais modernas (PONTELLI *et al.*, 2011; PAISANI *et al.*, 2013a), enquanto que em áreas sobre riolitos, além de cabeceiras de drenagem modernas, há paleocabeceiras de drenagem fossilizadas na paisagem. É o caso do alto vale do rio Chopinzinho, limite entre os estados do Paraná e Santa Catarina, onde houve desconexão de cabeceiras de drenagem em relação à rede hidrográfica ao longo do Quaternário Superior (PAISANI *et al.*, 2014).

As paleocabeceiras de drenagem foram desconectadas da rede hidrográfica e passaram a se comportar como pequenas áreas receptoras de sedimentos. Essas paleocabeceiras integram colinas convexas diante da reestruturação da rede de drenagem moderna, que propiciou o fenômeno de inversão de relevo na área (PAISANI *et al.*, 2012). Elas são detectadas pela arquitetura de seus registros estratigráficos em cortes de estradas rurais. São comuns sequências pedoestratigráficas constituídas por paleossolos hidromórficos enterrados por sedimentos coluviais e colúvio-aluviais, sobretudo no eixo central das cabeceiras – *hollow* (PAISANI *et al.*, 2014), e revelam a disposição da rede de drenagem de baixa ordem hierárquica no passado recente. É neste contexto que o presente artigo foi estruturado, onde a caracterização pedoestratigráfica dos materiais de paleocabeceira de drenagem do sistema hidrográfico do rio Chopinzinho (Sul do Brasil), balizada por descrições morfológicas pedológicas, geoquímicas, micromorfológica e geocronológica, permitiu estabelecer seu quadro evolutivo com base no controle paleoclimático, bem como tecer considerações a respeito da dinâmica paleoambiental da superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Superior.

## 2. Área de Estudo

A paleocabeceira de drenagem estudada está localizada na superfície geomorfológica de Palmas/Água Doce, entre 12000 a 1300 m de altitude (PAISANI *et al.*, 2008), em interflúvio próximo ao divisor de águas entre os sistemas hidrográficos dos rios Chopinzinho (PR) e Chapecó (SC) (Figura 1A). Tal superfície é mantida por riolitos e derrames hidrotermais, ambos derivados da Formação Serra Geral (CHMYZ, 2013; LIMA, 2013). Os substratos exibem inúmeros afloramentos na área de estudo e nem sempre apresentam relação direta com as morfologias recorrentes na paisagem, tais como relevos residuais, na forma de mesetas, colinas convexas (Figura 1B), ombreiras na forma de rampas de colúvio (Figura 1B) e fundos de vales amplos com morfologia em U. Os fundos de vales de baixa ordem hierárquica geralmente não apresentam canais incisivos, a água é drenada por fluxos hipodérmicos em brejos (PAISANI *et al.*, 2013b). A cobertura vegetal natural da superfície geomorfológica é Campo com Floresta de Araucária nos fundos de vales (MAACK, 1948 e 1949) (Figura 1B). Desde a colonização no final do século XIX o Campo passou por queimadas recorrentes promovidas pelos colonizadores para o pastoreio (PAISANI *et al.*, 2013b), e localmente foi substituído pela plantação de *Pinus elliottii*. O clima regional é Cfa na classificação de Köppen (MAACK, 1981), com precipitação média de 1.590 mm.ano<sup>-1</sup> bem distribuída e temperatura média anual de 15°C (média máxima = 26°C e média mínima = 4°C).

## 3. Materiais e Métodos

A matriz metodológica empregada reside no uso conjugado dos critérios lito-, pedo-, alo- e cronoestratigráficos (HUGHES, 2010). Unidades coluviais e colúvio-aluviais foram individualizadas com base em características reconhecidas em campo (cor, geometria, textura e constituintes da fração > grânulo). Individualizadas as unidades litológicas, procedeu-se descrição morfológica pedológica e nomenclatura pedoestratigráfica (CATT, 1990), similarmente ao que vem sendo feito para outras seções estratigráficas na área (PAISANI *et al.*, 2014). Amostras deformadas dos níveis pedoestratigráficos foram submetidas a análise por fluorescência de raio-x para determinação dos dez maiores óxidos + zircônio. Tais determinações foram realizadas pelo

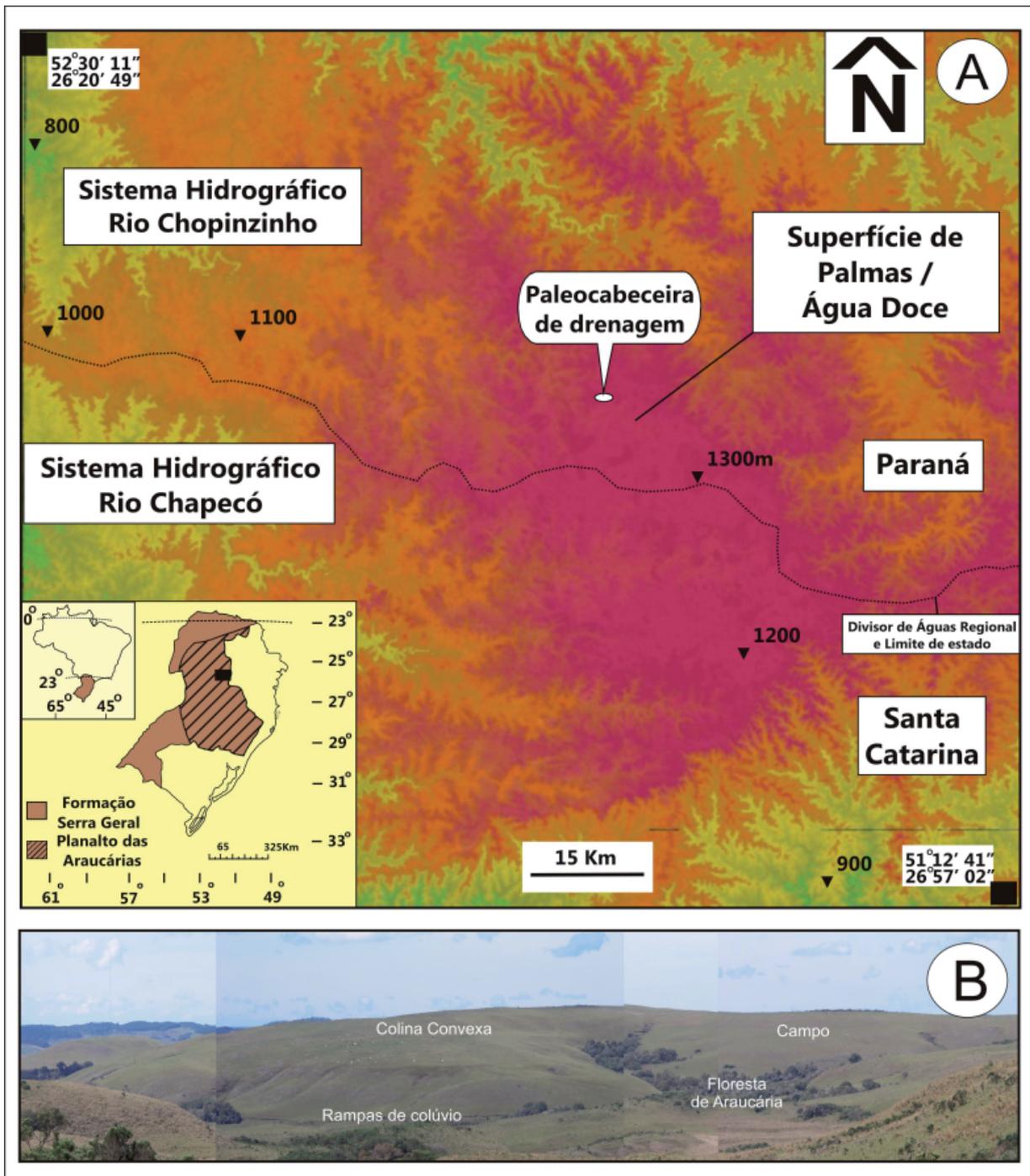


Figura 1 - Localização da paleocabeceira de drenagem no sistema hidrográfico do rio Chapecózinho (Sul do Brasil) junto a Superfície de Palmas/Água Doce (modificado de Paisani et al., 2012; 2013a) (A). Foto da paisagem da área de estudo, onde se observa colinas convexas, rampas de colúvio e as formações vegetais de Campo e Floresta de Araucária (B).

laboratório de Fluorescência de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e permitiram verificar a filiação genética entre as unidades pedoestratigráficas e o material fonte. Estabeleceu-se a razão  $Zi.Ti^{-1}$  visando reconhecer discontinuidades geoquímicas entre os níveis pedoestratigráfico (CRUZ, 2006).

