



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA TERRA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ANA CAROLINA FACADIO CAMPELLO

MUDANÇAS AMBIENTAIS HOLOCÊNICAS E EVOLUÇÃO DE ENCOSTAS NO ALTO  
CURSO DAS BACIAS DOS RIOS GRANDE E MACAÉ, REGIÃO SERRANA  
DO RIO DE JANEIRO

Rio de Janeiro

2023

ANA CAROLINA FACADIO CAMPELLO

MUDANÇAS AMBIENTAIS HOLOCÊNICAS E EVOLUÇÃO DE ENCOSTAS  
NO ALTO CURSO DAS BACIAS DOS RIOS GRANDE E MACAÉ, REGIÃO SERRANA  
DO RIO DE JANEIRO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de doutor em Geografia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Ana Luiza Coelho Netto  
Coorientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Kita Chaves Damasio Macario

Rio de Janeiro

2023

## FICHA CATALOGRÁFICA

### CIP - Catalogação na Publicação

C193m Campello, Ana Carolina Facadio  
Mudanças ambientais holocênicas e evolução de encostas no alto curso das bacias dos rios Grande e Macaé, Região Serrana do Rio de Janeiro / Ana Carolina Facadio Campello. -- Rio de Janeiro, 2023. 246 f.

Orientadora: Ana Luiza Coelho Netto.  
Coorientadora: Kita Chaves Damasio Macario.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2023.

1. Evolução da paisagem. 2. Deslizamentos. 3. Paleambiente. 4. Holoceno. 5. Eventos extremos. I. Coelho Netto, Ana Luiza, orient. II. Macario, Kita Chaves Damasio, coorient. III. Título.

Elaborado pelo Sistema de Geração Automática da UFRJ com os dados fornecidos pelo(a) autor(a), sob a responsabilidade de Miguel Romeu Amorim Neto - CRB-7/6283.

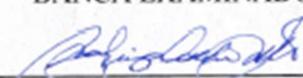
ANA CAROLINA FACADIO CAMPELLO

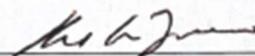
MUDANÇAS AMBIENTAIS HOLOCÊNICAS E EVOLUÇÃO DE ENCOSTAS NO ALTO  
CURSO DAS BACIAS DOS RIOS GRANDE E MACAÉ, REGIÃO SERRANA DO RIO  
DE JANEIRO

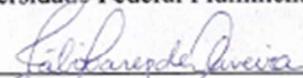
Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de doutor em Geografia.

Aprovada em: 13/12/2023

BANCA EXAMINADORA

  
Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Ana Luiza Coelho Netto (Orientadora)  
Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/UFRJ)

  
Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Kita Chaves Damasio Macario (Coorientadora)  
Universidade Federal Fluminense (UFF)

  
Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira  
Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)

Fábio Soares de  
Oliveira

Autenticado em: https://brasil.gov.br  
Data: 2023.12.14 08:50:03

  
Prof. Dr. Rafael Albuquerque Xavier  
Universidade Estadual da Paraíba (UEPB)

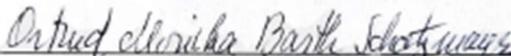
gov.br

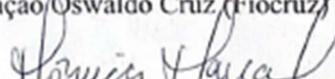
Documento assinado digitalmente

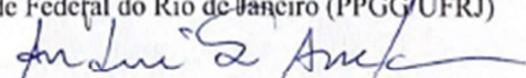
RAFAEL ALBUQUERQUE XAVIER

Data: 14/12/2023 08:50:09-0300

Verifique em <https://validar.it.gov.br>

  
Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Ortrud Monika Barth Schatzmayr  
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)  
Fundação Oswaldo Cruz (Fiocruz)

  
Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Mônica dos Santos Marçal  
Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/UFRJ)

  
Prof. Dr. André de Souza Avelar  
Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/UFRJ)

## AGRADECIMENTOS

Aos meus guias, às forças da natureza, ao povo encantado das ruas, das matas, aos ancestrais, obrigada por me protegerem sempre, por abrirem meus caminhos e me guiarem nesse mundo!

À minha família, por ser a base e meu lar, agradeço por todo o amor, respeito, incentivo e reconhecimento que fazem de mim quem sou. À minha mãe, Mariangela Facadio e ao meu pai Carlos Silva Campello pelo amor incondicional e por todos os princípios passados. À minha avó, Luciola Pasche Facadio por me mostrar sempre a beleza da vida e força da mulher, a quem nunca me deixou esquecer a importância de lutar pelos nossos sonhos e objetivos. Ao meu irmão, Carlos Eduardo Facadio Campello, por toda parceria que só um grande irmão pode oferecer, pela cumplicidade e pelos ensinamentos passados que me trouxeram aqui. A minha madrinha Rosângela Facadio, pelo amor e carinho desde o momento em que abri os meus olhos nesse mundo. À vó Marly Pasche Ferreira, por me ensinar desde criança a importância de andar descalço sempre que puder, para nunca esquecer da inocência da infância e do olhar curioso para o mundo e as pessoas que nos rodeiam. A minha tia Izabel Campello por ser minha segunda mãe e por todo amor e carinho. A minha irmã Laura Musgueira que me ensina sempre a perseverança, o carinho e amor. O meu muito obrigado a toda a família, tios, primos, sobrinhos, por ter aprendido o verdadeiro significado da palavra família.

À minha amada Fernanda Vinagre Ferreira, por todo amor, parceria, companheirismo, cumplicidade na nossa trajetória junto aos nossos “filos” Lobinha e Bené. Obrigada pelas incansáveis escutas e ajudas nos momentos mais difíceis. Obrigada por seu meu lar, te amo!

Aos meus amigos que sempre estiveram ao meu lado, nos momentos mais difíceis e, também, compartilhando momentos únicos da minha vida.

À minha orientadora, professora Ana Luiza Coelho Netto, pela amizade e por toda troca e ensinamento compartilhado. Por ser uma grande mestra que inspira e estimula a todos ao seu redor. Agradeço as conversas, a cumplicidade e a força para dar continuidade aos meus objetivos.

À professora Kita Macário, pelo carinho, atenção, troca e ensinamento compartilhado. À professora Monika Barth pelos ensinamentos, trocas científicas e pela força dada para o encerramento deste ciclo. À professora Marcia Aguiar Barros, obrigada pelas conversas, pela paciência e por todo o ensinamento compartilhado. Aos professores e funcionários do Departamento de Geografia da UFRJ.

À toda equipe de pesquisa do Laboratório de Geo-Hidroecologia e Gestão de Riscos da UFRJ, pelo constante companheirismo e pela troca de experiências ao longo de toda a pesquisa. Por toda superação das adversidades e incansáveis ajudas em trabalhos de campo, conversas, dúvidas e trocas sem as quais seria impossível a concretização de mais esta etapa. Em especial, a Roberta Pereira da Silva e Joana Stingel Fraga, “minhas maridas”, obrigada por compartilharem a vida comigo, vocês são uma inspiração para mim, agradeço todo apoio, carinho e amor! Ao Jorge Maguinho pelas conversas, risadas, por toda ajuda nos trabalhos de campo. Às queridas Letícia Bolsas e Karoline Ishimine, pelos laços de amizade que criamos, pelo carinho, atenção e cumplicidade, pela ajuda fiel em todos os trabalhos de campo, pelas conversas e estímulo, obrigada por estarem sempre ao meu lado; À Nathalia Lacerda, pela grande amiga que é, leal, forte e sincera, obrigada por todas as risadas, confissões, parceria, desde aquele batuque de tambor na Serra da Mantiqueira.

À Geografia por me abrir caminhos para o mundo e por me manter o olhar atento e generoso às pessoas e as vivências delas, ao respeito pelas diferentes culturas e pelo encantamento das diversas paisagens que compõem esse planeta Terra, a essa ciência tão poderosa que me deu a oportunidade de traçar trajetórias e experiências inesquecíveis.

Obrigada a todos, sem a ajuda de vocês essa missão seria muito mais difícil e não seria tão estimulante. Obrigada do fundo do nosso quintal!

## RESUMO

O presente estudo fornece evidências geocronológicas sobre a recorrência de deslizamentos na Serra do Mar (RJ), buscando elucidar os possíveis condicionantes paleoambientais que potencializaram o desencadeamento destes processos erosivos nos sistemas de encostas. Foram levantadas seções estratigráficas situadas em diferentes posições de encosta (média encosta, baixa encosta e encosta superior) que apresentavam no registro sedimentar, camadas orgânicas ou paleo-horizontes A enterrados em sequências coluvionares. Todas as seções estão localizadas no alto curso das bacias dos rios Grande e Macaé, no município de Nova Friburgo (RJ). Um conjunto de 43 datações de radiocarbono (*AMS*  $^{14}\text{C}$ ) foi combinado com informações sobre os aspectos morfológicos, sedimentológicos e isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Os perfis situados nas seções revelam diferentes condições deposicionais, como: (1) um preenchimento de uma rampa coluvial com uma espessa sequência coluvial holocênica (~4 m) datada na base em 11.977 a 11.604 anos cal AP, marcando a transição Pleistoceno-Holoceno, em sobreposição a um paleossolo pleistocênico de 19.540 a 19.130 anos cal AP; (2) as seções situadas em convexidades (formando pequenos divisores de drenagem) apresentam idades mais recentes a partir do Holoceno Médio, onde as camadas orgânicas na base foram datadas em 6.488 a 6.932 anos cal AP e 5.843 a 5.939 anos cal AP; (3) em uma das seções situadas na média-encosta foram detectados três níveis de paleo-horizontes A enterrados, testemunhando variações da cobertura vegetal a partir dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados, indicando o predomínio de plantas do tipo C<sub>4</sub> (-15,2‰ e -16,3‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) entre 9.346 e 7.333 anos cal AP, sugerindo condições secas neste período de transição para o Holoceno Médio, assim como de plantas do tipo C<sub>3</sub> após 6.094 anos AP, indicando condições úmidas no local; (4) condições específicas em uma das encostas levantadas (denominada como encosta- piloto) formaram um cone coluvial a jusante de um afloramento rochoso (10 m/desnivelamento) na posição de média-encosta, responsável por reter e preservar um espesso depósito (>3,5 m) de camadas coluvionares sobrepostas, variando entre 10.161 a 9.555 anos AP na base e 910 a 572 anos cal AP no topo do perfil. Neste último caso, análises palinológicas e tafonômicas mostraram o predomínio de uma vegetação herbácea-arbustiva de gramíneas e samambaias (*Poaceae*, *Asteraceae*, *Baccharis*, *Polypodium*) assim como vegetação pioneira (*Alchornea* e *Celtis*) com predomínio de grãos de pólen com danos mecânicos devido às condições de estresse físico e ambiente de alta energia de transporte. Diversas partículas carbonizadas de variados tamanhos também foram detectadas ao longo de todo o perfil, indicando a ocorrência de paleoincêndios holocênicos no local. Essa condição de reincidência de fogo foi interpretada como um elemento importante no reinício de processos sucessionais da vegetação que recobria essa encosta no passado. A manutenção de uma cobertura vegetal dominada por gramíneas e samambaias pós-fogo deve ser considerada na dinâmica hidrológica e mecânica do solo, com a anulação do efeito de ancoragem da rizosfera e manutenção de umidade em profundidades críticas, o que pode ter potencializado as condições de ruptura e detonação de deslizamentos rasos pretéritos induzidos por chuvas extremas, tal como ainda acontece nos dias atuais.

Palavras-chave: deslizamentos rasos, eventos extremos, evolução da paisagem, sequências coluviais, geocronologia, datação de radiocarbono, paleoambiente, Holoceno.

## ABSTRACT

The present study provides geochronological evidence on the recurrence of landslides in Serra do Mar (RJ) and the paleoenvironmental conditions that enhanced the triggering of these erosion processes in the slope systems. Stratigraphic sections located in different slope positions (middle-slope, low-slope/foothills and upper slope) were surveyed, which presented in the sedimentary record, organic layers or paleo-horizons A buried in colluvial sequences. All sections are in the upper reaches of the Grande and Macaé river basins, in the municipality of Nova Friburgo Rio de Janeiro. A set of 43 radiocarbon dates (AMS 14C) was combined with information on morphological, sedimentological and carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) aspects. The profiles located in the sections reveal different depositional conditions, such as: (1) a filling up of a colluvial ramp with a thick Holocene colluvial sequence (~4 m) dated at the base (11,977 to 11,604 cal yrs BP), in the Pleistocene-Holocene transition, overlying a Pleistocene paleosol from 19,540 to 19,130 cal yrs BP; (2) the sections located on convexities (small drainage divisor) have more recent ages from the Middle Holocene, where the organic layers at the base were dated at 6,488 to 6,932 cal yrs BP and 5,843 to 5,939 cal yrs BP; (3) in one of the sections located on the mid-slope, three levels of buried paleo-horizons A were detected, indicating variations in vegetation cover based on the  $\delta^{13}\text{C}$  values found, and the predominance of plants of type  $\text{C}_4$  (-15.2‰ and -16.3‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) between 9,346 and 7,333 cal yrs BP, suggesting dry conditions in this period of transition to the Middle Holocene, as well as plants of type  $\text{C}_3$  after 6,094 cal years BP, indicating local humid conditions; (4) specific conditions on a slope (pilot-slope) formed a colluvial cone downstream of a rocky outcrop (10 m/slope) in the mid-slope position, responsible for retaining and preserving a thick deposit (> 3.5 m) of overlying colluvial layers, ranging from 10,161 to 9,555 cal yrs BP at the base and 910 to 572 cal yrs BP at the top of the profile. In this case, palynological and taphonomic analyzes showed the predominance of herbaceous-shrub vegetation of grasses and ferns (Poaceae, Asteraceae, *Baccharis*, *Polypodium*) as well as pioneer vegetation (*Alchornea* and *Celtis*) with a predominance of pollen grains with mechanical damage due to physical stress conditions and high energy transport environment. Several charcoal particles of varying sizes were also detected along the entire profile, indicating the occurrence of Holocene paleofires at the site. This fire recurrence condition was interpreted as an important element in the resumption of successional processes in the vegetation that covered this slope in the past. The maintenance of a post-fire vegetation cover dominated by grasses and ferns must be considered in the hydrological and mechanical dynamics of the soil, with the annulment of the anchoring effect of the rhizosphere and maintenance of humidity at critical depths, which may have enhanced conditions of rupture and triggering of past shallow landslides induced by extreme rainfall, as still occurs today.

Keywords: shallow landslides, extreme events, landscape evolution, colluvial sequences, geochronology, radiocarbon dating, paleoenvironment, Holocene.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Modelo evolutivo proposto por Bigarella, Mousinho e Xavier em 1965 representando um esquema básico de evolução das vertentes a partir de controle climático e variações de nível de base, com alternância entre períodos úmidos e secos. ....	36
Figura 2: Esquema sobre evolução das encostas fundamentado nas alternâncias climáticas no Quaternário. ....	38
Figura 3 – Localização das áreas levantadas nos estudos de Hiruma <i>et al.</i> , (2012) e Modenesi (1984;1988, 2000) que apresentam camadas colúviais e paleo-horizontes A enterrados.....	40
Figura 4: Desenho esquemático de uma sequência de colúvios na porção inferior de uma encosta no planalto de Campos do Jordão, com as respectivas datações de <sup>14</sup> C obtidas pelo estudo de Modenesi (2000).....	43
Figura 5: Esquema das seções levantadas por Modenesi (2000) em depósitos de baixa encosta e planície de inundação no planalto de Itatiaia com idades de radiocarbono.....	45
Figura 6: Perfis e sequências estratigráficas com colúvios encontrados na Serra da Bocaina (Serra do Mar) modificado de Hiruma <i>et al</i> (2012).....	48
Figura 7: Datações de radiocarbono recalibradas com a curva atmosférica SHCAL 13 (Hogg <i>et al</i> (2020) dos estudos levantados na Tabela 2. ....	52
Figura 8: Esquema ilustrativo sobre a variabilidade climática e o impacto humano em paleo-registros de estudos em áreas montanhosas no sudeste do Brasil desde o fim do Último Máximo Glacial .....	54
Figura 9: Localização dos estudos palinológicos nas áreas montanhosas da Serra do Mar e Mantiqueira abordados na Tabela 2. ....	58
Figura 10: Ciclotema sedimento-pedogenético.....	67
Figura 11: Possíveis relações entre paleossolos e sedimentos relacionados em sequências de sedimentos-paleossolos.....	68
Figura 12: <i>Stone lines</i> identificadas por Nehren <i>et al</i> (2016) com diferentes significados de evolução, levantados na Serra do Mar, Região Serrana do Rio de Janeiro.....	71
Figura 13: Modelo esquemático proposto por Nehren <i>et al</i> (2016) para o desenvolvimento de solos bruno-amarelados, depósitos colúviais e das <i>stone lines</i> em posições de encosta sob condições climáticas variáveis e sob impacto humano.....	72
Figura 14: Intervalos dos valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ dos ciclos fotossintéticos de plantas C <sub>3</sub> , C <sub>4</sub> e CAM. ....	75
Figura 15: Esquema da formação de <sup>14</sup> C na atmosfera (ciclo do carbono).....	77
Figura 16 - Representação da calibração de uma idade de radiocarbono obtidas pelo programa Oxcal v4.2.4 das idades de radiocarbono, utilizando a curva apropriada para o Hemisfério Sul ....	79
Figura 17 – Localização das áreas levantadas no presente estudo, no município de Nova Friburgo, Região Serrana do estado do Rio de Janeiro.....	81
Figura 18 - Mapa geológico do município de Nova Friburgo e localização das áreas levantadas no presente estudo.....	84
Figura 19 - Mapa hipsométrico do município de Nova Friburgo, representando o alto curso das bacias hidrográficas dos rios Grande e Macaé.....	86
Figura 20 - Mapa geomorfológico do município de Nova Friburgo e localização das áreas levantadas no presente estudo.....	87
Figura 21: Área de 421 km <sup>2</sup> que concentrou grande parte das cicatrizes de deslizamentos no evento catastrófico de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro. ....	89
Figura 22: Fotografias dos deslizamentos que atingiram a Região Serrana do estado do Rio de Janeiro em decorrência do episódio de chuva extrema entre os dias 11 e 12 de Janeiro de 2011.....	90

Figura 23 - Isoietas de precipitação polígonos de Thiessen das 47 estações pluviométricas (convencionais e automáticas) e inventário das cicatrizes de deslizamento derivados do evento de chuva de 11 e 12 de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro .....	92
Figura 24 - Matações transportados por fluxo detrítico e depósitos antigos exumados ao longo do rio da Posse (Teresópolis) durante o evento de Janeiro de 2011. ....	94
Figura 25 - Imagens orbitais DigitalGlobe adquiridas através do Google Earth mostra a área antes da chuva extrema entre os dias 11 e 12 de Janeiro de 2011. ....	95
Figura 26 - Uso e cobertura da área de 421 km <sup>2</sup> e deslizamentos de 2011, .....	97
Figura 27 - Esquema ilustrando a regulação e funcionamento do sistema vegetação-solo-água em diferentes tipos de cobertura vegetal.....	100
Figura 28 - Distribuição do total pluviométrico anual das estações com série histórica longa no município de Nova Friburgo (RJ).....	103
Figura 29 - Regime de precipitação de Nova Friburgo em tempo recente; (A) Tendência do número de dias secos (dias sem chuva) entre 1968 e 2014; (B) comparação da frequência do número de dias com eventos > 50.1 mm/dia; (C) distribuição mensal dos eventos > 50.1 mm/dia.....	104
Figura 30 - Frequência de classes de chuva diária e linhas de tendência nas estações pluviométricas no município de Nova Friburgo entre 1968 e 2014 .....	105
Figura 31 - Esquema da distribuição dos perfis estratigráficos por posição de encosta encontrados diferentes localidades no alto curso das bacias do rio Grande e Macaé. ....	107
Figura 32 - Exemplo de levantamento dos perfis com paleo-horizontes A enterrados por depósitos coluviais.....	108
Figura 33 - (A) Limpeza do perfil e identificação da profundidade; (B) Separação das camadas pela diferenciação de cores; (C) identificação das cores através da Carta de Munsell. ....	108
Figura 34 - (A) Coleta de amostras de solo em campo para datação por radiocarbono; (B) tratamento químico com ácido-base-ácido (ABA) para isolamento da fração húmica; (C) tubo de quartzo para linha de vácuo e combustão; (D) tudo de grafitização; (E) grafite sendo colocado na roda de 40 cátodos que entra no acelerador; (F) Acelerador SSAMS do Instituto de Física da UFF. ....	112
Figura 35 - (A) Perfil na encosta-piloto da bacia do rio Roncador (Campo do Coelho); (B) coleta de amostra no perfil com canaletas de alumínio esterilizadas; (C) retirada do cubo amostral de 8 cm <sup>3</sup> ; (D) tratamento químico para a confecção das lâminas; (E) detalhe da preparação das lâminas para identificação por microscopia junto ao Laboratório de Palinologia (UFRJ)..	115
Figura 36 - Localização da área de levantamento da ocorrência de camadas orgânicas em sequências coluviais, na Região Serrana do Rio de Janeiro, reverso da escarpa Atlântica da Serra do Mar. No retângulo amarelo, em destaque, a área de 421 km <sup>2</sup> do levantamento de deslizamentos ocorridos no evento catastrófico em Janeiro de 2011, que abrange os municípios de Nova Friburgo, Teresópolis e Sumidouro. ....	119
Figura 37 - Localização da seção na localidade de Conquista, no distrito de Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). ....	120
Figura 38 - (A) Imagem de satélite referente ao evento de Janeiro de 2011 com a localização da encosta na localidade de Conquista, Nova Friburgo (RJ). Nota-se as diversas cicatrizes de deslizamentos derivadas do evento extremo de chuva; (B) imagem de satélite de 2023. ...	122
Figura 39 (A) Visão da encosta e planície de inundação do Rio Grande, com um alvéolo intramontano a montante de um nível de base rochoso. A encosta está situada na localidade de Conquista, Nova Friburgo (RJ); (B) perfil longitudinal ressaltando a morfologia côncava suavemente inclinada (rampa de colúvo); (C) perfil transversal da encosta. ....	123
Figura 40 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 2 – seção Conquista. ....	126
Figura 41 - Diagrama textural das distribuição granulométricas das camadas do perfil 2 – seção Conquista, em Nova Friburgo (RJ), de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968). ....	126

Figura 42 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas do perfil 2 da seção Conquista (P2).....	127
Figura 43 - (A) Seção Conquista situada no corte de estrada da RJ-130, na localidade de Conquista, distrito de Campo do Coelho, município de Nova Friburgo (RJ); (B) Perfil 2 (P2) no detalhe, com a trincheira a frente mostrando a espessura da camada orgânica inferior; (C) esquema do P2 com separação das cores pela carta de Munsell e informações geocronológicas e de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ . .....	131
Figura 44 - Localização dos perfis na localidade de Duas Pedras, no distrito de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ).....	132
Figura 45 - (A) Imagem de satélite com a localização da encosta de Duas Pedras, em Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ). O ponto em laranja mostra o local da seção; (B) imagem de Janeiro de 2011, com duas pequenas cicatrizes de deslizamentos derivados do evento extremo de chuva; (C) imagem de satélite Airbus.....	133
Figura 46 - (A) Visão encosta na localidade de Duas Pedras, distrito de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ); (B) perfil longitudinal ressaltando a morfologia côncava; (C) vista da seção Duas Pedras com a presença de camadas escuras enterradas e espessura variável; (D) perfil transversal da encosta. ....	134
Figura 47 - Fotografia com seção transversal à encosta côncava-rasa exposta na posição de média-encosta na localidade de Duas Pedras, Nova Friburgo (RJ). ....	135
Figura 48 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 4 - Duas Pedras... ..	138
Figura 49 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil 4 - Duas Pedras (Conselheiro Paulino, Nova Friburgo) de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).....	138
Figura 50 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 9 - Duas Pedras... ..	140
Figura 51 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil 9 - Duas Pedras (Conselheiro Paulino, Nova Friburgo) de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).....	140
Figura 52 - (A) Perfil 4 (P4) da seção Duas Pedras mostrando a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono $^{14}\text{C}$ AP (idades calibradas e a média). .....	142
Figura 53 - Sequência coluvial com níveis de paleo-horizontes A enterrados na Seção Duas Pedras, na localidade de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ). ....	146
Figura 54 - Localização dos perfis da Seção Boa Vista, na localidade de Boa Esperança de Cima, distrito de Lumiar, Nova Friburgo (RJ). ....	148
Figura 55 - (A) Esquema ilustrando os vales de cabeceira do córrego Boa Vista, no alto curso da bacia do rio Macaé, Nova Friburgo (RJ); (B) Localização do perfil transversal e, em verde, a seção Boa Vista. ....	149
Figura 56 - Posição do P4 levantado na seção Boa Vista, distrito de Lumiar, Nova Friburgo (RJ) e perfil longitudinal e transversal à encosta, ressaltando a morfologia convexa, formando um pequeno divisor entre dois eixos de concavidade.....	150
Figura 57 - (A) Dutos de raízes, concentrando pigmentação escura e diversos fragmentos de quartzo angulosos dispersos na matriz. (B) Camada orgânica enterrada seguindo o declive da encosta. ....	151
Figura 58 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 4 da seção Boa Vista. ....	153
Figura 59 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil 4 – seção Boa Vista, de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).....	154
Figura 60 - (A) Perfil 4 (P4) da seção Boa Vista, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono $^{14}\text{C}$ AP (idades calibradas e a média).....	156

Figura 61- - Localização da Seção Córrego d'Antas I e II, próximo ao centro urbano de Nova Friburgo (RJ). .....	157
Figura 62 - Localização dos perfis transversais e longitudinal da Seção Córrego d'Antas. ....	158
Figura 63 - Esquema dos perfis transversais e longitudinal da Seção Córrego d'Antas. ....	159
Figura 64 – Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 3 da seção Córrego d'Antas I. ....	163
Figura 65 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 7 da seção Córrego d'Antas II. ....	163
Figura 66 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil (P3), na seção Córrego d'Antas I de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968). ....	164
Figura 67 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil (P7), na seção Córrego d'Antas II de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968). ....	164
Figura 68 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas em P3 na seção Córrego d'Antas I. ....	165
Figura 69 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas em P7 na seção Córrego d'Antas II. ....	165
Figura 70 – (A) Perfil 03 (P3) da seção Córrego d'Antas I, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono $^{14}\text{C}$ AP (idades calibradas e a média). ....	168
Figura 71 – (B) Perfil 07 (P7) da seção Córrego d'Antas II, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono $^{14}\text{C}$ AP (idades calibradas e a média). ....	169
Figura 72 - Localização do perfil da encosta-piloto, no distrito de Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). (A) Encosta-piloto (círculo amarelo) na bacia do Roncador e, em vermelho, as cicatrizes de deslizamento do evento de chuva de janeiro de 2011. ....	171
Figura 73 - (A) Foto da cicatriz erosiva do deslizamento de Janeiro de 2011 mostrando depósito coluvial rico em material orgânico proveniente da alta-encosta e acumulado à jusante do afloramento rochoso (degrau > 10 m), formando um cone de deposição coluvial. (B) Ravinamento detectado nos meses subsequentes ao evento de Janeiro 2011. (C) Interior da ravina principal, onde foram realizadas as coletas de solo para datação $^{14}\text{C}$ . ....	172
Figura 74 - (A) Visão encosta-piloto com a cicatriz de deslizamento raso de Janeiro de 2011; (B) esquema da encosta-piloto com a localização dos perfis transversais e longitudinal; (C) vista oeste-leste apresentando camadas escuras enterradas com diferentes espessuras e descontínuas; (D) vista leste-oeste, mostrando as camadas escuras enterradas, localizadas no eixo da concavidade onde se desenvolveu o ravinamento (perfil C-C'). ....	174
Figura 75 - (A) Encosta piloto de geometria côncava-rasa com a cicatriz do deslizamento translacional raso (imagem GeoEye no software ArcGIS/ ESRI); (B) Perfil da ravina (P1), na parede do ravinamento, com as camadas escuras enterradas datadas e os valores de isótopo de $\delta^{13}\text{C}$ . (C) Afloramento de ortognaisse granítico a montante da ravina e presença de dois níveis de camadas orgânicas (P2); (D) Perfil 3, abaixo de P1. ....	175
Figura 76 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil da ravina (P1). ....	177
Figura 77 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil da ravina (P1), na encosta-piloto em Campo do Coelho de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968). ....	179
Figura 78 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas do perfil da ravina (P1). ....	179
Figura 79 – (A) Perfil da ravina (P1) com a descrição de cor das camadas, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono $^{14}\text{C}$ AP e calibradas no programa Oxcal v.4.4 utilizando a curva empírica SHCAL 20 (Hogg et al., 2020), correspondente ao Hemisfério Sul. ....	181

Figura 80 - Partículas de carvão encontradas nas lâminas nas profundidades de (A) 85 cm, (B) 160 cm e (C) 210 cm. (Todas as fotografias estão na escala de 50 µm).....	187
Figura 81 - Fragmentos de carvão vistos ao longo dos perfis na encosta-piloto; (A) perfil 3 e (B) perfil da ravina.....	188
Figura 82 - Tafonomia de grãos de pólen e esporos apresentando danos mecânicos, corrosão e degradação. (A) <i>Illex sp.</i> (Aquifoliaceae), (B) <i>Celtis sp.</i> (Cannabaceae), (C) <i>Baccharis sp.</i> (Asteraceae), (D) Myrtaceae (E) Poaceae, (F) <i>Borreria sp.</i> (Rubiaceae), (G) <i>Polypodium sp.</i> (Polypodiaceae), (H) Não identificado, (I) Não identificado.....	189
Figura 83 - Diagrama de porcentagem de pólen nos três níveis (85, 160 e 210 cm) do perfil da ravina localizado na encosta da bacia do rio Roncador. HA = vegetação herbácea-arbustiva; AR = arbórea; S = samambaias. ....	191
Figura 84 - Diagrama de concentração de palinomorfos/cm <sup>3</sup> de acordo com os grupos estabelecidos para a encosta-piloto, Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). ....	192
Figura 85- Sulcos na cicatriz erosiva de Janeiro de 2011 preenchidos por material orgânico indicado nas setas tracejadas em vermelho.....	194
Figura 86 - Encosta côncava-rasa após abertura de estrada em setembro de 2021.....	195
Figura 87 - Entubamentos no solo por raízes mortas decompostas abaixo de um paleo-horizonte A. Esses enraizamentos favorecem a entrada e percolação d'água em subsuperfície porém não confere o efeito de ancoragem no solo, comprometendo a estabilidade da encosta ((Foto: Ana C. Facadio e Leticia.Bolsas).....	201
Figura 88 - Incêndio induzido por ação humana na encosta-piloto.....	202
Figura 89 - Encosta-piloto após incêndio em setembro de 2019.....	203
Figura 90 -Esquema do contexto geocronológicos das seções levantadas neste estudo em diferentes setores de encosta no município de Nova Friburgo, Região Serrana do Rio de Janeiro.....	207

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Síntese sobre as datações de radiocarbono encontradas por estudos quaternários conduzidos na Serra do Mar e Mantiqueira que tratam sobre a evolução geomorfológica da paisagem	50
Tabela 2. Síntese sobre as variações de clima-vegetação e regime de fogo encontrados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro .....	59
Tabela 3. Teorias sobre a evolução dos solos bruno-amarelados em ambientes tropicais e subtropicais .....	69
Tabela 4 - Informações do mapa geológico do município de Nova Friburgo.....	85
Tabela 5 - Número de cicatrizes de deslizamento por tamanhos nos polígonos de Thiessen e isoietas	93
Tabela 6 - Classes de uso e cobertura afetadas por deslizamentos em 11-12 de Janeiro de 2011. ....	97
Tabela 7 - Áreas com perfis estratigráficos levantados.....	106
Tabela 8 - Parâmetros estatísticos avaliados na caracterização textural dos materiais. ....	109
Tabela 9 - Valores dos isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e sua relação com o tipo de vegetação.....	113
Tabela 10 - Tafonomia dos grãos de pólen e esporos por tipo de dano. ....	117
Tabela 11 - Granulometria Perfil 2 – Seção Conquista.....	125
Tabela 12 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) do Perfil 2 – Seção Conquista .....	125
Tabela 13 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) no perfil 2 – Seção Conquista...	129
Tabela 14 - Granulometria Perfil 4 – Duas Pedras.....	137
Tabela 15 - Parâmetros estatísticos dos sedimentos das camadas do Perfil 4 – Duas Pedras .....	137
Tabela 16 - Granulometria Perfil 9 – Seção Duas Pedras .....	139
Tabela 17 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) .....	139
Tabela 18- Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) no perfil 4 e perfil 9, Seção Duas Pedras.....	141
Tabela 19 - Diferenças entre as idades médias de $^{14}\text{C}$ nas camadas do perfil P4, seção Duas Pedras. ....	144
Tabela 20 - Granulometria Perfil 4 (P4) – Seção Boa Vista .....	152
Tabela 21 - Parâmetros estatísticos do P4 na Seção Boa Vista .....	153
Tabela 22 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) no perfil 4 - Seção Boa Vista. .	155
Tabela 23 - Granulometria do Perfil 3 – Seção Córrego d’Antas I.....	161
Tabela 24 - Parâmetros estatísticos Perfil 3 – Seção Córrego d’Antas I.....	162
Tabela 25 - Granulometria do Perfil 7 – Seção Córrego d’Antas II.....	162
Tabela 26 - Parâmetros estatísticos Perfil 7 – Seção Córrego d’Antas II .....	162
Tabela 27 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ no perfil P3 – Seção Córrego d’Antas I. ....	166
Tabela 28 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ no perfil P7 – Seção Córrego d’Antas II (P7). ....	166
Tabela 29- Granulometria das camadas levantadas no perfil da ravina (P1) .....	177
Tabela 30 - Parâmetros estatísticos dos sedimentos das camadas no interior do perfil da ravina (Perfil 1) .....	178
Tabela 31 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) do perfil da ravina (P1).....	183
Tabela 32 - Datações de radiocarbono AMS e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) no perfil 2 (base do bloco a montante da ravina) e o perfil 3 (jusante da ravina). ....	184
Tabela 33 - Diferenças entre as idades médias de $^{14}\text{C}$ nas camadas do perfil da ravina (P1). ....	185
Tabela 34 - Valores totais ( $n^{\circ}$ ) de partículas de carvão presente nas lâminas contadas por classes de tamanho.....	187
Tabela 35 - Soma de grãos de pólen e concentração de grãos de pólen/g de sedimento no perfil da ravina (Campo do Coelho, Nova Friburgo/ RJ).....	192

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
2. HIPÓTESE E OBJETIVOS .....	23
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	24
3.1 Magnitude e frequência na evolução geomorfológica da paisagem .....	26
3.2 Evolução geomorfológica da paisagem durante o Quaternário Superior no sudeste brasileiro .....	33
3.3 Paleoambientes no Quaternário Superior em domínio montanhoso do sudeste brasileiro .....	53
3.4 Solos orgânicos enterrados e reconstituição paleoambiental.....	65
3.4.1 Solos bruno-amarelados na região Sudeste .....	69
3.4.2 Isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e reconstrução paleoambiental.....	72
3.4.3 Geocronologia por radiocarbono .....	76
4. ÁREA DE ESTUDO E CONDIÇÕES AMBIENTAIS .....	80
4.1 Localização da área de estudo.....	80
4.2 Aspecto geológico-geomorfológico regional.....	82
4.2.1 Aspectos geológicos-geomorfológicos e geocológicos do evento extremo de Janeiro de 2011 .....	88
4.2.2 Regime de precipitação do município de Nova Friburgo: eventos extremos de chuva e estiagens .....	101
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	106
5.1 Levantamento de depósitos coluviais com camadas orgânicas enterradas.....	106
5.2 Caracterização textural.....	109
5.3 Datações por radiocarbono e modelos cronológicos deposicionais.....	110
5.3.1 Preparação das amostras e mensuração no acelerador .....	110
5.4 Isótopos de carbono .....	113
5.5 Palinologia, tafonomia e análise de carvão.....	114
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	118
6.1. Seção Conquista.....	120
6.1.1 Características da encosta .....	120
6.1.2 Aspectos de cor e textura das camadas.....	124
6.1.3 Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na Seção Conquista.....	127
6.2. Seção Duas Pedras .....	132
6.2.1 Características da encosta .....	132
6.2.2 Aspectos de cor e textura das camadas.....	135

6.2.3 Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na seção Duas Pedras .....	141
6.3 Seção Boa Vista .....	148
6.3.1 Características da encosta .....	148
6.3.2 Aspectos de cor e textura das camadas .....	151
6.3.3 Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na seção Boa Vista .....	154
6.4 Seção Córrego d'Antas I e Seção Córrego d'Antas II .....	157
6.4.1 Características da encosta .....	157
6.4.2 Aspectos de cor e textura das camadas .....	160
6.4.3 Geocronologia e isótopos $\delta^{13}\text{C}$ Córrego d'Antas I e II .....	166
6.1. Seção Campo do Coelho: encosta-piloto .....	170
6.1.2. Aspectos de cor e textura das camadas .....	175
6.1.3 Geocronologia da encosta-piloto .....	180
6.1.4 Transformações da vegetação e incidência de fogo na encosta-piloto .....	185
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS e CONCLUSÕES .....	205
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	210
ANEXOS .....	227

## 1. INTRODUÇÃO

Na evolução geomorfológica do domínio montanhoso das regiões sudeste e sul do Brasil, entre os paralelos de 20°S e 30°S, os movimentos de massa se configuram como processos dominantes na modelagem e recuo das encostas íngremes ao longo do tempo geológico (Bigarella *et al.*, 1965; Meis e Silva, 1968; De Ploey e Cruz, 1979; Coelho Netto, 1985; Fernandes *et al.*, 2001; Coelho Netto *et al.*, 2013; Lacerda *et al.*, 2016). Deslizamentos rasos, fluxos detríticos e quedas de blocos podem ser destacados como alguns dos tipos de rupturas predominantes, com ocorrências episódicas induzidas por eventos extremos de chuvas (Lacerda *et al.*, 2016). Esses processos constituem-se como fenômenos naturais de grande efetividade geomórfica atuantes na denudação e modelagem das formas de encostas. Em curto prazo, considerando uma escala de tempo envolvida no planejamento territorial e ambiental – dezenas de anos – esses mesmos fenômenos podem se configurar como ameaças ou perigos naturais (*hazards*) (Keller e Devecchio, 2012) quando associados a possíveis perdas e danos, sejam de caráter social, econômico ou ambiental.

Diversos casos de eventos de movimentos de massa de alta magnitude são testemunhados em áreas montanhosas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, frequentemente ligados a precipitação intensa. Como exemplos, destacam-se uma série de episódios como: os eventos ocorridos nos anos de 1929 e 1956 na cidade de Santos, descritos por Vargas, Pichler e Silva (1956), IPT (1986); o relato histórico na cidade do Rio de Janeiro elaborado por Abreu (1997); os eventos dos anos de 1966 e 1967 levantados pelos estudos de Meis e Silva (1968); os episódios de 1988 e 1996, no maciço costeiro da Tijuca, evidenciados por Coelho Netto *et al.* (1996, 2007); os eventos em 1966 e 1967 na Serra de Caraguatatuba, segundo os estudos conduzidos por Petri e Suguio (1971), Cruz (1974), Deploey e Cruz (1979); no mesmo ano de 1967, o caso na Serra das Araras, como exposto por Costa Nunes (1969), Barata (1969) e Jones (1973); nos anos de 1985 e 1994 em Cubatão, segundo os levantamentos de Kanji *et al.* (2008); e, mais recentemente, o evento de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro nos municípios de Teresópolis e Nova Friburgo, como apontado por Coelho Netto *et al.* (2013) e Avelar *et al.* (2013); o evento em 2022, na cidade de Petrópolis, relatado por Coelho Netto *et al.* (2022); e o último em 2023 no litoral norte paulista, com registros pluviométricos históricos alcançando 682 mm em 24h nas estações pluviométricas do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden).

Muitos esforços têm sido direcionados para a avaliação do potencial de ocorrência dos deslizamentos, fundamentada na relação entre episódios de precipitação intensa, busca de limiares críticos, análise dos condicionantes de terreno e mecanismos deflagradores de deslizamentos (Guidicini e Iwasa, 1976; Tatizana *et al.*, 1987; Lacerda, 2007, Lacerda *et al.*, 2015; D'orsi, 2011; Michel *et al.* 2015). Vale ressaltar que a avaliação probabilística de ocorrência de deslizamentos requer um inventário de longo período o que, pelo menos no Brasil, é restrito a eventos registrados em anos recentes. Outro aspecto de igual relevância consiste no levantamento sistemático dos depósitos produzidos por eventos pretéritos, integrando uma abordagem geocronológica, numa perspectiva histórica de ocorrência desses processos como resposta às mudanças ambientais.

No contexto da Serra do Mar, a recorrência de eventos catastróficos pode ser atestada pelos espessos depósitos encontrados, os quais frequentemente evidenciam diferentes fases de retrabalhamento de depósitos de antigos movimentos de massa, como apontado por Fernandes *et al.* (2001). É possível avaliar a recorrência desses processos através de feições morfológicas produzidas por estes fenômenos na evolução dos sistemas de encostas, como marcas impressas na paisagem que podem ser decodificadas por meio da estratigrafia e cronologia dos depósitos correlativos.

A busca pelo entendimento da dinâmica dos movimentos de massa em áreas montanhosas na perspectiva geomorfológica funcional (processos, condicionantes e mecanismos envolvidos), integrada à perspectiva histórica-evolutiva em resposta às mudanças ambientais pretéritas (paleoambientes) e atuais, é fundamental na medida em que buscam avaliar quais condições ambientais caracterizam fases de estabilidade e fases de maior instabilidade morfodinâmica dos sistemas de encostas. Neste sentido, estudos dessa natureza podem dialogar e contribuir, em tempo presente, com melhores estratégias de enfrentamento de cenários críticos, sobretudo em relação às políticas de Redução de Riscos a Desastres (RRD) e de planejamento e gestão territorial.

O atual cenário de mudanças no regime climático, com aumento na frequência dos eventos extremos de chuva nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (Teixeira e Satyamurty, 2011; Figueiró e Coelho Netto, 2011; Zilli *et al.*, 2016; Marengo *et al.* 2021) aliado ao aumento das estiagens, maior incidência de incêndios indutores da degradação dos fragmentos remanescentes da Floresta Atlântica e a um processo de savanização (Cochrane, 2003; Sansevero *et al.*, 2020; Barros *et al.*, 2021; Bolsas *et al.*, 2022), aponta para uma intensificação dos deslizamentos em relação ao período geológico antecedente às intervenções humanas.

No evento catastrófico de Janeiro de 2011, Coelho Netto *et al.* (2013) mapearam 3.622 cicatrizes de deslizamentos ( $> 30 \text{ m}^2$ ) em uma área de  $421 \text{ km}^2$  na Região Serrana do estado do Rio de Janeiro, abrangendo, em grande parte, o município de Nova Friburgo. A detonação de milhares de deslizamentos revela o potencial de distúrbio de um único evento extremo de precipitação, capaz de grandes transformações nos sistemas de encosta e fundos de vale. Embora a intensidade da chuva seja um fator fundamental, a deflagração de deslizamentos está subordinada a uma ampla variedade dos condicionantes de terreno. A sobreposição do inventário de cicatrizes do evento de 2011 evidenciou a ocorrência de deslizamentos em diferentes tipos de coberturas vegetais que correspondem a um mosaico heterogêneo de herbáceas e floresta tropical em diferentes estágios de sucessão e degradação devido aos usos históricos e à incidência recorrente de fogo.

Na bacia do Córrego d'Antas ( $53 \text{ km}^2$ ), inserida nesta área de  $421 \text{ km}^2$  mapeada, Silva *et al.* (2022) observaram 382 (ou 85%) das cicatrizes de deslizamentos com superfícies de ruptura do tipo translacional raso, tanto no contato solo-rocha entre  $0,5\text{--}1,0 \text{ m}$  de profundidade, como no solo com profundidades em torno de 2 metros, conforme apontado por Avelar *et al.* (2013). Silva (2022) ressalta que 54% desses deslizamentos ocorreram na porção de média encosta, em declives entre  $30^\circ$  e  $45^\circ$  (73%) e entre  $20^\circ$  e  $30^\circ$  (21%) sendo, preferencialmente, em segmentos de geometria côncava plana e perfil (72%). A autora destaca ainda que 44,5% das cicatrizes de deslizamentos estavam circundadas por vegetação herbácea (gramíneas); 27,75% por vegetação herbácea-arbustiva; 26,7% por floresta degradada e 1,05% em afloramentos rochosos.

Atualmente essas coberturas vegetais são resultantes da ação recorrente de incêndios induzidos, sendo as herbáceas e samambaias as coberturas que rebrotam logo após o fogo, seguindo em poucos anos para uma vegetação herbácea-arbustiva (Coelho Netto *et al.*, *subm.*). Transformações dessa natureza nas coberturas florestais, em curto espaço de tempo, promovem alterações na estrutura e funcionalidade da vegetação e, por consequência, no balanço hidrológico-erosivo dos sistemas de encostas. Fraga *et al.* (2015) ressaltam que o atraso na reabilitação funcional da cobertura florestal pode ter implicações no comportamento hidrológico e mecânico dos solos no que diz respeito à estabilidade de encostas. Marques *et al.* (2018) e Coelho Netto *et al.* (*subm.*) chamam a atenção para a influência da rizosfera e do comportamento hidrológico em coberturas florestais degradadas e gramíneas, indicando variações da relação chuva-sucção no solo que favorecem condições de ruptura de deslizamentos translacionais rasos nas encostas.

Em longo prazo, importantes contribuições para o entendimento das transformações paleoambientais estão sendo ampliadas em áreas montanhosas do sudeste brasileiro no que diz respeito às mudanças de clima-vegetação e regime de fogo em escala temporal de milhares de anos durante o Quaternário Superior. Estudos paleoecológicos sobre a reconstituição da evolução quaternária da paisagem desde o Último Máximo Glacial (35 a 17.000 anos AP) até as variações intra-holocênicas revelam um grande dinamismo das condições climatobotânicas. Oscilações das condições climáticas entre períodos frios e quentes, secos e úmidos, assim como alterações no regime de fogo que refletem na dinâmica da vegetação, ora de expansão, ora de retração das coberturas florestais e espécies herbáceas-arbustivas são evidenciadas nos estudos de Behling *et al.* (2007), Ledru *et al.* (2009), Behling e Safford (2010), Jeske-Pieruschka e Ledru (2016), Portes *et al.* (2018), Portes *et al.* (2020) e Behling *et al.* (2020). Na Serra do Mar do Rio de Janeiro (especificamente na Serra dos Órgãos), a expansão da vegetação de campos de altitude (vegetação herbácea de elevadas altitudes > 1.500-1.800 m) tem sido associada a condições mais secas e ao aumento da frequência de incêndios naturais, conforme Behling e Safford (2010) e Portes *et al.* (2020).

Mudanças das condições climáticas e as respostas na dinâmica da vegetação detectadas por estudos palinológicos no sudeste brasileiro durante o Quaternário Superior podem ser associadas às transformações na intensidade do intemperismo, de processos geomórficos e no desenvolvimento de solos ao longo do tempo (Nehren *et al.*, 2013). Essa relação dialoga com Gariano e Guzzetti (2016) sobre a importância dos estudos paleoambientais para a reconstituição dos registros de deslizamentos no tempo e analisar os períodos de aumento e diminuição de atividade desses processos. Crozier (2010) reitera que a escassez no registro de climas pretéritos e de inventários de deslizamentos, limita a possibilidade de avaliar e projetar o impacto das mudanças climáticas e ambientais na recorrência dos mesmos, assim como estimar e projetar os riscos diante desses fenômenos.

Modenesi (1988; 2000) corrobora que as alternâncias da atividade morfodinâmica nas encostas, entre períodos de instabilidade e estabilidade, estão também associadas às variações nas condições bioclimáticas em áreas montanhosas do Sudeste do Brasil. Hiruma *et al.* (2012) avaliam que os depósitos coluviais apresentam um potencial significado paleoambiental e podem refletir mudanças, tanto do ponto de vista climático quanto de alterações na vegetação, que levam à instabilidade das encostas, conforme apontado por diversos autores como Ab'Sáber (1962), Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella *et al.* (1965), Meis e Moura (1984), Thomas e Thorp (1995), Modenesi (2000).

O modelo de evolução de encostas nas áreas cristalinas do Sudeste do Brasil ao longo do Quaternário a partir do controle climático, proposto no clássico trabalho de Bigarella *et al.* (1965), destaca justamente os momentos de transição climática como períodos-chave, caracterizados pela instabilidade das encostas. Mais precisamente, destacam que as flutuações episódicas secas dentro de fases climáticas úmidas são interpretadas como momentos de distribuição desigual de precipitação (chuvas concentradas) e rarefação da cobertura vegetal das encostas. Para os autores, é preponderante a análise da morfologia das encostas, constituindo-se em poderoso instrumento no reconhecimento da sequência de eventos operantes no desenvolvimento da paisagem. Por meio do estudo das variadas formas resultantes e de seus depósitos correlativos, “é possível deduzir quais as condições ambientais prevalecentes durante sua elaboração e concluir, até certo ponto, sobre os processos atuantes no referido desenvolvimento” (Bigarella *et al.*, 1965; p. 86).

As oscilações verificadas tanto no Pleistoceno-Holoceno (escala de milhares de anos), quanto as que se tem presenciado atualmente devido às sucessivas transformações de uso e cobertura, podem estar relacionadas com a regulação de eventos e respostas na dinâmica erosiva de encostas em ambiente montanhoso tropical úmido. Uma importante fonte de dados para a análise geocronológica e o contexto paleoambiental de ocorrência de deslizamentos ao longo do tempo pode ser obtida a partir da investigação da ocorrência de sequências colúviais com paleossolos, paleo-horizontes A ou camadas orgânicas enterradas e intercaladas.

Diferentes localidades em domínio montanhoso e no domínio de colinas do Sudeste brasileiro apresentam evidências de sequências sedimentares dessa natureza, muitas vezes com mais de um nível de camadas orgânicas enterradas. (Coelho Netto *et al.*, 1994; Modenesi e Toledo (1996); Modenesi, 2000; Hiruma *et al.*, 2012; Nehren *et al.*, 2013). Todavia, no contexto das áreas montanhosas, Hiruma *et al.* (2012) pontuam que a correlação cronológica e estratigráfica regional é dificultada devido à descontinuidade espacial dos depósitos e à escassez dos dados cronológicos. Esses autores também avaliam que a relação com fatores climáticos ainda não é bem compreendida e que, muitas vezes, há a impossibilidade da datação de radiocarbono devido à ausência ou baixo teor de matéria orgânica nos depósitos investigados.

As camadas escuras encontradas nos depósitos correlativos de encostas que apresentam matéria orgânica em sua composição, trazem importantes informações a respeito das condições paleoambientais (variações climáticas e vegetacionais) que vigoraram no passado através da análise de isótopos estáveis como  $\delta^{13}\text{C}$  e investigação palinológica, dentre outros métodos. Além disso, possibilita a datação por radiocarbono nos depósitos, fundamentais

para o reconhecimento geocronológico da dinâmica evolutiva das encostas em ambientes montanhosos de regiões tropicais úmidas.

Diante dessas constatações, esta pesquisa objetiva aprofundar o conhecimento sobre a recorrência dos deslizamentos ao longo do Holoceno e analisar suas relações com as variações paleoambientais. Busca-se, deste modo, contribuir para um maior conhecimento e explicação do papel dos eventos climáticos extremos na evolução de encostas do domínio montanhoso da região sudeste brasileira. Para cumprir este objetivo, o cruzamento de informações obtidas por meio de datações de radiocarbono, análises de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), análise palinológica e tafonômica de grãos de pólen e esporos, assim como a avaliação dos aspectos morfológicos e sedimentológicos nos depósitos investigados, permitem inferências a respeito da evolução das encostas durante os últimos milhares de anos.

A presente pesquisa propõe ampliar os registros geocronológicos com base em datações de radiocarbono para subsidiar o entendimento sobre a ocorrência de deslizamentos em resposta a mudanças ambientais. Os levantamentos de campo foram conduzidos no domínio montanhoso do alto curso das bacias hidrográficas do rio Grande e rio Macaé, no município de Nova Friburgo, uma das áreas mais afetadas pelo evento catastrófico em Janeiro de 2011. O entendimento do significado paleoambiental das camadas orgânicas enterradas (que podem ser paleossolos ou paleo-horizontes A) encontradas em diferentes localidades na Região Serrana do Rio de Janeiro constitui um dos principais pontos da presente pesquisa para discutir as possíveis fases de estabilidade e instabilidade na evolução das encostas durante o Quaternário Superior, especialmente ao longo do Holoceno.

## 2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

A hipótese da pesquisa está baseada na premissa de que as evidências paleoambientais contidas em camadas escuras enterradas (com preservação de material orgânico) aliada ao reconhecimento da geocronologia dessas camadas em depósitos formados pela ação dos movimentos de massa, constituem um elemento-chave para avaliar possíveis fases de estabilidade/ instabilidade morfodinâmica na evolução de encostas no domínio montanhoso da Serra do Mar (RJ).

O objetivo principal consiste na investigação da ocorrência espacial de camadas escuras enterradas em diferentes contextos/ posições do sistema de encosta (baixa, média-encosta e encosta-superior) e nas evidências paleoambientais contidas nessas camadas, além do seu reconhecimento geocronológico. Especificamente, os levantamentos foram conduzidos no alto curso das bacias hidrográficas do rio Grande e rio Macaé, no município de Nova Friburgo na Região Serrana do Rio de Janeiro, que consiste em uma das áreas mais afetadas durante o evento de alta magnitude ocorrido em Janeiro de 2011. A fim de elucidar o objetivo principal, os seguintes objetivos específicos contemplam essa pesquisa:

- a) levantamento de perfis estratigráficos em depósitos sedimentares com presença de camadas escuras enterradas;
- b) ampliação dos registros geocronológicos com base em datações de radiocarbono (*AMS*) em diferentes localidades do alto curso das bacias do rio Grande e rio Macaé para subsidiar o entendimento sobre a cronologia das camadas escuras e de depósitos coluviais.
- c) buscar sinais de variação da vegetação pretérita a partir de informações de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) nos depósitos encontrados;
- d) identificar possíveis fases de estabilidade e instabilidade morfodinâmica nos perfis estratigráficos levantados;
- e) discussão sobre o ritmo das transformações socioambientais no tempo atual e a frequência de eventos climáticos extremos, comparando às fases de instabilidade derivadas de variações das condições paleoambientais ao longo Quaternário Superior.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A variabilidade das condições de detonação dos movimentos de massa nas encostas, tanto no espaço quanto no tempo, reflete um conjunto complexo de fatores de natureza geológico-geomorfológica, climato-hidrológica, pedológica, geoecológica e de uso e ocupação da terra que interagem e regulam os mecanismos de ruptura associados à instabilidade do sistema de encosta. Nas áreas montanhosas tropicais úmidas, a entrada de energia capaz de potencializar a condição de rompimento do equilíbrio do sistema de encostas, na maioria das vezes, está vinculada à episódios de alta precipitação, frequentes durante o verão. A detonação de movimentos de massa promove mudanças significativas na paisagem montanhosa, seja do ponto de vista evolutivo dos sistemas encosta-fluviais e das formas de relevo resultantes (longo prazo), seja através das transformações geradas em áreas ocupadas sujeitas à ocorrência destes processos (curto prazo).

A relação entre mudanças climáticas e a frequência de eventos de deslizamentos também tem sido amplamente debatida na literatura internacional. Dentre as diversas abordagens em estudos que tratam sobre variações do clima e a frequência de deslizamentos no tempo e no espaço, Gariano e Guzzetti (2016) apontam que a abordagem empírica tem como objetivo analisar os registros de ocorrências de deslizamentos, buscando determinar variações geográficas e temporais na ocorrência, frequência ou taxa de (re)ativação dos deslizamentos. Os autores destacam dois grupos de abordagens empíricas, que se diferenciam pelo intervalo de tempo coberto pela investigação e que afetam a escolha de métodos usados para reconstruir os registros de clima e deslizamento: (1) Estudos envolvendo a comparação de inventários de ocorrências históricas de deslizamentos com registros climáticos. Geralmente estes estudos abrangem algumas décadas, tipicamente nos últimos dois séculos; e (2) Estudos que exploram dados paleoambientais visando reconstruir registros de deslizamentos antigos e analisam períodos de aumento e diminuição da atividade de deslizamentos. Geralmente, o tempo abrangido por estudos que adotam esse viés varia amplamente durante o Quaternário Superior, entre o Glacial Tardio e o Holoceno (<11.700 anos AP), contemplando um período de 40.000 anos AP.

Com intuito de contribuir para a discussão sobre a relevância dos movimentos de massa na evolução geomorfológica da paisagem montanhosa no sudeste do Brasil, foi realizada uma revisão bibliográfica sobre o tema e organizada através dos seguintes tópicos:

O **tópico 3.1** apresenta um panorama referente à discussão sobre magnitude e frequência de eventos geomórficos, buscando trazer ênfase no papel dos eventos extremos na evolução geomorfológica da paisagem.

O **tópico 3.2** foram levantados estudos voltados para interpretação da dinâmica geomorfológica em áreas montanhosas do sudeste brasileiro, com relação a períodos de instabilidade morfodinâmica da paisagem, principalmente voltados à ocorrência de movimentos de massa nas encostas.

No **tópico 3.3** estão contidos os levantamentos de estudos paleoecológicos conduzidos em áreas montanhosas no sudeste do Brasil que tratam sobre variações climáticas, transformações na cobertura vegetal e incidência de incêndios ao longo do Quaternário Superior.

No **tópico 3.4** estão presentes considerações a respeito de camadas escuras, solos enterrados e paleossolos na reconstituição de cenários quaternários. Este tópico está dividido entre o **subtópico 3.4.1**, que traz considerações a respeito da interpretação sobre as cores do solo e das *stone lines* como evidências sobre a evolução da paisagem, variações climáticas e o desenvolvimento dos solos nos trópicos úmidos durante o Quaternário Superior em área montanhosa no SE Brasil; o **subtópico 3.4.2** trata sobre a análise de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) para evidenciar variações na cobertura vegetal e de inferências climáticas durante o Quaternário; e o **subtópico 3.4.3** aborda sobre a aplicação de datações por radiocarbono em sedimentos orgânicos, ressaltando considerações importantes a respeito do tratamento químico e do fracionamento da matéria orgânica na obtenção da idade de radiocarbono.

### 3.1. Magnitude e frequência na evolução geomorfológica da paisagem

Um dos principais paradigmas dentro da pesquisa geomorfológica é a relação entre magnitude e frequência dos eventos e sua importância na evolução geomorfológica da paisagem. Afinal, seriam os eventos de baixa magnitude e alta frequência os principais responsáveis pela evolução do modelado? Ou os eventos de alta magnitude e baixa frequência, de um ponto de vista catastrófico evolutivo, que assumem um papel preponderante? Estas perguntas compõem as discussões acerca da efetividade geomórfica (“*geomorphic effectiveness*”) dos eventos moderados e frequentes se comparado aos eventos extremos e raros na configuração espacial das formas resultantes do relevo. Esses aspectos serão levados em consideração nesta pesquisa, principalmente com intuito de subsidiar a discussão do papel dos eventos de precipitação de alta magnitude na deflagração dos movimentos de massa, ressaltando a importância dos eventos catastróficos na evolução de encostas montanhosas em regiões tropicais úmidas.

O clássico trabalho de Wolman e Miller (1960) expôs a relação de magnitude e frequência ao reexaminarem a noção de trabalho efetivo (“*work*”) no desenvolvimento da paisagem. Isto é, avaliaram a importância relativa dos eventos extremos ou catastróficos raros no tempo e dos eventos mais comuns de baixa intensidade “necessários em suas efetividades geomórficas expressas em termos de material transportado e modificação da superfície do relevo” (Wolman e Miller, 1960, p.54).

A importância relativa dos processos geomórficos pode ser mensurada em termos de: (1) quantidade de “trabalho” produzido na paisagem e (2) em termos da formação de formas proeminentes e específicas na paisagem. Esse trabalho teve grande impacto nas pesquisas geomorfológicas na década de 1960 e anos posteriores, sobretudo por atribuir aos eventos moderados e de maior frequência uma grande significância quando comparado aos eventos catastróficos, por serem estes muito raros no tempo, conforme explicitado:

As observações descritas sugerem que a eficácia dos processos controladores das muitas formas de relevo depende de sua distribuição no tempo, bem como de sua magnitude. Não se pode supor, simplesmente por sua magnitude, que os eventos raros ou infrequentes devam ser os mais significativos. Análises do transporte de sedimentos por vários meios indicam que grande parte do "trabalho" é realizado por eventos de magnitude moderada que se repetem com relativa frequência, e não por eventos raros de magnitude incomum. Da mesma forma, do ponto de vista dinâmico, o movimento de grandes rochas e a erosão de um leito rochoso obviamente requerem tensões que são atingidas durante grandes inundações em intervalos relativamente pouco frequentes, (Wolman e Miller, 1960, p.72).

Segundo os autores, na maioria dos casos, uma determinada forma de relevo pode estar associada a diferentes processos, sendo cada um, por sua vez, controlado pela interação de precipitação, temperatura e vegetação. Ou seja, em uma determinada região, processos de caráter diverso controlam características individuais da paisagem, sendo a magnitude e a frequência dos eventos responsáveis por uma determinada forma/feição se manifestarem de modo muito diferente da magnitude e frequência dos eventos responsáveis por outra. Nesse sentido, avaliam que a importância relativa dos processos geomórficos em uma determinada região, bem como a eficácia relativa de diferentes frequências, exigirá observações mais detalhadas das próprias formas de relevo, assim como dos processos operantes nela (Wolman e Miller, 1960, p.73).

Para Gallart (1995), a maioria dos dados sobre os processos desencadeados por chuvas extremas nas áreas montanhosas mostram o papel principal de movimentos de massa rápidos. Pondera, ao analisar que mesmo havendo bastante evidência sobre a importância de tempestades raras na evolução do relevo montanhoso, é muito difícil conhecer o trabalho realizado por esses eventos em comparação com o trabalho produzido por eventos mais frequentes de magnitude moderada. Com relação a esse fato, aponta dois principais problemas para essas incertezas: (1) as diferenças entre os processos desencadeados por eventos climáticos comuns e por eventos raros; e (2) a falta de conhecimento sobre a frequência de eventos raros. Sobre esse aspecto, Dietrich e Dunne (1978) comentam que mesmo o volume do material erodido pelos movimentos de massa seja medido com precisão, nenhuma comparação pode ser feita com os sedimentos transportados pelos canais se sua frequência for insuficientemente conhecida. Baker (2011) sinaliza sobre a raridade dos eventos catastróficos e avalia que para compreendê-los, como uma questão prática, é preciso aguardar sua ocorrência rara ou estudar os efeitos preservados de suas manifestações passadas.

Apesar de considerarem os eventos moderados e frequentes como os preponderantes na formação e esculturação das formas impressas na paisagem, Wolman e Miller (1960) ressaltam que qualquer discussão nesse aspecto claramente depende sobre a extensão de dados disponíveis. Algumas considerações são importantes nesse sentido, pois como pensar no registro de eventos catastróficos pretéritos e em termos de taxa de erosão? De “trabalho total” realizado? É necessário considerar que os eventos de baixa ou moderada magnitude, de ocorrência periódica mais comum, têm no seu monitoramento, na estimativa de taxas, na extrapolação e na aplicação de modelos representativos, maior previsibilidade na compreensão de como o processo é operável se comparado à dinâmica dos eventos extremos.

Nesse sentido, ao tomar como exemplo o evento extremo de Janeiro de 2011 na Serra do Mar (Região Serrana do Rio de Janeiro), a entrada/*input* de energia se configurou através de um evento de precipitação de alta magnitude (duas chuvas consecutivas com elevada umidade antecedente) responsável pela deflagração de milhares de deslizamentos nos sistemas de encostas. Para dimensionar o distúrbio e a capacidade de transformação nessa paisagem montanhosa, 3.622 cicatrizes de deslizamentos foram mapeadas em uma área de 421 km<sup>2</sup>, conforme Coelho Netto et al., (2013). É necessário considerar a alta capacidade de mobilização e remobilização de materiais, detritos e sedimentos para os fundos de vale, formando grandes depósitos derivados de um único evento. Pensar em termos de quantificação do material mobilizado, tanto neste caso, quanto de eventos similares a este, ponderando sua efetividade geomórfica e trabalho total realizado, não é algo simples de ser dimensionado e estimado. No entanto, esses eventos de alta magnitude deixam evidências morfológicas impressas na paisagem, como marcas e vestígios presentes nas formas de relevo atual.

O contínuo retrabalhamento destes depósitos por eventos e processos subsequentes de menor magnitude e maior frequência também desempenham papel substancial na evolução do modelado, podendo até mesmo obliterar vestígios de eventos de alta magnitude antecedentes. Ao conceber essa relação entre magnitude e frequência dos eventos no desenvolvimento da paisagem, as possíveis respostas nas diferentes bacias hidrográficas e dentro dos seus subsistemas (encosta e fluvial), em vários níveis e propagando diferentes efeitos, deve-se considerar o referencial temporal e espacial na interpretação. Nesse sentido, as análises geocronológicas dos depósitos correlativos se constituem como um subsídio importante para conceber os períodos de maior instabilidade e a importância relativa de eventos de alta magnitude na evolução dos sub-sistemas de encosta da paisagem montanhosa.

Ao introduzir o conceito de limite crítico ou limiar (*threshold*) na Geomorfologia, Schumm (1973) evidencia que um determinado evento pode produzir transformações no sistema a partir do instante em que atinge uma magnitude crítica. Isto significa, uma magnitude capaz de romper com a resistência (*strength*) imposta pelo ambiente. Dentro de um sistema geomorfológico, “um evento pode desencadear uma reação complexa enquanto os componentes do sistema respondem progressivamente a esta mudança”. Exemplificando, sugere que:

um evento infrequente, embora realize pouco do trabalho total em um sistema de drenagem, pode de fato ser o catalisador que causa o cruzamento de um limiar (*thresholds*) geomórfico e o desencadeamento de uma sequência complexa de eventos que produzirão modificações significativas na paisagem (Schumm, 1973, p.307).

Significa dizer também que o sistema não irá modificar apenas em termos imediatos de algum *input* de energia externo, mas o próprio sistema operando através de mecanismos de retroalimentação promovem progressivas alterações nos arranjos dos elementos internos que o compõe ao exceder seus limiares.

Schumm e Lichty (1965) abriram um referencial importante sobre tempo, espaço e causalidade na geomorfologia. O problema a ser investigado é melhor articulado ao considerar o referencial temporal e espacial na análise do fenômeno. Apesar de não mencionarem explicitamente a palavra “escala” em seu trabalho, os autores trazem o exercício entre as articulações das dimensões espaço-temporais, integrando a abordagem funcional e histórica dentro dos estudos geomorfológicos. Exemplificam considerando que a longo prazo um sistema de drenagem ou seus componentes pode ser considerado como um sistema aberto que está perdendo progressivamente energia e matéria em potencial (dentro de um período longo de tempo - ciclo de erosão), mas ao considerar períodos mais curtos de tempo afirmam que a auto-regulação é importante, e componentes do sistema podem estar ajustados ou em equilíbrio dinâmico. Ainda assim, durante um intervalo de tempo ainda mais curto, pode existir no sistema um estado estacionário. Em síntese, revelam que a paisagem pode ser concebida tanto como resultado de eventos pretéritos ou quanto resultado de agentes erosivos modernos, pois “dependendo do ponto de vista, a morfologia do relevo é um estágio em um ciclo de erosão ou uma forma em equilíbrio dinâmico com as forças operacionais. Essas leis não são mutuamente excludentes” (Schumm e Lichty, 1965; p.118).

Starkel (1997) em seu ensaio sobre escalas espaciais e temporais na Geomorfologia, coloca o relevo como produto de longa evolução, sendo o resultado da coexistência de formas com idades variadas na paisagem. Relacionando as ideias de Brunsden (1990 *apud* Starkel, 1997) sobre a identificação de eventos instantâneos (perigos naturais), eventos de curto prazo (de ordem de séculos), de longo prazo (estágios glaciais) e eventos geológicos (eras glaciais, orogenias), aponta que cada um destes eventos deve ser caracterizado por uma intensidade de processo superior à média e precedido e/ou seguido de uma fase constante. Expõe que, em todo evento efetivo, o limiar da estabilidade da forma é ultrapassado. Sobre escalas temporais de fases e ciclos mais longos, ressalta que alguns limiares também são rompidos, entretanto pondera se podemos medir os limites de tais eventos mais longos usando os métodos existentes, tanto no tempo quanto no espaço.

Com relação as discontinuidades espaço-temporais da evolução do relevo, Dantas (1995) avalia que os estudos funcionais têm ressaltado, cada vez mais, o caráter não-uniforme no espaço e no tempo dos processos geomorfológicos, conforme os trabalhos de Meis e Monteiro (1979), Meis e Moura (1984), Coelho Netto *et al.* (1994) e Coelho Netto (1999), relativizando assim a importância historicamente conferida ao conceito-chave de *ciclicidade*, que subsidiou inegáveis avanços no pensamento geomorfológico. Destaca que o conceito de *episodicidade* vem sendo utilizado com mais frequência por estudos que abordam a evolução geomorfológica da paisagem, principalmente à medida em que o estudo e a escala dos fenômenos começam a ser abordados de forma mais acurada.

Para Coelho Netto (1999), o padrão evolutivo episódico da paisagem nos sistemas geomórficos encontrados no sudeste do Brasil, tem sido relacionado a ambientes transitórios induzidos pelo clima, especialmente quando chuvas de alta magnitude atingem uma vegetação rarefeita ainda associada a condições climáticas antecedentes mais secas ou, mais recentemente, sob intervenção humana. De acordo com a autora, as taxas de erosão tendem a espelhar o grau de ajuste interno do geocossistema em resposta a fontes variáveis de energia (*input*), podendo variar espacialmente em função da interação entre características pluviométricas e estruturas da paisagem tanto em superfície quanto em subsuperfície. A autora relata que investigações de campo têm sido realizadas em diferentes níveis hierárquicos de bacias hidrográficas e em diferentes sistemas de paisagem, buscando explorar as relações funcionais que desempenham um papel importante no controle hidrológico das encostas e dos processos erosivos. Para isso, buscou integrar as abordagens geomorfológicas funcionais e históricas para uma maior compreensão sobre a magnitude dos processos erosivo-deposicionais ao longo do tempo. Para essa visão holística dos sistemas da paisagem, considerando distintas escalas de espaço e tempo, a autora denominou como abordagem geo-hidroecológica, na qual a presente pesquisa se debruça.

Sobre a evolução catastrófica da paisagem induzida por episódios extremos de chuva, Coelho Netto (1999) ressalta que:

Respostas geomórficas catastróficas foram detectadas em diferentes escalas de tempo: a) para eventos individuais de precipitação sobre geocossistemas perturbados nas interfaces montanha-floresta-megacidade; b) para períodos de chuvas de longa duração (cem anos) sobre extensos geocossistemas perturbados nas interfaces floresta, café e pastagem e c) para tempos geológicos recentes (transição Pleistoceno-Holoceno) sobre geocossistemas transitórios induzidos pelo clima.

Ainda de acordo com Coelho Netto (1999), essas relações têm em comum ao menos dois aspectos principais, que seriam as flutuações climáticas em direção a condições mais quentes (frequência crescente de chuvas intensas) e o outro ponto destacado está associado aos distúrbios florestais que vão desde a diminuição sutil de espécies de árvores (natural ou artificialmente) até a completa remoção. Sendo assim, estes aspectos teriam um impacto considerável na regulação dos processos erosivos nos sistemas de encostas. Outro ponto evidenciado por Coelho Netto (1999) são as discontinuidades espaço-temporais da evolução geomorfológica da paisagem, ressaltando que quanto mais se apreende com as investigações de campo, mais é percebido sobre as lacunas de todos os aspectos que ainda precisam ser conhecidos e compreendidos, pelo menos nos complexos sistemas geomórficos encontrados no sudeste do Brasil.

Ao tomar o exemplo da bacia hidrográfica como um sistema aberto em constante transformação, é possível supor que ao mesmo tempo em que estão contidos diferentes subsistemas (encosta, fluvial) e suas unidades interativas (diferentes estruturas e composições da paisagem) cada qual formando a sua totalidade, ela também se inter-relacionando como parte de outros sistemas, trocando tanto energia quanto matéria. Se qualquer *distúrbio*, entendido como uma perturbação capaz de alterar a organização e a coerência de determinado sistema, afetando sua *estabilidade*, caso o *limiar* deste seja excedido, ultrapassando a sua capacidade de *resistência* em se manter inalterado e *resiliência* de retomar a sua condição originária; a pergunta que emerge é: quais seriam as possíveis respostas e até onde se propagariam os efeitos de cada um destes subsistemas que estão em constante interação e coexistem em uma determinada paisagem?

Fazendo um recorte e tomando o subsistema de encosta em domínio montanhoso, onde os principais processos responsáveis pelo desenvolvimento das formas de encosta em região montanhosa tropical são os movimentos de massa; sabe-se que chuvas de alta magnitude, vista como a entrada/*input* de energia, neste caso, se configura um dos principais elementos que pode promover o rompimento do limiar de uma encosta e detonar deslizamentos (nesse caso, o *distúrbio*). Nesse sentido, uma questão a ser avaliada é: como o arranjo dos elementos que estruturam o subsistema de encosta (geometria, declividade, tipo de usos e cobertura, litologia, solo, etc) podem interagir, regular e influenciar na *sensibilidade* frente a este fenômeno natural associado à modelagem do relevo? E de outro ponto de vista, vendo através da inter-relação deste subsistema com o subsistema fluvial ou urbano-rural? As redes de canais podem receber grande aporte de sedimentos e responder através de inundações, que também fazem parte da

sua dinâmica evolutiva. Estes por sua vez, além da inundação, também podem promover a detonação de outros processos (como um efeito em cascata), por exemplo a detonação de deslizamentos devido ao descalçamento na base da encosta por fluxos detríticos canalizados com grande capacidade erosiva e de transporte de materiais..

Todavia, ao associar com o sistema urbano, através da forma de ocupação destas áreas, os efeitos deste mesmo distúrbio para a sociedade irá depender da *exposição* e da *vulnerabilidade* destas populações frente a esses eventos. Nesse ponto, o mesmo fenômeno natural responsável pela dinâmica evolutiva das encostas tem potencial de causar perdas e danos quando associados aos elementos em exposição e aos efeitos que podem atingir a dimensão de desastres socioambientais, principalmente no que se refere à gestão e planejamento de ocupação destas áreas. É necessário compreender como cada sistema pode responder a esse *input* de energia e promover transformações na paisagem, pois os limiares desses sistemas não são os mesmos. Apesar de coexistirem na paisagem, as interações entre variáveis e as respostas de cada sistema são diferenciadas.

Ao exceder o limiar de estabilidade através do distúrbio, o sistema será momentaneamente levado a um estado de instabilidade, onde pode ser prejudicada a sua capacidade de auto-organização. Isso refletiria em seus arranjos estruturais e funcionais, levando o sistema a um processo de readaptação organizacional em relação a estas novas condições, que poderá atingir (ou não) um novo estado de estabilidade que ainda não havia experimentado ao longo de sua evolução (Mattos e Perez Filho, 2004). Nesse sentido, os autores destacam que:

a organização e evolução dos sistemas complexos depende não apenas da ordem, mas também da desordem trazida pelos distúrbios: a desordem não tem apenas um papel destruidor, mas é também fonte de criação ao propiciar a evolução do sistema para um novo estado de estabilidade [...] A questão fundamental que se coloca é se o equilíbrio predominaria na paisagem ou se seria apenas propriedade de alguns de seus elementos, que coexistiram com outros elementos em estados de desequilíbrio e não-equilíbrio (Mattos e Perez Filho, 2004; p. 15 e 16).

Na concepção de Renwick (1992), as paisagens são compostas por uma diversidade de formas de relevo, como um mosaico onde componentes em equilíbrio, desequilíbrio e não-equilíbrio coexistem e interagem, levando o sistema a comportamentos complexos, inclusive caóticos:

As paisagens contêm misturas de formas de relevo em equilíbrio, desequilíbrio e não-equilíbrio, e esses tipos de formas de relevo interagem em sistemas geomórficos, como “cascata de sedimentos” (*sediment cascade*). Os

três tipos de comportamento podem coexistir na mesma paisagem e os resultados de tais sistemas geomórficos mistos refletem os efeitos combinados dos subsistemas de equilíbrio, desequilíbrio e não-equilíbrio. Esta classificação fornece uma estrutura para análise e modelagem de paisagens complexas.

A ideia de uma evolução geomorfológica da paisagem regulada apenas por sistemas em equilíbrio numa perspectiva estática e linear parece um contrassenso, pois a própria concepção evolutiva pressupõe transformação. Apreende-se que os sistemas geomorfológicos como sistemas complexos operam de modo não-linear, apresentando características multi-escalares, tanto no tempo quanto no espaço, onde podem ser encontrados nos componentes que o estruturam, diferentes estados de ordem e desordem, que são coexistentes na paisagem e podem apresentar diferentes efeitos como respostas.

### **3.2. Evolução geomorfológica da paisagem durante o Quaternário Superior no sudeste brasileiro**

Duas principais linhas investigativas sobre a evolução geomorfológica de encostas ao longo do Período Quaternário influenciaram a interpretação de estudos geomorfológicos brasileiros ao longo do século XX. Uma trouxe evidências para analisar a evolução geomorfológica da paisagem baseada no controle tectônico e a outra foi fundamentada por argumentos climáticos. Em cada uma dessas escolas, teorias e modelos de evolução do relevo foram formulados para os trópicos úmidos, conforme apontado por Coelho Netto (1999):

[...] opiniões divergentes ainda prevalecem sobre o papel de atividades tectônicas ou neotectônicas espacialmente não uniformes e questões relacionadas a mudanças de bases locais nas margens passivas e ativas da superfície terrestre emersa. Também a visão determinista da morfologia da paisagem como um «espelho» dos climas regionais influenciou fortemente as interpretações geomorfológicas durante algumas décadas. No entanto, trabalhos recentes indicam que processos-operações similares podem ter moldado ou ainda moldam feições morfológicas semelhantes em regiões climáticas e geológicas distintas, apontando para a complexidade dos sistemas geomórficos (Coelho Netto, 1999, p.21).

A Teoria da Pediplanação de Lester King apresentava um foco maior no controle tectônico na produção da forma. King absorvera as ideias de superfícies erosionais e os princípios aplicados por Walther Penck (1924) sobre o recuo paralelo na evolução de encostas e de pediplanação, através do conceito de “*basal slope*”, uma superfície residual de menor gradiente. Penck também teve uma importante contribuição no resgate das concepções funcionalistas derivadas do clássico trabalho de Grove Karl Gilbert (1877). Na evolução do modelado idealizado por Penck, não haveria apenas um “rápido soerguimento inicial” como

concebido pelo ciclo davisiano, mas assim como as forças internas promoveriam movimentos orogênicos de formação de relevo ao longo do tempo, agentes externos trabalhariam simultaneamente na denudação, considerando a influência climática na evolução das formas.

Em seu trabalho de 1953, Penck associa a velocidade de rebaixamento e/ou soerguimento crustal e da denudação, com variações do nível de base, à geometria resultante encontrada nas formas da vertente. Por exemplo, caso haja uma denudação mais rápida do que o levantamento crustal, predominariam as formas côncavas; quando o levantamento se opera mais rapidamente do que a denudação, resultariam em perfis convexos e, por último, quando o levantamento ocorre na mesma velocidade da denudação, resultaria o recuo paralelo e nas formas retilíneas de encostas. Frequentemente encontram-se vestígios de variados tipos de desenvolvimento em uma mesma vertente, os quais combinados originariam diferentes perfis de encostas.

A perspectiva de King (1956) sobre a geomorfologia do Brasil Oriental, também mantinha concepções cíclicas no seu modelo evolutivo, porém a ênfase dada era no controle endogenético na produção das formas de relevo. Os diferentes patamares altimétricos encontrados escalonados na paisagem, denominados como superfícies de erosão, derivaram de sucessivas fases de soerguimentos tectônicos que foram posteriormente retrabalhados por ciclos de pediplanação e pedimentação, resultando em superfícies de aplainamento como produto do recuo paralelo das vertentes. A interrupção dos aplainamentos era vista como resultante do rebaixamento do nível de base regional em certos períodos, gerando superfícies de aplainamento de níveis altimétricos variados.

Em contraposição às teorias de evolução cíclica do modelo do relevo, principalmente à Teoria da Pediplanação elaborada por King, surge no cenário geomorfológico a proposta de Hack (1960) que, com base no resgate das ideias de Groove Karl Gilbert (1877, 1909), sugere que o modelado do relevo esteja condicionado por um Equilíbrio Dinâmico entre materiais e processos, no qual a resultante traduz-se pela manutenção da forma. Este Equilíbrio Dinâmico é mantido desde que o “*input*” de energia no sistema (na paisagem) mantenha-se constante, ou seja, mantenha-se o equilíbrio entre processos endógenos e exógenos. Desta forma, Hack discorda da ideia de que uma massa rochosa sofrerá um contínuo processo de denudação, por incisão dos vales e destruição de divisores em direção a um peneplano, ou por recuo paralelo das vertentes em direção a um pediplano. Segundo Hack, os agentes de denudação rebaixam uma superfície com a mesma taxa, preservando as formas existentes (Dantas, 1995, p.4).

Uma outra interpretação sobre a evolução do modelado veio através da perspectiva climática. Essa concepção teve como precursores, principalmente a partir da década de 1950, Julius Büdel (Alemanha), Peltier, Jean Tricart e André Cailleux (França). Peltier foi um dos precursores da definição de regiões climato-morfogenéticas, posteriormente trabalhadas por

Tricart e Cailleux no estabelecimento da divisão do Brasil Oriental em Zonas Morfoclimáticas. Por exemplo, o trabalho de Tricart (1959) apresentava que as atuais regiões úmidas do Sudeste brasileiro e as regiões semiáridas do Nordeste testemunhavam variações climáticas ao longo do Quaternário que estariam impressas em seus registros estratigráficos e feições erosivas. Durante as décadas posteriores, a “Escola Climática Francesa” influenciaria trabalhos de diversos pesquisadores brasileiros, tais como Aziz Ab’Saber e João Bigarella, sobretudo a partir do entendimento das variações paleoclimáticas e da alternância de diferentes processos morfogenéticos responsáveis pela evolução do modelado do relevo nos estudos quaternários.

O aspecto climático foi incorporado às interpretações da evolução de áreas tropicais e subtropicais da porção oriental brasileira durante o Quaternário Superior por Bigarella *et al.* (1965). Para os autores, o mecanismo de desenvolvimento das encostas consiste basicamente em uma sutil interação entre mudanças climáticas, deslocamentos dos níveis de base locais e de soerguimentos crustais. Apesar de dar ênfase ao controle climático na evolução, não excluem os efeitos da tectônica ou dos movimentos eustáticos, reservando aos últimos um papel secundário na evolução da paisagem quaternária no Sudeste do Brasil.

O modelo evolutivo proposto por Bigarella *et al.* (1965) se debruça no entendimento de que a ciclicidade das mudanças climáticas foi responsável pelo aparecimento cíclico de formas degradacionais na paisagem. A base do modelo sugerido consiste na interpretação de que dois conjuntos de processos morfogenéticos se alternaram periodicamente, ora em condições climáticas úmidas, ora em condições de semiaridez. Um conjunto submeteu a paisagem ao domínio dos processos de morfogênese mecânica (semiárido), promovendo a degradação lateral das encostas e ao desenvolvimento de superfícies pedimentares durante os climas semiáridos (correspondente aos glaciais no hemisfério Norte); e um outro conjunto operante sob clima úmido está relacionado à decomposição química, à incisão linear nos canais fluviais e dissecção profunda da topografia, atuante durante os climas mais úmidos (épocas de interglaciais). Sendo assim, a combinação destes dois tipos de conjuntos é interpretada como elemento-chave para decodificar a evolução geomorfológica da paisagem.

Na transição de uma fase climática para outra, deverão ser tomadas em consideração não apenas mudanças importantes na cobertura vegetal, mas também grandes modificações nos vários processos atuantes. (Bigarella, Mousinho e Xavier, 1965, p.96)

De acordo com os autores, essa correlação foi previamente sugerida por Bigarella e Ab’Saber (1964) e por Bigarella e Andrade (1965), debruçando na ideia de que a atividade erosiva teria sido muito efetiva principalmente nos *períodos de transição* de um tipo de clima para o

outro, conforme representado no esquema da Figura 1. Essas considerações a respeito da interpretação do desenvolvimento de vertentes no sul e sudeste do Brasil, seguindo o mesmo princípio das oscilações climáticas, também foi elucidado por Bigarella e Mousinho (1965).

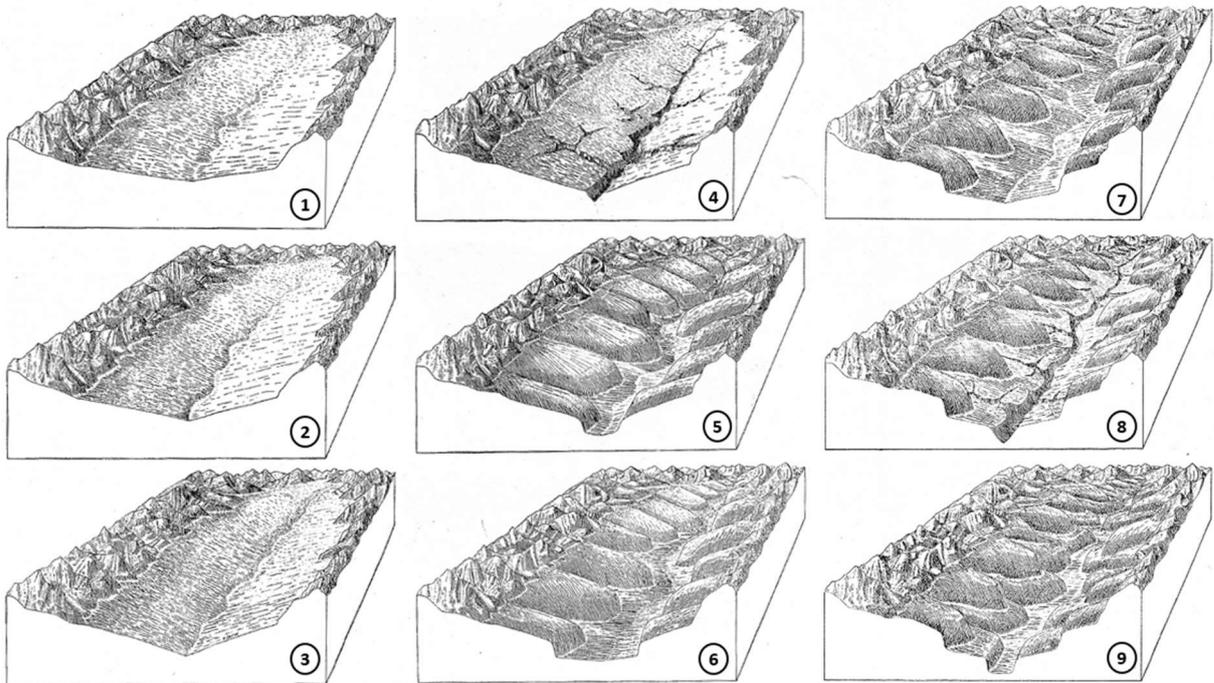


Figura 1: Modelo evolutivo proposto por Bigarella, Mousinho e Xavier em 1965 representando um esquema básico de evolução das vertentes a partir de controle climático e variações de nível de base, com alternância entre períodos úmidos e secos: “1– Formação de um extenso aplainamento intermontano por processo de pediplanação sob condições semiáridas. 2 e 3 – Reafeição da superfície aplainada provocado por ligeiro rebaixamento do nível de base de erosão local em consequência de curtas flutuações climáticas em direção ao úmido. 4 – Dissecação generalizada do aplainamento em consequência de uma mudança climática para condições úmidas. 5 – Alargamento, aluvionamento e colúviação dos vales, acelerados por flutuações climáticas na direção do seco dentro da época úmida. 6 – Degradação lateral e formação de uma superfície pedimentar dentro da época climática semiárida. 7 – Reafeição da superfície do pedimento por ligeiro rebaixamento do nível de base local do escoamento, consequência de pequenas flutuações para o úmido dentro da época semiárida. 8 – Dissecação generalizada da topografia em função do advento de nova época climática úmida. 9 – Alargamento e entulhamento dos vales dentro da época úmida, devido essencialmente a flutuações episódicas para condições mais secas. (extraído de Bigarella *et al*, 1965).

A respeito da evolução das encostas, Bigarella *et al* (1965) avaliam a importância sobre o entendimento dos processos atuantes sob condições climáticas atuais, tanto do ponto de vista qualitativo quanto também quantitativo. Partilham a opinião de que a partir desse entendimento dos processos operantes nos tempos atuais seria possível inferir com precisão qual o sentido da evolução atual das formas do relevo e constatadas as influências paleoclimáticas sobre o modelado das encostas. Apesar disso, reconhecem a possibilidade de ter ocorrido no passado certas condições climáticas e processos morfoclimáticos que não são mais observáveis no tempo presente. Alguns vestígios podem ser identificáveis na paisagem, outros não.

É interessante notar neste trabalho, a ênfase dada tanto às variações climáticas de longo prazo quanto às *curtas flutuações* ainda dentro do mesmo regime climático. Nas duas condições, a denudação das encostas por processos erosivos é enunciada e os movimentos de massa são destacados como agentes importantes na evolução da paisagem:

Na transição do clima úmido para um mais seco a floresta regride, sendo substituída por uma cobertura vegetal menos densa, [...] sob a cobertura florestal os solos eram protegidos contra a erosão acelerada. Tal não acontece sob o novo tipo de vegetação. Sob um regime de chuvas concentradas, os rios tendem a ser intermitentes, com grandes variações na sua descarga. Há também um progressivo aumento na carga sólida dos rios, resultante da erosão acelerada das vertentes desprotegidas. Uma mudança para um clima mais seco significa então, uma dominância de processos mais ativos de erosão denudando as vertentes e acelerando a sua evolução. O transporte em massa seria muito efetivo nesta ocasião. O espesso regolito alterado quimicamente ao ser removido rapidamente das encostas expõe a rocha a novos processos de meteorização nos quais acentua-se a ação da desagregação mecânica. A variação climática para o seco poderia resultar numa fase climática semiárida longa ou apenas numa curta flutuação em direção à aridez, ainda dentro da fase climática úmida [...]. Na transição para um clima mais seco verifica-se 'um aumento da velocidade de remoção do manto alterado das encostas, principalmente por escoamento superficial e pelos movimentos de massa. Isto foi responsável por uma aceleração da evolução das vertentes. O material alterado pode ter sido em parte evacuado através do nível de base local, e em parte pode ter entulhado o fundo do vale, promovendo sua agradação, resultando assim numa obstrução parcial dos pontos de estrangulamento da drenagem. Dessa forma o nível de base local tende a elevar-se [...] (Bigarella *et al*, 1965, p.97).