Procedeu-se descrição micromorfológica em horizontes alóctones representativos de materiais coluvial e colúvio-aluvial. A impregnação e laminação foram feitas pelo laboratório de Laminação da UNICAMP, enquanto que as descrições foram realizadas no laboratório de Microscopia Ótica (Micromorfologia) da

UNIOESTE, conforme critérios e nomenclatura de Stoops (2003). Buscou-se reconhecer microfieções herdadas da área fonte, decorrentes dos processos deposicionais e representativas de transformações pós-deposicionais (pedogenética), como recomendado por Paisani e Pontelli (2012).

O registro estratigráfico foi submetido a geocronologia sendo duas amostras contendo matéria orgânica e quatro amostras para determinação do sinal de luminescência. As amostras com matéria orgânica correspondem, respectivamente, a horizonte Ab truncado e sedimento organo-mineral derivado da erosão/sedimentação do topo de referido horizonte. Os materiais foram submetidos ao laboratório *Beta Analytic Inc.* (USA) para datação pelo método  $^{14}\text{C}$  (AMS). O sinal de luminescência dos sedimentos foi obtido por estimulação ótica (LOE) em grãos de quartzo com quinze alíquotas (SAR) pelo laboratório de Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda (Brasil).

#### 4. Resultados e Discussão

##### 4.1 Paleossolo Hidromórfico Enterrado

O registro estratigráfico da paleocabeceira de drenagem foi exposto em corte de estrada rural com 22 m de extensão por 3,50 m de altura (Figura 2A). Ele corresponde a corte transversal do setor de jusante da paleocabeceira de drenagem e mostra a arquitetura de unidades pedoestratigráficas estabelecidas em sua porção central, designado aqui de *hollow* conforme o critério geométrico (MOURA e MELLO, 1991). Em campo foi reconhecido paleossolo enterrado com horizonte A que se destaca em relação aos demais materiais pela cor mais escura (7.5 YR 2.5/2 a 10YR 2/1) (Figura 2A). Trata-se de paleossolo hidromórfico, que diante das discontinuidades estratigráficas reconhecidas nos demais materiais, tem a seguinte sequência de horizontes: 19Ab, 19ACb, 19Cgb e 20 Cgb (Figura 2B), cujas propriedades morfológicas estão expostas na Tabela 1. Não foram identificadas características sedimentológicas que sugerissem discontinuidades além da concentração de seixos no horizonte 20 Cgb (FACHIN *et al.*, 2013). Os clastos são constituídos de fragmentos líticos do substrato que resistiram ao intemperismo (resistatos). Diante disso, entende-se que o horizonte 20 Cgb é a parte superior do saprolito, o qual segue a geometria côncava do centro do *hollow*. Por outro lado, os demais horizontes

podem ter se desenvolvido *in situ* ou serem alóctones. A razão  $\text{Zi.Ti}^{-1}$  estabelecida entre os horizontes do paleossolo mostra sutis variações (centésimos) (Tabela 2). A primeira vista, tanto o Ti quanto o Zi são considerados elementos de baixa mobilidade, e distribuição errática de suas concentrações ao longo do perfil do paleossolo poderiam indicar discontinuidades geoquímicas e paleohorizontes alóctones (CRUZ, 2006). No entanto, distribuições erráticas dessa razão são encontradas em perfis de intemperismo e vistas como repetidas dissoluções de minerais primários e precipitação de seus elementos em diferentes níveis do perfil (COLIN *et al.*, 1993; TONUI *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2004). De fato, sobre condições específicas a vegetação pode reciclar Ti (COURNU *et al.*, 1999), sobretudo em solos com horizonte diagnóstico A. Diante disso, no caso do paleossolo hidromórfico encontrado no *hollow* da paleocabeceira de drenagem, a razão  $\text{Zi.Ti}^{-1}$  não é um bom indicador de discontinuidade litoestratigráfica. Os percentuais dos dez principais óxidos dos horizontes do paleossolo mostram perdas e ganhos (Tabela 2), sobretudo de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , cujo balanço geoquímico é favorável para perceber modificações geoquímicas decorrentes da ação pedogenética. Assim, se os horizontes 19Ab, 19ACb e 19Cgb se desenvolveram sobre materiais alóctones (colúvio) os indícios foram apagados pela pedogênese.

Independente da questão genética, os horizontes 20Cgb e o 19Cgb são registros de nível freático próximo à superfície do *hollow* por tempo suficiente para o desenvolvimento do paleossolo em condições hidromórficas, fenômeno entendido como *pedogênese progressiva* na conceituação de Johnson *et al.* (1990). Solos similares ocupam *hollow* de áreas de cabeceiras de drenagem e várzeas de bacias de baixa ordem hierárquica modernas na região. No caso desta última, dificilmente há canais de drenagem e o fluxo de água ocorre de forma hipodérmica diante de baixo gradiente hidráulico (PAISANI *et al.*, 2014). Já o horizonte 19Ab chama a atenção por mostrar-se, em seu topo, ressecado e fragmentado em blocos subangulares rígidos (Tabela 1), fenômeno de *pedogênese regressiva* (JOHNSON *et al.*, 1990). Partes desses fragmentos foram incorporadas nos horizontes alóctones sobrejacentes na forma de pedorrelíquias. Descrições micromorfológicas sugerem que se trata de fragmentação do horizonte durante uma fase de dissecação decorrente de prolongado déficit hídrico (PAISANI *et al.*, 2014).

No geral, o paleossolo se distribui ao longo da se-

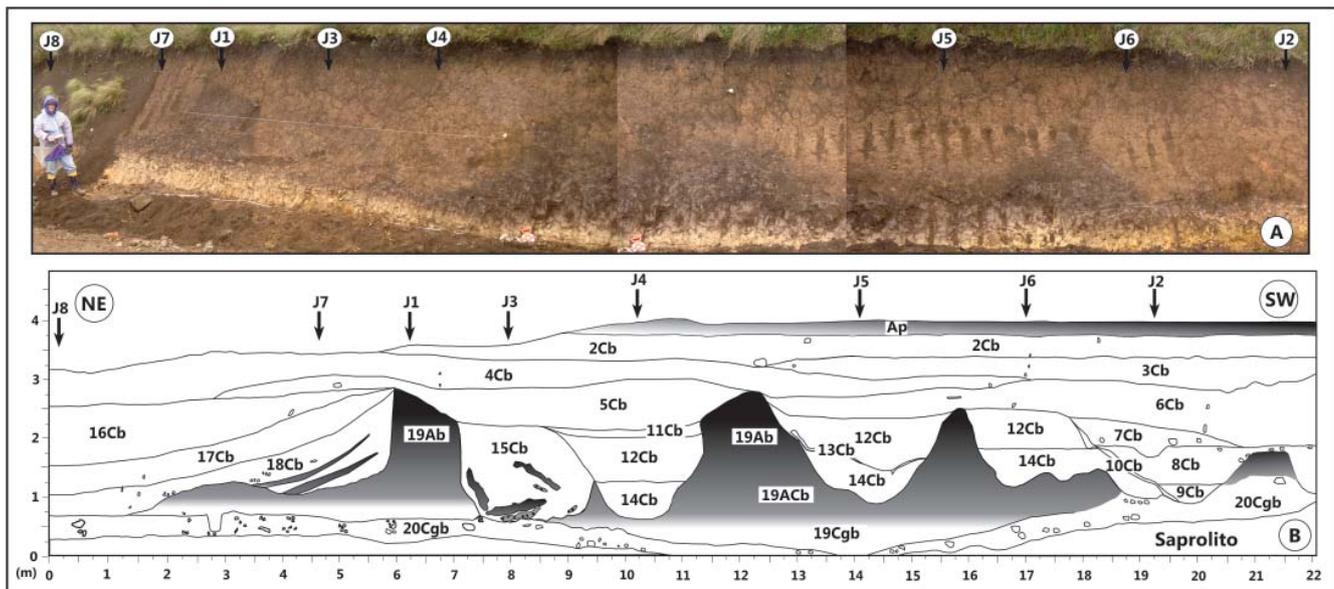


Figura 2 - Seção Estratigráfica exposta em corte de estrada rural (A). Material escuro na base corresponde a paleohorizonte Ab. Arquitetura de 20 Unidades Pedostratigráficas reconhecidas na referida seção (B) (modificado de Paisani et al., 2014). J1,2,...: Janelas de coletas sistemáticas de amostras deformadas. Lentes escuras nos horizontes 15Cb e 18Cb correspondem a áreas de mistura de materiais minerais com organo-minerais.

Tabela 1: Características morfológicas das unidades pedostratigráficas.

Horizonte	Espessura Média (cm)	Cor <sup>3</sup>	Textura <sup>4</sup>	Estrutura <sup>5</sup>	Consistência		Outras Características
					Seca <sup>6</sup>	Úmida <sup>7</sup>	
Ap <sup>1</sup>	20	10YR 2/1	Argilosa	g-bs <sup>b</sup>	d	fi	Raízes modernas
2Cb <sup>1</sup>	30	10YR 3/3	Argilosa a Argilo-siltosa	bs <sup>b</sup>	s	fi	Fragmentos líticos
3Cb <sup>1</sup>	30	10YR 4/6	Argilosa	bs <sup>b</sup>	s	fi	Fragmentos líticos
4Cb <sup>1</sup>	30	7.5YR 4/4 a 4/6	Argilosa	bs <sup>b</sup>	d	fi	-
5Cb <sup>1</sup>	60	7.5 YR 4/4	Argilosa a Franco	bs <sup>c</sup>	s	fi	Fragmentos líticos e bioturbação
6Cb <sup>1</sup>	45	7.5YR 4/3 a 4/4	Argilosa	bs <sup>b</sup>	d	fi	Fragmentos líticos
7Cb <sup>1</sup>	40	7.5YR 4/4 a 5YR 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	Fragmentos líticos
8Cb <sup>1</sup>	40	7.5YR 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
9Cb <sup>2</sup>	40	5YR 3/4, 4/6 e 2.5/1	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	Variegado, estrutura sedimentar plano-paralela na base, fragmentos líticos e pedorrelíquias de horizonte A
10Cb <sup>1</sup>	5	5YR 6/8 a 10YR 5/8	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
11Cb <sup>1</sup>	10	10YR 5/8	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
12Cb <sup>1</sup>	60	7.5YR 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
13Cb <sup>1</sup>	5	5YR 6/8 a 10YR 5/8	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
14Cb <sup>2</sup>	60	5YR 3/4, 4/6 e 2.5/1	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	Variegado, estrutura sedimentar plano-paralela na base, fragmentos líticos e pedorrelíquias de horizonte A

15Cb <sup>1</sup>	130	7.5 YR 3/2 a 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	Pedorrelíquias de horizonte A e mistura de sedimentos organo-mineral
16Cb <sup>1</sup>	60	7.5YR 4/4 a 5YR 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
17Cb <sup>1</sup>	35	7.5YR 4/4	Argilosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	-
18Cb <sup>2</sup>	60	5YR 3/4, 4/6 e 2.5/1	Argilosa a Argilo-Siltosa	bs <sup>c</sup>	s	fi	Lentes de material organo-mineral, fragmentos líticos e pedorrelíquias de horizonte A
19Ab	100	7.5 YR 2.5/2 a 10YR 2/1	Argilosa	bs <sup>a, b</sup>	s	fr	Traço de raízes, bioturbação e fragmentos rígidos associados a dissecação
19ACb	90	7.5 YR 3/2	Argilosa	bs <sup>a, b</sup>	s	fr	Traço de raízes e bioturbação
19Cgb	25	2.5Y 4/4	Argilosa	m	s	fi	Traço de raízes e bioturbação
20Cgb	20	2.5Y 5/4 a 7/6 a 8/4	Franco-Argilosa a Franco	m	s	fi	Variegado, bioturbação e resistatos tamanho seixo

<sup>1</sup>Material coluvial.

<sup>2</sup>Material colúvio-aluvial.

<sup>3</sup>Segundo Carta de Munsell.

<sup>4</sup>Diagrama triangular da USDA (Schaeztl e Anderson, 2005).

<sup>5</sup>g:granular, bs:blocos subangulares com grau de desenvolvimento forte<sup>a</sup>, médio<sup>b</sup> ou fraco<sup>c</sup>, m:maciça.

<sup>6</sup>d:dura, m:macia, s:solta.

<sup>7</sup>fi:firme, fr:friável.

**Tabela 2: Dez principais óxidos + Zi determinados por Fluorescência de Raio-X.**

Horizontes	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Loi <sup>a</sup>	Total	Zi	Zi.Ti <sup>-1</sup>
Ap <sup>b</sup>	47,13	24,75	10,63	0,08	1,61	0,02	0,85	0,02 <sup>d</sup>	0,27	0,08	14,49	99,91	0,061	0,038
2Cb <sup>b</sup>	47,52	25,40	10,87	0,07	1,69	0,01	0,83	0,02 <sup>d</sup>	0,25	0,08	13,19	99,90	0,065	0,038
3Cb <sup>b</sup>	48,25	25,14	10,84	0,09	1,71	0,01	0,79	0,02 <sup>d</sup>	0,27	0,08	12,4	100,01	0,062	0,036
4Cb <sup>b</sup>	46,92	24,49	10,23	0,06	1,69	0,01	0,62	0,02 <sup>d</sup>	0,25	0,10	15,54	99,91	0,061	0,036
5Cb <sup>b</sup>	48,17	25,07	10,46	0,05	1,72	0,01	0,71	0,02 <sup>d</sup>	0,29	0,10	13,32	99,90	0,061	0,036
6Cb <sup>b</sup>	48,09	25,63	11,02	0,09	1,68	0,02	0,81	0,02 <sup>d</sup>	0,21	0,08	12,58	100,21	0,064	0,038
7CB <sup>b</sup>	47,57	25,45	11,15	0,08	1,69	0,01	0,81	0,02 <sup>d</sup>	0,23	0,08	13,04	100,11	0,062	0,037
8Cb <sup>b</sup>	47,56	24,97	11,65	0,13	1,70	0,02	0,77	0,02 <sup>d</sup>	0,23	0,09	12,68	99,80	0,063	0,037
9Cb <sup>c</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10Cb <sup>b</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11Cb <sup>b</sup>	48,14	24,95	10,78	0,05	1,71	0,01	0,74	0,02 <sup>d</sup>	0,27	0,09	13,16	99,89	0,061	0,035
12Cb <sup>b</sup>	48,61	24,43	10,93	0,05	1,71	0,01	0,73	0,02 <sup>d</sup>	0,26	0,10	13,20	100,03	0,061	0,036
13Cb <sup>b</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14Cb <sup>c</sup>	48,12	24,62	10,30	0,11	1,72	0,01	0,69	0,02 <sup>d</sup>	0,22	0,09	14,15	100,02	0,061	0,036
15Cb <sup>b</sup>	48,36	24,36	11,37	0,06	1,72	0,01	0,68	0,02 <sup>d</sup>	0,27	0,10	12,28	99,21	0,061	0,036
16Cb <sup>b</sup>	48,74	24,74	10,65	0,09	1,74	0,01	0,64	0,02 <sup>d</sup>	0,24	0,09	13,18	100,11	0,062	0,036
17Cb <sup>b</sup>	48,35	24,31	10,28	0,07	1,72	0,01	0,67	0,02 <sup>d</sup>	0,26	0,10	13,97	99,75	0,060	0,035
18Cb <sup>c</sup>	48,61	24,24	10,33	0,05	1,74	0,01 <sup>d</sup>	0,68	0,02 <sup>d</sup>	0,27	0,11	13,84	99,86	0,061	0,035
19Ab	43,31	26,15	10,57	0,06	1,68	0,01	0,68	0,02 <sup>d</sup>	0,18	0,08	17,69	100,41	0,059	0,035
19ACb	55,80	23,17	6,79	0,06	1,85	0,01 <sup>d</sup>	0,57	0,02 <sup>d</sup>	0,16	0,08	11,29	99,78	0,059	0,032
19Cgb	50,69	28,44	6,27	0,02	1,51	0,01 <sup>d</sup>	0,57	0,02 <sup>d</sup>	0,09	0,08	12,20	99,87	0,063	0,041
20Cgb	52,51	28,15	5,46	0,02	1,41	0,01 <sup>d</sup>	0,52	0,02 <sup>d</sup>	0,07	0,08	11,79	100,01	0,060	0,043

<sup>a</sup>Água perdida ao fogo.

<sup>b</sup>Material coluvial.

<sup>c</sup>Material colúvio-aluvial.

<sup>d</sup>Abaixo do máximo detectável.

ção com significativa variação de espessura de 10 a 240 cm. Em média é o paleossolo mais espesso encontrado na área de estudo até o momento. A reconstrução da arquitetura do registro estratigráfico sugere que ele foi truncado pela erosão (morfogênese) gerada tanto pelo escoamento laminar quanto por fluxos concentrados, como evidencia estruturas de corte que lembram seções transversais de incisões lineares - voçorocas (*gully*) (Figura 2B). Diante disso, essas feições erosivas foram designadas de paleovoçorocas (BOTHAA *et al.*, 1994). O estabelecimento de cinco topossequências (total 57 sondagens) revelaram que há sobreposição lateral de três gerações de paleovoçorocas em discordância estratigráfica com os horizontes alóctones 9Cb, 14Cb, 15Cb e 18Cb; bem como mostrou que tais feições erosivas ocuparam a maior parte da porção central do *hollow* e, na maioria das gerações, desenvolveram ramificações (dúctos) que se estenderam para o setor de encosta (FACHIN, 2013).