Com relação aos efeitos detectados na paisagem pelas mudanças em direção às condições climáticas mais úmidas, apontam:

A mudança climática para condições úmidas favorece o desenvolvimento de solos, sobre os quais se estabelece novo tipo de vegetação. A associação vegetal semiárida é progressivamente substituída pela floresta. A alteração química das rochas atinge maior profundidade e a porção superficial do terreno fica mais protegida contra a ação do escoamento superficial. Os movimentos de massa tornam-se mais efetivos nos locais de alta pluviosidade e de declividade íngreme (Bigarella *et al*, 1965, p.97).

Ressaltam o mérito do trabalho de Penck (1953) por este considerar as vertentes como unidades básicas através das quais se faz a evolução da paisagem. Além disso, Penck já considerava alguns efeitos específicos de mudanças no clima-vegetação e sua influência na evolução das encostas. No entanto, para Penck, essa mudança não alteraria a inclinação de uma encosta, que continuaria a evoluir pela denudação e pela redução dos detritos. Já para Bigarella *et al* (1965) as mudanças climáticas não adquirem um papel preponderante apenas pela regulação da redução de detritos e denudação das encostas, mas também por promovem alterações e deslocamentos nos níveis de base (ciclos de agradação e degradação), ou seja,

originando e desenvolvendo novas formas independentemente de impulsos tectônicos (Figura 2).

Nesse sentido, sublinham que a ciclicidade dos níveis de erosão deve-se principalmente a um controle de mudança climática, tendo em vista que as características cíclicas estão relacionadas às alternâncias promovidas por ela aos níveis de base locais (ciclos de agradação: preenchimento e entulhamento dos vales fluviais; e ciclos de degradação: entalhamento dos vales pela incisão dos canais fluviais), conforme destacam:

Em oposição às ideias de muitos pesquisadores, consideramos o clima como fator primordial na evolução das vertentes. Na verdade, julgamos que as mudanças climáticas são, as responsáveis pelo aspecto policíclico da paisagem, originado através da mudança nos processos morfogenéticos atuantes nas vertentes (Bigarella *et al*, 1965, p.107).

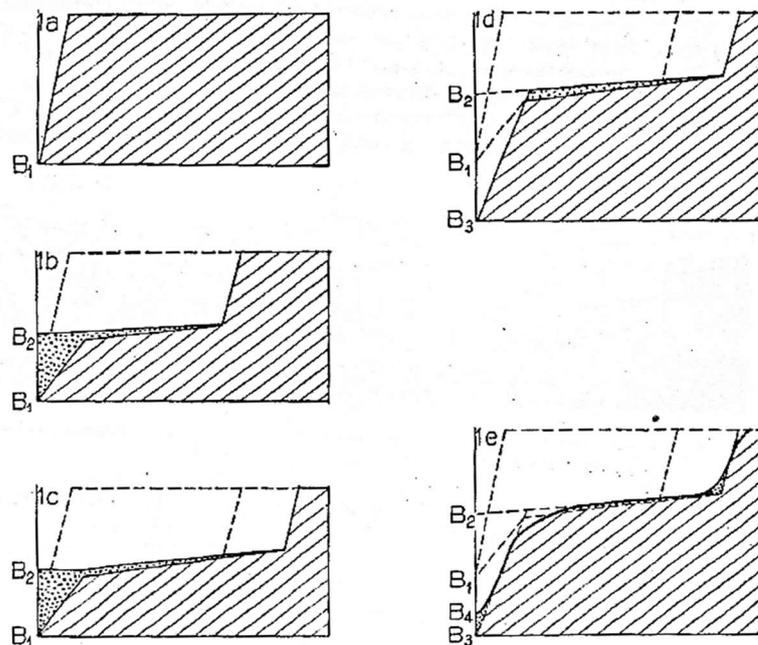


Figura 2: Esquema sobre evolução das encostas fundamentado nas alternâncias climáticas no Quaternário (extraído de Bigarella, Mousinho e Xavier, 1965).

Quando o trabalho foi publicado, na década de 1960, os autores ponderavam que as condições climáticas reinantes na fase de solifluxão extensiva ainda não eram bem reconhecidas. Sugeriam, ainda, como resolução deste problema, a possibilidade de estudos palinológicos dos paleossolos encontrados na paisagem.

Ao formularem a necessidade em considerar as condições climáticas como controladoras ou, mais precisamente, *as flutuações* que condicionariam uma pluviosidade abundante o suficiente para ser responsável pela saturação e conseqüente perda da resistência do solo, os autores abrem duas possibilidades:

- (1) teria havido um período de pluviosidade maior do que o atual ou;
- (2) uma flutuação climática para o seco, com precipitações mais concentradas.

Sobre a primeira possibilidade, atestam não parecer muito provável, embora possível. Para a segunda, alegam ter alguma evidência na natureza dos depósitos e nas planícies de inundação encontrados a partir do levantamento nos cortes de estrada e morfologia regional (Bigarella *et al* 1965, p.:114).

É fundamental ressaltar aqui, que esse estudo clássico tem importante significado no entendimento do *papel das curtas flutuações episódicas secas dentro dos períodos úmidos*, principalmente no que diz respeito a ação de movimentos de massa como agentes preponderantes na evolução das encostas, principalmente nessas fases:

[...] nas flutuações para o seco dentro da época úmida, com a rarefação da vegetação, as vertentes também foram submetidas à ação do escoamento superficial o qual contribuiu para remoção parcial do manto de intemperismo e causou uma série de ravinamentos incipientes que evoluíram para sulcos mais profundos no terreno. Deve-se ressaltar que, durante estas curtas flutuações climáticas, os movimentos de massa devem ter agido conjuntamente com o escoamento superficial sendo, no estágio atual da pesquisa, difícil demarcar com nitidez os limites da ação destes dois processos. Pelo estudo dos depósitos das vertentes (colúvios), entretanto, verifica-se que houve uma preponderância indiscutível dos movimentos de massa como agentes morfológicos. (Bigarella *et al* 1965, p.:114-115)

Além de deixarem em evidência a ação dos movimentos de massa como agentes preponderantes na evolução geomorfológica da paisagem, apontam que normalmente pode ser encontrada uma sucessão composta por pelo menos duas ou três camadas colúvias, podendo ainda repetir-se em um maior número de vezes. Sobre esse aspecto, indicam que os paleopavimentos detríticos, geralmente, são encontrados separando diferentes camadas de colúvios e muitas vezes seguem em subsuperfície à topografia atual.

Um aspecto importante apontado é a presença de paleossolos normalmente encontrados dentro de uma sequência colúvia, onde a determinação da idade, relações específicas com a sequência colúvia e as condições climáticas sob as quais eles desenvolveram possuem grande importância para datação das diferentes fases colúvias. Por fim, evidenciam que os movimentos de massa possivelmente documentam flutuações mais antigas em direção às fases mais secas, ainda dentro do atual período de clima úmido. Alegam que a recorrência desse tipo de fenômeno parece ser uma das características mais importantes no desenvolvimento das encostas sob clima úmido (Bigarella *et al*, 1965).

Outros estudos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro, como os Modenesi (1984; 1988; 2000) e Hiruma *et al* (2012) tratam sobre os processos de evolução das encostas e relações entre períodos de instabilidade e estabilidade morfodinâmica da paisagem, através de levantamentos conduzidos na Serra da Mantiqueira (Campos do Jordão e Itatiaia) e Serra do Mar (Serra da Bocaina), indicado na Figura 3.

Os estudos referidos acima evidenciaram sequências colúvias complexas e a presença de horizontes A enterrados (descritos como “*buried A-horizons*”, “*buried dark humic horizons*” ou como “*palaeosols*”) na paisagem montanhosa, com datações de radiocarbono referentes ao Pleistoceno Superior e ao Holoceno. Os depósitos levantados indicam alternância entre períodos de instabilidade e estabilidade geomórfica, ora com períodos favorecendo a atividade morfodinâmica, ora a pedogênese, respectivamente.

Por estes estudos terem sido conduzidos em contexto montanhoso e apresentarem algumas características semelhantes às sequências colúvias levantadas pela presente pesquisa na Região Serrana do Rio de Janeiro (Serra do Mar), as análises serão detalhadas a seguir.

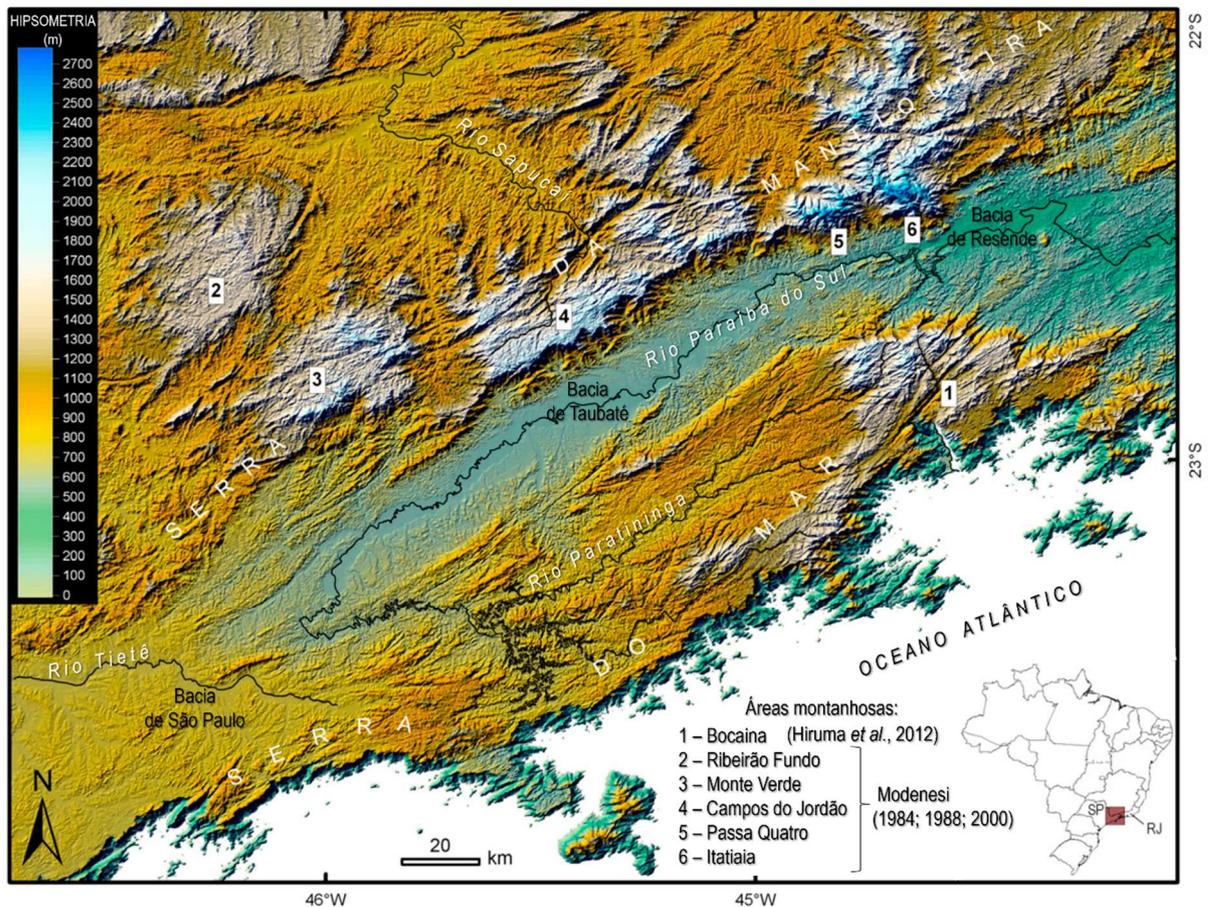


Figura 3 – Localização das áreas levantadas nos estudos de Hiruma *et al.*, (2012) e Modenesi (1984;1988, 2000) que apresentam camadas colúvias e paleo-horizontes A enterrados (Fonte do mapa: modificado de Hiruma *et al.*, 2012)

Destaca-se que as idades de radiocarbono encontradas pelos referidos autores não foram calibradas ou foram calibradas com a curva atmosférica IntCal04 (Reimer *et al*, 2004). Importante destacar que esta curva é relativa ao Hemisfério Norte, portanto, as datações apresentadas no trabalho de Modenesi (2000) foram calibradas e no de Hiruma *et al* (2012) foram corrigidas. Visando a comparação com as datações realizadas pela presente pesquisa, os dados foram recalibrados através do programa Oxcal (versão 4.4) utilizando a curva atmosférica para o Hemisfério Sul, a SHCal20 (Hogg *et al*, 2020). As idades de radiocarbono apresentadas entre parênteses com o símbolo (\*), indicam datações que foram recalibradas pelo presente estudo. As datações de radiocarbono citadas nos trabalhos de Modenesi (2000) e Hiruma *et al* (2012) e recalibradas pelo presente estudo estão apresentadas na Tabela 2 (presente na página 43).

Quanto aos depósitos levantados, Modenesi (1984) aponta que é comum encontrar na paisagem de Campos do Jordão, dois níveis de linhas de seixos (*stone lines*) com colúvios intercalados, sendo o inferior associado à pavimentação detrítica do final do Pleistoceno verificado por todo o país. Com relação ao nível superior, a autora associa aos processos atuantes em fase de clima mais seco intra-holocênica. Aponta que a evolução pleistocênica das encostas dos Altos Campos (tipo de cobertura dominante na área) reflete uma sucessão de eventos documentada por pelo menos três gerações de anfiteatros erosivos e por seus depósitos correlativos. Esses anfiteatros foram originados em concavidades pouco acentuadas devido à ação de pequenos movimentos de massa ou pela concentração de escoamento superficial. Posteriormente, teriam sido ampliados por deslizamentos profundos, provavelmente ao tipo rotacional, sendo remodelados posteriormente por subsequentes deslizamentos rasos e corridas, onde a ação do escoamento superficial ficou limitada ao retrabalhamento dos materiais liberados por esses deslizamentos (Modenesi, 1984).

A autora infere ainda que o caráter cíclico destes fenômenos parece refletir um controle climático, sendo a ação mais intensa dos processos erosivos relacionada, principalmente, à transição para condições mais secas de épocas frias do Pleistoceno, vistas como períodos de concentração da pluviosidade e redução da cobertura vegetal com consequente exposição do regolito, dando maior ênfase ao controle climático como fator preponderante na evolução da paisagem.

Em publicação posterior, Modenesi (2000) chama atenção para o papel da neotectônica na evolução quaternária da paisagem Serra da Mantiqueira, entre o planalto cristalino de Campos do Jordão e o maciço alcalino de Itatiaia. Considera que não pode ser negligenciado a

interferência de soerguimento crustal na morfogênese do planalto, ponderando que a deflagração dessas fases de instabilidade, se atribuídas à controles climáticos ou tectônicos, ainda precisam de maiores esclarecimentos.

Quanto às feições morfotectônicas do planalto de Campos do Jordão, Modenesi (2000) também reconhece feições ao longo de lineamentos pré-cambrianos e anomalias de drenagem. Para a autora, importantes hipóteses sobre a interferência da neotectônica podem ser consideradas na evolução desta paisagem. Como exemplo, cita as evidências de afogamento generalizado de setores basais dos anfiteatros de terceira geração (paleodepressões lacustres) e também a ocorrência de estruturas rúpteis em colúvios e linhas de seixos, onde foram identificadas reativações tectônicas recorrentes, descritas nos trabalhos de Modenesi *et al* (1991) e Hiruma (1999). Neste último trabalho, datações de radiocarbono de colúvios e solos com evidência de falhas indicam idades do Pleistoceno Superior, Holoceno Inferior e Superior para esses eventos. Ainda segundo a autora, as falhas são compatíveis com os regimes neotectônicos responsáveis por feições morfotectônicas tais como escarpas retas, facetas triangulares, vales suspensos, rebaixamento de divisores e pirataria de canais de drenagem.

Todavia, Modenesi (2000) indica que o caráter generalizado e cíclico dos anfiteatros erosivos no planalto de Campos do Jordão sugere um controle climático no desencadeamento de fases de degradação intensa nas encostas. Além disso, atribui a correlação das gerações de anfiteatro com espessos depósitos de terraços fluviais aos fenômenos erosivos e deposicionais ocorridos durante as transições climáticas úmidas e secas do Pleistoceno Médio e Superior.

Os paleossolos intercalados com colúvios são interpretados como indicativos de uma alternância de fases de estabilidade e degradação da encosta, implicando em mudanças nas condições bioclimáticas da cobertura vegetal e sazonalidade e/ou intensidade da chuva (Figura 4). Outro aspecto destacado é a correlação destes dados levantados nos Altos Campos do planalto cristalino de Campos do Jordão com os obtidos no maciço alcalino de Itatiaia, onde evidencia dados morfotectônicos e geocronológicos, utilizando a datação por radiocarbono nos depósitos coluviais. Modenesi (2000) reitera que, em ambas as áreas, a evolução geomorfológica apresenta um caráter cíclico, caracterizado por episódios intensos de degradação através deslizamentos e, por intervalos de estabilidade, evidenciado por depósitos ricos em turfa e paleo-horizontes A intercalados nas sequências coluviais. Atesta que os processos de deslizamentos diferem em cada planalto de acordo com as condições ambientais locais.

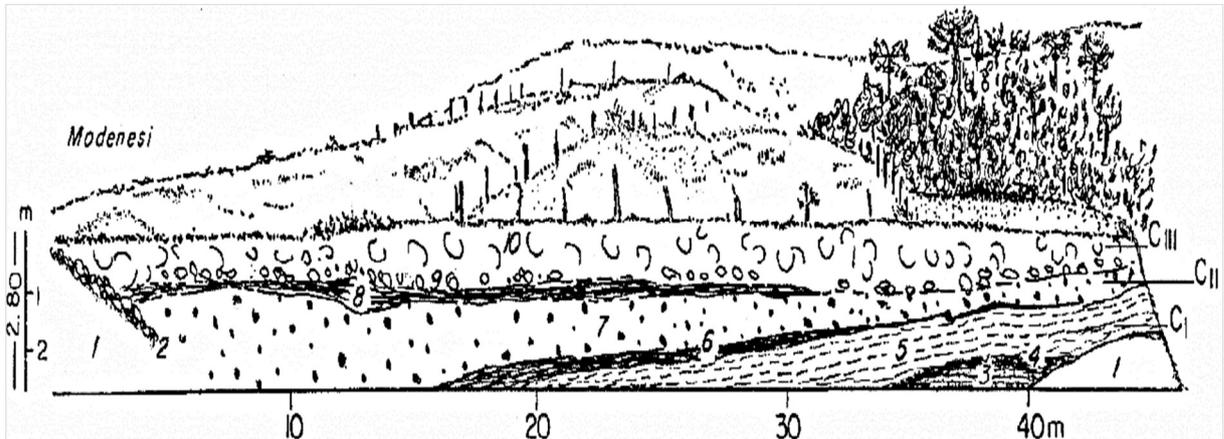


Figura 4: Desenho esquemático de uma sequência de colúvios na porção inferior de uma encosta no planalto de Campos do Jordão, com as respectivas datações de  $^{14}\text{C}$  obtidas pelo estudo de Modenesi (2000). O desenho indica a inversão local do relevo devido ao preenchimento parcial do anfiteatro de erosão. (1) Embasamento rochoso intemperizado. (2) Linha de seixos (*stone line*) maciça com clastos de quartzito e quartzo, geralmente até 3 cm de diâmetro máximo, nódulos de gibsita e argila ferruginosa. (3) Camadas finas alternadas de areia branca e *mudballs* turfosa de coloração preta. (4) Horizonte A escuro enterrado e friável (IV A1), 3% de matéria orgânica (M.O), datado em  $36.970 \pm 650$  anos AP (\*42.761 a 40.300 cal anos AP). (5) Colúvio amarelado, argiloso e relativamente homogêneo (C1); pouco intemperismo pedogenético. (6) Horizonte A enterrado, mais escuro e evoluído (III Ai), 7% M.O.;  $30.990 \pm 350$  anos AP (\*36.353 a 34.391 cal anos AP). (7) Colúvio argiloso-arenoso (Cn) compacto, avermelhado, com grânulos e pequenos seixos; pouco intemperismo pedogenético. (8) Horizonte A bruno-escuro, argiloso-arenoso, com 18% M.O. e datado em  $18.580 \pm 140$  anos AP (\*22.986 a 22.076 cal anos AP). (9) Linha de seixos descontínua de quartzito e grânulos de quartzo (diâmetro máximo de 3cm), gibsita e nódulos de argila. (10) Colúvio friável arenoso bruno-amarelado (Cm); horizontes A e B bem desenvolvidos (extraído de Modenesi, 2000).

Com relação aos levantamentos conduzidos em Itatiaia, a autora indica que são constatadas duas camadas colúvias sobre os depósitos mais antigos. O último e generalizado episódio de colúviação é relativo ao Holoceno, apresentando idades semelhantes tanto em Campos do Jordão quanto em Itatiaia. Em ambos os planaltos, os processos de colúviação não se limitaram à época holocênica apenas, apresentando ocorrência também durante o Pleistoceno Superior, e que somente o último e generalizado episódio é holocênico, apresentando idades similares em ambos os planaltos.

A partir da investigação desses depósitos, a autora indica que é possível verificar em Campos do Jordão, até três camadas colúvias que ocorrem no topo de horizontes A enterrados do Pleistoceno Superior, com cerca de  $36.970 \pm 650$  anos AP (\*42.761 a 40.300 cal anos AP),  $30.990 \pm 350$  anos AP (\*36.353 a 34.391 cal anos AP),  $21.340 \pm 230$  anos AP (\*26.396 a 24.869 cal anos AP) e  $14.260 \pm 70$  anos AP (\*17.774 a 17.025 cal anos AP); colúvios sobrejacentes ao mais recente destes paleossolos são de origem holocênica, com idades de  $8.630 \pm 80$  anos AP (\*9.960 a 9.399 cal anos AP) a  $9.250 \pm 170$  anos AP (\*11.195 a 9.675 cal anos AP).

Já nas duas gerações de colúvios detectadas no planalto de Itatiaia (Figura 4), Modenesi (2000) relata que a geração de colúvio mais antiga, provavelmente de origem pleistocênica (não datado), rica em clastos de textura mais grossa do embasamento intemperizado, teria sido depositado por fluxos de lama (*mudflow*) atingindo zonas de perfil menos intemperizadas. Quanto ao colúvio holocênico com idade de  $7.950 \pm 100$  anos AP (\*9.140 a 8.403 cal anos AP), a autora sugere a deposição através de processos rasos que retrabalharam esses materiais superficiais e, inicialmente, mais evoluídos. Nas baixas encostas do planalto de Campos do Jordão, a deposição de cada nova camada coluvial soterrou antigos horizontes A, que persistiram truncados, e novos perfis de solo se desenvolveram sobre os materiais dos novos colúvios depositados. Por outro lado, as sequências coluviais holocênicas em Itatiaia consistem em espessos horizontes A formados pela adição contínua de materiais superficiais altamente evoluídos, sobrepondo horizontes A parcialmente erodidos (Figura 5). Para esse caso, a autora relata que as sequências coluviais corresponderiam a um processo de superposição lento e contínuo, e não necessariamente a uma sucessão de fases de erosão e deposição com interrupção da pedogênese, como observado em Campos do Jordão.

É importante destacar que tanto a presença de camadas com nítido truncamento/intercalação com colúvios, quanto os espessos horizontes A, que indicariam uma adição contínua de sobreposição de paleo-horizontes A parcialmente erodidos, também são encontrados na presente pesquisa no município de Nova Friburgo, na Região Serrana do Rio de Janeiro (Serra do Mar).

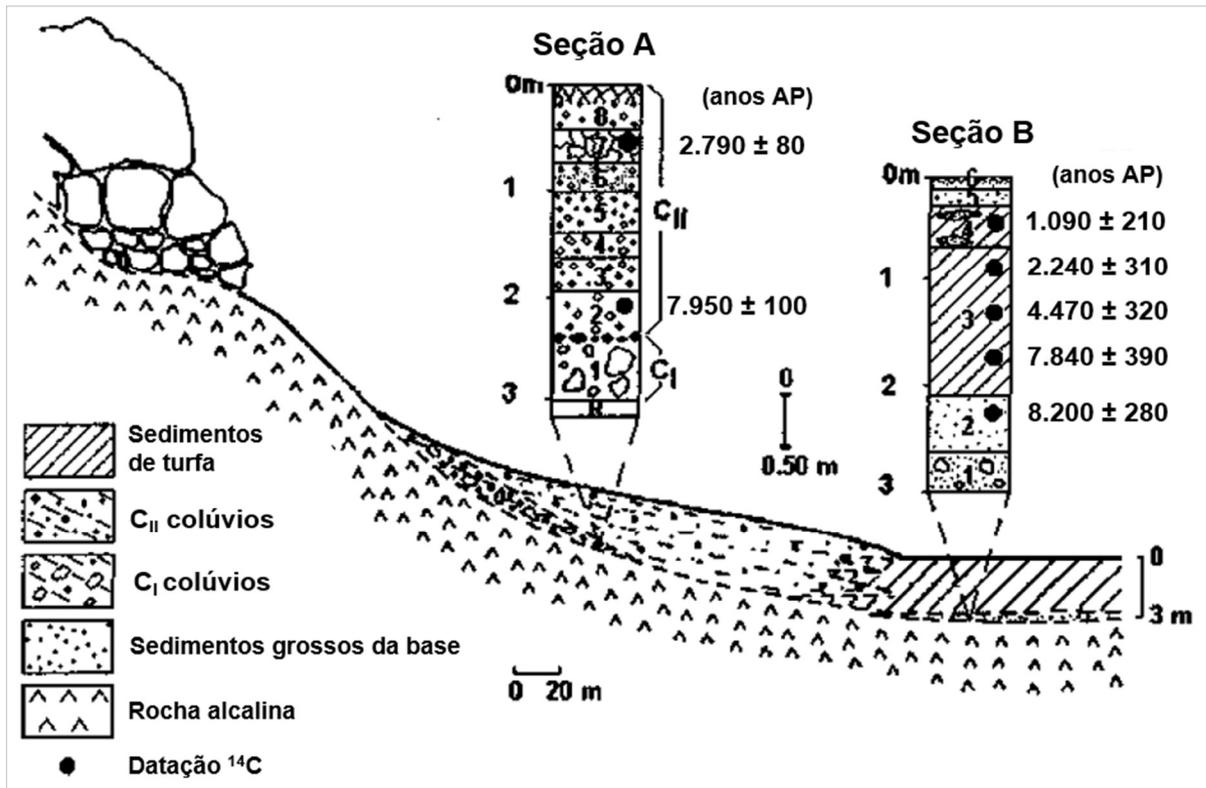


Figura 5: Esquema das seções levantadas por Modenesi (2000) em depósitos de baixa encosta e planície de inundação no planalto de Itatiaia com idades de radiocarbono. Seção A: (R) - embasamento rochoso intemperizado. (1) - Colúvio C<sub>I</sub>, maciço, compacto e heterométrico, com matações do embasamento rochoso (até 50cm) e grânulos de feldspato intemperizados e nódulos ferruginosos dispersos em matriz areno-silte-argilosa de coloração bruno-amarelada. (2) - Colúvio C<sub>II</sub> menos compacto; matriz argilo-silte-arenosa de coloração preta com poucos clastos, principalmente grânulos; 5% de matéria orgânica (M.O). (3 a 6) - Camadas de materiais maciços escuros mal-selecionados e ricos em seixos e grânulos, concentrados em vários níveis do perfil; areia argilosa escura a matriz de argila arenosa. (7) - Menos heterométrico; forte estrutura em bloco a subangular de coloração preta; 19% O.M. (8) - Aumento do número de seixos e grânulos; estrutura em bloco subangular fraca; 28% M.O.; raízes abundantes nos 25cm superiores (horizonte A). Seção B: (1) - Areia com grânulos e seixos do embasamento rochoso intemperizado; 2 - Areia argilosa preta com 7% M.O; 3 - Preto (ausência total de areia) com 20 a 30% de M.O altamente humificada. 4 - Argila-siltosa preta com lentes esporádicas de areia fina; 9% M.O. 5 - Areia siltosa amarelada com grânulos e pequenos seixos; 0,1% M.O. 6 - Areia argilosa preta com grânulos; 0,3% M.O., horizonte A. (modificado de Modenesi, 2000)

Na Serra da Bocaina (Serra do Mar), o levantamento conduzido por Hiruma *et al* (2012) também apresentam sequências de colúvios e horizontes A enterrados que também foram datados através da técnica de radiocarbono. As idades de radiocarbono dos materiais variaram desde  $650 \pm 50$  anos AP (\* 676 a 506 anos cal anos AP) até  $36.880 \pm 980$  anos AP (\*43.932 a 39.398 cal anos AP) (Figura 6).

Estes autores afirmam que a morfologia e os colúvios da Bocaina são muito semelhantes aos encontrados em Campos do Jordão e Itatiaia por Modenesi (1984; 1988; 2000), inclusive em relação as idades de radiocarbono que testemunham condições de evolução similares nas duas áreas (Serra do Mar e Mantiqueira). De acordo com Hiruma *et al* (2012) as épocas do Pleistoceno Superior referente aos horizontes A enterrados datados nos perfis levantados da

Bocaina, com  $36.880 \pm 980$  (\*43.932 a 39.398 cal anos AP),  $30.070 \pm 320$  (\* 35.505 a 33.592 cal anos AP),  $27.620 \pm 410$  (\*33.654 a 30.750 cal anos AP),  $19.490 \pm 110$  (\*23.811 a 23.007 cal anos AP),  $14.210 \pm 80$  (\*17.557 a 16.938 cal anos AP), são similares aos encontrados no planalto de Campos do Jordão por Modenesi, com  $36.970 \pm 650$  anos AP (\*42.761 a 40.300 cal anos AP),  $30.990 \pm 350$  anos AP (\*36.353 a 34.391 cal anos AP),  $27.130 \pm 430$  (\*32.981 a 30.075 anos AP),  $18.580 \pm 140$  (\* 22.968 a 22.076 cal anos AP) e  $14.260 \pm 70$  anos AP (\*17.774 a 17.025 cal anos AP).

Conforme apontam Hiruma *et al* (2012), os depósitos correlativos dos processos mais expressivos como movimentos de massa profundos relacionados a gênese dos anfiteatros erosivos e relatados por Modenesi (1984; 1988) em Campos do Jordão, não foram encontrados na Bocaina. Relatam que os depósitos colúviais mais espessos (> 2m) com até três horizontes escuros enterrados ocorrem nas partes inferiores das lombas e nas bordas dos anfiteatros. Em ambos os compartimentos, os depósitos colúviais são muito similares e esses materiais colúviais variam da cor bruno-avermelhado escuro ou bruno-amarelado a bruno-escuro; já os horizontes escuros enterrados (*buried dark horizons*) variam de coloração bruno-escuro a preto. Em geral, os materiais colúviais são mal selecionados e têm textura variando de franco-arenosa a argilosa, sendo as frações de silte menores que 20%. Além disso, indicam que o teor de matéria orgânica nos paleossolos é pouco elevado, variando entre 1.6 e 8.9%. Evidenciam que a variação do teor de matéria orgânica, a princípio, não demonstra relação clara com as idades dos paleossolos com os compartimentos geomorfológicos.

Além disso, Hiruma *et al* (2012) relacionam as variações de idades encontradas possivelmente a condições locais de drenagem. Afirmam que, em áreas florestadas, geralmente apenas um horizonte escuro enterrado é encontrado, com idades variando entre  $9.240 \pm 50$  anos AP (\* 10.580 a 10.221 cal anos AP) na Serra dos Palmares (a 1.203 m de altitude), e  $7.570 \pm 70$  anos AP (\* 8.549 a 8.162 cal anos AP) no Rio Paca Grande (a 1.170 m).

Os depósitos colúviais encontrados pelos autores na Serra da Bocaina são caracterizados pela presença de cascalhos e seixos em uma matriz arenosa ou argilosa muito mal selecionada. É importante destacar que, nesses estudos, os depósitos colúviais não mostram evidências de processos de lavagem (*slope-wash processes*). Abre-se então um questionamento se os depósitos holocênicos aos quais os autores se referem estejam relacionados a processos associados a deslizamentos rasos (do tipo translacionais/ planares) nas encostas.

No sudeste do Brasil, de acordo com Hiruma *et al* (2012), a deposição de colúvios foi atribuída à precipitação concentrada e a cobertura de vegetação aberta, que caracterizou as transições climáticas úmidas e secas durante o Quaternário Superior, como apontado por Bigarella *et al*, (1965); Meis & Moura, (1984); Modenesi, (1988). Relatam que na África do Sul, Clarke *et al* (2003) (*apud* Hiruma *et al*, 2012) descreveram a ocorrência de diversos palaeossolos intercalados com depósitos coluviais, indicando como causa as prováveis flutuações das condições climáticas. Por outro lado, os autores ressaltam que o coluvionamento não está necessariamente relacionado às variações climáticas já que esses processos também podem ocorrer em encostas íngremes nas áreas de florestas tropicais durante períodos de chuva intensa em climas úmidos, como destacado nos trabalhos de Cruz (1974), De Ploey & Cruz (1979), De Ploey (1991), Furian *et al*, (1999) e Dykes (2002).

Apesar de Hiruma *et al* (2012) não interpretarem os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados no estudo, é interessante notar que os valores compreendidos entre -9‰ e -17‰ representam plantas com ciclo C4, conforme indicado no **tópico 3.5.2** do presente estudo. Esses valores serão descritos a seguir.

No perfil BOC50, com idade de radiocarbono de  $650 \pm 50$  anos AP (\* 676 a 506 cal anos AP), o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrado foi de -17,3‰. Já no perfil BOC 39B, com idade de radiocarbono de  $7.310 \pm 80$  anos AP (\* 8.368 a 7.937 cal AP) o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrado foi de -16,6‰. Outro perfil apontado no estudo, que não está discriminado na Figura 6, também apresenta valores associados a plantas do tipo C4. A idade encontrada foi de  $7.570 \pm 70$  anos AP (\* 8.549 a 8.037 cal AP) com valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de -17,6‰, o que sugerem condições ambientais mais secas nesse período. Esses valores encontrados podem ser associados a uma vegetação mais aberta, geralmente vinculada às gramíneas, o que pode inferir condições climáticas mais secas associadas a esses períodos.

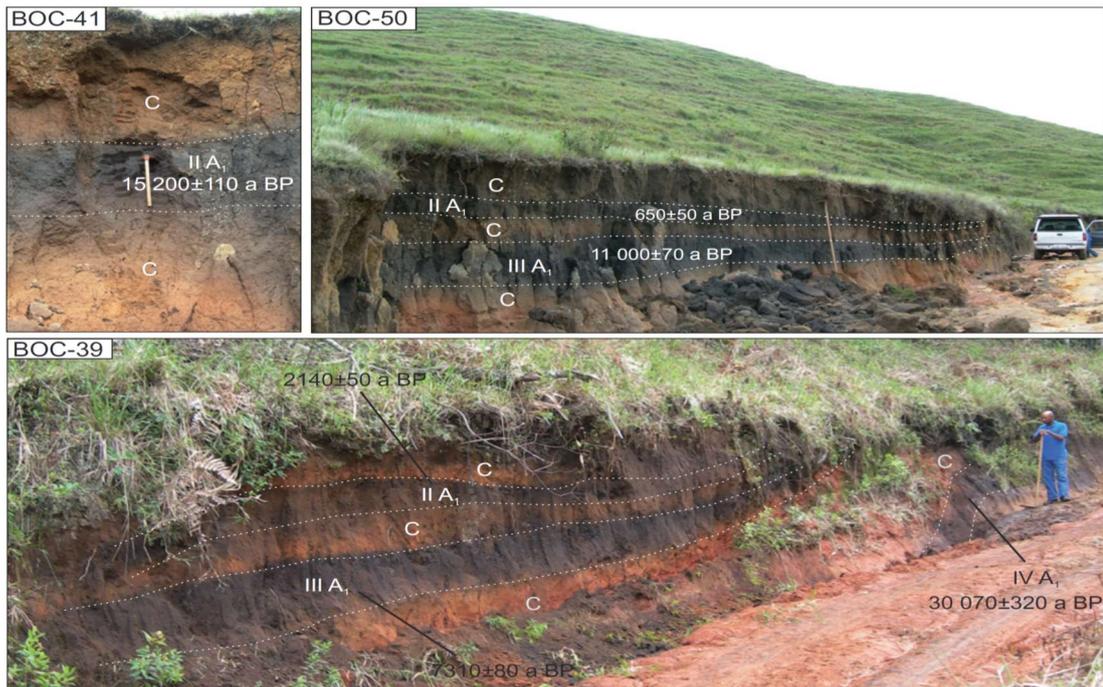
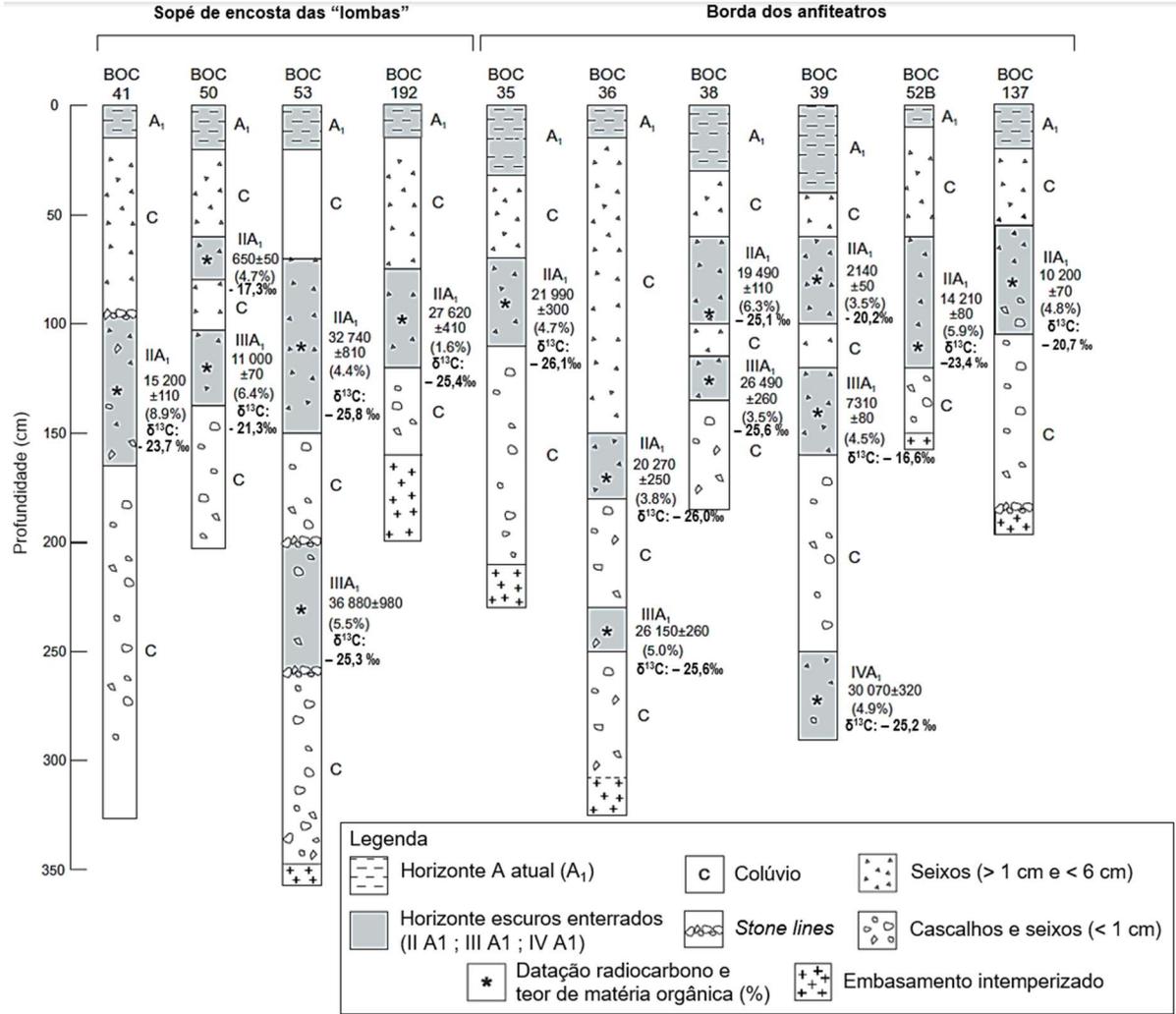


Figura 6: Perfis e seqüências estratigráficas com colúvios encontrados na Serra da Bocaina (Serra do Mar). Os valores de  $\delta^{13}C$  foram incluídos ao esquema, por representarem modificações de cobertura vegetal, porém os autores não fizeram referência a estes dados no estudo. Fonte: modificado de Hiruma *et al* (2012).

A alternância dos processos de degradação da encosta e estabilidade relativa (pedogênese), expressa pelas sequências complexas encontradas nos colúvios, sugere mudanças nas condições ambientais (sobretudo em relação a distribuição da vegetação e da precipitação), (Hiruma *et al.*, 2012). Por fim, os autores mostram que os dados cronológicos confirmam a recorrência dos processos erosivos em encosta durante o Pleistoceno Superior e Holoceno na Serra da Bocaina. Assim, concluem que uma evolução similar da fase tardia do Pleistoceno e do Holoceno provavelmente ocorreu ao longo dos dois lados do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, nos blocos tectônicos da Serra do Mar e Mantiqueira.

As idades de radiocarbono encontradas nos respectivos estudos citados acima encontram-se sumarizadas na Tabela 1 e Figura 7. Importante pontuar, novamente, que todas as idades foram recalibradas utilizando a curva atmosférica de referência para o Hemisfério Sul, denominada SHCAL 20 (Hogg *et al.*, 2020), objetivando a comparação posterior com as datações nos depósitos encontradas pelo presente estudo.

Tabela 1. Síntese sobre as datações de radiocarbono encontradas por estudos quaternários conduzidos na Serra do Mar e Mantiqueira que tratam sobre a evolução geomorfológica da paisagem (Página 1/2).

Localidade/ referência	Material datado	Prof. (cm)	Idade de radiocarbono (anos AP)	Idade calibrada (cal anos AP) curva <i>SHCAL20, 2σ</i>	Média $\mu$	Desvio $\sigma$	Mediana <i>m</i>	
Campos do Jordão (Serra da Mantiqueira) Modenesi (2000)	1	Paleossolo II A <sub>1</sub> , enterrado pelo colúvio C <sub>III</sub>	103	18.580 ± 140	22.968 a 22.076	22.475	174	22.475
	2	Paleossolo III A <sub>1</sub> , enterrado pelo colúvio C <sub>II</sub>	175	30.990 ± 350	36.356 a 34.391	35.341	387	35.335
	3	Paleossolo IV A <sub>1</sub> , enterrado pelo colúvio C <sub>I</sub>	150	36.970 ± 650	42.761 a 40.300	41.674	388	41.699
	4	Paleossolo II A <sub>1</sub> , enterrado pelo colúvio C <sub>III</sub>	195	14.260 ± 70	17.774 a 17.025	17.266	115	17.266
	5	Paleossolo II A <sub>1</sub> , enterrado pelo colúvio C <sub>III</sub>	130	21.340 ± 230	26.369 a 24.869	25.592	229	25.613
	6	C <sub>III</sub> colúvio, base do perfil	205	8.630 ± 80	10.120 a 9.305	9.604	103	9.587
	7	C <sub>III</sub> colúvio, base do perfil	150	9.250 ± 170	11.195 a 9.675	10.432	247	10.419
	8	Sedimento orgânico da camada de base da turfa, na 2ª geração	331	19.560 +2.890/- 2.130	23.787 a 23.299	23.532	117	23.517
	9	Sedimento orgânico da turfeira, na 3ª geração do anfiteatro	78	290 ± 240	322 a 285	302	7	301
	10	Sedimento orgânico da turfeira, na 3ª geração do anfiteatro	118	370 +270/-260	464 a 318	384	35	381
	11	Sedimento orgânico da turfeira, na 3ª geração do anfiteatro	140	1.050 +600/-570	960 a 816	927	14	926
	12	Sedimento orgânico da turfeira, na 3ª geração do anfiteatro	265	4.170 +380/-360	4.826 a 4.526	4.684	79	4.679
	13	Paleossolos com colúvio C <sub>III</sub>	45	340 ± 70	445 a 306	391	40	406
	14	Paleossolos com colúvio C <sub>III</sub>	76	1.020 ± 70	1.075 a 675	872	71	867
	15	Paleossolos com colúvio C <sub>III</sub>	126	1.240 ± 230	1.837 a 545	1.118	224	1.112
Itatiaia (Vale do Ribeirão das Flores) Serra da Mantiqueira Modenesi (2000)	16	Sedimentos orgânicos de uma turfeira	50	1.090 ± 210	1.610 a 498	982	195	973
	17	Sedimentos orgânicos de uma turfeira	90	2.240 +310/-300	2.333 a 2.126	2.237	57	2.256
	18	Sedimentos orgânicos de uma turfeira	130	4.470 +390/-370	5.284 a 4.870	5.061	108	5.026
	19	Sedimentos orgânicos de uma turfeira	175	7.840 +390/-370	8.688 a 8.452	8.576	29	8.574
	20	Sedimentos orgânicos de uma turfeira	230	8.200 +280/-270	9.274 a 9.006	9.100	62	9.088
	21	C <sub>II</sub> colúvio, complexo de horizontes A humificados	60	2.790 ± 80	3.219 a 2.512	2.881	94	2.868
	22	C <sub>II</sub> colúvio, complexo de horizontes A humificados	220	7.950 ± 100	8.985 a 8.596	8.743	95	8.718

Fonte: elaboração própria baseada nos estudos citados.

Tabela 1. Síntese sobre as datações de radiocarbono encontradas por estudos quaternários conduzidos na Serra do Mar e Mantiqueira, que tratam sobre a evolução geomorfológica da paisagem (Página 2/2).

Localidade/ referência		Material datado	Perfil	Prof. (cm)	Idade de radiocarbono (anos AP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade calibrada (cal anos AP) <i>SHCAL20</i> , $2\sigma$ (99,7%)	Média $\mu$	Desvio $\sigma$	Mediana m
Serra da Bocaina	23	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC35	~90	21.990 ± 300	-26.1	27.246 a 25.346	26.303	331	26.252
	24	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC36	~170	20.270 ± 250	-26.0	25.340 a 23.370	24.369	326	24.349
Hiruma <i>et al</i> (2012)	25	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC36	~240	26.150 ± 260	-25.6	31.136 a 29.705	30.440	266	30.417
	26	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC38	~100	19.490 ± 110	-25.1	23.811 a 23.007	23.453	188	23.450
	27	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC38	~130	26.490 ± 260	-25.6	31.201 a 30.026	30.665	251	30.677
	28	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC39	~90	2.140 ± 50	-20.2	2.325 a 1.889	2.079	83	2.068
	29	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC39	~140	7.310 ± 80	-16.6	8.368 a 7.852	8.097	88	8.095
	30	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC39	~270	30.070 ± 320	-25.2	35.505 a 33.592	34.545	306	34.513
	31	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC41	~130	15.200 ± 110	-23.7	18.803 a 18.198	18.474	131	18.475
	32	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC50	~75	650 ± 50	-17.3	676 a 506	598	36	602
	33	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC50	~125	11.000 ± 70	-21.3	13.095 a 12.740	12.897	86	12.888
	34	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC52	~120	14.210 ± 80	-23.4	17.738 a 16.938	17.227	106	17.223
	35	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC53	~120	32.740 ± 810	-25.8	40.696 a 34.904	37.554	1042	37.454
	36	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC53	~230	36.880 ± 980	-25.3	43.932 a 39.398	41.549	643	41.591
	37	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC61	-	9.240 ± 50	-22.4	10.580 a 10.221	10.372	79	10.366
	38	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC137	~80	10.200 ± 70	-20.7	12.438 a 11.270	11.774	167	11.795
	39	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC192	~100	27.620 ± 410	-25.4	33.654 a 30.750	31.735	486	31.628
	40	Sedimento de horizonte A escuro enterrado	BOC201	-	7.570 ± 70	-17.6	8.549 a 8.037	8.322	79	8.336

\*Obs.: Os dados de profundidade do estudo de Hiruma *et al.*, (2012) estão representados na Figura 6, os autores não informaram a profundidade exata.

Fonte: elaboração própria baseada nos estudos citados.

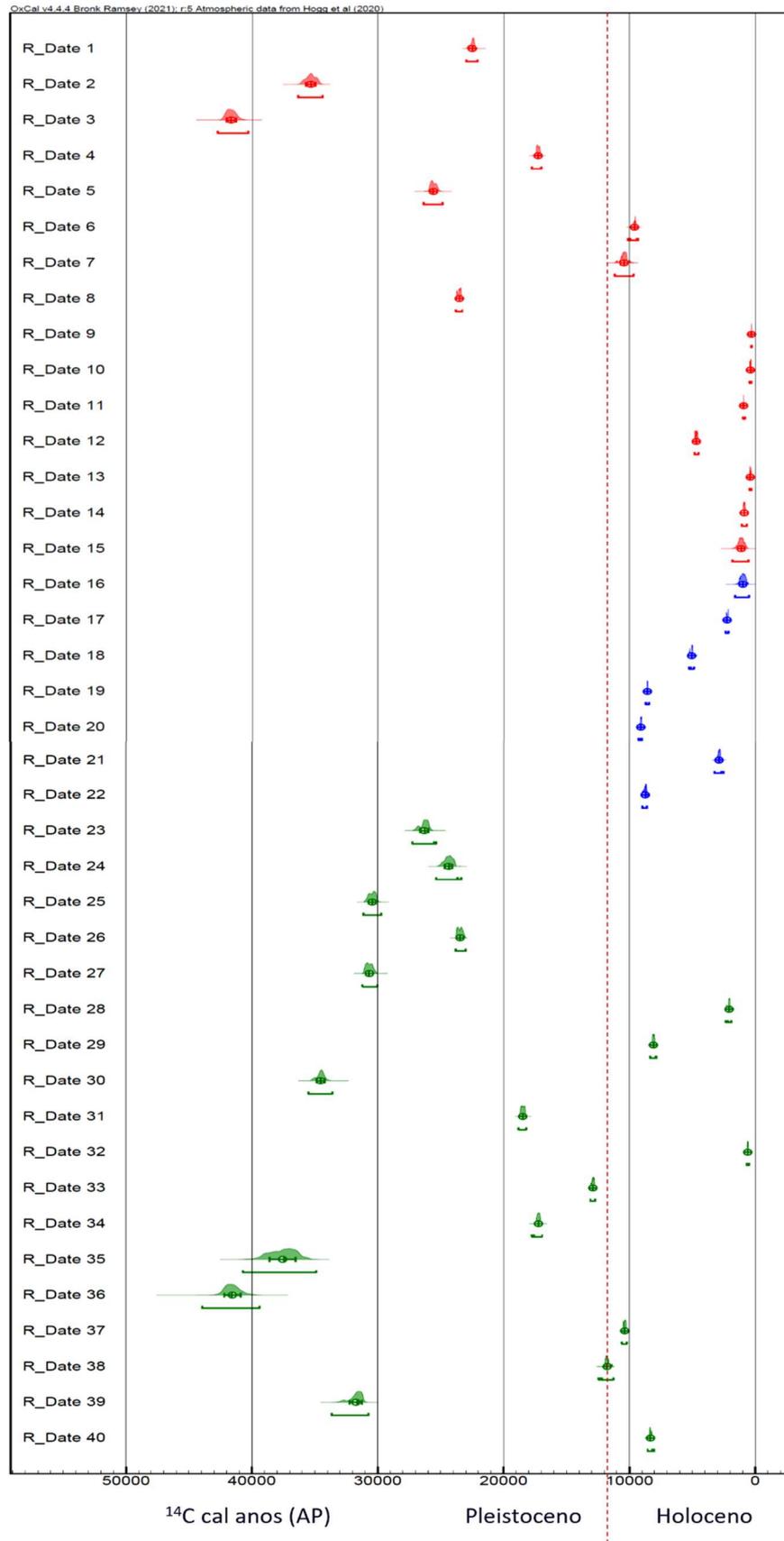


Figura 7: Datações de radiocarbono recalibradas com a curva atmosférica SHCAL 13 (Hogg *et al* (2020) dos estudos levantados na Tabela 2. Em vermelho, as datações levantadas por Modenesi (2000) em Campos do Jordão, Serra da Mantiqueira. Em azul, as datações realizadas por Modenesi (2000) em Itatiaia, Serra da Mantiqueira. Em verde, as datações feitas por Hiruma *et al* (2012) na Serra da Bocaina (Serra do Mar). (Figura elaborada pela presente autora).

### 3.3. Paleoambientes no Quaternário Superior em domínio montanhoso do sudeste brasileiro

A ampliação de estudos paleoecológicos e fitogeográficos diminuiu algumas lacunas existentes em áreas montanhosas do sudeste brasileiro no que diz respeito a dinâmica da cobertura vegetal, ocorrência de incêndios e inferências sobre variações das condições climáticas.

Behling e Safford (2010) apontam que as formas de relevo e padrões biogeográficos encontrados nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, levaram pesquisadores durante as décadas de 1960 e 1970 a postularem um dinamismo climático significativo atribuído ao final do Cenozóico, conforme os trabalhos de Bigarella *et al.* (1965), Damuth e Fairbridge (1970), Ab'Saber (1977), dentre outros. Essa visão dinâmica se contrapõe às perspectivas mais tradicionais sobre estabilidade de longo prazo nos ambientes de floresta tropical.

A ampliação de registros em áreas montanhosas no sudeste brasileiro corrobora para uma interpretação de transformações expressivas do ponto de vista climatobotânico desde o Último Máximo Glacial (35.000 – 17.000 anos AP), como também durante a transição Pleistoceno-Holoceno e em variações intra-holocênicas (< 11.700 anos AP). Como exemplo, podem ser citados os levantamentos realizados na Serra do Espinhaço (MG), descrito por Horák-Terra *et al* (2015); na Serra do Caparaó (ES/MG) relatado por Veríssimo, Safford e Behling (2012); na Serra dos Órgãos (RJ), exposto por Behling e Safford (2010); na Serra da Bocaina (RJ/SP) por Ledru *et al* 1996; Behling *et al* (2007) e no Morro de Itapeva (SP) por Behling *et al* (1997, 1998 e 2002), conforme ilustrado na Figura 8; e por outros estudos conduzidos na Serra dos Órgãos (RJ), como Portes *et al* (2020) e na Serra de Itatiaia (Mantiqueira/RJ) por Behling *et al* (2020).

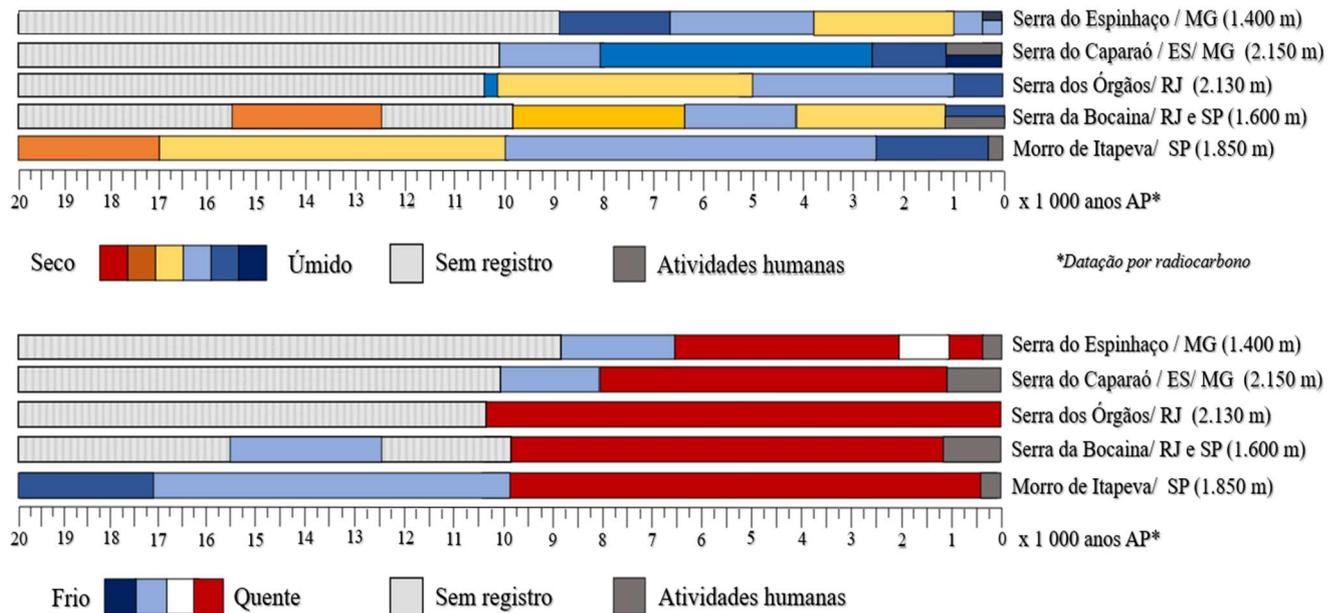


Figura 8: Esquema ilustrativo sobre a variabilidade climática e o impacto humano em paleo-registros de estudos em áreas montanhosas no sudeste do Brasil desde o fim do Último Máximo Glacial (modificado de Jeske-Pieruschka e Ledru, 2016).

Com base na presença de grãos de pólen e esporos em depósitos sedimentares e turfeiras, assim como a presença de partículas de carvão para inferências sobre a ocorrência de paleoincêndios, é possível retratar e reconstruir algumas transformações do mosaico de ecossistemas campestres e florestais que compõem a Mata Atlântica e recobrem as encostas das serras litorâneas. É notório também a ampliação e reconhecimento da cronologia dos depósitos levantados, comumente através de datações por radiocarbono e da aplicação de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) a partir da matéria orgânica do solo (MOS) para inferências sobre a cobertura vegetal vigente em cada período datado.

Jeske-Pieruschka e Ledru (2016) apontam que, em geral, padrões de variação menos intensa da vegetação podem ser encontrados em altitudes mais baixas, enquanto alterações refletidas nas comunidades vegetais pelas mudanças climáticas podem variar muito nas serras em função da localização geográfica e da altitude. Nesse sentido, Flantua *et al* (2016) destacam que a vegetação nas serras é bastante sensível às alterações de temperatura e precipitação, mas nas áreas mais baixas, o comprimento da estação seca desempenha um papel mais importante do que a temperatura. Behling e Safford (2010) também corroboram que táxons tropicais de floresta montana são bastante sensíveis às mudanças de temperatura. Hiruma *et al.* (2012) indicam como produto da evolução quaternária em climas tropicais montanhosos que o sistema

da paisagem pode ser caracterizado por um mosaico campestre-florestal adaptado à distribuição de materiais superficiais e às formas de relevo.

Os estudos palinológicos conduzidos por Behling e Safford (2010) sobre a reconstituição da vegetação, clima e dinâmica de incêndio natural na transição Pleistoceno-Holoceno na Serra dos Órgãos (Região Serrana do estado do Rio de Janeiro), indicam que embora o conhecimento sobre as mudanças climáticas a partir do final do Último Glacial (< 17.000 anos AP) esteja crescendo, ainda falta uma visão mais coerente dos padrões de mudança nas condições climáticas em áreas montanhosas brasileiras e o entendimento sobre a resposta da vegetação a essas variações. Os autores avaliam que embora pareça que certas partes do Sul e Sudeste do Brasil mantiveram a cobertura florestal por períodos longos e ininterruptos, também é bem evidente as mudanças drásticas das condições climáticas ao longo do tempo, quando muitas partes da paisagem testemunharam mudanças significativas na biota.

Em geral, períodos de retração de coberturas florestais e expansão dos campos de altitude (em altitudes mais elevadas, principalmente acima de 1500–1800 m de altitude) com associações vegetais herbáceas-arbustivas são relacionadas a períodos mais secos. Por outro lado, períodos com avanço das coberturas florestais e retração de herbáceas-arbustivas estão associados a condições mais quentes e úmidas, como atestam estudos palinológicos em domínio montanhoso no Rio de Janeiro (nas Serras do Mar e Mantiqueia) conduzidos por Behling e Safford (2010), Behling *et al.* (2020) e Portes *et al.* (2020).

De acordo com Behling *et al.* (2020) diferentes núcleos investigados em áreas montanhosas no sudeste brasileiro indicam uma clara tendência de aquecimento gradual e aumento da umidade, principalmente após a transição do início para o Holoceno-Médio (~6.000 anos cal AP), sendo acompanhadas por uma diminuição geral na área dominada por campos de altitude e um aumento na cobertura florestal montana.

Isso também é corroborado por Portes *et al.* (2020) ao indicarem que a cobertura florestal em altitudes elevadas (>1800 m), tanto na Serra dos Órgãos quanto em outras áreas montanhosas do sudeste brasileiro, é extremamente heterogênea. Além disso, esses autores atestam que essa vegetação é controlada, em grande parte, por variáveis climatológicas e condições de solo em combinação com distúrbios (p.ex. incêndios), como apontado também por Safford, (1999; 2001).

Evidentemente, cada núcleo investigado mostra variações próprias, dependendo do contexto (p.ex. proximidade com o mar, variações de altitude, solo, geomorfologia, dentre

outros fatores) onde há alguns atrasos (em relação ao período) ou aceleração dessa expansão da cobertura florestal e retração da vegetação campestre, além da dinâmica de incêndio local e de variações específicas da vegetação. Sendo assim, algumas áreas podem apresentar variações específicas das condições climáticas, vegetais, regime de fogo e de precipitação.

Outro ponto a ser destacado está associado à avaliação sobre as alterações promovidas pela frequência e magnitude de fogo ao longo do Quaternário Superior. O registro de incêndios naturais ou de origem antropogênica, têm se constituído como uma importante fonte de interpretação da dinâmica da vegetação. De acordo com Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (2014), as análises paleoantracológicas - a partir de restos de carvão pretérito - tem mostrado que o fogo constitui um fator de perturbação em ecossistemas tropicais e subtropicais, assumindo, ao lado das variações climáticas, uma grande importância para determinação da dinâmica da cobertura vegetal durante o Quaternário Superior.

Por exemplo, de acordo com Behling *et al* (2020), estudos conduzidos na Serra do Caparaó por Veríssimo Pereira *et al* (2012) registraram numerosos eventos de incêndios durante o início do Holoceno, diminuindo a frequência gradualmente ao longo do Holoceno e tornando-se raro após 5.100 anos cal AP. Na Serra dos Órgãos, os registros de Behling e Safford (2010) sugerem que o fogo era comum no início do Holoceno, mas foi diminuindo gradualmente ao longo do Holoceno. Caracterizam o período menos propenso à incêndios entre 5.000 e 1.000 anos cal AP, aumentando ligeiramente após esse período (últimos 1.000 anos). No núcleo investigado na Serra da Bocaina por Behling *et al* (2007) e no Morro Itapeva por Behling (1997), as taxas de deposição de carvão registradas nos dois núcleos se caracterizaram como altas durante o final do Pleistoceno Superior e diminuíram durante o Holoceno (Behling *et al*, 2020).

Sobre a origem desses incêndios serem de fontes antropogênicas ou por ignições de origem natural, Behling *et al* (2020) pontuam que:

[...] embora a maioria dos incêndios modernos sejam de origem antropogênica, as afirmações de que incêndios provocados por raios não ocorrem e não podem ocorrer nos campos de altitude são infundadas. Além disso, uma análise da ecologia do fogo dos campos de altitude constatou que adaptações que conferem resistência ou resiliência ao fogo são comuns nos táxons vegetais dominantes (Safford, 2001). Dito isso, existem muitos táxons raros e protegidos nos campos de altitude e pouco se sabe sobre sua relação ecológica com o fogo. Além disso, as associações geográficas e ecológicas entre florestas e campos dependem, até certo ponto, desta perturbação. Nossa hipótese é que o papel de perturbações como o fogo em manter a vegetação

livre da cobertura florestal pode aumentar em importância à medida que o clima se torna mais quente (Behling *et al*, 2020, p. 6 e 7).

De acordo com Portes *et al* (2020), nos dias atuais, a maioria das ignições tem origem antropogênica, principalmente durante a estação seca. Essas ignições induzidas por atividade humana, que ocorrem durante condições muito quentes e especialmente ventosas, podem se espalhar mais regionalmente, até mesmo em grandes áreas florestadas. Comparativamente, as ignições naturais, ou seja, àquelas ocasionadas por raios e que ocorrem em grandes desnivelamentos topográficos com combustíveis (de gramíneas ou combustíveis lenhosos secos) têm poucas chances de se espalhar. Os autores citam que a maioria das descargas atmosféricas no sudeste brasileiro ocorre atualmente durante a estação chuvosa, todavia, os que ocorrem no início ou no final da estação chuvosa têm potencial de causar incêndios, conforme ressaltado por Safford *et al* (2001).

A Tabela 3 sistematiza os principais resultados obtidos por alguns estudos paleoecológicos recentes baseados em análise de grãos de pólen e esporos. Além disso, esses estudos trazem evidências de incidência de fogo a partir da análise de partículas de carvão, em áreas montanhosas do sudeste brasileiro, principalmente na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira. A Figura 9 situa a localização desses estudos conduzidos no estado do Rio de Janeiro e adjacências.

Importante ressaltar, no entanto, que a maioria desses estudos é conduzido em áreas de elevada altitude (> 1.500 metros) e refletem uma condição de vegetação específica, principalmente composta por áreas de floresta montana, alto montana e de campos de altitude. Isso também é válido em termos de dinâmica de processos erosivos, pois os registros em perfis (núcleos ou testemunhos) são geralmente levantados em contextos mais “estáveis” do ponto de vista geomorfológico (p.ex. turfeiras, depressões em dolinas, ambientes lacustres, etc), diferentes do contexto de encostas (ambiente de alta energia e transporte), como no presente estudo.

Significa dizer que, embora sejam referências importantes para elucidar as dinâmicas e padrões da vegetação e condições climatológicas passadas em domínio montanhoso do sudeste brasileiro, as diferenças no contexto geográfico e ambiental das áreas levantadas pelos diferentes estudos devem ser consideradas.

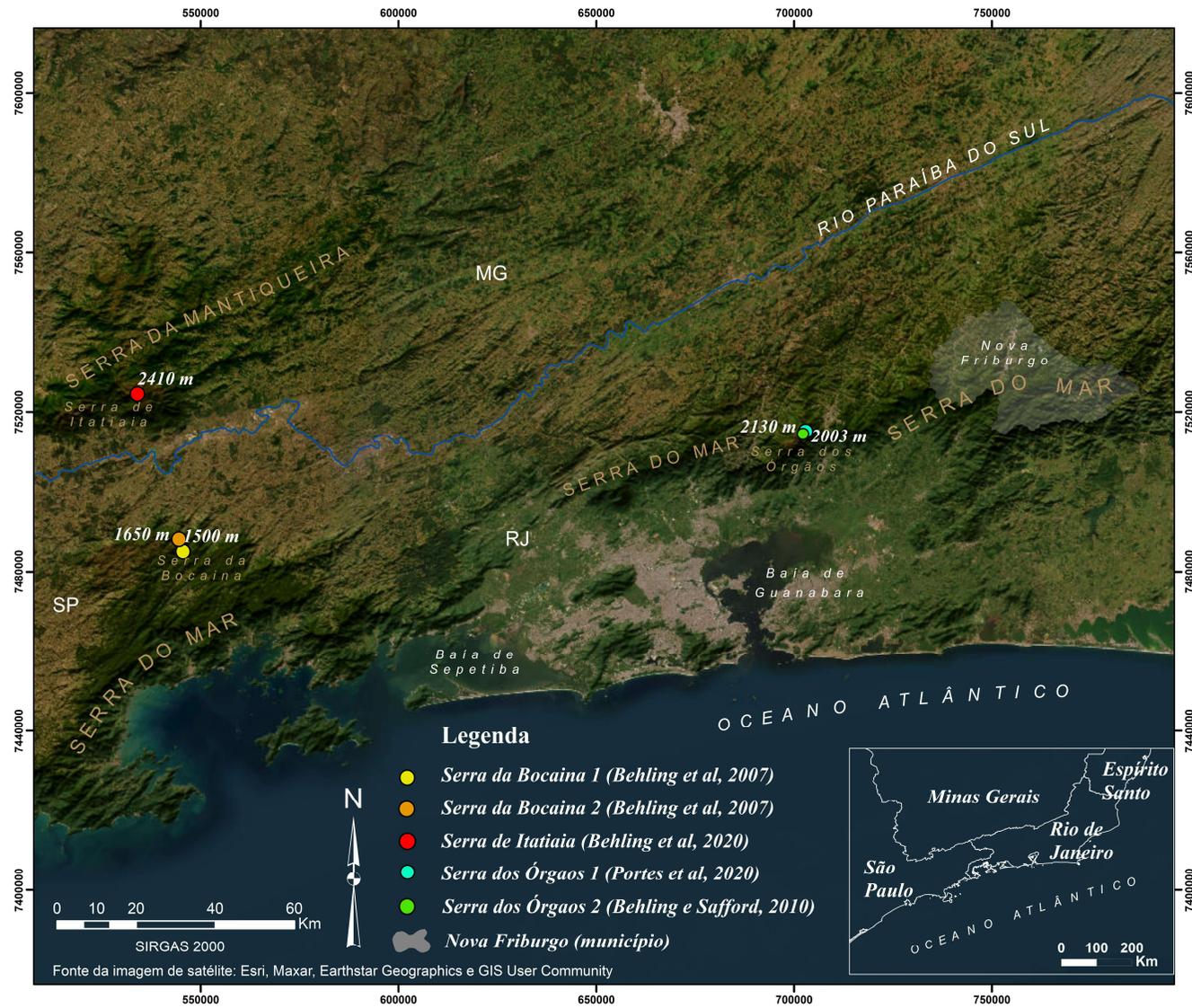


Figura 9: Localização dos estudos palinológicos nas áreas montanhosas da Serra do Mar e Mantiqueira abordados na Tabela 2. (Mapa elaborado pela presente autora).

Tabela 2. Síntese sobre as variações de clima-vegetação e regime de fogo encontrados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro. (Pág. 1/ 4)

Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação/ Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
<p>Serra dos Órgãos (RJ)</p> <p>22°27'30" S 43°01'41" W</p> <p>Altitude: 2.130 m</p> <p>Hermann Behling Hugh DeForest Safford</p> <p>“Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, southeastern Brazil” (2010)</p>	> 12 380	Indicam que antes desse período, a turfeira não se acumulou no local devido a um clima possivelmente muito seco.	Frio e Seco Incêndios não frequentes
	12 380 – 12 310 cal anos AP	Segundo os autores, o início do acúmulo de matéria orgânica marrom na base do núcleo durante o Glacial tardio (<17.000) sugere uma mudança de condições climáticas mais secas para mais úmidas no local. Condições muito úmidas ao final do Glacial tardio foram associadas à presença frequente de esporos de <i>Isoetes</i> , pólen de Eriocaulaceae e colônias da alga <i>Botryococcus</i>	Aumento da umidade Incêndios não frequentes
	12 310 – 11 810 anos cal AP	Os autores apontam uma expansão significativa da floresta montana em elevações mais altas, reduzindo a área dos campos de altitude. Indicam, como evidências de condições climáticas quentes e úmidas no final glacial, a migração de táxons como Moraceae/Urticaceae e <i>Euterpe/Geonoma</i> para altitudes mais altas Também avaliam a possibilidade de que temperatura neste período tenha sido semelhante, ou até mesmo mais alta, do que atualmente (nesta área é ~10,5 °C). Os autores consideram que a proximidade da serra com o Oceano Atlântico, uma forte influência no clima da região serrana costeira seria esperada devido a um aumento da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico. Neste intervalo, as partículas de carvão detectadas foram relativamente baixa, suportando a interpretação pelos autores de que os incêndios não eram frequentes no final do Glacial tardio.	Quente e úmida Incêndios não frequentes
	**	A respeito do aparecimento de populações da conífera Araucária ( <i>A. angustifolia</i> ), as evidências encontradas no estudo suportam a sua presença durante o período Glacial Tardio e início do Holoceno, porém a ausência de pólen reconhecível após 10.800 anos cal AP, como sugerida pelos autores, indicam que esta pode ter se tornado localmente extinta a partir dessa época.	
	11.810 – 10.800 cal anos AP	Os autores avaliam que as mudanças encontradas na vegetação possivelmente estejam relacionadas ao início das condições secas no início do Holoceno (continuando até ~ 4.910±14 anos AP ou 5.640 anos cal AP). Isso é sustentado pelas evidências da expansão dos campos de altitude (aumento acentuado de <i>Poaceae</i> ) e da retração da floresta montana para altitudes mais baixas. Comentam que essa variação de condições secas com uma longa estação anual seca na fase inicial do Holoceno (perdurante até o Holoceno médio) é corroborada com diversos outros locais levantados no SE Brasil.	Mais seco e quente Incêndios frequentes
	10.800 – 7.850 cal anos AP	Indicam que o período inicial do Holoceno, principalmente durante esse intervalo de tempo, o fogo era frequente nos campos de altitude da Serra dos Órgãos. Esse sinal de condições de clima mais seco está aliado à alta frequência de incêndios detectada. Sobre a possibilidade desses incêndios estarem vinculados à origem antropogênica, os autores pontuam que o extremo isolamento de trechos superiores da Serra dos Órgãos (altos penhascos, encostas íngremes e floresta densa), parecem impedir a presença regular de seres humanos nessas altitudes mais elevadas. No entanto, indicam que após 7.850 anos cal AP e, especialmente após 880 cal anos AP, a maior frequência do pólen <i>Cecropia</i> encontrada no registro, pode estar associada a um sinal de aumento da atividade humana na área (mas falta embasamento para afirmar isto).	
	9.000 – 4.910 cal anos AP	Os autores sugerem um aumento gradativo e lento, com tendência à longo prazo, do aumento de condições úmidas. Isso é suportado por uma migração ascendente lenta (porém constante) de táxons da floresta montana após 9.000 anos até ~ 4.910 anos cal AP, com retração da área de campos de altitude e diminuição da frequência de fogo. Ressaltam que os táxons da floresta montana atingiram níveis de elevação similares aos modernos, anunciando o início de condições climáticas quase modernas por volta de 4.910 anos cal AP.	Aumento gradativo da umidade Diminuição de incêndios
	~ 880 cal anos AP	Apontam para um ligeiro aumento na umidade durante os últimos 880 anos cal AP com base na diminuição do pólen dos campos de altitude e presença ligeiramente maior de floresta montana. Também reforçam que um pequeno aumento detectado de pólen de palmeiras ( <i>Euterpe/Geonoma</i> ) e de Myrtaceae trazem como evidência esse ligeiro aumento de condições mais úmidas. Os autores sublinham que os últimos 1000 anos possivelmente tenha sido os mais chuvosos de todo o Holoceno para a Serra dos Órgãos.	Ligeiro aumento da umidade Úmido e quente

Tabela 2. Síntese sobre as variações de clima-vegetação e regime de fogo encontrados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro. (Pág. 2/ 4)

Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação / Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
	9840–4480 cal anos AP	Os autores apontam que no início do registro, os campos de altitude eram dominantes, alta concentração de gramíneas e arbustivas, sendo representadas principalmente por espécies de Poaceae, Asteraceae, Apiaceae e Cyperaceae. Nesse período, a floresta atlântica alto montana não estava amplamente distribuída, pelo menos nessas altitudes mais altas (>1800 m) da Serra dos Órgãos. Além disso, evidenciam que a floresta local mais contínua pode não ter se desenvolvido até depois de 1350 cal anos AP. Um clima ligeiramente mais frio do que o atual foi sugerido pelos autores para o período anterior a 4.480 anos cal AP, suportado pela riqueza encontrada em gêneros de ancestrais de latitudes temperadas do Sul, como <i>Weinmannia</i> , <i>Drimys</i> e <i>Griselinia</i> . Apesar de encontrarem a representação de pólen associados à floresta Atlântica alto montana de origem tropical durante início do Holoceno, sua abundância era baixa (até mesmo muito baixa). Apenas após 4.480 anos AP esses táxons apresentaram aumento substancial, incluindo a <i>Clethra</i> , <i>Ilex</i> , <i>Laplacea</i> , <i>Daphnopsis</i> , <i>Croton</i> e as samambaias.	Relativamente frio e seco  Alta frequência e magnitude de incêndios
Serra dos Órgãos (RJ)  22°27'53.49"S 43°2'27.04"W  Altitude: 2003 m  Maria Carolina G. de O. Portes, Hermann Behling, Vincent Montade, Hugh DeForest Safford	4480–1350 cal anos AP	Os autores detectaram, após 4.480 anos cal AP, um aumento abundante de gêneros de floresta atlântica como a <i>Weinmannia</i> e <i>Myrsine</i> . Destacam também a abundância ao longo do Holoceno para os <i>Symplocos</i> , Melastomataceae e Myrtaceae. Além disso, apontam que o núcleo levantado foi dominado por vegetação de campos de altitude durante a maior parte do Holoceno, mantendo certa uniformidade no início Holoceno. Posteriormente, depois de ~4.500 anos AP, uma notável contração foi detectada, corroborando a maior concentração de carvão, bem como o clima mais seco durante esse período. Os autores destacam que a matéria orgânica no solo aumentou após 4.480 anos cal AP, juntamente ao aumento na abundância dos táxons floresta atlântica alto montana e também de outros táxons de floresta atlântica. Isso foi evidenciado pela expansão de táxons de origem tropical como <i>Clethra</i> , <i>Symplocos</i> , <i>Celtis</i> , <i>Trema</i> , Flacourtiaceae e as samambaias. Condições mais úmidas foram interpretadas por essa associação do aumento da elevação e expansão da floresta e diminuição da magnitude e a frequência de fogo.	Seco na transição para o Holoceno Superior Gradualmente mais quente e úmido  Diminuição de incêndios
“Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, southeastern Brazil” (2020)	1.350 - presente cal anos AP	Após ~1400 anos cal AP, a diminuição da concentração de carvão, a relação campos de altitude/floresta caindo para 50:50, além do aumento da floresta para ~30% sugerem um clima mais úmido. Destacam que condições ainda mais úmidas aparentam ter ocorrido a partir de ~1350 anos cal AP, devido à uma forte e abrupta intensificação de acumulação de sedimentos. De acordo com os autores, isso também é corroborado por uma redução do pólen de campos de altitude (~ 50% do total), além de uma diminuição na concentração de carvão. Indicativos de uma rápida mudança em direção a um clima mais quente e úmido no Holoceno Superior são suportados por um pico agudo de <i>Alchornea</i> registrado logo após 1350 anos cal AP. Também foi evidenciado pelo aumento de outros táxons de floresta baixo montana tropical, como a Moraceae/Urticaceae, <i>Cecropia</i> e tipo <i>Euterpe/Geonoma</i> .  Após 1.200 anos cal AP, foi destacada que a relação campos de altitude/floresta alto montana permaneceu em um equilíbrio. No entanto, evidenciam nesse período um último pico significativo de incêndio registrado em ~600 anos cal AP. Isso também é ratificado por um pico no pólen de campos de altitude detectado, além da queda no pólen floresta alto montana visualizado logo após o incêndio. Importante destacar que os autores ponderam sobre a análise de macro carvão utilizada no estudo ser relativamente grande (>150 µm), indicando que isso pode restringir a avaliação sobre incêndios que possivelmente ocorreram dentro de 500 m ou mais do local levantado.	Gradualmente mais quente e úmido  Incêndios menos frequentes e raros

Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação / Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
<p>Serra da Bocaina (RJ/SP)</p> <p>Serra da Bocaina 1 (SDB1) 22°44'30"S, 44°33'24"W Altitude: 1500 m</p> <p>Serra da Bocaina 2 (SDB2) 22°42'50"S 44°34'W Altitude 1.650 m</p> <p>Hermann Behling Lydie Dupont, Hugh DeForest Safford, Gerold Wefer</p> <p><i>"Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil"</i> (2007)</p>	Observações	<p>Foram dois núcleos diferentes investigado pelos autores neste estudo: Núcleo SDB1: as camadas orgânicas apresentam ~ 200 cm de espessura, recobertas por acumulações colúvias e aluviais. Segundo os autores, essas camadas foram expostas pela incisão de um pequeno rio; que atualmente apresenta um nível cerca de 1 metro abaixo da camada desse material orgânico. Núcleo SDB2: trata-se de uma turfeira, situado na crista da serra (a 10 km ao norte de SDB1). Está posicionado em uma bacia rasa (200m x 200 m) formada em uma depressão de rocha cristalina.</p>	
	18.570–14.570 cal AP 15.410–12.510 cal AP	<p>Foi verificado que no final do Pleistoceno a vegetação e gramíneas estava amplamente difundida e era muito diversa. Existiam formações florestais dispersas de alto montana e as de baixo montana ocorriam possivelmente em vales com umidade suficiente para se estabelecerem ou em altitudes mais baixas. Os autores relatam a possibilidade dessas florestas estarem em encostas mais úmidas voltadas para a Atlântico. A presença de <i>A. angustifolia</i> foi rara e é sugerido que as manchas isoladas de floresta com araucária podem ser interpretadas como possíveis refúgios de longo prazo, talvez anteriormente conectados com outros refúgios no sudeste do Brasil durante os glaciais. A baixa abundância e a raridade ou ausência de samambaias indicam um período mais seco. Os incêndios são sugeridos como frequentes na área e, os autores pontuam que isso contrasta com os resultados do sul do Brasil, onde o fogo era aparentemente incomum durante os períodos glaciais. Para este período sugerem um clima frio, com fortes geadas durante os meses de inverno. Além disso indicam que é bem plausível uma diminuição anual de temperatura para o período Glacial tardio (entre 3–5 °C). Sobre o sinal das plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, apontam que a redução do nível de CO<sub>2</sub> atmosférico glacial provavelmente alterou o equilíbrio competitivo entre elas.</p>	<p>Mais frio e seco</p> <p>Incêndios frequentes</p>
	*Gap: depósito colúvial	<p>Entre 14.500 e 10.800 cal BP foi caracterizado uma lacuna sedimentar com depósitos retrabalhados sem pólen. É avaliado que o ambiente de erosão Glacial tardio pode estar ligado a um aumento acentuado na precipitação, criando essa lacuna. Os autores pontuam que uma <i>fase curta</i> de condições muito úmidas e quentes durante o final do período <i>Younger Dryas (YD)</i> foi identificada nas montanhas costeiras ao sul e ao norte do local deste testemunho.</p>	<p>Pequeno intervalo úmido depois e condições secas sugerido com alta precipitação</p>
	10.840–9.270 cal anos AP 9.420–8.030 cal anos AP  10.380–7.260 cal anos AP 9.230–6.390 cal anos AP	<p>Na fase inicial do Holoceno (10.840 a 9270 cal BP) os autores avaliam uma maior representação de pólen arbóreo do que durante o período do Pleistoceno tardio. No entanto, áreas relativamente grandes de campos ainda cobriam as partes altas da Serra da Bocaina. Também pontuam que as encostas mais úmidas voltadas para o Atlântico desenvolveram floresta baixo montana, mas muito menos desenvolvido nas encostas do norte, no reverso da Serra. O pólen de <i>A. angustifolia</i> não foi encontrado em nenhum dos registros neste período inicial do Holoceno, quando as evidências apontam para um clima relativamente quente, porém mais seco, no início do Holoceno na Serra da Bocaina, com uma estação seca provavelmente mais longa do que nos dias atuais.</p>	<p>Mais quente e seco</p>
	7.260–4.594 cal anos AP 6.390–4.130 cal anos AP	<p>Relatam que os grupos florestais tiveram uma grande expansão após 7260–4594 cal BP. Também pontuam uma menor representação de ervas, principalmente devido à diminuição do pólen de Poaceae. Indicam um aumento de <i>Weinmannia</i> e do tipo <i>S. lanceolata</i> na parte inferior da zona. O pólen de <i>Cecropia</i> e do tipo <i>Lamonia speciosa</i> começa a aparecer nesta zona, além de esporos de fetos arbóreos permanecem raros e outros esporos de fetos são agora menos frequentes devido à menor representação do tipo <i>B. imperiale</i>.</p>	<p>Mais úmido</p>
	4590–1280 cal anos AP 4130–1360 cal anos AP	<p>Segundo os autores, elementos florestais diminuíram ligeiramente entre 4590 e 1280 cal BP. Diminuição de pólen do tipo <i>Weinmannia</i> e <i>S. lanceolata</i> no final do Holoceno. Houve um ligeiro aumento de pólen de ervas e o pólen do grupo de floresta montana superior diminui ligeiramente, enquanto o grupo de outros arbustos e árvores aumentam ligeiramente. No entanto, as porcentagens de pólen de <i>Weinmannia</i> e Myrtaceae diminuíram, enquanto <i>Alchornea</i> e <i>Euterpe/Geonoma</i> aumentaram. Destaca que um pólen de araucária aparece como grãos únicos. Além disso, os esporos de samambaia (do tipo <i>B. imperiale</i>) aumentam no final deste período. Os autores evidenciam que uma mudança mais seca para mais úmida ao longo do Holoceno, com um encurtamento da duração da estação seca foi relatada em vários locais no sudeste do Brasil.</p>	<p>Ligeiramente mais seco e depois mais úmido</p>
	Atual	<p>Período durante o qual a floresta ombrófila e a floresta de araucária se expandiram acentuadamente – visto como o período mais úmido desde o Máximo Glacial e corroborado por diferentes autores. A ocorrência atual de um mosaico de campos, araucárias e floresta montana superior nas elevações mais altas da Serra da Bocaina é provavelmente resultado do avanço da floresta sob condições climáticas muito úmidas do Holoceno tardio.</p>	<p>Úmido</p>

Tabela 2. Síntese sobre as variações de clima-vegetação e regime de fogo encontrados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro. (Pág. 3/ 4)

Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação / Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
Serra de Itatiaia (RJ)  22°23'07.20" S 44°40'11.3" W Altitude 2.410 m  Hermann Behling Nele Jantz Hugh DeForest Safford  <i>"Mid- and late Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra do Itatiaia, Rio de Janeiro state, southeastern Brazil"</i> (2020)	7430–4110 cal anos AP	<p>Os autores avaliam que a composição da vegetação reflete condições relativamente secas durante o Holoceno médio (7430-4110 anos cal AP). Possivelmente com uma estação seca mais longa do que é vista nos dias de hoje. Para este período, indicam o domínio de diversos campos de altitude na Serra do Itatiaia (muitas espécies de Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae, Plantago e Iridaceae). Além disso, destacam que a ocorrência de floresta montana foi relativamente limitada, com representação de Myrsine, Urticales, Melastomataceae, Alchornea, Celtis e a rara ocorrência de Weinmannia, Myrtaceae, Podocarpus e de samambaias. Pontuam que o influxo de macro-carvão foi relativamente baixo no início, mas muito alto na segunda parte, registrando ao menos três eventos de incêndio local.</p> <p>Entre ~4.870 e 4.440 anos cal AP, os autores indicam um aumento em alguns dos táxons da floresta montana e as contagens de pólen de <i>Plantago</i> e <i>Eryngium</i> caem, evidenciando uma mudança para condições climáticas ligeiramente mais úmidas. Sobre os incêndios, quatro eventos de incêndio local foram indicados pelos autores entre 4.450 e 4.000 anos cal AP, coincidindo com um intervalo de cobertura florestal relativamente baixa. Avaliam que possivelmente os incêndios tenham contribuído para a perda de floresta e aumento da vegetação dos campos de altitude. No entanto, ponderam a dificuldade em determinar o que ocorreu primeiro, já que o próprio aumento da vegetação de gramíneas tornaria mais provável a ignição e a propagação do fogo. Todavia, isso também reduziria a quantidade de fragmentos grandes de carvão, que tem origem principalmente da vegetação mais lenhosa. Incêndios podem ter ignição por raios ou origem antropogênica, avaliando que é difícil inferir a real causa.</p>	<p>Mais seco no início e ao final ligeiramente mais úmida</p> <p>Muitos incêndios registrados</p>
	4110–1960 cal anos AP	<p>Pontuam que o início do Holoceno tardio (4110-1960 anos cal AP), os táxons da floresta montana aumentaram em abundância, especialmente o gênero pioneiro <i>Myrsine</i>, que possivelmente está associado à diminuição acentuada do fogo. Consideram que as condições climáticas provavelmente também foram mais úmidas, detectado através da diminuição de <i>Plantago</i> e aumento de samambaias. A <i>Araucaria angustifolia</i> se estabeleceu na floresta durante a primeira fase desse período. No entanto, indicam que ela permaneceu rara e foi ainda menos abundante na segunda metade do período. Ponderam que ainda não está evidente os motivos da diminuição da floresta montana na segunda metade deste período. Abrem para a possibilidade de que dois incêndios detectados possam ter contribuído para uma expansão dos campos de altitude.</p>	<p>Mais úmida</p> <p>Diminuição do fogo</p>
	1960–530 cal anos AP	<p>Caracterizam condições climáticas relativamente úmidas neste período por uma diminuição contínua do pólen dos campos de altitude (porém ainda dominantes), em particular de <i>Poaceae</i>, enquanto <i>Cyperaceae</i> e <i>Asteraceae</i> apresentaram um pequeno aumento. Já a floresta montana aumentou continuamente devido principalmente a valores mais altos de <i>Myrsine</i>, <i>Melastomaceae</i>, <i>Urticales</i> e <i>Weinmannia</i>. Indicam que os grãos de pólen de <i>Araucaria angustifolia</i> continuam raros, mas são mais frequentes do que na zona anterior, além dos esporos de samambaia, incluindo <i>Cyathea</i>, aumentam ligeiramente. Neste período, o influxo de macrocarvão está em seus níveis mais baixos em todo o registro. Nenhum evento de incêndio local foi identificado pelos autores, mas há o acúmulo contínuo de carvão vegetal em níveis baixos. Um clima sazonal com uma estação seca anual foi sugerido.</p>	<p>Úmido</p> <p>Sem incêndios locais mas acúmulo pequeno de carvão</p>
	530 a –48 cal anos AP	<p>Neste período que caracteriza o final do Holoceno tardio, os autores apontam a manutenção de condições climáticas relativamente mais úmidas do que em o início do núcleo. Sugerem isso devido a paralização da expansão da floresta. No entanto, avaliam que dentro de alguma faixa de variação, o equilíbrio campos de altitude/floresta permaneceu aproximadamente estável.</p> <p>Essa limitação da expansão florestal possivelmente tem relação com a frequência relativamente alta de incêndios neste período. Indicam que a Araucária e Podocarpus se estabeleceram mais e <i>Weinmannia</i> diminuiu. Ressaltam que a <i>Weinmannia</i> é bastante sensível ao fogo e pode ter sido fortemente reduzida após os incêndios severos.</p>	<p>Úmido</p> <p>Incêndios locais registrados</p>

Tabela 2. Síntese sobre as variações de clima-vegetação e regime de fogo encontrados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no sudeste brasileiro. (Pág. 4/ 4)

Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação/ Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
Serra do Espinhaço (MG)	~10.000 – 7.360 cal anos AP	Indicam um domínio de densas florestas semidecíduas e campos úmidos (gramíneas) de rupícolas axícolas, indicando condições climáticas muito úmidas e frias.	Frio e muito úmido
18°15'270.08"S 43°40'30.64"W Altitude: 1.400 m	~7.360 – 4.200 cal anos AP	Avaliam um declínio das florestas de montanha, assim como a abertura das florestas semidecíduas. Houve expansão das formações de savana, o que corrobora com condições mais quentes e diminuição da umidade. No entanto, apontam que as condições permaneceram úmidas.	Quente e diminuição da umidade
Ingrid Horák-Terra Antonio Martínez Cortizas Cynthia F. Pinto da Luz Pedro Rivas López Alexandre Christóvão Silva Pablo Vidal-Torrado	~4.200 – 2.200 cal anos AP	Indicam um declínio de florestas semidecíduas e expansão de formações típicas de condições mais secas. Pontuam possíveis perturbações na hidrologia da bacia hidrográfica (a nível local) e redução de intensidade dessas perturbações no final desse período. Segundo os autores, uma diminuição das condições de umidade pode ter sido acompanhada pelo aumento da sazonalidade. Apontam que isso poderia ter causado chuvas torrenciais, sendo atestada pela maior diversidade de tipos polínicos regionais encontrados.	Seco e quente
“Holocene climate change in the central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais)” (2015)	~2.200 – 1.160 cal anos AP	Durante esse período, os autores indicam ainda uma vegetação dominada por formações de savana em condições seca. No entanto, sugerem que períodos de resfriamento possam ter ocorrido de forma pontual, com variações na umidade., sendo atestado por mudanças mais frequentes na estratigrafia da turfeira.	Seco e resfriamento pontual
	~1.160 – 400 cal anos AP	Detectado um maior aumento no acúmulo de matéria orgânica e uma redução acentuada nos fluxos locais e regionais de material mineral. Os autores sugerem um período de estabilidade ambiental.	Condições até o clima sub-úmido atual foi estabelecido
	~400 cal anos AP	Avaliam uma mudança abrupta para valores típicos de plantas C4. Ressaltam também que os indicadores polínicos regionais e locais registram grandes perturbações hidrológicas e erosão do solo. No entanto, para os autores uma ligeira recuperação das florestas úmidas indica certo aumento da umidade nos últimos dois séculos.	
Local / Referência	Intervalo de tempo ( <sup>14</sup> C)	Interpretações Vegetação/ Clima / Fogo de acordo com os autores	Síntese
Serra do Caparaó (ES/MG)	11.410 – 8.990 cal anos AP	Indicam domínio da vegetação campestre e de clima frio. Abundância de <i>Eryngium</i> são encontrados em solos úmidos na Serra do Caparaó. No início deste período, os autores apontam a presença de samambaias como indicio de condições mais úmidas. Foi detectado uma abundância dos táxons da floresta montana, sugerindo que neste período a floresta estava restrita a altitudes mais baixas. Avaliam restrições de temperatura e/ou incêndios relativamente frequentes no período. Após 10.700 anos cal AP, foi detectado o início de condições mais secas pela ausência de samambaias, o quase desaparecimento de <i>Buddleia</i> e a expansão dos campos de altitude.	Frio e úmido e no final foi detectado variações mais secas e incêndios
20°24'50"S 41°49'34"W  Altitude: 2.150 m  Nuno Veríssimo Pereira Hugh DeForest Safford Hermann Behling	8.990–2.670 cal anos AP	Os autores apontam que a presença de <i>Symplocos</i> , típicas de florestas úmidas de montanha, é comum nesse período. A ocorrência desta espécie se dá principalmente em florestas abertas e áreas frequentemente queimadas, ainda que possam ser encontradas também em florestas densas. A alta presença de <i>Symplocos</i> e de <i>Baccharis</i> , é sugerida pelos autores como indicio de aumento de umidade. Indicam menor frequência de fogo após 9000 cal. anos AP. Em torno de 5200 cal. anos AP, foi detectado um aumento dos táxons de floresta montana e a presença mais frequente de samambaias, assim como a diminuição dos campos de altitude.	Aumento da umidade
“Holocene vegetation and fire history of the Serra do Caparaó, SE Brazil”. (2012)	2.670–48 cal anos AP	Indicam retração da camada arbustiva e domínio de Asteraceae e Poaceae nos campos de altitude. Ainda que com a detecção de <i>Gelasinospora</i> e partículas carbonizadas tenha sido sugerido um ligeiro aumento na frequência de incêndios, isto se modifica ao final do período, quando “o aumento na abundância de Cyperaceae, samambaias e gêneros arbustivos de <i>Baccharis</i> e <i>Croton</i> sugere um clima mais úmido e incêndios menos frequentes”. Apesar das condições aparentemente favoráveis para expansão da floresta montana, os autores não detectaram seu avanço, uma vez que a predominância dos campos de altitude desde 1200 cal. anos AP possivelmente esteja associada a atividades humanas. Mesmo com a evidência de incêndios ao longo do Holoceno, os autores sublinham que estes foram mais frequentes no início desse registro.	Úmido

Nehren *et al* (2013) sobre os impactos das mudanças climáticas naturais e uso histórico da terra no desenvolvimento da paisagem na Mata Atlântica do Rio de Janeiro a partir de levantamentos sobre a interação biota-solo-clima, nos municípios de Teresópolis, Nova Friburgo, Cachoeiras de Macacu e Guapimirim, ressaltam que a evolução da paisagem durante o Quaternário Superior foi governada por variações climáticas que tiveram um maior impacto no balanço hídrico e na cobertura vegetal e, por conseguinte, nas condições de intemperismo, erosão e sedimentação, bem como no desenvolvimento dos solos nestas áreas.

Questões interessantes a respeito das mudanças climáticas no final do Pleistoceno e início do Holoceno sobre essa interação também foram levantadas no que se refere a estabilidade/ instabilidade geomórfica. Nehren *et al* (2013) citam que os estudos de Rohdenberg (1982) e Veit (1985) argumentam que as condições climáticas já ao final do Pleistoceno pareciam ser úmidas o suficiente para permitirem o crescimento de comunidades florestais fechadas, entretanto períodos curtos de seca causaram uma abertura na cobertura vegetal e aumento dos processos erosivos. No entanto, ressaltam que estudos no Cerrado brasileiro produzidos por Greinert (1992) retratam uma elevada estabilidade nas encostas sob vegetação típica savana. Sendo assim, Nehren *et al* (2013) presumem que uma abertura a curto prazo da cobertura vegetal devido a condições climáticas mais secas não necessariamente causa maiores taxas de erosão, uma vez que os eventos de chuva podem ter sido significativamente reduzidos. Sugerem como hipótese de que o início para essas maiores taxas de erosão pode ter sido uma resposta tardia da cobertura da vegetação às condições climáticas mais úmidas, com maiores eventos de precipitação intensa, baseados em vários estudos que comprovam mudanças abruptas do clima, por exemplo, no final do *Younger Dryas YD* (12.700 - 11.600 anos AP) e durante o Holoceno (Nehren *et al*, 2013).

Com relação a este episódio do *Younger Dryas*, os estudos de Behling *et al* (2007) buscaram documentar o clima durante o Quaternário Superior e a dinâmica da vegetação na Serra da Bocaina, procurando discernir evidências terrestres para o aquecimento episódico do Atlântico tropical durante os eventos *Heinrich Stadial 1* (17.900 – 16.700 anos AP) e o *Younger Dryas* (12.700 – 11.600 anos AP) que, segundo Ruhlemann *et al* (1999), são hipóteses de se relacionar com a desaceleração periódica da circulação termohalina no Oceano Atlântico. Estes episódios estão relacionados ao degelo promovido pelo aquecimento em escala global durante este período e as mudanças na circulação das correntes oceânicas, provavelmente devido às alterações de temperatura e densidade das águas marinhas. Entretanto, Behling *et al.*, (2007) apontam que, nos núcleos da Serra da Bocaina, não foram encontradas evidências de

aquecimento súbito ou aumento da precipitação para o evento *Heinrich Stadial I*, mas um evento significativo de erosão documentado no período *Younger Dryas* provavelmente está ligado a um período de alta precipitação.

### **3.4. Solos orgânicos enterrados e reconstituição paleoambiental**

O entendimento do significado paleoambiental das camadas escuras compostas por material orgânico enterradas por colúvios subsequentes e encontradas em diferentes localidades na Região Serrana do Rio de Janeiro constitui um dos principais pontos da presente pesquisa para discutir a geocronologia dos depósitos coluviais durante o Holoceno. Essas camadas escuras enterradas não são restritas a área de estudo, sendo discutidas por outros trabalhos sobre o significado destes depósitos na evolução quaternária na região Sudeste do Brasil, como apresentado no tópico anterior.

As camadas que apresentam matéria orgânica em sua composição, principalmente relacionadas como horizontes A enterrados ou como horizontes húmicos enterrados por depósitos coluviais posteriores, são comumente abordadas em trabalhos com cunho geomorfológico como paleossolos. Entretanto é necessário pontuar que o termo paleossolos, do ponto de vista paleopedológico, necessariamente designa solos formados em condições ambientais pretéritas (paleoambientes), diferente das condições que vigoram atualmente. Sendo assim, nem todo “solo enterrado” constitui necessariamente um paleossolo. De acordo com Ladeira (2010), quando um solo é soterrado, sem qualquer tipo de alteração ambiental subsequente, ele não deve ser denominado paleossolo, pois não é resultado de condições ambientais pretéritas e, nesse caso, pode se tratar de um solo enterrado (p.ex. por movimentos de massa).

Ladeira (2010) mostra que as mudanças ambientais podem remodelar a paisagem de forma gradual ou catastrófica e, geralmente, irreversível, destruindo os solos associados a essas paisagens de condições ambientais pretéritas. O autor evidencia, no entanto, a possibilidade em determinadas situações de que os solos sejam originalmente preservados em áreas específicas, incorporando-se a sequências sedimentares, por exemplo, gerando os denominados paleossolos.

Fedoroff *et al*, (2010) apontam que as definições sobre paleossolos na literatura variam amplamente, sendo para muitos autores solos formados em uma paisagem do passado. Os autores reservam um capítulo para tratar do termo paleossolo no caso restrito a solos enterrados de qualquer idade, cujo funcionamento foi total ou parcialmente inibido por um soterramento.

Os solos reliquiais são definidos como solos pertencentes à cobertura atual do solo, mas possuem características herdadas do passado, resultantes de diferentes condições ambientais das que ocorrem atualmente (Fedoroff *et al.*, 2010).

Em relação as categorias em que os solos podem classificados, Ruellan (1971, *apud* Ladeira, 2010) destacam três principais, são elas: a) solos que refletem as condições atuais do ambiente (mais comum), não apresentando quaisquer evidência de ambientes passados; b) solos que apresentam feições reliquiais, indicando condições de ambientes anteriores distintos dos que vigoram atualmente; e c) solos enterrados, que, em última instância, se enquadra como um caso particular da última categoria. Além disso, o autor aponta que especificamente sobre paleossolos, a classificação proposta por Andreis (1981) destaca como solos reliquiais àqueles que permaneceram expostos à superfície desde sua formação, sendo assim suas propriedades resultariam do somatório de processos pedológicos superpostos que se sucederam nesse espaço de tempo. Já os solos enterrados seriam aqueles formados em uma superfície de relevo pretérita, recobertos por depósitos sedimentares, sendo sua gênese independente das condições ambientais na superfície atual, pois suas características pedológicas ficaram preservadas pelo soterramento. Por fim, os solos exumados seriam aqueles que estiveram enterrados, guardaram suas características pedológicas durante certo tempo e, posteriormente, foram expostos à nova pedogênese, mais recente, em decorrência da erosão dos materiais sobrepostos.

Ladeira (2010) pontua ainda que as observações em campo devem considerar que a relação entre sedimentação e pedogênese pode ser bastante complexa, já que além dos processos pedogenéticos envolvidos durante a formação do solo, ocorrem praticamente concomitantemente processos de deposição e erosão. Dessa forma, pode-se criar uma sequência vertical e lateral de solos superpostos, levando muitas vezes à superposição de processos pedogenéticos, resultando em perfis poligenéticos, conforme mostra a Figura 10.

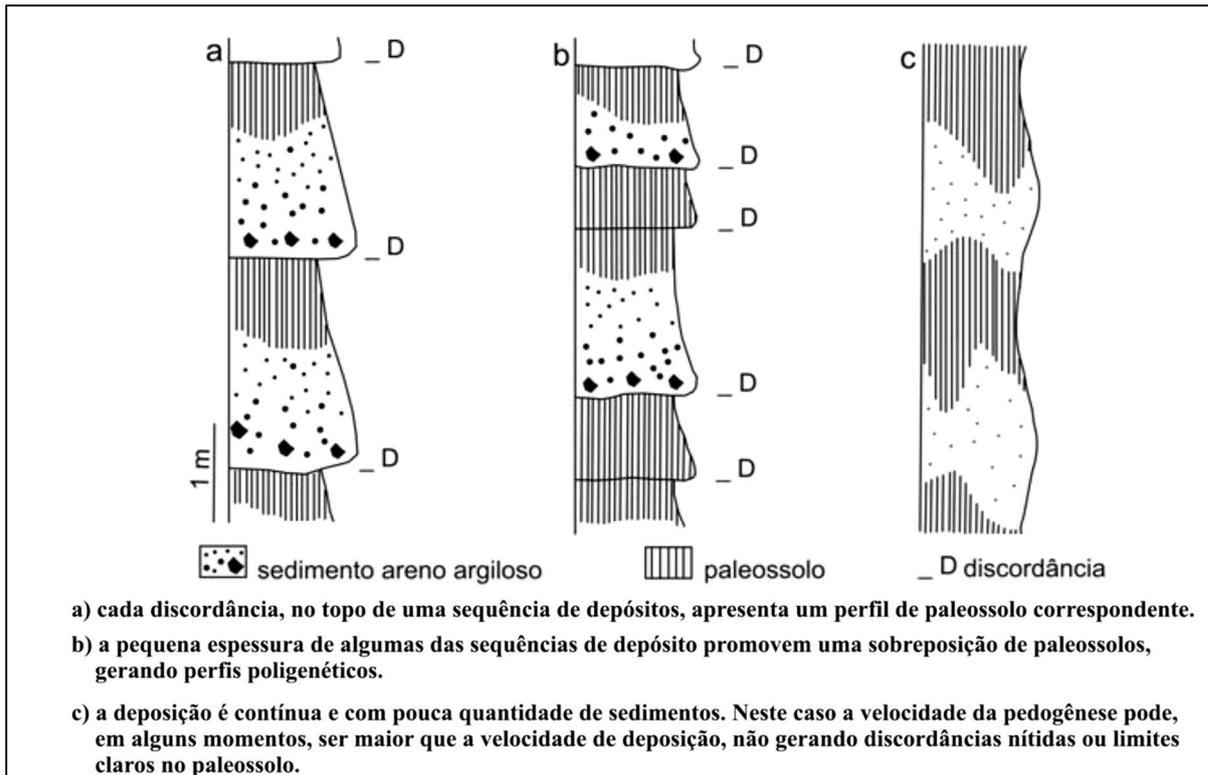


Figura 10: Ciclotema sedimento-pedogenético. Original em Meyer (1987), modificado por Ladeira (2010).

Fedoroff *et al* (2010) avalia que, muito raramente, os paleossolos são preservados como perfis completos e sem qualquer perturbação. Sendo assim, algumas discontinuidades são fáceis de identificar no campo, como truncamentos, *stone lines* e a superposição de materiais alóctones. Os paleossolos também costumam alternar com sedimentos, criando sequências de sedimentos de paleossolos denominados "*pedocomplexes*". Segundo o autor os paleossolos podem ser (1) discretos, isto é, sem pedocaracterísticas no sedimento entre os paleossolos; (2) justapostos, quando encontram-se próximos a uma sucessão vertical, sem penetração de pedocaracterísticas do paleossolo sobrejacente ao subjacente; (3) superimposto, isto é, com interpenetração de pedocaracterísticas do sobrejacente ao paleossolo subjacente; ou (4) acumulativo, quando um tipo de pedocaracterística (em geral textural) ocorrem sem significativa alteração em um espesso horizonte aparentemente "homogêneo"(Figura 11).

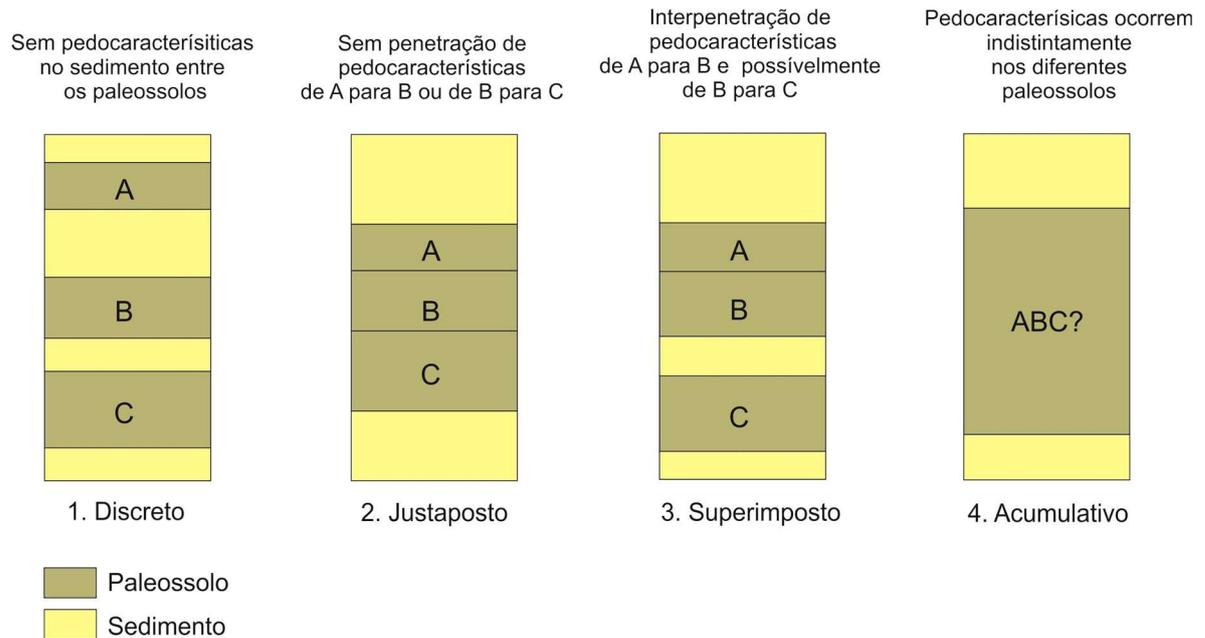


Figura 11: Possíveis relações entre paleossolos e sedimentos relacionados em sequências de sedimentos-paleossolos (extraído de Fedoroff *et al*, 2010).

Estudos sobre paleossolos e solos enterrados, do ponto de vista geomorfológico, possuem um importante significado na interpretação de condições climáticas e de cobertura vegetal passadas, auxiliando na reconstituição de cenários paleoambientais, principalmente com relação a períodos de maior ou menor instabilidade/ estabilidade morfodinâmica da paisagem. De acordo com Fedoroff *et al* (2010), o significado paleoambiental dos paleossolos foi recentemente tomada em consideração e a maioria dos trabalhos lidam com os paleossolos quaternários, especialmente aqueles formados durante o último interglacial, o último ciclo glacial e durante a época holocênica.

De acordo com Ladeira (2010) entender o ambiente deposicional é relevante para compreender sobre a formação e conservação dos paleossolos. Por este motivo, reflete sobre a importância da interpretação correta dos paleoambientes deposicionais, a qual pode ser fornecida por meio da combinação de análises sedimentológicas, correlações estratigráficas e informações de cunho paleopedológica. Dessa forma, uma análise completa permite identificar qual o ambiente responsável por gerar a deposição dos sedimentos (não favorecendo a pedogênese) e vice-versa.

### 3.4.1 Solos bruno-amarelados na região Sudeste

O estudo conduzido por Nehren *et al* (2016) na Serra do Mar do Rio de Janeiro trata sobre a ocorrência, distribuição espacial e propriedades dos solos bruno-amarelados (*yellowish brown soils*), assim como a ocorrência de linhas de seixos (*stone lines*) e de que maneira podem subsidiar o entendimento sobre a evolução da paisagem durante o Quaternário Superior. Os autores indicam diferentes pontos de vista na literatura sobre a interpretação morfogenética e pedogenética da ocorrência e natureza dos solos bruno-amarelados, com ou sem a presença de linhas de seixos. Diferentes processos geomorfológicos e pedológicos são apontados por diversos pesquisadores a respeito da sua formação em paisagens tropicais úmidas a subúmidas.

Nehren *et al* (2016) destacam que, em alguns trabalhos, o seu desenvolvimento é interpretado como resultado de processos geomorfológicos e pedológicos alóctones e, por outros, como pedogênese autóctone. Os autores indicam que, no primeiro caso, seria possível tirar conclusões a respeito das condições de deposição e reconstituição das mudanças paleoambientais. No segundo caso, no entanto, tais conclusões seriam muito vagas, tendo em vista que o intemperismo e o desenvolvimento dos solos “são processos dinâmicos e dependem fortemente das propriedades das rochas, regime hídrico e desenvolvimento interno do sistema-solo” (Nehren *et al*, 2016, p.174).

Dentre as explicações elaboradas para explicar a evolução dos solos bruno-amarelados em ambientes tropicais e subtropicais da África e América do Sul, os autores destacam algumas das mais difundidas (Tabela 3).

Tabela 3. Teorias sobre a evolução dos solos bruno-amarelados em ambientes tropicais e subtropicais.

Os solos bruno-amarelados são formados a partir de(o):	Argumentos para explicação	Autores que argumentam
Desenvolvimento autóctone devido a transformação por processos químicos de quelação do material de origem.	A goethita de óxido de ferro bruno-amarelada forma complexos relativamente estáveis, sendo menos afetados por processos de lixiviação se comparada à hematita de óxido de ferro avermelhada. Sendo assim, haveria um “enriquecimento” da goethita, o que resultaria no amarelecimento do solo superior.	Chauvel (1977) Lucas <i>et al</i> (1988) Truckenbrodt <i>et al</i> (1991) Thomas <i>et al</i> (1999)
Desenvolvimento a partir de processo bioquímico de xantização	A dissolução seletiva e o processo de lixiviação da hematita são causadas pela presença de matéria orgânica lábil. Esta acaba suprimindo a formação da hematita ou pode levar a uma intensificação da oxidação microbiana, resultando na relativa acumulação de goethita na parte superior do solo.	Schwertmann (1971) Torrente <i>et al</i> (1987) Bremer (1995) Cornell e Schwertmann (2003)

Coberturas colúviais ou aluviais (origem alóctone)	Diferentes autores interpretam solos bruno-amarelados em regiões dos trópicos e subtropicos como coberturas colúviais ou aluviais. Por exemplo, Saad (1995) em seu estudo conduzido em Minas Gerais descreve diferentes camadas colúviais separadas por linhas de seixos datadas do final do Pleistoceno. Já na Nigéria, Semmel (1982) também realizou datações de coberturas de sedimentos bruno-amareladas com idades vinculadas ao Pleistoceno Superior, associando a condições climáticas cada vez mais secas e abertura da vegetação, que ocasionaram o deslocamento do material.	Ab'Saber (1982) Bigarella (1975) Semmel e Rohdenburg (1979) Rocha (1981) Bibus (1983) Saadi (1995) Semmel (1982)
Aumento da formação de solos bruno-amarelados no final do Pleistoceno e Holoceno (estudos no S e SE Brasil)	Datações de radiocarbono realizadas por Bork e Rohdenburg (1983) identificaram ao menos seis períodos durante o Pleistoceno Superior (24.730 anos AP) ao Holoceno em que os solos bruno-amarelados foram desenvolvidos. Sugerem o desenvolvimento em períodos de estabilidade morfodinâmica da paisagem sob cobertura florestal fechada.	Semmel e Rohdenburg (1979) Rohdenburg (1982) Bibus (1983) Bork e Rohdenburg (1983)
Sedimento eólico (loess tropical)	Em estudo no SE do Brasil, por exemplo, Lichte e Behling (1999) concluem que as linhas de seixos são relíquias de sua superfície pretérita, recoberta por depósitos de origem eólica, Esses sedimentos devem ter se originado, pelo menos em parte, dos planaltos lateríticos sulamericanos.	Bibus (1983) Lichte (1990) Iriando e Kröling (1997) Lichte e Behling (1999) Morrás <i>et al</i> (2009)
Bioturbação de organismos do solo	Solos bruno-amarelados podem ser interpretados como produto da bioturbação de organismos tais como cupins, formigas, vermes e pequenos mamíferos. Este solo bruno-amarelado, segundo Johnson <i>et al</i> (2005), é a camada de solo ativo ou biomanto, que pode ter como base uma linha de seixos resultado da bioturbação com processos mistura, transferência e seleção.	Johnson (1990); Johnson e Balek (1991); Johnson <i>et al</i> (2005); Wilkinson <i>et al</i> (2009)

---

Fonte das informações: Nehren *et al* (2016).

Sobre a formação das linhas de seixos encontradas nos perfis levantados na Serra do Mar por Nehren *et al* (2016), os autores sugerem uma formação poligênica (Figura 12), com diferentes processos responsáveis pelo seu desenvolvimento, tais como: processos de dissolução (geogênicos), bioturbação (pedogenético) e processos de encosta como possíveis mecanismos.

A respeito do amarelecimento dos horizontes superiores do solo encontrados na paisagem em diferentes altitudes, inferem sobre a possibilidade de serem resultantes de processos (bio)químicos como xantização e queilação, que ocorreram, e ainda ocorrem, em períodos de clima mais úmido sob cobertura florestal fechada no Quaternário Superior. Os autores avaliam que é possível distinguir depósitos colúviais pré-coloniais e modernos bruno-amarelados com ou sem a presença de linha(s) de seixos. Também sugerem que a deposição de solos colúviais pré-coloniais ocorreu principalmente em períodos de seca e recuo da floresta durante o Pleistoceno Superior e Holoceno (Figura 13), conforme apontam:

[...] com relação aos depósitos colúviais pré-coloniais, o modelo de mudanças cíclicas entre períodos de erosão-deposição aumentados em períodos mais frios e secos do Quaternário Superior sob vegetação campestre e pedogênese intensificada sob cobertura florestal em períodos mais quentes e úmidos é suportado. No entanto, esse modelo precisa ser ainda mais diferenciado e parcialmente restringido por causa de pequenas flutuações climáticas. Além disso, devido ao relevo muito acentuado e às intensas chuvas nas serras centrais, o deslocamento acelerado do material do solo provavelmente também ocorreu sob a cobertura florestal fechada desencadeada pela queda de árvores (clareiras) e, também, por movimentos periódicos de massa como deslizamentos de terra. [...] os depósitos colúviais modernos originaram-se de processos de desmatamento e intensificação do uso da terra nos últimos 300 anos, recobrando grandes partes das encostas baixas, contrafortes e depressões e indicam processos aceleração de erosão e deposição desde a colonização europeia (Nehren *et al*, 2016, p. 186)

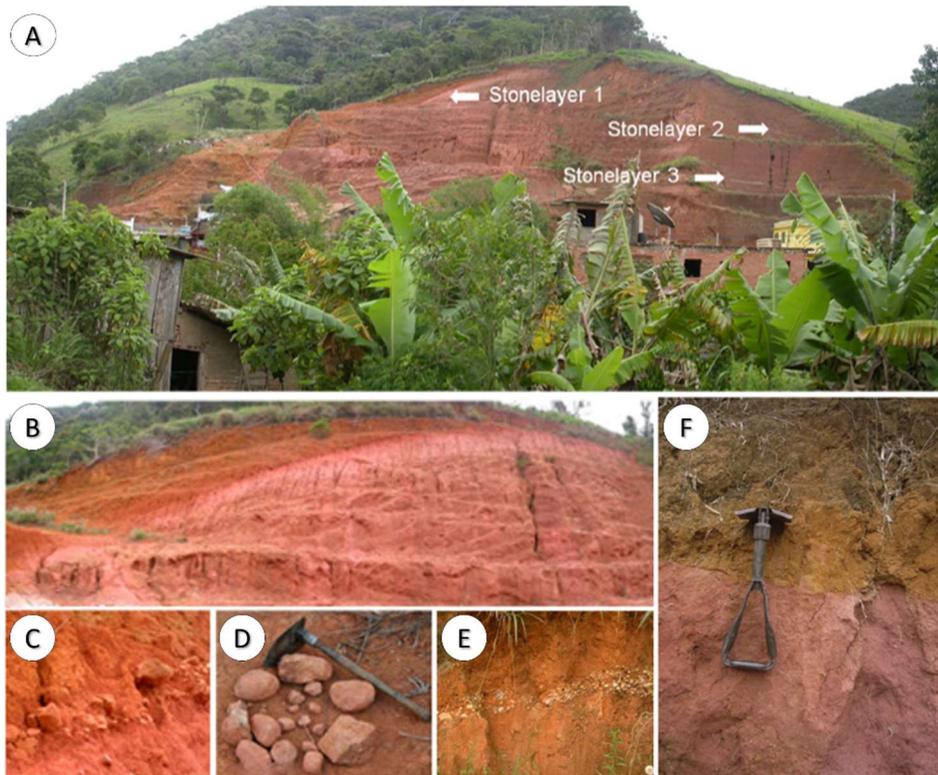


Figura 12: *Stone lines* identificadas por Nehren *et al* (2016) com diferentes significados de evolução, levantados na Serra do Mar, Região Serrana do Rio de Janeiro; (A) Exposição do perfil ao longo da rodovia interestadual RJ-130 e do rio Bengalas com detalhes B–D; (E) Linha de seixos sobre a base de uma camada colúvial; (F) Limite nítido entre um horizonte de Bw bruno-amarelado e Bws avermelhado. (imagens modificadas de Nehren *et al*, 2016).

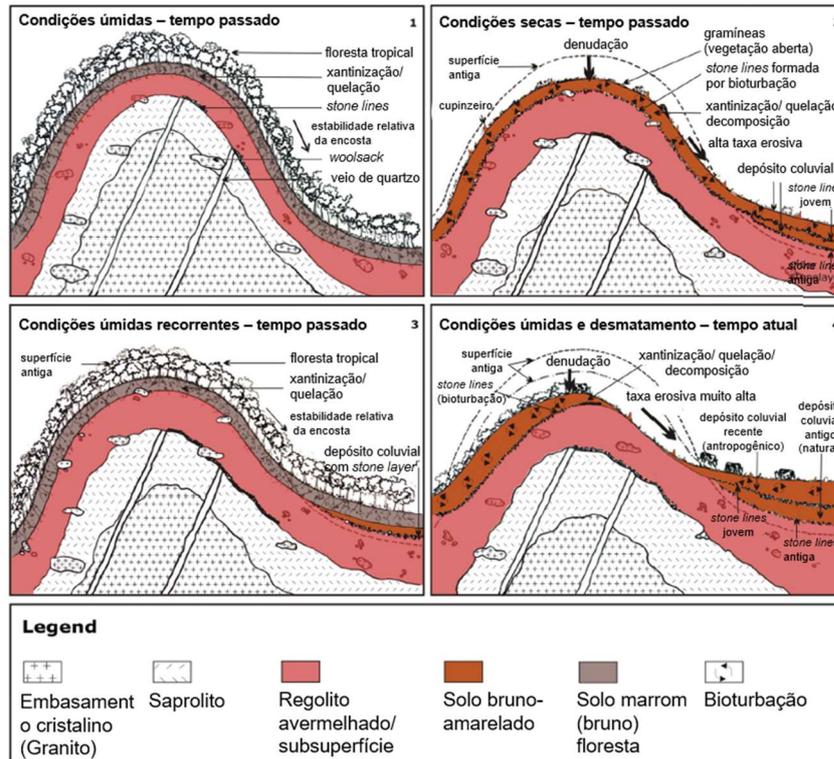


Figura 13: Modelo esquemático proposto por Nehren *et al* (2016) para o desenvolvimento de solos bruno-amarelados, depósitos coluviais e das *stone lines* em posições de encosta sob condições climáticas variáveis e sob impacto humano (Modificado e traduzido de Nehren *et al*, 2016).

### 3.4.2. Isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e reconstrução paleoambiental

No presente estudo, os sinais de isótopos estáveis do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) a partir da matéria orgânica do solo (MOS) constitui uma estratégia para detectar o tipo de cobertura vegetal dominante nos perfis levantados para a área em foco. Também podem ser estabelecidas inferências sobre variações climáticas que, por sua vez, contribuem com a análise sobre condições paleoambientais durante o Holoceno.

A contribuição dos estudos palinológicos se faz notória para o entendimento de aspectos das comunidades vegetais passadas, assim como a correlação de informações obtidas através da análise isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ). É importante pontuar que o detalhamento a nível de famílias, gênero ou até mesmo de espécies que configuraram ou configuram o mosaico de cobertura vegetal na paisagem não é possível através da análise isotópica de carbono. A informação em maior detalhe sobre as associações vegetacionais de uma área e suas dinâmicas no espaço e no tempo, somente é possível por meio de análises palinológicas ou dos morfotipos de fitólitos. Todavia, importantes inferências do ponto de vista da cobertura vegetal e das condições climáticas locais podem ser obtidas com as análises de isótopos de carbono para reconstituição de aspectos da vegetação.

Destaca-se o crescimento da aplicação das análises isotópicas aos estudos quaternários para a reconstituição de cenários sobre a transformação da dinâmica da vegetação e climas passados (p.ex. a análise dos isótopos de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e dos isótopos estáveis do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ). De acordo com Jou et al. (2021) mudanças na vegetação durante o Holoceno foram registrados em razões de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) para diferentes solos brasileiros.

A proporção de isótopos de carbono estável sobre a dinâmica da SOM tem sido difundida em diferentes contextos ambientais no Brasil para representação regional de sinais de vegetação do passado com inferências a respeito das condições paleoclimáticas úmidas e secas durante o Quaternário Superior (Pessenda *et al.*, 2004; 2009; Saia *et al.*, 2008). Os ciclos fotossintéticos de plantas do tipo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  são distintos e causam diferentes fracionamentos durante a incorporação de carbono, tornando possível obter informações sobre as comunidades de vegetação pretérita a partir da SOM.

Com relação aos isótopos de carbono, Novello *et al* (2021) apontam sua aplicação em uma ampla variedade de estudos ambientais e paleoambientais. Os isótopos de carbono comuns encontrados são o  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ . É reconhecido que 98,98% do carbono presente na natureza se apresenta na forma de  $^{12}\text{C}$  e cerca de 1,10% como  $^{13}\text{C}$  (e uma ínfima concentração de radiocarbono,  $^{14}\text{C}$ ).

Segundo Pessenda *et al* (2005), a razão desses dois isótopos ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) em materiais naturais varia como o resultado do fracionamento isotópico durante processos físicos, químicos e biológicos. Em relação ao sistema planta-solo, os autores apontam que essa razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  do carbono orgânico do solo contém informação referente a presença ou ausência de espécies de plantas com os ciclos fotossintéticos  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  em comunidades de plantas no passado.

Novello *et al* (2021) aponta que a abundância relativa entre os isótopos estáveis do carbono é representada pela notação  $\delta$  (expressa em per mil, ‰), ou seja, denota a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  presente na amostra em relação a um padrão internacional de referência convencional, denominado como *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB). Trata-se de um fóssil carbonático marinho da espécie *Belemnitella americana* referente ao período Cretáceo da formação *Pee Dee* na Carolina do Sul (EUA). Pessenda *et al* (2005) ressaltam a utilização da técnica isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) associada à idade do solo por  $^{14}\text{C}$  para a reconstituição da paleovegetação. Esta técnica é baseada na diferença do sinal isotópico do grupo fotossintético de plantas do tipo  $\text{C}_3$  e do grupo fotossintético  $\text{C}_4$ .

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica do solo registram informações sobre plantas de ciclo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  em comunidades de plantas passadas, conforme evidenciado por Boutton *et al* (1993). Esses autores atestam que devido à distribuição geográfica das plantas  $\text{C}_4$  estar fortemente correlacionada com a temperatura e condições hídricas, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica do solo (MOS) tem potencial para a compreensão da história climática. Dessa forma, é possível documentar mudanças de vegetação, inferir mudanças climáticas e estimar taxas de *turnover* da MOS. Explicam ainda que essas aplicações são baseadas no fato de que durante a fotossíntese, as plantas  $\text{C}_4$  discriminam menos  $^{13}\text{CO}_2$  do que as plantas  $\text{C}_3$ , resultando em uma taxa característica de isótopos de carbono no tecido vegetal que serve como indicador.

De acordo com Boutton (1996) as espécies de plantas do tipo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  têm uma assinatura de  $\delta^{13}\text{C}$  bastante distinta. Uma faixa de -35‰ a -20‰ é estimada para as plantas  $\text{C}_3$ , que refletem uma vegetação composta por indivíduos arbóreos, arbustivos, além de gramíneas típicas de uma condição climática mais úmida. Os valores na faixa entre -17‰ a -9‰ são indicativos de plantas do tipo  $\text{C}_4$ , composta por herbáceas e gramíneas típicas de condição climática mais seca.

Plantas com ciclo  $\text{C}_3$  (Ciclo de Calvin-Benson) compreendem, sobretudo, a árvores e algumas espécies de gramíneas (Poaceae), sendo caracterizadas por reduzirem o  $\text{CO}_2$  em fosfoglicerato por meio da enzima Ribulose-1,5-bifosfato carboxilase/oxigenase (RuBisCO) (Novello *et al.*, 2021). Já as plantas do tipo  $\text{C}_3$  apresentam valores do  $\delta^{13}\text{C}$  com intervalo entre -32 e -22‰, sendo um valor médio estabelecido de -27‰. Os autores ressaltam que o padrão fotossintético de plantas  $\text{C}_3$  são dominantes na maioria dos ecossistemas, ocorrendo desde as regiões boreais até os trópicos, correspondendo a aproximadamente 85% de todas as espécies de plantas conhecidas. Já as plantas  $\text{C}_4$  utilizam a via metabólica do ciclo Hatch-Slack em conjunto com o Ciclo de Calvin, utilizando a enzima PEP-carboxilase na redução e na fixação do carbono em moléculas orgânicas.

As plantas do tipo  $\text{C}_4$  são, em sua maioria, compostas por gramíneas tropicais. Boutton (1996) afirma que as plantas  $\text{C}_4$  são controladas principalmente pela temperatura, precipitação, disponibilidade de umidade e concentrações de  $\text{CO}_2$ , mudando a eficiência durante o processo de fotossíntese.

Pessenda *et al.*, (2005) ressaltam que devido a estes ciclos fotossintéticos serem fisiologicamente e ecologicamente distintos, quaisquer trocas na relação  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , implica na alteração de estrutura e função dos ecossistemas. Ainda segundo os autores, pelo fato de a

matéria orgânica do solo ser constituída de múltiplos reservatórios com taxas de movimentação (*turnover*) desde 10 anos a milhares de anos, estes estudos são possíveis sobre muitas escalas de tempo, sendo que a matéria orgânica do solo pode ser encontrada preservada em paleossolos por milhares de anos ou mais, favorecendo o uso desta técnica em estudos paleoecológicos.

Sendo assim, os valores obtidos por isótopos de carbono podem ser um importante sinal para identificação de plantas e densidade da vegetação (Figura 14). Sua aplicação pode ser no âmbito espacial, por exemplo, através de transectos de diferentes tipos de vegetação, assim como pode ser avaliado temporalmente em perfis de profundidade no solo, caracterizando transições tanto espaciais quanto temporais entre ambientes típicos de campo, savana e floresta (Novello *et al.*, 2021).

As plantas com ciclo C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> possuem valores  $\delta^{13}\text{C}$  sem sobreposição, diferindo um em relação ao outro em aproximadamente 14‰ (Boutton 1996; Pessenda *et al.*, 2005). Boutton *et al.* (1993) ressalta que a maioria das espécies de plantas possui a via fotossintética C<sub>3</sub>. As plantas com a via fotossintética C<sub>4</sub>, principalmente gramíneas são mais abundantes em ambientes quentes, muitas vezes semiáridos, com alta intensidade de luz.

Mesmo que as plantas do tipo C<sub>3</sub> sejam predominantes em espécies arbóreas dicotiledôneas e as C<sub>4</sub> em gramíneas, Novello *et al.* (2021) destaca que existem exceções em alguns ambientes. Por exemplo, Pessenda *et al.*, (2009; 2012) apontam ambientes úmidos como manguezais e turfeiras, nos quais ervas podem apresentar predominantemente o ciclo fotossintético C<sub>3</sub>.

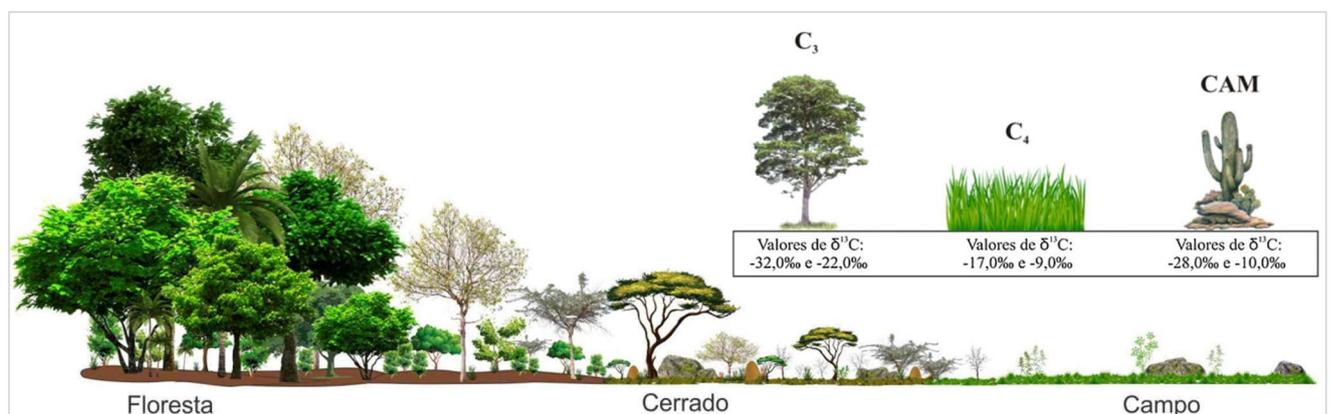


Figura 14: Intervalos dos valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  dos ciclos fotossintéticos de plantas C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e CAM (extraído de Novello *et al.*, 2021).

### 3.4.3. Geocronologia por radiocarbono

A datação por radiocarbono é considerada como uma importante técnica radiométrica desenvolvida. Apesar do fato de ser aplicável apenas a um período relativamente curto de tempo (<50.000 anos, devido a meia-vida do  $^{14}\text{C}$  de 5.730 anos), é muito difundida dentre as técnicas radiométricas conhecidas, revolucionando os estudos que utilizam o recorte de tempo do Período Quaternário. O radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) é um dos três isótopos de carbono, sendo o  $^{12}\text{C}$  e o  $^{13}\text{C}$ , os isótopos estáveis (Walker, 2005).

De acordo com Walker (2005), a produção de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera se dá através da interação de raios cósmicos (galácticos ou solares) com moléculas na atmosfera (Figura 15). A maioria desses raios reage com o nitrogênio ( $^{14}\text{N}$ ), devido à grande quantidade deste elemento na atmosfera (78,8%). Na atmosfera, os raios ultravioletas quebram as partículas de ozônio, que ao interagirem com o hidrogênio, formam hidroxilas. Essa concentração do radical hidroxil varia de acordo com a intensidade solar, pois sua formação ocorre a partir da dissociação fotolítica do ozônio seguida da reação do oxigênio excitado com vapores d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ). A produção de hidroxila (OH) varia em função da latitude, altitude, de estações do ano e, até mesmo, pode apresentar variação diurna e noturna.

Após ser produzido, o  $^{14}\text{C}$  eletronicamente excitado é oxidado formando monóxido de carbono 14 ( $^{14}\text{CO}$ ), sendo seu tempo de residência na atmosfera estimado em alguns meses apenas. Posteriormente, esse monóxido reage com o radical hidroxil para formar  $^{14}\text{CO}_2$ , sendo assimilado pelas plantas e animais por meio do ciclo do carbono. Como o  $^{14}\text{C}$  não é estável, decai para a forma de nitrogênio  $^{14}\text{N}$ , através da emissão de partículas  $\beta$ . É devido a esta instabilidade (ou radioatividade) que o  $^{14}\text{C}$  é conhecido como radiocarbono (Figura 15). O  $^{14}\text{CO}_2$  pode ser obtido em uma variedade de materiais biogênicos, que incluem: madeira, turfa, sedimento orgânico, restos vegetais, carvão, concha e coral (Walker, 2005). Por este motivo, é uma técnica bastante aplicada em estudos paleoambientais do Quaternário Superior.

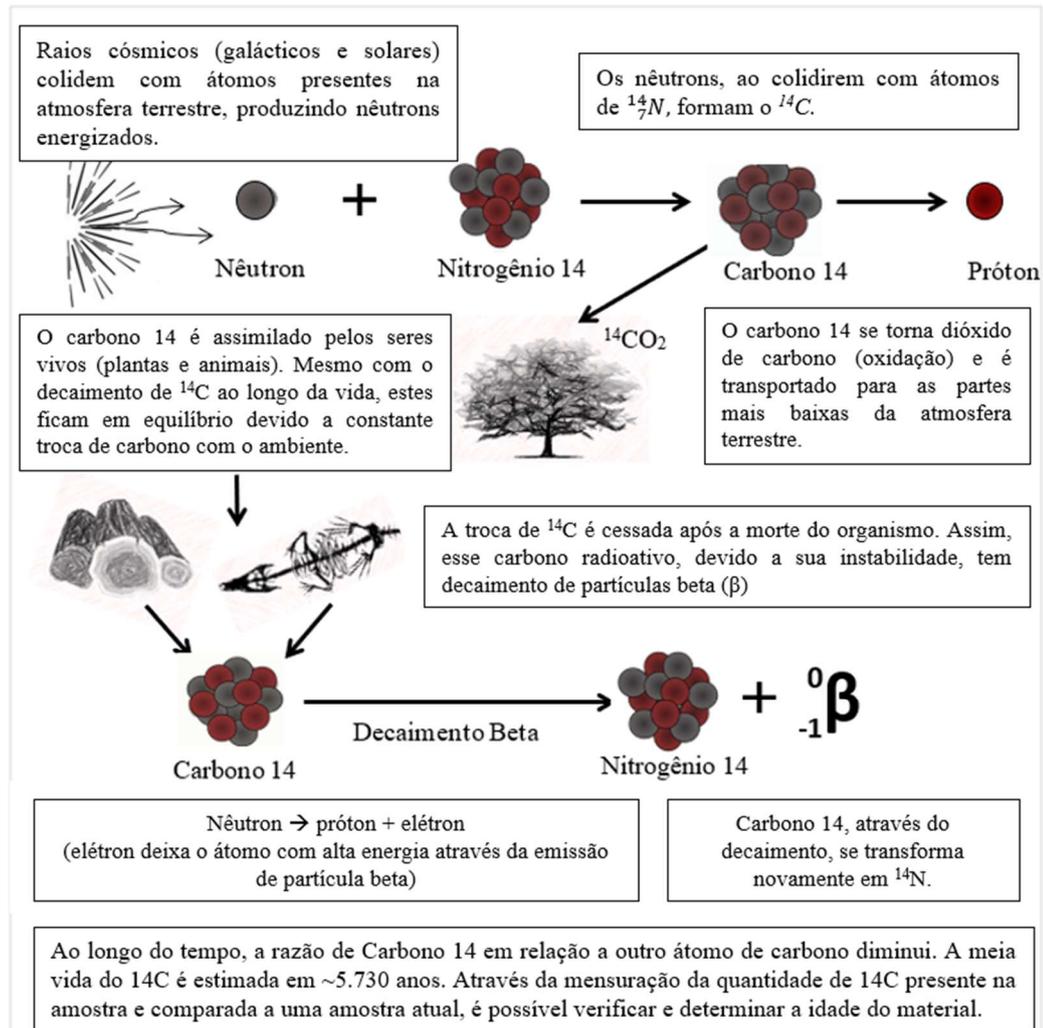


Figura 15: Esquema da formação de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera (ciclo do carbono). Elaborado pela autora.

Em muitos estudos com enfoque evolutivo e paleoambiental, que consideram a datação por radiocarbono em sedimentos orgânicos visando mensurar a cronologia de eventos erosivo-deposicionais ou para conferir alguma informação cronológica dentro de um perfil, geralmente é observada a datação por radiocarbono a partir da matéria orgânica total ( $\text{MOS}_{\text{total}}$ ).

Considerando o solo como um sistema aberto, em constante transformação, a incorporação contínua de componentes pode rejuvenescer as idades de  $^{14}\text{C}$  obtidas (p.ex.: contaminação por raízes recentes, infiltração de compostos orgânicos, migração da fauna do solo), conforme Nowaczyk e Pazdur (1990). Segundo Pessenda *et al.* (2001), a datação por radiocarbono a partir da matéria orgânica do solo é um assunto polêmico, principalmente devido à complexidade da formação do solo, apontando diferentes estudos que têm evidenciado diferentes componentes da matéria orgânica do solo (ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e a humina) com diferentes idades de radiocarbono obtidas.

Para contornar possíveis contaminações que modificariam o resultado de uma idade de radiocarbono não condizente com o período de deposição, a fração inerte, denominada humina, é geralmente considerada como sendo a fração mais estável e antiga, portanto, a idade  $^{14}\text{C}$  mais representativa da camada com material orgânico, solo ou paleossolo investigado, como apontado por Balesdent e Guillet (1992) e Chichagova e Cherkinsky (1993). Na ausência de materiais como fragmentos de madeira ou fragmento de carvão no depósito investigado, a fração humina deve ser considerada.

Gouveia *et al.*, (1999), Pessenda *et al.* (2001) e Jou *et al.* (2021) evidenciam diferenças significativas em amostras de solos tropicais, em diferentes classes de solo e contextos ambientais, que apresentaram idades de radiocarbono distintas, dependendo do método de tratamento químico ao qual as amostras são submetidas em laboratório, se considerando a matéria orgânica total ou apenas as substâncias húmicas do solo, como a fração humina.

Jou *et al* (2021) em levantamento realizado em área montanhosa no sudeste do Brasil, especificamente conduzidos no Parque de Itatiaia (Serra da Mantiqueira), apontam que os ácidos húmicos e fúlvicos da matéria orgânica do solo, por serem frações solúveis, podem migrar da superfície em profundidade ao longo do perfil do solo, tendo assim, entrada de carbono moderno residual e podem mascarar a idade original. Ainda de acordo com esses autores, como não há consenso na literatura sobre os protocolos de tratamento químico do solo mais adequado para extrair a fração que representaria a “idade real” de deposição da MOS, uma abordagem comum é separar os componentes ativos e passivos usando técnicas de fracionamento físico e químico, isolando, assim, a fração mais estável (humina) ao remover-se quimicamente os ácidos fulvicos e ácidos húmicos da amostra.

Por este motivo, torna-se importante considerar o fracionamento da matéria orgânica no pré-tratamento antes da fase de grafitação da amostra para mensurar no acelerador de partículas (*AMS*) e/ou ponderar o aumento da incerteza das idades datadas em estudos paleoambientais quaternários que consideram a datação de solos a partir da matéria orgânica total do solo. Outro aspecto fundamental para a datação de radiocarbono é a calibração das idades de radiocarbono obtidas. Como a concentração de  $^{14}\text{C}$  é variável na atmosfera (tanto no espaço quanto no tempo), a aplicação de curvas empíricas é um procedimento padrão ao converter as idades de radiocarbono mensuradas nas amostras em anos do calendário. A datação por radiocarbono é baseada em medidas repetidas e, por este motivo, a distribuição de resultados é geralmente descrita por uma função de probabilidade normal (Walker, 2005), como ilustrado por uma distribuição Gaussiana na Figura 16.

A idade de radiocarbono resultante é sempre expressa com o valor médio de distribuição ( $\mu$ ) e o desvio padrão indicando a incerteza da medição ( $\sigma$ ). A aplicação dos métodos estatísticos tem por finalidade diminuir as incertezas oriundas da medição do radiocarbono presente na amostra, aumentando a confiabilidade do dado (Walker, 2005). As idades de radiocarbono são sempre medidas em relação a este padrão e são expressas em anos BP ou AP (*Before Present* ou Antes do Presente), com referência a data de 1950 AD (Anno Domini), sendo o ano de 1950 a referência de tempo convencional utilizada nas datações de radiocarbono.

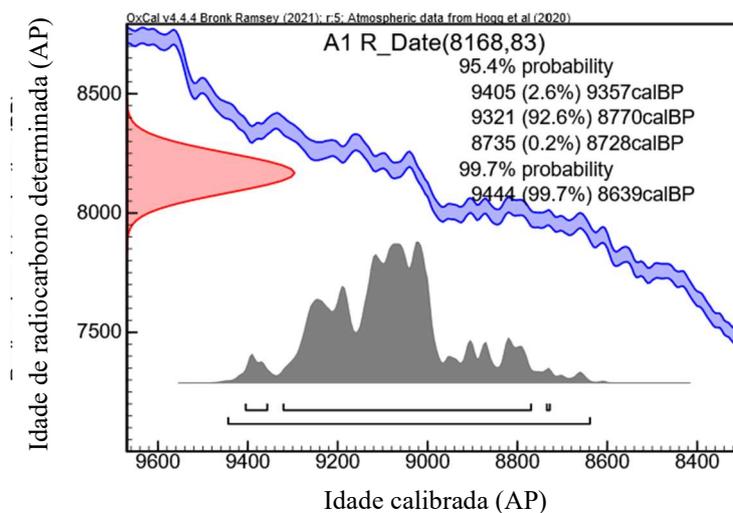


Figura 16 - Representação da calibração de uma idade de radiocarbono obtidas pelo programa Oxcal v4.2.4 das idades de radiocarbono, utilizando a curva apropriada para o Hemisfério Sul (SHCal 20 – Hogg et al, 2020). A distribuição Gaussiana, em vermelho, está localizada no eixo Y. A curva de calibração, em azul, corresponde a SHCAL 20. A distribuição de probabilidade das idades calibradas no eixo X (curva em cinza) também podem ser em anos do calendário. As assimetrias da curva em cinza refletem as flutuações e ambiguidades da curva de calibração.

É importante destacar que esta fase de calibração dos dados requer atenção no que diz respeito as curvas utilizadas. A curva de referência para o Hemisfério Sul é reconhecida como a SHCAL20 (Hogg *et al.*, 2020) e a do Hemisfério Norte utiliza-se INTCAL 20 (Reimer *et al.*, 2020) para amostras terrestres. Essas duas curvas implicam em alterações nas datas calibradas. É muito comum nas amostras enviadas a laboratório no exterior, as datas de calibração serem referentes a curva do Hemisfério Norte, onde acabam embutindo erros na idade obtida.

## 4. ÁREA DE ESTUDO E CONDIÇÕES AMBIENTAIS

### 4.1. Localização da área de estudo

A área na qual o presente estudo busca evidências geocronológicas de atividade de deslizamentos está situada no município de Nova Friburgo, Região Serrana do estado do Rio de Janeiro, no alto curso das bacias hidrográficas do rio Grande e rio Macaé (entre as latitudes 22°25'S e 22°10'S/ longitudes 42°45'O e 42°25'O). A bacia do Rio Grande (1.839 km<sup>2</sup>) constitui uma das bacias hidrográficas que drenam o reverso da escarpa da Serra do Mar em direção ao Dois Rios até o principal coletor regional, o Rio Paraíba do Sul. A bacia do rio Macaé (1.765 km<sup>2</sup>) drena a escarpa da Serra do Mar em direção ao litoral, até a sua foz no oceano Atlântico Sul (Figura 17).

No alto curso dessas duas bacias está localizado o município de Nova Friburgo (935 km<sup>2</sup>), cujo território foi extensamente afetado no evento catastrófico de Janeiro de 2011. Para dimensionar a alta magnitude do evento, Coelho Netto et al., (2013) mapearam 3.622 cicatrizes de deslizamentos em uma área de 421 km<sup>2</sup>, demonstrando o potencial de distúrbio de um único episódio ao deflagrar diversos processos geomorfológicos responsáveis por profundas transformações no sistema da paisagem.

É importante destacar, no entanto, que a presente pesquisa não se restringe ao recorte espacial de análise de bacias hidrográficas, pois o objetivo consiste no levantamento de perfis em que seja viável a investigação de depósitos coluviais com presença de camadas escuras, paleossolos ou horizontes A enterrados que, por sua vez, possuam material orgânico em sua composição para o reconhecimento geocronológico (através da datação de <sup>14</sup>C) dos eventos erosivos-depositivos ao longo do tempo.

As campanhas de campo foram concentradas no alto curso das duas bacias hidrográficas. As principais vias de acesso são as rodovias RJ-116 e RJ-130, ligando os municípios de Teresópolis a Nova Friburgo.

Neste tópico também serão apontadas considerações sobre o evento extremo de Janeiro de 2011 a partir dos principais resultados encontrados pela equipe do Laboratório de Geo-Hidroecologia e Gestão de Riscos (GEOHECO/ UFRJ), ressaltando os aspectos geológico-geomorfológico, climatológico e geocológico que possam contribuir para o melhor entendimento do contexto regional da área de estudo.

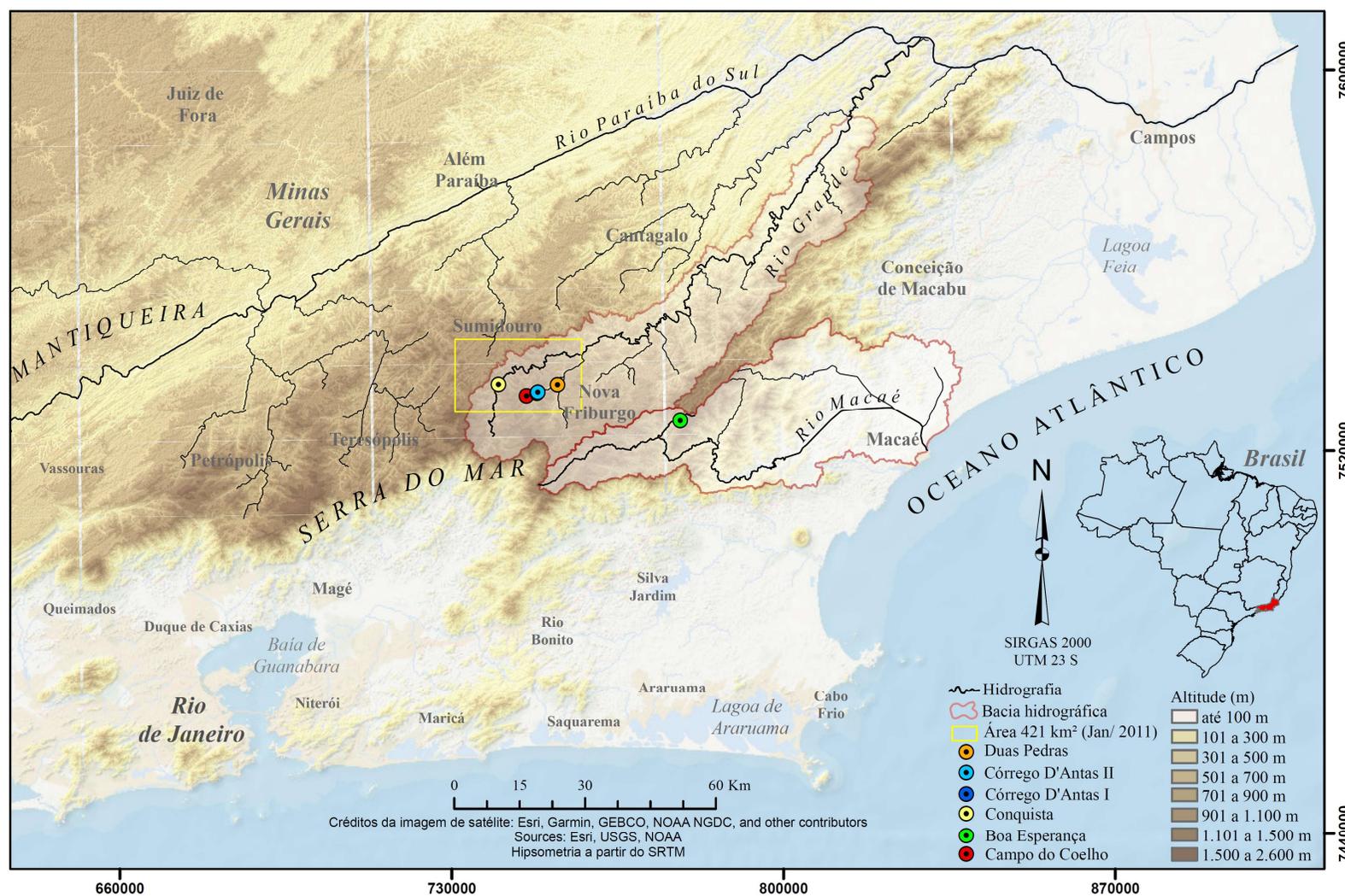


Figura 17 – Localização das áreas levantadas no presente estudo, no município de Nova Friburgo, Região Serrana do estado do Rio de Janeiro. Essas áreas compõem o alto curso das bacias hidrográficas dos rios Grande e Macaé. O retângulo amarelo (421 km²) indica uma das áreas mais afetadas pelo evento catastrófico de Janeiro de 2011. Mapa elaborado pela autora.

## 4.2. Aspecto geológico-geomorfológico regional

Dentre as importantes feições geotectônicas do litoral atlântico brasileiro, destaca-se o Escudo Atlântico ou Cinturão Orogênico do Atlântico, composto por faixas de dobramento, dentre as quais se apresenta a Faixa de Dobramentos Ribeira (Dantas, 2000). O contexto geológico regional da área levantada pelo presente estudo está inserido no segmento central da Faixa Ribeira, sendo sua formação originada no Ciclo Brasileiro durante o Neoproterozóico-Paleozóico, na amalgamação do supercontinente Gondwana.

A Faixa Ribeira constitui parte de um complexo cinturão orogênico de dobramentos e empurrões que se estende paralelamente em direção NE por 1400 km ao longo do litoral sul e sudeste brasileiro (Heilbron *et al.*, 2012). Na faixa central, são atribuídas quatro unidades litoestratigráficas ou terrenos tectonoestratigráficos: o Terreno Cabo Frio, o Terreno Paraíba do Sul/ Embu, Terreno Ocidental e Terreno Oriental (Tupinambá *et al.*, 2012). Especificamente, a área levantada por este estudo está compreendida no Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Conforme aponta Heilbron *et al.* (2004), em termos estruturais, o processo de colisão levou esses terrenos a um alinhamento de orientação NE. Após uma extensa fase de estabilidade crustal de ~400 milhões de anos, ocorreram novos esforços tectônicos associados ao *Rifteamento* e formação do oceano Atlântico.

O intenso diastrofismo que culminou na configuração geológica cenozoica é bem-marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil (Heilbron *et al.*, 2012). De acordo com os autores, o amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de *rifteamento* originaram a Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, assim como as bacias continentais e plataformais do *Rifte Continental do Sudeste do Brasil* (RBCS) e do intenso magmatismo básico e alcalino, configurando o que atualmente é definido como Planalto Atlântico. O RBCS constitui a feição tectônica cenozoica mais importante da margem continental ao longo do litoral Atlântico das regiões sul e sudeste brasileira. (Hiruma *et al.*, 2010; Hiruma *et al.*, 2012).

A Serra do Mar sobressai no relevo dessas regiões como uma importante cadeia montanhosa que abrange praticamente todo o território do estado do Rio de Janeiro, desde a sua porção ao Sul (denominada localmente como Serra da Bocaina), atravessando a Serra dos Órgãos até a Serra do Imbé ou Desengano, às margens do rio Paraíba do Sul, próximo à cidade de São Fidélis no norte fluminense. Estruturalmente, segue uma direção predominante de WSW-ENE, que

acompanha o *trend* do substrato geológico. No reverso do escarpamento podem ser observadas algumas zonas planálticas de relevo montanhoso, tais como o Planalto da Bocaina, o Planalto Reverso da Região Serrana e a Serra do Desengano (Dantas *et al.*, 2005).

No setor do Planalto Reverso da Região Serrana, que compreende o recorte espacial deste estudo, está situado o município de Nova Friburgo. A Figura 18 apresenta o mapa geológico do município de Nova Friburgo a partir da articulação das Folhas de Casimiro de Abreu (SF.23-Z-B-III) e Nova Friburgo (SF.23-Z-B-II) e a Tabela 5 apresenta uma breve síntese das informações geológicas obtidas nas folhas. A Figura 19 está representado o mapa hipsométrico e a Figura 20 apresenta o mapa geomorfológico do município, ambos produzidos a partir dos dados do Serviço Geológico do Brasil (SGB/ CPRM).

A altitude média do município é de 985 metros, englobando também os pontos culminantes da Serra do Mar, localizados no Parque Estadual dos Três Picos, como o Pico Maior (2.366 metros) e Pico Caledônia (2.257 metros), configurando uma região com elevada amplitude de relevo. Elevados desnivelamentos topográficos e gradientes hidráulicos são comuns nas bacias que drenam essa região, assim como os declives de encostas superiores a 30° e uma série de vales escalonados e suspensos por níveis de base rochosos (*bedrock knickpoints*). Estes, por sua vez, aparecem na paisagem como cachoeiras com desnivelamentos altimétricos diversos, a montante das quais os gradientes topográficos tornam-se relativamente inferiores (Coelho Netto *et al.*, 2016).

A respeito dos aspectos morfológicos, Dantas (2000) destaca que podem ser individualizadas (de sul para norte) ao menos três unidades no Planalto Reverso da Região Serrana, ressaltando uma gradativa redução das amplitudes de relevo em direção ao Vale do Paraíba, sendo elas:

- (I) uma escarpa<sup>1</sup> reversa logo após a linha de cumeada da escarpa da Serra do Mar, configurando um expressivo relevo principalmente no reverso da Serra dos Órgãos;
- (II) o domínio montanhoso<sup>2</sup>, que se estende em direção a norte ao longo de uma vasta área do planalto a partir da base da escarpa reversa; e
- (III) o domínio de morros elevados<sup>3</sup>, substituindo gradualmente o relevo acidentado de vertentes íngremes e rochosas do domínio montanhoso por um relevo de amplitudes de relevo menores e encostas menos declivosas. No entanto, estes apresentam ainda um relevo bem mais movimentado comparativamente ao ambiente colinoso. Além disso, degraus escalonados e patamares colinosos ocorrem subordinadamente nesses terrenos menos elevados do planalto.

<sup>1</sup> De acordo com o critério adotado por Dantas (2001) no mapeamento dos sistemas de relevo, as Escarpas Serranas constituem amplitude de relevo superiores a 500 m;

<sup>2</sup> Domínio Montanhoso constitui amplitude topográfica superior a 400 metros;

<sup>3</sup> Domínio de Morros Elevados predomina amplitudes topográficas entre 200 e 400 metros.

# MAPA GEOLÓGICO - NOVA FRIBURGO ALTO CURSO DO RIO GRANDE E RIO MACAÉ

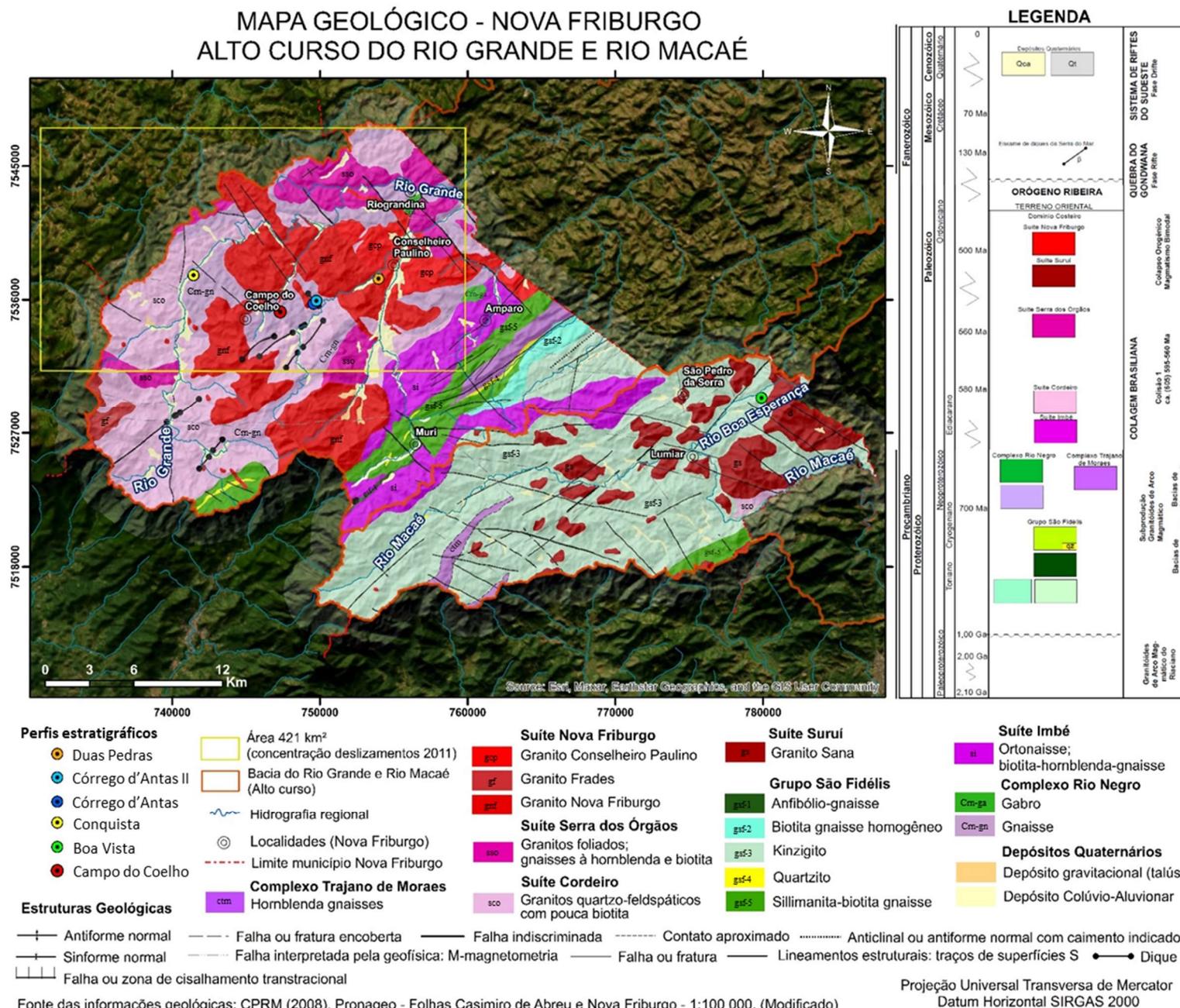


Figura 18 - Mapa geológico do município de Nova Friburgo e localização das áreas levantadas no presente estudo. Mapa elaborado pela autora a partir de dados secundários.

Tabela 4 - Informações do mapa geológico do município de Nova Friburgo (1:100 000).

Grupo/ Unidade/ Suíte/ Complexo	Composição e características
Grupo São Fidélis	composto por gnaisses mesocráticos milonítico (anfíbólio-gnaisse), contendo hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo, com apatita como mineral acessório. Também neste grupo ocorre a biotita-(granada)-(sillimanita)-(muscovita) gnaisse migmatítico com níveis xistosos ricos em biotita e granada, de espessura decimétrica a decamétrica. Alguns níveis de quartzito pouco recristalizado na biotita gnaisse e de muscovita-sillimanita quartzito muito recristalizado nos níveis xistosos. Também ocorre a granada-biotita sillimanita gnaisse (kinzigito) migmatítico com bandamento milimétrico a centimétrico, assim como banda e lâminas leucocráticas granatíferas discordantes.
Suíte Nova Friburgo	apresenta corpos intrusivos de granitos homófonos com textura equigranular, porfirítica e megaporfirítica; granodiorito e diorito subordinados.
Suíte Serra dos Órgãos	composta por gnaisses a hornblenda e biotita de grão grosso, com foliação descontínua; variações tonalíticas a graníticas, predominando granodiorito.
Suíte Cordeiro	composta por ortonaisses leucocrático a hololeuco-crático de composição granítica, apresentando foliação fraca a bem desenvolvida, e arranjos locais diatecíticos.
Suíte Imbé	composta por ortognaisses mesocrático com megacristais de feldspato subedral; coexistem minerais típicos de afiliação sedimentar (sillimanita e muscovita) e ígnea (hornblenda e biotita parda)
Complexo Trajano de Moraes	composto por hornblenda gnaisses mesocráticos finamente bandados de composição diorítica a granítica, com allanita nos termos ácidos.
Complexo Rio Negro	composto por gnaisses de grão grosso, foliação descontínua, composição tonalítica (maioria), granodiorítica e granítica, com enclaves máficos microgranulares (idade estimada de $560 \pm 4$ Ma). Também é composto por gabro (hornblenda gabro a piroxênio hornblendito à plagioclásio, chegando a hornblendito com textura homófona ou foliada.
Suíte Suruí	composta por granitos de granulação fina (milimétrica), isotrópico, as vezes com estruturas de fluxo. Apresenta composição sienogranítica a monzogranítica. Localmente apresenta granulação centimétrica e brechas de falhas nas bordas. Exibe índice de cor leucocrático, cinza clara esbranquiçada a branca, maciço, equigranular, com biotita e muscovita.

Fonte das informações: Folhas de Nova Friburgo (SF.23-Z-B-II) e Casimiro de Abreu (SF.23-Z-B-III) disponíveis pelo CPRM – Serviço Geológico Brasileiro (Tupinambá *et al.*, 2012 e Geraldês *et al.*, 2012).

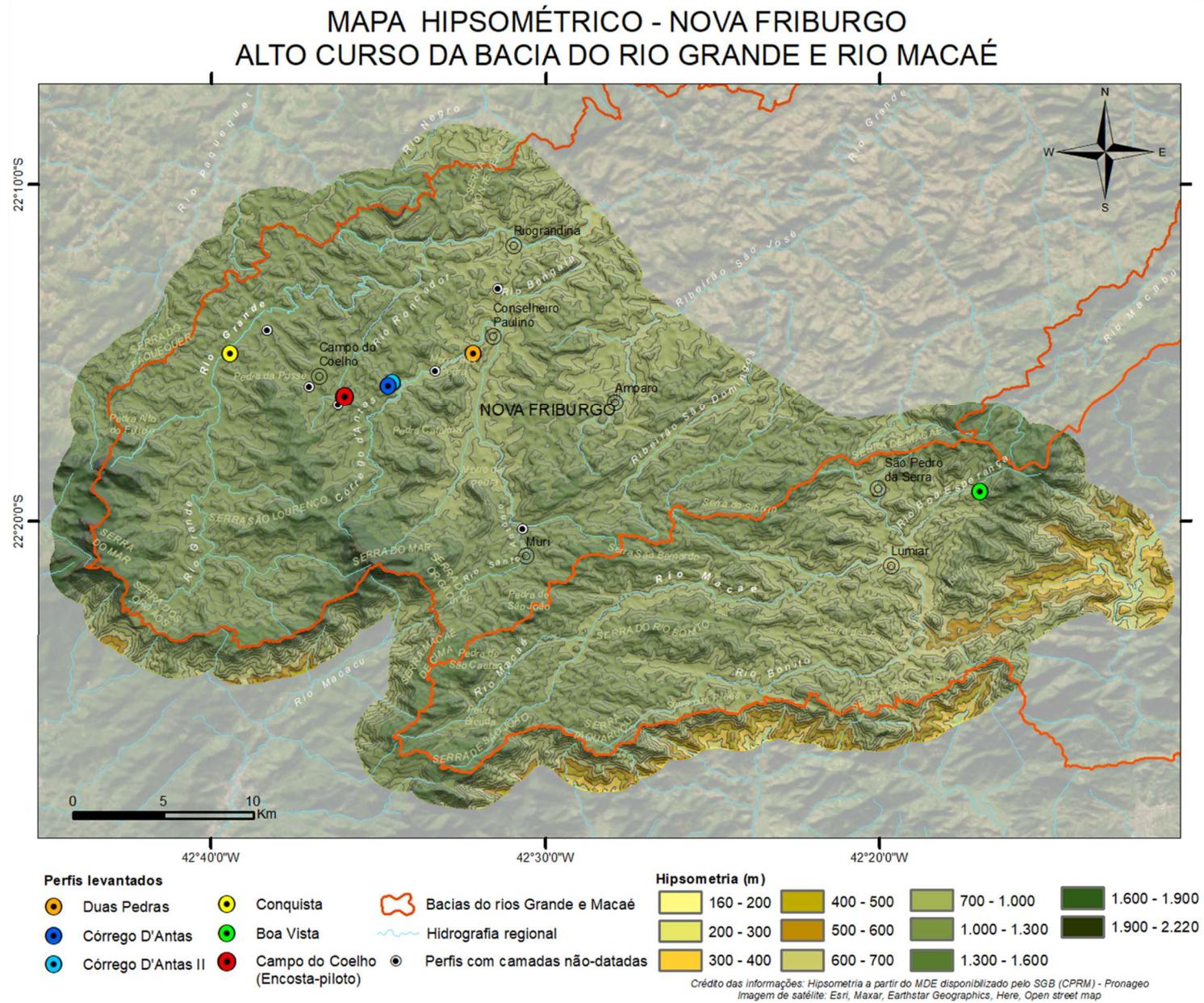
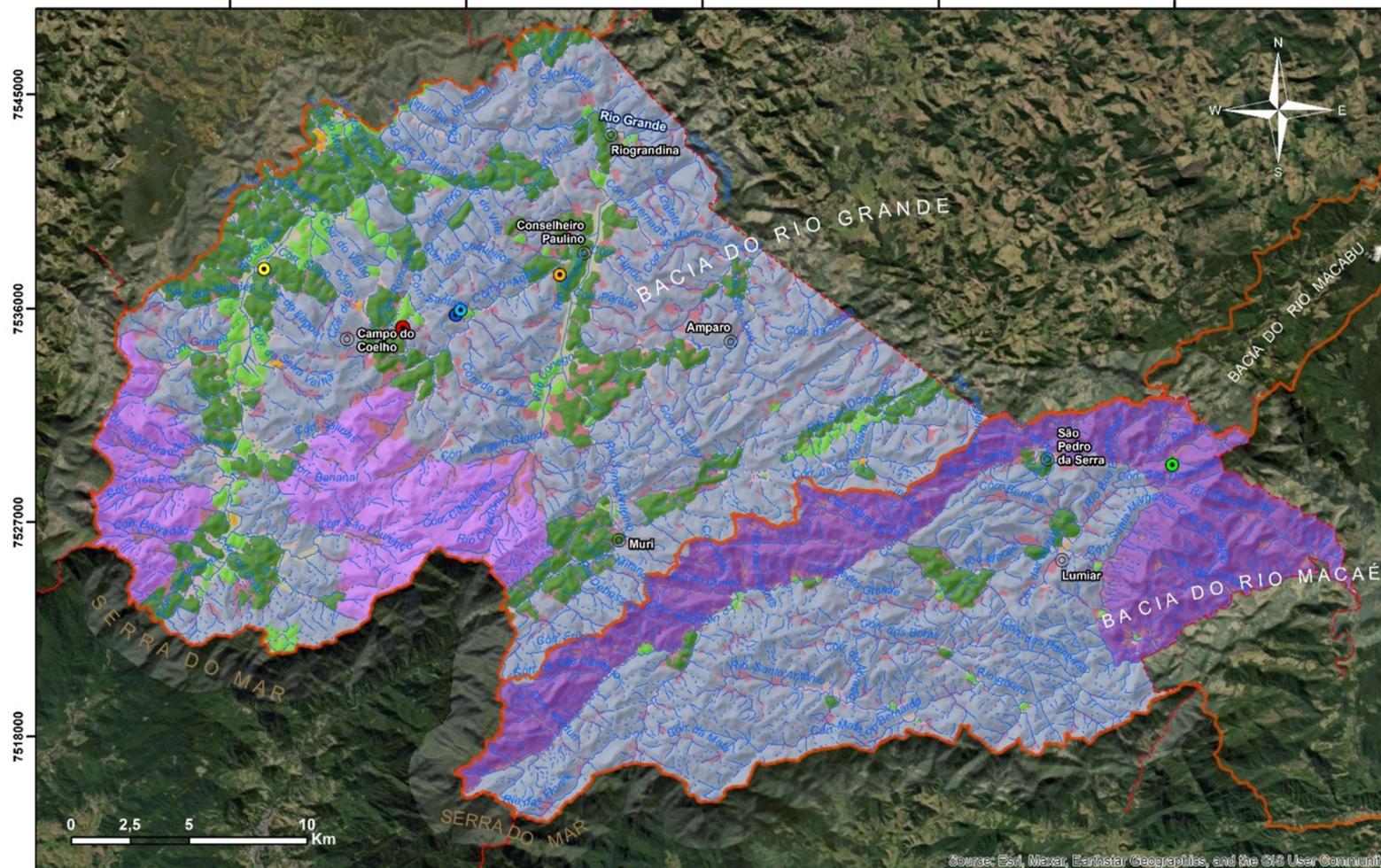


Figura 19 - Mapa hipsométrico do município de Nova Friburgo, representando o alto curso das bacias hidrográficas dos rios Grande e Macaé. Mapa elaborado pela autora a partir de dados secundários.

# MAPA GEOMORFOLÓGICO - NOVA FRIBURGO ALTO CURSO DO RIO GRANDE E RIO MACAÉ



Fonte das informações geomorfológicas: CPRM (2017). Dantas, M.E; Garcia, M.L.T; Carbinatti, C.; Shinzato, E. Informações temáticas elaboradas em escala 1:25 000 (CPRM, 2017)

Figura 20 - Mapa geomorfológico do município de Nova Friburgo e localização das áreas levantadas no presente estudo. Mapa elaborado pela autora a partir de dados secundários.

Com relação à rede de drenagem, existe um alto controle estrutural de direção SSW-NNE dos rios Cuiabá, Preto-Paquequer (tributário do Rio Piabanha) e, no município de Nova Friburgo, como o Rio Bengalas (tributário do alto curso do Rio Grande). Nos sistemas de relevo descritos por Dantas (2000), que estão compreendidos no Planalto da Região Serrana (Domínio de morros elevados e Domínio montanhoso), são ressaltadas as ocorrências de alvéolos, subordinados ao domínio montanhoso. Segundo o autor, esses alvéolos foram produzidos principalmente pela dissecação mais efetiva de uma determinada rede de drenagem, gerando a ampliação e alargamento do vale fluvial, ou também podem ter sido condicionados por degraus estruturais.

As áreas constituídas por esses alvéolos intramontanos foram mais propensas à instalação dos núcleos urbanos, como no caso das cidades de Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo, que estão sobre os alvéolos dos rios Piabanha, Paquequer e Bengalas, respectivamente. Destaca-se também o desenvolvimento das atividades agrícolas na região, ocupando os fundos de vales e baixas encostas de alvéolos de relevo menos acidentado dos vales dos rios Grande e Paquequer. As encostas nessa região são propensas a eventos de erosão e deslizamentos, apresentando um alto potencial de vulnerabilidade devido ao elevado gradiente do relevo montanhoso dominante, associado também à expansão das atividades econômicas (industriais e do cinturão hortifrutigranjeiro entre Teresópolis, Nova Friburgo e Sumidouro) e da malha urbana, com a ocupação indiscriminada das encostas na região (Dantas, 2000).

#### **4.2.1 Aspectos geológicos-geomorfológicos e geoecológicos do evento extremo de Janeiro de 2011**

Na área de 421  $km^2$  ocorreu a grande parte dos milhares de deslizamentos induzidos pelo evento extremo de chuva de janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro. Essa área engloba majoritariamente a porção norte e noroeste do município de Nova Friburgo, a porção leste do município de Petrópolis e a porção sul do município de Sumidouro (Figura 21 e Figura 22). Neste recorte espacial de 421  $km^2$ , Coelho Netto *et al.*, (2013) mapearam 3.622 cicatrizes de deslizamentos ( $> 30 m^2$ ), englobando o município de Nova Friburgo e áreas menores dos municípios adjacentes (Sumidouro e Teresópolis).

O evento de dimensões catastróficas de Janeiro de 2011, testemunhado no domínio montanhoso do estado do Rio de Janeiro, ocorreu durante a madrugada dos dias 11 e 12 de janeiro.

Esse evento foi precedido por totais pluviométricos que superaram a média mensal nos meses de novembro e dezembro, e por chuvas de alta intensidade no dia 01 de janeiro. Após o intervalo de 10 dias de estiagem, a chuva crítica deflagrou milhares de deslizamentos nas encostas da região (Coelho Netto *et al.*, 2013; Coelho Netto, Facadio e Silva, 2020). Segundo os autores, foram identificados dois picos de chuva com um intervalo médio de oito horas entre cada uma delas, tendo a segunda chuva duração de nove horas e um acumulado que ultrapassou 240 mm/ dia.

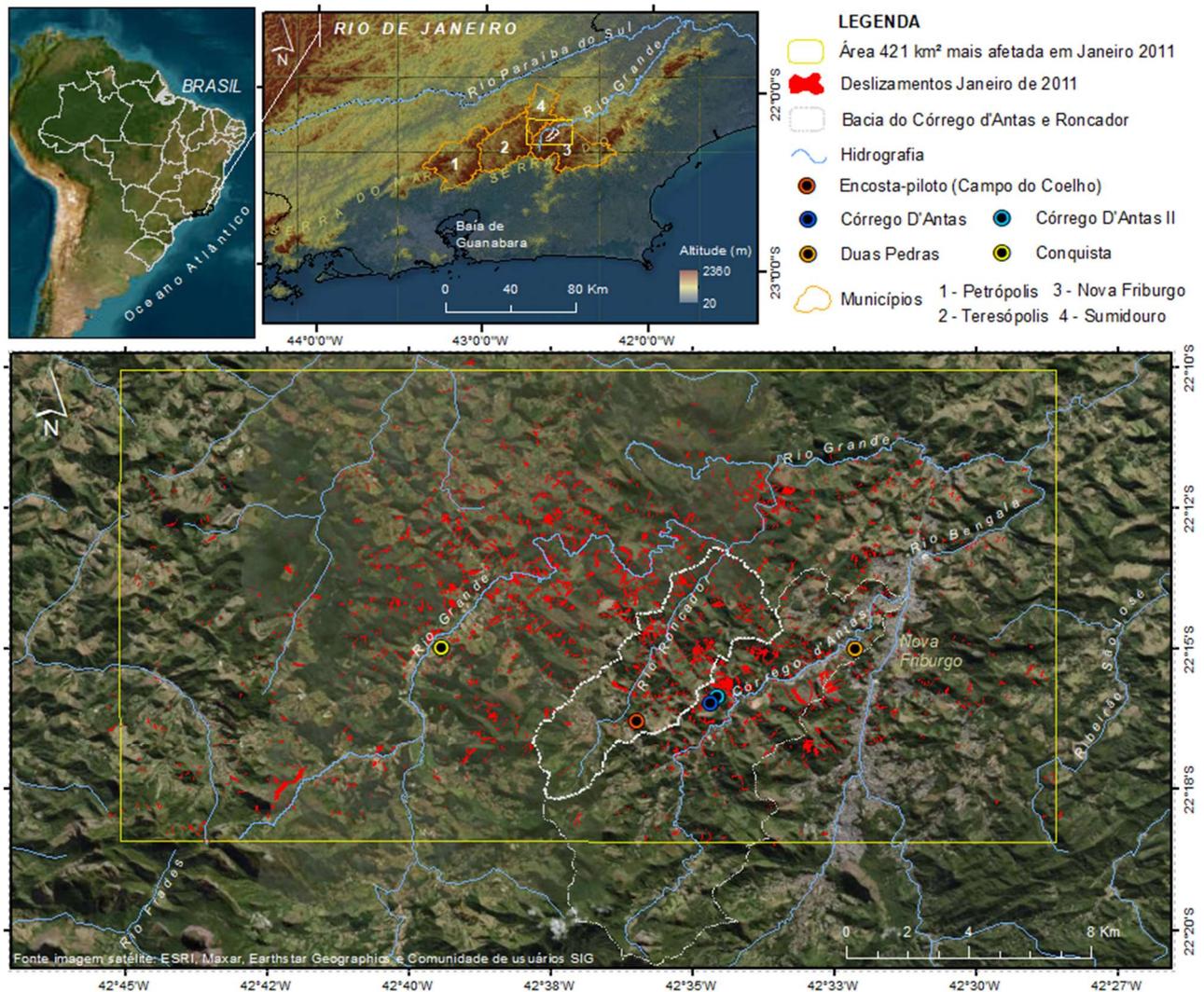


Figura 21: Área de 421 km<sup>2</sup> que concentrou grande parte das cicatrizes de deslizamentos (em vermelho) no evento catastrófico de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro. Mapa elaborado pela autora.