A dissecação do topo do horizonte 19Ab, seguida pelo truncamento geral do paleossolo e estabelecimento de paleovoçorocas, é importante registro ambiental, pois revela mudança da pedogênese *progressiva* (Fase 1), com espessamento dos horizontes, para pedogênese *regressiva* (Fase 2), mudanças nas propriedades do paleossolo, seguida pela sua erosão - morfogênese (Fase 3). Voçorocas ocorrem em encostas da área de estudo em pequena quantidade e estão vinculadas ao uso moderno do solo. Igualmente, não se verifica voçorocas no *hollow* de cabeceiras de drenagem modernas. Isso leva a acreditar que o fenômeno de incisão linear no *hollow* da paleocabeceira de drenagem é importante registro de condições paleohidrológicas que propiciaram o estabelecimento de uma nova fase evolutiva da paleocabeceira de drenagem, comandada pela morfogênese.

As idades obtidas por  $^{14}\text{C}$  através da matéria orgânica contida no paleossolo (horizonte 19Ab) e em sedimentos organo-mineral (15Cb) (Figura 2B) foram, respectivamente, de 27.360 anos AP (31.600 a 31.320 anos cal. A.P.) a 24.460 (29.500 a 29.210 anos cal. A.P.) (Tabela 3). Os sedimentos organo-minerais contidos nos horizontes alóctones 15Cb e 18Cb correspondem a pedorrelíquias do topo do horizonte 19Ab que foram removidas e incor-

poradas ao horizonte alóctone durante processo de erosão/sedimentação episódica. Essas idades são importantes pois mostram que o paleossolo teve processo de pedogênese progressiva até cerca de 24.000 anos AP (idades convencionais 14C) (Fase 1) e posteriormente passou pela pedogênese regressiva (Fase 2), seguido da morfogênese (Fase 3). Reforçando, dois fenômenos evidenciam as últimas duas fases, a dissecação do paleossolo com o desenvolvimento de estrutura em blocos subangulares rígidos no topo (pedogênese regressiva) e a subsequente erosão (morfogênese) por processos hidrológicos gerados no ambiente de encosta.

O paleossolo da paleocabeceira de drenagem estudado tem correlação pedológica e cronológica com outros paleossolos hidromórficos registrados tanto em *hollows* de paleocabeceiras de drenagem quanto de várzeas de paleocanais de baixa ordem hierárquica da região (PAISANI *et al.*, 2012; GUERRA e PAISANI, 2013; PAISANI *et al.*, 2014). Sabe-se, até o momento, que esses paleossolos hidromórficos atestam evento de pedogênese regional entre >41.000 e 24.000 anos AP, cujos fundos dos vales e encostas se encontravam em equilíbrio dinâmico favorecendo a pedogênese progressiva (PAISANI *et al.*, 2013a). Igualmente a paleocabeceira de estudo, os mesmos passaram por dissecação e foram truncados pela erosão no período subsequente. O período dessa sequência de fenômenos foi determinado com as idades por luminescência dos horizontes alóctones e serão tratados no próximo item.

#### 4.2 Horizontes Cb Alóctones (Coluvial e Colúvio-Aluvial)

Sobrejacente ao paleossolo hidromórfico há materiais classificados como horizontes Cb contendo dezoito descontinuidades litológicas (Figura 2B). Cada nível pedostratigráfico corresponde a um depósito gerado no ambiente de encosta (coluvial) e, por vezes, retrabalhado no interior das paleovoçorocas (colúvio-aluviais). Neste último caso, observa-se na base do depósito estrutura sedimentar plano-paralela (horizontes 9Cb e 14Cb) e lentes de material organo-mineral (18Cb) (Tabela 1). Os níveis

**Tabela 3: Idades  $^{14}\text{C}$  dos horizontes 19Ab (paleossolo) e 15Cb (colúvio).**

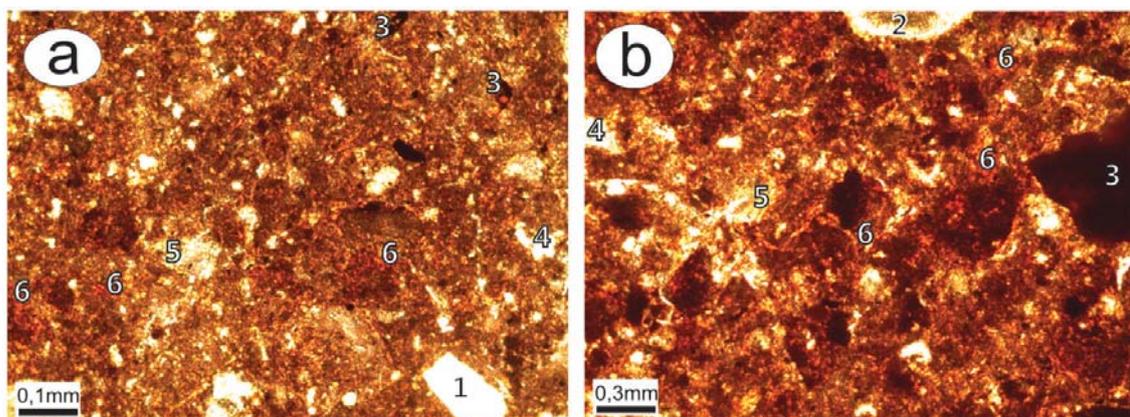
Horizonte	Local	Cód. Lab.	Idade (anos $^{14}\text{C}$ AP)	Idade (anos cal. $^{14}\text{C}$ AP) <sup>1</sup>	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
15Cb <sup>2</sup>	centro	Beta-351575	24.460±110	29.500 a 29.210	-19.9
19Ab	topo	Beta-351574	27.360±140	31.600 a 31.320	-17.1

<sup>1</sup> 2 $\sigma$ , 95% de probabilidade. <sup>2</sup> sedimento organo-mineral.

pedostratigráficos exibem fraca estruturação em blocos subangulares e foram individualizados inicialmente em campo, diante das diferenças sutis na cor (horizontes 4Cb, 8Cb, 10Cb, 11Cb, 12Cb, 13Cb, 16Cb e 17Cb), presença de fragmentos líticos (riolito alterado e calcedônia) tamanho areia muito grossa a seixo (2Cb, 3Cb, 5Cb, 6Cb e 7Cb), mistura de materiais mineral e organo-mineral com presença de pedorrelíquias de horizonte A (15Cb e 18Cb) e melanização pela matéria orgânica moderna (Ap) (Tabela 1). Tal individualização tem correlação qualitativa com sutis descontinuidades granulométricas identificadas verticalmente com o tratamento sistemático de amostras obtidas das janelas de observação (FACHIN *et al.*, 2013). No geral, esses horizontes são alóctones e foram gerados por fluxos de lama discretos depositados no *hollow* e, em algumas situações, se estendendo para o ambiente de encosta em contato abrupto com o saprolito. As estruturas plano-paralelas registradas nos horizontes 9Cb e 14Cb são maciças com sutis variações na concentração da fração grossa entre as laminações, o que lhes confere gênese também decorrente de fluxos de lama, porém delgados, que percorreram o interior das paleovoçorocas durante o período de evolução das referidas incisões erosivas.

A análise micromorfológica realizada em amostras dos horizontes 12Cb (colúvial) e 9Cb (colúvio-aluvial) mostram que os depósitos retrabalhados guardam características muito próximas dos materiais colúviais (Figura 3), o que de fato lhes confere a gênese colúvio-aluvial. A distribuição relativa das frações fina e grossa é porfirica aberta, a qual exhibe similaridade com a macroestrutura maciça dominada por fábrica argilosa. Localmente registra-se bioturbação e formação de microagregados

associados a poros cavitários e câmaras desenvolvidos após a sedimentação (feições pós-deposicionais). A cor da matriz (micromassa) varia de bruno amarelado (10YR 5/4 a 5/8) e bruno forte (7.5YR 5/6 a 5/8), resultante da mistura entre materiais da área fonte, pigmentados por Fe, e materiais com diferentes graus de melanização. Remobilização de Fe nos materiais da área fonte é um fenômeno detectado pela presença de nódulos pedomórficos com forte impregnação e pápulas (pedorrelíquias). Essas microfeições são importantes registros paleoambientais, pois remetem ao entendimento de que na área fonte houve período de regime hídrico contrastante entre estações úmidas e secas antes do processo de remobilização dos solos. Quartzo, calcedônia e fragmentos de riolito (litorrelíquias) estão presentes em ambos os horizontes, sugerindo que na área fonte eles estiveram ao longo do perfil de intemperismo enquanto resistatos. Fragmentos de pedos (pedorrelíquias) de horizonte A e B são comuns, sobretudo no horizonte 9Cb, contribuindo para a constatação de mistura de materiais de diferentes níveis pedológicos da área fonte. O estabelecimento da sequência de fatos micromorfológicos revelam que durante a sedimentação foram gerados poros cavitários e hipocutãs de depleção de Fe (feições sindeposicionais) decorrentes de remobilização plásmica. Os poros cavitários se mantiveram em formação após a sedimentação o que atribui, localmente, o aspecto esponjoso a estrutura sedimentar maciça. Embora esteja em curso esse processo de modificação pós-deposicional, a orientação da micromassa é predominante cintilante em domínios dificilmente identificáveis, o que expressa uma fraca transformação pedogeoquímica pós-deposicional.