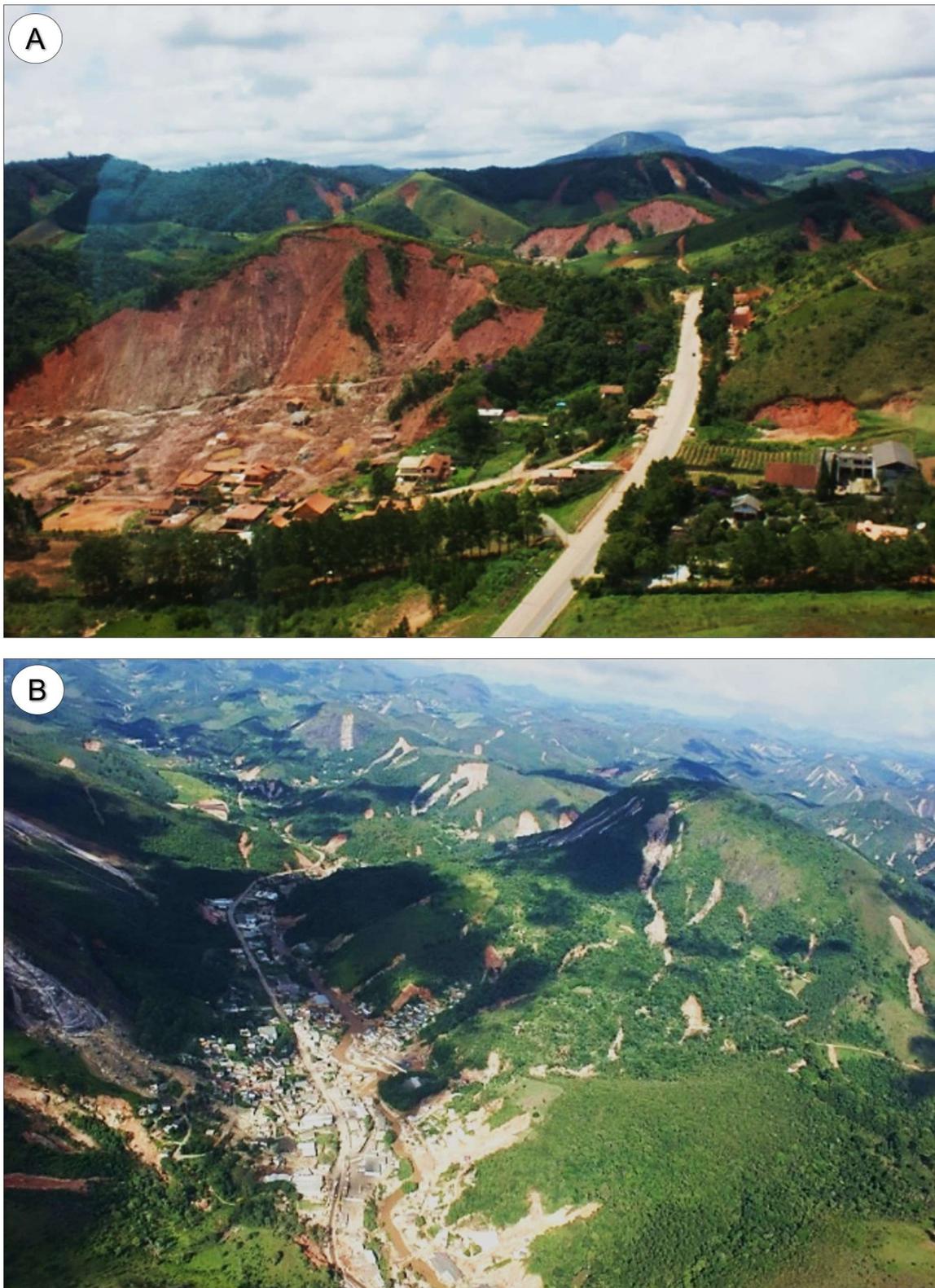


Figura 22: Fotografias dos deslizamentos que atingiram a Região Serrana do estado do Rio de Janeiro em decorrência do episódio de chuva extrema entre os dias 11 e 12 de Janeiro de 2011. (A) Trecho atingido às margens da RJ-130, estrada Teresópolis-Friburgo, na localidade de Conquista; (B) Centro urbano do município de Nova Friburgo, no alvéolo intramontano do rio Bengalas (Fonte: Laboratório GEOHECO/UFRJ, A.L Coelho Netto).

Na Figura 23 estão representadas as isoietas de precipitação durante o evento de 2011 levantadas por Coelho Netto *et al.* (2013) e a Tabela 6 mostra a quantidade de deslizamentos encontrados em cada intervalo de chuva. Nota-se a diminuição da frequência de deslizamentos nos menores valores das isoietas, onde 40.0% ocorreram em áreas >200 mm/dia, 34.6% entre os intervalos de 180 e 200 mm/dia, 22.7% entre 160 e 180 mm/dia e 2.7% entre 140 e 160 mm/dia. Um aspecto importante evidenciado por Coelho Netto *et al.*, (2013) se refere a maior densidade de deslizamentos encontrada no núcleo urbano de Nova Friburgo, embora essa área tenha representado a menor intensidade de precipitação, variando entre 5 mm/30 min e 25 mm/30 min.

Essa região apresenta os maiores totais pluviométricos do estado do Rio de Janeiro devido a sua posição geográfica próxima ao oceano Atlântico e notória influência orográfica. O clima da região é descrito como Tropical de Altitude, com uma média de temperatura de 16°C (variando entre 37°C a -2°C) e média anual de precipitação entre 2.500 mm nas áreas mais elevadas ao sul e 1.300 mm nas áreas menos elevadas ao norte (Coelho Netto *et al.*, 2013). As chuvas intensas geralmente ocorrem no alto verão (dezembro a fevereiro), quando a média mensal de precipitação varia entre 340 e 240 mm (ao sul), e entre 240 e 150 mm ao norte (Coelho Netto *et al.* 2013). Os eventos extremos de chuva podem ultrapassar 200 mm/dia, especialmente quando articulados com a entrada das frentes frias e a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, principalmente nos meses de novembro a abril (Carvalho *et al.*, 2002; Muza *et al.*, 2009).

Chuvas intensas de verão potencializam a deflagração de diferentes tipos de movimentos de massa nas encostas, dentre os deslizamentos translacionais rasos, fluxos detríticos, queda de blocos e rotacionais. No entanto, os mecanismos translacionais rasos são dominantes e estes, por sua vez, alimentam fluxos detríticos que seguem os cursos dos canais fluviais, podendo alcançar longas distâncias (Coelho Netto *et al.*, 2009; Lacerda *et al.* 2016). Eventualmente, flutuações rápidas de descarga fluvial são ocasionadas por barragens temporárias durante ou após o evento de chuva, formadas pelo grande aporte de sedimentos transportados das encostas que convergem para os fundos de vale, como observado por Neves (2019).

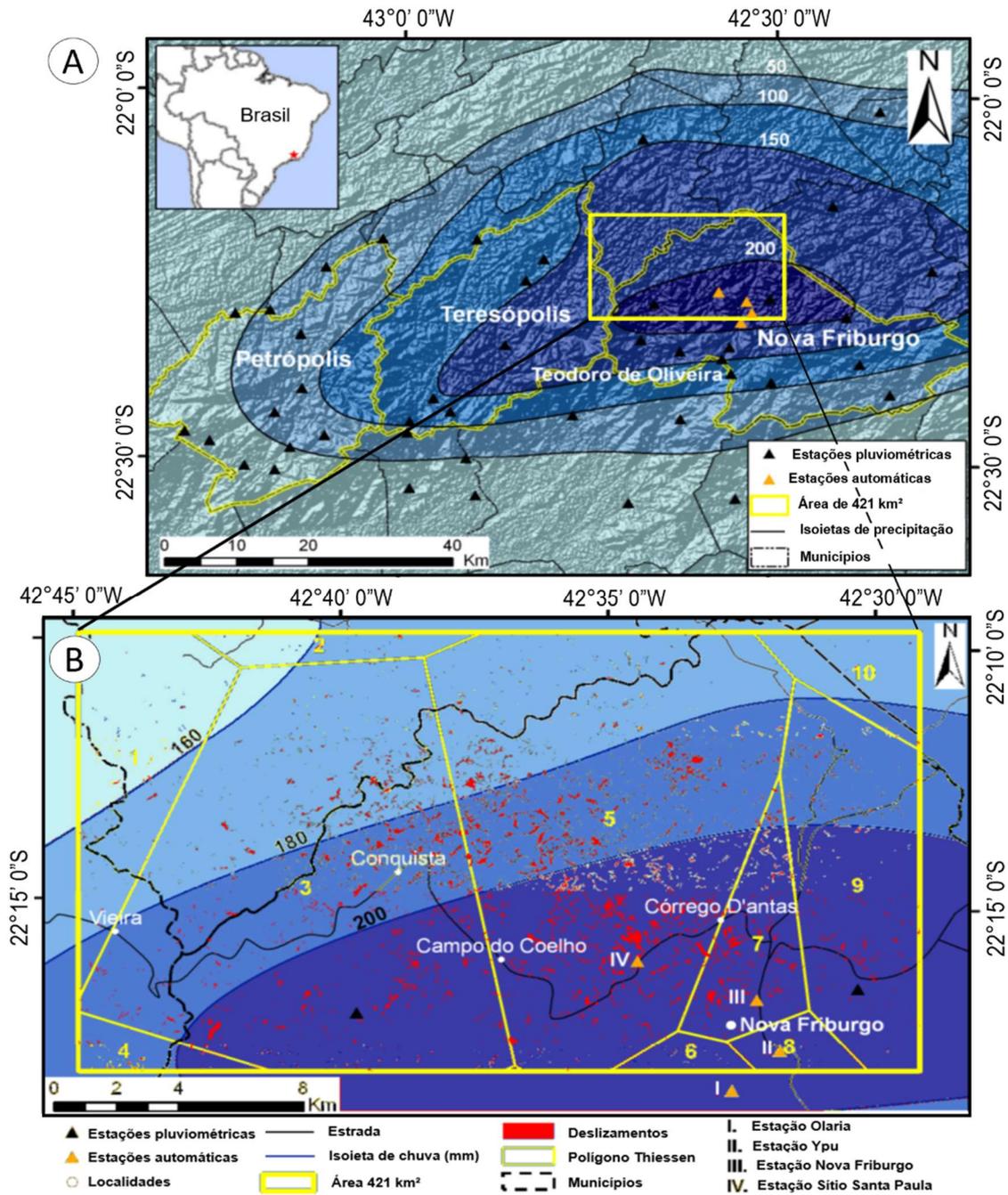


Figura 23 - Isoietas de precipitação polígonos de Thiessen das 47 estações pluviométricas (convencionais e automáticas) e inventário das cicatrizes de deslizamento derivados do evento de chuva de 11 e 12 de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro (Modificado de Coelho Netto *et al.*, 2013). Os números em amarelo são relativos aos polígonos de Thiessen: 1- Córrego Sujo, 2-Sumidouro, 3-Fazenda Mendes, 4-Friburgo/INMET, 5-Sítio Santa Paula, 6- Olaria, 7- Nova Friburgo, 8-Ypu, 9-Vargem Grande, 10-Bom Jardim (modificado de Coelho Netto *et al.*, 2013).

Tabela 5 - Número de cicatrizes de deslizamento por tamanhos nos polígonos de Thiessen e isoietas.

Polígonos de Thiessen	Isoieta (mm)	Nº de deslizamentos (total de cicatrizes = 3.622)		
		< 5 000 m <sup>2</sup>	5 000 a 20 000 m <sup>2</sup>	>20 000 m <sup>2</sup>
1 – Córrego Sujo	140 – 160	82	6	--
	160 – 180	56	3	1
	180 – 200	3	1	--
2 – Sumidouro	140 – 160	8	--	--
	160 – 180	22	2	--
	140 – 160	1	--	--
3 – Fazenda Mendes	160 – 180	354	53	14
	180 – 200	353	76	20
	200 – 220	228	66	9
4 – Friburgo/ Inmet	180 – 200	13	11	--
	200 – 220	5	1	--
	160 – 180	259	46	5
5 – Sítio Santa Paula	180 – 200	378	141	40
	200 – 220	514	139	36
	200 – 220	23	1	--
6 – Olaria	180 – 200	2	10	2
	200 – 220	193	32	11
7 – Nova Friburgo	200 – 220	17	--	--
	180 - 200	148	43	2
8 – Ypu	200 - 220	145	31	--
	160 - 180	7	--	--
9 – Vargem Grande	180 - 200	5	4	--
	180 - 200	5	4	--
10 – Bom Jardim				
Total		2816	666	140

Fonte: modificado de Coelho Netto *et al.*, (2013).

Coelho Netto *et al.* (2013) e Avelar *et al.* (2013) reforçam a relação do fraturamento das rochas e sua função hidrológico-mecânica, principalmente pela predominância de deslizamentos na área de granitos altamente fraturados e migmatitos. Sugerem que a alta concentração da precipitação e saturação de água no ambiente fraturado favoreceu descargas de escoamento superficial e subsuperficial capazes de induzir rupturas no contato solo-rocha sobrejacente.

A alta densidade de fraturas também favoreceu a formação de blocos *in situ* que contribuíram na incorporação de uma alta carga de material transportado. Antigos depósitos ricos em blocos foram exumados e novamente remobilizados, sendo incorporados à massa de detritos que alimentaram extensos fluxos detríticos nos fundos de vale. Assim, os materiais com grande volume de detritos formaram fluxos de grande magnitude, transbordando os canais fluviais, modificando seus leitos e alterando a morfologia das planícies de inundação (Figura 24). Espessos depósitos foram formados pelo evento de 2011, apresentando valores superiores a três metros de altura em algumas áreas mensuradas.



Figura 24 - Matacões transportados por fluxo detrítico e depósitos antigos exumados ao longo do rio da Posse (Teresópolis) durante o evento de Janeiro de 2011. Fonte imagem: Laboratório GEOHECO-UFRJ.

Estudos geomorfológicos em detalhe (escala 1: 5 000) conduzidos na bacia do Córrego d’Antas (53 km<sup>2</sup>, sub-bacia do Rio Grande), evidenciaram a ocorrência de 382 (ou 85%) cicatrizes de deslizamentos do tipo translacional raso no evento de Janeiro de 2011 (Silva *et al.*, 2022), com superfícies de ruptura em torno de 2 m de profundidade ( $\pm 0.5$  m). No alto curso da bacia, também ocorreram deslizamentos no contato solo-rocha entre 0.5 e 1.0 m de profundidade (Avelar *et al.*, 2013).

Outro aspecto importante levantado foi a concentração das cicatrizes de deslizamentos translacionais rasos mapeadas em segmentos de geometria côncava (planta e perfil), representando 75% do total mapeado ( $n = 382$ ), conforme Silva (2022). Os dados refletem o papel da morfologia côncava do relevo no desencadeamento desses processos (Figura 25), uma vez que determina a convergência dos fluxos superficiais e subsuperficiais d’água, refletindo a distribuição de umidade ao longo da encosta.

A declividade é outro parâmetro geomorfológico destacado, onde os estudos de Silva *et al.* (prelo) ressaltam que os deslizamentos translacionais rasos mapeados na bacia do Córrego d’Antas (53 km<sup>2</sup>) ocorreram predominantemente em declividades entre 30° e 45° (73%) e, em menores proporções, nas classes entre 20° e 30° (21%). Esses dados também corroboram com o levantamento conduzido por Cevasco *et al.* (2014), os quais fizeram uma varredura na literatura e relataram a predominância de deslizamentos rasos desencadeados por episódios de chuvas intensas em encostas com declividade  $> 30^\circ$ .

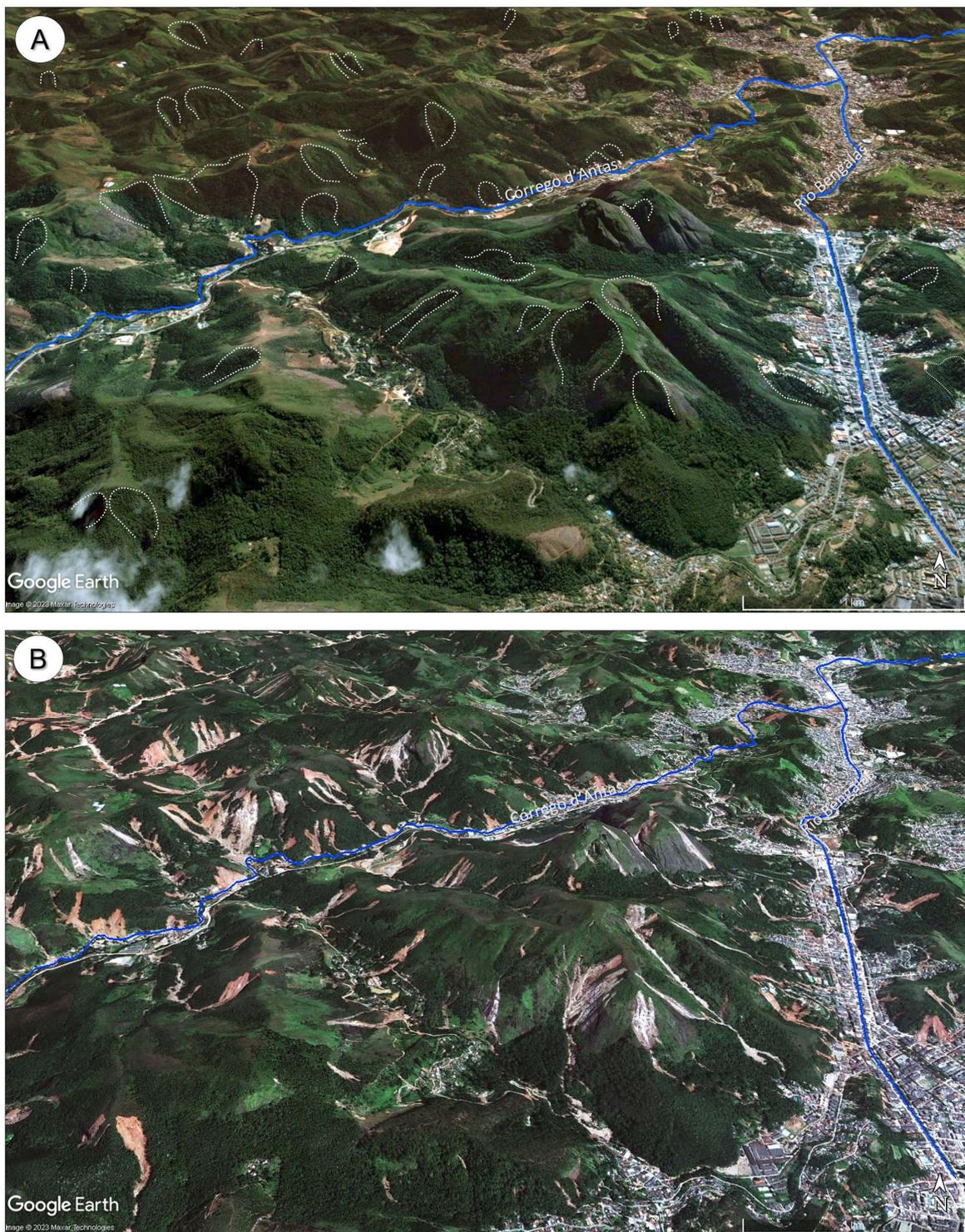


Figura 25 - Imagens orbitais DigitalGlobe adquiridas através do Google Earth. A imagem (A), datada de 25/05/2010, mostra a área antes da chuva extrema entre os dias 11 e 12 de Janeiro de 2011. As linhas tracejadas em branco indicam encostas de geometria côncava. A imagem (B), datada em 19/01/2011, apresenta a mesma área pós-evento, com diversos deslizamentos concentrados em áreas côncavas. A direita da imagem está o núcleo urbano do município de Nova Friburgo, ao longo do Rio Bengalas. Na direção SO-NE da imagem está situado o vale do Córrego d'Antas, uma das áreas mais atingidas pelo evento de alta magnitude em 2011.

Uma das questões mais debatidas sobre o evento de 2011 se deu em função da elevada ocorrência de deslizamentos em áreas cobertas por florestas. De acordo com Fraga et al (2015), diferentes autores discutem a relação do papel desempenhado pelas florestas na estabilidade de encostas, não sendo uma questão consensual, conforme os trabalhos de Prandini *et al.* (1977); Tsukamoto (1990) e Ghestem *et al.* (2011). Sobretudo, é ressaltada a importância do sistema radicular de espécies arbóreas bem desenvolvidas, que contribuem para a estruturação do solo e aumento da resistência ao cisalhamento pelo efeito da ancoragem, favorecendo condições de estabilidade do solo nas encostas. No entanto, Greenway (1987 *apud* Fraga *et al.*, 2015) destaca alguns pontos negativos à estabilidade das condições hidrológicas e mecânicas exercidas pela cobertura florestal, como o aumento da infiltração, o próprio peso e a exposição ao vento que transmite forças dinâmicas ao solo, ou a formação de rachaduras por dessecação pela diminuição da umidade do solo.

No município de Nova Friburgo, os remanescentes florestais estão circunscritos a pequenos fragmentos de vegetação secundária, bastante alterados nas áreas próximas a centros urbanos e de cultivo agrícola, com exceção ainda das áreas que estão em unidades de conservação, como a Reserva Ecológica de Macaé de Cima (350  $km^2$ ) e o Parque Estadual dos Três Picos (588  $km^2$ ) (Fraga, 2014). De acordo com os estudos de Mata (2006), as mudanças de uso do solo para fins agrícolas ao longo da bacia do Rio Grande, promoveram a remoção efetiva da cobertura florestal através de extensas queimadas. A alta frequência dessas queimadas, por sua vez, deu início aos recorrentes processos de sucessão inicial e secundária nos fragmentos florestais, sobretudo aqueles próximos das áreas habitadas.

Atualmente, as áreas recobertas por florestas se mantêm principalmente próximas aos divisores de drenagem e cristas mais altas devido à dificuldade de acesso e instalação (Fraga, 2014). No entanto, essas áreas estão restritas a pequenos fragmentos com pouca conectividade, o que favorece a degradação pelo efeito de borda e dificulta a sua regeneração e o processo de sucessão ecológica. No evento de 2011, Coelho Netto *et al* (2013) evidenciaram um elevado número de deslizamentos em encostas florestadas derivados do evento de 2011 na área de 421  $km^2$ . Foi realizada a sobreposição do inventário dos 3.622 deslizamentos com o mapeamento de uso e cobertura para avaliar possíveis interações com a distribuição espacial dos deslizamentos de 2011 (Figura 26 e Tabela 7).

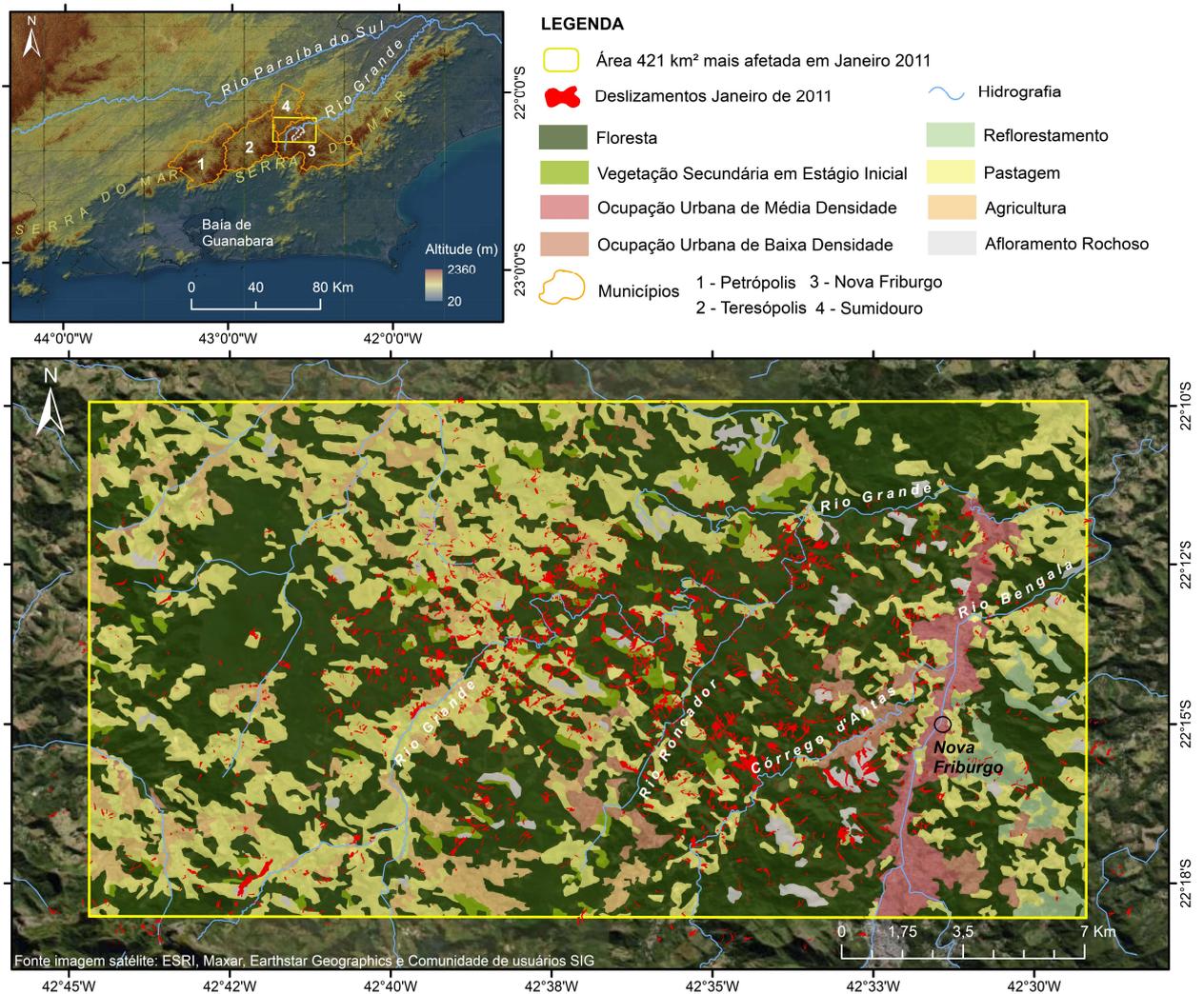


Figura 26 - Uso e cobertura da área de 421 km<sup>2</sup> e deslizamentos de 2011, em vermelho. Mapa produzido a partir da base de dados do projeto Análise e qualificação socioambiental do Estado do Rio de Janeiro: subsídios ao Zoneamento Ecológico Econômico (SEA-RJ e COPPETEC). Mapa elaborado pela autora a partir de dados secundários.

Tabela 6 - Classes de uso e cobertura afetadas por deslizamentos em 11-12 de janeiro de 2011.

Uso e cobertura	Área total		Área de deslizamento		Tamanho dos deslizamentos					
					< 5.000 m <sup>2</sup>		5.000 a 20.000 m <sup>2</sup>		> 20.000 m <sup>2</sup>	
	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%
Floresta	230.9	54.8	10.2	64.0	2.6	57.9	4.1	65.3	3.5	67.5
Fl. Secundária. inicial	10.4	2.5	0.4	2.6	0.1	1.7	0.2	2.7	0.2	3.3
Reflorestamento	6.2	1.5	0.1	0.8	0.0	1.0	0.1	1.2	0.0	0.0
Pastagem	122.6	29.1	3.9	24.7	1.3	30.0	1.6	24.4	1.1	20.4
Agricultura	24.6	5.8	0.4	2.8	0.2	3.9	0.2	2.8	0.1	1.8
Área urbana	18.5	4.4	0.4	2.3	0.2	4.1	0.1	1.9	0.0	1.2
Afloramento	7.9	1.9	0.5	2.9	0.1	1.4	0.1	1.5	0.3	5.7
<b>Total</b>	<b>421.1</b>	<b>100</b>	<b>16.0</b>	<b>100</b>	<b>4.4</b>	<b>100</b>	<b>6.3</b>	<b>100</b>	<b>5.2</b>	<b>100</b>

Fonte das informações: modificado de Coelho Netto *et al.*, (2013).

Destaca-se que a cobertura total florestada nesta área, independentemente de sua fase de sucessão ou estado de conservação, corresponde a uma área total de 247,5 km (58,8%), onde predominaram as cicatrizes de deslizamento de todas as classes de tamanho. Como destacado por Fraga (2014), ainda que a escala de mapeamento da vegetação não seja apropriada para o estabelecimento de relações funcionais afins a fenômenos de controles locais, questionamentos surgiram no que diz respeito ao reconhecimento do papel da cobertura florestal na hidrologia de encosta e suas implicações na deflagração e propagação dos deslizamentos gerados neste evento de 2011.

O estudo conduzido em áreas amostrais de cobertura florestal de 20 e 50 anos na bacia do Córrego d'Antas (53 km<sup>2</sup>) e bacia do Roncador (23 km<sup>2</sup>) por Fraga *et al.*, (2015) evidenciou mudanças estruturais e funcionais nas comunidades vegetais em relação aos seus estágios sucessionais. A autora destaca, em ambos os fragmentos florestais levantados, a dominância de espécies pioneiras e secundárias iniciais (70% das espécies encontradas), além do elevado número de indivíduos arbóreos mortos (12,9% na área de 20 anos e 8,3% na área de 50 anos). Esses autores apontam que os aspectos vegetacionais das florestas secundárias relevantes à hidrologia e sua estabilidade podem sofrer alterações ao longo do tempo em função do uso histórico, guardando heranças de usos passados que afetam os processos atuais, ressaltando a importância do entendimento dos fatores que atuam na evolução dos ecossistemas e de como eles interagem e influenciam as propriedades mecânicas e o comportamento hidrológico dos solos.

Isso pode ser aferido a partir da decomposição das raízes de indivíduos mortos, favorecendo a formação de dutos por onde a água infiltra preferencialmente e promove a atuação de fluxos subsuperficiais. Em casos de chuvas extremas como as de Janeiro de 2011, a saturação do solo pode levar à geração de fluxo turbulento e aumento de poro-pressão, favorecendo a perda de coesão e consequente ruptura do solo (Fraga, 2014 e Fraga *et al.*, 2015), até mesmo em virtude do próprio peso da vegetação e do enraizamento pouco profundo que diminuem o efeito de ancoragem e resistência ao cisalhamento.

Levando em consideração os dados expostos na Tabela 6, a segunda maior cobertura com ocorrência de deslizamentos foi a pastagem, que recobre uma área total de 122,6 km<sup>2</sup> (29%). Os estudos desenvolvidos por Marques (2016) e Marques *et al.*, (2018) ressaltam as diferenças marcantes no comportamento hidrológico das encostas recobertas por gramíneas e outra por floresta, com relação as variações de sucção e saturação do solo e da formação de fluxos

subsuperficiais no entendimento da detonação de deslizamentos (principalmente os translacionais rasos) durante eventos extremos de chuva. Segundo a autora, foram encontradas diferenças expressivas de biomassa e comprimento de raízes grossas nas duas coberturas. As raízes florestais (tipo pivotante) favoreceram a entrada e retirada de umidade ao longo dos perfis levantados (trincheiras de até 3 metros de profundidade), enquanto a cobertura de gramíneas (sistema fasciculado), as profundidades de 1,0, 1,5 e 2,20 metros apresentaram conservação da umidade durante todo o monitoramento, mesmo em períodos longos de estiagem. Durante episódios de alta precipitação, ambas as vegetações encontraram condições próximas a saturação do solo ( $-3$  kPa) (Marques, 2016), o que favoreceriam a condições de ruptura em profundidades críticas.

Na bacia do Córrego d'Antas (53 km<sup>2</sup>), dos 382 deslizamentos rasos identificados por Silva (2022), 44,5% das cicatrizes estavam circundadas por vegetação herbácea (gramíneas); 27,7% por vegetação herbácea-arbustiva e 26,7% por floresta degradada as quais recobrem, respectivamente, 32%; 19% e 25% da área da bacia. Atualmente essas coberturas vegetais são resultantes da ação recorrente do fogo em curtos intervalos de tempo (<10 anos), majoritariamente induzido por ação humana. A vegetação herbácea e as samambaias rebrotam logo após o fogo e, em menos de um ano sobressai uma vegetação herbácea-arbustiva (Coelho Netto *et al.*, *subm.*).

Essas distintas características detectadas em ambientes florestais e de gramíneas mostram comportamentos diferenciados em relação à manutenção da água dentro do solo. A cobertura herbácea-arbustiva (dominadas por áreas de gramíneas resultante do fogo recorrente) preserva maior umidade em profundidades entre 1.0 ~ 2.0 metros do solo, mesmo em períodos de estiagem, favorecem condições propícias a formação de discontinuidades hidráulicas (lençóis d'água temporários e suspensos) durante um evento de chuva mais intenso, conforme Coelho Netto *et al.*, (*subm.*). Nas florestas, o enraizamento funciona como zonas preferenciais de percolação da água dentro da matriz do solo, respondendo a variações de sucção que refletem as entradas e saídas de água (sucção das raízes e evapotranspiração) com maior eficiência se comparada à gramínea. No entanto, os remanescentes florestais encontrados nessas áreas se apresentam altamente degradados, com um elevado número de espécies pioneiras e indivíduos arbóreos mortos, o que não favorece condições de estabilidade durante os eventos extremos de chuva (Figura 27).

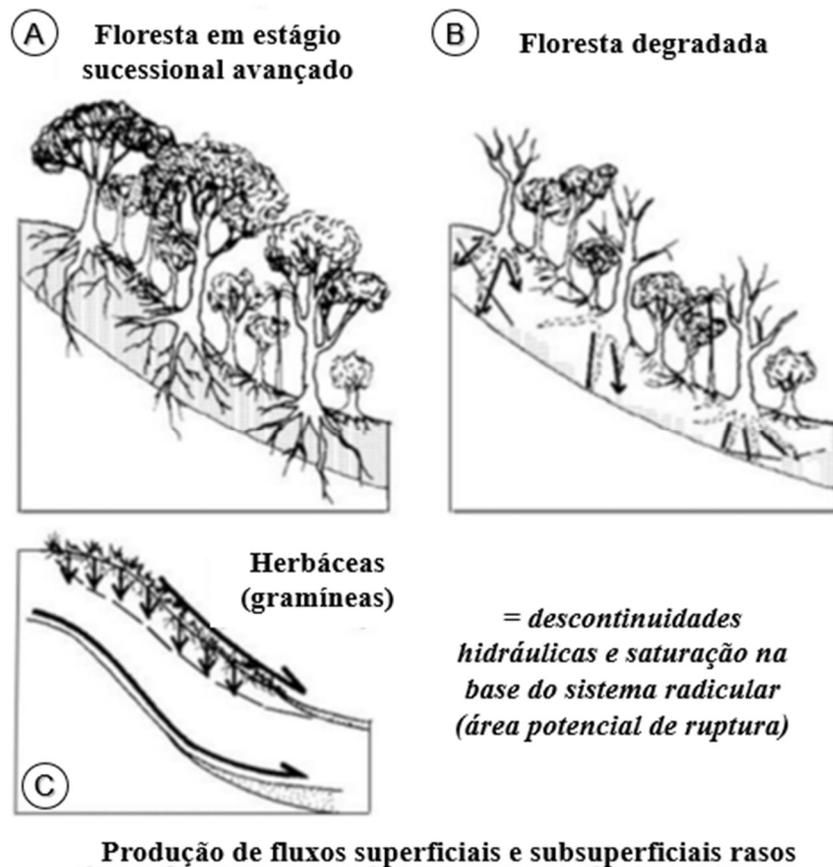


Figura 27 - Esquema ilustrando a regulação e funcionamento do sistema vegetação-solo-água em diferentes tipos de cobertura vegetal: (A) floresta em estágio sucessional avançado com raízes profundas e ancoradas ao solo; (B) Floresta pioneiras ou degradada com a perda da estabilidade devido a decomposição de raízes arbóreas (entubamentos no solo); (C) vegetação herbácea com raízes pouco profundas e conservando umidade em profundidades críticas aos deslizamentos rasos. (Imagem modificada de Coelho Netto *et al.*, 2020).

#### **4.2.2. – Regime de precipitação do município de Nova Friburgo: eventos extremos de chuva e estiagens**

Estudos como os de Meis *et al* (1981), Lindner (1997), Figueiró e Coelho Netto (2011), Figueiró (2012), Zilli *et al.*, (2016), Marengo *et al.*, (2021) evidenciam alterações detectadas, no último século, sobre o regime de distribuição de chuvas locais a partir de levantamentos de séries históricas de estações pluviométricas na região sudeste brasileira. Destaca-se, neste sentido, desde a redução dos totais pluviométricos anuais, tendência de aumento dos períodos de estiagem, até ao aumento da frequência de eventos de maior intensidade e aumento da sazonalidade, com a concentração dos eventos de chuva extrema durante os meses de verão.

Buscando compreender o regime de precipitação de Nova Friburgo, um dos municípios que apresenta maior total pluviométrico do estado do Rio de Janeiro, estações pluviométricas com série histórica longa foram consideradas para a análise sobre os totais anuais, mensais, número de dias secos, frequência de classes de precipitação diária e sazonalidade (Silva, Facadio e Coelho Netto, inédito).

Para a análise do regime de distribuição pluviométrica do município, foi realizada uma compilação dos dados pluviométricos das estações convencionais e automáticas disponibilizadas pelo sistema de informações hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA) através portal *Hidroweb* e também do Instituto do Meio Ambiente (INEA-RJ), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN). Seis estações pluviométricas compreendidas dentro da área de estudo foram selecionadas em virtude da disponibilidade de séries históricas mais longas e com menor lacuna de dados.

A análise da frequência das chuvas diárias foi decomposta em classes, pois infere-se que cada classe possui respostas diferenciadas no sistema da paisagem, desde a manutenção das funções hidrológicas dos seus ecossistemas (classes até 50 mm/dia) até a possibilidade de promoverem distúrbios na paisagem (classes maiores que > 50 mm e >100 mm). As classes de chuva diária utilizadas foram: 0,2-10 mm/dia; 10,1-20 mm/dia; 20,1-50 mm/dia; 50,1-100 mm/dia e > 100 mm/dia, para os registros diários das estações selecionadas do município de Nova Friburgo. A frequência de cada classe foi comparada ao longo da série histórica 1968 a 2014, assim como a linha de tendência foi aplicada para cada uma delas. O objetivo desta classificação é

detectar se existe um aumento na frequência das chuvas maiores de 50 mm e 100 mm durante o período analisado.

A partir da comparação temporal dos dados, as seguintes etapas foram realizadas para esta etapa do estudo: a identificação da linha de tendência das precipitações anuais para cada estação, o regime médio e o regime dos anos mais secos e mais chuvosos que foram identificados através dos anos que ultrapassavam o desvio padrão ( $\sigma$  e  $2\sigma$ ). Em um segundo momento, foram analisados a distribuição de dias secos, da distribuição das classes de intensidade de chuva diária e posteriormente aplicado o Índice de Concentração de Precipitação – ICP (DeLuís *et al.*, 2001), que tem por objetivo comparar a distribuição de chuvas em diferentes meses, verificando a sazonalidade da precipitação.

Os gráficos da Figura 28, Figura 29 e Figura 30 foram obtidos a partir da série histórica para o município de Nova Friburgo e estão em fase de validação estatística. Esses resultados preliminares apontam como tendência para as estações levantadas: (1) o aumento do número de dias secos no ano; (2) aumento da frequência das classes de chuva diária  $> 50$  mm; (3) aumento da sazonalidade das classes de chuva de 50-100 mm e  $> 100$  mm, concentrando nos meses de verão. Estes resultados vão ao encontro dos estudos referenciados anteriormente que também sugerem tendência similar. Além disso, os dados apontam para a redução dos totais pluviométricos anuais, tendência de aumento da sazonalidade e aumento na frequência dos eventos que correspondem às maiores classes de chuva, associados a linhas de instabilidade. Sendo assim, o quadro hipotético que se desenha é um cenário para um regime de maior estiagem, devido ao aumento do número de dias secos, como evidenciado em outras localidades no Sudeste do Brasil (Zilli *et al.*, 2016; Marengo *et al.*, 2021). As questões apontadas a partir disso foram: Como a mudança no regime pluviométrico refletiria nas mudanças no sistema paisagem? Um período mais seco (menos úmido) pode estar associado a concentração e aumento de chuvas de alta magnitude indutoras da instabilidade morfodinâmica da paisagem?

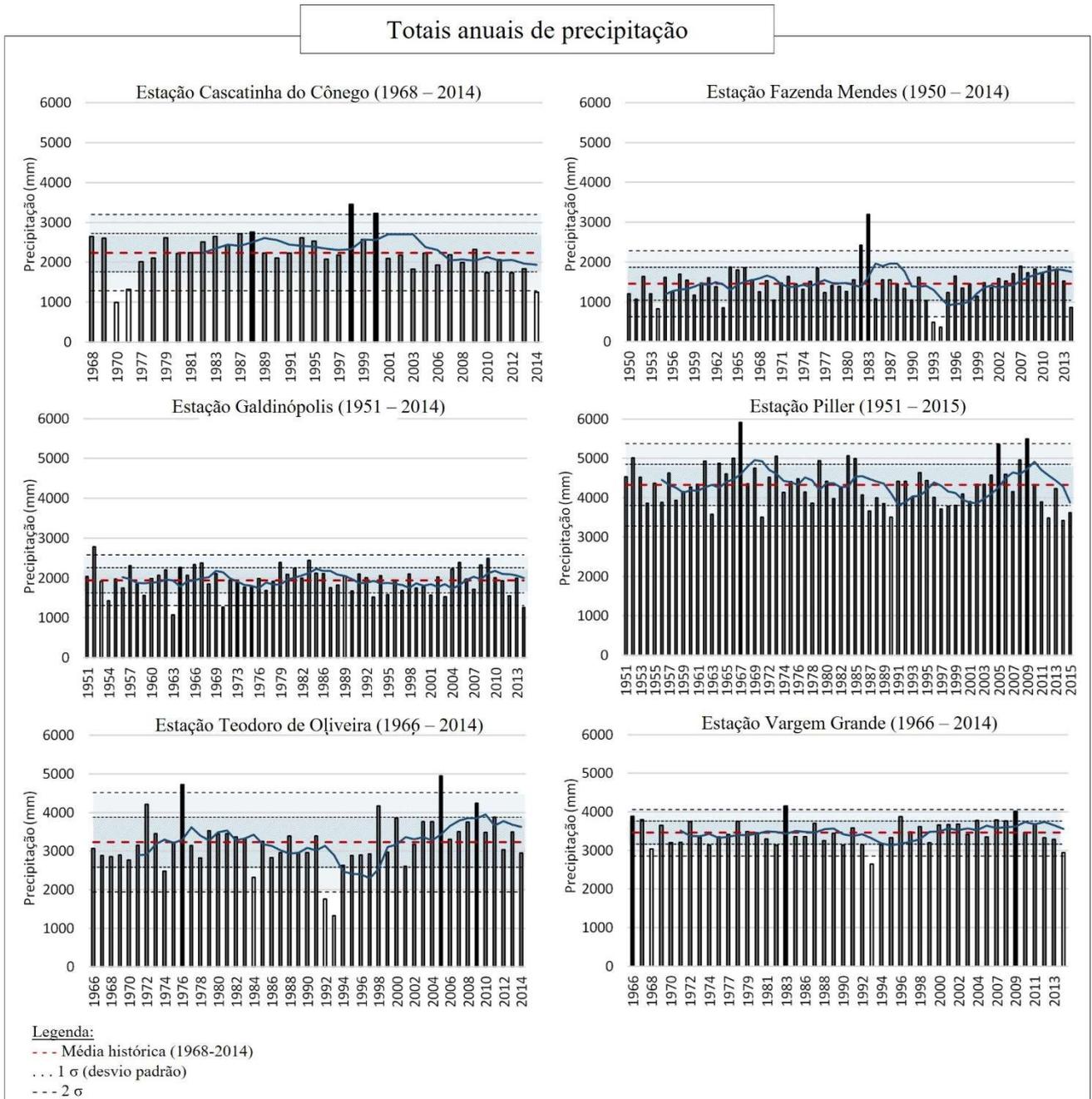


Figura 28 - Distribuição do total pluviométrico anual das estações com série histórica longa no município de Nova Friburgo (RJ). (Silva, Facadio e Coelho Netto, inédito).

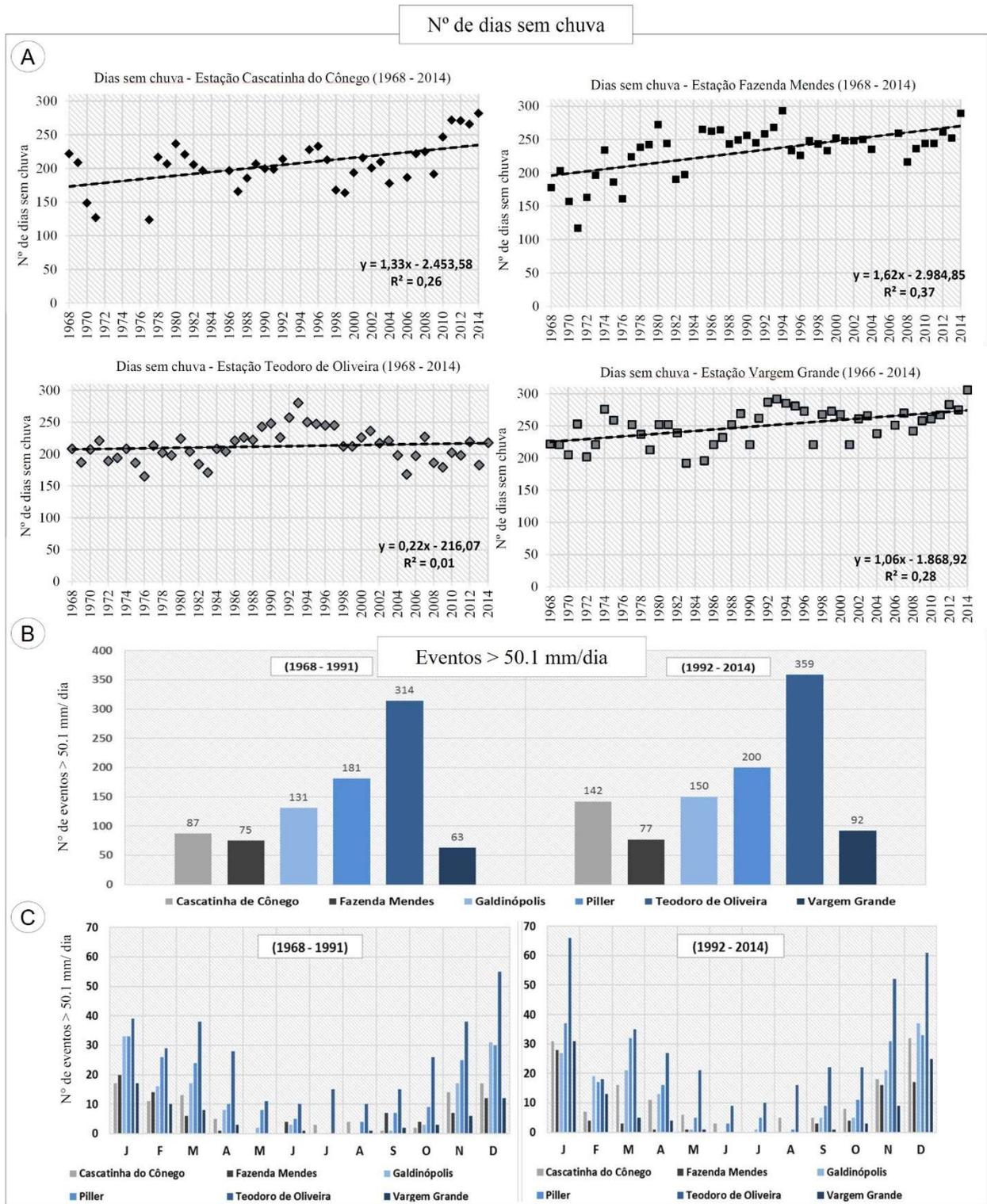


Figura 29 - Regime de precipitação de Nova Friburgo em tempo recente; (A) Tendência do número de dias secos (dias sem chuva) entre 1968 e 2014; (B) comparação da frequência do número de dias com eventos > 50.1 mm/dia; (C) distribuição mensal dos eventos > 50.1 mm/dia. (Silva, Facadio e Coelho Netto, inédito).

Distribuição das classes de chuva diária

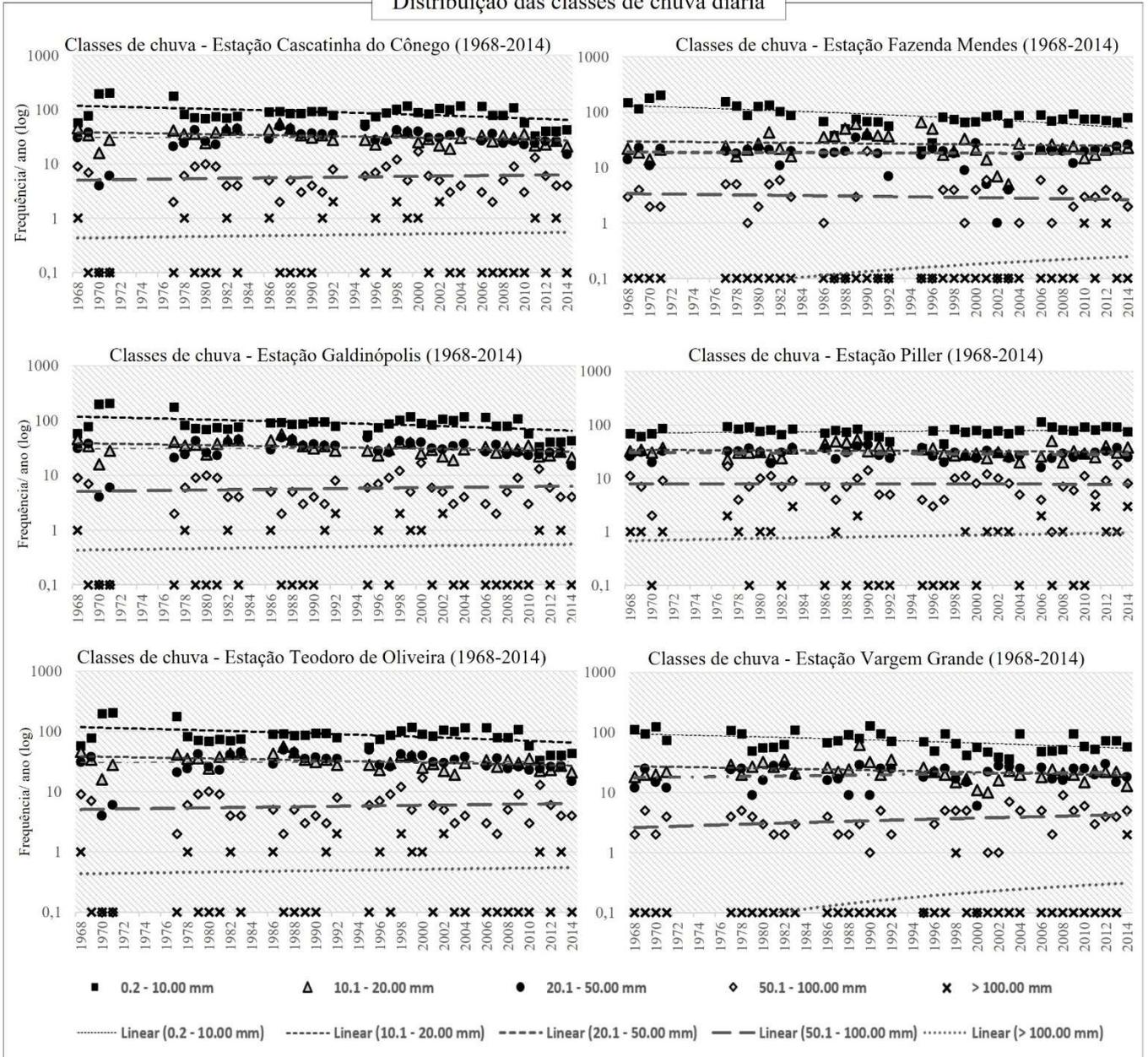


Figura 30 - Frequência de classes de chuva diária e linhas de tendência (linear) nas estações pluviométricas no município de Nova Friburgo entre 1968 e 2014, sugerindo a diminuição das classes até 50mm/dia e aumento das classes de 50.1 mm/ dia e 100 mm/dia. (Silva, Facadio e Coelho Netto, inédito).

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Levantamento de depósitos coluviais com camadas orgânicas enterradas

O principal objetivo vinculado a esta pesquisa está relacionado com a investigação sobre o reconhecimento geocronológico da atividade de deslizamentos que caracterizam períodos de instabilidade erosiva do sistema de encosta e sua importância para o entendimento da evolução de encostas do domínio montanhoso da Região Serrana do Rio de Janeiro.

As campanhas de campo foram conduzidas no alto curso das bacias dos rios Grande e Macaé, no município de Nova Friburgo, buscando identificar depósitos coluviais e paleo-horizontes A interpostos (ou camadas com material orgânico enterradas) em cortes de estrada e locais onde fosse possível o levantamento de perfis estratigráficos. No total, foram identificados treze locais que apresentaram depósitos dessa natureza. Em seis desses locais, perfis estratigráficos foram levantados em detalhe, buscando a individualização das camadas de sedimentos, características texturais e informações geocronológicas e isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ).

Para o levantamento geocronológico dos depósitos coluvionares foi considerada a posição de encosta dos perfis e a técnica de datação por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) das camadas individualizadas que apresentavam material orgânico em sua composição. Os seis perfis levantados e analisados estão situados em diferentes localidades no município de Nova Friburgo, sendo agrupados levando em consideração as diferentes posições de encosta em que estão dispostos, sendo três situados na porção superior da encosta (divisores rebaixados), dois em média-encosta e um na baixa-encosta, conforme Tabela 8 e Figura 31.

Tabela 7 - Áreas com perfis estratigráficos levantados.

#	Nome	Coordenadas (lat/long)		Altitude	Bacia	Sub-bacia	Posição de encosta
1	Campo do Coelho	22°16'17"S	42°35'58"O	1.128 m	Rio Grande	Rio Roncador	Média-encosta
2	Córrego d'Antas I	22°15'57"S	42°34'41"O	1.045 m	Rio Grande	Córrego d'Antas	Encosta-superior
3	Córrego d'Antas II	22°15'50"S	42°34'34"O	1.034 m	Rio Grande	Córrego d'Antas	Encosta-superior
4	Conquista	22°14'59"S	42°39'24"O	1.032 m	Rio Grande	Rio Grande	Baixa-encosta
5	Duas Pedras	22°15'0,6"S	42°32'9,6"O	920 m	Rio Grande	Córrego d'Antas	Média-encosta
6	Boa Vista	22°19'6"S	42°16'58"O	1.040 m	Rio Macaé	Rio Boa Esperança	Encosta-superior

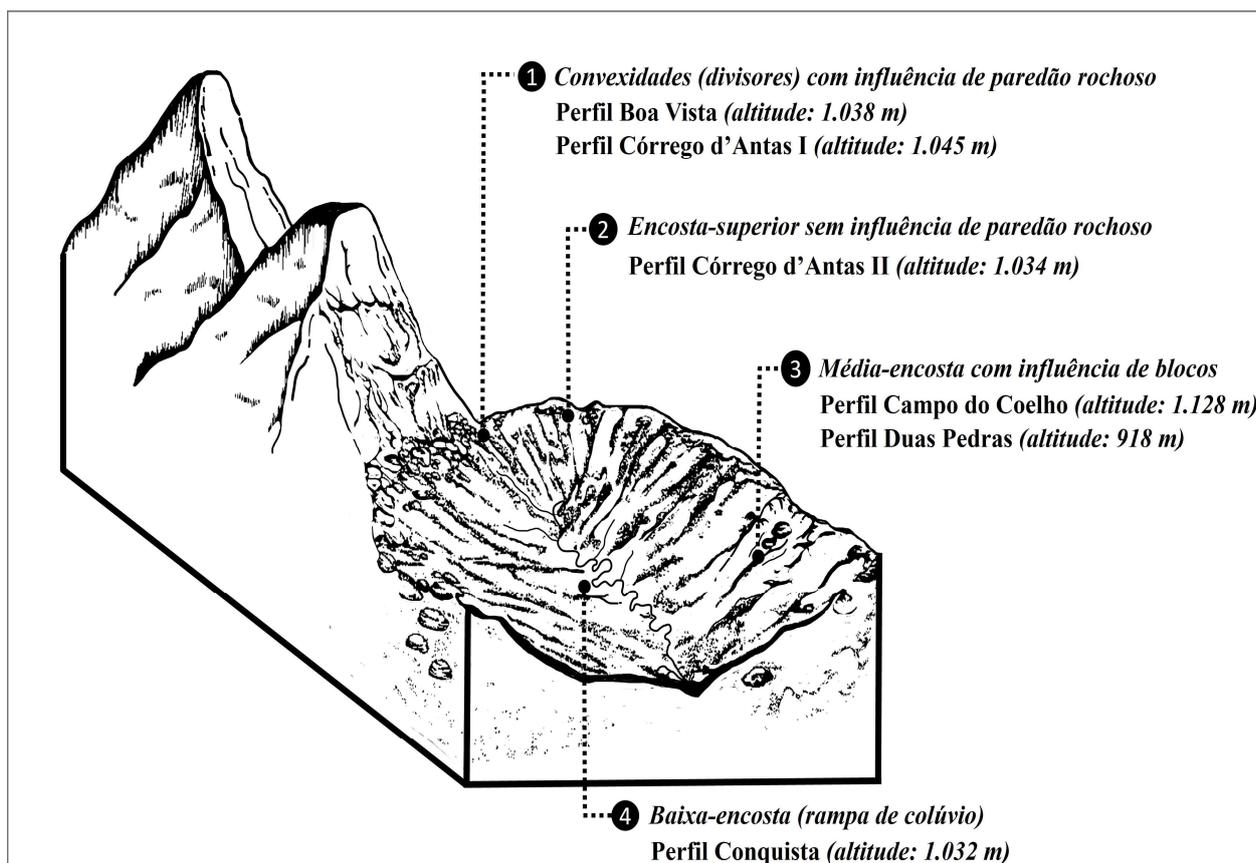


Figura 31 - Esquema da distribuição dos perfis estratigráficos por posição de encosta encontrados diferentes localidades no alto curso das bacias do rio Grande e Macaé. Esquema elaborado pela autora.

Nas seis áreas de levantamento foram delineados perfis seguindo a técnica proposta por Paepe (*apud* Moura e Meis, 1986) através da definição, com o auxílio de um nível, de uma linha horizontal (linha zero) e, a partir dela, foi realizada a identificação das camadas no perfil. Esse tipo de levantamento busca seguir a declividade do terreno.

A identificação visual das cores das camadas foi feita através da Carta de *Munsell*. Nesses perfis, foram descritas as profundidades, individualização das camadas e coletas de amostras de solo para posterior caracterização textural em laboratório (Figura 32 e Figura 33). Para cada localidade levantada, um perfil foi selecionado para a caracterização textural. Uma amostra de solo em cada camada de sedimento individualizada foi coletada para a análise granulométrica através do método descrito por Folk (1968).



Figura 32 - Exemplo de levantamento dos perfis com paleo-horizontes A enterrados por depósitos colúviais. (A) Levantamento de perfil na localidade de Duas Pedras; (B) levantamento do perfil no interior da ravina, na encosta-piloto em Campo do Coelho; (C) levantamento na localidade de Conquista; (D) em Córrego d'Antas e (E) próximo a Conselheiro Paulino. Todos estão situados no município de Nova Friburgo (RJ).



Figura 33 - (A) Limpeza do perfil e identificação da profundidade; (B) Separação das camadas pela diferenciação de cores; (C) identificação das cores através da Carta de Munsell.

## 5.2 – Caracterização textural

O roteiro para a caracterização granulométrica em laboratório seguiu as seguintes etapas: (1) secagem da amostra em bandejas de alumínio por 24 horas; (2) desagregação dos torrões da amostra; (3) quarteamento e pesagem de 50g de cada amostra; (4) eliminação da matéria orgânica através de peróxido de hidrogênio (20ml); (5) secagem da amostra na estufa ( $T \cong 60^{\circ}\text{C}$ ) (6) separação das frações arenosas e finas via úmida com a peneira de 0,0625 mm; (7) secagem da fração arenosa e posterior peneiramento com agitador de peneiras eletromagnético utilizando as peneiras 4,0 mm (-2  $\phi$ ); 2,0 mm (-1  $\phi$ ); 1,0 mm (0  $\phi$ ); 0,50 mm (1  $\phi$ ); 0,25 mm (2  $\phi$ ); 0,125 mm (3  $\phi$ ) e 0,0625 mm (4  $\phi$ ).

No tratamento estatístico dos dados granulométricos, foi considerado o trabalho de Folk e Ward (1957) para as análises sobre o tamanho médio, classificação e propriedades de distribuição de frequências. Os parâmetros estatísticos utilizados foram a média ( $M_z$ ), seleção ou desvio padrão ( $\sigma_I$ ), assimetria ( $Sk_I$ ) e curtose ( $K_G$ ) para todas as amostras de solo coletadas (Tabela 9). Os parâmetros estatísticos foram calculados utilizando o programa *GRADISTAT v.9.1* (BLOTT e PYE, 2001). A escala granulométrica adotado pelo programa, conforme Udden (1914) e Wentworth (1922) foi escala *phi* ( $\phi$ ).

Tabela 8 - Parâmetros estatísticos avaliados na caracterização textural dos materiais.

Parâmetro	Fórmula	Classificação	Valores
Média ( $M_\phi$ )	$M_\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$		
		Muito bem selecionada	<0.35
		Bem selecionada	0.35 - 0.50
		Moderadamente bem selecionada	0.50 - 0.70
		Moderadamente selecionada	0.70 - 1.00
		Pouco selecionada	1.00 - 2.00
		Muito mal selecionada	2.00 - 4.00
		Extremamente mal selecionada	> 4.00
		Fortemente assimétrica para os finos	+0.3 a +1.0
		Assimétrica no sentido dos finos	+0.1 a +0.3
		Simétrica	+0.1 a -0.1
		Assimétrica no sentido dos grossos	-0.1 a +0.3
		Fortemente assimétrica para os grossos	-0.3 a -1.0
Assimetria ( $SK_I$ )	$sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$		

Curtose ( $K_G$ )	$k_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$	Muito platicúrtica	< 0.67
		Platicúrtica	0.67 – 0.90
		Mesocúrtica	0.90 – 1.11
		Leptocúrtica	1.11 – 1.50
		Muito leptocúrtica	1.50 – 3.00
		Extremamente leptocúrtica	> 3.00

### 5.3. Datações por radiocarbono e modelos cronológicos deposicionais

#### 5.3.1. Preparação das amostras e mensuração no acelerador

A aplicação da técnica de datação por radiocarbono através de espectrometria de massas com acelerador ( $^{14}\text{C AMS}$ ) nesta pesquisa, desde o tratamento das amostras coletadas em campo até a estimativa da idade no acelerador e posterior calibração, foi realizada em parceria com o Laboratório de Radiocarbono (LAC) e Laboratório de Espectrometria de Massa com Acelerador (LAMS) do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense (UFF) (Figura 34). Algumas datações foram enviadas ao Laboratório Beta Analytic Inc. (Miami, EUA).

O processo de coleta do material para datação por radiocarbono implicou em procedimento diferenciado. Primeiro, foi realizada a limpeza do perfil de solo, com a utilização de luvas descartáveis (sem talco) e espátulas esterilizadas. O material foi coletado da base à superfície do perfil a fim de evitar possíveis contaminações que pudessem implicar em diferenças na idade mensurada. A amostra de solo com material orgânico foi armazenada em um recipiente esterilizado e transportado para o laboratório onde foram realizados procedimentos de tratamento físico e químico. O processo de tratamento físico e químico das amostras de solo com o material orgânico até a fase de grafitação e datação no acelerador seguiram o protocolo estabelecido pelo Laboratório de Radiocarbono (LAC-UFF).

O tratamento químico ácido-base-ácido (ABA) com ácido clorídrico e uma solução de hidróxido de sódio com pirofosfato de sódio para remover possíveis contaminantes e obter a fração humina da matéria orgânica do solo, conforme descrito em Jou *et al.* (2021). Com o intuito de transformar o carbono presente em  $\text{CO}_2$  foi realizada a combustão do material a  $900^\circ\text{C}$  por 3 horas em ampolas a vácuo contendo óxido cúprico e prata. A amostra foi purificada em sistema de vácuo e transferida para tubo de grafitação. A conversão do dióxido de carbono em grafite se dá em

ampolas seladas a vácuo contendo hidreto de titânio, zinco e ferro, em mufla a 550°C, conforme descrito em Macario *et al.* (2017). O roteiro detalhado de preparação da amostra consistiu em:

(1) Tratamento físico: através do auxílio de microscópio foi feita a remoção das impurezas aparentes que poderiam afetar a idade do material, como pequenos fragmentos de raízes utilizando luvas nitrílicas ou sem talco e lâmina descartável; separação de 1 a 3 g de solo para preparação de 2 a 5 mg de carbono para posterior medição no acelerador;

(2) Tratamento químico: para o isolamento da fração humina, foi utilizado um tratamento de ácido-base-ácido (ABA) em uma amostra ~2 g de solo. Para remover os materiais leves como ácidos fúlvicos da matéria orgânica do solo, foi aplicado HCl 0,5 mol L<sup>-1</sup> a 80 °C por quatro horas. O sobrenadante foi removido e posteriormente aplicado uma solução de Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub> e NaOH 0,1 mol L<sup>-1</sup> para reagir durante doze horas até a solubilização dos ácidos húmicos (aplicado no máximo por três vezes até o sobrenadante aparentar límpido), conforme protocolo descrito por Jou *et al.*, (2021). O último tratamento ácido foi com HCl 3 mol L<sup>-1</sup> entre 90 °C e 100 °C por doze horas, visando a remoção de resíduos orgânicos e contaminação por CO<sub>2</sub> atmosférico (Pessenda *et al.*, 1996b; Trumbore e Zheng 1996).

(3) Combustão: as amostras foram colocadas dentro de tubos de quartzo com Ag (prata) e CuO (óxido de cobre); posteriormente a amostra foi transferida para uma linha de vácuo, selada e colocada na mufla a 900°C durante três horas, onde sofrem o processo de combustão para a liberação do CO<sub>2</sub>;

(4) Grafitização: cada tubo de combustão contendo CO<sub>2</sub> foi levado a linha de grafitização onde quebra-se o tubo de quartzo e o gás purificado usando armadilhas de temperatura (gelo seco e álcool etílico para reter a água presente na amostra, enquanto o CO<sub>2</sub> segue pela linha de purificação). Posteriormente, o material é transferido para tubo de grafitização onde são colocados 30 a 35 mg de zinco (Zn), 10 a 15 mg de hidreto de titânio (TiH<sub>2</sub>). Dentro deste tubo é inserido um tubo de Duran interno pequeno também de pyrex com cerca de 3 a 5 miligramas de ferro (Fe) para atuar como catalisador da reação e os tubos são selados com maçarico. Na segunda armadilha de temperatura utiliza-se nitrogênio líquido, congelando o CO<sub>2</sub> e outros gases presentes na amostra; a partir do CO<sub>2</sub> purificado transfere-se o material para o tubo de grafitização e selado; a amostra é levada ao forno a temperatura de 520 °C durante sete horas para ser transformada em grafite.

(5) Acelerador: o tubo interno contendo Fe e o grafite é retirado e colocado em uma roda de 40 cátodos na fonte de íons SNICS através de uma prensa. As amostras de grafite foram mensuradas no acelerador SSAMS de 250 kV de fabricação da National Electrostatics Corporation, do Instituto de Física Nuclear da Universidade Federal Fluminense, onde foram determinadas as razões dos isótopos do carbono.

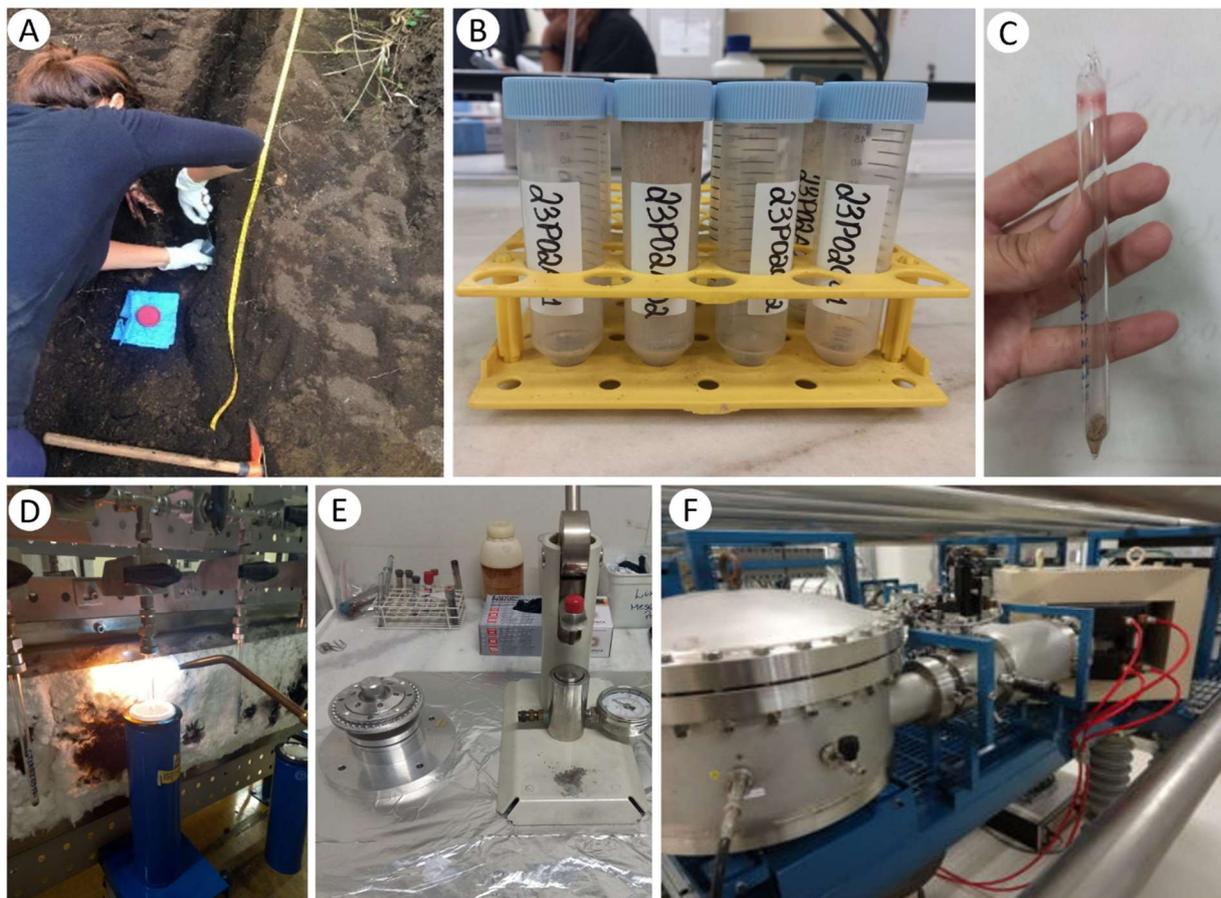


Figura 34 - (A) Coleta de amostras de solo em campo para datação por radiocarbono; (B) tratamento químico com ácido-base-ácido (ABA) para isolamento da fração humina; (C) tubo de quartzo para linha de vácuo e combustão; (D) tudo de grafitação; (E) grafite sendo colocado na roda de 40 cátodos que entra no acelerador; (F) Acelerador SSAMS do Instituto de Física da UFF.

Os resultados das idades de radiocarbono foram normalizados por uma amostra padrão de ácido oxálico do *National Bureau of Standards* (SRM 4990c) e a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  mensurada através do acelerador, sendo utilizada para corrigir as idades de radiocarbono obtidas. As datações foram expressas em idades convencionais de radiocarbono em anos Antes do Presente (AP) (Stuiver e Polach, 1977) e a calibração das datações foi performada utilizando como referência a curva atmosférica para o Hemisfério Sul, denominada SHCal20 (Hogg *et al.*, 2020). Os valores médios de probabilidade ( $\mu$ ) de cada amostra datada foram calculados através do programa Oxcal versão 4.4 (<https://c14.arch.ox.ac.uk/>) da Universidade de Oxford (Bronk Ramsey, 2009).

## 5.4. Isótopos de carbono

A aplicação da razão de isótopos estáveis do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) traz informações a respeito do ciclo fotossintético de diferentes tipos de plantas (C3, C4 e CAM) a partir da matéria orgânica presente no solo. Dessa forma, é possível considerar o tipo de cobertura predominante, em determinado período, de acordo com a sua vinculação no perfil estratigráfico e informações geocronológicas. As amostras de solo para a medição da razão isotópica  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  foram preparadas utilizando 5 mg para testes de ajuste de massa e entre 1–4.7 mg de solo em cada cápsula de estanho para análise. Cada amostra foi medida no sistema EA-IRMS no Laboratório de Radioecologia e Alterações Ambientais da Universidade Federal Fluminense (LARA-UFF).

O intervalo de confiabilidade para amostras foi estabelecido através dos materiais de referência fornecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA): Solo ( $\delta^{13}\text{C} = -26.66 \pm 0.24$  VPDB), Cafeína ( $\delta^{13}\text{C} = -27.771 \pm 0.043$  VPDB), Grafite ( $\delta^{13}\text{C} = -16.049 \pm 0.035$  VPDB) e Uréia ( $\delta^{13}\text{C} = -41.3 \pm 0.04$  VPDB). O erro associado foi de  $\pm 0.2\%$ . Para a interpretação e diferenciação dos grupos fotossintéticos de plantas do tipo C3 e C4, foram considerados os intervalos de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  propostos por Boutton (1991; 1996), conforme discutido na revisão e sintetizado na Tabela 10.

Tabela 9 - Valores dos isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e sua relação com o tipo de vegetação.

Ciclo fotossintético	Intervalo de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}^*$	Vegetação associada
C3 (ciclo Calvin Benson)	-32‰ a -22‰ média de -27‰	a maioria dos ecossistemas das regiões tropicais (arbóreas)
C4 (ciclo Hatch-Slack)	-17‰ a -9‰ média de -13‰	a maioria representa gramíneas de origem tropical e subtropical (pastagens, savanas, pântanos salinos)
CAM (metabolismo do ácido crassuláceo)	28‰ a -10‰, dependendo das condições ambientais	regiões de pequena disponibilidade hídrica, plantas suculentas como a Cactaceae, Euphorbiaceae, Bromeliaceae

\*A razão isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  é comparada com a razão de um padrão de referência internacional denominado *Vienna Pee-Dee Belemnite* (VPDB). Fonte das informações: Boutton (1996) e Pessenda *et al.*, (2005).

### 5.5. Palinologia, tafonomia e análise de carvão

A análise palinológica desta pesquisa foi realizada em um perfil situado na encosta-piloto na localidade de Campo do Coelho. Nos últimos dez anos, estudos de natureza interdisciplinar vêm sendo conduzidos nessa encosta representativa da morfologia côncava-rasa e atingida no último evento de Janeiro de 2011 por um deslizamentos translacional raso.

A encosta da Seção Campo do Coelho (denominada como “encosta-piloto”) vem contribuindo para um maior entendimento dos condicionantes e mecanismos dos deslizamentos rasos induzidos por eventos extremos de chuva e do seu papel na evolução da encosta, vista como uma morfologia característica e representativa dessa região montanhosa. Devido a condições específicas de preservação de um depósito situado dentro de uma ravina na cicatriz de deslizamento, essa área foi selecionada para buscar evidências paleoambientais através de análise palinológica e tafonômica, que pode fornecer informações importantes sobre o ambiente de deposição dos grãos de pólen e esporos.

Essa etapa da pesquisa foi conduzida nas estruturas do Laboratório de Palinologia da UFRJ, localizado no Departamento de Geologia do Instituto de Geociências. Para a coleta do material em campo, três níveis foram selecionados no perfil no interior da ravina da encosta-piloto: (1) próximo a base do perfil, no nível 210 cm; (2) no meio do perfil, no nível 160 cm; (2) próximo ao topo a 85 cm. Esses níveis foram selecionados no início da presente pesquisa por haver informações de datações de radiocarbono disponível que pudessem ser correlacionados com a análise palinológica e tafonômica em cada nível.

Para a coleta de material de solo foram utilizadas canaletas de alumínio esterilizadas e armazenadas com papel filme e laminado, acondicionados em isopores até serem encaminhados ao laboratório. Como o ambiente exposto está sujeito a oxidação e pode oferecer riscos a preservação dos palinomorfos (Moore *et al.*, 1991), antes da coleta de amostras no perfil foi removido as primeiras camadas de sedimentos inconsolidados buscando evitar contaminações das amostras.

Em cada nível investigado, foi retirado um cubo amostral de 8 cm<sup>3</sup> da canaleta de alumínio coletada em campo para o tratamento físico e químico das amostras em laboratório (Figura 35). Esporos exóticos marcadores de *Lycopodium clavatum* (2 pastilhas contendo 18.583 esporos cada) foram introduzidos em todas as amostras para cálculos de concentração, conforme proposto por

Stockmar (1971). O tratamento físico e químico do material em laboratório seguiu a metodologia proposta por Ybert *et al.* (1992) que consiste em lavagens sucessivas com aplicação de ácido fluorídrico (HF 40%), ácido clorídrico (HCl 10%), hidróxido de potássio (KOH 10%) e acetólise de acordo com Erdtman (1960). Posteriormente, o material de solo foi peneirado (125  $\mu\text{m}$ ) por ultrassom e transferido para lâminas permanentes e seladas com parafinas para a identificação, descrição e interpretação dos palinomorfos por microscopia óptica.



Figura 35 - (A) Perfil na encosta-piloto da bacia do rio Roncador (Campo do Coelho); (B) coleta de amostra no perfil com canaletas de alumínio esterilizadas; (C) retirada do cubo amostral de 8 cm<sup>3</sup>; (D) tratamento químico para a confecção das lâminas; (E) detalhe da preparação das lâminas para identificação por microscopia junto ao Laboratório de Palinologia (UFRJ).

A identificação dos palinomorfos foi realizada através da comparação com material polínico disponível em catálogos palinológicos de Barth (1971; 1972), Barth e Melhem (1988), Punt (2007), Ybert (2017; 2018). A comparação com a composição florística atual da região se baseia no levantamento fitossociológico local de Fraga *et al.*, (2015) e Nunes *et al.*, (2021).

Os valores de percentuais e de concentração foram calculados no *software Tilia e Tilia Graph* (Grimm, 1990). Os valores de percentagem são referentes a frequência relativa de diferentes palinomorfos em função da soma palinológica que corresponde ao total de cada amostra. Os

esporos de fungos não foram contabilizados. Os diagramas de concentração representam o número de palinórfos por centímetro cúbico de sedimento (grãos/ cm<sup>3</sup>).

A concentração de cada palinórfos é dada de acordo com a equação:

$$[ ]Pm = \frac{\left(\frac{PmC \times Eml}{EmC}\right)}{\text{Volume do sedimento}}$$

onde:

[ ]Pm = Concentração de palinórfos

PmC = Palinórfos contados

Eml = Quantidade total de esporos exóticos (*Lycopodium clavatum*) introduzidos

EmC = Quantidade de esporos exóticos contados

Grãos de pólen e esporos danificados encontrados nas lâminas também foram contabilizados. De acordo com Bartholomeu *et al.*, (2003) informações do grau e tipo de deterioração ocorridas nos palinórfos são importantes na avaliação das condições de sedimentação sobre as quais estiveram expostos.

Considerações sobre a tafonomia dos materiais foram avaliadas, indicando o estado de preservação dos grãos de pólen e esporos, sendo um importante indicador das condições ambientais nas quais os grãos foram depositados. A classificação tafonômica em danos mecânicos, corrosão e degradação foram definidas conforme Delcourt e Delcourt (1980) e Moore *et al.* (1991). Todas as partículas individuais de carvão acima de 6 µm presentes nas mesmas lâminas de palinologia em cada nível (85, 160 e 210 cm) foram contadas e classificadas por tamanho com base no seu comprimento, conforme (Rhodes, 1996).

Com relação à tafonomia, os palinórfos identificados como grãos de pólen foram contabilizados e qualificados quanto ao tipo de deterioração de acordo com a classificação de Delcourt e Delcourt (1980).

Tabela 10 - Tafonomia dos grãos de pólen e esporos por tipo de dano.

<b>Classificação</b>	<b>Tipo de dano</b>
Corrosão	A exina dos grãos de pólen e esporos sofre perturbações que a penetram de forma circular ou quando a superfície apresenta diversas cavidades. Essas perfurações podem ocorrer devido à oxigenação local causada por atividade microbiana de fungos e bactérias.
Degradação	Ocorre um afinamento da exina, pode resultar em uma baixa definição dos elementos externos que a compõe, tornando-os obscuros ou fundidos em uma mesma massa sem uma estrutura definida.
Danos mecânicos	A exina dos grãos pode se apresentar amassada, quebrada ou dobrada (com ou sem perfurações ou afinamento da exina).

Fonte das informações: Bartholomeu *et al.*, (2003) e Ishimine *et al.*, (2023) segundo a classificação de Delcourt e Delcourt (1980).

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Seis seções estratigráficas foram levantadas em diferentes localidades no município de Nova Friburgo, Região Serrana do Rio de Janeiro. Cinco destas seções estão situadas no alto curso da bacia do rio Grande e uma no alto curso da bacia do rio Macaé, conforme apresentadas na Figura 36. As seções ocupam diferentes setores de encosta onde foram levantadas as idades dos depósitos buscando entender a geocronologia de camadas orgânicas enterradas em diferentes posições da encosta: baixa-encosta / sopé, média-encosta e encosta-superior de segmentos convexos que constituem pequenos divisores de drenagem).

Os resultados e discussões estão subdivididos em duas partes principais:

- (1) apresentação das seções estratigráficas buscando um panorama regional sobre a ocorrência dos níveis de camadas orgânicas escuras ou paleo-horizontes A e de que maneira poderiam elucidar as fases de instabilidade e estabilidade do sistema de encosta.
- (2) apresentação da evolução geomorfológica da encosta na bacia do Córrego Roncador (23 km<sup>2</sup>), na localidade de Campo do Coelho (denominada como encosta-piloto), por constituir uma morfologia côncava-rasa representativa da região, onde foram realizados levantamentos mais detalhados e discussão com os resultados de estudos geomorfológicos funcionais e hidrológicos previamente desenvolvidos na área desde o evento extremo de Janeiro de 2011.

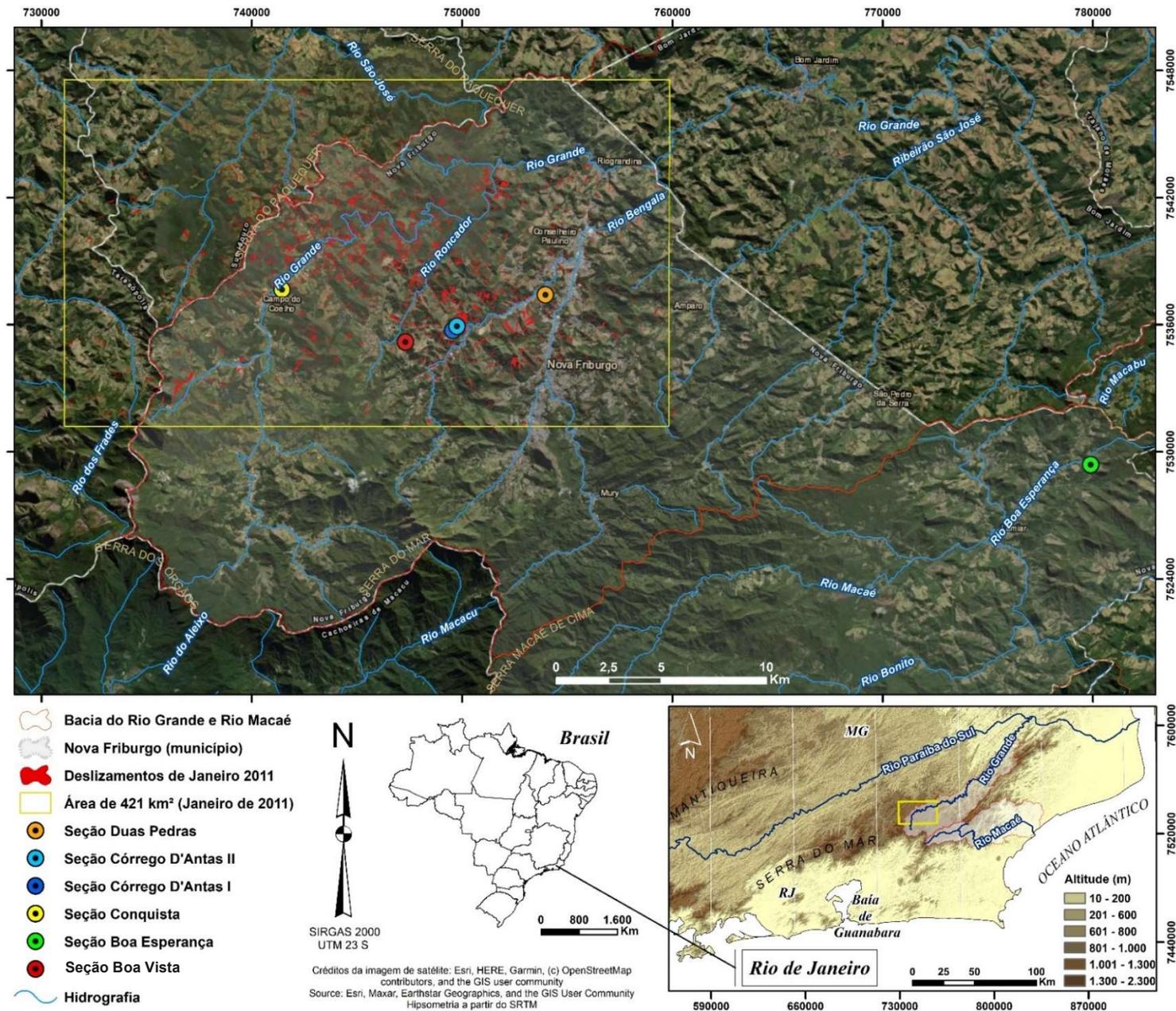


Figura 36 - Localização da área de levantamento da ocorrência de camadas orgânicas em sequências colúviais, na Região Serrana do Rio de Janeiro, reverso da escarpa Atlântica da Serra do Mar. No retângulo amarelo, em destaque, a área de 421 km<sup>2</sup> do levantamento de deslizamentos ocorridos no evento catastrófico em Janeiro de 2011, que abrange os municípios de Nova Friburgo, Teresópolis e Sumidouro. Mapa elaborado pela autora.

## 6.1. Seção Conquista

### 6.1.1 – Características da encosta

A seção Conquista está localizada em um corte de estrada da RJ-130, que liga o município de Teresópolis a Nova Friburgo. A encosta levantada está situada a 1.032 m de altitude, entre as coordenadas 22°14'59" S e 42°39'24" O e posicionada à margem direita do Rio Grande. A Figura 37 apresenta a localização geral da encosta, ressaltando as unidades litológicas e geomorfológicas do local.

A litologia correspondente à área é composta por gnaisses do Complexo Rio Negro. Segundo a carta geológica produzida pelo CPRM (2012), ocorrem na unidade gnaisses de grão grosso com foliação descontínua, sendo a maioria de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, com enclaves máficos microgranulares (apresenta idade estimada de 560 ± 4 Ma).

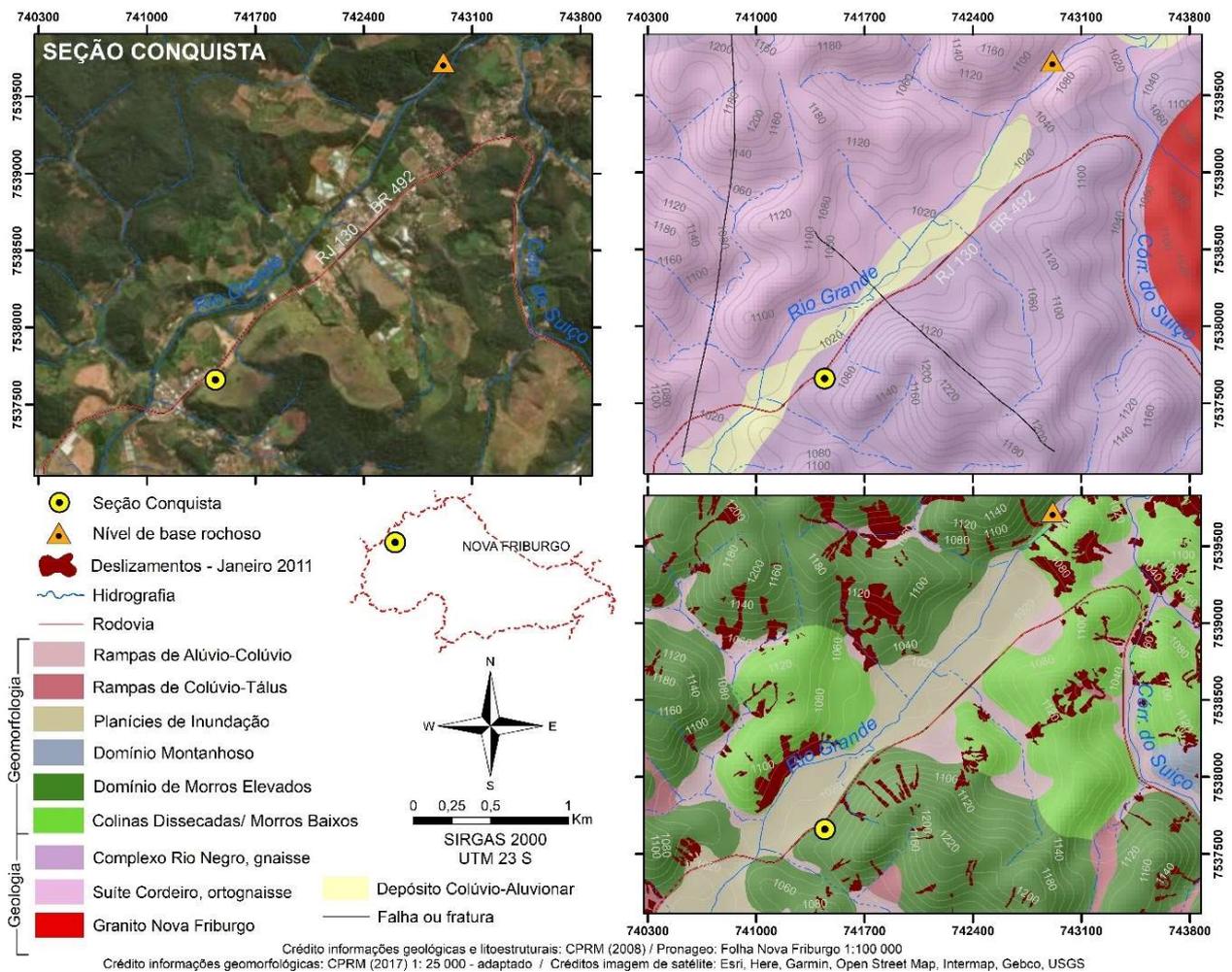


Figura 37 - Localização da seção na localidade de Conquista, no distrito de Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). Mapa elaborado pela autora.

A área no entorno foi fortemente atingida pelo evento de Janeiro de 2011. No entanto, não houve ocorrência de deslizamento derivado deste último evento no segmento da encosta levantada, como ilustra a Figura 38. Diversos deslizamentos translacionais rasos foram deflagrados nas encostas adjacentes, transportando o material coluvial em direção ao fundo de vale, onde parte foi depositada no sopé das encostas e parte foi remobilizada ao longo da planície de inundação do Rio Grande. Essa área constitui um alvéolo intramontano no qual o Rio Grande promove o alargamento do fundo de vale por migrações laterais ao longo do tempo. Em diversos trechos, é possível observar a ocorrência de meandros abandonados pela planície de inundação. Esse alvéolo está situado a montante de um nível de base rochoso, no estrangulamento de drenagem onde ocorre o afunilamento do vale, a cerca de dois quilômetros de distância dos perfis levantados na seção Conquista.

Os perfis estão situados na porção de baixa-encosta, conforme representada esquematicamente na Figura 39, ressaltando uma morfologia côncava rasa. Trata-se de uma rampa coluvial caracterizada por uma unidade de relevo suavemente inclinada que se estende em direção a planície de inundação do Rio Grande. O termo “rampa de colúvio” foi sugerido inicialmente por Bigarella e Mousinho (1965) para tratar de uma topografia inclinada, suave, cuja morfologia é mantida por colúvios, sendo a forma resultante de sucessivas fases de remobilização de materiais provindos das encostas e acumulados no sopé, por vezes recobrando terraços e *hollows* ou depressões de relevo em anfiteatro (Paisani *et al.*, 2017).

Levantamentos da caracterização das camadas foram realizadas no perfil 2 (P2) e o levantamento geocronológico no perfil 2 e perfil 4 (P4). No entanto, as datações no P4 não foram possíveis devido à insuficiência de material orgânico nas amostras retiradas da porção superior do perfil. Portanto, apenas o P2 foi utilizado como o perfil de referência para esta seção.

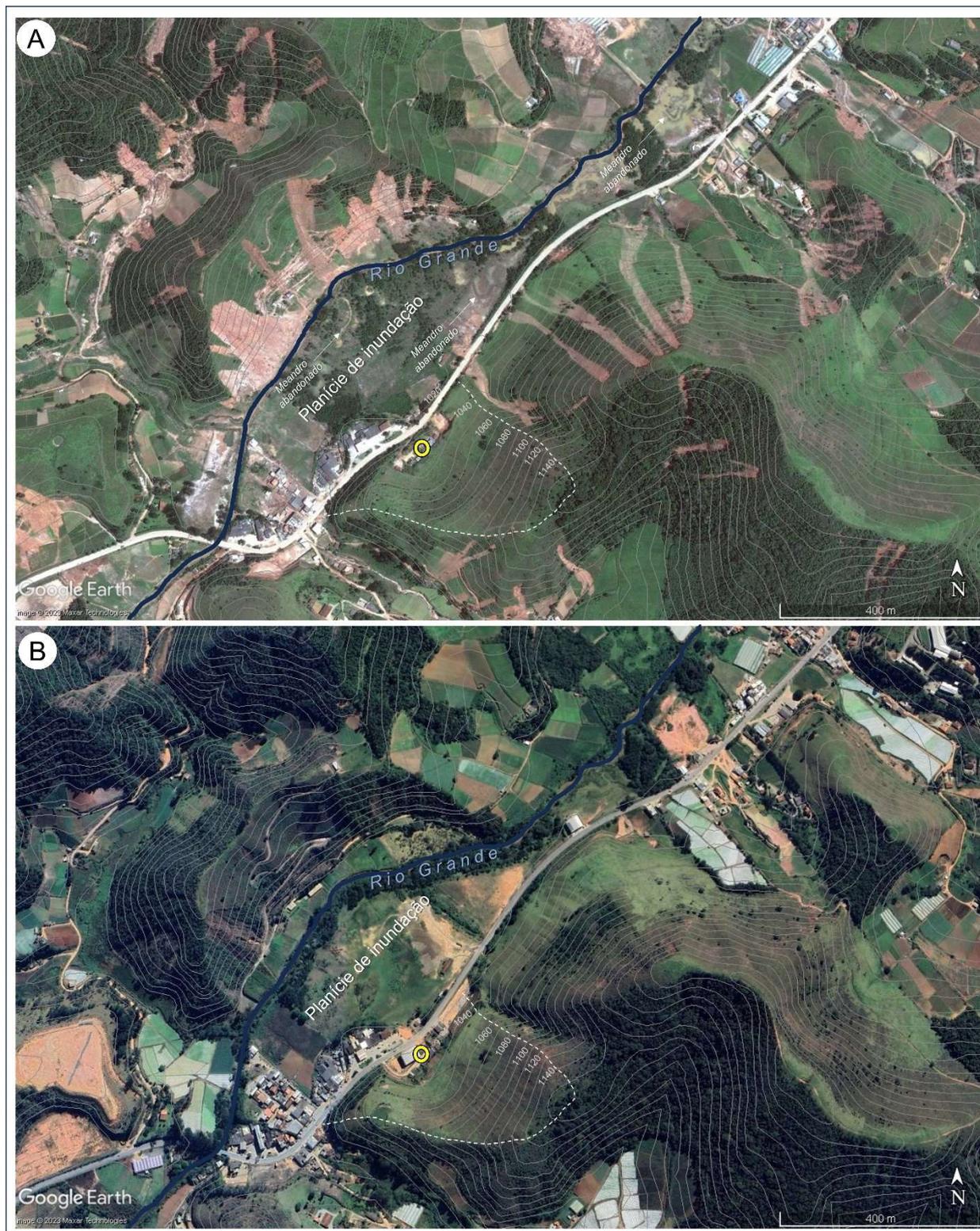


Figura 38 - (A) Imagem de satélite referente ao evento de Janeiro de 2011 com a localização da encosta na localidade de Conquista, Nova Friburgo (RJ). Nota-se as diversas cicatrizes de deslizamentos derivadas do evento extremo de chuva; (B) imagem de satélite de 2023. (Crédito das imagens: Google Earth Pro).

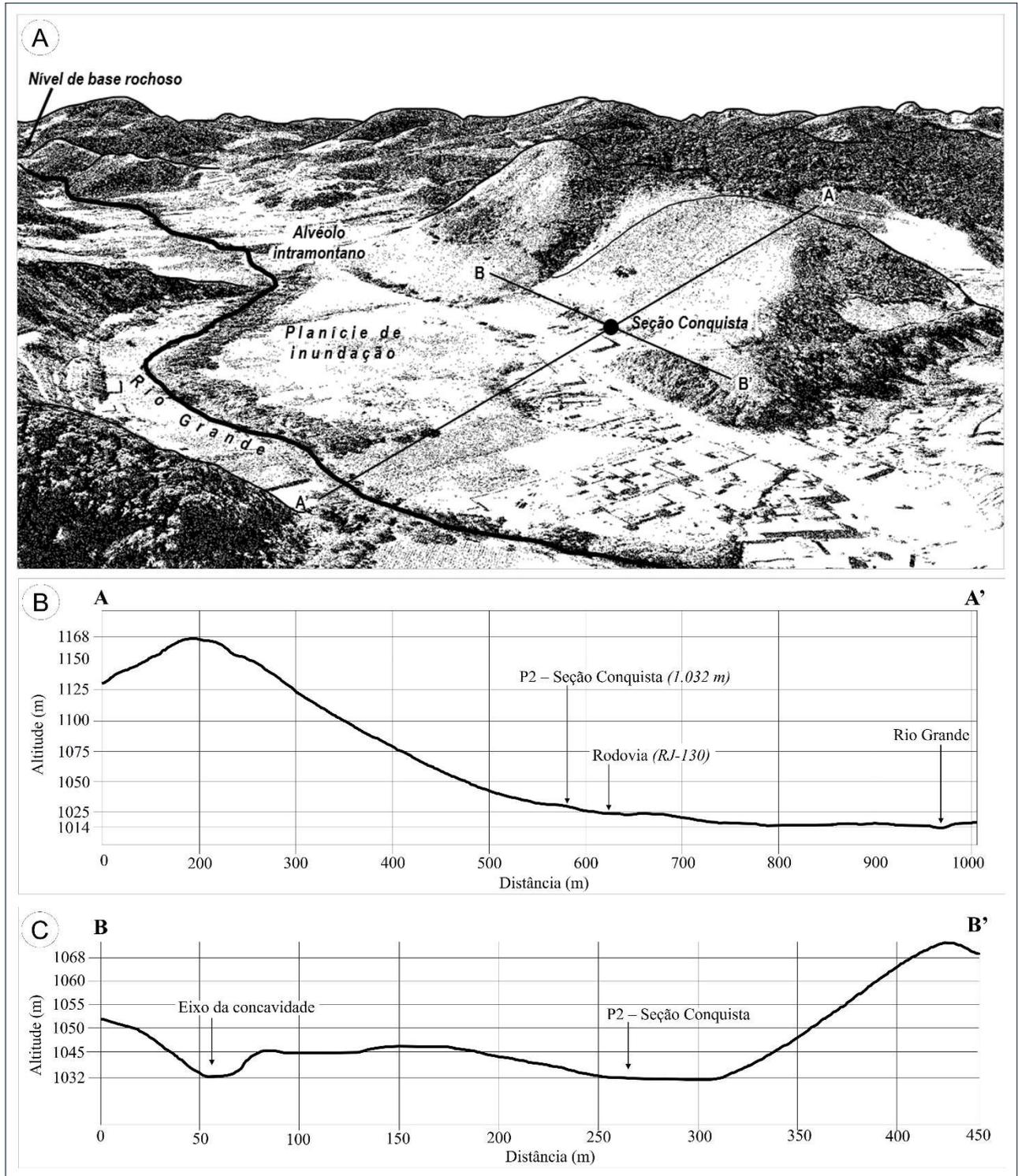


Figura 39 (A) Visão da encosta e planície de inundação do Rio Grande, com um alvéolo intramontano a montante de um nível de base rochoso. A encosta está situada na localidade de Conquista, Nova Friburgo (RJ); (B) perfil longitudinal ressaltando a morfologia côncava suavemente inclinada (rampa de colúvo); (C) perfil transversal da encosta. Fonte: elaborado pela autora com a imagem do Google Earth e perfis pelo MDE no software ArcGis.

### 6.1.2. Aspectos de cor e textura das camadas

No perfil levantado em detalhe (P2), foram individualizadas doze camadas considerando as variações de cores e natureza dos materiais detectados em campo. Ao menos duas camadas escuras com material orgânico foram identificadas, apresentando cores entre 10 YR 3/2 (bruno-acinzentado-muito escuro) a 10 YR 2.5/1 (preto), conforme ilustra a Figura 43. Importante ressaltar que a partir da profundidade de seis metros, mosqueamentos avermelhados ocorrem até a transição para uma camada cinza mais clara na base, apresentando grande variação de umidade, indicando oscilações do nível freático. As informações sedimentológicas foram obtidas para as doze camadas e as informações geocronológicas, valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) para as duas camadas de composição orgânica.

No P2, as camadas apresentam uma predominância da fração argila até a profundidade 410 cm (entre 23,1% e 38%), a partir da qual a fração silte passa a ser predominante entre as profundidades 410 a 540 cm, variando entre 27,2% e 43%), conforme mostra a Tabela 12. Dentre as classes de areia, sobressai a composição de areia média (entre 9,9 e 18,8%) a grossa (entre 11,6 a 23,9%) em todo o perfil. Ressalta-se uma grande quantidade de cascalho na camada correspondente as profundidades 360 - 410 cm. Nesta mesma camada, foi encontrada uma alta concentração de fragmentos de carvão macroscópicos. A razão silte/argila mostra, em geral, materiais bastante intemperizados até a camada com profundidade de 360 - 410 cm. A Figura 40 apresenta as porcentagens das frações granulométricas, a Figura 41 o diagrama textural e a Figura 42 representa a curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos.

Com relação aos parâmetros estatísticos (Tabela 13), a fração silte muito grosso sobressai como diâmetro médio ( $Mz$ ) sendo representativo ao longo de todo o perfil, com exceção da profundidade 540 – 610 cm, na qual apresenta como valor médio a areia muito fina. Entretanto, as amostras expressaram altos valores de desvio padrão ( $sI$ ), no qual o valor médio pode não ser representativo. Isto é, esse parâmetro define os sedimentos que compõem essas camadas como muito mal selecionados, ou extremamente mal selecionados, como ocorre na profundidade 360-410 cm, a mesma camada que apresenta a maior quantidade de cascalho e fragmentos de carvão. Em geral, os grânulos, cascalhos e blocos encontrados ao longo do perfil foram classificados como sub-angulosos e estão dispersos, sem orientação definida. Este fato, aliado ao elevado desvio

padrão das amostras indica a baixa competência de seleção do agente transportador, assim como uma maior proximidade dos materiais com a área-fonte. As assimetrias (*SkI*) mostram classificações distintas, com uma tendência da porção superior do perfil para as assimetrias na direção dos grossos; uma simetria maior no meio e assimetrias no sentido dos finos mais na base. Quanto à curtose (*KG*) foram registradas curvas platicúrticas (2) e muito platicúrticas (10), apresentando uma curva de distribuição de frequência achatada em praticamente todas as profundidades do perfil.

Tabela 11 - Granulometria Perfil 2 – Seção Conquista

Prof. (cm)	Total (%)			Cascalho (%)		Areias (%)					Siltes (%)					Argila (%)	Silte Argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF			
0 – 80 (aterro)	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	
80 - 100	0,8	54,6	44,6	0,8	7,4	22	17,3	6,0	2,0	2,2	3,7	5,3	5,4	4,9	23,1	0,93	
100 - 280	0,3	44,3	55,5	0,3	7,2	19,8	10,9	4,4	2,0	1,4	4,1	3,8	3,8	4,3	38,0	0,46	
280 - 330	0,5	46,3	53,2	0,5	7,3	18,9	12,9	5,1	2,1	3,1	4,1	3,9	4,0	4,5	33,6	0,58	
330 - 360	2,0	40,6	57,4	2,0	5,1	15,1	11,4	7,1	1,9	3,6	4,0	4,4	5,2	3,5	36,7	0,56	
360 - 410	6,5	40,5	53,0	6,5	6,8	11,6	12,1	7,7	2,3	2,8	4,4	4,5	4,4	4,1	32,8	0,62	
410 - 440	0,6	44,5	54,9	0,6	4,2	12,9	12,2	10	5,2	13,4	7,0	3,4	3,0	1,9	26,1	1,10	
440 - 455	1,7	44,5	53,8	1,7	6,0	15,8	13,6	6,1	2,9	4,7	5,6	7,3	4,8	4,8	26,5	1,03	
455 - 480	1,2	44,4	54,4	1,2	4,6	15,7	12,5	8,0	3,5	4,6	7,5	6,6	6,3	4,8	24,7	1,21	
480 - 515	1,7	46,4	51,9	1,7	6,7	15,1	13,7	7,8	3,1	5,7	10,6	5,2	6,0	5,0	19,4	1,68	
515 - 540	0,2	40,9	58,9	0,2	5,2	14,4	9,9	6,7	4,6	10,7	12,2	9,2	5,9	5,0	16,1	2,67	
540 - 610	0,2	63,8	36,0	0,2	4,7	23,9	18,8	10,9	5,5	7,3	7,1	3,9	4,0	2,0	11,8	2,06	
610 - 730	0,9	51,3	47,7	0,9	5,0	18,0	14,7	9,0	4,6	5,5	8,4	6,3	5,3	4,9	17,3	1,76	

\*s. d – sem dado

Tabela 12 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) do Perfil 2 – Seção Conquista

Prof. (cm)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetria ( <i>SkI</i> ):	Descrição	Curtose ( <i>KG</i> ):	Descrição
0-80	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d
80 - 100	4,029	Silte muito grosso	3,778	Muito mal selecionado	0,487	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,526	Muito platicúrtica
100 - 280	5,328	Silte grosso	3,826	Muito mal selecionado	-0,232	Assimétrica no sentido dos grossos	0,494	Muito platicúrtica
280 - 330	4,990	Silte muito grosso	3,814	Muito mal selecionado	-0,036	Simétrico	0,502	Muito platicúrtica
330 - 360	5,361	Silte grosso	3,790	Muito mal selecionado	-0,218	Assimétrica no sentido dos grossos	0,521	Muito platicúrtica
360 - 410	4,922	Silte muito grosso	4,016	Extremamente mal selecionado	-0,094	Simétrico	0,559	Muito platicúrtica
410 - 440	4,866	Silte muito grosso	3,607	Muito mal selecionado	0,144	Assimétrica no sentido dos finos	0,538	Muito platicúrtica
440 - 455	4,900	Silte muito grosso	3,766	Muito mal selecionado	0,005	Simétrico	0,528	Muito platicúrtica
455 - 480	4,984	Silte muito grosso	3,679	Muito mal selecionado	-0,013	Simétrico	0,528	Muito platicúrtica
480 - 515	4,669	Silte muito grosso	3,716	Muito mal selecionado	0,084	Simétrico	0,618	Muito platicúrtica
515 - 540	4,858	Silte muito grosso	3,544	Muito mal selecionado	0,000	Simétrico	0,688	Platicúrtica

540 - 610	3,374	Areia muito fina	3,191	Muito mal selecionado	0,516	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,838	Platicúrtica
610 - 730	4,382	Silte muito grosso	3,622	Muito mal selecionado	0,279	Assimétrica no sentido dos finos	0,633	Muito platicúrtica

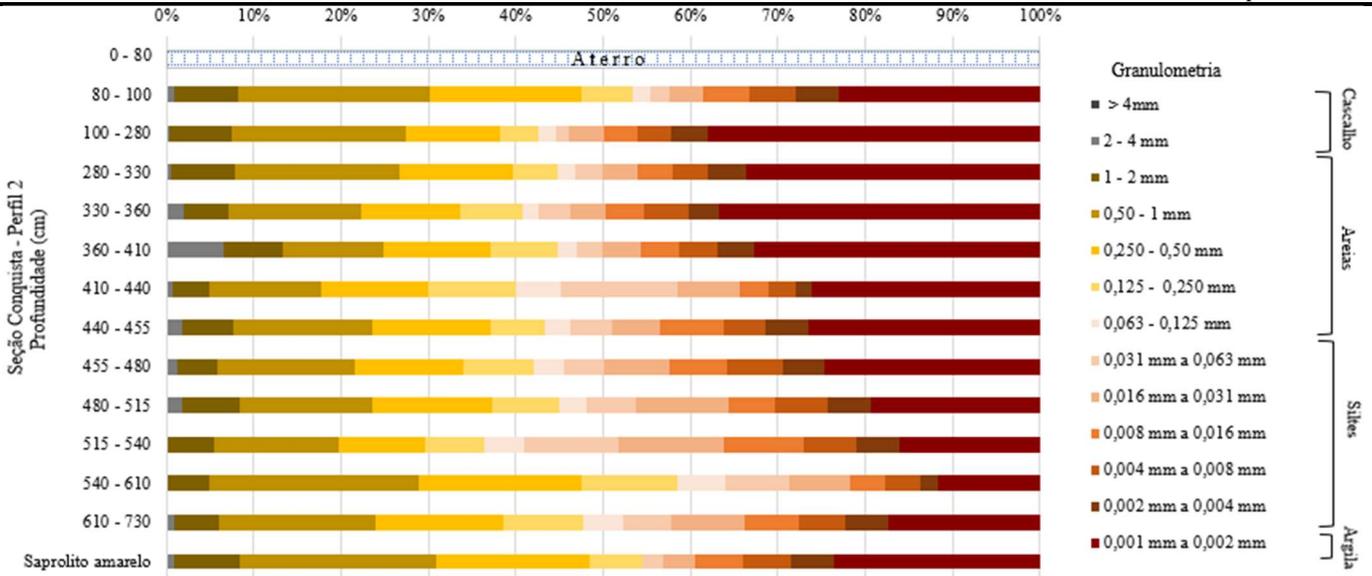


Figura 40 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 2 – seção Conquista.

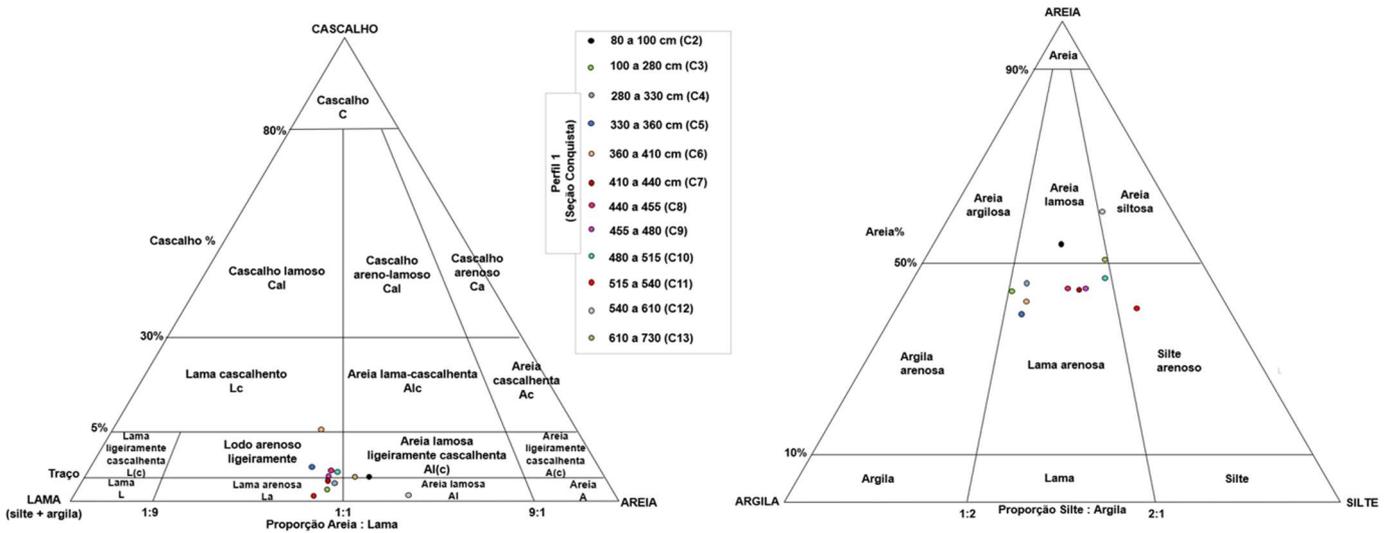


Figura 41 - Diagrama textural das distribuição granulométricas das camadas do perfil 2 – seção Conquista, em Nova Friburgo (RJ), de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

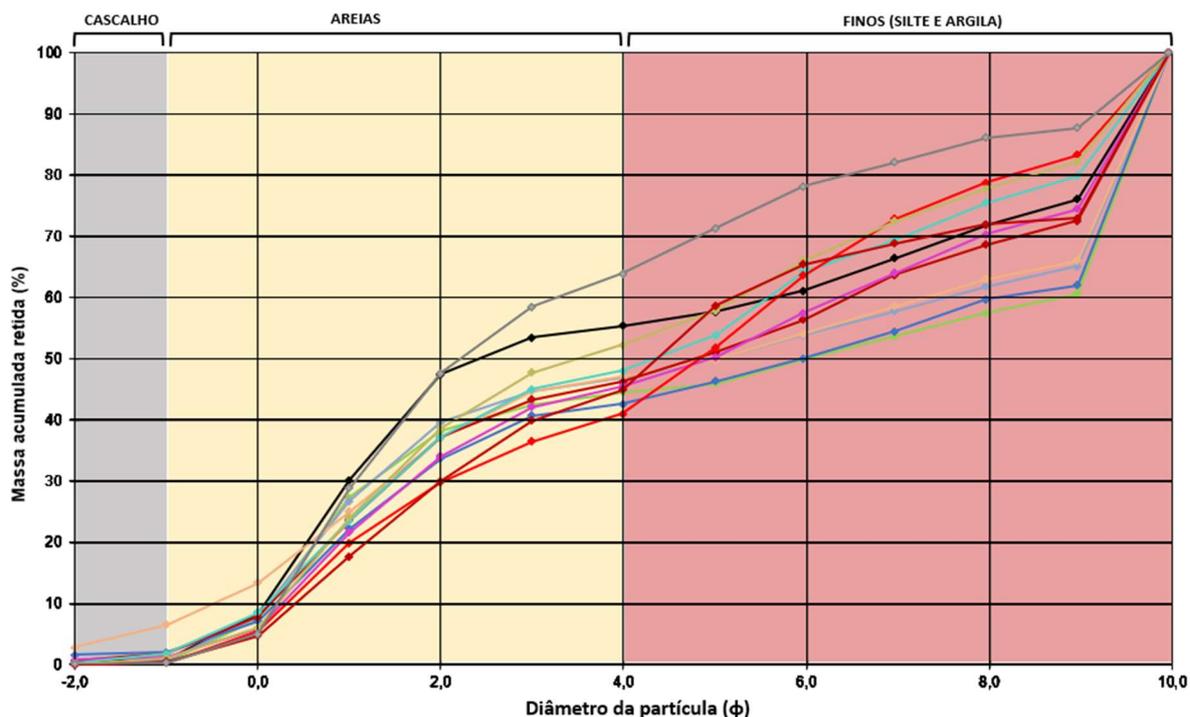


Figura 42 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas do perfil 2 da seção Conquista (P2).

### 6.1.3. Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na Seção Conquista

Os resultados encontrados no perfil 2 (P2) estão representados esquematicamente na Figura 43 e na Tabela 14, mostrando as variações de cores identificadas nas camadas, informações texturais, as datações  $\text{AMS}^{14}\text{C}$  e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos. As datações de radiocarbono obtidas indicam idade pleistocênica no topo da camada preta (10 YR 2/1) a 550 cm e idade holocênica na camada marrom acinzentada-escura (10 YR 3/2) a 440 cm.

A camada de cor preta no nível inferior datada em 18.995 a 19.605 anos cal AP é relativa ao Pleistoceno Superior durante a fase final do Último Máximo Glacial. Nessa camada há um grande espessamento com a acumulação de material orgânico, sendo predominante sobre a fração mineral. Com o aumento da profundidade, a camada começa a apresentar ganho de umidade e tons acinzentados mais claros sobressaem, típico de condições hidromórficas e redutoras. Condições de drenagem e saturação do solo foram variáveis, refletindo as oscilações do nível freático e produzindo padrões mosqueados avermelhados. Nesse período, condições climáticas mais frias possivelmente favoreceram a acumulação de material orgânico, com reflexo na redução da atividade biológica, atenuando a decomposição.

É importante considerar que, nesse período, um registro no Morro de Itapeva (SP) situado a 1.850 m de altitude no extremo sul da Serra da Mantiqueira levantado por Behling (1997), documenta a expansão da vegetação de campos de altitude e a quase completa ausência de floresta Alto Montana durante o Último Máximo Glacial - UMG (35.000–17.000 anos AP), sugerindo um clima marcadamente mais frio e seco se comparado ao período atual. O autor indica uma subsequente mudança para condições mais quentes após o final do UMG e início do Holoceno, com expansão de táxons associados a cobertura florestal. No entanto, também na fase inicial do Holoceno, ao mesmo tempo, níveis reduzidos de Araucária, Podocarpus e outros táxons associados sugerem que o clima neste domínio montanhoso era mais seco. Registos de carvão do mostram a ocorrência frequente de paleoincêndios durante o período glacial tardio. Saia et al (2008) indica que os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  em horizontes mais profundos situados em áreas de cobertura florestal Parque Estadual do Alto do Ribeira (SP), indicam a presença de vegetação mais aberta que a atual, com provável mistura de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , sugerindo a presença de um clima mais seco durante o UMG, na faixa de período de 20.000 anos AP e 16 - 14.000 anos AP.

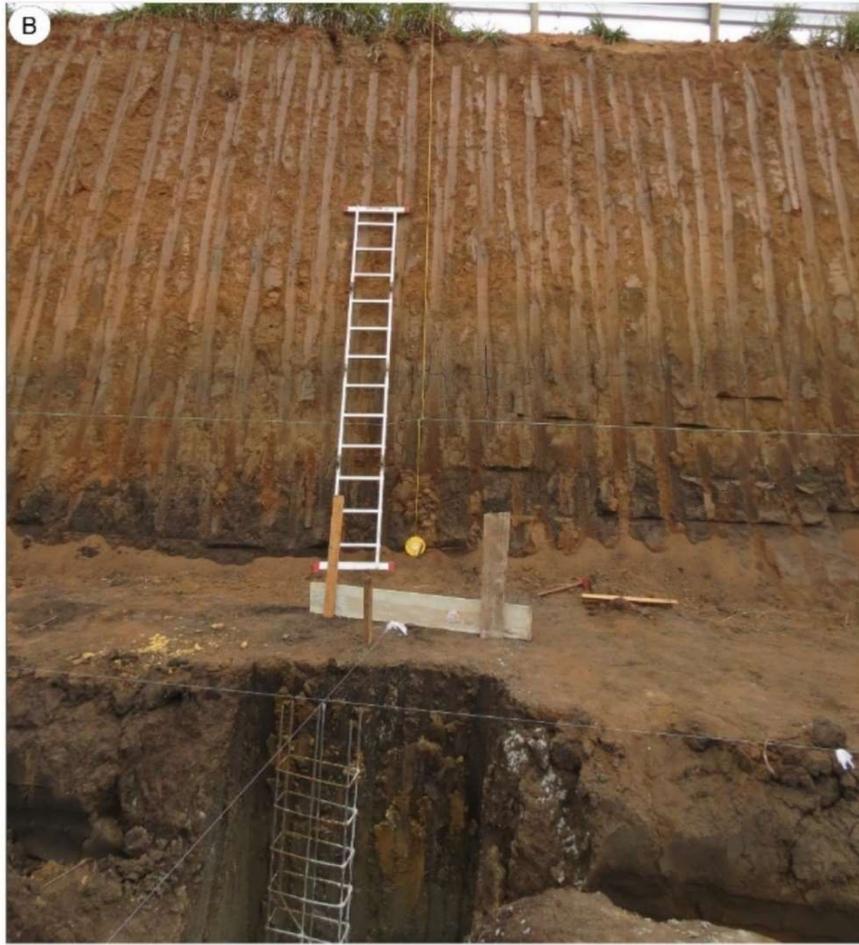
Com relação ao perfil (P2) da seção Conquista, a um metro acima (na profundidade de 440 cm) está representada a transição para o Holoceno, datada em 11.324 a 11.977 anos cal AP. Importante considerar o espesso pacote de 3,60 metros de espessura composto por sedimentos coluvionares oriundos da porção superior da encosta que se acumularam no sopé (excluindo os primeiros 80 cm referente a área aterrada). Esse fato sugere uma intensa atividade morfodinâmica na encosta ao longo do Holoceno. Logo acima da camada que marca a transição para o Holoceno, foi verificada uma textura mais grossa dos sedimentos, composta por um nível rico em cascalhos (6,5%) entre as profundidades de 360 – 410 cm. Nessa camada, a quantidade expressiva de carvão indica a ocorrência de paleoincêndios holocênicos, que podem ter ocorrido na vegetação ainda na parte superior da encosta, antes da remobilização dos sedimentos pelo agente transportador, ou após a sua deposição. Como são diversos os fragmentos dispersos na matriz do solo, a hipótese mais provável é de remobilização da parte superior da encosta. Isto é, possivelmente o incêndio ocorreu antes do material ser transportado.

A respeito dos valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$ , o intervalo mostra predomínio de plantas do tipo  $\text{C}_3$ , o que é indicativo de cobertura florestal. No entanto, mesmo que essas plantas sejam típicas do ciclo fotossintético referente às espécies arbóreas dicotiledôneas e as  $\text{C}_4$  em gramíneas, existem exceções para certos ambientes. Os estudos de Pessenda *et al.*, (2009; 2012), por exemplo,

apontam ambientes úmidos como manguezais e turfeiras, nos quais ervas podem apresentar predominantemente o ciclo fotossintético C<sub>3</sub>. Isso abre a possibilidade de que não necessariamente os valores obtidos indicariam uma cobertura florestal vigente durante o período, no caso específico dessa encosta., considerando o ambiente deposicional levantado compreender a base da encosta na interação com a planície de inundação do Rio Grande.

Tabela 13 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil 2 – Seção Conquista

Fração	Nº	Código Lab.	Prof. (cm)	Idade <sup>14</sup> C anos AP	Cal anos AP SHCAL 20	Média (μ)	%C tot.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Humina	1	LAC230069	440	10.178 ± 73	11.324 a 11.977 (95.4%)	11.720	2,8	- 26,34
					11.257 a 12.101 (99.7%)			
Humina	2	LAC220005	550	16.064 ± 81	19.130 a 19.540 (95.4%)	19.338	9,6	- 25,80
					18.995 a 19.605 (99.7%)			



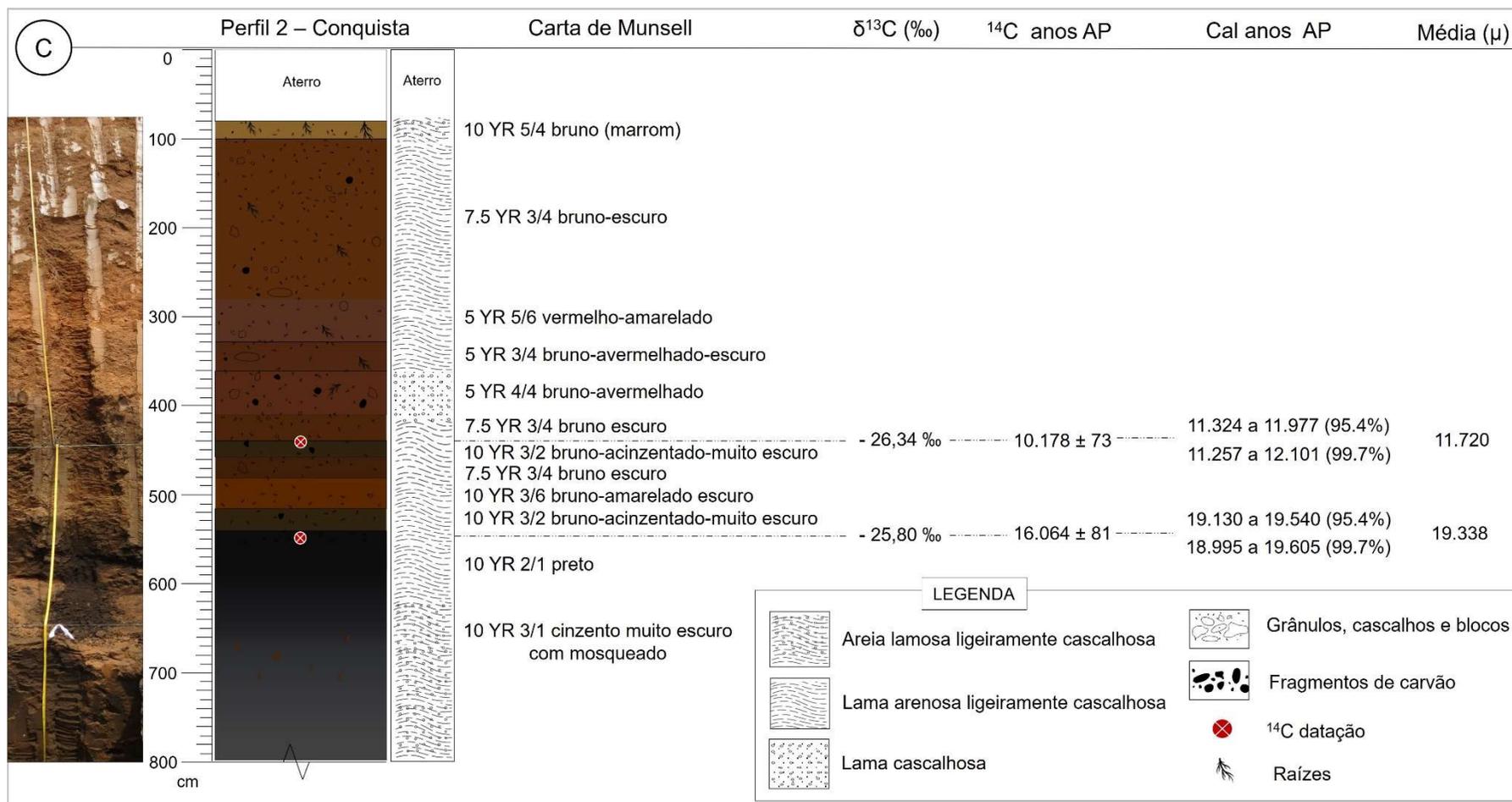


Figura 43 - (A) Seção Conquista situada no corte de estrada da RJ-130, na localidade de Conquista, distrito de Campo do Coelho, município de Nova Friburgo (RJ); (B) Perfil 2 (P2) no detalhe, com a trincheira a frente mostrando a espessura da camada orgânica inferior; (C) esquema do P2 com separação das cores pela carta de Munsell e informações geocronológicas e de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$ . Elaborado pela autora.

## 6.2. Seção Duas Pedras

### 6.2.1 – Características da encosta

A seção Duas Pedras está situada no distrito de Conselheiro Paulino, próximo ao centro urbano de Nova Friburgo, a 918 m de altitude (22°15'0,6"S e 42°32'9,6"O). A encosta levantada está posicionada à margem direita do Córrego d'Antas e deságua no Rio Bengalas (tributário do Rio Grande). A Figura 44 apresenta a localização geral da encosta, ressaltando as unidades litológicas e geomorfológicas. Importante destacar que esta encosta foi atingida no último evento de Janeiro de 2011 por dois pequenos deslizamentos rasos, conforme ilustra a imagem de satélite na Figura 45.

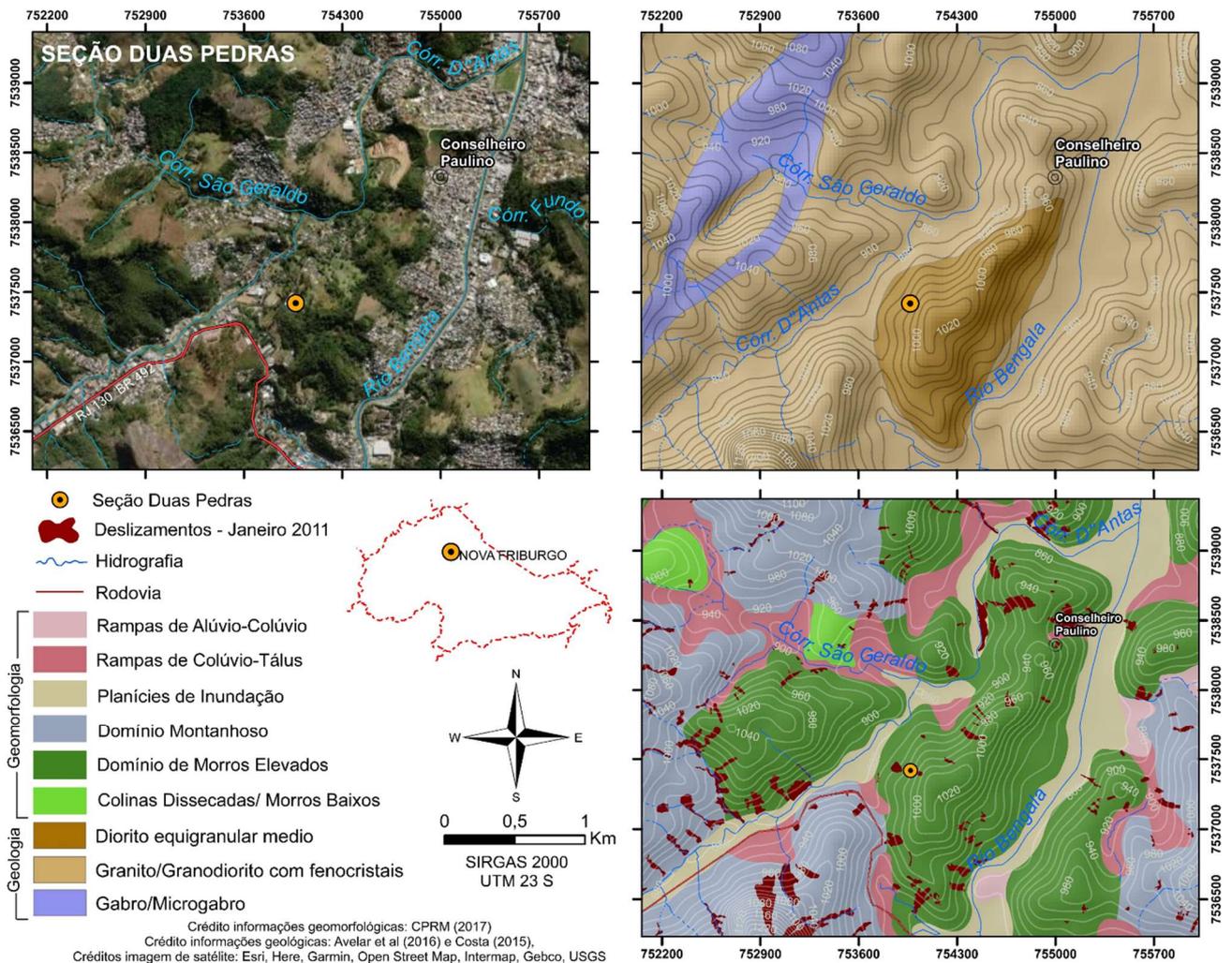


Figura 44 - Localização dos perfis na localidade de Duas Pedras, no distrito de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ). Elaborado pela autora.

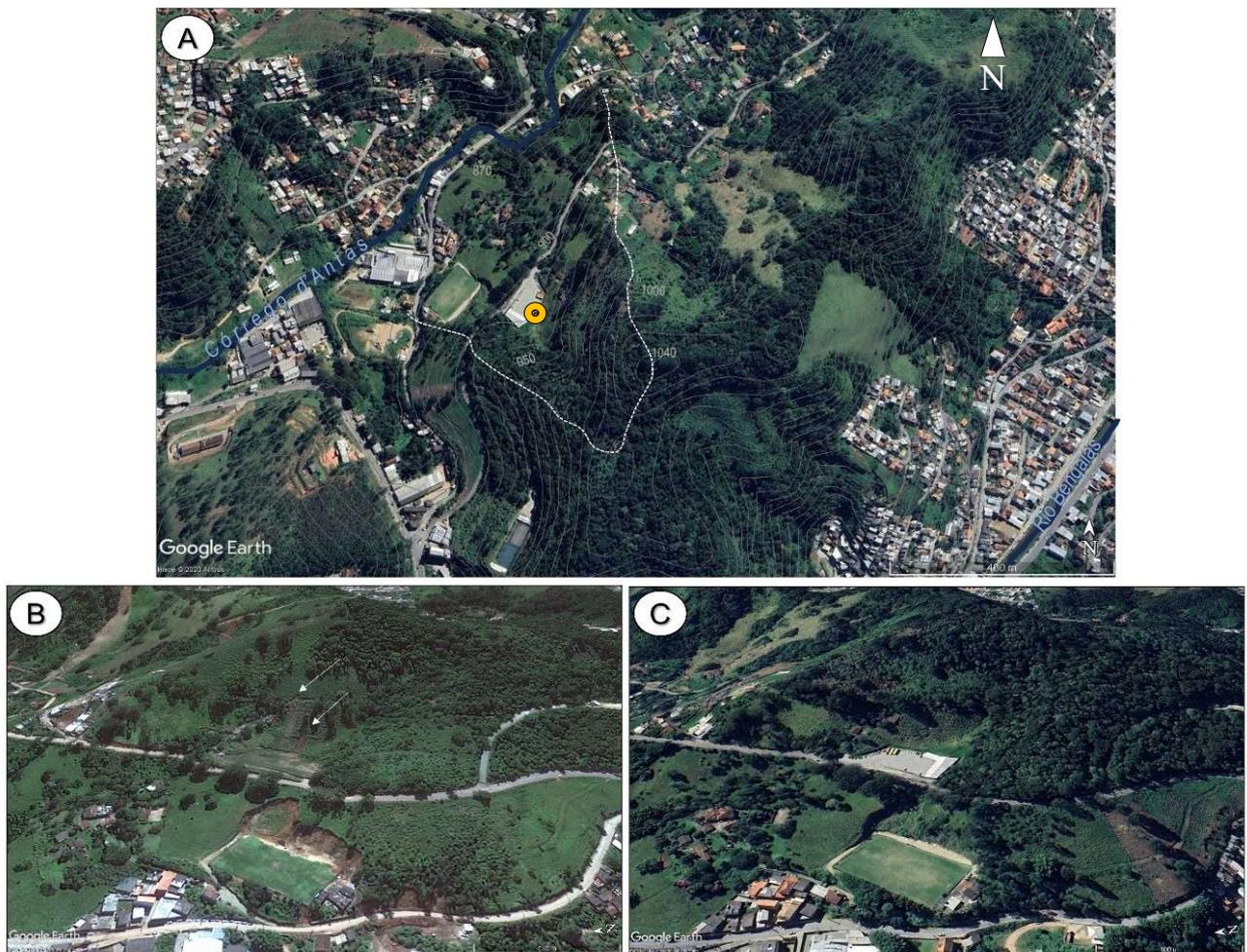


Figura 45 - (A) Imagem de satélite com a localização da encosta de Duas Pedras, em Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ). O ponto em laranja mostra o local da seção; (B) imagem de Janeiro de 2011, com duas pequenas cicatrizes de deslizamentos derivados do evento extremo de chuva; (C) imagem de satélite Airbus. (Crédito das imagens: Google Earth Pro).

A litologia correspondente à área é o diorito equigranular médio. De acordo com o mapeamento geológico produzido em escala de detalhe para a bacia do Córrego d’Antas por Avelar *et al.*, (2016), essa unidade litológica possui textura equigranular com granulação média, hipidiomórfica e cor esverdeada. Além disso, é composta principalmente por plagioclásio, anfibólio (hornblenda), biotita, clinopiroxênio e poucos K–feldspato e quartzo. Também é comum cristais de hornblenda crescerem associados às bordas do clinopiroxênio, assim como de cristais independentes. Possui estrutura maciça com uma trama isotrópica sem qualquer evidência de deformação dúctil.

Os perfis levantados estão situados na porção de média-encosta e as seções transversal e longitudinal estão representadas esquematicamente na Figura 46, onde é ressaltada uma morfologia côncava rasa. Variações abruptas ao longo do perfil longitudinal da encosta ocorrem devido a dois cortes para fins de construção, conforme representado na ilustração.

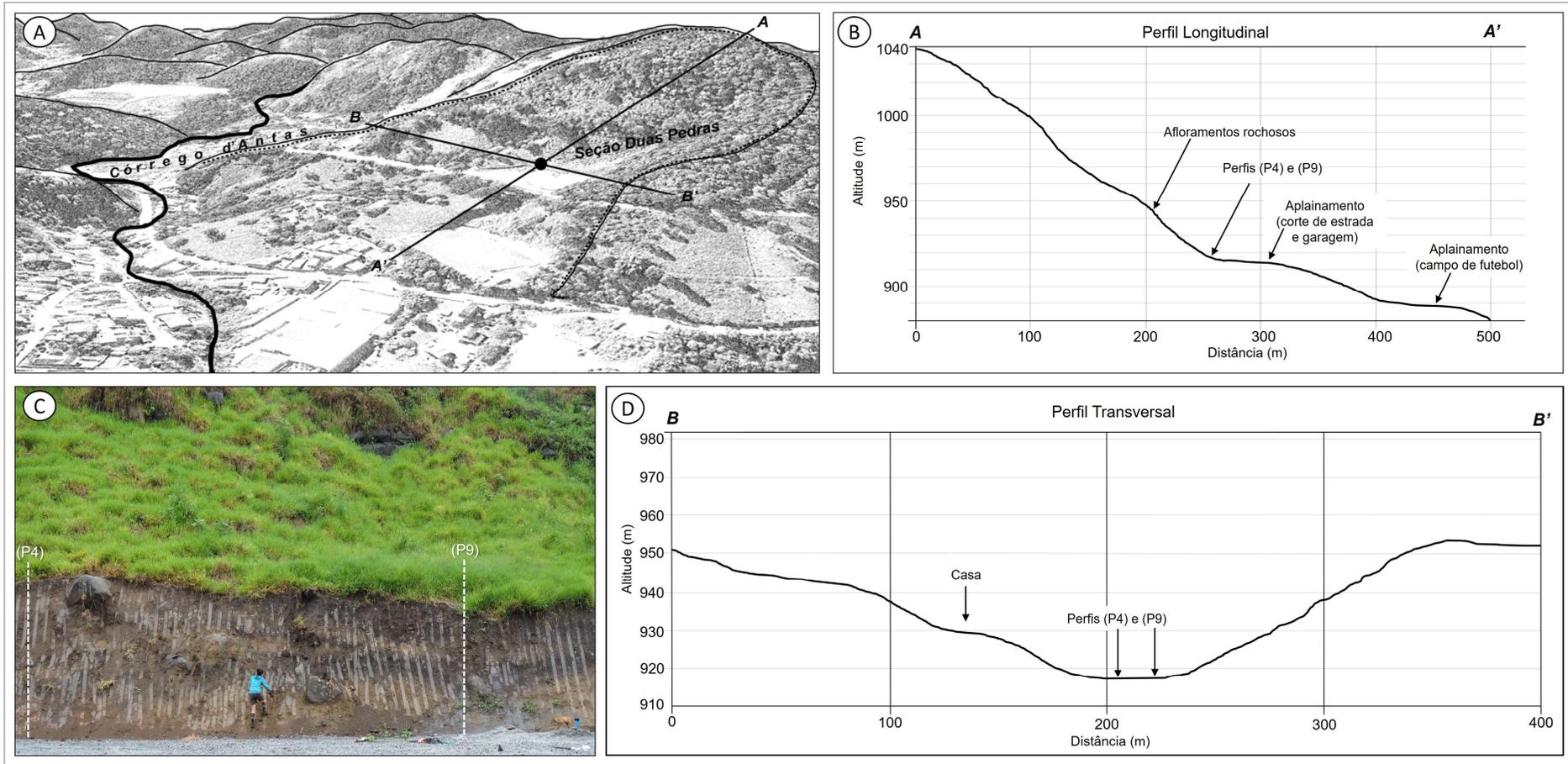


Figura 46 - (A) Visão encosta na localidade de Duas Pedras, distrito de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ); (B) perfil longitudinal ressaltando a morfologia côncava; (C) vista da seção Duas Pedras com a presença de camadas escuras enterradas e espessura variável; (D) perfil transversal da encosta. Fonte: elaborado pela autora com a imagem do Google Earth e perfis pelo MDE no software ArcGis.

### 6.2.2. Aspectos de cor e textura das camadas

Nos dois perfis levantados em detalhe (P4 e P9), ocorrem variações de cores e espessuras das diferentes camadas com material orgânico. No P4, doze camadas foram individualizadas através da variação de cores em campo. Ao menos quatro camadas escuras com material orgânico foram identificadas que, neste caso, foram interpretados como paleo-horizontes A enterrados e apresenta coloração entre 7.5 YR 2.5/2 (marrom muito escuro) a 7.5 YR 2.5/1 (preto). Nessas camadas foram obtidas informações geocronológicas através da datação de radiocarbono, valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e informações sedimentológicas. No P9, destacam-se sete camadas com variação de cores entre marrom amarelado-escuro a preta, sendo que o nível da camada escura mais profunda apresenta grande espessura (>1 metro).

O material coluvial nos dois perfis se apresenta intercalado a paleo-horizontes A, com descontinuidades bem definidas (Figura 47). Blocos, cascalhos e grânulos de tamanhos variados ocorrem dispersos em uma matriz areno-lamosa de coloração bruno-amarelada-escuro, sendo sub-angulosos a angulosos e não apresentam orientação definida. Nas camadas de coloração preta e bruno-muito escura foram encontrados pequenos fragmentos de carvão.

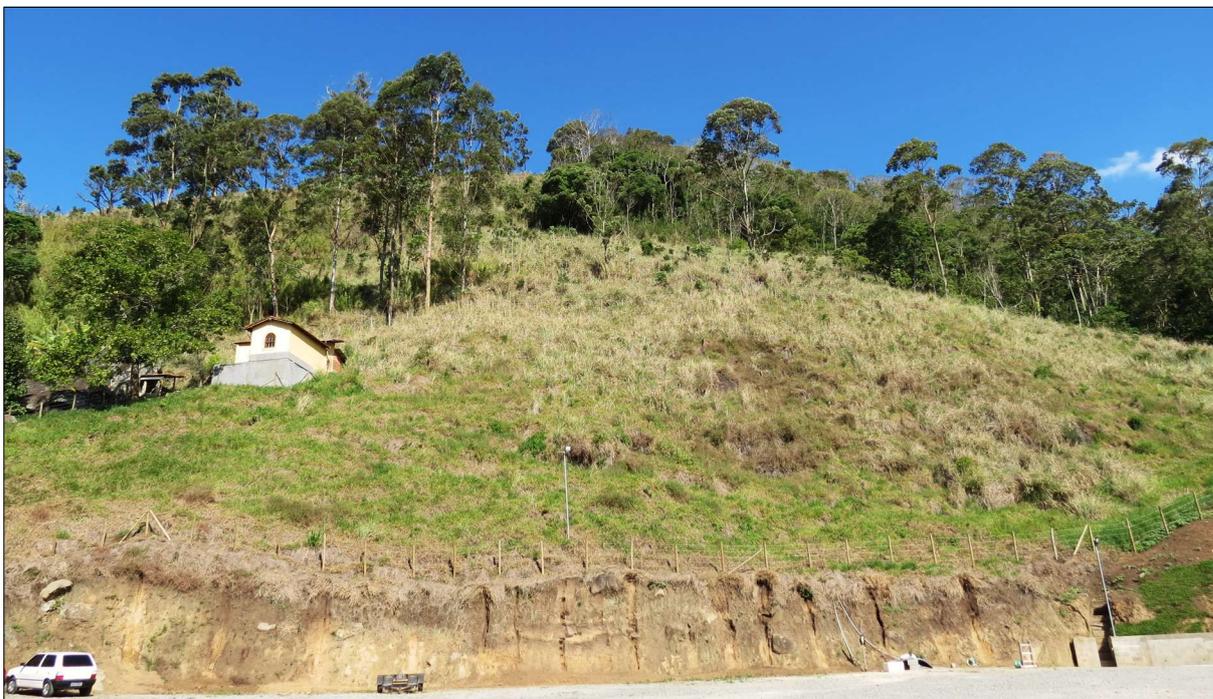


Figura 47 - Fotografia com seção transversal à encosta côncava-rasa exposta na posição de média-encosta na localidade de Duas Pedras, Nova Friburgo (RJ).

A matriz das camadas no P4 apresenta altos teores de silte, variando entre 24,7 e 43,1%. A segunda classe predominante foi areia fina (entre 7,2 e 21,5%) seguida de areia média (entre 12,5 e 21,6%), conforme Tabela 15. As porcentagens de cada fração granulométrica por camada estão representadas na Figura 48, o diagrama textural na Figura 49. Ressalta-se na camada coluvial entre 245-305 cm a presença de dois grandes blocos (50 x 37 cm e 60 x 40 cm) dispersos na matriz areno-lamosa. Nessa mesma profundidade foi registrada a maior porcentagem da fração areia (68,8%) em todo o perfil. A relação silte/argila mostra, em geral, materiais pouco intemperizados e com diferentes estágios, indicando sobreposição dos materiais de modo não correspondente a um padrão típico de alteração *in situ*. Uma expressiva alteração da razão silte/argila ocorre nas profundidades entre 305-355 cm, que corresponde a primeira camada preta próxima à base, com material menos intemperizado (razão silte/argila de 3,53) sobreposta a uma camada mais intemperizada (1,31) na profundidade de 355-375 cm. Essa mesma tendência ocorre para as camadas situadas acima, mostrando materiais menos intemperizados sobrepostos a materiais mais intemperizados.

Os parâmetros estatísticos do P4 estão apresentados na Tabela 16. O diâmetro médio dos grãos apresenta uma intercalação de silte muito grosso a areia muito fina que, em geral, coincidem com as variações de colorações bruno-amareladas encontradas. Entretanto, os parâmetros também definem materiais muito mal selecionados, isto é, com elevado desvio padrão o que sugere uma rápida deposição e indica pouca competência de seleção do agente de transporte e proximidade com a área fonte de sedimentos. Em todas as camadas do perfil as assimetrias foram classificadas como fortemente negativas no sentido dos finos. Quanto à curtose foram registradas curvas platicúrticas (5), muito platicúrticas (3), mesocúrticas (3) e leptocúrticas (1). Ressalta-se que as curvas mesocúrticas representam as camadas onde ocorre um aumento nos valores da fração arenosa nas profundidades entre 40–95 cm/ 155–170 cm /185–215 cm/ 245–305 cm. Na profundidade de 245–395 cm a curtose foi classificada como leptocúrtica, representando uma curva de distribuição com pico e coincide com o maior valor registrado da fração areia (68,8%).

Tabela 14 - Granulometria Perfil 4 – Duas Pedras

Prof. (cm)	Total (%)			Cascalho (%)	Areias (%)						Siltes (%)				Argila (%)	Silte Argila
	Casc.	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF		
0 - 40	0,6	55,1	44,3	0,6	2,3	7,4	16,3	18,3	10,9	8,8	9,7	7,5	5,5	2,8	10,1	3,40
40 - 95	0,6	61,0	38,5	0,6	1,8	7,2	17,5	20,2	14,3	6,8	9,9	7,2	4,7	2,4	7,4	4,19
95 - 155	2,2	50,9	46,9	2,2	1,9	6,8	14,4	16,6	11,1	8,4	10,7	8,7	5,7	3,3	10,1	3,64
155 - 170	0,3	57,0	42,6	0,3	1,6	7,4	17,0	18,5	12,5	8,5	9,3	8,4	5,2	2,4	8,9	3,80
170 - 185	1,4	51,8	46,7	1,4	2,4	7,2	15,1	18,1	9,1	8,6	10,9	8,3	5,6	3,2	10,1	3,62
185 - 215	1,7	59,1	39,2	1,7	3,6	8,9	15,7	19,1	11,7	7,7	10,2	6,8	4,3	2,4	7,8	4,03
215 - 245	3,2	51,3	45,4	3,2	6,5	13,9	18,1	9,3	3,5	9,6	11,9	7,8	5,2	2,8	8,1	4,60
245 - 305	0,6	68,8	30,5	0,6	2,5	11,0	21,6	21,5	12,2	8,0	7,0	5,3	2,8	1,6	5,8	4,26
305 - 355	0,1	44,6	55,3	0,1	1,4	5,8	13,1	17,2	7,1	10,3	12,2	8,7	6,5	5,4	12,2	3,53
355 - 375	0,8	45,6	53,6	0,8	1,8	6,8	11,9	15,5	9,7	6,1	6,3	5,8	5,6	6,5	23,2	1,31
375 - 405	1,3	40,8	57,9	1,3	1,4	5,3	12,5	16,0	5,6	7,7	3,9	5,2	5,3	7,0	28,8	1,01
405 - 475	1,1	36,8	62,0	1,1	1,4	6,1	13,2	7,2	8,9	8,9	8,0	7,6	6,6	6,0	24,9	1,49

Tabela 15 - Parâmetros estatísticos dos sedimentos das camadas do Perfil 4 – Duas Pedras

Prof. (cm)	Média ( $Mz$ )	Descrição	Seleção Desv.Pad. ( $\sigma$ )	Descrição	Assimetria ( $Sk$ ):	Descrição	Curtose ( $K_G$ ):	Descrição
0 - 40	4,085	Silte muito grosso	2,908	Muito mal selecionado	0,304	Muito assimétrica sentido dos finos	0,898	Platicúrtico
40 - 95	3,784	Areia muito fina	2,709	Muito mal selecionado	0,348	Muito assimétrica sentido dos finos	0,968	Mesocúrtica
95 - 155	4,201	Silte muito grosso	2,963	Muito mal selecionado	0,234	Assimétrica sentido dos finos	0,883	Platicúrtica
155 - 170	3,963	Areia muito fina	2,788	Muito mal selecionado	0,314	Muito assimétrica sentido dos finos	0,910	Mesocúrtica
170 - 185	4,159	Silte muito grosso	2,958	Muito mal selecionado	0,253	Assimétrica sentido dos finos	0,881	Platicúrtica
185 - 215	3,648	Areia muito fina	2,846	Muito mal selecionado	0,317	Muito assimétrica sentido dos finos	0,982	Mesocúrtica
215 - 245	3,455	Areia muito fina	3,173	Muito mal selecionado	0,271	Assimétrica sentido dos finos	0,858	Platicúrtica
245 - 305	3,223	Areia muito fina	2,567	Muito mal selecionado	0,396	Muito assimétrica sentido dos finos	1,154	Leptocúrtica
305 - 355	4,831	Silte muito grosso	3,018	Muito mal selecionado	0,136	Assimétrica sentido dos finos	0,794	Platicúrtica
355 - 375	5,146	Silte grosso	3,362	Muito mal selecionado	0,159	Assimétrica sentido dos finos	0,587	Muito Platicúrtica
375 - 405	5,374	Silte grosso	3,363	Muito mal selecionado	0,070	Simétrico	0,560	Muito Platicúrtica
405 - 475	5,429	Silte grosso	3,366	Muito mal selecionado	-0,023	Simétrico	0,585	Muito Platicúrtica

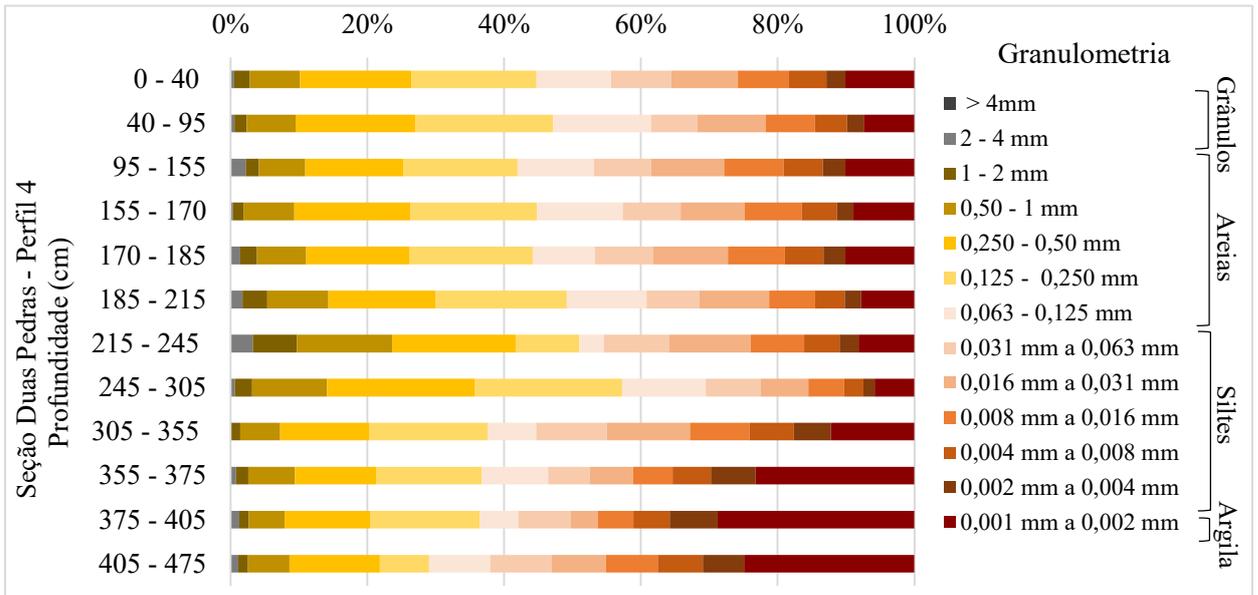


Figura 48 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 4 - Duas Pedras.

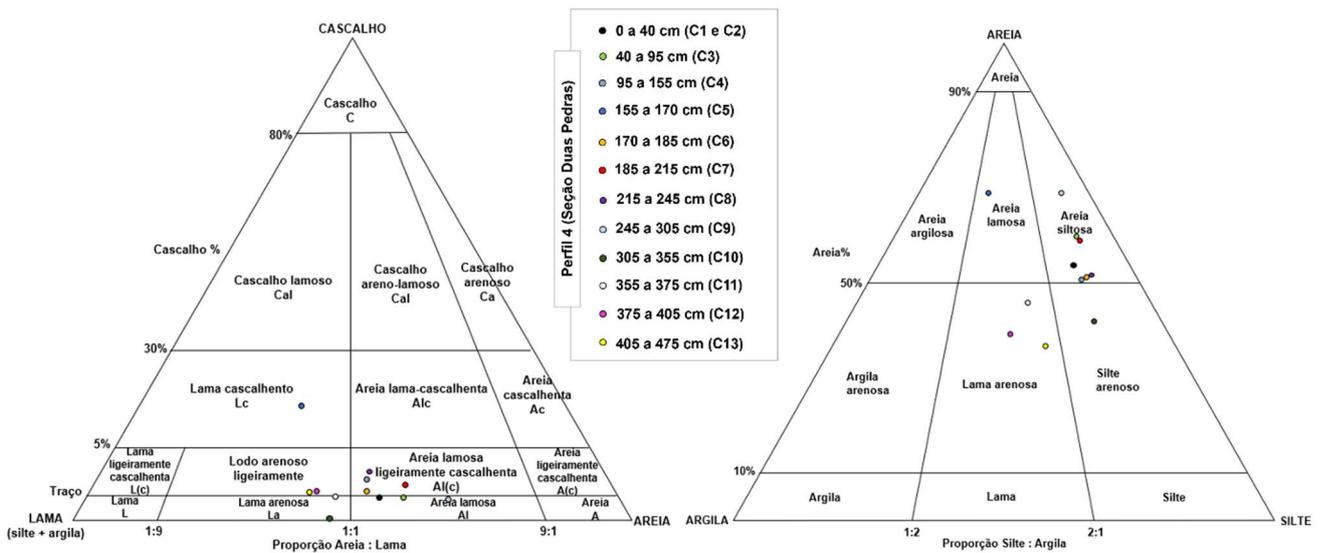


Figura 49 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil 4 - Duas Pedras (Conselheiro Paulino, Nova Friburgo) de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

A matriz das camadas do P9 é composta por teores variados de areia (42,8 – 57,7%), principalmente areia fina e média, silte (32 – 46,5%), sem apresentar tendência nítida (Tabela 21). As porcentagens de cada fração granulométrica por camada do perfil 9 estão representadas na Figura 50, o diagrama textural na Figura 51. Ressalta-se nas profundidades entre 70-140 cm a maior concentração de cascalhos (até 4,7%) de coloração mais clara, enterrando um paleo-horizonte A. A relação silte/argila segue a mesma tendência do P4, com materiais pouco

intemperizados e sem seguir um padrão típico de alteração *in situ*, com sobreposição de materiais de diferentes estágios de intemperismo.

Sobre os parâmetros estatísticos do P9 (Tabela 17), os valores de diâmetro médio dos grãos apresentam também uma intercalação de silte muito grosso a areia muito fina que, em geral, coincidem com as variações de colorações bruno-amareladas e as camadas pretas (paleo-horizontes A enterrados). Os parâmetros também definem materiais com elevado desvio padrão (muito mal selecionados), assimetrias de simétrica a muito negativas (sentido dos finos) e curtose principalmente platicúrtica, com exceção da profundidade entre 70 a 100 cm, classificada como mesocúrtica.

Tabela 16 - Granulometria Perfil 9 – Seção Duas Pedras

Prof. (cm)	Total (%)			Cascalho (%)		Areias (%)					Siltos (%)					Argila (%)	Silte Argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF			
0-40	1,9	54,6	43,5	1,9	7,9	18,2	14,2	9,0	5,3	5,7	11,2	7,8	4,4	2,9	11,4	2,81	
40-70	1,0	49,0	50,0	1,0	1,6	6,8	15,4	15,6	9,6	6,8	8,5	7,7	6,6	4,9	15,6	2,21	
70-100	4,7	49,3	46,0	4,7	1,1	5,8	14,4	16,5	11,4	8,7	15,9	10,1	3,7	2,2	5,5	7,38	
100-140	2,2	54,7	43,1	2,2	2,5	9,4	15,0	18,6	9,2	7,7	9,2	7,9	5,9	3,8	8,7	3,97	
140-230	0,0	42,8	57,2	0,0	0,8	6,5	12,8	14,5	8,2	9,7	15,1	9,7	7,1	4,9	10,7	4,35	
230-270	0,5	45,3	54,3	0,5	1,7	8,6	5,4	25,9	3,7	7,3	10,6	9,3	7,5	5,6	13,9	2,90	
270-410	0,1	57,7	42,2	0,1	1,3	8,6	16,8	18,9	12,1	7,7	9,3	7,0	5,7	3,5	8,9	3,73	

Tabela 17 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957)

Prof. (cm)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetri a (SkI):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 40	3,600	Areia muito fina	3,353	Muito mal selecionada	0,310	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,777	Platicúrtica
40 - 70	4,802	Silte muito grosso	3,296	Muito mal selecionada	0,267	Assimétrica no sentido dos finos	0,720	Platicúrtica
70 - 100	3,824	Areia muito fina	2,798	Muito mal selecionada	0,103	Assimétrica no sentido dos finos	1,049	Mesocúrtica
100 - 140	3,925	Areia muito fina	2,988	Muito mal selecionada	0,318	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,867	Platicúrtica
140 - 230	4,782	Silte muito grosso	2,906	Muito mal selecionada	0,048	Simétrica	0,824	Platicúrtica
230 - 270	5,073	Silte grosso	3,081	Muito mal selecionada	0,153	Assimétrica no sentido dos finos	0,773	Platicúrtica
270 - 410	4,031	Silte muito grosso	2,868	Muito mal selecionada	0,342	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,893	Platicúrtica

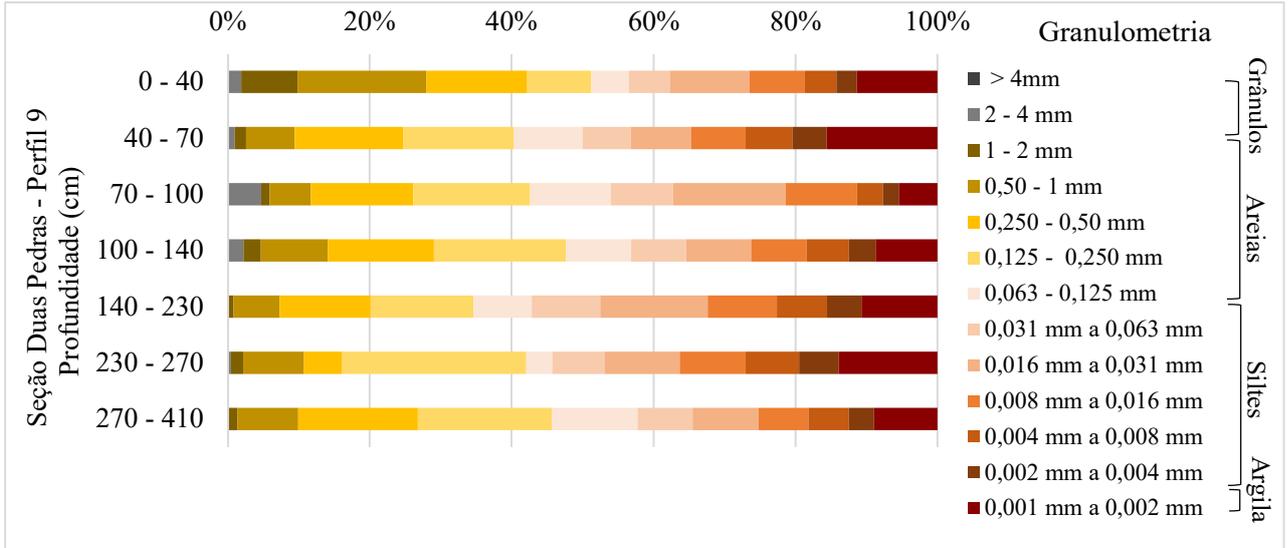


Figura 50 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 9 - Duas Pedras.

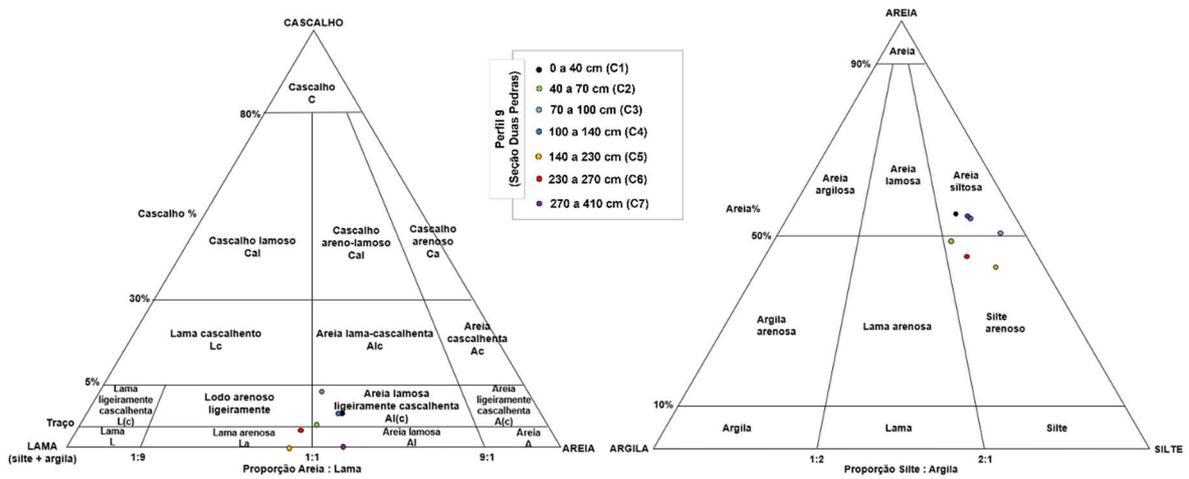


Figura 51 - Diagrama textural das distribuição granulométricas das camadas do perfil 9 - Duas Pedras (Conselheiro Paulino, Nova Friburgo) de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

### 6.2.3 – Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na seção Duas Pedras

As datações de radiocarbono encontradas no P4 e P9 estão representadas na Tabela 19 e Figura 52-A e B, mostrando as variações de cores e os grupos texturais identificados nas camadas com os respectivos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . As camadas nos perfis P4 e P9 foram individualizadas e agrupadas a partir das características morfológicas de variações de coloração e da natureza dos materiais.

Tabela 18- Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil 4 e perfil 9, Seção Duas Pedras.

Perfil	Nº	Código Lab.	Prof. (cm)	Idade <sup>14</sup> C anos AP	Cal anos AP SHCAL 20 (95.4%)	Cal anos AP SHCAL 20 (99.7%)	Média ( $\mu$ )	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
P4	1	LAC220002	15	115 ± 51	275 a presente	284 a presente	116	-21,1
	2	LAC220001	100	5.345 ± 52	5.936 a 6.272	5.917 a 6.285	6.094	-24,0
	3	LAC210099	175	6.455 ± 72	7.166 a 7.474	7.022 a 7.569	7.333	-19,5
	4	LAC220063	220	7.041 ± 54	7.693 a 7.940	7.669 a 8.009	7.832	-16,3
	5	LAC210097	310	8.418 ± 107	9.033 a 9.542	8.997 a 9.687	9.346	-15,2
	6	LAC210096	360	8.168 ± 83	8.728 a 9.405	8.639 a 9.444	9.080	-18,0
P9	7	LAC220003	30	2.542 ± 59	2.366 a 2.742	2.345 a 2.765	2.573	-24,3
	8	LAC220004	150	6.117 ± 58	6.791 a 7.158	6.677 a 7.246	6.955	-19,9

Todas as datações de radiocarbono obtidas nas camadas escuras enterradas nos dois perfis (P4 e P9) indicaram idades holocênicas, desde o Holoceno Inferior marcado pela idade mais antiga com 9.687 anos cal AP até a faixa de tempo presente. Destaca-se uma inversão nas idades obtidas nas profundidades de 310 e 360 cm do P4, isto é, não apresentam uma ordem estratigráfica do mais antigo na base ao mais recente no topo. Isso poderia indicar um maior transporte de material coluvial remobilizado da porção superior da encosta ocasionando a mistura e a inversão nas idades de <sup>14</sup>C na primeira camada coluvial deste perfil.

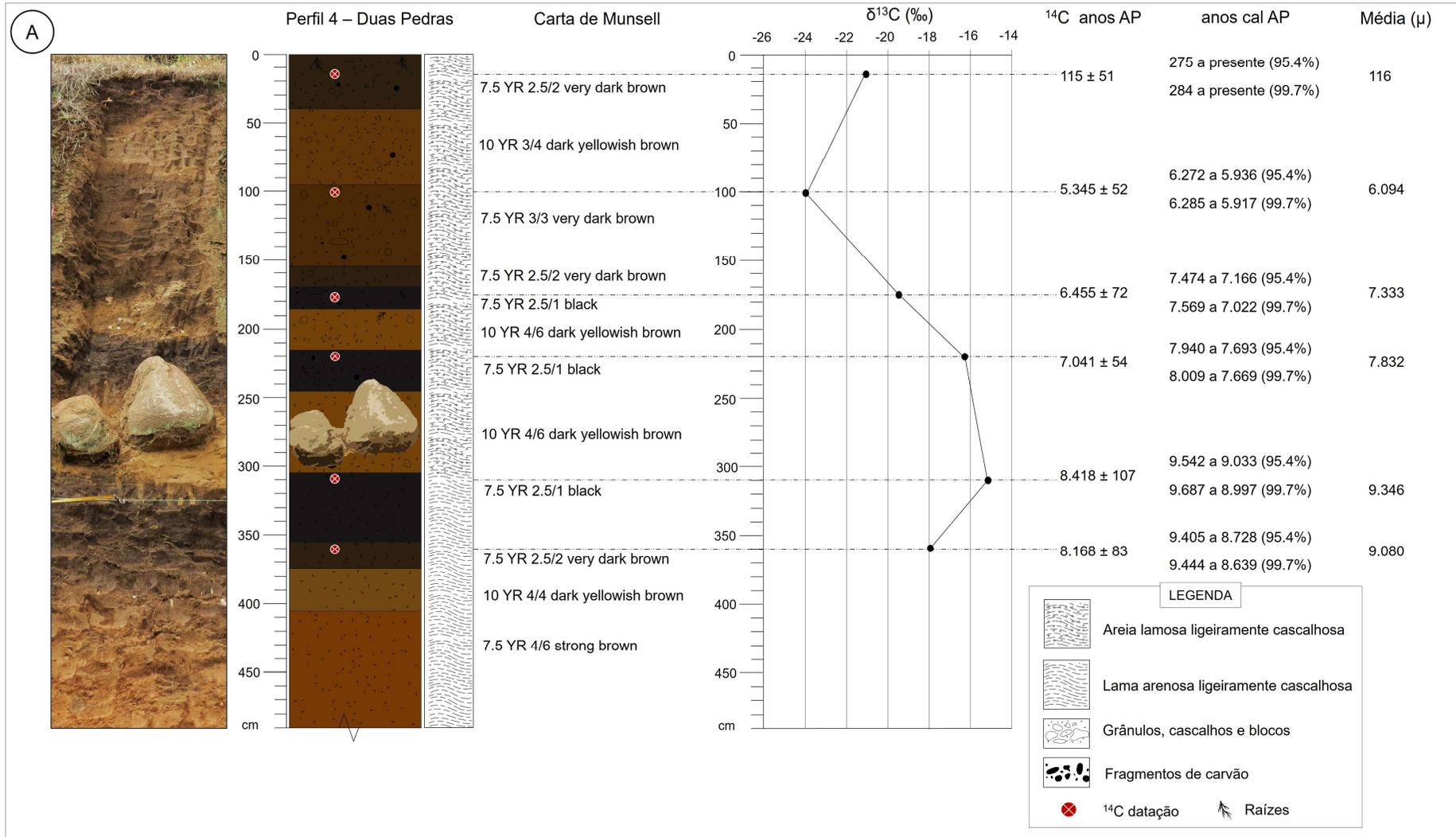


Figura 52 - (A) Perfil 4 (P4) da seção Duas Pedras mostrando a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP (idades calibradas e a média). Elaborado pela autora.

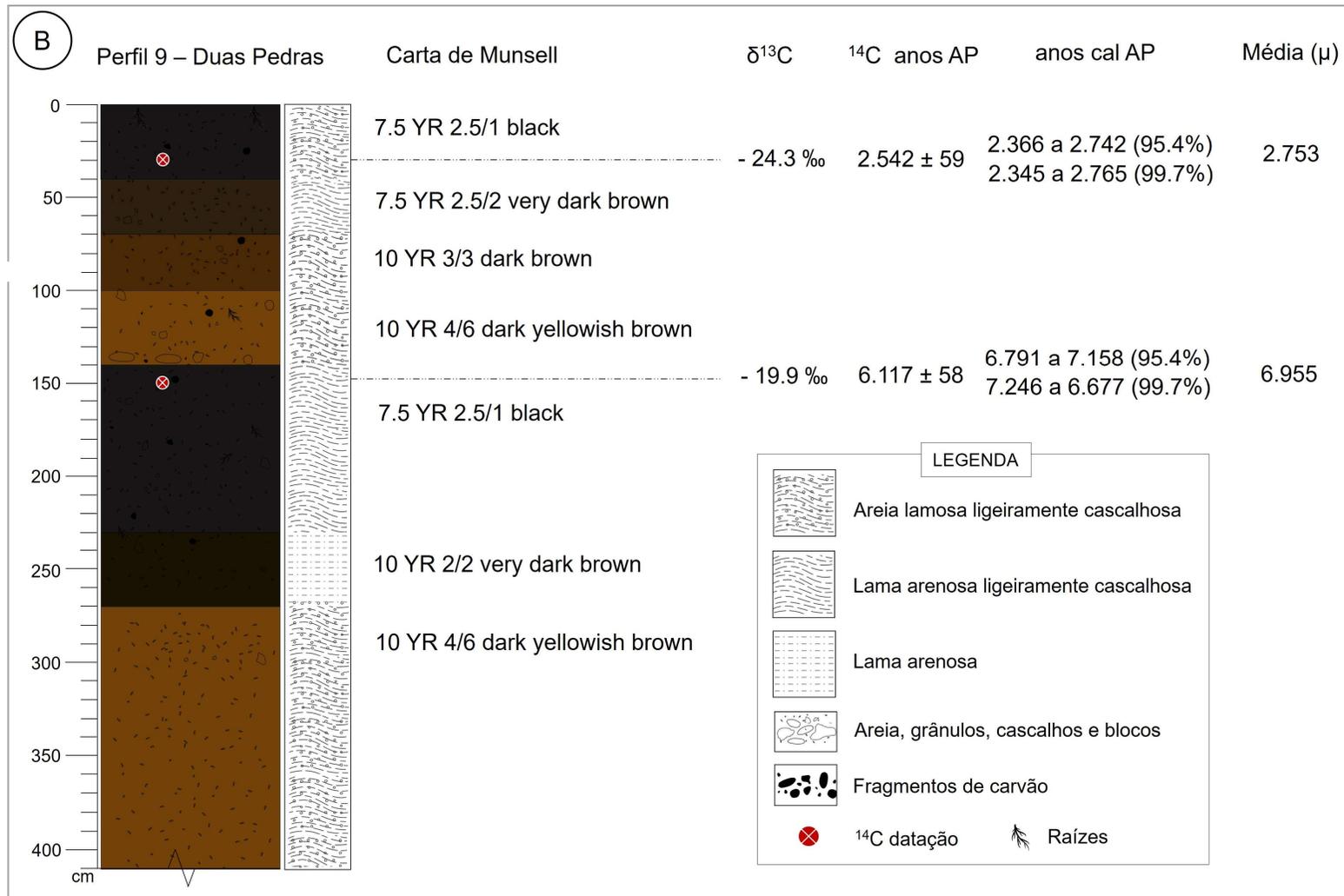


Figura 52 - (B) Perfil 9 (P9) da seção Duas Pedras mostrando a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP (idades calibradas e a média). Elaborado pela autora.

Ao menos cinco gerações de colúvios superpostos foram identificados em P4, formando um depósito com espessura variável, conforme apresentado na Tabela 20 e Figura 53. Além disso, sobressaem no depósito três níveis de paleo-horizontes A enterrados por processos de coluvionamento subsequentes durante o Holoceno Inferior e Holoceno Médio. Um horizonte A atual tem sido desenvolvido na porção superior do último depósito coluvial nos últimos 116 anos.

Tabela 19 - Diferenças entre as idades médias de  $^{14}\text{C}$  nas camadas do perfil P4, seção Duas Pedras.

Época	Colúvio	Prof. (cm)	Média ( $\mu$ ) (anos cal AP)	Intervalo de prof. (cm)	
Holoceno Superior	C <sub>V</sub>	0 - 40	116	95	Horizonte A atual sendo desenvolvido na porção superior do C <sub>V</sub>
		40 - 95			
Holoceno Médio	C <sub>IV</sub>	95 - 155	6.094	60	Sem desenvolvimento de horizonte A
		155 - 185	7.333		
	C <sub>III</sub>	185 - 215		60	Horizonte A <sub>III</sub> desenvolvido na porção superior do C <sub>III</sub>
		215 - 245	7.832		
C <sub>II</sub>	245 - 305		90	Horizonte A <sub>II</sub> desenvolvido na porção superior do C <sub>II</sub>	
	305 - 355	9.346			
Holoceno Inferior	C <sub>I</sub>	375 - 405	9.080	100	Inversão nas idades

Os valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) obtidos nas camadas do perfil 4 (P4) e perfil 9 (P9) da seção Duas Pedras estão apresentados na Tabela 19 e Figura 52 A e B. Variações ao longo do P4 são registradas, com intervalos de vegetação representadas tanto pelo tipo C<sub>3</sub> quanto pelo tipo C<sub>4</sub>, com valores de -24.0‰ até -15.2‰. Na base do perfil, observa-se uma tendência para os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que correspondem ao intervalo típico de vegetação do tipo C<sub>4</sub> (ciclo Hatch-Slack),

indicativo de uma composição mais herbácea, sugerindo um sinal climático de condições secas a partir de 8.639 anos cal AP na transição para o Holoceno Médio. Também pode ser observado no P9 esse intervalo de plantas do tipo C<sub>4</sub>, com valor de -19.9‰ a 150 cm, durante o período entre 6.677 e 7.246 anos cal AP. O valor máximo correspondente ao tipo C<sub>4</sub> foi registrado no P4 na profundidade de 310 cm, com -15.2 ‰, durante o período entre 8.997 e 9.687 cal anos AP.

O intervalo de plantas do tipo C<sub>4</sub> persistem até a profundidade 175 cm (-19.5‰) com idade mínima de 7.022 anos cal AP e, a partir dessa profundidade, há uma tendência em direção ao intervalo de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da vegetação tipo C<sub>3</sub>, com registro até -24.0‰ na profundidade de 100 cm. As idades de radiocarbono obtidas para essa profundidade estão na faixa entre 5.917 e 6.285 anos cal AP, sinalizando condições mais úmidas neste período. No P9 também é possível observar as variações nos valores que correspondem às plantas do tipo C<sub>3</sub> na porção superior do perfil (-24.3‰ a 30cm), sugerindo que essa tendência de condições úmidas perdura até 2.345 anos cal AP.

Novamente há uma tendência de enriquecimento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir de 284 anos cal AP (15 cm) indo até a faixa de período atual, o que pode indicar variação da vegetação por alterações antropogênicas recentes. Esse mesmo padrão foi encontrado também no perfil em Campo do Coelho (encosta-piloto) e em Boa Vista (que serão descritos a seguir) apesar de não ter sido registrado intervalo de valores das plantas tipo C<sub>4</sub> como neste caso.

Todas as datações encontradas na seção Duas Pedras são referentes à época holocênica, onde um grande dinamismo na evolução geomorfológica da encosta pôde ser evidenciado, pelo menos durante os últimos 9.700 anos. Os níveis de paleo-horizontes A encontrados podem indicar períodos de certa estabilidade morfodinâmica na encosta. No entanto, é importante pontuar também que, assim como será visto na seção Campo do Coelho da encosta-piloto, os colúvios originários da porção superior da encosta podem ter sido remobilizados já enriquecidos de conteúdo orgânico. No perfil 4 (P4), os níveis de paleo-horizontes A são distintos, sendo os níveis das camadas facilmente distinguíveis, conforme ilustra a Figura 53.



Figura 53 - Sequência coluvial com níveis de paleo-horizontes A enterrados na Seção Duas Pedras, na localidade de Conselheiro Paulino, Nova Friburgo (RJ).

No platô da Serra da Bocaina (Serra do Mar/ SP), Hiruma *et al.*, (2012) também encontraram perfis com três a quatro níveis de paleo-horizontes A escuros enterrados por colúvios na borda de anfiteatros erosivos e no sopé de convexidades, os quais os autores denominam como “lombas”. Em alguns perfis, as datações de radiocarbono obtidas indicam que o nível inferior (A1) é relativo ao Pleistoceno Superior, com idades desde o Último Máximo Glacial. As idades holocênicas registradas nas camadas orgânicas enterradas pelos autores marcam desde a fase inicial, de transição para o Holoceno Inferior com  $11.000 \pm 70$  (média de 12.897 anos cal AP),  $10.200 \pm 70$  (11.774 cal anos AP) e  $9.240 \pm 50$  (10.372 cal AP); já durante o Holoceno Médio, as idades encontradas foram  $7.570 \pm 70$  (8.222 cal AP),  $7.310 \pm 80$  (8.097 anos cal AP) e as idades no Holoceno Superior foram de  $2.140 \pm 50$  (2.079 anos cal AP) e  $650 \pm 50$  (598 cal AP).

Já nos perfis da seção Duas Pedras, no presente estudo, todas as idades e os níveis de horizontes A enterrados são relativos ao Holoceno, sugerindo uma dinâmica erosiva expressiva nessa encosta, principalmente na faixa de período correspondente ao Holoceno Médio.