*Figura 3 - Micrografias dos horizontes alóctones 12Cb (A) e 9Cb (B), sob nicóis cruzados, demonstrando microestrutura maciça. Quartzo (1), Calcedônia (2), nódulos pedomórficos (3), cavidades (4), hipocutãs de depleção (5) e preenchimentos densos completos (6). Nota-se que a orientação plásmica predominante é cintilante em domínios dificilmente identificáveis.*

A determinação dos dez principais óxidos para os materiais do registro pedoestratigráfico permite fazer considerações importantes a respeito da gênese dos níveis pedoestratigráficos. Comparando os teores desses óxidos da pedosequencia de horizontes alóctones (Ap ao 18Cb) em relação aos valores do paleossolo hidromórfico, percebe-se diferenças marcantes nos percentuais de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O e, sobretudo, em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabela 2). O que é coerente com materiais submetidos a pedogênese em ambientes geoquímicos diferentes, um hidromórfico (paleossolo) e outro ortomórfico (colúvios e colúvio-alúvios) (MELFI e PEDRO, 1978). Já cotejando os teores dos principais óxidos entre os horizontes alóctones percebe-se relativa homogeneidade, com SiO<sub>2</sub> variando de 46 a 48%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 24 a 25% e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 10 a 11%. O mesmo foi detectado com a razão Zi.Ti<sup>-1</sup>, cujos valores variaram de 0,035 a 0,038 (Tabela 2), a qual ocorre com sutil distribuição errática e valores similares para cinco grupos da pedosequencia: 1) horizontes Ap e 2Cb; 2) 3Cb, 4Cb e 5Cb; 3) 7Cb e 8Cb, 4) 14Cb, 15Cb e 16Cb, e enfim, 5) 17Cb e 18Cb. Entendendo que se trata de materiais alóctones derivados da pedogênese em ambiente ortomórfico (encosta), tais diferenças são vistas como sutis discontinuidades geoquímicas tanto

de materiais distintos derivados das encostas, quanto de níveis diversos dentro do mesmo perfil de solo da área fonte. De todo modo, os horizontes alóctones derivam de materiais que estiveram à mesma época sofrendo pedogênese progressiva nas encostas que circundam o *hollow* e delimitam a paleocabeceira de drenagem.

As idades obtidas por luminescência oticamente estimulada (LOE) para grãos de quartzo dos horizontes alóctones variaram de 16.750±2.243 a 4.600±670 anos AP (Tabela 4). A idade de 16.750±2.243, estabelecida da base do horizonte 18Cb, demarca tanto o lapso de tempo de desenvolvimento da primeira geração de paleovoçorocas quanto sua subsequente colmatação por fluxos de lama, pedosequencia de horizontes 15Cb a 18Cb (Figura 4). Na sequencia de fatos evolutivos da paleocabeceira de drenagem, ambos são vistos como fenômenos de morfogênese distintos. O primeiro atesta fase em que a erosão hídrica, decorrente do escoamento laminar e de fluxos concentrados em incisões erosivas, foi predominante (Fase 3). Já o estabelecimento da pedosequencia de horizontes alóctones, evidenciam fase de morfogênese em que a erosão por movimentos de massa discretos passou a dominar nas encostas que circundam o *hollow* (Fase 4).

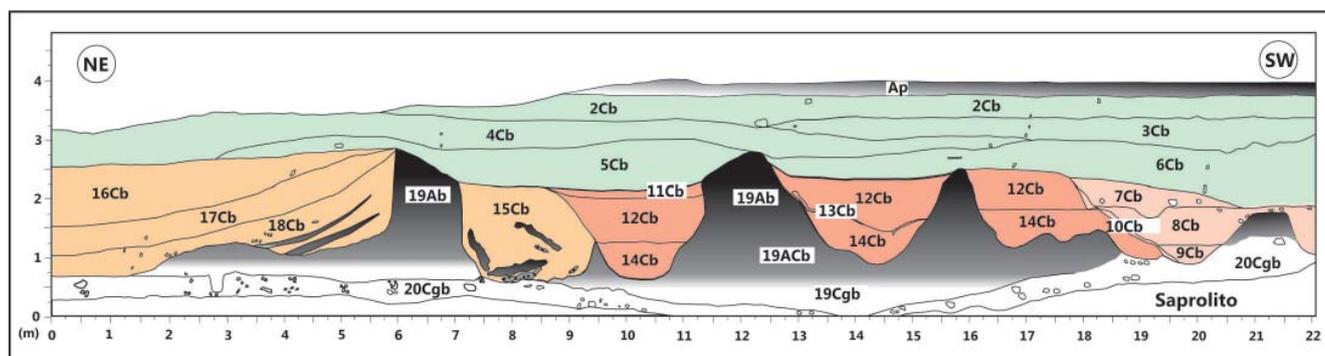


Figura 4 - Disposição dos horizontes alóctones conforme os eventos de colmatação das gerações de paleovoçorocas desenvolvidas no hollow da paleocabeceira de drenagem. Horizontes 15Cb ao 18Cb demarcam o primeiro evento de colmatação. Já os horizontes 11Cb a 14Cb definem o segundo evento de colmatação. Enquanto que os horizontes 7Cb a 10Cb limitam o terceiro evento de colmatação. Horizontes Ap ao 6Cb demarcam o período de reafeiçoamento completo da morfologia da paleocabeceira de drenagem.

**Tabela 4: Idades pela Luminescência Oticamente Estimada (LOE) dos horizontes 9Cb (coluvial), 14Cb (colúvio-aluvial) e 18Cb (colúvio-aluvial).**

Horizonte	Janela	Cod.Lab.	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual (μGy.ano <sup>-1</sup> )	P (Gy)	Idade (anos A.P.)
9Cb	2	3950	21,433±0,772	4,161±0,570	0,944±0,137	3.580±350	16,5	4.600±670
14Cb	6	3953	25,336±0,912	5,058±0,388	0,472±0,068	3.680±240	25,0	6.800±780
14Cb	4	3951	21,673±0,780	4,825±0,132	0,585±0,085	3.430±180	23,8	6.950±710
18Cb	8	3952	24,235±0,872	5,483±0,799	0,532±0,077	3.675±350	61,5	16.750±2.243

Comparando-se a idade de  $16.750 \pm 2.243$  com aquela obtida para o limite da pedogênese progressiva, em que se desenvolveu o paleossolo hidromórfico ( $>24.000$  anos A.P.), percebe-se que o primeiro evento de incisão erosiva ocorreu entre  $>24.000$  e  $>17.000$  anos AP. As paleovoçorocas foram colmatadas, respectivamente, por fluxos de lama discretos que geraram os horizontes alóctones 15Cb, 16Cb, 17Cb e 18Cb. Por outro lado, não se descarta a hipótese dessas duas paleovoçorocas corresponderem a ramificação (dígitos) de um único eixo de incisão linear desenvolvido a jusante da paleocabeceira de drenagem.

As idades de  $6.950 \pm 710$  e  $6.880 \pm 780$  obtidas para a base do horizonte 14Cb (Tabela 4), também delimitam o início de evento de colmatagem de paleovoçorocas (Figura 4). Nesse caso, corresponde a segunda geração de paleovoçorocas (ou dígitos de uma única paleovoçoroca), cuja época de formação e desenvolvimento não pode ser precisada. Sabe-se que elas truncaram o horizonte 15Cb e o paleossolo hidromórfico entre  $<16.750$  e  $>6.880$  anos AP. De todo modo, nesse período dois fenômenos se sucederam, a colmatagem da primeira geração de paleovoçorocas e o desenvolvimento da segunda geração de paleovoçorocas.

A idade de  $4.600 \pm 670$  obtida para o horizonte 9Cb marca o final do terceiro evento de colmatagem de paleovoçorocas e o início do período de reafeiçoamento completo da morfologia da paleocabeceira de drenagem (Tabela 4, Figura 4). Igualmente, não se pode precisar a época de desenvolvimento da terceira geração de paleovoçorocas, sabe-se apenas que foi  $<6.880$  e  $>4.600$  anos AP. Já o processo de reafeiçoamento completo da paleocabeceira de drenagem se iniciou após 4.600 anos AP e se estendeu até o presente. Atualmente, a morfologia da paleocabeceira de drenagem é detectada apenas pela arquitetura de seu registro estratigráfico, que se encontra no centro de uma colina convexa.