A respeito dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados na seção Duas Pedras com aqueles encontrados por Hiruma *et al.*, (2012), existe uma certa sincronicidade nos sinais de plantas  $\text{C}_4$ , sugerindo fases mais secas no final do Holoceno Inferior e no Holoceno Médio (vide Figura 6 e Tabela 1 - tópico 3.2). Ressalta-se o perfil da Serra da Bocaina (BOC-39B) com idade de  $7.310 \pm 80$  anos AP (\*8.368 a 7.937 anos cal AP) com valor de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrado de  $-16,6\%$ . O mesmo ocorre no perfil BOC-201, que apresenta valores associados a plantas do tipo  $\text{C}_4$  associado ao período de  $7.570 \pm 70$  anos AP (\* 8.549 a 8.037 cal AP) com valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-17,6\%$ . Esses valores encontrados na Serra da Bocaina por Hiruma *et al.*, (2012) podem estar associados a uma cobertura vegetal mais aberta, ou gramíneas, o que pode inferir condições climáticas mais secas associadas a essa faixa de período. No presente estudo, os valores encontrados nos perfis da seção Duas Pedras relativos a plantas  $\text{C}_4$  ( $-19\%$ ) foram detectados entre 6.677 e 7.246 anos cal AP e o valor máximo de  $-15,2\%$ , durante o período entre 8.997 e 9.687 cal anos AP.

Também foram encontrados valores similares para as idades de radiocarbono relativa aos últimos séculos do tempo presente na Serra da Bocaina por Hiruma *et al.*, (2012) e nos perfis da seção Duas Pedras. No perfil BOC50, com idade de radiocarbono de  $650 \pm 50$  anos AP (\* 676 a 506 anos cal AP), o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrado foi de  $-17,3\%$ . No caso do perfil 4 (Duas Pedras) os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir de 284 anos cal AP (15 cm) apresentam um enriquecimento em direção às plantas do tipo  $\text{C}_4$  indo até a faixa de período atual, o que pode indicar variação da vegetação por alterações antropogênicas recentes.

### 6.3. Seção Boa Vista

#### 6.3.1 – Características da encosta

A seção Boa Vista está situada no distrito de Lumiar, no município de Nova Friburgo, a 1.038 m de altitude, entre as coordenadas 22° 15' 0,6" S e 42° 32' 9,6" O. A encosta levantada posiciona-se na margem esquerda do Córrego Boa Vista, que deságua no rio Boa Esperança e compõe uma das sub-bacias do alto curso do rio Macaé. Este, por sua vez, drena uma extensa área da escarpa da Serra do Mar em direção a planície costeira, encontrando sua foz no oceano Atlântico Sul. A localização da encosta e o mapa geológico-geomorfológico estão representados na Figura 54. Essa área não atingida no último evento de Janeiro de 2011.

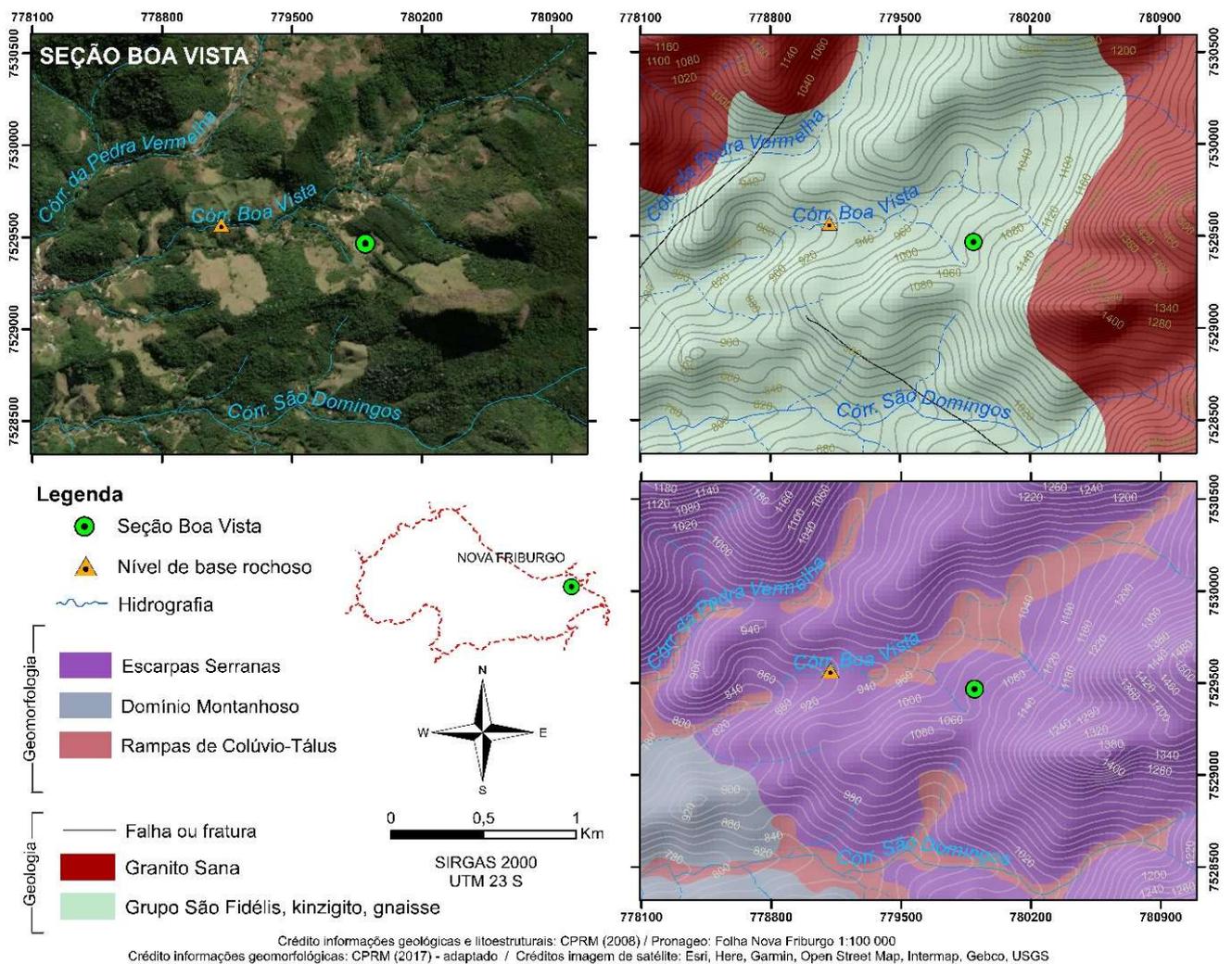


Figura 54 - Localização dos perfis da Seção Boa Vista, na localidade de Boa Esperança de Cima, distrito de Lumiar, Nova Friburgo (RJ). Mapa elaborado pela autora.

Segundo informações da carta geológica de Casimiro de Abreu (SF.23-Z-B-III) elaborada pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), nesta área ocorrem os granitos da Suíte Suruí assim como os gnaisses e kinzigitos do Grupo São Fidélis, conforme descritos na Tabela 5 do tópico 4.2.

Os perfis da Seção Boa Vista estão posicionados em um segmento convexo da encosta, formando um pequeno divisor entre dois eixos de concavidade que sofrem incisão por canais intermitentes. Os vales suspensos estão condicionados por um nível de base rochoso no córrego da Boa Vista, situado a uma distância de 800 metros da seção. Na Figura 55 e 56 estão representados esquematicamente os perfis transversais do local levantado. A superfície é recoberta por uma extensa rampa de depósitos de colúvios e tálus, que se estende suavemente inclinada até a escarpa íngreme de um afloramento rochoso, cujo cume é localmente denominado como Pico do Amargosinho (1.450 m), como ilustra a Figura 56.

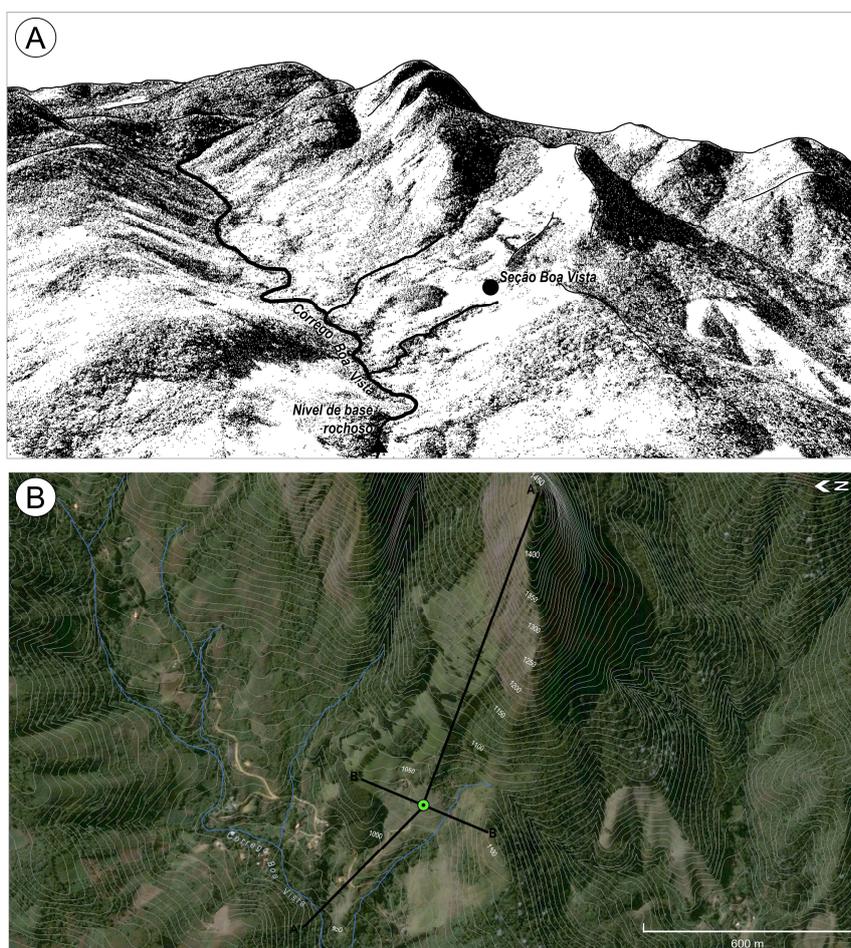


Figura 55 - (A) Esquema ilustrando os vales de cabeceira do córrego Boa Vista, no alto curso da bacia do rio Macaé, Nova Friburgo (RJ); (B) Localização do perfil transversal e, em verde, a seção Boa Vista. Fonte: elaborado pela autora com a imagem do *Google Earth*.

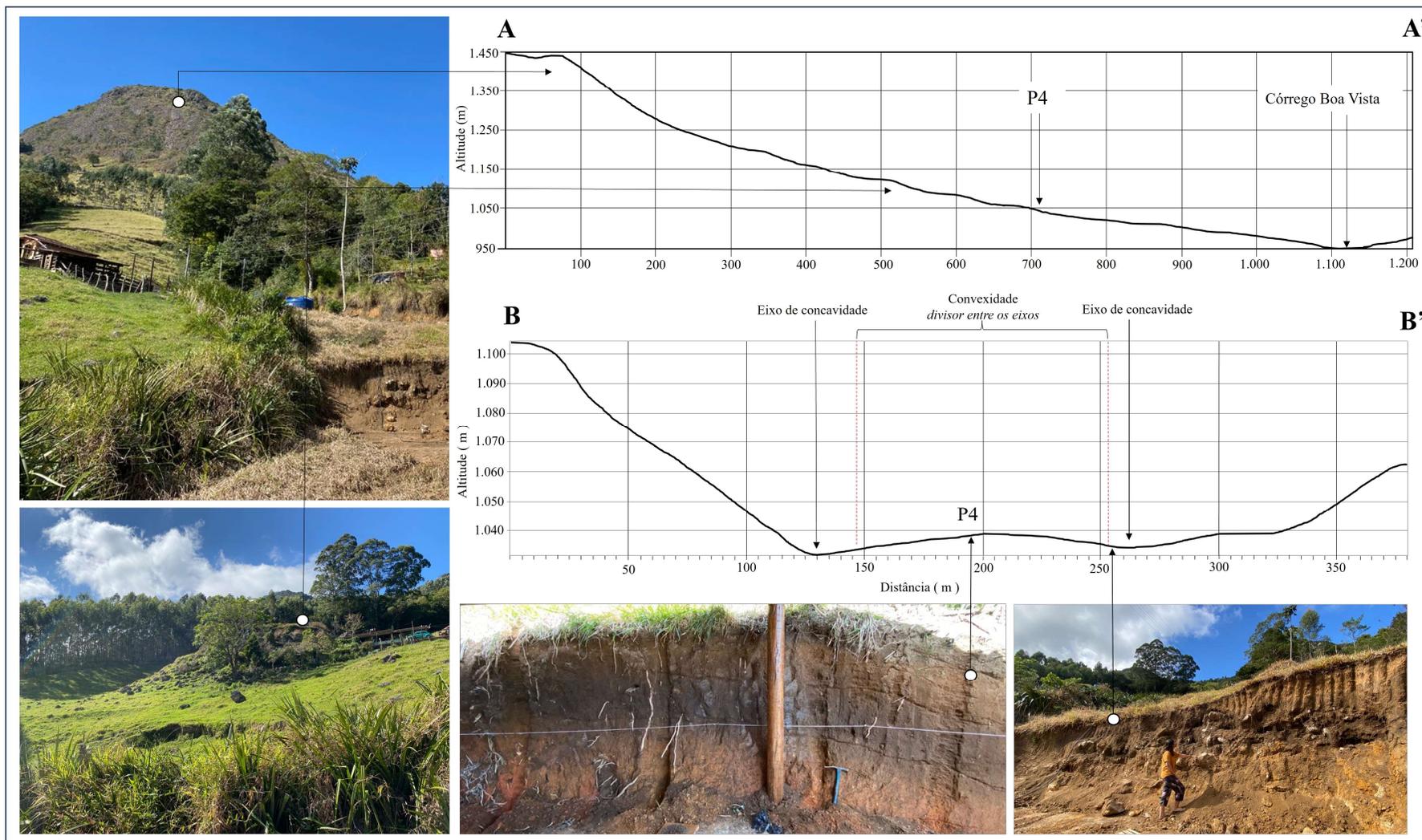


Figura 56 - Posição do P4 levantado na seção Boa Vista, distrito de Lumiar, Nova Friburgo (RJ) e perfil longitudinal e transversal à encosta, ressaltando a morfologia convexa, formando um pequeno divisor entre dois eixos de concavidade. As fotos ilustram o pico do Amargosinho, o depósito de colúvios e tálus, assim como o perfil 4 onde foi realizado levantamento geocronológico. Fonte: elaborado pela autora e perfis pelo MDE no *software* ArcGis.

### 6.3.2. Aspectos de cor e textura das camadas

Foram individualizadas, ao total, sete camadas no perfil 4 a partir do critério de cores. Variações entre vermelho-amarelado (5 YR 5/8) e marrom muito escuro (7.5 YR 2.5/2). A camada orgânica enterrada possui a maior espessura, com 50 cm. Também pode ser observado diversos fragmentos de blocos e grânulos com diferentes estágios de intemperismo. Muitos grânulos de quartzo angulosos, fraturados e sem orientação definida, bem como fragmentos de carvão e raízes podem ser observados dispersos na matriz do solo. Dutos de raízes decompostas carbonizadas foram observadas, ao redor do qual aparece revestimento de coloração preta (Figura 57) Os fragmentos de carvão, apesar de dispersos, possuem dois níveis onde ocorrem com maior frequência, a 100 e 110 cm de profundidade assim como no topo do solo, até 20 cm. Possivelmente, essa camada escura enterrada trata-se de um paleo-horizonte A proeminente, com pouca humificação.

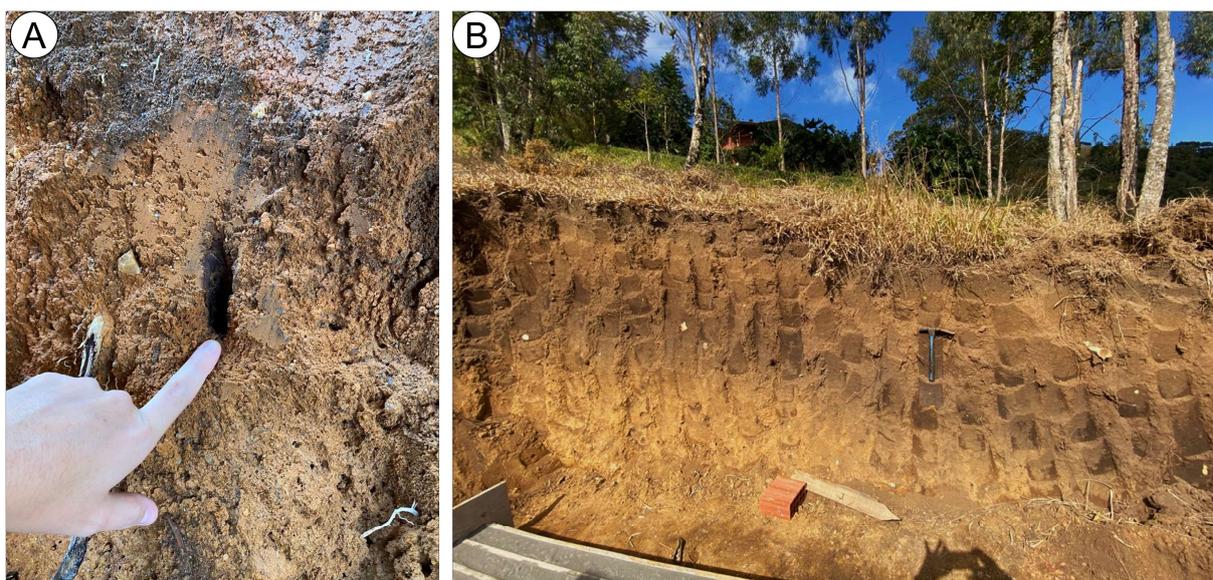


Figura 57 - (A) Dutos de raízes, concentrando pigmentação escura e diversos fragmentos de quartzo angulosos dispersos na matriz. (B) Camada orgânica enterrada seguindo o declive da encosta.

As camadas no P4 apresentam, no geral, uma matriz areno-argilosa, com (28,1 a 51,5% de areias) principalmente a fração de areia grossa (com uma média de 17,04% nas camadas, excluindo-se os valores da base saprolítica) e a fração silte variando entre 11,4 e 21,8 %, conforme Tabela 21. Na Figura 58 estão expressas as porcentagens de cada fração granulométrica por camada, assim como o diagrama textural na Figura 59. Não foram detectadas variações significativas em relação a composição granulométrica no P4. Ressalta-se a relação silte/ argila

entre as profundidades de 60 a 70 cm apresentando o valor de 0,75, que corresponde a um material menos intemperizado sobreposto a um material mais intemperizado na camada subjacente (0,61). Nessa camada abaixo de 70-90 cm também foi encontrada um aumento da fração cascalhosa com 4,2%. Sobre a base bruno-amarelada, destaca-se também a grande quantidade de granulometria mais grossa, com mais de 32% da fração cascalho e da fração argilosa (29,7%), que corresponde ao grupo textural cascalho lamoso, extremamente mal selecionado.

A Tabela 22 apresenta os parâmetros estatísticos do P4. De acordo com os valores obtidos para o diâmetro médio dos grãos, sobressai a fração silte muito grosso. Porém, novamente os altos valores de desvio padrão foram classificados como extremamente e muito mal selecionados. As assimetrias foram classificadas muito assimétrica ou assimétrica no sentido dos finos, com exceção da base vermelho-amarelada que mostrou assimetria no sentido dos grossos. Todos os valores de curtose foram classificados como curvas muito platicúrticas.

Tabela 20 - Granulometria Perfil 4 (P4) – Seção Boa Vista

Prof. (cm)	Total (%)			Cascalho (%)		Areias (%)					Siltes (%)				Argila (%)	Silte
	Casc.	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	Argila	Argila
0 - 20	8,3	51,5	40,2	8,3	10,5	18,5	13,6	6,6	2,4	2,4	1,9	1,9	2,5	2,7	28,8	0,39
20 - 40	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d
40 - 60	2,9	46,7	50,5	2,9	6,8	16,7	13,3	6,8	3,0	3,1	2,5	3,5	3,8	5,1	32,4	0,55
60 - 70	2,2	47,2	50,6	2,2	7,5	18,3	12,5	7,3	1,6	3,7	3,8	5,0	4,2	5,1	28,8	0,75
70 - 90	4,2	46,6	49,2	4,2	8,2	16,2	12,9	7,4	2,0	3,1	3,1	3,7	4,4	4,4	30,5	0,61
90 - 110	1,2	49,3	49,5	1,2	8,5	15,5	15,5	6,9	3,0	2,1	3,3	2,7	3,9	3,7	33,9	0,46
Base bruno amarelada	32,5	28,1	39,4	32,5	4,1	8,9	7,0	4,4	3,7	2,2	1,5	1,5	1,9	2,6	29,7	0,32
Base verm. amarelado	0,9	36,1	63,0	0,9	2,2	4,5	9,9	12,8	6,7	6,4	7,3	10,7	5,6	17,8	15,3	3,12

\*s. d – sem dado

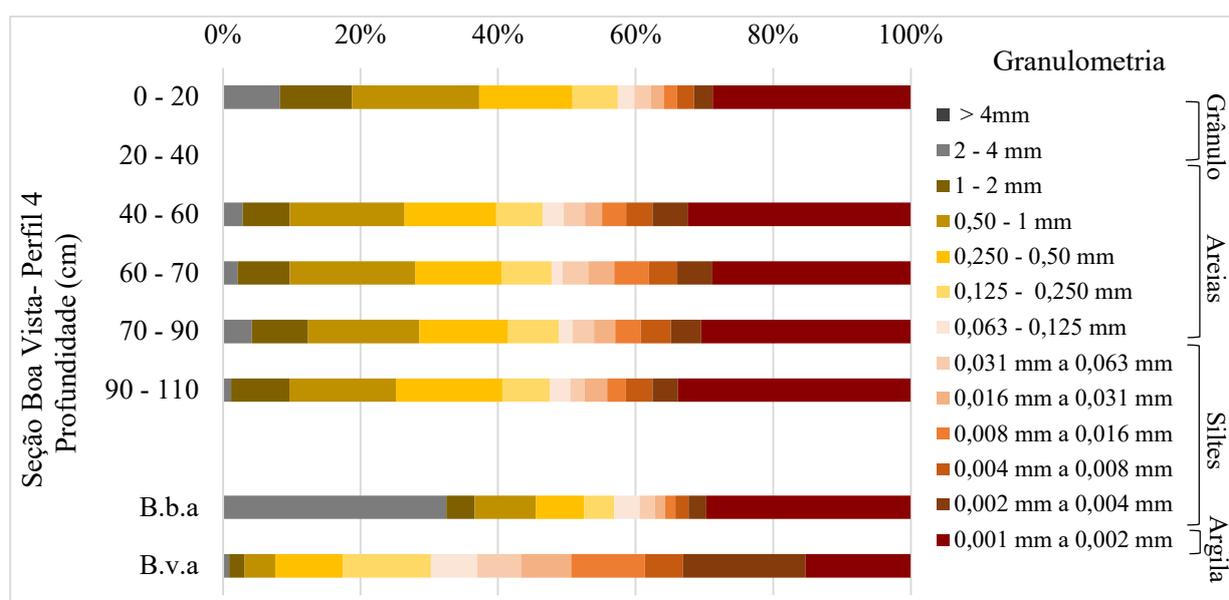
Fonte: elaboração própria.

Tabela 21 - Parâmetros estatísticos do P4 na Seção Boa Vista de acordo com método de Folk e Ward (1957).

Prof. (cm)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 20	3,702	Areia muito fina	4,123	Extremamente mal selecionada	0,473	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito platicúrtica
20 - 40	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d	s. d
40 - 60	4,673	Silte muito grosso	3,870	Muito mal selecionado	0,125	Assimétrica no sentido dos finos	0,518	Muito platicúrtica
60 - 70	4,646	Silte muito grosso	3,851	Muito mal selecionado	0,120	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito platicúrtica
70 - 90	4,433	Silte muito grosso	3,931	Muito mal selecionado	0,211	Assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito platicúrtica
90 - 110	4,585	Silte muito grosso	3,846	Muito mal selecionado	0,201	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito platicúrtica
B.b.a	3,346	Areia muito fina	4,159	Extremamente mal selecionada	0,549	Assimétrica no sentido dos finos	0,385	Muito platicúrtica
B.v.a	5,576	Silte grosso	3,174	Muito mal selecionado	-0,170	Assimétrica no sentido dos grossos	0,645	Muito platicúrtica

\*s.d – sem dado

Fonte: elaboração própria.



\*B.b.a – base bruno amarelado / B.v.a – base vermelho amarelado.

Figura 58 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 4 da seção Boa Vista.

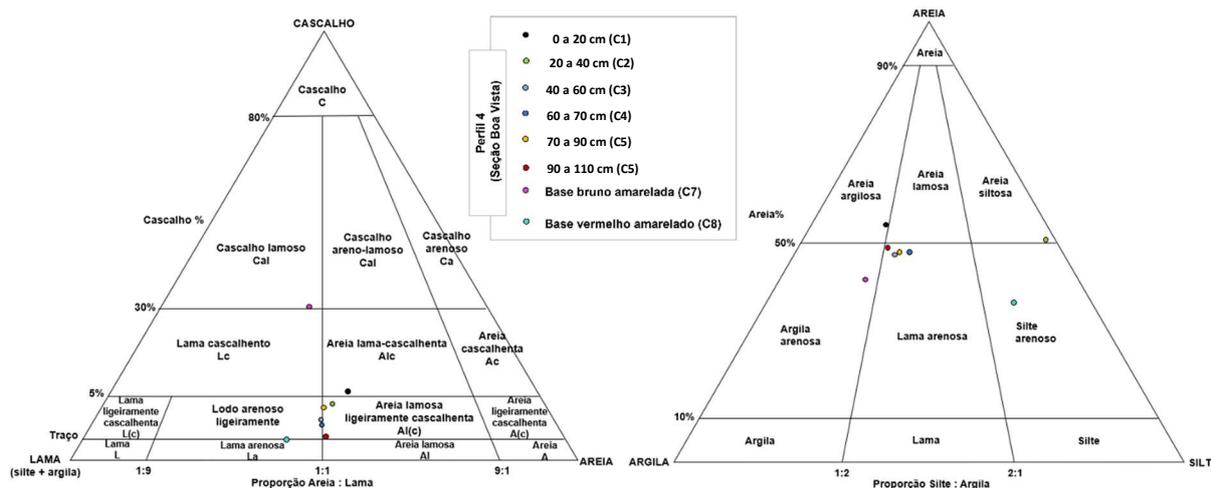


Figura 59 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil 4 – seção Boa Vista, de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

### 6.3.3. Geocronologia e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ na seção Boa Vista

As datações do P4 estão representadas no esquema da Figura X assim como na Tabela X. Todas as camadas no perfil P4 apresentam idades holocênicas, já para o final no Holoceno Médio. Isto é, a base da camada orgânica escura datada indica idades mais recentes se comparadas aos perfis das outras seções apresentadas previamente. Importante pontuar a posição do perfil na encosta, situada em uma convexidade. Esse segmento da encosta representa um pequeno divisor de drenagem ao longo do cone de depósito de tálus, no qual os dois eixos de concavidade lateral promoveram a incisão e o rebaixamento dos vales adjacentes, controlados por um nível de base próximo, a 800 metros de distância. Isso abre para a interpretação de que os processos de coluvionamento mais antigos, possivelmente já foram exportados para jusante do vale, restando apenas os depósitos de idades mais recentes,  $< 5.160 \pm 30$  (média de 5.850 anos cal AP) até a faixa de tempo presente.

Na Figura 60 e Tabela 23 também estão representadas as variações registradas nos valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) obtidos de acordo com as profundidades datadas no P4 da seção Boa Vista. Todos os valores encontrados estão compreendidos no intervalo das plantas C<sub>3</sub>, indicando uma área em que predominou a cobertura florestal. Neste perfil não foram encontrados valores do intervalo correspondente às plantas do tipo C<sub>4</sub>. No entanto, é possível detectar uma diminuição (valores negativos) em direção ao intervalo de plantas C<sub>3</sub>. Isso sugere um sinal de

aumento de umidade período para o final do Holoceno Médio em direção ao Holoceno Superior, chegando a alcançar um valor máximo de -25,8 ‰ na profundidade de 35 cm, referente ao período 1.821 anos cal AP. Posteriormente, os sinais de  $\delta^{13}\text{C}$  começam a apresentar um enriquecimento, onde possivelmente uma mistura de plantas tipo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  sugerem uma vegetação mais aberta comparada ao período anterior, o que pode estar associado a fatores antropogênicos ligados a mudança de uso e cobertura da terra devido a datação apresentar idade moderna.

Tabela 22 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil 4 - Seção Boa Vista.

Nº	Código Lab.	Prof. (cm)	Idade <sup>14</sup> C anos AP	Cal anos AP SHCAL 20 (95,4%)	Cal anos AP SHCAL 20 (99,7%)	Média (μ)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
1	Beta 598861	15	100 ± 0.38 pMC		Moderno		- 24,2
2	Beta 598860	35	1.930 ± 30	1.735 a 1.893	1.708 a 1.929	1.821	- 25,8
3	Beta 598859	50	2.640 ± 30	2.700 a 2.782	2.681 a 2.852	2.722	-25,5
4	Beta 598858	70	4.070 ± 30	4.415 a 4.618	4.401 a 4.657	4.510	-24,9
5	Beta 598862	90	5.030 ± 30	5.601 a 5.763	5.597 a 5.898	5.731	-23,6
6	Beta 598857	105	5.160 ± 30	5.842 a 5.939	5.720 a 5.999	5.850	-23,7

Fonte: elaboração própria.

Neste mesmo perfil, a análise tafonômica dos grãos de pólen e esporos realizadas por Ishimine *et al.*, (2023) evidenciam uma alta concentração de palinomorfos com danos mecânicos indicando um período de maior estresse físico no intervalo de 5.939 a 5.843 anos cal AP, relativo ao Holoceno Médio. O aumento do número de grãos de pólen e esporos encontrados com danos mecânicos indica um ambiente deposicional sujeito a alta anergia do agente transportador, capaz de danificar a exina, estrutura externa altamente resistente que reveste os grãos. Neste intervalo de tempo, também foi encontrada maior concentração de partículas de carvão, associada a incêndios naturais. Posteriormente, foi detectado uma maior preservação dos palinomorfos encontrados, que apresentou o menor nível de danos mecânicos e poucos fragmentos de carvão.

Isso corrobora também com os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados nessa faixa de período, com os maiores valores dos sinais de plantas tipo  $\text{C}_3$ . Os danos mecânicos voltaram a ser predominantes na porção superior do perfil (referente a idade de radiocarbono moderna) assim como o aumento das partículas de carvão que podem estar associados aos incêndios induzidos e alterações na dinâmica de cobertura vegetal pelo uso do solo recente. Os valores encontrados de  $\delta^{13}\text{C}$  também apontam nessa direção, pois há um expressivo enriquecimento detectado na profundidade de 15 cm, possivelmente com uma maior mistura das plantas do tipo  $\text{C}_4$ .

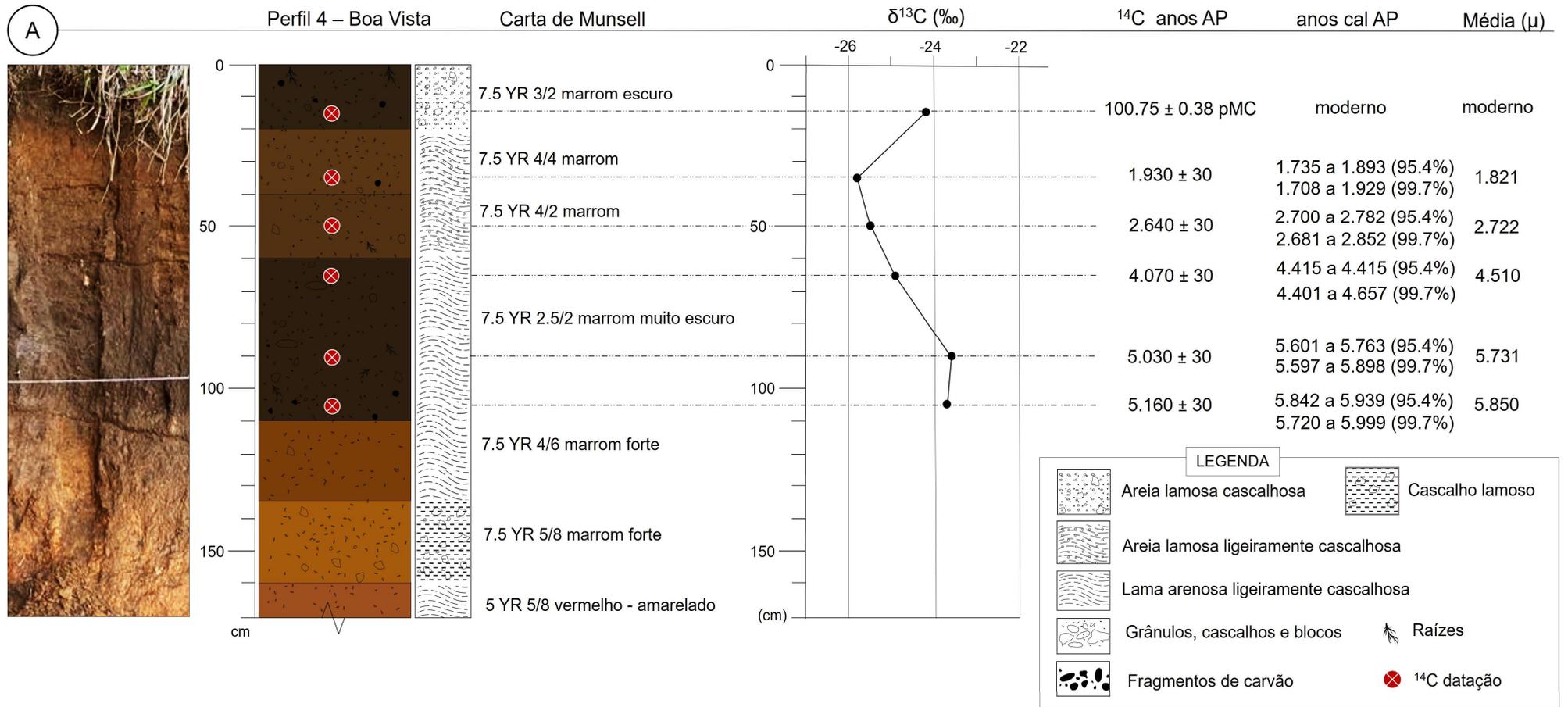


Figura 60 - (A) Perfil 4 (P4) da seção Boa Vista, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP (idades calibradas e a média). Fonte: elaborado pela autora.

## 6.4 Seção Córrego d'Antas I e Seção Córrego d'Antas II

### 6.4.1 – Características da encosta

A localização dos perfis denominados como Córrego d'Antas I e II (C.D. I e II) está inserida em segmentos convexos que se configuram como divisores de drenagem. As duas áreas levantadas estão dispostas paralelas entre si, em uma cabeceira de drenagem de 1ª ordem. Na vertente a esquerda (C.D. I), o divisor se estende acima por um afloramento rochoso que atinge 1.310 m de altitude, formando uma área de grande amplitude de relevo (~300 m até a cota altimétrica do córrego no fundo de vale). No evento catastrófico de Janeiro de 2011, este local foi extensamente afetado por deslizamentos rasos e fluxos detriticos de grande capacidade erosiva, assim como quedas de blocos ocorreram nos paredões rochosos. A Figura 61 indica a localização geral dos dois perfis (P3 e P7) das seções C.D. I e C.D. II, assim como as informações geológicas e geomorfológicas. Na Figura 62 observa-se duas imagens de satélite pré e pós-evento de 2011, datadas de dezembro de 2010 e janeiro de 2011, respectivamente.

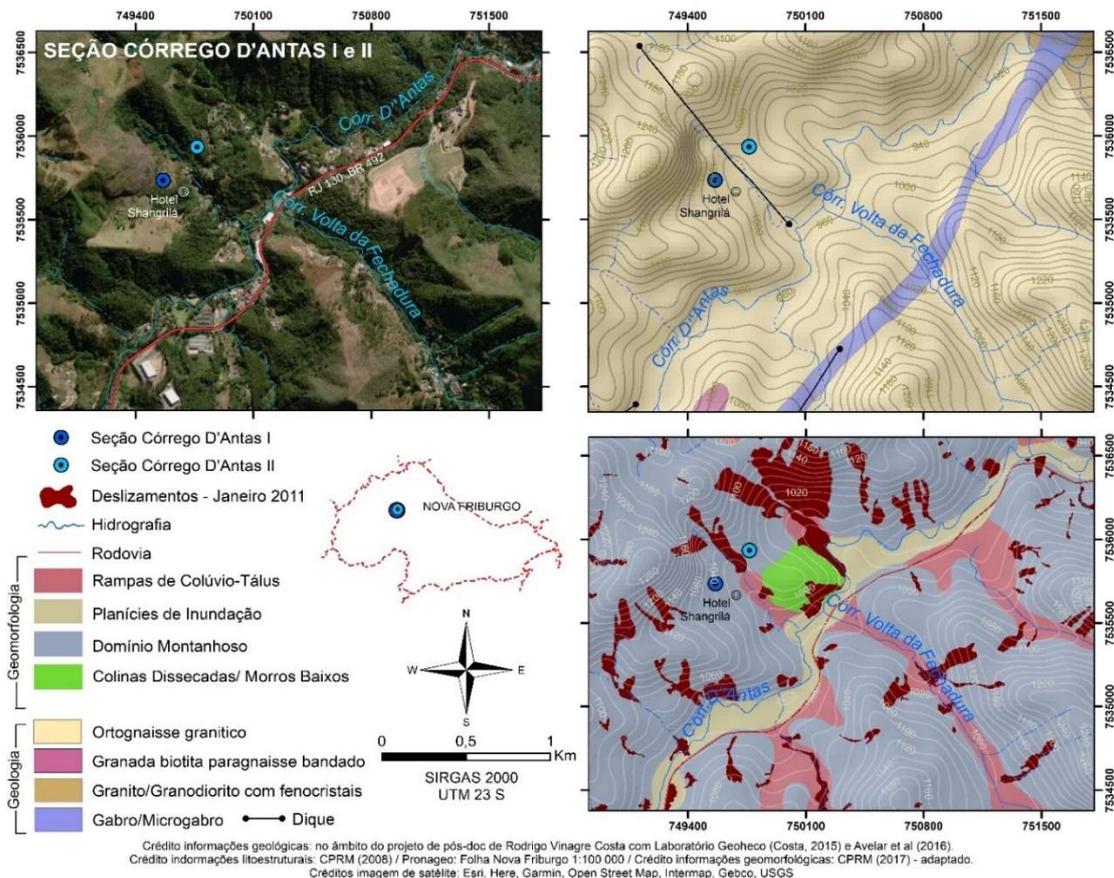


Figura 61- - Localização da Seção Córrego d'Antas I e II, próximo ao centro urbano de Nova Friburgo (RJ). Mapa elaborado pela autora.

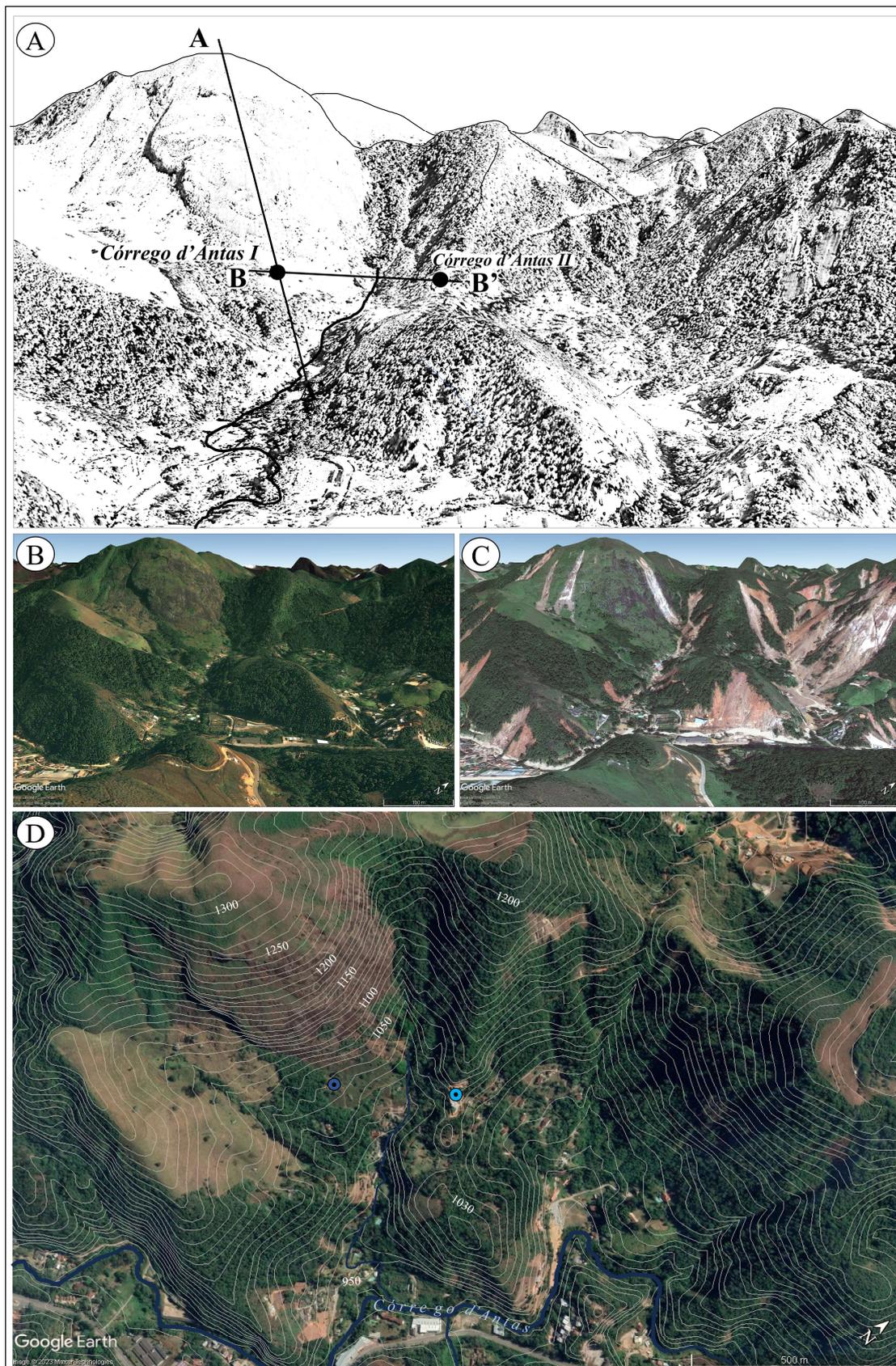


Figura 62 - Localização dos perfis transversais e longitudinal da Seção Córrego d'Antas. Fonte: elaborado pela autora com a imagem do *Google Earth*.

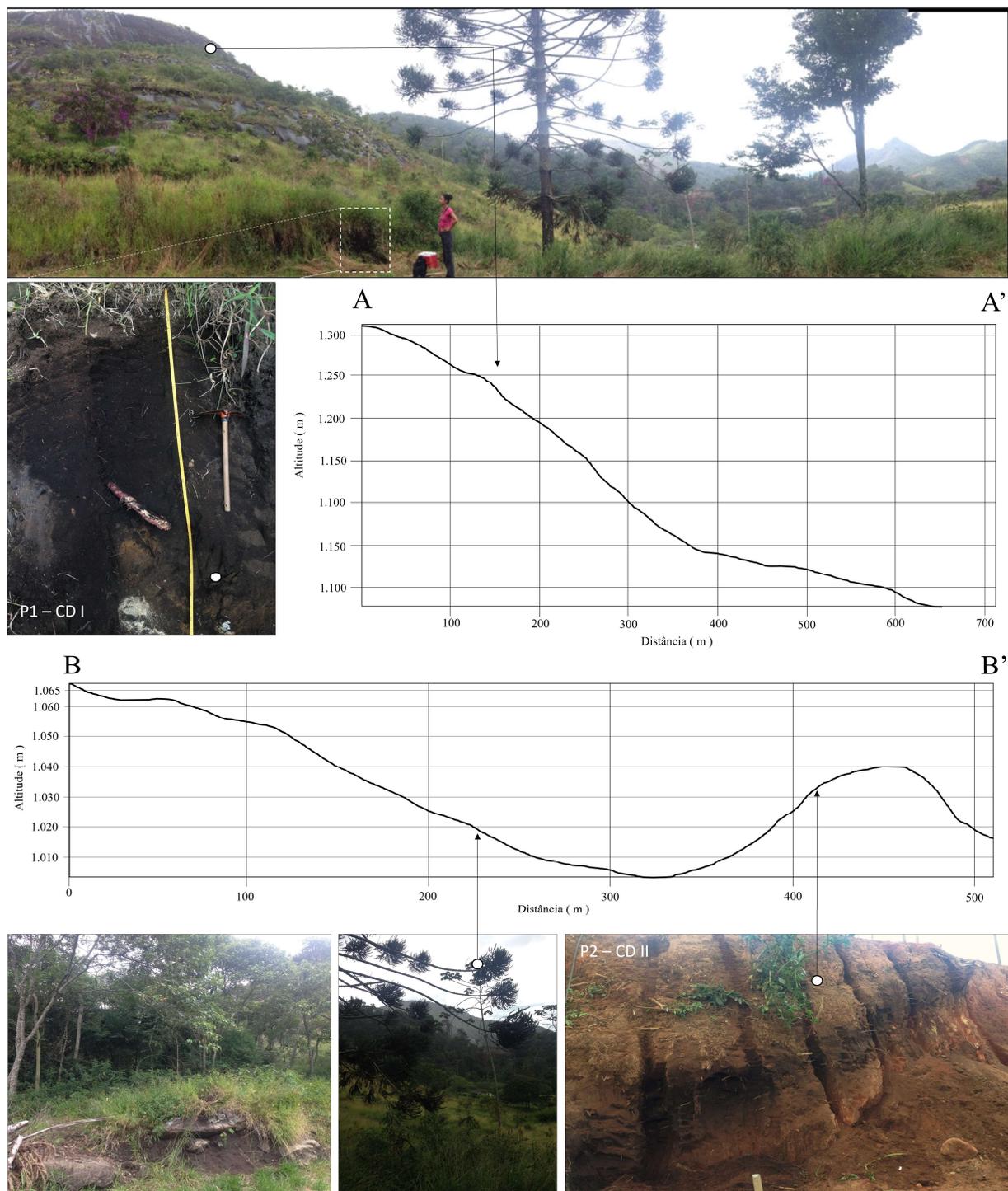


Figura 63 - Esquema dos perfis transversais e longitudinal da Seção Córrego d'Antas. Fonte: elaborado pela autora, perfis pelo MDE no *software* ArcGis.

As informações da carta geológica de Nova Friburgo (SF.23-Z-B-II) elaborada pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), nesta área ocorrem diques de gabros e a unidade ortognaisse granítico.

#### 6.4.2. Aspectos de cor e textura das camadas

No perfil 3 (C.D I) foi observada uma camada de coloração preta sobreposta a uma camada formada com diversos blocos sub-angulosos e sub-arredondados. Trata-se de uma área típica de depósito de tálus, onde ocorrem frequentes quedas de blocos do afloramento rochoso a montante, como ilustrado na Figura 63 no perfil A-A'. Um horizonte A húmico com espessura > 1 metro sobressai no perfil. Blocos e cascalhos sobressaem na base do perfil e, em menor proporção na parte superior do perfil. Também é marcante a presença de raízes decompostas e partículas de carvão. A camada orgânica preta não possui variação de coloração, sendo classificada na carta de Munsell como 5 YR 2.5/1, como ilustrado na Figura 70-A. Já no perfil 7 (C.D.II) a camada orgânica está enterrada por depósitos coluviais de até 3 metros de espessura, conforme Figura 70-B. As cores variam de bruno escuro (7.5 YR 3/4) até a cor preta (7.5 YR e.5/1), abaixo da camada orgânica preta ocorre um saprolito de coloração vermelho-escuro (2.5 YR 5/8).

No P3 da seção C.D I, as camadas apresentam uma predominância fração areia ao longo de todo o perfil (entre 54,6 e 57,8%), na qual sobressai a areia grossa (>17%). No entanto destaca-se também a fração silte, que corresponde ~30%. Em geral, a fração argila é baixa, representando no máximo 11%. até a profundidade 410 cm (entre 23,1% e 38%), conforme mostra a Tabela 23. A razão silte/argila mostra materiais muito pouco intemperizados, O grupo textural de todas as camadas no perfil foram classificadas como areia lamosa levemente cascalhosa, conforme ilustrado na Figura 70-A. As porcentagens para cada fração granulométrica estão representadas na Figura 64 e o diagrama textural na Figura 66. A curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontra-se representada na Figura 68. Os parâmetros estatísticos do P3 (Tabela 24), mostram como diâmetro médio (Mz) a fração areia muito fina em todas as profundidades, altos valores de desvio padrão indicando que os sedimentos das camadas são muito mal selecionados, e a classificação da curtose indica curvas platicúrticas.

Na camada de 100 a 150 cm os valores da razão silte/argila indicam uma inversão de material da base saprolítica mais intemperizada sendo sobreposta a uma camada menos intemperizada, na qual coincide com a transição e início da camada preta orgânica. Possivelmente o material coluvial transportado da parte superior da encosta veio rico em matéria orgânica e continuou sendo desenvolvido pela adição contínua no local depositado, espessando a camada por processos pedogenéticos posteriores. Importante pontuar que os solos que se desenvolvem nesses afloramentos rochosos, (neossolos litólicos e regolíticos) constituem-se como solos rasos, em geral, com horizonte A ou hístico sobrejacente ao embasamento rochoso, com rochosidade e pedregosidade acentuadas, conforme Pereira *et al.*, (2023).

No P7 da seção C.D.II, no outro divisor do vale sem influência do afloramento rochoso, as camadas apresentam predomínio das frações finas, sobretudo de silte (entre 17,1 e 38%) e 12,2 a 29,7% da fração argila (Tabela 25). Dentre as classes de areia, sobressaem areia grossa (entre 13,3 e 18,5%) seguida de areia média (entre 12,1 e 16,3%). O grupo textural das camadas mostraram variações entre lama arenosa levemente cascalhosa e areia lamosa levemente cascalhosa, conforme Figura 71-B. As porcentagens para cada fração granulométrica estão representadas na Figura 65 e o diagrama textural na Figura 67. A curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontra-se representada na Figura 69. Os parâmetros estatísticos do P7 (Tabela 26), mostram como diâmetro médio (Mz) a fração silte muito grosso ao longo de todo o perfil, com todos os valores de desvio padrão classificados como muito mal selecionados, e a classificação da curtose indica curvas platicúrticas e muito platicúrticas.

Tabela 23 - Granulometria do Perfil 3 – Seção Córrego d'Antas I

Prof. (cm)	Total		Cascalho			Areia					Silte					Argila	Razão silte/ argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF			
0 - 25	1,9	54,6	43,5	1,9	7,9	18,2	14,2	9,0	5,3	5,7	11,2	7,8	4,4	2,9	11,4	2,8	
25 - 50	2,1	56,2	41,7	2,1	8,8	18,8	14,3	9,2	5,2	4,9	10,4	7,7	4,4	2,9	11,3	2,7	
50 - 75	2,4	56,5	41,1	2,4	8,0	19,0	16,4	9,8	3,2	5,5	10,3	10,5	2,0	2,8	10,1	3,1	
100 - 150	3,0	57,8	39,2	3,0	9,1	17,7	15,1	9,8	6,2	7,8	12,6	7,2	3,6	2,2	5,7	5,9	
150 - 280	4,7	57,7	37,6	4,7	10,1	17,1	15,4	10,2	4,7	7,4	10,5	6,6	3,8	2,4	6,9	4,4	

Fonte: elaboração própria.

Tabela 24 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Perfil 3 – Seção Córrego d'Antas I

Prof. (cm)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão ( $\sigma$ ):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 25	3,600	Areia muito fina	3,353	Muito mal selecionado	0,310	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,777	Platicúrtica
25 - 50	3,512	Areia muito fina	3,378	Muito mal selecionado	0,349	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,770	Platicúrtica
50 - 75	3,195	Areia muito fina	3,183	Muito mal selecionado	0,371	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,791	Platicúrtica
100 - 150	3,042	Areia muito fina	3,039	Muito mal selecionado	0,291	Assimétrica no sentido dos finos	0,851	Platicúrtica
150 - 280	2,957	Areia fina	3,173	Muito mal selecionado	0,348	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,856	Platicúrtica

Fonte: elaboração própria.

Tabela 25 - Granulometria do Perfil 7 – Seção Córrego d'Antas II

Prof. (cm)	Total			Cascalho		Areia					Silte					Razão silte/argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	Argila	
0 - 20 aterro	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
20 - 95	0,5	47,8	51,8	0,5	5,1	16,3	15,2	7,7	3,5	3,8	6,5	4,9	6,5	4,5	25,6	1,0
95 - 170	1,5	49,9	48,6	1,5	8,7	18,5	13,3	6,7	2,7	3,4	4,2	4,5	4,9	5,1	26,5	0,8
170 - 245	1,1	52,6	46,3	1,1	6,2	18,3	16,3	8,6	3,1	1,9	2,9	3,1	4,3	4,9	29,3	0,6
245 - 300	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
300 - 320	2,9	44,7	52,5	2,9	5,6	16,9	12,1	7,0	3,0	4,9	8,0	6,8	5,5	5,3	22,0	1,4
320 - 345	0,3	45,1	54,6	0,3	4,8	16,5	12,6	7,6	3,6	6,1	8,3	6,2	5,3	4,6	24,1	1,3
345 - 370	0,9	48,7	50,4	0,9	5,4	16,0	13,4	8,6	5,2	8,6	12,5	7,9	5,1	3,9	12,2	3,1
370 - 400	1,5	46,7	51,8	1,5	6,5	15,7	13,4	7,4	3,7	7,9	12,9	7,5	5,8	3,9	13,8	2,8
400 - 450	1,1	50,2	48,6	1,1	8,0	17,0	12,8	8,1	4,3	5,4	5,9	7,1	6,5	5,1	18,7	1,6
Saprolito	1,8	49,2	49,0	1,8	8,0	15,2	13,3	8,1	4,6	3,4	4,2	3,5	4,2	4,1	29,7	0,7

Fonte: elaboração própria.

Tabela 26 - Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 7 (P7) – Seção Córrego d'Antas II

Prof. (cm)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão ( $\sigma$ ):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
20 - 95	4,822	Silte muito grosso	3,679	Muito mal selecionado	0,099	Simétrica	0,519	Muito Platicúrtica
95 - 170	4,398	Silte muito grosso	3,839	Muito mal selecionado	0,255	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito Platicúrtica
170 - 245	4,283	Silte muito grosso	3,782	Muito mal selecionado	0,400	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,510	Muito Platicúrtica
245 - 300	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
300 - 320	4,737	Silte muito grosso	3,776	Muito mal selecionado	0,045	Simétrica	0,565	Muito Platicúrtica
320 - 345	4,916	Silte muito grosso	3,646	Muito mal selecionado	0,040	Simétrica	0,521	Muito Platicúrtica
345 - 370	4,234	Silte muito grosso	3,347	Muito mal selecionado	0,100	Assimétrica no sentido dos finos	0,754	Platicúrtica
370 - 400	4,411	Silte muito grosso	3,522	Muito mal selecionado	0,070	Simétrica	0,724	Platicúrtica
400 - 450	4,411	Silte muito grosso	3,732	Muito mal selecionado	0,212	Assimétrica no sentido dos finos	0,611	Muito Platicúrtica
Saprolito	4,548	Silte muito grosso	3,834	Muito mal selecionado	0,205	Assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito Platicúrtica

Fonte: elaboração própria.

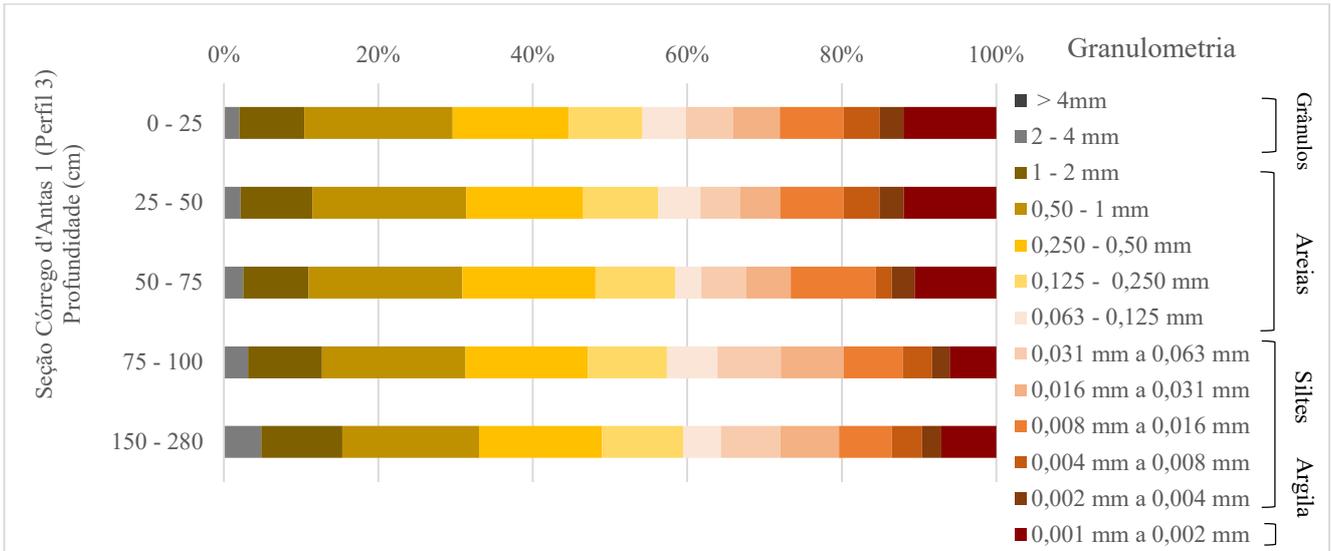


Figura 64 – Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 3 da seção Córrego d'Antas I.

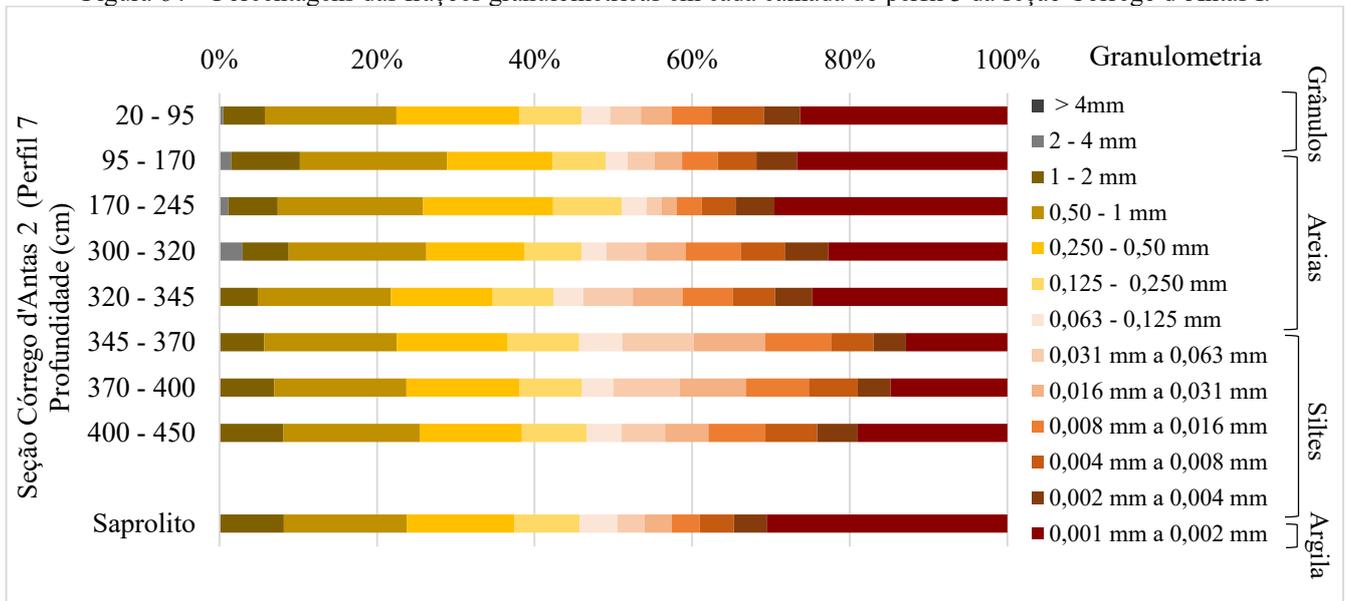


Figura 65 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil 7 da seção Córrego d'Antas II.

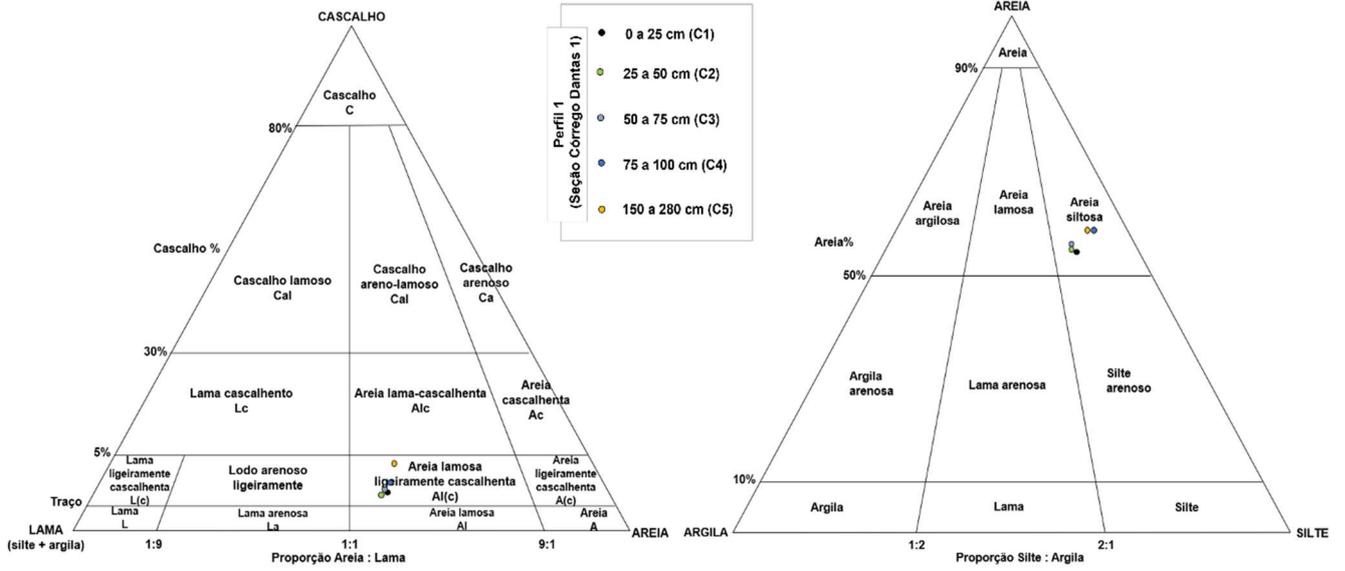


Figura 66 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil (P3), na seção Córrego d’Antas I de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

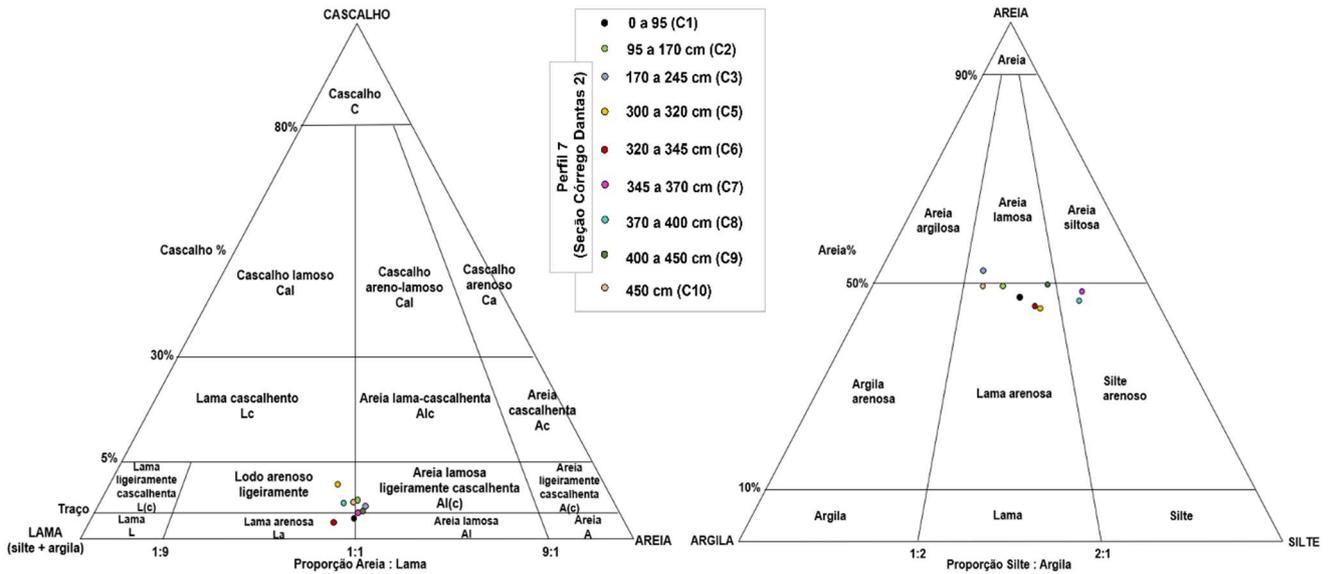


Figura 67 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil (P7), na seção Córrego d’Antas II de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

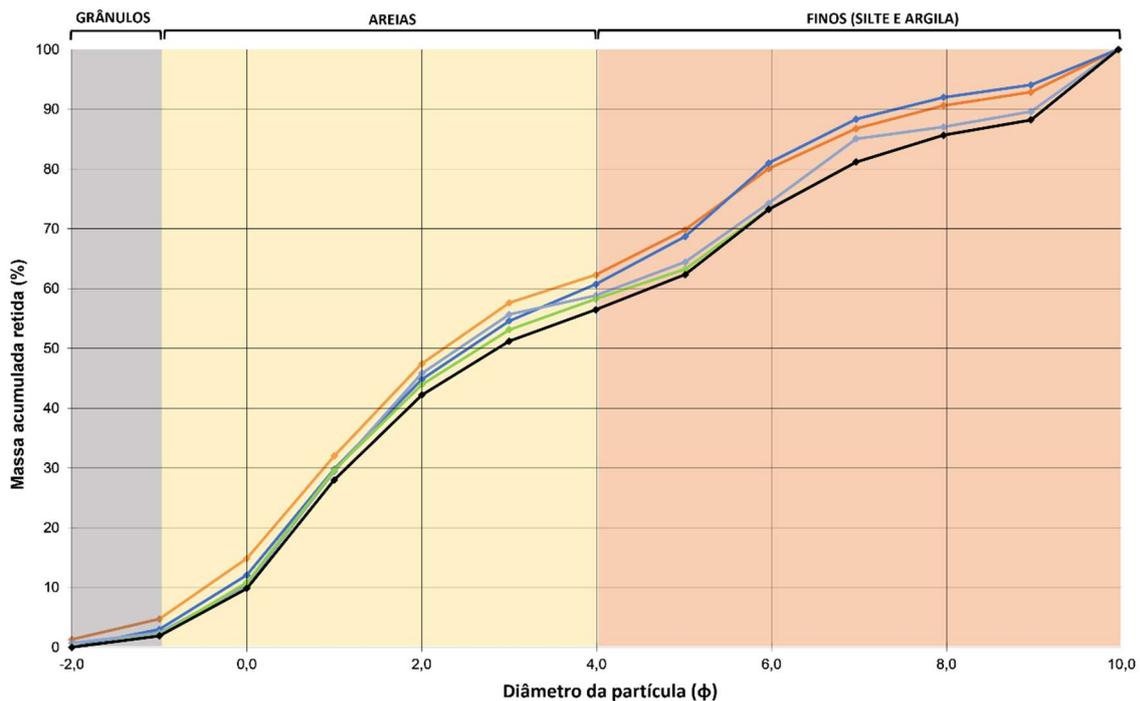


Figura 68 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas em P3 na seção Córrego d'Antas I. Fonte: elaboração própria.

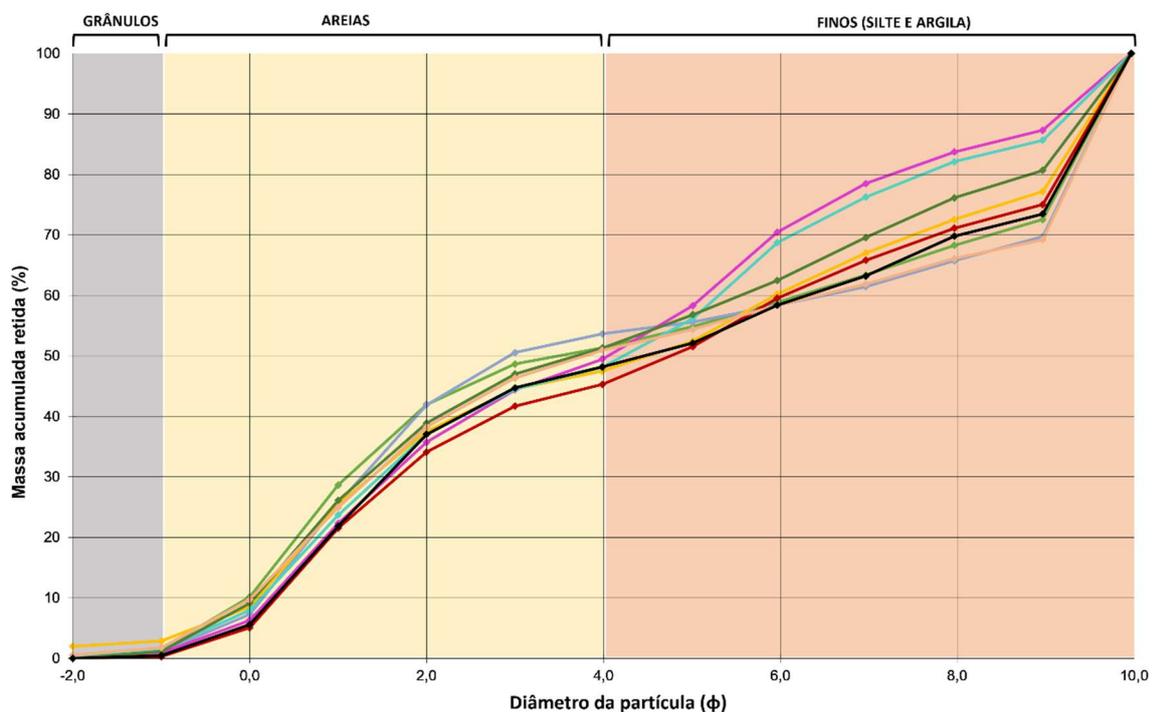


Figura 69 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas em P7 na seção Córrego d'Antas II. Fonte: elaboração própria.

### 6.4.3 – Geocronologia e isótopos $\delta^{13}\text{C}$ Córrego d'Antas I e II

Os resultados encontrados no perfil 3 (P3) da seção Córrego d'Antas I e no perfil 7 (P7) da seção Córrego d'Antas II estão representados esquematicamente na Figura 70-A e Tabela 27 e Figura 71-B e Tabela 28, respectivamente. Os esquemas do perfis mostram as variações de cores identificadas pela carta de Munsell em condições úmidas no campo, informações texturais, as datações AMS  $^{14}\text{C}$  e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos. Todas as datações de radiocarbono obtidas nos dois perfis indicam idades holocênicas, da base ao topo das camadas orgânicas. Não foram detectadas inversões nas datações de radiocarbono.

Tabela 27 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil P3 – Seção Córrego d'Antas I.

Prof. (cm)	Cód. Lab.	idade $^{14}\text{C}$ (anos AP)	Cal anos AP (95.4%)	Cal anos AP (99.7%)	Média	pMC	%Ctot	$\delta^{13}\text{C}$
15	LAC 210092	3363 ± 70	3.388 a 3.818	3.340 a 3.849	3.562	65,792 ± 0,571	3,4	-26,3
40	LAC 210093	3598 ± 64	3.648 a 4.081	3.580 a 4.149	3.856	63,898 ± 0,504	3,0	-24,7
60	LAC 210094	5078 ± 67	5.603 a 5.919	5.587 a 5.996	5.782	53,144 ± 0,444	6,5	-25,8
90	LAC 210095	5914 ± 80	6.488 a 6.932	6.399 a 7.001	6.695	47,894 ± 0,472	4,1	-25,7

Fonte: elaboração própria.

Tabela 28 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil P7 – Seção Córrego d'Antas II (P7).

Prof. (cm)	Cód. Lab.	idade $^{14}\text{C}$ (anos AP)	Cal anos AP (95.4%)	Cal anos AP (99.7%)	Média	pMC	%Ctot	$\delta^{13}\text{C}$
330	LAC 210088	4.707 ± 72	5.070 a 5.588	5.601 a 5.041	5.402	55,658 ± 0,497	1,9	-25,6
360	LAC 210089	6.111 ± 80	6.735 a 7.165	6.661 a 7.257	6.948	46,730 ± 0,461	3,3	-25,5
380	LAC 210090	7.060 ± 72	7.974 a 7.686	7.618 a 8.030	7.845	41,527 ± 0,37	2,7	-25,1
400	LAC 210091	7.539 ± 100	8.518 a 8.036	8.010 a 8.595	8.293	39,121 ± 0,485	2,0	-25,8

Fonte: elaboração própria.

A camada de cor preta no nível inferior datada em 6.399 e 7.001 é relativa ao Holoceno Médio. Nesse perfil a camada orgânica se mostra indistinta em termos de variação de coloração. Como a composição textural também não se diferencia, não foi possível detectar se nesse perfil há uma sucessão de materiais colúviais superpostos, abrindo duas hipóteses: (1) de que o material pode ser derivado de um único evento que depositou todo o pacote na base do afloramento rochoso sendo, posteriormente, transformados por processos pedogenéticos subsequentes que atuaram na homogeneização ao longo do perfil ou (2) de um material autóctone que desenvolveu esse espesso solo orgânico (*in situ*). No entanto, a razão silte e argila encontrado na profundidade de 100 – 150cm que marca a base dessa camada mostra uma inversão de materiais menos intemperizados sobrepondo a camada subjacente mais intemperizada. Este fato induz a interpretação de que o material tem origem alóctone. De qualquer modo, mesmo as idades de radiocarbono perfil acima mostrarem diferenças progressivamente mais recentes, não foram detectadas descontinuidades que indicariam sucessivas fases de coluvionamento. Informações de atributos químicos do solo e análises micromorfológicas podem auxiliar no equacionamento dessas questões.

Já o perfil 7, todas as camadas preta na base marca o início do Holoceno Médio, com idade de 8.010 a 8.595 anos cal AP, como esquematizado na Figura 71-B . Na profundidade de 320 cm marca a transição abrupta com processo de coluvionamento, levando ao soterramento do paleo-horizonte A. A razão silte/ argila encontrada na profundidade 345 cm mostra que o material subjacente é mais intemperizado (2,8) do que a camada acima (3,1). Os valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados nessa seção são todas associadas ao intervalo de plantas do tipo C3, e não variaram substancialmente. Os valores das camadas acima não foram obtidos por problemas na amostragem.

No geral, as idades encontradas nas convexidades (pequenos divisores) apresentaram idades mais recentes quando comparadas as idades das camadas orgânicas situadas nas posições de média e baixa-encosta. Assim como visto no perfil da Seção Boa Vista, a história evolutivas dessas camadas orgânicas no setor da encosta-superior datam do início do Holoceno Médio.

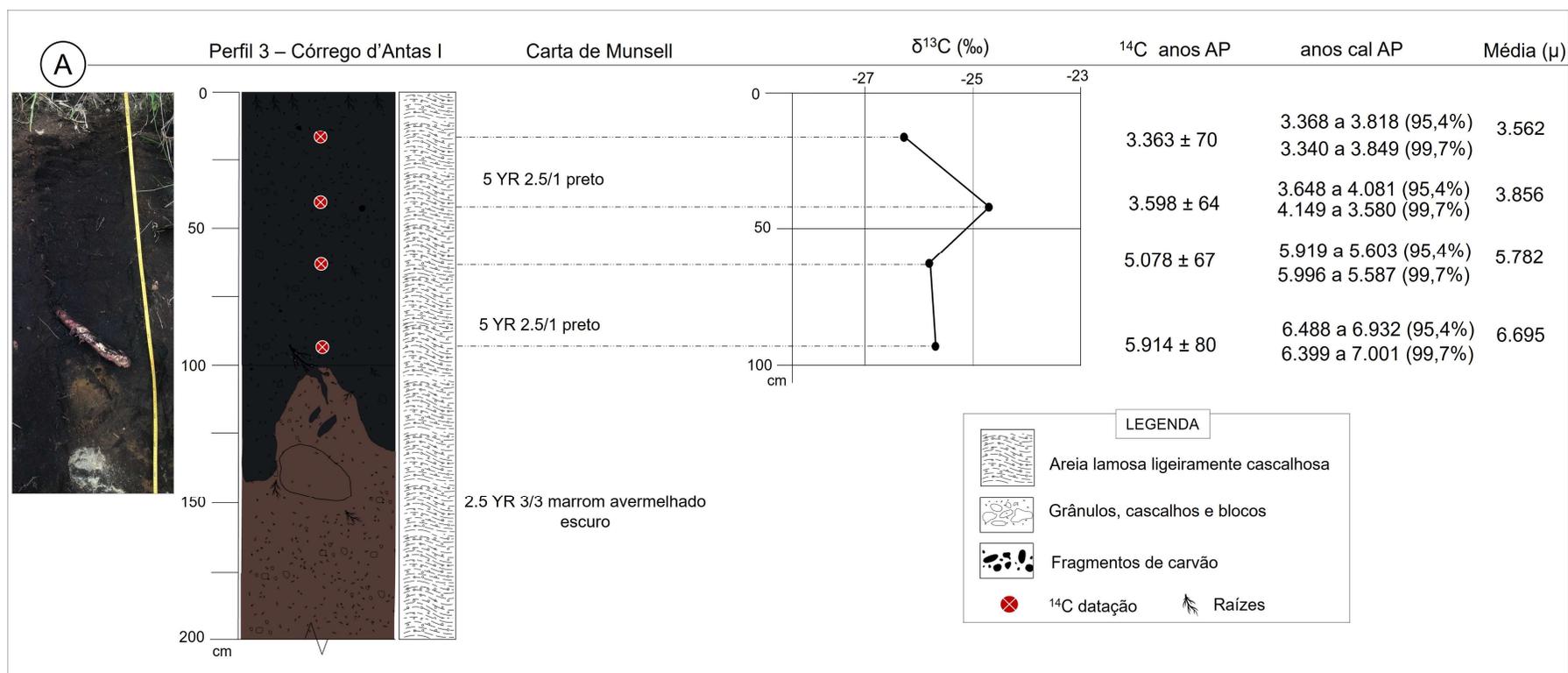


Figura 70 – (A) Perfil 03 (P3) da seção Córrego d'Antas I, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP (idades calibradas e a média). Fonte: elaborado pela autora.

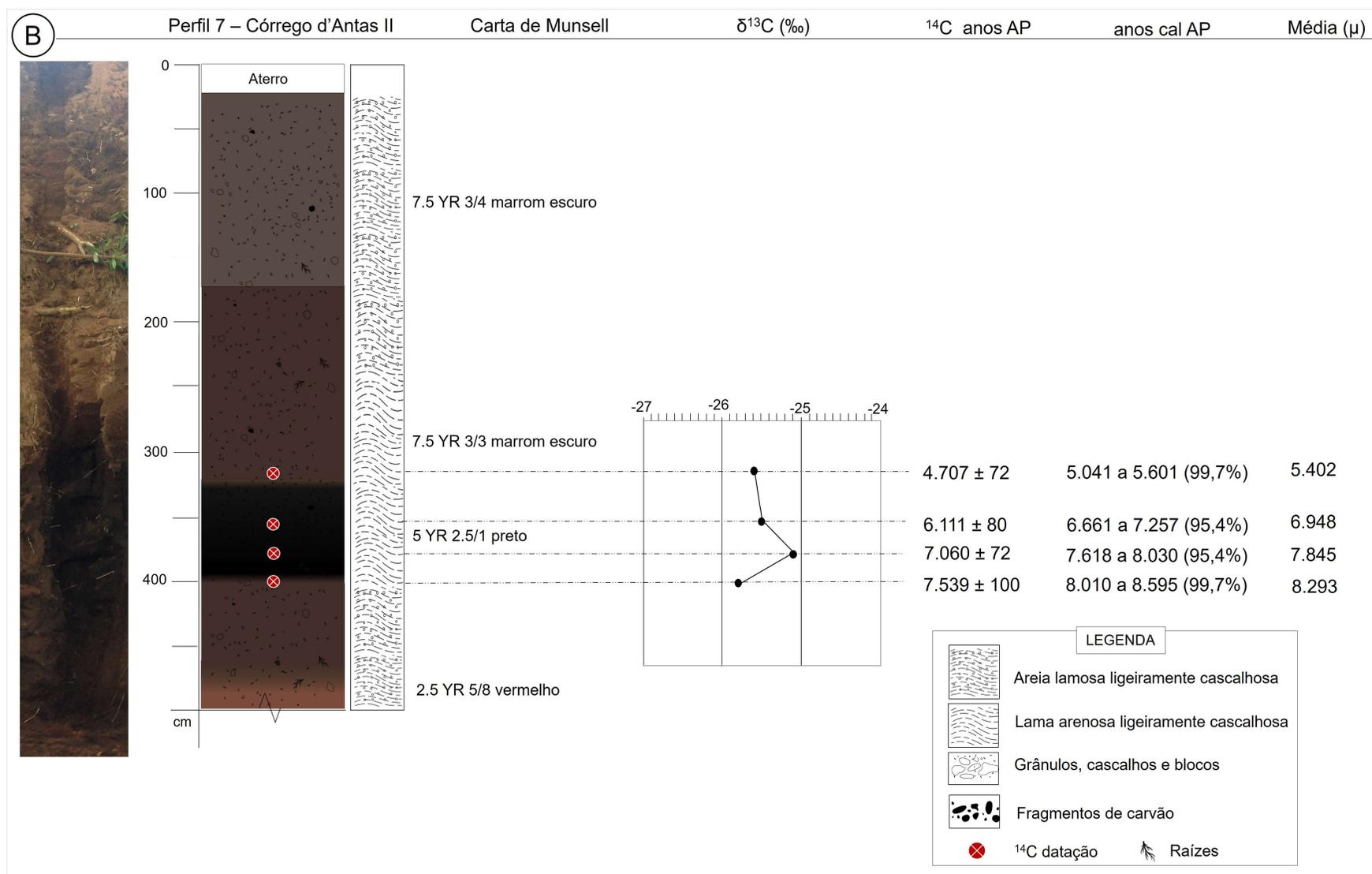


Figura 71 – (B) Perfil 07 (P7) da seção Córrego d'Antas II, com a descrição de cor das camadas, grupo textural, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP (idades calibradas e a média). Fonte: elaborado pela autora.

## **6.1. Seção Campo do Coelho: encosta-piloto**

Nesta seção foi realizado um detalhamento maior buscando ampliar o conhecimento sobre as condições paleoambientais que favoreceram a recorrência de deslizamentos durante o Holoceno e, portanto, antecedendo a interferência humana na dinâmica evolutiva da encostas da região. As pesquisas foram concentradas em uma encosta, denominada como encosta-piloto por ser representativa da morfologia côncava regional. Entende-se que a história evolutiva da morfologia dessa concavidade, embora local, possa subsidiar um maior entendimento sobre as condições paleoambientais que potencializaram a ocorrência de deslizamentos durante o Holoceno.

### **6.1.1 – Características da encosta**

A encosta está situada no distrito de Campo do Coelho no município de Nova Friburgo, a 1.128 m de altitude (22°16'16"S and 42°35'59"O). Essa encosta está posicionada no lado direito do vale da bacia do Córrego Roncador (23 km<sup>2</sup>), adjacente a bacia do Córrego d'Antas (53 km<sup>2</sup>), ambos desaguando no Rio Grande, que flui em direção ao Dois Rios até o seu coletor regional, o Rio Paraíba do Sul. A Figura 72-A apresenta a localização da encosta na bacia do Córrego Roncador e as demais Figuras 72-B e 72-C destacam a encosta nas imagens de satélite pré e pós-evento de Janeiro de 2011.

Nos perfis levantados nos depósitos desta encosta, denominada como encosta-piloto, informações geocronológicas por meio de datações de radiocarbono, incluindo análises de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), análise tafonômica de grãos de pólen e esporos, assim como a caracterização textural dos açõ dos aspectos morfológicos e sedimentológicos foram combinadas buscando ampliar o conhecimento sobre as condições paleoambientais que poderiam estar associadas a dinâmica evolutiva da morfologia dessa encosta.

Trata-se de uma encosta de geometria côncava-rasa reativada por um deslizamento translacional raso no evento extremo de chuva de Janeiro de 2011. A superfície de ruptura do deslizamento ocorreu em torno de 1.5 e 2.0 m de profundidade, mensurada na borda da cicatriz, com área total aproximada de 15,150 m<sup>2</sup> entre o topo da encosta e o fundo do vale. Sondagens realizadas previamente por Machado (2016) e Silva (2015), em profundidades até 15 m na encosta-piloto, indicam um perfil de alteração composto por um saprolito cinza mais profundo e menos intemperizado (>1,5 m e ≤ 15 m), uma camada laterítica rasa mais avermelhada, em estágio mais

avanzado de intemperismo ( $>1,5$  m e  $< 5$  m), além de um colúvio de coloração bruno-avermelhada e bruno-amarelada. Além disso, o estudo geotécnico de Machado (2016) propõe um modelo de ruptura da encosta a partir da deflagração de um deslizamento translacional raso na porção superior da encosta (declive em torno de  $40^\circ$ ), em decorrência da geração de um lençol d'água suspenso e temporário no contato entre os solos laterítico e saprolítico, o qual foi detectado uma diferença de permeabilidade *in situ* de  $2,7 \times 10^{-4}$  cm/s e  $2,8 \times 10^{-5}$  cm/s, respectivamente.

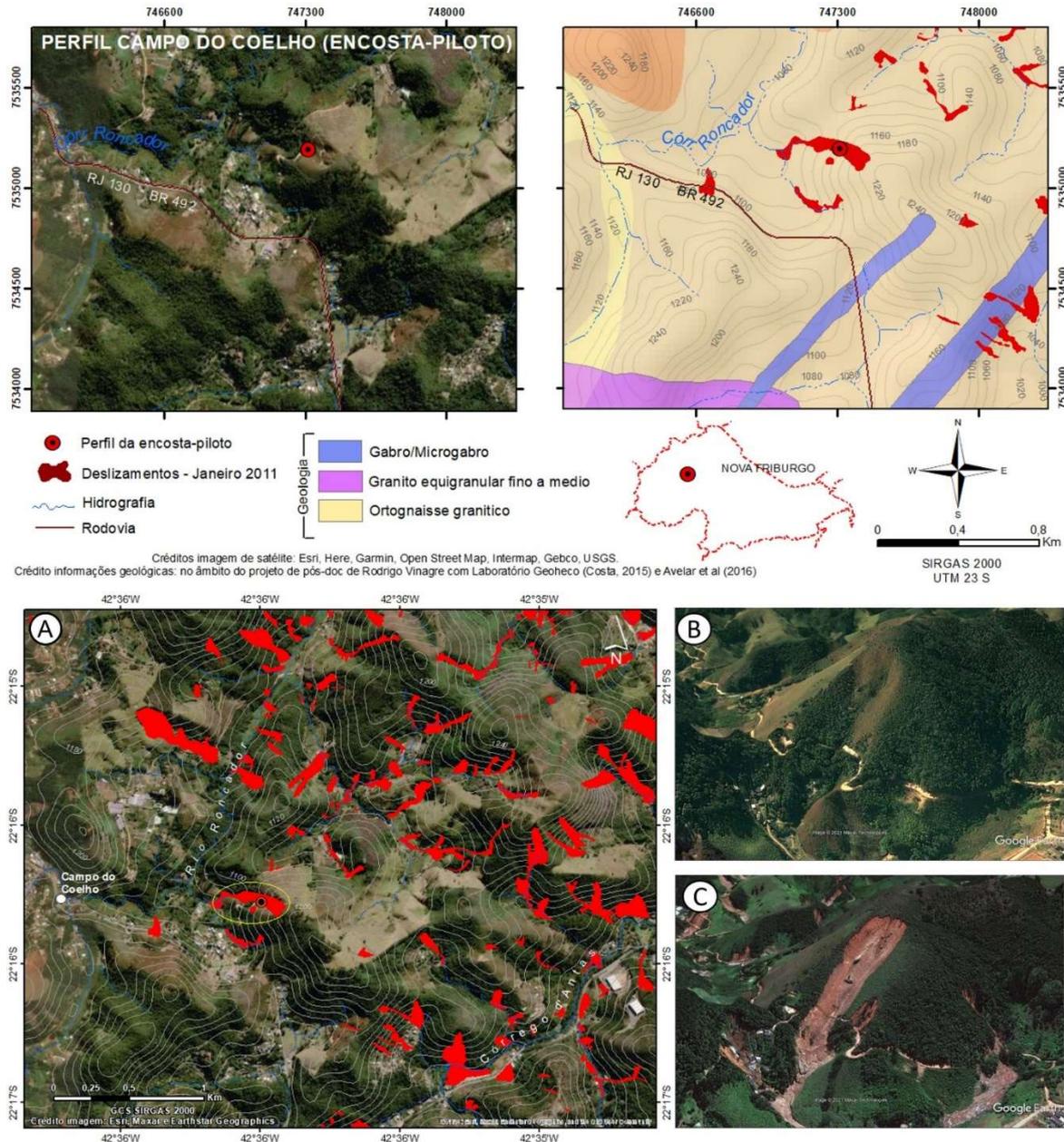


Figura 72 - Localização do perfil da encosta-piloto, no distrito de Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). (A) Encosta-piloto (círculo amarelo) na bacia do Roncador e, em vermelho, as cicatrizes de deslizamento do evento de chuva de janeiro de 2011. Encosta-piloto côncava rasa antes (B) e após (C) a ocorrência do deslizamento translacional raso no evento de Janeiro de 2011. Imagem de satélite Digital Globe em dezembro de 2010 e imagem do satélite Geoeye no mês de janeiro de 2011. Ambas as imagens de satélite foram extraídas do Google Earth Pro.