Enfim, a cronologia dos horizontes alóctones revela que o período entre 16.750 anos AP até o presente foi marcado por intercalação entre o desenvolvimento de três gerações de paleovoçorocas e fluxos de lama discretos que promoveram a colmatagem das sucessivas gerações até o completo reafeiçoamento da morfologia da paleocabeceira de drenagem.

## **5. Quadro Evolutivo da Paleocabeceira de Drenagem e Correlação com Eventos Paleoclimáticos**

A partir das interpretações dos resultados referentes ao registro estratigráfico levantados em campo e laboratório, balizadas por idades da matéria orgânica e do sinal de luminescência dos sedimentos, é possível apresentar modelo conceitual evolutivo para a paleocabeceira de drenagem estudada e estabelecer correlações com eventos paleoclimáticos regionais e globais. A arquitetura do registro estratigráfico revelou que a paleocabeceira de drenagem apresentava morfologia suavemente côncava com eixo central (hollow) relativamente plano e circular, similarmente à morfologia das cabeceiras de drenagem modernas encontradas na região (PAISANI *et al.*, 2006). A medida que a cabeceira de drenagem foi se desenvolvendo, no *hollow* se formou solo hidromórfico constituído de horizontes A e Cg. As idades da matéria orgânica do remanescente do horizonte A, bem como de sua mistura em sedimentos organo-minerais sugerem que o paleossolo hidromórfico esteve se desenvolvendo com pedogênese progressiva na conceituação de Johnson *et al.* (1990), entre 27.360 (31.600 a 31.200 cal.) a 24.460 (29.500 a 29.210 cal) anos AP (Figura 5A). Esse paleossolo apresenta correlação pedológica e cronológica com outros paleossolos identificados na área de estudo, cuja idade máxima de acúmulo de matéria orgânica remontam cerca de 41.000 anos AP (PAISANI *et al.*, 2014). Trata-se de uma fase cronocorrelata ao período paleoclimático global conhecido como Último Interstádio, ou Estágio Isotópico Marinho 3 (LONG e STOY, 2013; RABASSA e PONCE, 2013), em que houve aumento das temperaturas e umidade durante o Último Glacial na região sul do Brasil (BEHLING *et al.*, 2004; CRUZ *et al.*, 2006). Nesse período os solos da paleocabeceira de drenagem estavam em fase com o fenômeno regional de equilíbrio dinâmico da paisagem sob regime hídrico úmido. As encostas locais apresentavam perfis de solo com horizontes B relativamente espessos e os fundos de vale de baixa ordem hierárquica, bem como *holows* das cabeceiras de drenagem, concentravam umidade (PAISANI *et al.*, 2014).

Após 24.000 anos registra-se desequilíbrio da paisagem com atuação da morfogênese intercalando erosões hídricas e por movimentos de massa discretos. Entre 24.000 e 16.000 anos AP há prolongado déficit

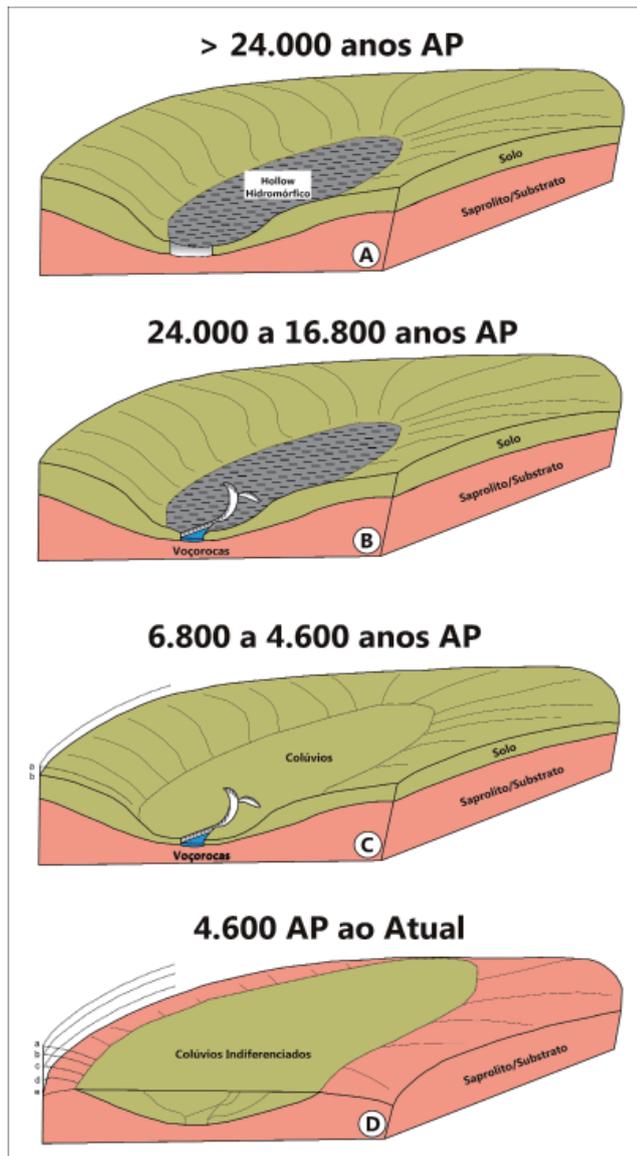


Figura 5 - Esquema de modelo evolutivo de cabeceira de drenagem situada no Alto Vale do Rio Chopinzinho (Sul do Brasil). AP: Antes do Presente (entendido como 1950 - Pessenda *Et al.*, 2005).

hídrico, como evidência do dismantelamento do topo do paleossolo hidromórfico situado no *hollow* da paleocabeceira de drenagem, acarretando no rebaixamento do lençol freático. Durante esse período chuvas episódicas foram responsáveis pelo desenvolvimento do escoamento superficial nas encostas que promoveu erosão laminar e acelerada, sobretudo no *hollow* da paleocabeceira de drenagem. Essa fase é bem demarcada no registro cronoestratigráfico, onde aparece a primeira geração de paleovoçorocas que truncaram localmente o paleossolo hidromórfico (Figura 5B). Trata-se de um evento em fase com as condições paleoclimáticas detectadas no

Último Máximo Glacial, ou Estágio Isotópico Marinho 2, quando a temperatura e a umidade foram reduzindo-se ao máximo (PETIT *et al.*, 1999). Esta fase de erosão hídrica decorrente de chuvas concentradas coincide com dados palinológicos obtidos para as áreas planáticas do Sul do Brasil que documentam condições climáticas secas (BEHLING, 1997; BEHLING *et al.*, 2004).

O lapso de tempo de desenvolvimento desse primeiro evento de incisão erosiva é elevado, cerca de 7.000 anos, e durou quase a totalidade do Último Máximo Glacial (25.000 a 12.000 anos AP – Orombelli *et al.*, 2010). É um espaço de tempo significativo, estabelecido após a dissecação do topo do paleossolo hidromórfico durante período de déficit hídrico. Ele leva a pensar que a primeira geração de paleovoçorocas atuava como canais de drenagem alimentados por fluxos efêmeros decorrentes do escoamento superficial gerado episodicamente nas encostas da paleocabeceira de drenagem. Esse evento de incisão erosiva apresenta correlação cronológica com fenômeno similar verificado em fundos de paleovales de 2ª ordem hierárquica da área de estudo. Durante o Último Máximo Glacial os paleossolos hidromórficos de tais paleovales sofreram incisão erosiva acelerada mediante fluxos de alta energia derivadas de bacias de 1ª ordem hierárquica e cabeceiras de drenagem (PAISANI *et al.*, 2012; GUERRA e PAISANI, 2013). Tal fato sugere que o fenômeno responsável pela primeira geração de paleovoçorocas da paleocabeceira de drenagem foi um evento comum à área de estudo durante o Último Máximo Glacial, sobre regime paleoclimático seco que favoreceu o desenvolvimento do escoamento superficial nas encostas.

Após 16.750 anos AP a primeira geração de paleovoçorocas passou pelo fenômeno de colmatação por fluxos de lama discretos desencadeados nas encostas que circundam o *hollow* da paleocabeceira de drenagem (Figura 5B). A estrutura maciça dos sedimentos permite dizer que eles foram gerados por movimentos de massa episódicos, havendo registro de no mínimo quatro eventos erosivo/depositivos (horizontes 15Cb a 18Cb). A colmatação da primeira geração de paleovoçorocas deve ter se estendido até o Holoceno Inferior (11.700 a 8.200 anos AP – (WALKER *et al.*, 2012), como apontam as idades de horizontes alóctones de outras seções pedostratigráficas da área de estudo (PAISANI *et al.*, 2012; GUERRA e PAISANI, 2013). Sabe-se que a 18.000 anos AP na Antártida houve progressivo aumento de temperatura (SEVERINGHAUS, 2009), o que foi

detectado também para as áreas planálticas do sul do Brasil (BEHLING *et al.*, 2004). Ainda se tem dúvidas se o fenômeno de movimento de massa foi gerado por instabilidade climática ocorrida na passagem do Pleistoceno/Holoceno ou evento de súbita umidificação de escala milenar durante o Holoceno Inferior (WANNER *et al.*, 2008). 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). Porém, em escala local, os mesmos *proxys* atestam setores com incremento de umidade no durante o Holoceno Inferior (SCHERER e LORSCHREITER, 2014). De todo modo, os movimentos de massa documentam a umidificação do clima da superfície geomórfica a qual a paleocabeceira de drenagem se encontra ocorrido entre o final do Pleistoceno e Holoceno Inferior.

Nova fase de incisão linear se instalou no *hollow* da cabeceira de drenagem antes de 6.800 anos AP e truncou camadas coluviais que colmataram a primeira geração de paleovoçorocas (Figura 5C). É possível que esse segundo fenômeno de incisão erosiva se desenvolveu no início do Holoceno Médio, a partir de 8.200 anos AP – (WALKER *et al.*, 2012), pois dados palinológicos setoriais das áreas planáticas do sul do Brasil apontam para uma fase climática seca que se aproxima do intervalo de tempo de 8.200 a 6.800 anos AP (SCHERER e LORSCHREITER, 2014).

Após essa idade sucedeu-se a continuidade no fenômeno de colmatação da paleocabeceira de drenagem, com estabelecimento de quatro camadas coluviais (horizonte 11Cb a 14Cb) decorrentes de movimentos de massa episódicos nas encostas locais. Entre 6.800 a 4.600 anos AP, o fenômeno de incisão linear torna-se recorrente e trunca os níveis pedoestratigráficos estabelecidos por ocasião da colmatação da cabeceira de drenagem. Diante disso, percebe-se que no intervalo de 8.200 a 4.600 anos AP, cerca de 3.600 anos, se sucederam duas gerações de paleovoçorocas e dois episódios de colmatação, lapso de tempo expressivamente menor que o verificado para o primeiro episódio de colmatação da 1ª geração de paleovoçorocas (~7.000 anos). Esse período registra uma fase de intensa instabilidade paleoclimática na área de estudo, sendo cronocorrelata à plena extensão do Holoceno Médio (8.200 a 4.200 anos AP - WALKER *et al.*, 2012). Esse período é demarcado na literatura paleoclimática global como de importantes mudanças

hidrológicas e de paleotemperaturas registradas tanto na Groelândia quanto na Antártica (OROMBELLI *et al.*, 2010). Registros palinológicos de áreas planáticas do sul do Brasil e noroeste da Argentina indicam que o Holoceno Médio foi marcado regionalmente como um clima seco (BEHLING, 1997; BEHLING *et al.*, 2004; MORO *et al.*, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2008; ZECH *et al.*, 2009; BERTOLDO *et al.*, 2014).

Os movimentos de massa episódicos se sucederam até a melanização da última unidade pedoestratigráfica (horizonte Ap) (Figura 5D), após 850 anos AP (PAISANI *et al.*, 2013b). A melanização esta em fase com os registros palinológicos que indicam as condições modernas de umidade e temperatura das áreas planáticas do sul do Brasil (BEHLING, 1998).

No período de 4.600 anos AP até o presente o *hollow* da paleocabeceira de drenagem foi completamente colmatado. A partir de 4.600 anos AP até o presente a arquitetura deposicional dos horizontes alóctones sugere camadas se estendendo continuamente até o alto das encostas locais (Figura 4 - a partir do horizonte 6Cb), quando então a topografia côncava deu lugar a uma superfície tabular suavemente inclinada em direção ao fundo de vale de drenagem de 1ª ordem moderno (Rampa de Colúvio – MEIS e MONTEIRO, 1979). A drenagem moderna dissecou lateralmente a área de ocorrência da paleocabeceira de drenagem, o que resultou em uma colina suavemente conxeva onde o *hollow* da paleocabeceira de drenagem, e respectiva sequência pedoestratigráfica, se encontram no ápice da convexidade (Figura 5D). Esse fenômeno não é bem compreendido e possivelmente decorra de uma reestruturação dos canais de 1ª ordem durante o Holoceno Superior.

## 6. Conclusões

A caracterização pedoestratigráfica dos materiais de paleocabeceira de drenagem do sistema hidrográfico do rio Chopinzinho (Sul do Brasil), balizada por descrições morfológicas pedológicas, geoquímicas, micro-morfológica e geocronológica, permitiu estabelecer seu quadro evolutivo com base no controle paleoclimático, bem como tecer considerações a respeito da dinâmica paleoambiental da superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Superior.

Durante o final do Último Interstadial, até cerca de 24.000 anos AP (idade convencional 14C), a pale-

ocabeceira de drenagem, bem como a superfície de Palmas/Água Doce, estiveram em equilíbrio dinâmico favorecendo a pedogênese e o desenvolvimento de perfis de solo tanto nas encostas quanto nos fundos de vales. No caso das áreas de cabeceira de drenagem, a umidade foi suficiente para o estabelecimento de solo hidromórfico nos *hollows*. No Último Máximo Glacial, entre 24.000 a 16.800 anos AP, registra-se fase de desequilíbrio ambiental decorrente de uma mudança climática regional para mais seco, acompanhada de mais frio, em que os solos hidromórficos passaram por dissecação e se instalaram processos erosivos de natureza hídrica, sobretudo nos *hollows* das cabeceiras de drenagem. Esses processos erosivos decorreram de chuvas episódicas que propiciaram o desenvolvimento da erosão laminar e linear (voçorocas).

Uma flutuação climática para mais úmido deve ter sido responsável pela modificação dos processos erosivos no decorrer do final do Pleistoceno ao Holoceno Inferior, quando então a paleocabeceira de drenagem passou por fluxos de lama discretos que promoveram a colmatação das paleovoçorocas. No Holoceno Médio se sucederam duas gerações de paleovoçorocas e dois episódios de colmatação da paleocabeceira de drenagem por fluxos discretos de lama. Esse período registra uma fase de intensa instabilidade paleoclimática na área de estudo, em que possivelmente houveram curtas flutuações para mais úmido sob condições climáticas regionais mais secas. O fenômeno de fluxos de lama discretos também foi registrado em outras seções pedestratigráficas de fundos de vales de baixa ordem hierárquica na superfície de Palmas/Água Doce.

No Holoceno Inferior a paleocabeceira de drenagem foi completamente colmatada e sua morfologia côncava deu lugar a uma topografia tabular suavemente inclinada em direção ao fundo de vale de drenagem de primeira ordem moderna (Rampa de Colúvio). Na sequência a drenagem moderna dissecou lateralmente a área de ocorrência da paleocabeceira de drenagem reafeiçoando por completo a paleocabeceira de drenagem, transformando-a em colina suavemente conxeva.

Enfim, o quadro evolutivo da paleocabeceira de drenagem sugere que a superfície de Palmas/Água Doce passou por dois momentos distintos, um até o final do Último Interstádio, em que se registrou equilíbrio dinâmico nas encostas e fundos de vales, e outro de instabilidade ambiental iniciado no Último Máximo Glacial e estabelecido plenamente no Holoceno Médio.

## Agradecimentos

Ao CNPq (Proc. 300530/2012-9), à CAPES/CNPq (Projeto 144/2012-PVEs), à Fundação Araucária do Paraná (Convênios 204/2012 e 1261/2012) e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão, pelo apoio financeiro.

## Referências Bibliográficas

- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná States (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology** 97, 109-121. 1997.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology** 99, p.143-156, 1998.
- BEHLING, H.; PILLAR, V.D.; 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 Camabará do Sul coer in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 203, p. 277-297, 2004.
- BERTOLDO, E.; PAISANI, J.C.; OLIVEIRA, P.E. Registro de Floresta Ombrófila Mista nas regiões sudoeste e sul do Estado do Paraná, Brasil, durante o Pleistoceno/Holoceno. **Hoeheia** 41, p.1-8, 2014. doi:10.1590/S2236-8906201400010001
- BOTHAA, G.A.; WINTLEB, A.G.; VOGEL, J.C. Episodic late Quaternary palaeogully erosion in northern KwaZulu-Natal, South Africa. **Catena** 23, p.327-340, 1994.
- CATT, J.A. Paleopedology Manual. **Quaternary International** 6, p.1-95, 1990.
- CHMYZ, L. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da província magmática do Paraná aflorantes no Sudoeste Paranaense**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Paraná. 2013.
- COELHO NETO, A.L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 4, n.2, p.69-100, 2003.
- COLIN, F.; ALARÇON, C.; VIEILLARD, P. Zircon: an immobile index in soils? **Chemical Geology** 107, p.273-276, 1993.