No eixo de concavidade da cicatriz erosiva, na porção de média-encosta, um processo de ravinamento foi detectado abaixo de afloramentos de ortognaisse granítico em forma de blocos sub-arredondados. A ravina observada situa-se na porção da média-encosta e apresenta profundidades variadas, em alguns pontos alcançando 6 metros de profundidade. Esse ravinamento exumou um espesso pacote coluvial rico em material orgânico com 3.5 metros de espessura total (Figura 73).

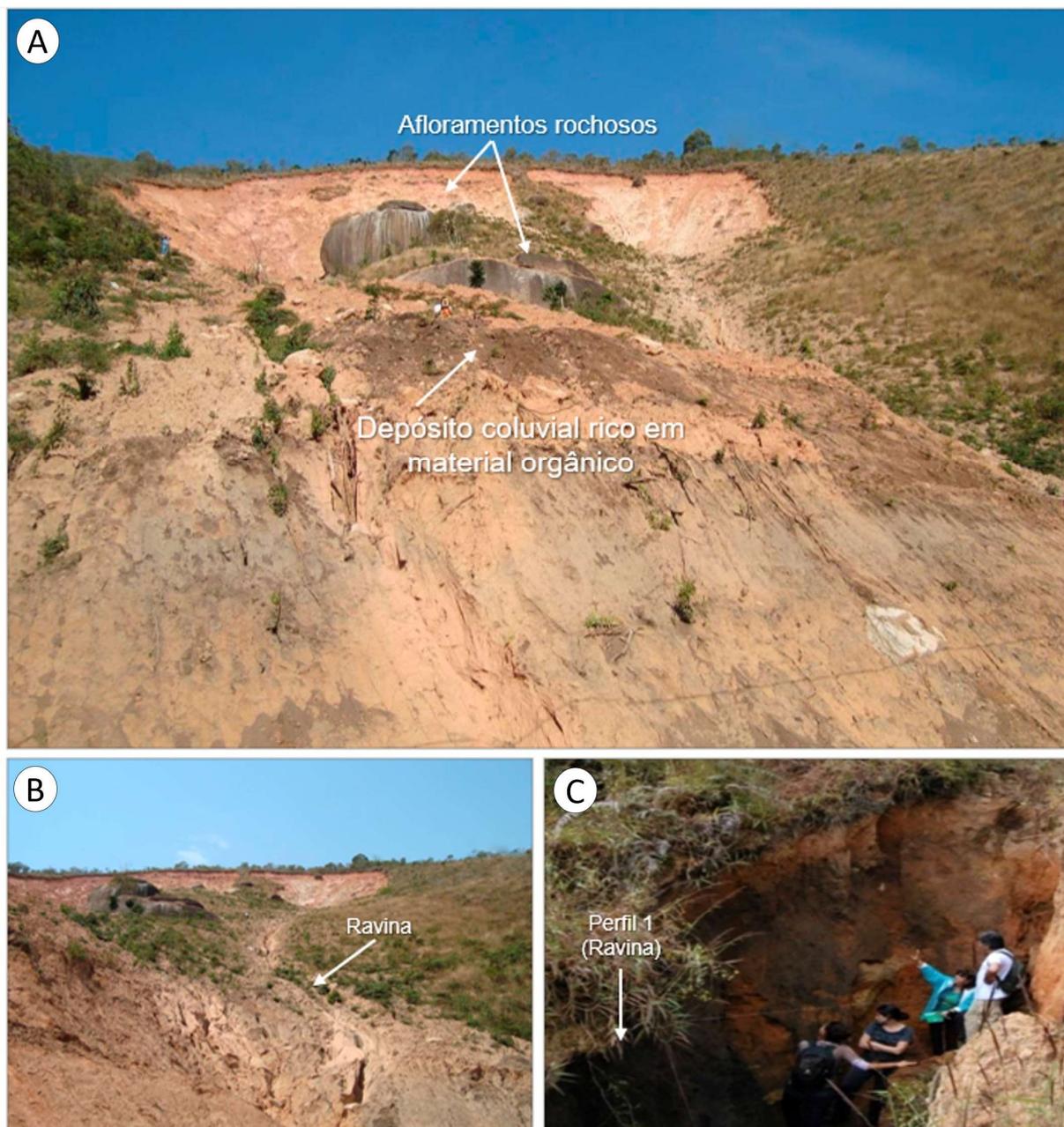


Figura 73 - (A) Foto da cicatriz erosiva do deslizamento de Janeiro de 2011 mostrando depósito coluvial rico em material orgânico proveniente da alta-encosta e acumulado à jusante do afloramento rochoso (degrau > 10 m), formando um cone de deposição coluvial. (B) Ravinamento detectado nos meses subsequentes ao evento de Janeiro 2011. (C) Interior da ravina principal, onde foram realizadas as coletas de solo para datação  $^{14}\text{C}$ . (Crédito foto: Karina Machado)

As seções transversais e longitudinal da encosta estão representadas esquematicamente na Figura 74, indicando a posição desses afloramentos rochosos e ressalta uma morfologia convexa da encosta ao centro, formando um divisor entre os dois eixos de concavidades em evolução. O retrabalhamento erosivo por escoamento superficial no solo exposto da cicatriz de deslizamento, produziu inúmeros sulcos erosivos e ravinamentos de diferentes profundidades, com destaque para a ravina ora focalizada dentre as mais profundas. O depósito coluvial à jusante do afloramento rochoso apresenta uma forma cônica configurando um cone coluvial, rico em material orgânico.

A retenção e preservação desse espesso pacote com material orgânico na média-encosta e declividade em torno de 32°, deve-se a sua posição abaixo de um degrau com dez metros de desnivelamento associado ao afloramento da rocha subjacente (ortognaisse granítico), na porção central da encosta. Outros afloramentos rochosos ocorrem alinhados à montante, subdividindo a morfologia dessa encosta em dois eixos de concavidades, onde fluxos subsuperficiais e superficiais vêm retrabalhando e aprofundando a morfologia da encosta na porção média-superior da encosta.

No perfil no interior da ravina, denominado (P1) o pacote sedimentar foi inicialmente dividido considerando a variação de cores em condições de campo (solo úmido), a partir da classificação da Carta de *Munsell*. Posteriormente, as camadas de mesma coloração e com maior espessura foram subdivididas em intervalos menores para um refinamento cronológico. Neste perfil foram coletadas amostras de solo para caracterização textural, datação por radiocarbono e dados de isótopos de carbono  $\delta^{13}\text{C}$ . A razão silte/argila foi calculada como subsídio para interpretação do estágio de intemperismo das camadas de solo amostradas.

Datações complementares foram realizadas em pequenas manchas escuras isoladas em diferentes posições da mesma encosta por apresentarem remanescentes descontínuos de solos orgânicos enterrados: o perfil 2 (P2), localizado na parte superior da cicatriz erosiva, a montante do ravinamento e o perfil 3 (P3), localizado a jusante do P1, conforme ilustra a Figura 75.

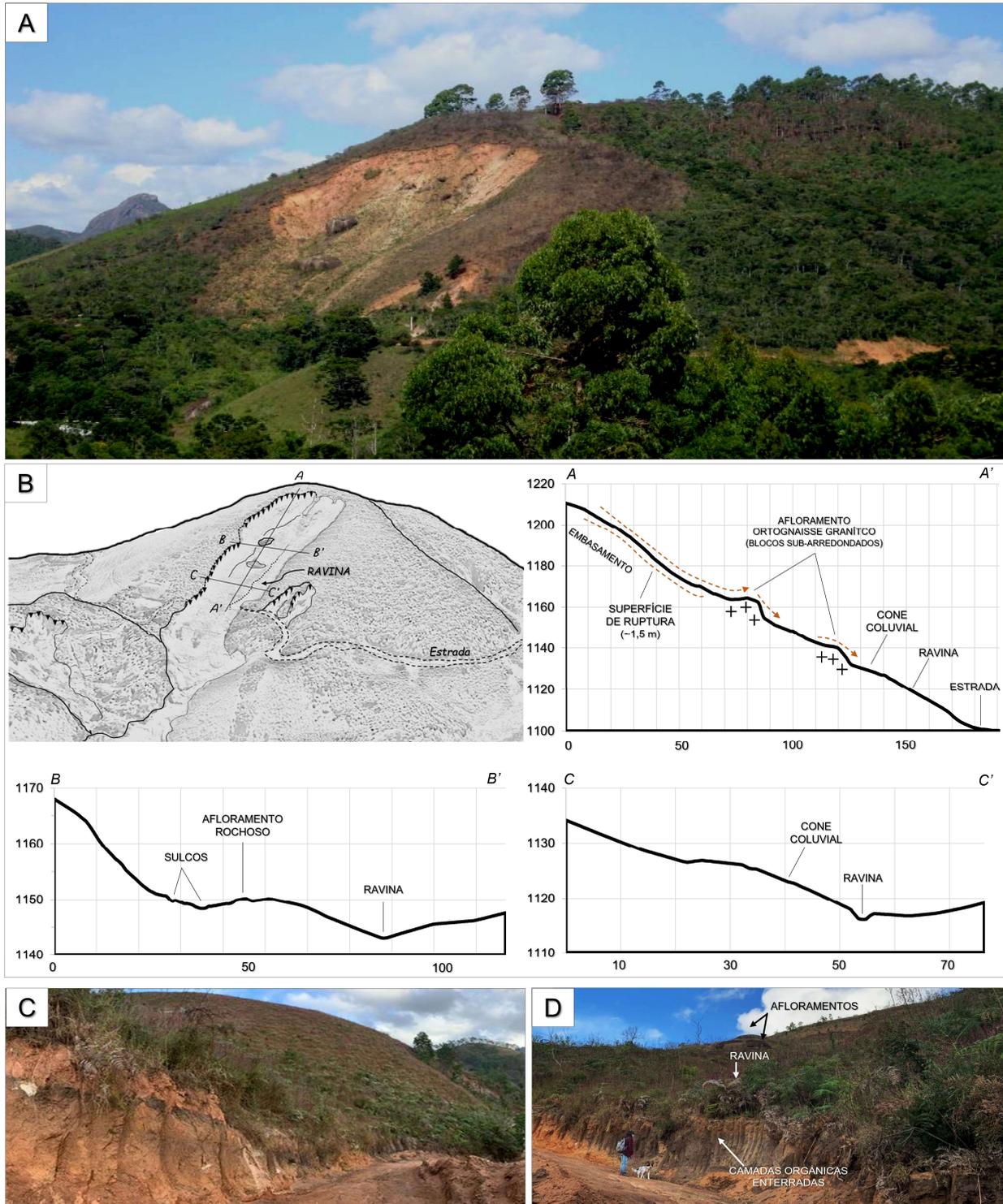


Figura 74 - (A) Visão encosta-piloto com a cicatriz de deslizamento raso de Janeiro de 2011; (B) esquema da encosta-piloto com a localização dos perfis transversais e longitudinal; (C) vista oeste-leste apresentando camadas escuras enterradas com diferentes espessuras e descontínuas; (D) vista leste-oeste, mostrando as camadas escuras enterradas, localizadas no eixo da concavidade onde se desenvolveu o ravinamento (perfil C-C'). Fonte: elaboração própria.

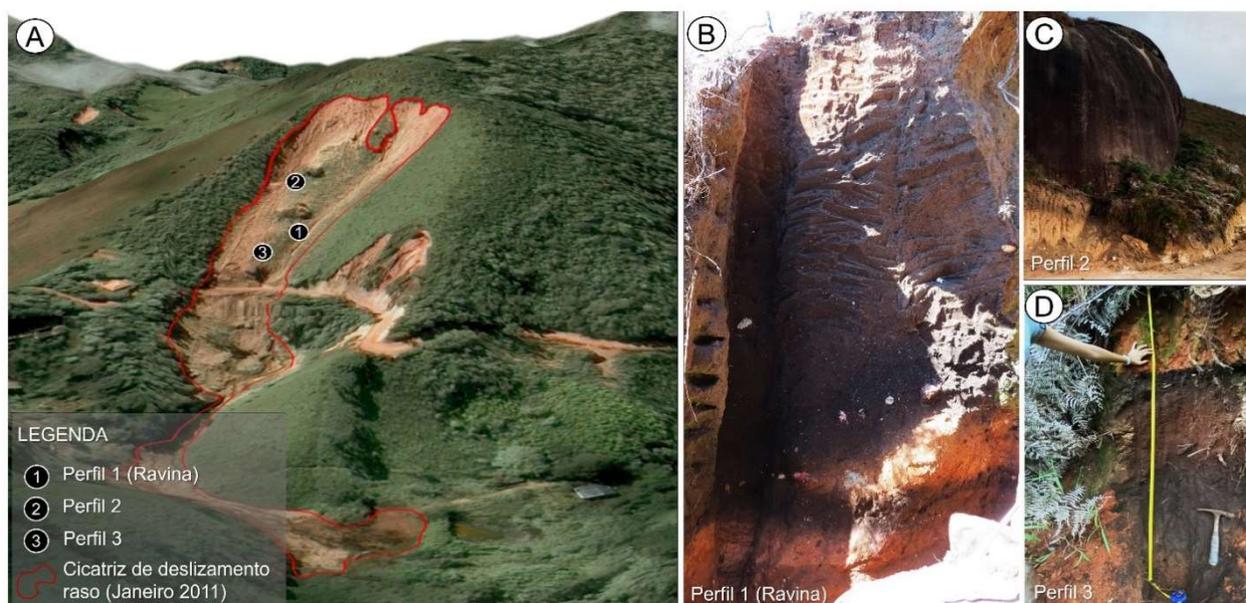


Figura 75 - (A) Encosta piloto de geometria côncava-rasa com a cicatriz do deslizamento translacional raso (imagem GeoEye no software ArcGIS/ ESRI); (B) Perfiz da ravina (P1), na parede do ravinamento, com as camadas escuras enterradas datadas e os valores de isótopo de  $\delta^{13}C$ . (C) Afloramento de ortognaisse granítico a montante da ravina e presença de dois níveis de camadas orgânicas (P2); (D) Perfil 3, abaixo de P1. Fonte: elaboração própria.

### 6.1.2. Aspectos de cor e textura das camadas

Nos três perfis levantados, sobressaem as variações de cores e espessuras das diferentes camadas com material orgânico. Pelo critério da identificação de cores, foram individualizadas seis camadas no P1, com variação entre bruno-forte (7.5 YR 5/8) a preta (7.5 YR 2.5/1). Quatro camadas foram identificadas no P2, variando entre bruno-forte (7.7YR 4/5) e bruno muito escuro (7.5 YR 2.5/2) e cinco camadas no P3, entre bruno-amarelada (10YR 5/8) e preta (7.5YR 2.5/1). As cores identificadas nos três perfis não apresentam uma gradação uniforme de tons mais escuros no topo para mais claros na base, ocorrendo variações abruptas nas cores assim como transições sutis, conforme ilustra a Figura 79. Ressalta-se que um matacão (55 x 102 cm) foi retirado do perfil da ravina (P1) durante a coleta de amostras, evidenciando uma mancha de solo mais clara do que a camada preta o seu entorno.

A caracterização textural das camadas encontradas no perfil da ravina (P1) está apresentada na Tabela 29, com as porcentagens representadas na Figura 76, o diagrama textural na Figura 77 e a curva acumulada na Figura 78. Em termos texturais, não há uma variação nítida entre as camadas, predominando a classe areia grossa com valores >20% por camada até a profundidade 270 cm (desconsiderando os materiais saprolíticos), seguida pela areia média, as quais representam

uma média de 22% a 17% da composição textural das camadas. As duas classes juntas representam entre 33,6% e 44,5%, com os maiores valores de areia compreendidos entre 85 e 195 cm, que correspondem a camada mais espessa (7.5YR 2.5/3 bruno muito escura).

Ao longo de todo o perfil, as camadas são compostas por sedimentos sem orientação, com presença de muitos grânulos, cascalhos e blocos de diferentes tamanhos, angulosos a sub-angulosos. Na base do perfil, é observado material coluvial de natureza saprolítica com muitos minerais de quartzo com bordas fraturadas, feldspato e mica misturado a fragmentos de carvão dispersos e sem orientação definida. Essa expressiva quantidade de fragmentos de carvão foi observada em todas as camadas, desde a base ao topo do perfil. Nas camadas de cor preta na base, há uma densidade maior de fragmentos de carvão se comparada as camadas mais próximas à superfície.

A razão silte/argila indica que os materiais apresentam diferentes estágios de intemperismo. Todas as camadas apresentaram valores superiores a 1, indicando materiais pouco intemperizados. Uma mudança expressiva da razão silte/argila ocorre nas profundidades entre 85 cm e 120 cm, onde os valores alteram de 4,22 para 1,85, respectivamente, mostrando materiais menos intemperizados sobrepostos a materiais mais intemperizados abaixo. Essas mesmas profundidades coincidem com uma transição de cor entre a camada bruno-escura acima para a camada bruno muito-escura abaixo. Ressalta-se também que nas profundidades entre 195 cm e 210 cm os valores da razão silte/argila alteram de 1,57 para 2,10 (uma diferença de 0,57), que marca a transição para o início da camada preta. As variações da razão silte/argila detectadas ao longo do perfil não corresponde a um padrão típico esperado de estágio de intemperismo de um perfil de alteração desenvolvido *in situ*. As camadas possuem diferentes estágios de intemperismo que estão sobrepostas.

Com relação aos parâmetros estatísticos representados na Tabela 30, o tamanho do grão médio ( $Mz$ ) predominante em todas as camadas corresponde a areia muito fina. No entanto, os valores encontrados para grão médio não são representativos visto o alto desvio padrão ( $\sigma I$ ) em todas as camadas do P1, onde o grau de seleção de sedimentos foi classificado como muito mal selecionado, sugerindo uma deposição rápida, devido à baixa capacidade de seleção do agente transportador. As camadas de sedimentos foram classificadas como são trimodais, refletindo sedimentos pouco retrabalhados. O tipo de curtose ( $K_G$ ) mais frequente foi a platicúrtica, apresentando uma curva de distribuição de frequência achatada em praticamente todas as

profundidades do perfil, com exceção do nível 160 cm que foi classificada como muito platicúrtica. Não foi detectada uma variação dos grupos texturais das camadas, sendo todas classificadas como areia lamosa ligeiramente cascalhosa.

Tabela 29- Granulometria das camadas levantadas no perfil da ravina (P1)

Prof. (cm)	Total (%)			Cascalho (%)	Areia (%)					Silte (%)					Argila (%)	Razão Silte Argila
	Cascalho	Areia	Silte e Argila	CMF	MG	G	M	F	MF	MG	G	M	F	MF		
15	1,1	58,8	40,1	1,1	5,5	21,6	17,1	9,3	5,4	5,3	7,5	5,8	4,4	3,8	13,2	2,03
35	1,0	58,6	40,3	1,0	5,1	22,4	17,2	8,9	5,1	5,9	7,3	5,5	4,9	4,3	12,5	2,23
55	1,4	54,6	44,0	1,4	3,7	22,0	17,4	7,9	3,6	5,9	8,8	6,5	5,2	4,5	13,2	2,34
85	0,9	60,4	38,7	0,9	5,1	20,6	23,9	8,0	2,9	7,3	9,6	7,0	4,4	3,0	7,4	4,22
120	0,6	59,4	40,1	0,6	5,3	23,7	17,7	8,5	4,1	5,3	7,4	5,3	4,5	3,5	14,0	1,85
140	4,7	56,3	39,0	4,7	5,2	22,8	17,4	7,5	3,5	4,4	5,9	5,2	3,7	4,1	15,8	1,47
160	1,1	59,4	39,4	1,1	7,0	23,8	16,5	8,3	4,0	4,0	5,6	4,3	4,3	4,2	17,2	1,30
180	1,7	60,0	38,4	1,7	6,1	23,0	17,8	8,8	4,3	3,9	5,8	4,9	4,7	3,2	15,9	1,41
195	2,8	58,6	38,6	2,8	7,9	23,7	16,1	7,5	3,5	4,5	5,2	5,5	4,5	3,9	15,0	1,57
210	3,7	57,6	38,8	3,7	8,5	21,6	15,2	8,0	4,2	3,8	5,9	6,5	6,2	3,9	12,5	2,10
230	4,3	57,9	37,8	4,3	9,7	20,8	14,7	8,5	4,3	4,0	6,1	8,1	2,7	4,1	12,6	1,98
270	3,6	55,1	41,4	3,6	8,4	20,0	13,6	8,3	4,6	4,5	6,7	6,5	5,5	4,8	13,4	2,08
S Av*	4,4	55,2	40,4	4,4	7,1	16,6	16,2	10,8	4,5	3,4	4,5	4,6	5,2	4,4	18,2	1,21
S Cz**	14,3	56,5	29,2	14,3	12,4	15,9	13,4	9,2	5,6	4,1	6,9	5,2	3,1	2,1	7,9	2,70

\*S Av.: saprolito avermelhado

\*\*S Cz: saprolito cinza

Fonte: elaboração própria.

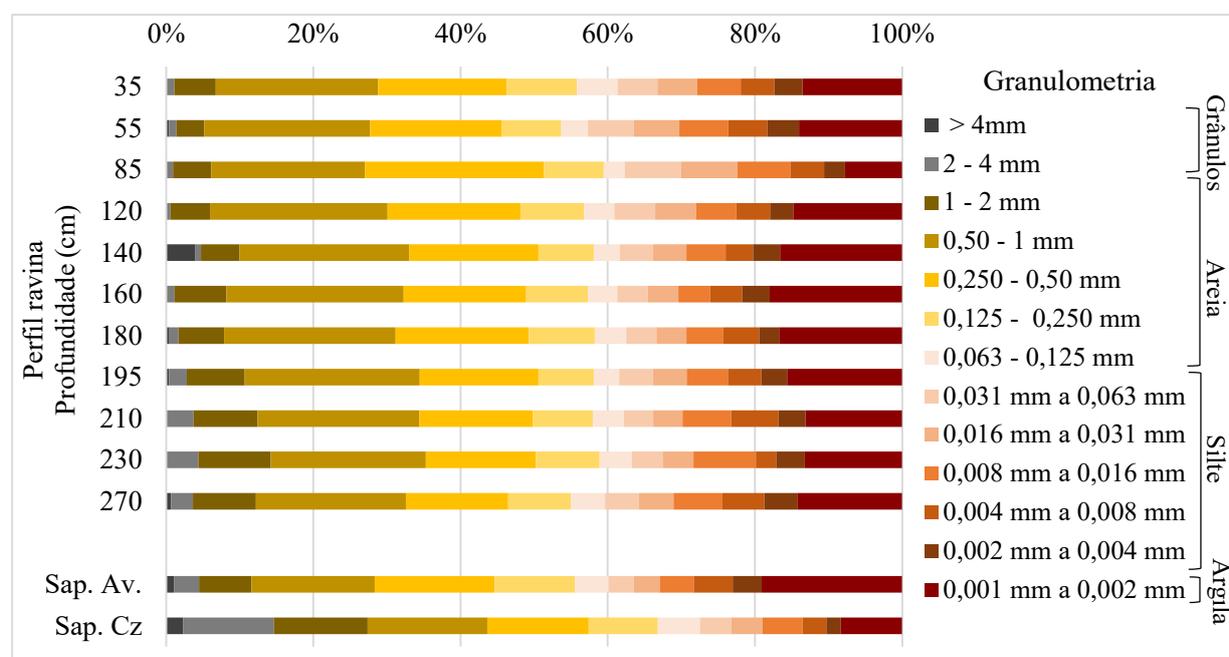


Figura 76 - Porcentagens das frações granulométricas em cada camada do perfil da ravina (P1).

Tabela 30 - Parâmetros estatísticos dos sedimentos das camadas no interior do perfil da ravina (Perfil 1)

Prof. (cm)	Grupo textural	Média ( $Mz$ )	Seleção DP ( $\sigma_I$ )	Assimetria ( $SK_I$ )	Curtose ( $K_{GI}$ )
15	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,653 Areia muito fina	3,386 Muito mal selecionada	0,449 Muito assimétrica sentido dos finos	0,753 Platicúrtica
35	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,748 Areia muito fina	3,465 Muito mal selecionada	0,454 Muito assimétrica sentido dos finos	0,733 Platicúrtica
55	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,867 Areia muito fina	3,433 Muito mal selecionada	0,438 Muito assimétrica sentido dos finos	0,685 Platicúrtica
85	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,092 Areia muito fina	3,022 Muito mal selecionada	0,535 Muito assimétrica sentido dos finos	0,824 Platicúrtica
120	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,745 Areia muito fina	3,499 Muito mal selecionada	0,513 Muito assimétrica sentido dos finos	0,713 Platicúrtica
140	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,753 Areia muito fina	3,785 Muito mal selecionada	0,525 Muito assimétrica sentido dos finos	0,717 Platicúrtica
160	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,866 Areia muito fina	3,718 Muito mal selecionada	0,525 Muito assimétrica sentido dos finos	0,646 Muito platicúrtica
180	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,839 Areia muito fina	3,690 Muito mal selecionada	0,532 Muito assimétrica sentido dos finos	0,692 Platicúrtica
195	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,680 Areia muito fina	3,722 Muito mal selecionada	0,537 Muito assimétrica sentido dos finos	0,696 Platicúrtica
210	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,471 Areia muito fina	3,562 Muito mal selecionada	0,469 Muito assimétrica sentido dos finos	0,707 Platicúrtica
230	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,450 Areia muito fina	3,614 Muito mal selecionada	0,471 Muito assimétrica sentido dos finos	0,745 Platicúrtica
270	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,740 Areia muito fina	3,655 Muito mal selecionada	0,399 Muito assimétrica sentido dos finos	0,695 Platicúrtica
S. Av	Areia lamosa ligeiramente cascalhosa	3,974 Areia muito fina	3,821 Muito mal selecionada	0,419 Muito assimétrica sentido dos finos	0,646 Muito platicúrtica
S. Cz	Areia Lamosa Cascalhosa	2,374 Areia fina	3,508 Muito mal selecionada	0,369 Muito assimétrica sentido dos finos	0,882 Platicúrtica

\*S Av.: saprolito avermelhado

\*\*S Cz: saprolito cinza

Fonte: elaboração própria.

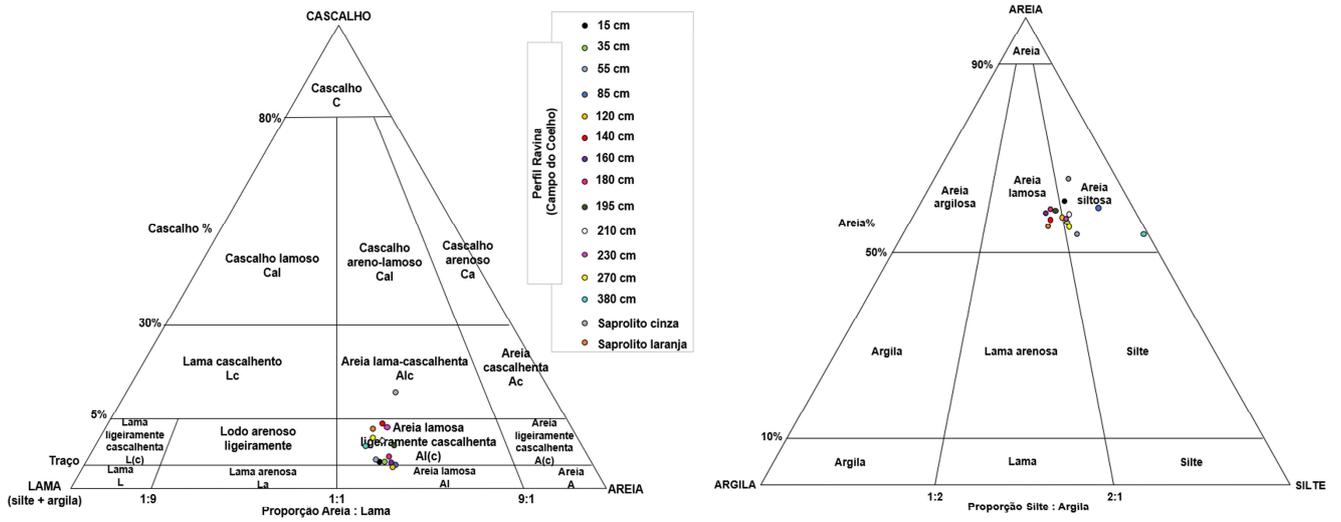


Figura 77 - Diagrama textural das distribuições granulométricas das camadas do perfil da ravina (P1), na encosta-piloto em Campo do Coelho de acordo com o sistema de classificação de Folk (1968).

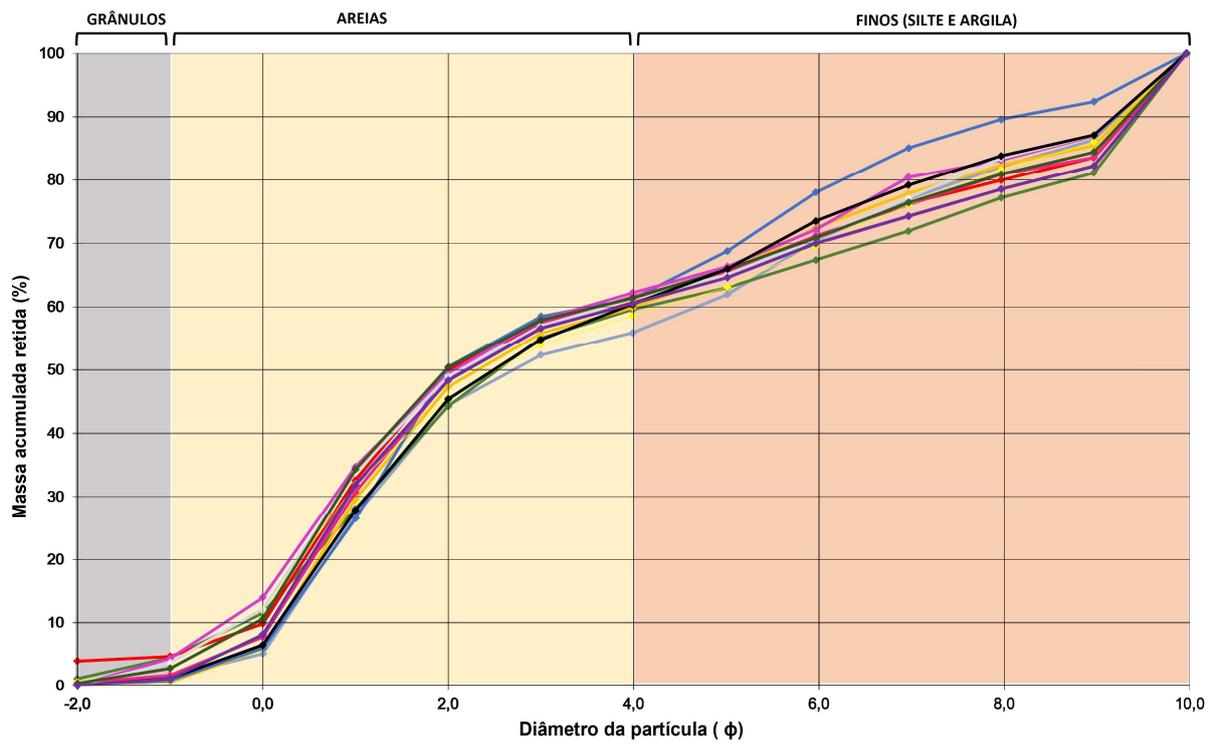


Figura 78 - Curva acumulada de distribuição granulométrica dos sedimentos encontrados nas camadas do perfil da ravina (P1).

### 6.1.3 - Geocronologia da encosta-piloto

Os resultados encontrados no interior da ravina (P1), assim como em perfil 2 (P2) e perfil 3 (P3) estão representados na Figura 79 e nas Tabelas 31 e 32, mostrando as cores identificadas nas camadas, as datações  $AMS^{14}C$  e os valores de  $\delta^{13}C$  obtidos para cada camada.

As camadas identificadas em P1 foram agrupadas considerando as mesmas variações de coloração e as camadas com maior espessura (entre 85 e 195 cm) foram subdivididas em intervalos menores para um refinamento da cronologia. As datações de radiocarbono obtidas indicam idades holocênicas em todas as camadas levantadas. No P1, desde a base do material orgânico da camada preta (270 cm) com 9.609 a 10.148 anos cal AP durante Holoceno Inferior até o topo do perfil (15 cm) com 663 a 877 anos cal AP no Holoceno Superior (ou Tardio).

Foram detectadas diferenças entre idades de radiocarbono realizadas a partir de amostra de solo considerando a matéria orgânica total do solo (MOS) e da fração humina. As idades de radiocarbono mensuradas a partir da fração humina do solo nas profundidades de 55 cm, 85 cm, 120 cm e 140 cm apresentaram idades mais antigas (entre 358 até 677 anos AP, com média de diferença de 486 anos) quando comparadas às idades obtidas a partir da matéria orgânica total.

Os resultados indicam a importância em considerar a fração humina para fins de datação de radiocarbono em solos, pois elimina possíveis contaminações na incorporação de carbono moderno no solo (fauna, raízes modernas etc.) que podem levar ao rejuvenescimento das idades encontradas e alterar a interpretação sobre o período de deposição do material. A questão sobre qual fração da matéria orgânica do solo seria mais compatível e representativa da deposição do material é discutida por muitos estudos em diferentes contextos ambientais, conforme apontado por Balesdent e Guillet (1992); Chichagova e Cherkinsky (1993), Pessenda *et al.* (2001), Cherkinsky e Wallace (2016), Jou *et al.* (2021). Considerando o solo como um sistema aberto, o *input* de carbono moderno e os ácidos fúlvicos e húmicos da matéria orgânica rejuvenesce as idades de radiocarbono mensuradas a partir da SOM total. Em geral, as idades obtidas através do carvão ou da fração humina do solo são mais antigas e representam melhor a idade de deposição dos materiais (Pessenda *et al.*, 2001). A partir dessa constatação, todos os outros perfis em outras localidades foram datados a partir da fração humina da matéria orgânica do solo.

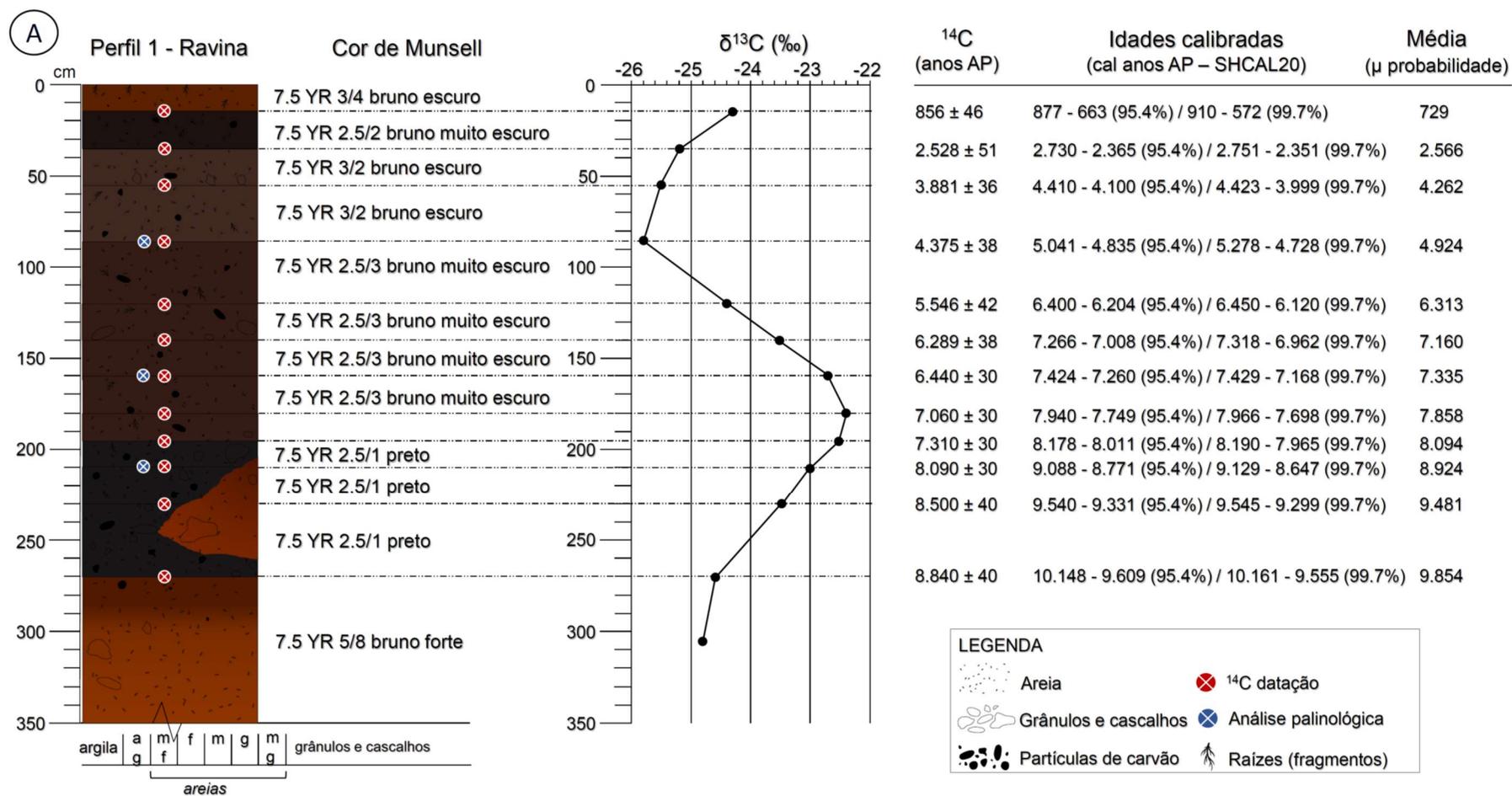


Figura 79 – (A) Perfil da ravina (P1) com a descrição de cor das camadas, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP e calibradas no programa Oxcal v.4.4 utilizando a curva empírica SHCAL 20 (Hogg et al., 2020), correspondente ao Hemisfério Sul. Fonte: elaboração própria.

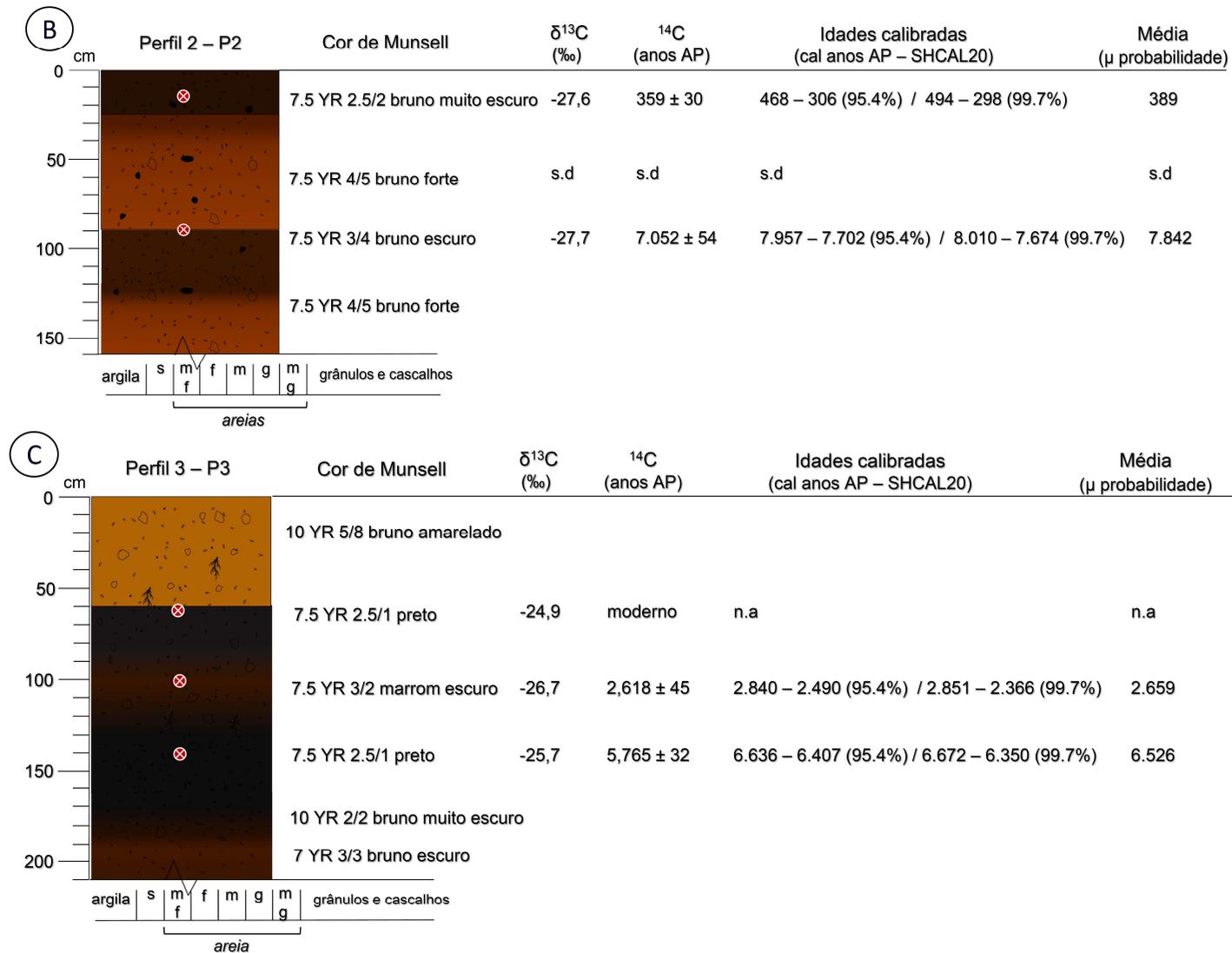


Figura 79 - (B) Perfil 2 e (C) perfil 3 da encosta-piloto, com a descrição de cor das camadas, valores de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e idades de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  AP e calibradas no programa Oxcal v.4.4 utilizando a curva empírica SHCAL 20 (Hogg *et al.*, 2020), correspondente ao Hemisfério Sul. (S.D: sem dado e N.a: não aplicável).  
Fonte: elaboração própria.

Tabela 31 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) do perfil da ravina (P1).

Fração	Nº	Código Lab.	Prof. (cm)	Cor Munsell	Idade <sup>14</sup> C anos AP	Cal anos AP SHCAL 20	Média ( $\mu$ )	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
ABA*	1	LACUFF 220006	15	7.5 YR 3/4 bruno-escuro	856 ± 46	877 - 663 (95.4%) 910 - 572 (99.7%)	729	- 24.3
	2	LACUFF 220007	35	7.5 YR 2.5/2 bruno muito-escuro	2528 ± 51	2730 - 2365 (95.4%) 2751 - 2351 (99.7%)	2.566	- 25.2
	3	LACUFF 190374	55	7.5 YR 3/2 bruno-escuro	4.125 ± 38	4.819 - 4.440 (95.4%) 4.826 - 4.420 (99.7%)	4.620	S.D.
	4	LACUFF 190376	85	7.5 YR 3/2 bruno-escuro	4.906 ± 40	5.720 - 5.478 (95.4%) 5.849 - 5.463 (99.7%)	5.601	S.D.
	5	LACUFF 190378	120	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	5.928 ± 44	6.852 - 6.561 (95.4%) 6.899 - 6.495 (99.7%)	6.714	S.D.
	6	LACUFF 190380	140	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	6.871 ± 42	7.779 - 7.580 (95.4%) 7.837 - 7.521 (99.7%)	7.668	S.D.
SOM**	7	LACUFF 190373	55	7.5 YR 3/2 bruno escuro	3.881 ± 36	4.410 - 4.100 (95.4%) 4.423 - 3.999 (99.7%)	4.262	- 25.5
	8	LACUFF 190375	85	7.5 YR 3/2 bruno escuro	4.375 ± 38	5.041 - 4.835 (95.4%) 5.278 - 4.728 (99.7%)	4.924	- 25.8
	9	LACUFF 190377	120	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	5.546 ± 42	6.400 - 6.204 (95.4%) 6.450 - 6.120 (99.7%)	6.313	- 24.4
	10	LACUFF 190379	140	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	6.289 ± 38	7.266 - 7.008 (95.4%) 7.318 - 6.962 (99.7%)	7.160	- 23.5
	11	Beta 351720	160	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	6.440 ± 30	7.424 - 7.260 (95.4%) 7.429 - 7.168 (99.7%)	7.335	- 22.7
	12	Beta 415884	180	7.5 YR 2.5/3 bruno muito-escuro	7.060 ± 30	7.940 - 7.749 (95.4%) 7.966 - 7.698 (99.7%)	7.858	- 22.4
	13	Beta 415885	195	7.5 YR 2.5/1 preto	7.310 ± 30	8.178 - 8.011 (95.4%) 8.190 - 7.965 (99.7%)	8.094	- 22.5
	14	Beta 415886	210	7.5 YR 2.5/1 preto	8.090 ± 30	9.088 - 8.771 (95.4%) 9.129 - 8.647 (99.7%)	8.924	- 23.0
	15	Beta 351721	230	7.5 YR 2.5/1 preto	8.500 ± 40	9.540 - 9.331 (95.4%) 9.545 - 9.299 (99.7%)	9.481	- 23.5
	16	Beta 351722	270	7.5 YR 5/8 bruno-escuro	8.840 ± 40	10.148 - 9.609 (95.4%) 10.161 - 9.555 (99.7%)	9.854	- 24.6
	17	Beta 415887	305	7.5 YR 5/8 bruno-escuro	8.990 ± 40	10.227 - 9.909 (95.4%) 10.243 - 9.785 (99.7%)	10.077	- 24.8

LACUFF – Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (Niterói, RJ, Brasil)

Beta – Laboratório Beta Analytics (Miami, Flórida, EUA)

\*ABA – Ácido-Base-Ácido, fração humina (pré-tratamento químico HCl/NaOH + Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>/HCl)

\*\*SOM – matéria orgânica do solo (pré-tratamento químico, lavagem com HCl).

$\mu$  probabilidade – calculado a partir do software OxCal v.4.4

S.D. – sem dado.

Fonte: elaboração própria.

Na Tabela 32 e Figura 79-B estão listadas as idades de radiocarbono e valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) encontrados no perfil 2 (P2) e perfil 3 (P3). Nota-se nas idades de radiocarbono encontradas em P2 que o soterramento da camada orgânica da base do perfil apresenta a idade entre 8.010 a 7.674 cal anos AP ( $\mu$ : 7.842 anos). Nessa camada coluvial, um horizonte orgânico de 25 cm de espessura tem sido desenvolvido nos últimos 389 cal anos AP. No P3 estima-se, ao menos, 2 eventos erosivo-deposicionais. O depósito coluvial atual de coloração vermelho-amarelado gerado pelo deslizamento translacional durante o evento de Janeiro de 2011 está situado em P3, com 60 cm de espessura, soterrando uma camada orgânica de idade de radiocarbono moderna. A outra camada foi datada a 100 cm com idade entre 2.851 a 2.366 cal anos AP ( $\mu$ : 2.659 anos), sobrepondo a uma outra camada escura com idade entre 6.672 a 6.350 cal anos AP ( $\mu$ : 6.526 anos).

Tabela 32 - Datações de radiocarbono AMS e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) no perfil 2 (base do bloco a montante da ravina) e o perfil 3 (jusante da ravina).

Fração	Perfil	Nº	Código Lab.	Prof. (cm)	Cor Munsell	Idade <sup>14</sup> C anos AP	Cal anos AP SHCAL 20	Média ( $\mu$ )	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
ABA*	2	18	LACUFF 230082	15	7.5 YR 2.5/2 bruno muito escuro	359 ± 30	468 – 306 (95.4%) 494 – 298 (99.7%)	389	- 27.61
		19	LACUFF 230071	90	7.5 YR 3/4 bruno escuro	7.052 ± 54	7.957 – 7.702 (95.4%) 8.010 – 7.674 (99.7%)	7.842	- 27.71
	3	20	LACUFF 230084	65	7.5 YR 2.5/1 preto	Moderno	N.a.	N.a.	- 24.96
		21	LACUFF 230072	100	7.5 YR 3/2 bruno escuro	2.618 ± 45	2.840 - 2.490 (95.4%) 2.851 – 2.366 (99.7%)	2.659	- 26.70
		22	LACUFF 230083	140	7.5 YR 2.5/1 preto	5.765 ± 32	6.636 – 6.407 (95.4%)	6.526	- 25.79

LACUFF – Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (Niterói, RJ, Brasil)

\*ABA – Ácido-Base-Ácido, fração humina (pré-tratamento químico HCl/NaOH + Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>/HCl)

$\mu$  probabilidade – calculado a partir do software OxCal v.4.4

S.D. – sem dado. N.a – Não aplicável

Fonte: elaboração própria.

Considerando as discontinuidades detectadas pela variação de cor e da razão silte/argila encontradas nas camadas no interior da ravina (P1), ao menos cinco gerações de depósitos coluviais puderam ser identificadas no cone coluvial. Na Tabela 33 estão expressos os intervalos entre os valores médios ( $\mu$ ) das datações de radiocarbono encontradas em P1. As camadas durante o Holoceno Inferior e Holoceno Médio apresentam intervalos menores comparados ao Holoceno

Superior, atingindo os menores valores entre 180 e 195 cm (236 anos) e 140 e 160 cm (175 anos) na fase do Holoceno Médio entre 7.160 até 8.094 anos AP.

Estima-se que os eventos erosivos-deposicionais possuem recorrências variadas ao longo do Holoceno, o que podem refletir períodos de variação na morfodinâmica da encosta, isto é, fases de maior atividade erosiva e fases de maior estabilidade com condições paleoambientais distintas.

Tabela 33 - Diferenças entre as idades médias de  $^{14}\text{C}$  nas camadas do perfil da ravina (P1).

Época	Colúvio	Prof. (cm)	Média $\mu$ (anos cal AP)	Intervalo de prof. (cm)	Intervalo entre idades
Holoceno Inferior	C <sub>V</sub>	0 - 15	<i>geração do evento de Janeiro de 2011</i>		
		15	729		
	C <sub>IV</sub>	35	2,566	20	1,837
		55	4,262	20	1696
		85	4,924	30	662
Holoceno Médio	C <sub>III</sub>	120	6,313	35	1,389
		140	7,160	20	847
	C <sub>II</sub>	160	7,335	20	175
		180	7,858	20	523
		195	8,094	15	236
Holoceno Superior	C <sub>I</sub>	210	8,924	15	830
		230	9,481	20	557
	270	9,854	40	373	
?	C <sub>I</sub>	<i>Depósito coluvial derivado de um saprolito da porção superior da encosta, com fragmentos de carvão visíveis apenas em lâminas (a datação por radiocarbono não foi possível nessa camada)</i>			

Fonte: elaboração própria.

## 6.1.4 Transformações da vegetação e incidência de fogo na encosta-piloto

### 6.1.4.1 – Isótopos de carbono

Os valores de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) levantados no interior da ravina estão apresentados na Tabela 31 e Figura 79-A. Os sinais de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam uma vegetação do tipo C<sub>3</sub> em todas as profundidades do perfil da ravina (P1), variando entre -25.8‰ a -22.4‰ ao longo de todo o Holoceno. Em nenhuma profundidade foi detectado valor de intervalo representado por vegetação do tipo C<sub>4</sub>. Essas informações apoiam a caracterização de uma cobertura vegetal

tipicamente composta por plantas  $C_3$  que correspondem, predominantemente, a cobertura arbórea e algumas famílias de gramíneas (como a Poaceae). Este fato sugere um sinal climático de condições úmidas no local.

No entanto, foi verificado uma variação nas profundidades entre 160 e 210 cm com um expressivo enriquecimento nos valores de  $\delta^{13}C$  entre -22.7 e -23.0‰, com registo de -22.4‰ (durante 7.260 e 9.088 anos cal AP). Esse enriquecimento pode ser atribuído a uma maior mistura de vegetação do tipo  $C_3$  e  $C_4$ . Abre-se, com isso, a possibilidade da presença de uma vegetação mais aberta, implicando em um sinal climático possivelmente mais seco no local durante essa faixa de período. Importante ressaltar que um período mais seco, neste caso, não está associado a um sinal de clima semi-árido, e sim, a um sinal climático menos úmido.

A partir da profundidade de 160 cm para a parte superior do perfil (< 7.260 anos cal AP) os valores de  $\delta^{13}C$  retornam progressivamente para os sinais de vegetação  $C_3$ , até alcançar o menor valor de  $\delta^{13}C$  registrado em todo o perfil, de -25.8‰ no nível 85 cm (4.835 e 5.041 anos cal AP) indicativo de um retorno às condições mais úmidas. A partir de 55 cm (4.100 e 4.410 anos cal AP), há novamente uma tendência de enriquecimento nos valores de  $\delta^{13}C$ .

Boutton (1996) indica que as plantas  $C_4$  (sendo, em sua maioria, compostas por gramíneas tropicais) são controladas principalmente pela temperatura, precipitação, disponibilidade de umidade e concentrações de  $CO_2$ , mudando a eficiência durante o processo de fotossíntese.

#### **6.1.4.2 – Carvão, tafonomia e palinologia**

Para aprofundar no entendimento das condições paleoambientais dessas camadas escuras enterradas na encosta-piloto, foram realizadas análises palinológicas no perfil dentro da ravina, buscando maiores informações sobre os aspectos da vegetação no passado. A evidência de pólen e esporos encontrados nas camadas é visto como subsídio importante sobre as condições ambientais durante as possíveis fases de atividade de deslizamentos no local.

Ao longo de todo o perfil, foi verificada a presença de diversos fragmentos de carvão, de tamanhos variados. Nos três níveis detalhados, a 85 cm (4.835 – 5.041 anos cal AP /  $\delta^{13}C$ : -25.8‰), a 160 cm (7.260 - 7.424 cal anos AP /  $\delta^{13}C$  -22.7‰) e a 210 cm (8.771 - 9.088 anos cal AP /  $\delta^{13}C$  -23.0‰), todas as lâminas analisadas apresentaram uma matriz de partículas carbonizadas (Figura 80), indicando a ocorrência de paleoincêndios holocênicos no local. Também foi visualizado em

campo a presença de diversos fragmentos de carvão de tamanhos variados ao longo do perfil, como ilustrado na Figura 81. A Tabela 34 apresenta a contagem (em valores absolutos) das partículas de carvão presentes nas lâminas palinológicas, classificadas por tamanho de acordo com Rhodes (1996). A camada de coloração mais preta, a 210 cm, apresentou a maior concentração de carvão em todas as classes de tamanho. Os fragmentos de carvão não estão restritos às camadas de coloração preta, sendo observados também nas camadas com variações de cor marrom. No entanto, foi detectada uma diminuição progressiva na quantidade total de partículas de carvão nos níveis superiores e, também, do tamanho dos fragmentos. É importante destacar que essa grande quantidade de carvão fragmentado presente no perfil, até atingir tamanhos muito pequenos (entre 10 e 63  $\mu\text{m}$ ) deve ser considerada no processo de humificação e pigmentação das camadas, levando ao escurecimento ao longo do tempo.

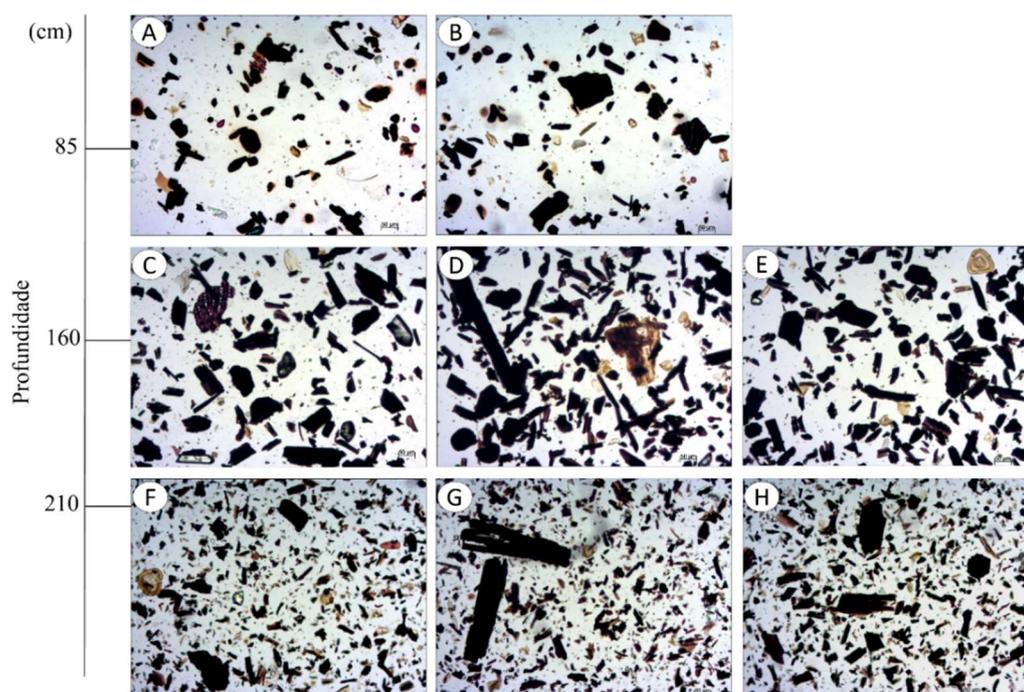


Figura 80 - Partículas de carvão encontradas nas lâminas nas profundidades de (A) 85 cm, (B) 160 cm e (C) 210 cm. (Todas as fotografias estão na escala de 50  $\mu\text{m}$ ).

Tabela 34 - Valores totais (nº) de partículas de carvão presente nas lâminas contadas por classes de tamanho.

Prof. (cm)	Classes de tamanho ( $\mu\text{m}$ )				Total
	10-63	63-125	125 - 250	250 - 500	
85	8.121	1.146	93	0	9.360
160	12.618	3.255	495	33	16.401
210	42.654	1.332	123	90	44.199

Fonte: elaboração própria.

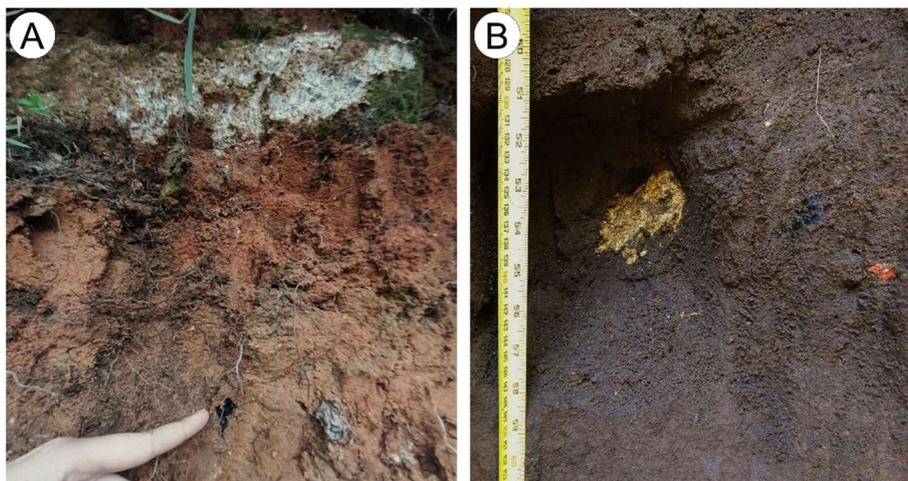


Figura 81 - Fragmentos de carvão vistos ao longo dos perfis na encosta-piloto; (A) perfil 3 e (B) perfil da ravina.

Com relação a palinologia e tafonomia dos grãos de pólen e esporos encontrados no perfil da ravina (P1), foram contados, no total, 5.402 palinomorfos nas três profundidades analisadas. Destes, 1.686 tiveram a identificação a nível taxonômico e 3.716 não foram identificados a nível taxonômico devido ao mau estado de preservação dos grãos. Embora grande parte dos palinomorfos presentes apresentar danos na estrutura, impossibilitando a identificação taxonômica na maioria dos casos, o estado de preservação é um indicador importante das condições ambientais em que foram depositados.

Do total tafonômico encontrado ( $n = 3.716$ ), os danos mecânicos foram os mais expressivos, representando 75% ( $n = 2.775$ ), seguidos dos palinomorfos com danos mecânicos e degradação com 19% ( $n = 711$ ) e daqueles que apresentaram danos mecânicos e corrosão com 6% ( $n = 230$ ) (Figura 82), sugerindo que os grãos foram expostos a estresse físico em um ambiente de alta energia de transporte. No gráfico de tafonomia, foi usada somente a contagem relacionada aos grãos de pólen, pois os esporos em sua totalidade foram encontrados com danos mecânicos.

É importante pontuar que na análise das lâminas nas profundidades de 85, 160 e 210 cm, os grãos de pólen e esporos passíveis de identificação não apresentaram qualquer indício de queima, isto é, evidência de deterioração causada por fogo na exina dos grãos e esporos. Este fato sugere que a deposição desses grãos de pólen e esporos ocorreu posteriormente ao incêndio.

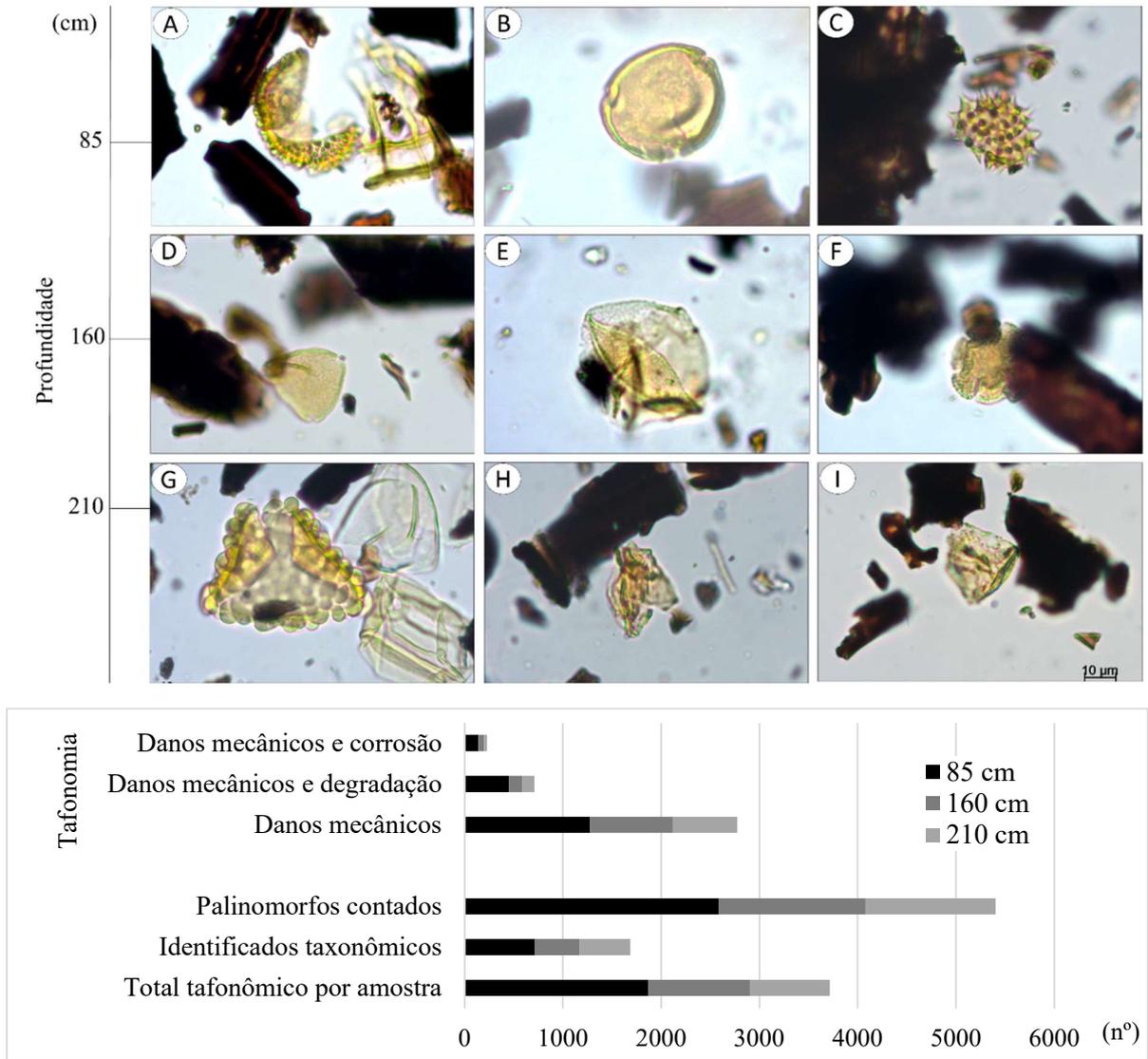


Figura 82 - Tafonomia de grãos de pólen e esporos apresentando danos mecânicos, corrosão e degradação. (A) *Illex* sp. (Aquifoliaceae), (B) *Celtis* sp. (Cannabaceae), (C) *Baccharis* sp. (Asteraceae), (D) Myrtaceae (E) Poaceae, (F) *Borreria* sp. (Rubiaceae), (G) *Polypodium* sp. (Polypodiaceae), (H) Não identificado, (I) Não identificado. Fonte: elaboração própria.

O nível 85 cm apresentou um total de 2.584 palinórfos contados (em 8 cm<sup>3</sup>), 1.866 de total tafonômico e 718 grãos identificados taxonomicamente. Com relação aos tipos de danos, foram verificados 68% de danos mecânicos (n = 1.276 grãos do total tafonômico), 24% de danos mecânicos com degradação (n = 449 grãos do total tafonômico) e 8% de danos mecânicos com corrosão (n = 141 grãos do total tafonômico). Embora o nível 85 cm apresente o maior total tafonômico, proporcionalmente os níveis de maior profundidade (160 e 210 cm) apresentaram a maior quantidade de grãos com danos mecânicos, com 81% (n = 842 grãos do total tafonômico de 1.039) e 81% (n = 657 grãos do total de 811), respectivamente. Os resultados sugerem que nas

profundidades de 160 cm e 210 cm, a condição de estresse físico a qual os grãos foram submetidos foi maior quando comparadas a parte mais superior, no nível 85 cm.

A respeito da identificação taxonômica, um total de 9 táxons de pólen e 4 táxons de esporos foram encontrados nas três profundidades (Figura 83), sendo a maioria dos palinomorfs não identificada a nível taxonômico devido ao estado mal preservado dos grãos de pólen e esporos.

O nível 210 cm (8.771 a 9.088 anos cal AP /  $\delta^{13}\text{C}$  -23.0‰), mais próximo à base na camada preta, apresentou os menores valores representativos para vegetação arbórea-arbustiva, com o predomínio de herbáceas. As famílias de Asteraceae (35%) e Poaceae (28%) são os táxons predominantes. Ervas e arbustos das famílias Rubiaceae (1%) e Myrtaceae (2%) são minimamente representadas. Dentre as pteridófitas, a do gênero *Polypodium* (10%) foi predominante.

No nível 160 cm (7.260 a 7.424 anos cal AP /  $\delta^{13}\text{C}$  -22.7‰), também houve o predomínio de grãos de pólen de elementos herbáceos e arbustivos seguido por esporos de pteridófitas e de briófitas. Dentre os elementos herbáceos e arbustivos, a Poaceae (37%) também é o táxon predominante seguida por Asteraceae com 30%. Outras famílias como Myrtaceae (2%) e Rubiaceae (2%) também são registradas nesse nível. Dentre as pteridófitas, as do tipo *Polypodium* (22%) e *Blechnum* (5%) foram predominantes.

O nível a 85 cm (4.835 a 5.041 anos cal AP /  $\delta^{13}\text{C}$ : -25.8‰), ocorreu o predomínio de grãos de pólen herbáceo-arbustivos seguidos por esporos de pteridófitas e de briófitas e, em menor porcentagem, os grãos de pólen arbóreos. Apesar dos elementos arbóreos não serem expressivos, é o único nível em que aparecem as famílias representativas de estratos arbóreos, como a Cannabaceae com o gênero *Celtis* e Aquifoliaceae com o gênero *Ilex*. Dentre os elementos herbáceos e arbustivos, a Poaceae (40%) é o táxon predominante, seguido por Asteraceae (27%), com os gêneros tipo *Baccharis* (26%) e *Vernonia* (1%). Ervas e arbustos das famílias Euphorbiaceae (3%), Myrtaceae (3%) e Rubiaceae (1%) são registrados nesse nível e os gêneros *Alchornea* e *Borreria* são os mais representativos. Importante pontuar que os gêneros *Alchornea* (Euphorbiaceae) e *Celtis* (Cannabaceae) podem ser indicativas de floresta pioneira.

Os valores de concentração de Myrtaceae, uma família arbustiva-arbórea, foram maiores no nível 160 cm do que no nível 210 cm, indicando uma composição mais herbácea próximo a base do perfil.

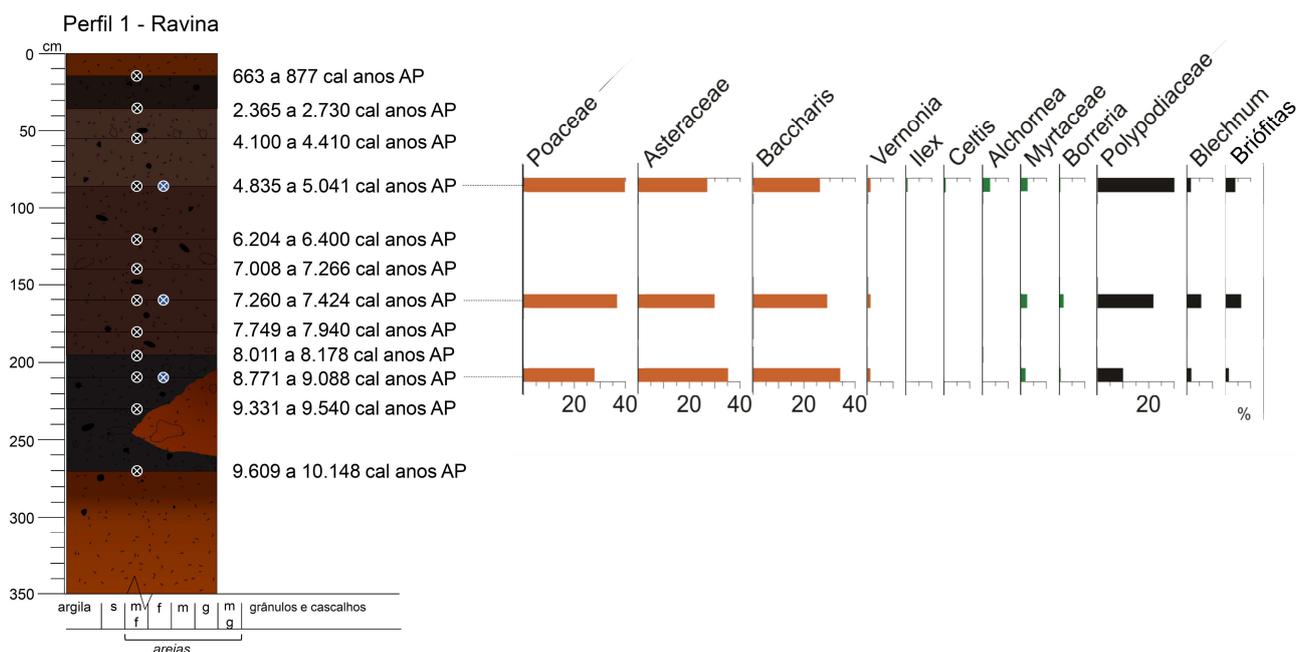


Figura 83 - Diagrama de porcentagem de pólen nos três níveis (85, 160 e 210 cm) do perfil da ravina localizado na encosta da bacia do rio Roncador. Vegetação herbácea e arbustiva = Poaceae, Borreria, Asteraceae, Baccharis, Vernonia, Myrtaceae; vegetação arbórea = Ilex, Celtis, Alchornea; samambaias = Polypodiaceae, Blechnum. Fonte: elaboração própria.

O predomínio de elementos herbáceo-arbustivos com forte presença de esporos de samambaias sugere que o local não conseguiu desenvolver uma vegetação mais desenvolvida ao longo do tempo, tendo o reinício frequente de processos sucessionais (mantendo estágios de sucessão inicial). No nível 85 cm, aparecem os gêneros *Celtis* e *Alchornea* (pioneiras), indicativas de áreas com sucessão inicial.

A alta quantidade de partículas de carvão presentes no perfil (tanto macro quanto microcarvão) abriu a hipótese de que paleoincêndios locais promoveriam rápidas transformações na vegetação que recobria essa encosta no passado, predominando os elementos herbáceo-arbustivos e samambaias. A maioria dos grãos de pólen e esporos encontrados apresentava danos mecânicos (muito quebrados e amassados) indicando condições de estresse físico e exposição a ambiente com alta energia de transporte. A exina dos palinomorfos não apresentava indícios de queima, sugerindo a deposição após os incêndios e, posteriormente o transporte que gerou os danos encontrados pela análise tafonômica.

A Tabela 35 e a Figura 84 apresentam a soma de grãos de pólen em cada profundidade e suas respectivas concentrações (grãos/cm<sup>3</sup>).

Tabela 35 - Soma de grãos de pólen e concentração de grãos de pólen/g de sedimento no perfil da ravina (Campo do Coelho, Nova Friburgo/ RJ)

	Prof. das amostras (cm)	Grãos de pólen (herb., arbusto., arb.)	Concentração de grãos de pólen/cm <sup>3</sup> de sedimento
Perfil ravina	85	983	8,02 x10 <sup>5</sup>
	160	648	4,89 x10 <sup>5</sup>
	210	790	6,91 x10 <sup>5</sup>

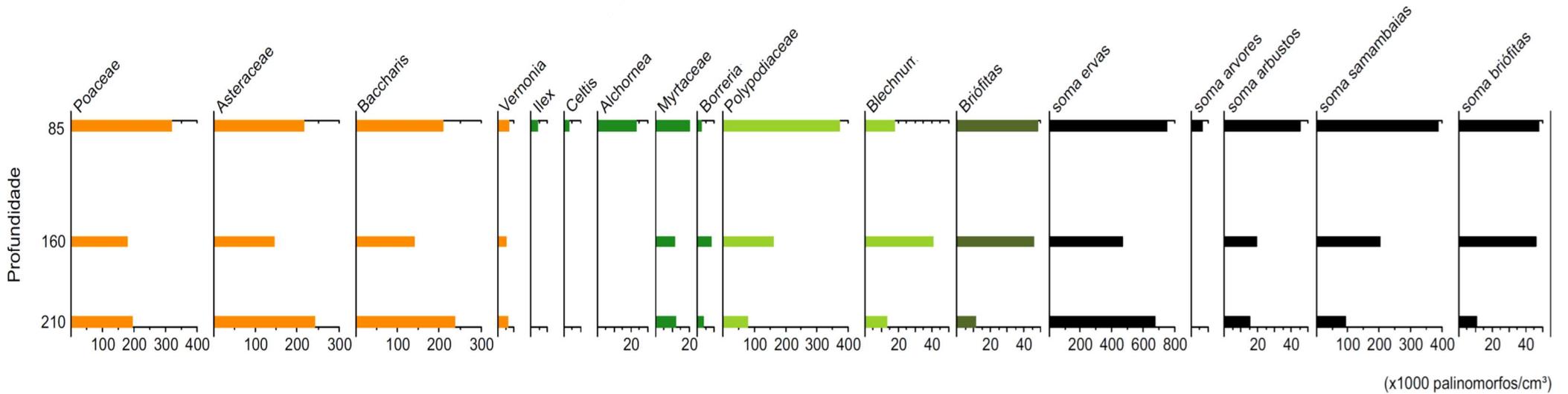


Figura 84 - Diagrama de concentração de palinóforos/cm<sup>3</sup> de acordo com os grupos estabelecidos para a encosta-piloto, Campo do Coelho, Nova Friburgo (RJ). Vegetação herbácea e arbustiva = Poaceae, Borreria, Asteraceae, Baccharis, Vernonia, Myrtaceae; vegetação arbórea = Illex, Celtis, Alchornea; samambaias = Polypodiaceae, Blechnum.

### 6.1.5 – Discussão sobre a evolução geomorfológica da encosta-piloto (Seção Campo do Coelho)

Os resultados indicam que a morfologia côncava-rasa da encosta analisada deriva, em grande parte, da recorrência do mesmo mecanismo de deslizamentos rasos durante o Holoceno, assim como ainda acontece nos dias atuais. A última ativação ocorreu no evento extremo de chuva de Janeiro de 2011, no qual outros milhares de deslizamentos foram deflagrados, predominantemente do tipo translacional raso em encostas de geometria côncava como esta investigada, conforme evidenciado por Coelho Netto *et al.*, (2013); Avelar *et al.*, (2013); Coelho Netto *et al.*, (2020), Silva *et al.*, (2022) e Silva *et al.*, (subm.).

A formação do cone coluvial com os depósitos ora investigados foi atribuída a condições incomuns de preservação devido a presença de grandes afloramentos de ortognaisse granítico que atuaram na proteção e retenção do material realocado pelos deslizamentos rasos advindos da porção superior da encosta, mesmo com o alto declive (32°) na média-encosta. Também é importante destacar o papel destes afloramentos na orientação da rede de fluxos da encosta, divergindo os fluxos d'água superficiais e subsuperficiais da parte central, formando um divisor, enquanto os eixos das concavidades laterais sofrem incisão pela convergência de fluxos d'água superficiais e subsuperficiais.

Em diferentes partes do cone coluvial da cicatriz erosiva foi observada a presença de camadas orgânicas escuras enterradas e descontínuas, preenchendo paleo-ravinas e sulcos de diferentes tamanhos. É sugerido que os processos subseqüentes de escoamento superficial do solo exposto de antigas cicatrizes erosivas geraram sulcos e ravinamentos generalizados. O transporte de colúvio rico em material orgânico preencheu essas depressões (paleo-ravinas e sulcos) ao longo da cicatriz. Em tempo recente, esse mesmo processo de preenchimento se repete, conforme observado na Figura 85.



Figura 85- Sulcos na cicatriz erosiva de Janeiro de 2011 preenchidos por material orgânico indicado nas setas tracejadas em vermelho.

A geocronologia das camadas orgânicas enterradas encontradas no cone coluvial indicam que a deposição teve início no Holoceno Inferior, onde a idade mais antiga obtida foi de 9.609 a 10.148 anos cal AP (Figura 86). No entanto, a camada situada na base do perfil, abaixo da camada preta (>270 cm), de coloração bruno-forte também foi interpretada como um material remobilizado.

Lâminas desse material mostraram composição mineralógica rica em feldspato, mica e quartzo. Apesar de apresentar uma composição saprolítica típica, o material não apresenta uma morfologia de saprolito, apresentando paletas de mica queimadas, bordas de quartzo fraturadas além da presença de diversos fragmentos de carvão dispersos e sem orientação, sugerindo que essa camada da base também possui natureza coluvial, derivado da remobilização do material saprolítico da porção superior da encosta.

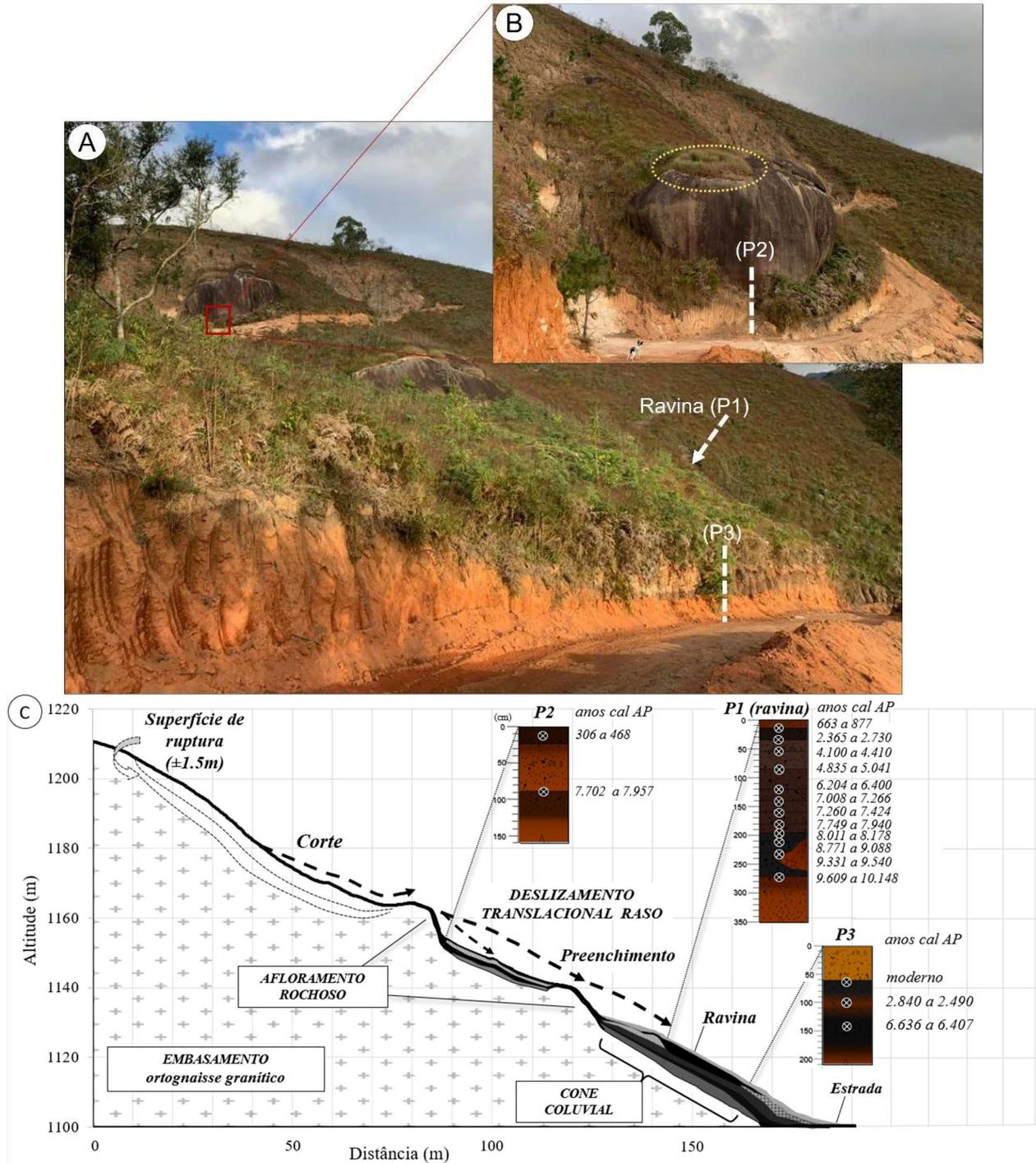


Figura 86 - Encosta côncava-rasa após abertura de estrada em setembro de 2021 (Foto: A.C Facadio). (A) Visão geral mostrando a descontinuidade espacial das camadas escuras enterradas; (B) detalhe de um nível de camada escura enterrada abaixo do afloramento rochoso de ortognaise granítico e, no círculo amarelo, neossolos regolíticos escuros como um dos materiais-fonte; (C) geocronologia da encosta-piloto e modelo de corte e preenchimento do material transportado da parte superior da encosta e preenchendo o cone coluvial a jusante. Fonte: elaboração própria.

O perfil detalhado no cone coluvial no interior da ravina (P1), composto por camadas orgânicas sobrepostas apresenta semelhanças de composição e dos aspectos texturais, o que em um primeiro momento, dificultou a diferenciação das camadas pela proximidade e mesma área-fonte do material (parte superior da encosta). No entanto, as variações de cores detectadas ao longo do perfil nortearam a individualização dessas camadas. Diversos fragmentos de cascalhos, seixos e matações heterogêneos, angulosos e sub-angulosos misturados e com diferentes estágios de intemperismo corroboram com a natureza coluvial dos materiais.

Importante destacar que na superfície dos afloramentos rochosos há a presença de neossolos regolíticos com horizonte húmico e na porção superior da encosta há o desenvolvimento de cambissolos com horizontes A proeminentes. A interpretação sugerida é de que o material orgânico encontrado nas camadas dos depósitos coluviais a jusante da encosta e no interior da ravina, nos três perfis levantados, tenha sido originado a partir do transporte de neossolos regolíticos, que evoluíram na superfície dos afloramentos de ortognaisse granítico, assim como do transporte de cambissolos com horizonte A húmico e A proeminentes que foram remobilizados por paleo-deslizamentos (translacionais rasos) da porção superior da encosta. No entanto, maiores informações sobre a evolução pedológica desses solos ainda precisam ser elucidadas.

A respeito da tafonomia, em geral, os grãos de pólen e esporos presentes nos níveis analisados encontravam-se quebrados e amassados, sugerindo que essa área no passado foi um ambiente de alta energia, capaz de danificar a estrutura da exina, parte externa altamente resistente dos grãos de pólen e esporos. Este fato corrobora com a interpretação de que deslizamentos atuaram ao longo do Holoceno na evolução da morfologia côncava da encosta. Outra evidência se dá pelas discontinuidades detectadas na razão silte/argila que dão suporte a interpretação de que o material não foi desenvolvido *in situ* pois não segue a variação de um perfil de intemperismo típico.

O predomínio de elementos herbáceo-arbustivos encontrados na análise palinológica, com a presença de esporos de samambaias sugere que a vegetação não se desenvolveu nos três níveis levantados, tendo o reinício frequente de processos sucessionais, o que é corroborado pela praticamente ausência de gêneros de estratos arbóreos. No nível 85 cm, aparecem os gêneros *Celtis* e *Alchornea* que são característicos de florestas pioneiras, indicando uma sucessão inicial.

A marcante presença de fragmentos de carvão de diferentes classes de tamanho demonstra que paleoincêndios holocênicos foram frequentes no local e possivelmente estão associados a este

reinício de processos sucessionais ao longo do tempo. A alta quantidade de partículas de carvão presentes no perfil levou à interpretação de que paleoincêndios locais promoveriam rápidas transformações na vegetação que recobria essa encosta no passado, o que poderia gerar mudanças na regulação hidrológica e influenciado a detonação de deslizamentos rasos pretéritos.

A formação do cone coluvial resultou em, pelo menos, cinco eventos erosivos-deposicionais que são testemunhados pela sobreposição das camadas orgânicas de coloração variadas presentes no interior da ravina. Esses eventos formaram o pacote deposicional até atingir o ajuste de declive da encosta. O material transportado no último evento de Janeiro de 2011 está representado apenas nos primeiros 15 cm do P1 e, aparece com uma espessura maior no P3, sendo representado por uma camada de 60 cm de espessura sobreposta a um horizonte orgânico de idade moderna (< 1950 anos).

Esses eventos erosivos-deposicionais possuem recorrências variadas ao longo do Holoceno, o que sugerem a episodicidade da evolução da encosta-piloto, abrindo a hipótese de que em curtas flutuações de regimes mais secos ainda dentro de períodos úmidos, caracterizados por regimes com estiagens prolongadas e chuvas mais concentradas, os eventos de alta intensidade de precipitação aliados à uma vegetação mais rarefeita composta por herbáceas-arbustivas (atraso do retorno da cobertura florestal) podem se configurar como períodos de maior instabilidade morfodinâmica da paisagem, onde os deslizamentos rasos constituem o mecanismo de evolução principal responsável pela morfologia côncava-rasa da encosta investigada. Isso estaria de acordo com o modelo clássico de evolução de encostas para as áreas cristalinas do SE Brasil durante o Quaternário tardio proposto por Bigarella *et al.*, (1965), onde destacam justamente os momentos de transição climática como períodos-chave caracterizados pela instabilidade morfodinâmica da paisagem, principalmente àqueles relacionados a flutuações episódicas secas dentro de fases climáticas úmidas, o que não tem necessariamente relação com uma fase semi-árida. Esses autores pontuam que durante as flutuações para o seco dentro da época úmida, isto é, durante curtas oscilações que acarretam na rarefação da vegetação:

“as vertentes também foram submetidas à ação do escoamento superficial o qual contribuiu para remoção parcial do manto de intemperismo e causou uma série de ravinamentos incipientes que evoluíram para sulcos mais profundos no terreno [...]. Deve-se ressaltar que, durante estas curtas flutuações climáticas, os movimentos de massa devem ter agido conjuntamente com o escoamento superficial sendo, no estágio atual da pesquisa, difícil demarcar com nitidez os limites da ação destes dois processos. Pelo estudo dos depósitos das vertentes (colúvios), entretanto, verifica-se que houve uma preponderância indiscutível dos movimentos de massa como agentes morfológicos” (Bigarella *et al.*, 1965, p.:114-115).

Um pacote sedimentar similar a essas condições da encosta-piloto podem ser comparadas ao depósito encontrado no maciço alcalino de Itatiaia (Serra da Mantiqueira/RJ) por Modenesi (2000). A autora indica que as sequências colúvias holocênicas encontradas consistem em espessos horizontes A formados pela adição contínua de materiais superficiais altamente evoluídos, sobrepondo horizontes A parcialmente erodidos. As datações de radiocarbono encontradas nos colúvios formados por horizontes A humificados, em um mesmo perfil, indicam idades holocênicas de  $7.950 \pm 100$  (8.985 a 9.596 anos cal AP) na base e  $2.790 \pm 80$  (3.219 a 2.512 anos cal AP) no topo. Para esse caso, a autora relata que as sequências colúvias corresponderiam a um processo de superposição contínuo; e não necessariamente a uma sucessão de fases de erosão e deposição, com interrupção da pedogênese, como observado no planalto cristalino de Campos do Jordão (Modenesi, 1984; 1988; 2000).

No platô da Serra da Bocaina (Serra do Mar, SE-Brasil), Hiruma *et al.*, (2013) também encontram sequências colúvias holocênicas com camadas orgânicas enterradas. Um dos perfis levantados, mostra uma sequência de pelo menos três camadas de colúvios intercaladas a camadas orgânicas que variam a idade entre  $11.000 \pm 70$  (12.740 a 13.095 anos cal AP) na base e  $650 \pm 50$  (506 a 676 anos cal AP) e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que também testemunham variações da cobertura vegetal entre plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  (-21,3‰ e -17,3‰, respectivamente).