- COURNU, S.; LUCAS, Y.; LEBON, E.; AMBROSI, J.P.; LUIZÃO, F.; ROUILLER, J.; BONNAY, M.; NEAL, C. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Catena* 91, p.281-295, 1999.
- CRUZ, L.O.M. **Assinatura geoquímica de unidades colúviais da Bacia do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Minas Gerais, 2006.
- CRUZ JR., F.W., BURNS, S.J., KARMANN, I., SHARP, W.D., VUILLE, M., FERRARI, J.A. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil process in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 25, p.2749-2761, 2006. doi:10.1016/j.quascirev.2006.02.019
- DE MEIS, R.M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southern Brazilian plateau. *American Journal of Science* 284, p.241-254, 1984.
- DIETRICH, W.E. E DUNNE, T. The channel head. In: Beven, K, e Kirkby, M.J. (Eds.) **Channel network hydrology**, John Willey and Sons, p.175-219, 1993.
- FACHIN, A. Quadro evolutivo de paleocabeceira de drenagem do rio Chopinzinho – Planalto das Araucárias (Superfície 2). **Dissertação** (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2013.
- FACHIN, A.; PEREIRA, J.S.; PAISANI, J.C. Caracterização Faciológica do Registro Estratigráfico em Paleovoçoroca no Planalto das Araucárias (Sul do Brasil). 15, SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2013, Vitória, **Anais...**, Vitória, 2013, CD-Rom, p.67-75.
- GUERRA, S., PAISANI, J.C. Abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem quaternária. *Geociências*, UNESP, 32, p.501-515, 2013.
- HUGHES, P.D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology* 123, p.189-199, 2010. doi:10.1016/j.geomorph.201.07.025
- 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* 33, p.306-319, 1990.
- LIMA, J.G.G. Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). **Dissertação** (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2013.
- LONG, J.A., STOY, P.C. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard-Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Research* 79, p.413-423, 2013. doi:10.1016/j.yqres.2013.02.003
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia* 3, p.103-225, 1948.
- MAACK, R. Notas complementares à apresentação preliminar do mapa fitogeográfico do Estado do Paraná (Brasil). *Arquivos do Museu Paranaense* 7, p.351-361, 1949.
- MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**, 2ª ed., José Olímpio, 1981.
- MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A. M. F. Upper quaternary “rampas”: Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. *Z.Geomorph. N.F.* 23, p.131-151, 1979.
- MELFI, A.J., PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2: considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição. *Revista Brasileira de Geociências* 8, p.11-22, 1978.
- MELLO, C. L. **Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso – médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)**. Dissertação (Mestrado em Ciências), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1992.
- MORO, R.S.; BICUDO, C.E.M.; MELO, M.S.; SCHMITT, J. Paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, Southern Brazil. *Quaternary International* 114, p.87-99, 2004. doi:10.1016/S1040-6182(03)00044-2
- MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 23, p.236-254, 1991.
- MOURA, J.R.S.; SILVA, T.M. Complexo de rampas de colúvio. In: Cunha, S.B. e Guerra, A.J.T. (Org.) **GEOMORFOLOGIA DO BRASIL**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.143-180, 2006.
- OLIVEIRA, M.A.T. Evolução de voçorocas e integração de canais em áreas de cabeceira de drenagem: modelo conceitual, taxas de erosão e sinergia de mecanismos. *Revista Geosul* 19/20, p.153-182, 1996.
- OLIVEIRA, M.A.T., BEHLING, H., PESSEDA, L.C.R. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 26, p.77-

92, 2008. doi:10.1016/j.sames.2008.03.001

OROMBELLI, G., MAGGI, V., DELMONTE, B. Quaternary stratigraphy and ice cores. **Quaternary International** 219, p.55-65, 2010. doi:10.1016/j.quaint.2009.09.029

PAISANI, J.C.; OLIVEIRA, M.A.T. Identificação de paleossolos em áreas de cabeceira de drenagem: o caso da Colônia Quero-Quero, Palmas (PR). **Revista Geosul** 14, ed.especial, p.470-475, 1998.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (SW PR) – bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico, **Pesquisas em Geociências**, UFRGS, v.39 (1), p.53-62, 2012.

PAISANI, J.C., CALEGARI, M.R., PONTELLI, M.E., PESSEDA, L.C.R., CÔRREA, A.C.B., PAISANI, S.D.L., 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**, 14, p.103-116, 2013b.

PAISANI, J.C., PONTELLI, M.E., ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação, **Geociências** 27, p.541–553, 2008.

PAISANI, J.C., PONTELLI, M.E., CALEGARI, M.R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. **Revista Mercator** 11, p.131–148, 2012. doi:10.4215/RM2012.1126.0009

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; CORRÊA, A.C.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** 48, p.1-12, 2013a. doi:10.1016/j.jsames.2013.07.011

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; GEREMIA, F. Cabeceiras de drenagem da bacia do rio Quatorze – Formação Serra Geral (SW do Paraná): distribuição espacial, propriedades morfológicas e controle estrutural. **Revista RA'E GA** 12, p.211-219, 2006.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; OSTERRIETH, M.L.; PAISANI, S.D.L.; 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** 54, p.57-70, 2014. doi:10.1016/j.jsames.2014.04.005

PETIT, J.R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V.M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V.Y., LORIUS, C., RITZ, C., SALTZMAN, E., STIEVENARD, M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature** 399, 429-436. 1999.

PESSEDA, L.R., GOUVEIA, S.E.M., FREITAS, H.A., RIBEIRO, A.S., ARAVENA, R., BENDASSOLLI, J.A., LEDRU, M.P., SIEFEDDINE, A.F., SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: Souza, C.R.G. et al. (Eds.) **Quaternário do Brasil**, Holos, Brazil, p.75-93, 2005.

PONTELLI, M.E.; BRAGAS, L.A.S.S.; PAISANI, J.C. Características genéticas da cobertura superficial em cabeceira de drenagem sobre substrato vulcânico - Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. 14, SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2011, Dourado, **Anais...**, Dourado, 2011, CD-Rom, p.1-11.

RABASSA, J., PONCE, J.F. 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, p.94-105, 2013. doi:10.1016/j.quaint.2013.04.023

RENEAU, S.L.; DIETRICH, W.E.; DORN, R.I.; BERGER, C.R.; RUBIN, M. Geomorphic and paleoclimatic implications of latest Pleistocene radiocarbon dates from colluvium-mantled hollows, California. **Geology** 14, p.655-658, 1986.

SCHAETZL, R., ANDERSON, S. Soils: Genesis and Geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge, 2005.

SCHERER, C.; LORSCHREITER, M.L. Vegetation dynamics in the Southern Brazilian highlands during the last millennia and role of bogs in Araucaria forest formation. **Quaternary International** 325, p.3-12, 2014. doi:10.1016/j.quaint.2014.01.010

SEVERINGHAUS, J.P. Southern see-saw seen. **Nature** 457, p.1093-1094, 2009.

SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ CORTIZAS, A.; GARCIA RODEJA, E. Solos do topo da Serra São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 28, p.455-466, 2004.

THOMAS, M. **Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. Wiley, 1994, 460p.

TONUI, E.; EGGLETON, T.; TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena** 53, p.181-207, 2003.

WALKER, M.J.C.; BERKELHAMMER, M.; BJÖRCK, S.; CWYNAR, L.C.; FISHER, D.A.; LONG, A.J.; LOWE, J.J.; NEWNHAM, R.M.; RASMUSSEN, S.O.; WEISS, H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). **Journal of Quaternary Science** 27, p.649-659, 2012.

WANNER, H.; BEER, J.; BÜTIKOFER, J.; CROWLEY, T.J.; CUBASCH, U.; FLÜCKIGER, J.; GOOSSE, H.; GROSJEAN, M.; JOOS, F.; KAPLAN, J.O.; KÜTTEL, M.; MÜLLER, S.A.; PRENTICE, I.C.; SOLOMINA, O.; STOCKER, T.F.; TARASOV, P.; WAGNER, M.; WIDMANN, M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews** 27, p.1791-1828, 2008.

ZECH, M.; ZECH, R.; MORRÁS, H.; MORETTI, L.; GLASER, B.; ZECHA, W. Late Quaternary environmental changes in Misiones, subtropical NE Argentina, deduced from multi-proxy geochemical analyses in a palaeosol-sediment sequence. **Quaternary International** 196, p.121-136, 2009. doi:10.1016/j.quaint.2008.06.006