Apesar dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos indicarem uma cobertura vegetal tipicamente composta pelo tipo  $\text{C}_3$ , indicativa de cobertura florestal ao longo de todo o Holoceno, um enriquecimento nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  foi verificado entre 160 a 210 cm, correspondendo ao período entre 7.260 e 9.088 anos cal AP. Isso possivelmente está relacionado a mistura de vegetação do tipo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  devido a presença de uma composição de vegetação mais aberta, sugerindo um sinal climático mais seco (menos úmido) no local durante este período. Dessa forma, um regime de estiagem prolongada típica de condições mais secas com chuvas mais concentradas resultaria em uma rarefação da cobertura florestal e a incidência maior de incêndios, tornando a encosta mais suscetível aos processos de denudação por meio de deslizamentos rasos.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir do nível 85 cm (4.835 a 5.041 anos cal AP) aumentam para a representação de plantas  $\text{C}_3$ , sugerindo sinais de condições climáticas mais úmidas que perduram até 663 a 877 anos cal AP, a partir do qual a tendência é novamente um enriquecimento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Considerando o regime climático em uma escala mais regional, estudos palinológicos situados próximos a área do presente estudo (~45 km de distância), conduzidos por Behling e Safford (2010) e Portes *et al.*, (2020) dentro do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (Serra do Mar do Rio de Janeiro) com altitudes de 2.130 e 2.003 m, respectivamente, indicam sinais de alteração da cobertura vegetal e regime de fogo condizentes com condições mais secas durante o Holoceno Inferior (11.700 a 8.200 anos). Segundo os autores, até o Holoceno Médio, os campos de altitude (vegetação herbácea arbustiva >1.500 ~1.800 m) expandiram sob condições climáticas mais secas e, desde 5.640 anos AP, o clima se tornou úmido com curtos períodos secos, o que ocasionou a expansão da cobertura florestal úmida (Floresta Atlântica Montana).

De acordo com Portes *et al.*, (2020) entre 4.480 e 9.840 anos cal AP, os campos de altitude foram a vegetação dominante, sugerindo um sinal climático de regime mais seco, onde incêndios eram relativamente frequentes e de alta magnitude durante o Holoceno Inferior, mas tornaram-se mais raros no Holoceno Médio após 4.480 anos cal AP, quando o clima se tornou mais úmido. As mudanças na vegetação, como o aumento acentuado do pólen de Poaceae e retração de *taxa* de Floresta Atlântica provavelmente estão relacionados com as condições mais secas no início do Holoceno, que perduraram até cerca de 4.910 anos <sup>14</sup>C AP (5.640 anos cal AP). As condições mais úmidas e quentes registradas são apontadas para os últimos 1.350 cal anos AP devido ao aumento da cobertura florestal e a quase total ausência de fogo após este período. Os autores apontam os últimos 1.000 anos como o período mais úmido registrado para todo o Holoceno.

Os registros de carvão obtidos no presente estudo, observados ao longo de todo o perfil dentro da ravina (P1), assim como nos perfis P2 e P3, indicam a ocorrência de paleoincêndios na encosta-piloto desde o início do Holoceno. A expressiva quantidade de fragmentos de carvão encontradas no perfil possivelmente também atuam na pigmentação dessas camadas mais escuras. Alguns estudos abordam sobre o processo de humificação a partir da decomposição do carvão que auxilia na pigmentação escura de horizontes, conforme apontado Marques *et al.*, (2015) e Pereira *et al.*, (2022).

Nas lâminas dos três níveis analisados em detalhe, as partículas de carvão contabilizadas por classes de tamanho mostram que no Holoceno Inferior, entre 8.635 e 9.254 anos cal AP (nível 210 cm), a quantidade de partículas de carvão era maior e foi, progressivamente, diminuindo nos dois níveis acima (7.024 a 7.491 anos cal AP e 4.071 a 4.527 anos cal AP; níveis 160 cm e 85 cm, respectivamente) durante o final do Holoceno Médio. O período entre 8.635 a 9.254 anos cal AP

também apresentou os menores valores representativos para vegetação arbórea, com o predomínio de herbáceas e samambaias. Apesar do nível mais superficial (4.071 a 4.527 anos cal AP) os indivíduos arbóreos não serem expressivos, foi identificada a presença de famílias representativas de estratos arbóreo-arbustivo como Cannabaceae, com o gênero *Celtis* (pioneira) e Aquifoliaceae com o gênero *Ilex*.

Incêndios holocênicos de diferentes frequências e magnitudes são testemunhados por estudos paleoecológicos em áreas montanhosas no Sudeste do Brasil, tal como Verissimo *et al.*, (2012), Portes *et al.*, (2018), Behling *et al.*, (2020), Portes *et al.*, (2020). Behling e Safford (2010) corroboram que incêndios eram frequentes na Serra dos Órgãos (Serra do Mar/ RJ) durante o Holoceno. O regime de fogo aliado às flutuações de umidade e temperatura reflete diretamente na dinâmica do mosaico de florestas tropicais e herbáceas-arbustivas. Sinais de regimes climáticos mais secos ao longo do Holoceno têm sido associados a alta incidência de fogo e ao predomínio de vegetação herbácea-arbustiva que, por sua vez, consistem em uma cobertura vegetal mais propensa a ignição e propagação do fogo quando comparada às florestas tropicais úmidas. Apesar da suposição de que paleoincêndios holocênicos estejam vinculados a causas antropogênicas, ainda faltam maiores evidências, sendo mais comum a associação com regimes mais secos, vegetação rarefeita, através de ignição natural pela incidência de raios, alta radiação e pelo próprio atrito da vegetação seca.

É importante pontuar que as alterações detectadas na biota podem refletir na diferença de comportamento hidrológico e mecânicos dos solos, definindo variações de entrada e saída de água no sistema-solo e dinâmica hidrológica de superfície e subsuperfície. Implicações sobre a manutenção e permanência de uma cobertura vegetal composta predominantemente por herbáceas e samambaias pós-fogo devem ser consideradas na dinâmica hidroerosiva dos sistemas de encostas, principalmente no que diz respeito aos mecanismos associados à detonação de deslizamentos translacionais rasos (Coelho Netto *et al.*, *subm.*).

Ainda são raros os estudos que tratam sobre as transformações da vegetação por fogo recorrente com relação aos seus efeitos no comportamento hidrológico e mecânico dos solos com relação à estabilidade frente aos deslizamentos rasos. Alguns trabalhos vêm destacando a ocorrência de deslizamentos rasos após incêndios florestais como Meyer *et al.*, (2001); Cannon e Gartner, (2005) e Rengers *et al.*, (2020) Abdollahi *et al.*, 2023; Coelho Netto *et al.*, *subm.*). De acordo com Parise e Cannon (2012), o aumento da umidade do solo pós-fogo, devido a diminuição

da evapotranspiração e a perda de ancoragem promovido pelo sistema radicular devido a morte de indivíduos arbóreos, pode resultar na diminuição da coesão do solo e aumentar a probabilidade de ocorrência de deslizamentos. Tem sido discutido os efeitos diretos e indiretos do fogo nas propriedades hidrológicas e mecânicas do solo e alteração da estrutura, composição e da vegetação. Mudanças tanto na estrutura do solo em termos de densidade, porosidade, formação de agregados, queima da matéria orgânica, quanto na composição, estrutura e funcionalidade da vegetação que afetam as relações de entrada-saída da água do solo, perda de ancoragem do solo pela decomposição da rizosfera (Figura 87), tempo de retorno da vegetação, dentre outros fatores são evidenciados.



Figura 87 - Entubamentos no solo por raízes mortas decompostas abaixo de um paleo-horizonte A. Esses enraizamentos favorecem a entrada e percolação d'água em subsuperfície porém não confere o efeito de ancoragem no solo, comprometendo a estabilidade da encosta ((Foto: Ana C. Facadio e Leticia.Bolsas).

Recentemente, dois episódios de incêndios induzidos ocorreram na encosta-piloto, nos anos de 2014 e 2019 (Figura 88). Estudos geomorfológicos funcionais com monitoramento hidrológico de sucção do solo em diferentes profundidades (10, 20, 50, 100, 150 e 220 cm),

conduzidos na encosta-piloto por Marques *et al.*, (2018), Coelho Netto, Facadio e Bolsas (2021) e Coelho Netto *et al.*, (subm.) indicaram uma cobertura mais rarefeita em condição pós-deslizamento e pós-fogo, composta predominantemente por herbáceas-arbustivas e samambaias, conforme ilustrada na Figura 89.



Figura 88 - Incêndio induzido por ação humana na encosta-piloto (Campo do Coelho, Nova Friburgo/ RJ) em setembro de 2019. (Fotos: Ana C. Facadio e Leticia.Bolsas). (A) de afloramento de ortogaisel. (B) visão do cone coluvial e da ravina a direita. (C) Ravina em Janeiro de 2021.

Essa vegetação apresenta uma rizosfera pouco profunda ( $>40$  cm), não propiciando o efeito de ancoragem do solo. Além disso, esses autores verificaram baixos valores de sucção na matriz do solo ( $- 20$  Kpa) com cobertura de vegetação herbácea-arbustiva em profundidades entre 100 e 220 cm, apresentando conservação da umidade mesmo em longos períodos de estiagem de chuva (Marques *et al.*, 2018). Principalmente durante o verão (estação chuvosa), caracterizada por eventos de precipitação com alta intensidade, essa condição pode ser associada a uma maior propensão à ocorrência de deslizamentos translacionais rasos, já que as condições de umidade antecedente são favorecidas em profundidades críticas.



Figura 89 - (A) Encosta-piloto após incêndio em setembro de 2019. (B) e (C) Em detalhe a área da cicatriz 6 dias após o incêndio, ainda com solo exposto na parte superior da encosta e uma camada fina de cinzas (>2cm) derivada do consumo da vegetação herbácea-arbustiva. (D) Imagem de 11 de outubro de 2019 com 21 dias após o fogo; (E) Imagem em 12 de dezembro de 2019, com 83 dias após o fogo; (F) imagem de 17 de janeiro de 2020, com 119 dias após o fogo e (G) imagem de 20 de junho de 2020, com 274 dias após o fogo e retorno da vegetação herbácea-arbustiva, composta predominantemente por gramíneas da família da Poaceae, dentre as quais a *Melinis minutiflora* e samambaias como a *Pteridium arachnoideum*. (Fotos: Ana C. Facadio e Leticia Bolsas *in*: Coelho Netto *et al.*, *subm.*).

Em curto prazo, o ritmo acelerado de alterações no mosaico da paisagem promovidas por sucessivos ciclos econômicos, aliado a expansão das manchas urbanas, conversão em áreas de pastagem e monoculturas tem suprimido em larga escala as áreas de cobertura de florestas das

encostas e fundos de vale. Atualmente, os ecossistemas associados encontram-se altamente fragmentados e degradados. Bolsas et al. (2020) indica que no município de Nova Friburgo, os incêndios são fenômenos recorrentes, sendo levantados 1.427 atendimentos ao combate de incêndios florestais apenas entre o período de 2014 e 2017, com os meses mais críticos ultrapassando 400 ocorrências.

Intensas alterações de cobertura do solo e regime alterado do fogo destacam-se como elementos fundamentais associados ao processo de savanização e secundarização no bioma da Mata Atlântica (Sansevero *et al.*, 2020; Silverio *et al.*, 2013), resultando na grande dominância de espécies pioneiras, além da degradação florestal e a perda das funções florestais, sejam hidrológicas, mecânicas ou mesmo ecológicas.

Sansevero *et al.*, (2020) avaliam que esses distúrbios podem conduzir às florestas a um novo estado, distinto em termos de estrutura, composição de espécies e funcionalidade, apresentando como resultado da alta incidência de fogo, uma vegetação semelhante a ecossistemas típicos de savana (*savana-like state*).

No atual cenário de mudanças climáticas, o aumento na frequência de eventos extremos de precipitação detectado para o para o Sudeste (Figueiró e Coelho Netto, 2011; Teixeira e Satyamurty, 2011; Zilli *et al.*, 2016; Marengo *et al.*, 2021), aliado ao aumento das estiagens, concentração de chuvas e maior incidência de incêndios indutores da degradação dos fragmentos remanescentes da floresta secundária tropical Atlântica, apontam para um cenário de intensificação desses fenômenos naturais indutores de desastres socioambientais em relação ao período geológico antecedente às intervenções.

Pensando a longo prazo de tempo sobre a evolução da morfologia da encosta, esse mecanismo aparenta ter funcionado de modo semelhante durante os eventos ocorridos no Holoceno. A reincidência de fogo na encosta desde o início do Holoceno possivelmente tem implicações na manutenção e permanência de uma cobertura vegetal composta predominantemente por herbáceas-arbustivas e samambaias pós-fogo. Dessa forma, o comportamento hidrológico nesse tipo de cobertura vegetal poderia refletir em condições no solo que potencializariam a ocorrência de deslizamentos translacionais rasos na encosta.

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos nos perfis nas seções estratigráficas situadas em diferentes posições de encosta (média-encosta, baixa-encosta/ sopé e encosta superior) revelam diferentes condições erosivo-deposicionais (Figura 90), tais como:

(1) Na Seção Conquista situada no setor de baixa-encosta, foi observada uma sequência coluvial holocênica de aproximadamente quatro metros de espessura, responsável pelo preenchimento de uma rampa de colúvios datada na base em 11.977 a 11.604 anos cal AP, marcando a transição Pleistoceno-Holoceno, em sobreposição a uma espessa camada orgânica pleistocênica datada no topo em 19.540 a 19.130 anos cal AP. Essa seção registra o final do Último Máximo Glacial no Pleistoceno Superior e marca a transição para o Holoceno, mostrando que a história evolutiva recente dessa encosta é marcada por período de instabilidade morfodinâmica responsável pelo espesso preenchimento da rampa coluvial.

(2) Nas Seções Boa Vista e Córrego d'Antas I e II situadas em segmentos convexos da encosta que formam pequenos divisores de drenagem apresentaram idades de radiocarbono mais recentes na base das camadas orgânicas, compreendidas a partir do Holoceno Médio e datadas em 5.842 a 5.939 anos cal AP (S. Boa Vista), 6.488 a 6.932 anos cal AP (S.C. Dantas I) e 8.036 a 8.518 (S.C. Dantas II). A interpretação sugerida é de que os processos de coluvionamento mais antigos foram transportados e removidos da encosta para jusante do fundo de vale, apresentando apenas os remanescentes de depósitos de idades mais recentes.

(3) Na Seção Duas Pedras, situada na porção de média-encosta foi detectado um grande dinamismo da vegetação na sequência coluvionar. Foram detectadas, ao menos, cinco gerações de colúvios superpostos, formando um depósito com espessura variável, onde ocorrem três níveis de paleo-horizontes A enterrados, com descontinuidades bem definidas na intercalação com o material coluvionar. Esse dinamismo da cobertura vegetal foi interpretada a partir da variação dos valores de isótopos de  $^{13}\text{C}$  encontrados. Os sinais de  $\delta^{13}\text{C}$  indicaram o predomínio de plantas do tipo  $\text{C}_4$  (-15,2‰ e -16,3‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) entre 9.346 e 7.333 anos cal AP, indicando a baixa influência da dinâmica de plantas  $\text{C}_3$  no sinal isotópico de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica do solo, o que sugere um período de cobertura vegetal mais rarefeita (gramíneas) com condições climáticas mais secas durante este período, marcando a transição para o Holoceno Médio. Já a transição para o Holoceno Superior é marcada por uma gradação progressiva de aumento dos sinais de plantas do tipo  $\text{C}_3$ , indicando condições de maior umidade, atingindo o valor máximo no período de 6285 a 5.917 anos cal AP. Os últimos 284 anos para o presente

indicam novamente uma rarefação da cobertura vegetal (enriquecimento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  na parte superior do perfil a 15 cm), que pode ter associação com causas antropogênicas.

(4) Na Seção Campo do Coelho (denominada como encosta-piloto) condições específicas levaram a formação um cone coluvial a jusante de um afloramento rochoso (~10 metros) na posição de média-encosta, responsável por reter e preservar um espesso depósito (> 3,5 metros) de camadas coluvionares sobrepostas, mostrando variação de idades entre 10.161 a 9.555 cal anos AP próximo a base e 910 a 572 anos cal AP no topo. Nessa encosta, informações de maior detalhe foram levantadas visando decodificar os condicionantes paleoambientais vinculadas a evolução da morfologia da encosta. Os resultados obtidos para esta encosta investigada permitem concluir que a dinâmica evolutiva é conduzida pela recorrência episódica de deslizamentos rasos, onde a regulação dos intervalos responde às variações bioclimáticas ao longo do Holoceno. Sugere-se que as oscilações climáticas intra-holocênicas e as respostas na cobertura vegetal detectadas aliada às alternâncias de incidência de fogo, influenciam na dinâmica hidroerosiva dos processos que governam a evolução da encosta. Considera-se importante avaliar não apenas os períodos de transição climática como períodos-chave de caracterização de instabilidade morfodinâmica da paisagem, mas dar ênfase nas curtas flutuações climáticas e suas respostas no regime de distribuição de chuvas, dinâmica da vegetação e frequência de incêndios indutores da degradação da cobertura florestal. Ressalta-se que as alterações detectadas na biota podem refletir em comportamentos diferenciados do ponto de vista hidrológico e mecânico que afetam a estabilidade da encosta, definindo variações de entrada e saída de água no sistema-solo e alterações na dinâmica hidrológica de superfície e subsuperfície. Os resultados obtidos na encosta-piloto com relação as análises palinológicas e tafonômicas mostraram o predomínio de uma vegetação herbácea-arbustiva de gramíneas e samambaias (*Poaceae*, *Asteraceae*, *Baccharis*, *Polypodium*) assim como vegetação pioneira (*Alchornea* e *Celtis*) com predomínio de grãos de pólen com danos mecânicos devido às condições de estresse físico e ambiente de alta energia de transporte. Diversas partículas carbonizadas de variados tamanhos também foram detectadas ao longo de todo o perfil, indicando a ocorrência de paleoincêndios holocênicos no local. Essa condição de reincidência de fogo foi interpretada como um elemento importante no reinício de processos sucessionais da vegetação que recobria essa encosta no passado. Implicações sobre a manutenção e permanência de uma cobertura vegetal composta predominantemente por herbáceas e samambaias pós-fogo devem ser investigadas por estudos futuros com relação a dinâmica hidrológica e mecânica do solo, principalmente no que diz respeito aos mecanismos associados as condições de ruptura e detonação de deslizamentos rasos induzidos por chuvas extremas.

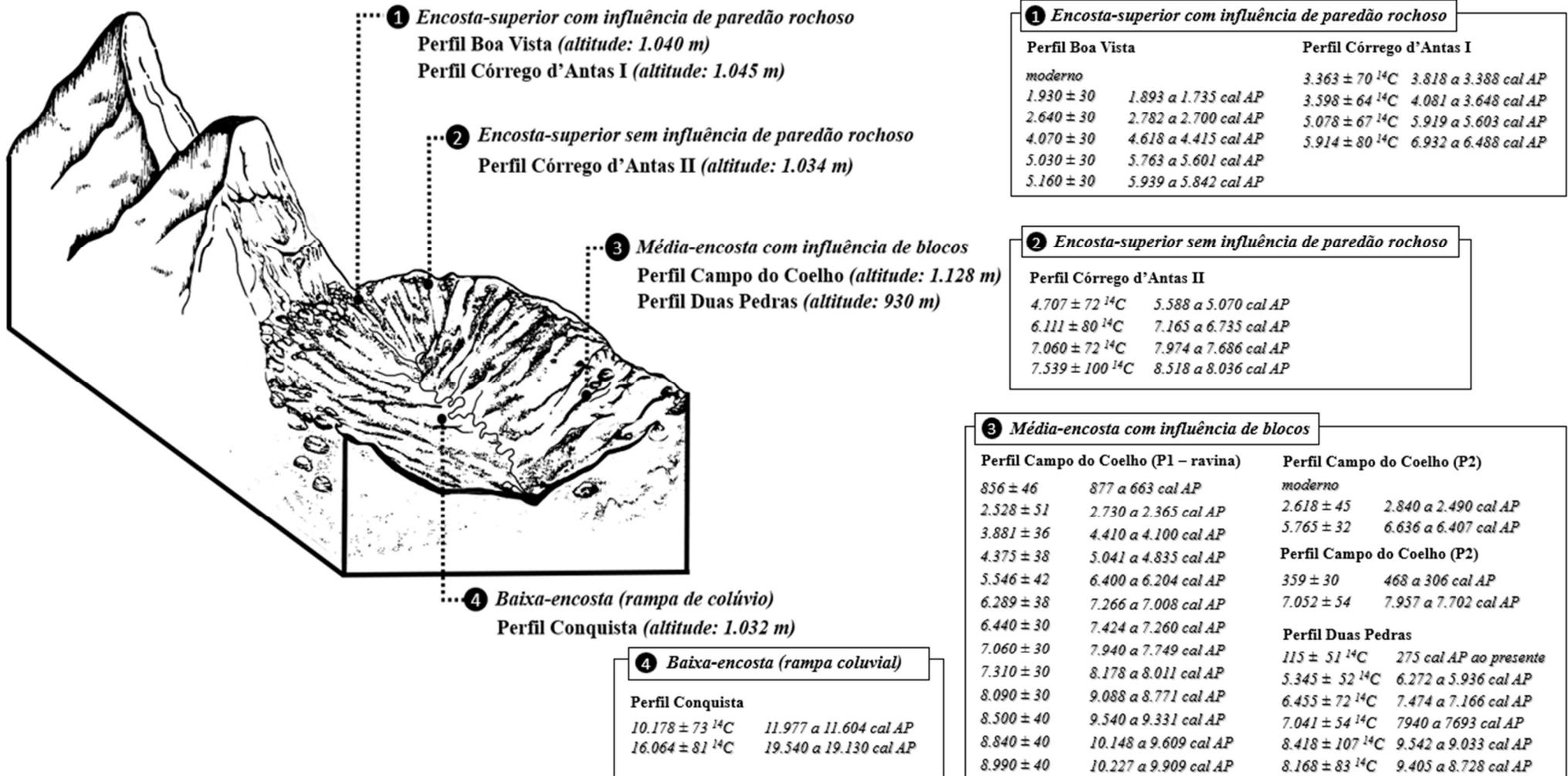


Figura 90 - Esquema do contexto geocronológicos das seções levantadas neste estudo em diferentes setores de encosta no município de Nova Friburgo, Região Serrana do Rio de Janeiro. Esquema elaborado pela autora.

Entender como esses fenômenos operam hoje permite elucidar como podem ter atuado no passado e proporciona um entendimento maior sobre a evolução desses ambientes montanhosos em região tropical úmida. Certamente o arranjo dos elementos dispostos no sistema da paisagem, a interação entre os condicionantes de terreno, assim como as taxas em que operaram e operam os processos estão sujeitas a transformações ao longo do tempo.

Do ponto de vista geocológico, essa paisagem montanhosa sofreu mudanças significativas tanto em virtude das mudanças climáticas e ambientais em uma escala maior de tempo (ex.: variações paleoclimáticas e ecológicas e de regime de fogo ao longo do Quaternário), quanto em resposta às mudanças massivas promovidas pelo uso histórico em tempo recente. O ritmo das transformações ambientais em que os sistemas da paisagem estão sujeitos nos dias atuais, assim como a herança de sucessivos ciclos econômicos predatórios que promoveram a supressão e degradação em larga escala dos ecossistemas associados a Floresta Atlântica refletem diretamente na exposição e risco frente aos eventos climáticos extremos.

As alterações detectadas no regime de distribuição de chuvas para o município de Nova Friburgo a partir de séries históricas longas (apresentadas tópico 4.2.2) mostram uma tendência de aumento do número de dias secos; diminuição das classes de chuva diária entre 2 mm/ dia até < 50mm/dia, e tendência de aumento das classes de chuva diária de maior magnitude (> 50 mm/dia e > 100mm/ dia). Esse cenário reflete as mudanças climáticas em curso, cujo aumento da frequência de eventos de chuva potencialmente indutoras de deslizamentos, aliada às sucessivas transformações de uso e cobertura da terra (com a remoção, degradação e fragmentação dos remanescentes florestais, expansão de áreas de pastagem, aumento da frequência de incêndios induzidos, cortes de estrada, deficiências de drenagem, dentre outros fatores) promovem mudanças significativas nos sistemas de encosta, refletindo na suscetibilidade do terreno frente aos deslizamentos.

Devido à alta variabilidade espacial-temporal da chuva, é difícil conceber a mesma trajetória do evento catastrófico de 2011, ou quando (recorrência temporal) e onde (recorrência espacial) ocorrerá o próximo evento. No entanto, estudos diagnósticos dos condicionantes de terreno em escala de detalhe são fundamentais para o diagnóstico de áreas suscetíveis e para o norteamento de políticas públicas, principalmente com relação a políticas de redução de desastres no que tange o planejamento e gestão territorial das áreas ocupadas em encostas e fundos de vale das áreas montanhosas. Os vestígios do período geológico recente ainda impressos evidenciam que os deslizamentos atuaram (e continuam atuando) como os principais agentes da evolução geomorfológica dessa paisagem montanhosa.

Muitas questões permanecem em aberto para desdobramentos e investigações futuras, dentre as quais, sugere-se:

- (1) Avanços sobre a compreensão da evolução pedogenética dos solos nas encostas que tiveram as seções levantadas e expansão para outras áreas em que foram detectadas camadas orgânicas enterradas, buscando maiores informações sobre os atributos físicos e químicos dos solos, além de análise micromorfológica para subsidiar o entendimento sobre o desenvolvimento desses solos.
- (2) Estudos sobre a dinâmica de paleoincêndios, sobretudo ao longo do Holoceno, dentro dos perfis levantados e expandir para outras áreas de ocorrência das camadas orgânicas enterradas, principalmente em ambientes mais propícios a preservação dos palinomorfos para decodificar as relações paleoambientais de transformação da vegetação e dinâmica hidroerosiva. Buscar evidências em outros pontos amostrais de que a incidência de paleoincêndios nas encostas poderia ter atuado na manutenção de uma vegetação que favorece as condições de ruptura do sistema de encosta.
- (3) Estudos geomorfológicos funcionais sobre as respostas do fogo na dinâmica hidrológica e erosiva dos solos, pensando nas transformações da vegetação expostas a incêndios recorrentes e seus possíveis efeitos no comportamento hidrológico e mecânico dos solos com relação à estabilidade frente aos deslizamentos rasos.
- (4) Compilação e comparação do conjunto de dados geocronológicos regionais no domínio de colinas da região sudeste com a geocronologia do domínio montanhoso, buscando avaliar se existem diferenças no padrão de evolução geomorfológica da paisagem (se episódico e/ou progressivo) nesses dois compartimentos.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. (1962) **Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental**. Boletim da Universidade do Paraná, Geografia Física 2, 1–32.
- AB'SÁBER, A. N. (1966) **O domínio dos “mares de morros” no Brasil**. Geomorfologia, São Paulo, n. 2, p. 1-9.
- AB'SÁBER, A.N (1977) **Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários**. Paleoclimas, 3, 1–19.
- ABREU, M.A. (1997) **A cidade e os temporais: uma relação antiga**. In: Tormentas Cariocas/Coordenação Luiz Pinguelli Rosa [e] Willy Alvarenga Lacerda. - Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 1997.
- ALMEIDA, F. F. M. (1976) **The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências 48, Supplement, 15–26.
- ANDREIS, R.R. (1981) **Identificación e importancia geológica de los Paleosuelos**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 67 p.
- AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. (1992) **Fluxos d'água subsuperficiais associados à origem das formas côncavas do relevo**. 1a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (1a COBRAE). ABGE/ABMS, Rio de Janeiro: 709-720
- AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. ; LACERDA, W.A ; BECKER, L. B. ; MENDONA, M.B. (2013) **Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil**. In: The Second World Landslide Forum, 2011, Roma. Landslide Science and Practice. Berlin: Springer-Verlag. v. 4. p. 265-270.
- AVELAR, A.S., NETTO, A.L.C., LACERDA, W.A., BECKER, L.B., MENDONÇA, M.B. (2013). **Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil**. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (eds) Landslide Science and Practice. Springer, Berlin, Heidelberg.
- AVELAR, A.S; LACERDA, WILLY, W.A. & COELHO NETTO, A.L. (2006) **Mecanismos de iniciação de fluxos detriticos no Maciço da Tijuca, Rio de Janeiro (RJ): o caso da encosta do Soberbo**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 7, p. 73-83.
- BAKER, V.R. (2011) **Global planetary change and catastrophic earth-surface evolution: implications for modern geomorphological research**. Geographia Polonica, vol. 84, Special Issue Part 2, p.5–14.
- BALESDENT, J., GUILLET, B. (1982) **Les datations par le <sup>14</sup>C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques**. Sciences du sol 2, p. 93-112.
- BARATA, F.E. (1969) **Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro**. 7th Int. Confer. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico: p. 507-516.

- BARROS, L.R.L.; Costa, R.V.C. e Avelar, A.A.(2017) **A Influência da Geologia nos Estudos dos Movimentos de Massa Ocorridos na Região de Nova Friburgo em 2011, Estado do Rio de Janeiro**. Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ.Vol.40-3/2017. p.377-385.
- BARTH, O.M. 1971. **Catálogo sistemático dos pólenes das plantas arbóreas do Brasil Meridional**. In: Memórias do Instituto Oswaldo Cruz, vol. 69, n.3.
- BARTH, O.M. 1972. **Catálogo sistemático dos pólenes das plantas arbóreas do Brasil Meridional**. In: Memórias do Instituto Oswaldo Cruz, vol. 70, n.1.
- BARTH, O.M. e colaboradores (1962 – 1976). **Catálogo sistemático dos pólenes das plantas arbóreas do Brasil Meridional**. Partes I a XXIV. Mem. Inst. Oswaldo Cruz.
- BARTH, O.M.; MELHEM, T.S. (1988) **Glossário ilustrado de Palinologia**. Campinas: Universidade de Campinas, 75p.
- BEHLING, H. (1995) **A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history**. Journal of Paleolimnology November, Vol.14, Issue 3, p 253-268.
- BEHLING, H. (1997) **Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, 407–422.
- BEHLING, H.; JANTZ, N.; SAFFORD, H. D. (2020) **Mid- and late Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra do Itatiaia, Rio de Janeiro State, southeastern Brazil**. Review of Palaeobotany and Palynology, Volume 274, 104152, ISSN 0034-6667.
- BEHLING, H.; LICHTHE, M. (1997) **Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical SE Brazil**. Quaternary Research, 48, 348–358.
- BEHLING, H.; PILLAR, V. (2007) **Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems**. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B Biological Sciences, 362, 243–251.
- BEHLING, H.; SAFFORD, H.D. (2010) **Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, southeastern Brasil**. Global Change Biology. n.16, 1661–1671
- BEHLING, H; DUPONT, L; SAFFORD, H.D; WEFER, G. (2007) **Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil**. Quaternary International, 161, 22–31.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R., SILVA, J. X. (1965) **Processes and environments of the Brazilian Quaternary**. Prepared for the VII INQUA Congress, Fairbanks, Alaska. 69 pp. Imprensa Universitária do Paraná, Curitiba.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. (1965) **Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos**. Boletim Paranaense de Geografia 16/17, 7–16.

- BIGARELLA, J.J. E MOUSINHO, M.R. (1965) **Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas**. Bol. Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 16-17, p. 117-153.
- BIGARELLA, J.J., AB'SABER, A.N. (1964) **Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte dès Kanozoikums in Sued-Brasilien. Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v.8. p.286-312.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO DE MEIS, R. & DA SILVA, J.X. (1969) **Processes and environments of the Brazilian Quaternary, The periglacial environment** (ed. Pw T.L.), 417 - 487, Mc Gill-Queen's Univ. Press, Montreal.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. (1965) **Contribution to the study of the Brazilian Quarternary. Special Paper Geological Society of America**, v.84, p.433-451.
- BLOTT, S.J.; PYE, K. (2001) **Gradistat: A Grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments**. Earth Surface Processes and Landforms, 6, 1237-1248.
- BOLSAS, L M.; FACADIO, A.C.C.; COELHO NETTO, A.L. (2022) **Classificação de áreas suscetíveis à incendios na bacia do Córrego d'Antas Nova Friburgo (RJ): uma proposta metodológica**. Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.03 (2022) 1274-1288.
- BOUTTON, T.W (1991) **Stable carbon isotope ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments**. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Eds.) Carbon isotope techniques. New York: Academic Press, p.155-171.
- BOUTTON, T.W. (1996) **Stable carbon isotopes ratios of soil organic matter and their use of indicators of vegetation and climate change**. In Boutton, T.W and Yamasaki, S., editors, Mass spectrometry of soils. New York: Dekker, p.47-82.
- BOUTTON, T.W., COLEMAN, D.C., FRY, B (1991) **Stable carbon isotope ratios of natural materials: 2 Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments**. United States: Academic Press, Inc.
- BOUTTON, T.W; NORDT, L.C; ARCHER, S.R; MIDWOOD, I; CASAR, I. (1993) **Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their potential use as indicators of palaeoclimate In: Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere**. Proceedings of Symposium, Vienna, Austria. Org. International Atomic Energy Agency.
- BRONK RAMSEY, C. (2009). **Bayesian analysis of radiocarbon dates**. Radiocarbon, 51(1), p. 337–360.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B (2002) **Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone**. J. Climate, 15, 2377–2394.
- CASTRO, L.; SOUZA, C.; PENNA, L (2010) **Mudança climática, riscos e vulnerabilidade: um estudo dos eventos ocorridos em 1967 e 1996 na planície litorânea**

**de Caraguatatuba – SP.** Anais do XVII Encontro Nacional de Estudos Populacionais, ABEP, realizado em Caxambú- MG – Brasil, setembro.

CEVASCO, A., PEPE, G., BRANDOLINI, P. (2014). **The influences of geological and land use settings on shallow landslides triggered by an intense rainfall event in a coastal terraced environment.** Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 73, p. 859–875.

CHICHAGOVA, O. A; CHERKINSKY, A. E. (1993). **Problems in radiocarbon dating of soils.** Radiocarbon, 35(3), p. 351-362.

COCHRANE, M. 2003. **Fire science for rainforests.** Nature 421, 913–919.

COELHO NETTO, A. L. ; FACADIO, A. C. C.; BOLSAS, L. (2021) **Vegetation Changes by Recurrent Fire and Its Effects on Soil Suction: contribution for landslide studies in SE-Brazil.** In: 8th International Meeting of Fire Effects on Soil Properties, 2021, Guarapuava, Paraná. Anais do 8th International Meeting of Fire Effects on Soil Properties, 2021. v. 1.

COELHO NETTO, A. L. ; FACADIO, A. C. C.; SILVA, R. P. (2020) **Geomorfologia do estado do Rio de Janeiro e zona de fronteira: uma abordagem geo-hidroecológica.** In: Geodiversidade do estado do Rio de Janeiro. 1ed. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico Brasileiro, 2020, v. 1, p. 123-186.

COELHO NETTO, A. L., SATO, A. M., AVELAR, A. S., Vianna, L. G. G., ARAÚJO, I. S., FERREIRA, D. L. A., LIMA, P. H., SILVA, A. P. A., SILVA, R. P. (2013). **January 2011: The Extreme Landslide Disaster in Brazil.** In: Claudio Margottini; Paolo Canuti; Kyoji Sassa. (Org.). Landslide Science and Practice. 1ed. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, (6) p. 377-384.

COELHO NETTO, A. L.; BOLSAS, L.; FACADIO, A. C. C.; SILVA, I. B.; THOMAZ, E. L. (Subm.) **Vegetation changes by recurrent fire affect soil suction and enhances landslide in the mountainous region of Rio De Janeiro state, Southeast Brazil.**

COELHO NETTO, A.L (1985) Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, Rio de Janeiro Belgium. Tese (PhD) - Katholieke Universiteit Leuven.

COELHO NETTO, A.L ; AVELAR, A.S ; LACERDA, W. A. (2016) **Landslides in SE Brazil. Natural hazards and human-exacerbated disasters in Latin América.** In: Development in Earth Surface Processes 10, Edgardo Latrubesse. (Org.). Special Volumes of Geomorphology. v. 87, p. 120-131.

COELHO NETTO, A.L ; FERNANDES, M. C. ; NUNES, F. S. B. ; GOMES, G. B. ; BOLSAS, L. ; FACADIO, A. C. C. ; VIDA, I. ; DE PAULA, A. S. ; DUEK, T. C. N. . **The most recent disaster related to extreme rainfall induced landslides and floods: Petropolis, Rio de Janeiro state, SE-Brazil.** In: International Conference on Geomorphology, 2022, Coimbra, Portugal. Geomorphological Hazards and Risk Management, 2022.

- COELHO NETTO, A.L. (1999) **Catastrophic landscape evolution in a humid region (SEBrazil) Inheritances from tectonic, climatic, and use inducer chances**. IV International Conference Geomop. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quant, - v.3, p.21- 48.
- COELHO NETTO, A.L., AVELAR, A.S., LACERDA, W.A., (2009) **Landslides and disasters in Southeastern and Southern Brazil**. In: Latrubesse, E. (Ed.), *Natural Hazards and Human-exacerbated Disasters in Latin America. Developments in Earth Surface Processes* 13, pp. 223–243.
- COELHO NETTO, A.L.; SILVA, R. P. ; FACADIO, A. C. C. ; LIMA, P. H. M. (2016) **Movimentos gravitacionais de massa e evolução das encostas montanhosas em Regiões Tropicais: estudos em Nova Friburgo, RJ**. Willy Lacerda: doutor no saber e na arte de viver. 1ed.Rio de Janeiro: Outras Letras, v. 1, p. 235-241.
- COSTA NUNES, A. J. (1969) **Landslides in soils of decomposed rock due to intense rainstorms**, 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico.
- CROZIER, M.J., (2010) **Deciphering the effect of climate change on landslide activity: a review**. *Geomorphology* vol.124, p. 260–267.
- CRUZ, O. (1974). **A Serra do Mar e o Litoral na área de Caraguatatuba**. Inst. Geogr.Univ. Sao Paulo, Serie Teses e Monogr., 11, 181 p.
- DAMUTH JE, FAIRBRIDGE RW. (1970) **Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America**. *Geological Society of American Bulletin*, 86, 198–206.
- DANTAS, M. E. (2000) **Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro**. In: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Projeto Rio de Janeiro. Brasília: CPRM.
- DANTAS, M.E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A.I.M; SILVA, C.R.; PIMENTEL, J.; LUMBRERAS, J.F.; CARDERANO, S.B. (2005) **Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro. Estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro**. CPRM. Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Departamento de Gestão Territorial e Departamento de Informações Institucionais, 33 p.
- DAVIS, W.M. (1899) **The geographical cycle**. *Geographical Journal*, 14, 1899, p. 481-504.
- DE LUÍS, M.; GARCÍA-CANO, M.F.; CORTINA, J.; RAVENTÓS, J.; GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C.; SÁNCHEZ, J.R. (2001) **Climatic trends, disturbances and short-term vegetation dynamics in a Mediterranean scrubland**. *Forest Ecology and management*, (147): p. 25-37.
- DELCOURT, P. A.; DELCOURT, H. R. (1980) **Pollen preservation and quaternary environmental history in the Southeastern United States**. *Palynology*, 4 (1), p. 215–231.
- DEPLOEY, J.; CRUZ, O. 1979. **Landslides in the Serra do Mar, Brazil**. *Catena*, Volume 6, Issue 2, 1979, Pages 111-122, ISSN 0341-8162,

DIETRICH, W. E. e DUNNE, T. (1978) **Sediment Budget for a Small Catchment in Mountainous Terrain**. In: Z. Geomorph.N.F. Suppl. Bd. 29, Berlin, p. 191-206.

D'ORSI, R. (2011) **Correlação entre pluviometria e escorregamentos no trecho da serra dos órgãos da rodovia federal BR-116 RJ (Rio-Teresópolis)**. Tese de doutorado, COPPE/UFRJ, 303 p.

DOURADO, F., ARRAES, T.C. e SILVA, M.F. (2012) **O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro: as causas do evento, os mecanismos dos movimentos de massa e a distribuição espacial dos investimentos de reconstrução no pós-desastre**. Anuário do Instituto de Geociências, UFRJ. v.35. n.2. 12 p.

DYKES, A.P., (2002). **Weathering-limited rainfall-triggered shallow mass movements in undisturbed steep land tropical rainforest**. *Geomorphology* 46, 73–93.

ERDTMAN, G. (1960) **The acetolysis method. A revised description**. *Svensk Botanisk Tidskrift* n. 54:5 p 61-564.

FEDOROFF, N; COURTY, M.A; GUO, Z. (2010) **Palaeosoils and Relict Soils**. **In: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Org: Georges Stoops, Vera Marcelino and Florias Mees, Ed. Elsevier, p. 623.

FERNANDES, N.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. (2001) **Condicionantes 118 Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Suscetíveis**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v, 2, 51-71p.

FIGUEIRÓ, A. (2012). **Flutuações ambientais de curto prazo na interface floresta-cidade e aumento da vulnerabilidade a desastres: uma análise a partir da cidade do Rio de Janeiro-RJ**. *Entre-Lugar*, Dourados, MS, ano 3, n.6, p 19-43, 2.

FIGUEIRÓ, A. E COELHO NETTO, A.L (2011). **Climatic variability and pluviometric trends in a humid tropical environment - Resende municipality - Middle Paraíba do Sul river valley (Rio de Janeiro, Brazil)**. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*, Uberlândia, v. 2, n. 2, p. 256-273, jul./dec. 2011 256

FIGUEIRÓ, A.; Coelho Netto, A.L. 2011. **Climatic variability and pluviometric trends in a humid tropical environment at Resende municipality- middle Paraíba do Sul river valley (Rio de Janeiro- Brazil)**. *Brazilian Geographical Journal*: v. 2, p. 256-273.

FLANTUA, S., HOOGHMISTRA, H., VUILLE, M., BEHLING, H., CARSON, J., GOSLING, W., HOYOS, I., LEDRU, M., MONTOYA, E., MAYLE, F., MALDONADO, A., RULL, V., TONELLO, M., WHITNEY, B., GONZÁLEZ-ARANGO, C. (2015) **Climate variability and human impact on the environment in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives**. *Climate of the Past Discussions* vol.11, p. 3475-3565.

FOLK, R. L. (1954). **The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature**. *The Journal of Geology* 344–359.

FOLK, R.L. & WARD, W.C (1957). **Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters**. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), p. 3-26.

- FOLK, R.L. (1968) **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill Publishing Co., Austin.
- FRAGA, J. S.; SILVA, I. M.; Amorim, T.A.; OLIVEIRA, R. R.; COELHO NETTO, A. L. (2015) **Aspectos vegetacionais de florestas secundárias relevantes à estabilidade de encostas em Nova Friburgo, RJ**. Pesquisas. Botânica, v. 68, p. 287-309.
- FRAGA, J.S. (2014). **Aspectos vegetacionais relevantes à hidrologia de floresta secundária com idades distintas: subsídios à compreensão da estabilidade de encostas**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, 125p.
- FURIAN, S., BARBIÉRO, L., BOULET, R., (1999). **Organization of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes**. Catena 38, 65–83.
- GALLART, F. (1995) **The relative geomorphic work effected by four processes in rainstorms: a conceptual approach to magnitude and frequency**. Catena, vol. 25, p.353-364.
- GARIANO, S.L. e GUZZETTI, F. (2016) **Landslides in a changing climate**. Earth-Science Reviews vol.162, p 227–252.
- GERALDES, M.C. (et al.) (2012) **Geologia e recursos minerais da folha Casimiro de Abreu SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Organizador: Luiz Carlos da Silva. Belo Horizonte: CPRM, 136 p.
- GHESTEM, M.; SIDLE, R. C.; STOKES, A.(2011) **The influence of plant root systems on subsurface flow: Implications for slope stability**. BioScience, v. 61, n. 11, p. 869-879.
- GILBERT, G. K. (1877) **Report on the geology of the Henry Mountains [Utah]**. U.S Geology and Geological Survey of the Rocky Mtn. Region (Powell), 160 p.
- GOUVEIA, S.E.M; PESSENDA, L.C.R; ARAVENA, R. (1999). **Datação da fração húmica na matéria orgânica do solo e comparação com idade  $^{14}\text{C}$  de carvões fósseis**. Química Nova, n.22 (6), 5p.
- GREINERT U. (1992) **Bodenerosion und ihre Abhängigkeit von Relief und Boden in den Campos Cerrados, Beispielgebiet Bundesdistrikt Brasilia**. Frankfurter Geowiss Arb D, Physische Geographie, Band 12, 147 p.
- GRIMM, E.C. (1990) **TILIA and TILIAGRAPH. PC spreadsheet and graphics software for pollen data**. INQUA Working Group on Data Handling Methods, Newsletter 4, p. 5-7.
- GUIDICINI, G.; IWASA, O.Y. (1976) **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, 48 p.
- GUZZETTI F., MONDINI A.C., CARDINALI M., FIORUCCI F., SANTANGELO M., CHANG K.T. (2012) **Landslide inventory maps: new tools for an old problem**. Earth-Science Reviews, (112) p. 42-66.

- HACK, J. T. (1960) **Interpretation of erosional topography in humid temperate regions.** American Journal of Science, 258A, 1960, p.80-97.
- HEILBRON, M.; Machado, N. (2004). **Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil).** Precambrian Research, Volume 125, Issues 1–2, Pages 87-112, ISSN 0301-9268.
- HEILBRON, M; GONTIJO-PASCUTI, A.; SILVA, T.M; EIRADO SILVA, L.G; MOTTA, M; ALMEIDA, C.G (2012) **Contexto Regional.** In: Geologia e recursos minerais da folha Nova Friburgo SF.23-Z-B-II, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000. Organizador Luiz Carlos da Silva – Belo Horizonte: CPRM, 136 p.
- HIRUMA S.T. (1999) **Neotectonica no planalto de Campos do Jordão, São Paulo.** Institute de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de mestrado. 102p.
- HIRUMA, S.T; MODENESI-GAUTIERRI, M.C; RICCOMINI, C. (2012). **Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences.** Boreas, an international journal of Quaternary research. Oslo. Trykt utg. vol. 42(2), p.306-316.
- HOGG, A. G., HEATON, T. J., HUA, Q., PALMER, J. G., TURNEY, C. S., SOUTHON, J., BAYLISS, A., BLACKWELL, P.G., BOSWIJK, G., BRONK RAMSEY, C., PEARSON, C., PETCHEY, F., REIMER, P., REIMER, R., WACKER, L. (2020) **SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP.** Radiocarbon, 62(4), 759–778.
- HUGGET, R.J (1998) **Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review.** Catena. Vol. 32, p. 155-172.
- INSTITUTO DE PESQUISA E TECNOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT (1986). **Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na serra do mar na área de Cubatão.** Relatório.
- ISHIMINE, K. M. B.; FACADIO, A. C. C. ; COELHO NETTO, A. L.; BARTH, O. M. (2023) **Evidências paleoambientais holocênicas no alto curso da bacia do rio Macaé (Nova Friburgo, RJ.** In: Anais do XIV Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2023, Corumbá, MS. 14º SINAGEO.
- JESKE-PIERUSCHKA, V.; LEDRU, M.P. (2016) **A Mata Atlântica no final do Quaternário: Dinâmicas climatobotânicas e antropogênicas desde o Último Máximo Glacial.** In book: Metamorfozes Florestais. Culturas, ecologias e as transformações históricas da Mata Atlântica brasileira. Publisher: Primas Rio de Janeiro
- JONES, F. O. (1973) **Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Escarpment, Brazil,** US Geological Survey. Prof. Paper 697, 42 p.
- JOU, R M.; MACARIO, K D.; PESSENDA, L C.; PEREIRA, M G; LORENTE, F L.; PEDROSA, R; SILVA NETO, E C; FALLON, S; MUNIZ, M.; CARDOSO, R P.; FELIZARDO, J P.S.; ANJOS, R M. **The use of carbon isotopes (<sup>13</sup>C/<sup>14</sup>C) in different soil types and vegetation coverage in a montane Atlantic forest region, Southeast Brazil.** Quaternary Geochronology, v. 61, p. 101133, 2021.

- KÄMPF, N. e CURI, N. (2012) **Formação e Evolução do solo (Pedogênese)**. In: Pedologia: Fundamentos. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.
- KANJI, M.A.; CRUZ, P.T.; MASSAD, F. (2008) **Debris flow affecting the Cubatão Oil Refinery, Brazil**. *Landslides*, v.5, p.71-82.
- KELLER, E.A., DEVECCHIO, D.E. (2012) **Natural Hazards**. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River.
- KING, L. C. (1956) **Geomorfologia do Brasil Oriental**. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2), p. 147-265.
- KIRCHNER, A.; NEHREN, U; BEHLING, H; HEINRICH, J. (2015). **Mid- and late Holocene fluvial dynamics in the tropical Guapi-Macacu catchment, Southeast Brazil: the role of climate change and human impact**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426 (2015) p. 308–318.
- KODAMA, Y.M. 1992. **Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the ZCAS)**. Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70, 813-835.
- LACERDA, W.A., COELHO NETTO, A.L.; SATO, A.M. (2015) **Technical report on landslide related disasters in Brazil**. In: *Slope Safety Preparedness for Impact of Climate Change* (1st ed.). CRC Press.
- LADEIRA, F.S.B (2010) **Revisão de literatura. Solos do Passado: Origem e Identificação**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, vol. 34, p.1773-1786.
- LEDRU, M.P., MOURGUIART, P., AND RICCOMINI, C. (2009) **Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Volume 271, Issues 1–2, 1 January 2009, Pages 140-152
- LINDNER, M. (1997) **Regional impacts of climatic change on forests in the state of Brandenburg, Germany**. *Agricultural and Forest Meteorology*, n. 84, p. 123-135. M. Almeida, Brookfield, 17–39, 1997.
- LISENBY, PEYTON E.; CROKE, JACKY; FRYIRS, KIRSTIE A. (2017). **Geomorphic effectiveness: a linear concept in a non-linear world**. *Earth Surface Processes and Landforms*. doi:10.1002/esp.4096
- LOWE JJ, WALKER MJC. (1997) **Reconstructing Quaternary Environments**. (2 ed). Addison-Wesley-Longman: London
- MACARIO, K., OLIVEIRA, F., MOREIRA, V., ALVES, E., CARVALHO, C., JOU, R., OLIVEIRA, M.; PEREIRA, B.; HAMMERSCHLAG.; NETTO, B.; SEIXAS, A.; MALAFAIA, J.P.; MOREIRA, L.; CUNHA, L.; ASSUMPCÃO, A.; MALLET, P.; LIMA, L.; LOPES, F.; DIAZ, M.; CHANCA, I.; GOMES, P. (2017). **Optimization of the Amount of Zinc in the Graphitization Reaction for Radiocarbon AMS Measurements at LAC-UFF**. *Radiocarbon*, 59(3), 885-891. doi:10.1017/RDC.2016.42

- MACHADO, K. 2016. **Estudo de um deslizamento de terra em Campo do Coelho, Nova Friburgo/RJ**. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2016. XII, 144 p.
- MARENGO, J A.; CAMARINHA, P I; ALVES, L M.; DINIZ, F ; BETTS, R A. (2021). **Extreme Rainfall and Hydro-Geo-Meteorological Disaster Ris**. In 1.5, 2.0, and 4.0°C Global Warming Scenarios: An Analysis for Brazil. *Frontiers in Climate*, v. 3, p. 1-17, 2021.
- MARENGO, J. (2014). **Variability and changes in rainfall extremes in southerastern South America: observational and projected trends and potential social impacts**. In: *Extreme rainfall induced landslides: an international perspective*. Org: Willy Algaenga Lacerda, Ennio Marques Palmeira, Ana Luiza coelho Netto e Mauricio Ehrlich. São Paulo: Oficina de Textos, 400 p.
- MARQUES NETO, R. (2008) **A abordagem sistêmica e os estudos geomorfológicos: algumas interpretações e possibilidade de aplicações**. *Geografia* - v. 17, n. 2, jul./dez. 2008, p. 67-87.
- MARQUES, F.A., BUURMAN, P., SCHELLEKENS, J., VIDAL-TORRADO, P. (2015). **Molecular chemistry in humic Ferralsols from Brazilian Cerrado and forest biomes indicates a major contribution from black carbon in the subsoil**. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 113, 518–528.
- MARQUES, M. C. de O., COELHO NETTO, A. L., SATO, A. M. (2018). **Influência de floresta secundária e gramínea na deflagração de deslizamentos translacionais rasos em Nova Friburgo, Rio De Janeiro**. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 19(4).
- MARQUES, M.O. (2016) **Influência da vegetação florestal secundária e de gramínea na hidrologia de encostas: subsídios aos estudos dos movimentos gravitacionais de massa Nova Friburo (RJ)**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, 121p.
- MATA, A.P. (2006) **Legislação Ambiental e Uso Atual do Solo: o caso da microbacia do Córrego de São Lourenço – Nova Friburgo – RJ**. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Ciência Ambiental. Universidade Federal Fluminense. Niterói: 86p.
- MATTOS, S.H e PEREZ FILHO, A. (2004) **Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 5, nº 1, 2004, p 11-18.
- MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. (1984). **Upper Quaternary Sedimentation and Hillslope Evolution - SE Brazilian Plateau**. *American Journal of Science*, 281, p. 241-254.
- MEIS, M.R.M.; SILVA, J.X. (1968). **Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro**. *Revista Brasileira de Geografia*, 30: p.55-72.
- MEYER, R. (1987) *Paléoláltérites et paléosols*. Orleans, BRGM, 163 p.
- MICHEL, G. P.; GOERL, R.F; KOBAYAMA, M. (2015) **Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil**. *NATURAL HAZARDS*, v. 75, p. 2369-2384.

- MODENESI, M. C. (1988a) **Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão – São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas.** Boletim do Instituto Geológico 7,1–155.
- MODENESI, M. C. (1988b) **Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão – São Paulo).** Zeitschrift für Geomorphologie 32, p.425–440.
- MODENESI, M. C. (2000) **Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif.** Revista Brasileira de Geociências 30, p.508–514.
- MODENESI, M.C. (1984) **Evolução quaternária de uma montanha tropical: o planalto de Campos do Jordão.** Revista Instituto de Geociências, São Paulo. vol. 5 (112):7-13, Jan.Dez. São Paulo.
- MODENESI, M. C.; Toledo, M.C.M. (1996) **Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia — southeastern Brazil.** 27(2), 0 –103. doi:10.1016/0341-8162(96)00015-x
- MOORE, P. D., WEBB, J. A.; COLLINSON, M. E. (1991) **Pollen Analysis.** Oxford, Blackwell Scientific Publications, 216 p.
- MOURA, J.R.S. & MEIS, M.R.M. (1986). **Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal-SP.** An. Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 58(1): p. 89-102.
- MOURA, J.R.S; MELLO, C.L. (1991) **Classificação alostratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ).** Revista Brasileira de Geociências, Volume 21, 1991, p.236-254
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994), Munsell © COLOR, New Windsor, NY.
- MUZA MN, CARVALHO LMV, JONES C, LIEBMANN B. (2009) **Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and the subtropical Atlantic during austral summer.** J. Clim. 22: 1682–1699.
- NAVEH, Z.; LIEBERMAN, A. (1994) **Landscape ecology: theory and application.** SpringerVerlag, New York.
- NEHREN, U.; KIRCHNER, A.; HEINRICH, J. (2016). **What do yellowish-brown soils and stone layers tell us about Late Quaternary landscape evolution and soil development in the humid tropics? A field study in the Serra dos Órgãos, Southeast Brazil.** Catena, 137, p. 173–190.
- NEHREN, U.; KIRCHNER, A.; SATTLER, D.; TURETTA, A.P; HEINRICH, J. (2013). **Impact of natural climate change and historical land use on landscape development in the Atlantic Forest of Rio de Janeiro, Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 85(2): pp. 497-518.

- NEVES, A.V. (2019) **Barreiras provocadas por deslizamentos induzidos pelas chuvas extremas em janeiro de 2011, Nova Friburgo (RJ): repercussão e impactos socioambientais**. Dissertação (Mestrado), 58 f. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.
- NOVELLO, V. F.; CAMPOS, M. C.; CHIESSI, C. M.; PAULA-SANTOS, G. M.; PESSENDA, L.C.R.; GOMES, T.; UTIDA, G.; CRUZ, F. W (2021). **Aplicação de isótopos estáveis de carbono no estudo das mudanças climáticas e ambientais**. Derbyana, 42.
- NOWACZYK, B.; PAZDUR, M. F. (1990). **Problems concerning the  $^{14}\text{C}$  dating of fossil dune soils**. *Quaestiones Geographicae* . 11/12, p. 135 – 151.
- NUNES, M. F., Ornellas, T.; Colacchi, F. 2021. **A vegetação e flora da APA de Macaé de Cima: ameaças, proteção e manejo**. In G. H. VILLAS BOAS & C. P. MATTOS (Eds.), 20 anos da Área de Proteção Ambiental de Macaé de Cima: trajetórias e caminhos na pesquisa ambiental. (Vol. 1, pp. 263–306). Boa Vista: Editora IOLE/ Rio de Janeiro: EdTur.
- OLIVEIRA, R. R (1999) **O rastro do homem na floresta: Sustentabilidade e funcionalidade da Mata Atlântica sob o manejo caíçara**. Rio de Janeiro: UFRJ Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- PAISANI, J. C., PAISANI, S. D. L., OSTERRIETH, M. L., PONTELLI, M. E., FUJITA, R. H. (2017). **Dinâmica de rampa de colúvio na superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Tardio – bases para compreender a evolução das encostas no planalto das Araucárias**. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, v.18, n.4.
- PENCK, W. (1924) **Die Morphologische Analyse**. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart.
- PEREIRA, M.G ; DA SILVA, R.C ; JUNIOR, C.R.P ; DA SILVA NETO, E.C ; FONTANA, Ademir ; SCHIAVO, J.A ; Maranhão, DDC ; DE AZEVEDO, A.C ; PACHECO, A.A (2022) **A multi-proxy study of Umbric Ferrasols genesis in a high-mountain environment in Rio de Janeiro state**. *Earth surface processes and landforms*, v. 47, p. esp.5513.
- PEREIRA, M.G., ANJOS, L H.C. SILVA NETO, E.C (2023) **Solos do Rio de Janeiro - Gênese, classificação e limitações ao uso agrícola**. Editores Marcos Gervasio Pereira, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Eduardo Carvalho da Silva Neto, et al. – Ponta Grossa - PR: Atena, 2023.
- PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., BOULET, R., VALENCIA, E.P.E., (2004) **Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes**. *Quaternary International*. Volume 114, 1, p.35-43.
- PESSENDA, L.C.R.; DE OLIVEIRA, P.E.; MOFATTO, M.; MEDEIROS, V.B.M.; GARCIA, R.J.F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A.; LEITE, A.Z.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L. (2009). **The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000  $^{14}\text{C}$  yr BP based on carbon isotopes and pollen records**. *Quaternary Research*, 71(3): 437-459.

PESSENDA, L.C.R.; VIDOTTO, E.; OLIVEIRA, P.E.O.; BUSO JR., A.A.; COHEN, M.C.L.; ROSETTI, D.F.; RICARDI-BRANCO, F.; BENDASSOLLI, J.A. (2012). **Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil**. *Pelaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 363-364: p. 57-68.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R. (2001) **Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with  $^{14}\text{C}$  ages of fossil charcoal**. *Radiocarbon*, Vol 43, Nr 2B, 2001, p. 595–601.

PESSENDA, L.C.R.; LEDRU, M.P.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLLI, J.A.; BOULET, R. (2005) **Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records**. *The Holocene*, vol. 15, 6; p. 812-820.

PETRI, S.; SUGUIO, K. (1971). **Some aspects of the Neocenoic sedimentation in the Cananéia Iguape lagoonal region, São Paulo, Brazil**. *Estud. Sedimentol.*, 1(1):25-33.

PIERINI, C. e MIZUSAKI, A.M.P (2007) **Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão**. *Revista Pesquisa em Geociências*, Porto Alegre, vol.34, p. 45-61.

PMBC. Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (2014). **Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas**. Ambrizzi, T., Araujo, M. (eds.). Capítulo 4: Informações Paleoclimáticas Brasileiras. Autores principais: Abdelfettah Sifeddine, Cristiano M. Chiessi e Francisco W. da Cruz Júnior. Autores colaboradores: Astolfo G.M. Araujo, Eduardo G. Neves, Flávio B. Justino, Ilana E.K.C. Wainer, Luiz Carlos R. Pessenda, Michel M. de Mahiques, Renato C. Cordeiro e Ruy K.P. de Kikuchi. Autores revisores: Ana Luiza S. Albuquerque, Heitor Evangelista da Silva e Pedro L.S. Dias. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 464 pp.

PORTES, M.C.G.O., SAFFORD, H. D. F., MONTADE, V., BEHLING, H. (2020) **Pollen rain–vegetation relationship along an elevational gradient in the Serra dos Órgãos National Park, southeastern Brazil**. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 283, 104314, ISSN 0034-6667

PORTES, M.C.G.O., SAFFORD, H., BEHLING, H. (2018) **Humans and climate as designers of the landscape in Serra da Bocaina National Park, southeastern Brazil, over the last seven centuries**. *Anthropocene*, Volume 24, 2018, Pages 61-71, ISSN 2213-3054,

PRADO, L.F.; WAINER, I.; CHIESSI, C.M.; LEDRU, M.P.; TURCQ, B. (2013) **A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America**. *Clim. Past*, 9, p.2117–2133, 2013.

PRANDINI, L., GUIDICINI, G., BOTTURA, J.A., PONÇANO, W., SANTOS, A.R. (1977) **Behavior of the vegetation in slope stability: a critical review**. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, n.16. p.51-55.

- PUNT, W., HOEN, P.P., BLACKMORE, NILSSON, S., THOMAS, A. 2007. **Glossary of pollen and spore terminology**. Review of Palaeobotany and Palynology. 143. 1-81.
- RAMOS, P.V.; INDA, A.V.; BARRÓN, V.; SIQUEIRA, D.S.; JÚNIOR, J.M.; TEIXEIRA, D.B. (2020). **Colorin subtropical Brazilian soils as determined with a Munsell chart and by diffuse reflectance spectroscopy**. Catena, n. 193, 104609, 10p.
- REIMER P.J., AUSTIN WEN, BARD E, BAYLISS A, BLACKWELL PG, RAMSEY CB, BUTZIN M, CHENG H, EDWARDS RL, FRIEDRICH M. (2020). **The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon calibration curve (0–55 cal kBP)**. Radiocarbon, 62.
- RENWICK, W.H. (1992). **Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium in the landscape**. Geomorphology, 5 (3-5): p. 265-276.
- RETALLACK, G.J. (1990) **Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology**. Unwin Heyman, London, p. 520.
- RHODES, A.N. (1996) **Moorland Fire History from Microscopic Charcoal in Soils and Lake Sediments**. Thesis. Department of Geography. University of Newcastle upon Tyne. 280 p.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. 2004. **Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil**. In Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca.
- RISSER, P.; KARR, K. E FORMAN, R.T.T (1984). **Landscape Ecology: directions and approaches**. Illinois Natural History Survey. n.2, 1984, 17p.
- RIZZINI, C.T. (1997). **Tratado de fitogeografia do Brasil: aspectos ecológicos, sociológicos e florísticos**. 2a edição. Rio de Janeiro, Âmbito Cultural, 1997. Volume único, 747 p.
- RUPELLAN, A. (1971) **The history of soils: Some problems of definition and interpretation**. In: YAALON, D. H., ed. Paleopedology: Origin, nature and dating of paleosols. Jerusalem, Israel Universities Press, p. 3-13.
- RUHE, R.V. (1975) **Background and preparation**. In. **Geomorphology – geomorphic process and surficial geology**. USA, Houghton Mifflin.
- RUHLEMANN, C; MULITZA, S; MULLER, P.J; WEFER, G; ZAHN, R. (1999) **Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the 1st deglaciation**. Nature, 402, p. 511–514.
- SAFFORD, H.D. (2007) Brazilian páramos IV. **Phytogeography of the campos de altitude**. Journal of Biogeography, 34, p. 1707–1722.
- SAIA, S.E.M.; PESSEDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., BENDASSOLLI, J.A. (2008) **Last Glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil**. Quaternary International, 184, 195-201.
- SANSEVERO, J.B.B, Garbin M.L., Sánchez-Tapia, A., Valladares, F., Scarano, F.R. **Fire drives abandoned pastures to a savanna-like state in the Brazilian Atlantic Forest**,

Perspectives in Ecology and Conservation, Volume 18, Issue 1, 2020, Pages 31-36, ISSN 2530-0644.

SCHUMM, S. A e LICHTY, R.W. (1965) **Time, space and causality in geomorphology.** *American Journal of Science*, Vol. 263, February, 1965, p.110-119.

SCHUMM, S.A. (1973) **Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems.** In: *Fluvial Geomorphology*. MORISA WA, M. ed. London, Allen & Unwin, Cap. 13, p. 299-310.

SEA-RJ e COPPETEC (2008) COELHO NETTO, A.L; MACHADO, L. O.; AVELAR, A.S. ; MADUREIRA, C.B; M.C. ; CASTRO,M.C. **Coordenadorção Geral do Projeto Análise e Qualificação Sócio-Ambiental do Estado do Rio de Janeiro (escala 1:100.000): subsídios ao zoneamento ecológico econômico.** Secretaria do Estado e do Ambiente, RJ (SEA) sob interveniência da fundação COPPETEC.

SHINZATO, E.; RENK, J.F; DANTAS, M.E.; TEIXEIRA, W.G; VARGAS, L. (2012) **Geotecnologia 3D na compartimentação geomorfológica das bacias hidrográficas dos rios Macacu e Cabaceribu - Recôncavo da baixada da Guanabara, RJ.** In: *Anais do IX Simpósio Nacional de Geomorfologia*.

SILVA, R.P. 2022. **Modelagem da suscetibilidade de terreno à deflagração de escorregamentos translacionais rasos: uma abordagem geohidroecológica aplicada à engenharia geotécnica.** PhD Thesis, PEC-COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.

SILVA, R.P., Lacerda, W.A., Coelho Netto, A.L. **Relevant geological-geotechnical parameters to evaluate the terrain susceptibility for shallow landslides: Nova Friburgo, Rio de Janeiro, Brazil.** *Bull Eng Geol Environ* 81, 57 (2022).

SILVA, R.P.; LIMA, P.H.; FACADIO, A.C; COELHO NETTO, A.L (2016). **Condicionantes geomorfológicos e geológicos relacionados à deflagração de movimentos gravitacionais de massa: bacia do Córrego Dantas, Nova Friburgo - RJ.** In: *Anais do XI Simpósio Nacional de Geomorfologia, Maringá/PR (Trabalho completo) 2016*.

SILVERIO, D.V., BRANDO, P.M., BALCH, J.K., PUTZ, F.E., NEPSTAD, D.C., OLIVEIRA-SANTOS, C.,BUSTAMANTE, M.M.C., 2013. **Testing the Amazon savannization hypothesis: fireeffects on invasion of a neotropical forest by native cerrado and exotic pasturegrasses.** *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.*

SMITH, D. (2010). **The politics and ethics of research.** In: **Research Methods in Geography.** Basil Gomez and John Paul Jones III (Org.) Ed. Wiley-Balckwell, UK. 2010, 481p.

SONG, Y; ACHBERGER, C; LINDERHOLM, H. (2011). **Rain-season rends in precipitation and their effect in different climate regions of China during 1961-2008,** *Environmenal Research Letters* 6.

STARKEL, L. (1999). **Space and time scales in Geomorphology.** Fourth International Conference on Geomorphology. Italy. In: *Supp.Geogr.Fís.Dinam. Quat. III, T.3, p.61- 66.*

- STARKEL, L. (2012) **Searching for regularities of slope modelling by extreme events (diversity of rainfall intensity-duration and physical properties of the substrate)**. *Landform Analysis*, vol.21, p.27-34.
- STOCKMARR, J. (1971) **Tablets spores used in absolute pollen analysis**. *Pollen et Spores*. 13 (4), p. 615-621.
- STUIVER, M. e Polach, H.A. 1977. **Discussion reporting of 14 C data**. *Radiocarbon*, 19(3), 355-63.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., (1993) **Extended <sup>14</sup>C data base and revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program**, *Radiocarbon*, 35: p. 215-230.
- SUGUIO, K. (2010). **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 408 p.
- SWANSON, F.J., DYRNESS, C.T. (1975). **Impact of clear-cutting and road construction on soil erosion by landslides in the western Cascade Range, Oregon**. *Geology* 37, p. 393–396.
- TATIZANA, C., OGURA, A. T., CERRI, L. E. DA S., ROCHA, M. C. M. (1987). **Modelamento numérico de análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar, município de Cubatão**. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 5, São Paulo. Anais, São Paulo: ABGE. V.2, p.237-248.
- TATIZANA, C., OGURA, A.T., CERRI, L.E., ROCHA, M.C.M. (1987). **Análise da correlação entre chuvas e escorregamentos aplicados às encostas da Serra do Mar, município de Cubatão**. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 5, São Paulo. Anais, São Paulo: ABGE. V.2, p.225-236.
- TEIXEIRA, M.d.S., Satyamurty, P. 2011. **Trends in the Frequency of Intense Precipitation Events in Southern and Southeastern Brazil during 1960–2004**. *J. Climate*, 24, 1913–1921.
- THOMAS, M. F., Thorp, M. B. 1995. **Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics**. *Quaternary Science Reviews* 14, 193–207.
- TSUKAMOTO, Y. (1990) **Effect of vegetation on debris slide occurrences on steep forested slopes in**
- TSUKAMOTO, Y. (2009) **Effect of vegetation on debris slide occurrences on steep forested slopes in Japan Islands**. *IAHS-Publ*, (192), 183-191. 1990. Irriga, Botucatu. v. 14. n. 3. p. 413-422. Julho-setembro
- TUPINAMBÁ, M. (et al.) (2012) **Geologia e recursos minerais da folha Nova Friburgo SF.23-Z-B-II, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Organizador Luiz Carlos da Silva. Belo Horizonte: CPRM, 136 p.
- URBAN D.L., O'NEILL R.V. AND SHUGART H.H. (1987) **Landscape ecology**. *BioScience* 37: p. 119–127.
- VALENCIO, N.; SIENA, M; MARCHEZINI, V; GONÇALVES, J. (2009) **Sociologia dos desastres. Construção, interfaces e perspectivas no Brasil**. São Carlos: RiMa Editora, 2009. .282p.

- VARGAS, M.; PICHLER, E & SILVA, F.P. (1956) - **Análise de dois escorregamentos do solo residual em Santos**. São Paulo, IPT, 22 p. (Relatório de Pesquisa 1).
- VARNES, D. J. (1978). **Slope movement types and processes**. In: Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33 p.
- VARNES, D.J (1978) **Slope movement types and processes**. In: **Schuster RL, Krizek RJ (eds) Landslides, analysis and control, special report 176**: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., p. 11–33.
- VEIT, H. (1985) **Relief, Gestein und Boden im Gebiet von Conceição dos Correias (S-Brasilien)**. Frankf Geow Arb, Serie D, Phys Geogr 5, p. 1-98.
- VELOSO, R. B., RANGEL FILHO, A. L. R. & LIMA, J. C.A. (1991) **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. IBGE, Rio de Janeiro.
- VERÍSSIMO, P.N., SAFFORD, H.D., BEHLING, H. (2012) **Holocene vegetation and fire history of the Serra do Caparaó, SE Brazil**. The Holocene 22, 1243-1250.
- WALKER, M (2005). Quaternary Dating Methods. Ed. John Wiley & Sons, Ltd. UK, 286 p.
- WOLMAN, G. e MILLER, J. (1960) **Magnitude and Frequency of forces in geomorphic processes**. The Journal of Geology 68(1), January, 1960, p.54-74.
- YBERT, J. P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARTH, O. M; LORSCHREITTER, M. L.; BARROS, M. A.; CHAVES, S. A. M.; LUZ, C. F. P.; RIBEIRO, M.; SCHELL, R.; VICENTINI, K. F. (1992) **Sugestões para Padronização da Metodologia Empregada em Estudos Palinológicos do Quaternário**. Revista do Instituto Geológico, 13 (2): p. 47-49.
- YBERT, J.P. (2017) **Grãos de pólen de plantas vasculares do Estado do Rio de Janeiro, Brasil: volume III** / Jean-Pierre Ybert, Rita Scheel-Ybert, Marcelo de Araujo Carvalho. Rio de Janeiro: Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- YBERT, J.P. (2018) **Grãos de pólen de plantas vasculares do Estado do Rio de Janeiro, Brasil: volume IV** / Jean-Pierre Ybert, Rita Scheel-Ybert, Marcelo de Araujo Carvalho. Rio de Janeiro: Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- YBERT, J.P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARTH, O. M; LORSCHREITTER, M. L.; BARROS, M. A.; CHAVES, S. A. M.; LUZ, C. F. P.; RIBEIRO, M.; SCHELL, R.; VICENTINI, K.F. (1992) **Sugestões para Padronização da Metodologia Empregada em Estudos Palinológicos do Quaternário**. Revista do Instituto Geológico, 13 (2):47-49.
- ZILLI, M., CARVALHO, L., LIEBMANN, B. e DIAS, M. (2016) **A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil**. International Journal of Climatology. 11p.

## **ANEXOS**

## ANEXOS

## Granulometria Perfil 1 (Ravina) – Seção Campo do Coelho (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho			Areia					Silte			
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	A
15	1,2%	59,3%	39,5%	1,2%	5,3%	21,4%	17,6%	9,4%	5,7%	5,5%	7,8%	5,6%	4,6%	3,6%	12,4%
35	1,1%	58,8%	40,1%	1,1%	5,5%	21,6%	17,1%	9,3%	5,4%	5,3%	7,5%	5,8%	4,4%	3,8%	13,2%
55	1,4%	54,6%	44,0%	1,4%	3,7%	22,0%	17,4%	7,9%	3,6%	5,9%	8,8%	6,5%	5,2%	4,5%	13,2%
85	0,9%	60,5%	38,6%	0,9%	5,1%	20,6%	23,9%	8,0%	2,9%	7,3%	9,6%	7,0%	4,4%	3,0%	7,3%
120	0,6%	59,4%	40,1%	0,6%	5,3%	23,7%	17,7%	8,5%	4,1%	5,3%	7,4%	5,3%	4,5%	3,5%	14,0%
140	4,7%	56,3%	39,0%	4,7%	5,2%	22,8%	17,4%	7,5%	3,5%	4,4%	5,9%	5,2%	3,7%	4,1%	15,8%
160	1,1%	59,4%	39,4%	1,1%	7,0%	23,8%	16,5%	8,3%	4,0%	4,0%	5,6%	4,3%	4,3%	4,2%	17,1%
180	1,7%	60,0%	38,4%	1,7%	6,1%	23,0%	17,8%	8,8%	4,3%	3,9%	5,8%	4,9%	4,7%	3,2%	15,9%
195	2,8%	58,6%	38,6%	2,8%	7,9%	23,7%	16,1%	7,5%	3,5%	4,5%	5,2%	5,5%	4,5%	3,9%	15,0%
210	3,7%	57,6%	38,8%	3,7%	8,5%	21,6%	15,2%	8,0%	4,2%	3,8%	5,9%	6,5%	6,2%	3,9%	12,5%
230	4,3%	57,9%	37,7%	4,3%	9,7%	20,8%	14,7%	8,5%	4,3%	4,0%	6,1%	8,1%	2,7%	4,1%	12,6%
270	3,6%	55,1%	41,4%	3,6%	8,4%	20,0%	13,6%	8,3%	4,6%	4,5%	6,7%	6,5%	5,5%	4,8%	13,4%
380	2,6%	54,6%	42,8%	2,6%	7,4%	14,1%	15,2%	11,0%	6,8%	12,8%	29,2%	0,3%	0,1%	0,0%	0,4%
Sap. Lar.	4,4%	55,2%	40,4%	4,4%	7,1%	16,6%	16,2%	10,8%	4,5%	3,4%	4,5%	4,6%	5,2%	4,4%	18,2%
Sap.Cinz	14,3%	56,5%	29,2%	14,3%	12,4%	15,9%	13,4%	9,2%	5,6%	4,1%	6,9%	5,2%	3,1%	2,1%	7,9%

## Granulometria Perfil 1 (Ravina) – Seção Campo do Coelho (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo textural
15	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
35	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
55	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
85	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Medium Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
120	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
140	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
160	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
180	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
195	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
210	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Medium Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
230	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Medium Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
270	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
380	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Medium Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
Sap. Lar.	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
Sap.Cinz	Trimodal, muito mal selecionada	Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia Lamosa Cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 1 (Ravina) – Seção Campo do Coelho (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D <sub>10</sub>	Mediana ou D <sub>50</sub>	D <sub>90</sub>	(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> )	(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> )	(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> )	(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> )	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s <sub>1</sub> ):	Descrição	Assimetria (Sk <sub>1</sub> ):	Descrição	Curtose (K <sub>G</sub> ):	Descrição
15	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,166	2,508	9,189	55,44	9,023	7,178	5,362	3,653	AMF	3,386	Muito mal selecionado	0,449	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,753	Platicúrtica
35	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,157	2,491	9,235	58,64	9,078	7,492	5,533	3,748	AMF	3,465	Muito mal selecionado	0,454	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,733	Platicúrtica
55	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,224	2,703	9,233	41,14	9,008	7,341	5,752	3,867	AMF	3,433	Muito mal selecionado	0,438	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,685	Platicúrtica
85	1,500	5,489	9,466	Trimodal	0,194	1,979	8,113	41,92	7,919	6,122	4,729	3,092	AMF	3,022	Muito mal selecionado	0,535	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,824	Platicúrtica
120	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,175	2,315	9,278	53,16	9,103	7,971	5,625	3,745	AMF	3,499	Muito mal selecionado	0,513	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,713	Platicúrtica
140	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,007	2,000	9,355	1333,1	9,348	10,10	6,054	3,753	AMF	3,785	Muito mal selecionado	0,525	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,717	Platicúrtica
160	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,080	2,202	9,402	117,1	9,322	10,03	6,424	3,866	AMF	3,718	Muito mal selecionado	0,525	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,646	Muito Platicúrtico
180	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,098	2,166	9,357	95,48	9,259	8,975	5,992	3,839	AMF	3,690	Muito mal selecionado	0,532	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,692	Platicúrtica
195	0,500	9,466	6,466	Trimodal	-0,079	1,974	9,323	-117,848	9,402	11,07	6,105	3,680	AMF	3,722	Muito mal selecionado	0,537	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,696	Platicúrtica
210	0,500	9,466	6,466	Trimodal	-0,256	2,128	9,191	-35,839	9,447	11,20	6,039	3,471	AMF	3,562	Muito mal selecionado	0,469	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,707	Platicúrtica
230	0,500	9,466	6,466	Trimodal	-0,411	2,068	9,197	-22,400	9,607	11,87	5,778	3,450	AMF	3,614	Muito mal selecionado	0,471	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,745	Platicúrtica
270	0,500	9,466	5,489	Trimodal	-0,235	2,523	9,247	-39,369	9,482	10,46	6,154	3,740	AMF	3,655	Muito mal selecionado	0,399	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,695	Platicúrtica
Sap. Lar.	9,466	0,500	7,466	Trimodal	-0,212	2,532	9,436	-44,442	9,648	9,274	6,734	3,974	AMF	3,821	Muito mal selecionado	0,419	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,646	Muito Platicúrtico
Sap. Cinz	0,500	9,466	5,489	Trimodal	-1,356	1,557	7,966	-5,876	9,322	-37,206	5,166	2,374	AF	3,508	Muito mal selecionado	0,369	fortemente assimétrica no sentido dos finos	0,882	Platicúrtica

## Granulometria Perfil 4 – Seção Duas Pedras (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho			Areia					Silte				Silte/Argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	A	
0 - 40	0,6%	55,1%	44,3%	0,6%	2,3%	7,4%	16,3%	18,3%	10,9%	8,8%	9,7%	7,5%	5,5%	2,8%	10,1%	3,40
40 - 95	0,6%	61,0%	38,5%	0,6%	1,8%	7,2%	17,5%	20,2%	14,3%	6,8%	9,9%	7,2%	4,7%	2,4%	7,4%	4,19
95 - 155	2,2%	50,9%	46,9%	2,2%	1,9%	6,8%	14,4%	16,6%	11,1%	8,4%	10,7%	8,7%	5,7%	3,3%	10,1%	3,64
155 - 170	0,3%	57,0%	42,6%	0,3%	1,6%	7,4%	17,0%	18,5%	12,5%	8,5%	9,3%	8,4%	5,2%	2,4%	8,9%	3,80
170 - 185	1,4%	51,8%	46,7%	1,4%	2,4%	7,2%	15,1%	18,1%	9,1%	8,6%	10,9%	8,3%	5,6%	3,2%	10,1%	3,62
185 - 215	1,7%	59,1%	39,2%	1,7%	3,6%	8,9%	15,7%	19,1%	11,7%	7,7%	10,2%	6,8%	4,3%	2,4%	7,8%	4,03
215 - 245	3,2%	51,3%	45,4%	3,2%	6,5%	13,9%	18,1%	9,3%	3,5%	9,6%	11,9%	7,8%	5,2%	2,8%	8,1%	4,60
245 - 305	0,6%	68,8%	30,5%	0,6%	2,5%	11,0%	21,6%	21,5%	12,2%	8,0%	7,0%	5,3%	2,8%	1,6%	5,8%	4,26
305 - 355	0,1%	44,6%	55,3%	0,1%	1,4%	5,8%	13,1%	17,2%	7,1%	10,3%	12,2%	8,7%	6,5%	5,4%	12,2%	3,53
355 - 375	0,8%	45,6%	53,6%	0,8%	1,8%	6,8%	11,9%	15,5%	9,7%	6,1%	6,3%	5,8%	5,6%	6,5%	23,2%	1,31
375 - 405	1,3%	40,8%	57,9%	1,3%	1,4%	5,3%	12,5%	16,0%	5,6%	7,7%	3,9%	5,2%	5,3%	7,0%	28,8%	1,01
405 - 475	1,1%	36,8%	62,0%	1,1%	1,4%	6,1%	13,2%	7,2%	8,9%	8,9%	8,0%	7,6%	6,6%	6,0%	24,9%	1,49

## Granulometria Perfil 4 – Seção Duas Pedras (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo Textural
0 - 40	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
40 - 95	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
95 - 155	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
155 - 170	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
170 - 185	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
185 - 215	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
215 - 245	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Medium Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
245 - 305	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Very Coarse Silty Medium Sand	Areia Lamosa Ligeiramente Cascalhosa
305 - 355	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Coarse Silt	Lama Arenosa Ligeiramente Cascalhosa
355 - 375	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Mud	Lama Arenosa Ligeiramente Cascalhosa
375 - 405	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Mud	Lama Arenosa Ligeiramente Cascalhosa
405 - 475	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Mud	Lama Arenosa Ligeiramente Cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 4 – Seção Duas Pedras (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D10	Mediana ou D50	D90	(D90 / D10)	(D90 - D10)	(D75 / D25)	(D75 - D25)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 40	2,500	9,466	5,489	Trimodal	0,974	3,479	9,007	9,246	8,033	3,196	4,194	4,085	Silte muito grosso	2,908	Muito mal selecionado	0,304	Muito assimétrica sentido dos finos	0,898	Platicúrtico
40 - 95	2,500	5,489	9,466	Trimodal	1,028	3,194	7,949	7,732	6,921	3,011	3,787	3,784	Areia muito fina	2,709	Muito mal selecionado	0,348	Muito assimétrica sentido dos finos	0,968	Mesocúrtica
95 - 155	2,500	5,489	9,466	Trimodal	0,866	3,718	9,010	10,41	8,144	3,198	4,344	4,201	Silte muito grosso	2,963	Muito mal selecionado	0,234	Assimétrica sentido dos finos	0,883	Platicúrtica
155 - 170	2,500	5,489	9,466	Trimodal	1,040	3,410	8,601	8,270	7,561	3,110	4,056	3,963	Areia muito fina	2,788	Muito mal selecionado	0,314	Muito assimétrica sentido dos finos	0,910	Mesocúrtica
170 - 185	2,500	5,489	9,466	Trimodal	0,853	3,640	9,008	10,56	8,155	3,254	4,340	4,159	Silte muito grosso	2,958	Muito mal selecionado	0,253	Assimétrica sentido dos finos	0,881	Platicúrtica
185 - 215	2,500	5,489	9,466	Trimodal	0,518	3,072	8,073	15,58	7,555	3,345	3,943	3,648	Areia muito fina	2,846	Muito mal selecionado	0,317	Muito assimétrica sentido dos finos	0,982	Mesocúrtica
215 - 245	1,500	5,489	9,466	Trimodal	0,021	2,889	8,361	406,4	8,340	5,479	4,822	3,455	Areia muito fina	3,173	Muito mal selecionado	0,271	Assimétrica sentido dos finos	0,858	Platicúrtica
245 - 305	1,500	9,466	s.d	Bimodal	0,624	2,661	7,085	11,35	6,461	3,120	3,184	3,223	Areia muito fina	2,567	Muito mal selecionado	0,396	Muito assimétrica sentido dos finos	1,154	Leptocúrtica
305 - 355	2,500	9,466	5,489	Trimodal	1,210	4,514	9,173	7,583	7,963	3,036	4,621	4,831	Silte muito grosso	3,018	Muito mal selecionado	0,136	Assimétrica sentido dos finos	0,794	Platicúrtica
355 - 375	9,466	2,500	5,489	Trimodal	1,048	4,582	9,550	9,109	8,502	3,930	6,563	5,146	Silte grosso	3,362	Muito mal selecionado	0,159	Assimétrica sentido dos finos	0,587	Muito Platicúrtica
375 - 405	9,466	2,500	4,500	Trimodal	1,166	5,050	9,630	8,258	8,464	3,997	6,843	5,374	Silte grosso	3,363	Muito mal selecionado	0,070	Simétrico	0,560	Muito Platicúrtica
405 - 475	9,466	1,500	4,500	Trimodal	1,105	5,384	9,578	8,669	8,473	3,690	6,558	5,429	Silte grosso	3,366	Muito mal selecionado	-0,023	Simétrico	0,585	Muito Platicúrtica

## Granulometria Perfil 9 – Seção Duas Pedras (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho			Areia					Silte			
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	A
0 - 40	1,9%	54,6%	43,5%	1,9%	7,9%	18,2%	14,2%	9,0%	5,3%	5,7%	11,2%	7,8%	4,4%	2,9%	11,4%
40 - 70	1,0%	49,0%	50,0%	1,0%	1,6%	6,8%	15,4%	15,6%	9,6%	6,8%	8,5%	7,7%	6,6%	4,9%	15,6%
70 - 100	4,7%	49,3%	46,0%	4,7%	1,1%	5,8%	14,4%	16,5%	11,4%	8,7%	15,9%	10,1%	3,7%	2,2%	5,5%
100 - 140	2,2%	54,7%	43,1%	2,2%	2,5%	9,4%	15,0%	18,6%	9,2%	7,7%	9,2%	7,9%	5,9%	3,8%	8,7%
140 - 230	0,0%	42,8%	57,2%	0,0%	0,8%	6,5%	12,8%	14,5%	8,2%	9,7%	15,1%	9,7%	7,1%	4,9%	10,7%
230 - 270	0,5%	45,3%	54,3%	0,5%	1,7%	8,6%	5,4%	25,9%	3,7%	7,3%	10,6%	9,3%	7,5%	5,6%	13,9%
270 - 410	0,1%	57,7%	42,2%	0,1%	1,3%	8,6%	16,8%	18,9%	12,1%	7,7%	9,3%	7,0%	5,7%	3,5%	8,9%

## Granulometria Perfil 9 – Seção Duas Pedras (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo Textural
0 - 40	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
40 - 70	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Coarse Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa
70 - 100	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
100 - 140	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
140 - 230	Trimodal, muito mal selecionada	Fine Sandy Coarse Silt	Lama arenosa
230 - 270	Polimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Coarse Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa
270 - 410	Polimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Fine Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 9 – Seção Duas Pedras (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D10	Mediana ou D50	D90	(D90 / D10)	(D90 - D10)	(D75 / D25)	(D75 - D25)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 40	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,008	2,865	9,117	1082,9	9,109	7,412	5,353	3,600	Areia muito fina	3,353	Muito mal selecionada	0,310	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,777	Platicúrtica
40 - 70	9,466	2,500	5,489	Trimodal	1,038	4,001	9,346	9,001	8,308	3,626	5,291	4,802	Silte muito grosso	3,296	Muito mal selecionada	0,267	Assimétrica no sentido dos finos	0,720	Platicúrtica
70 - 100	2,500	5,489	9,466	Trimodal	0,708	3,648	7,362	10,41	6,655	3,001	3,844	3,824	Areia muito fina	2,798	Muito mal selecionada	0,103	Assimétrica no sentido dos finos	1,049	Mesocúrtica
100 - 140	2,500	5,489	9,466	Trimodal	0,566	3,252	8,687	15,35	8,121	3,562	4,430	3,925	Areia muito fina	2,988	Muito mal selecionada	0,318	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,867	Platicúrtica
140 - 230	5,489	2,500	9,466	Trimodal	1,211	4,742	9,064	7,487	7,853	2,888	4,412	4,782	Silte muito grosso	2,906	Muito mal selecionada	0,048	Simétrica	0,824	Platicúrtica
230 - 270	2,500	9,466	5,489	Trimodal	0,912	4,581	9,272	10,17	8,360	3,103	4,925	5,073	Silte grosso	3,081	Muito mal selecionada	0,153	Assimétrica no sentido dos finos	0,773	Platicúrtica
270 - 410	2,500	5,489	9,466	Trimodal	1,004	3,359	8,743	8,705	7,738	3,181	4,132	4,031	Silte muito grosso	2,868	Muito mal selecionada	0,342	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,893	Platicúrtica

## Granulometria Perfil 3 – Seção Córrego d’Antas I (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho			Areia					Silte			Argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	
0 - 25	1,9%	54,6%	43,5%	1,9%	7,9%	18,2%	14,2%	9,0%	5,3%	5,7%	11,2%	7,8%	4,4%	2,9%	11,4%
25 - 50	2,1%	56,2%	41,7%	2,1%	8,8%	18,8%	14,3%	9,2%	5,2%	4,9%	10,4%	7,7%	4,4%	2,9%	11,3%
50 - 75	2,4%	56,5%	41,1%	2,4%	8,0%	19,0%	16,4%	9,8%	3,2%	5,5%	10,3%	10,5%	2,0%	2,8%	10,1%
100 - 150	3,0%	57,8%	39,2%	3,0%	9,1%	17,7%	15,1%	9,8%	6,2%	7,8%	12,6%	7,2%	3,6%	2,2%	5,7%
150 - 280	4,7%	57,7%	37,6%	4,7%	10,1%	17,1%	15,4%	10,2%	4,7%	7,4%	10,5%	6,6%	3,8%	2,4%	6,9%

## Granulometria Perfil 3 – Seção Córrego d’Antas I (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo Textural
0 - 25	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
25 - 50	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
50 - 75	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Medium Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
100 - 150	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
150 - 280	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 3 – Seção Córrego d’Antas I (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D10	Mediana ou D50	D90	(D90 / D10)	(D90 - D10)	(D75 / D25)	(D75 - D25)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão ( $\sigma$ ):	Descrição	Assimetria ( <i>SkI</i> ):	Descrição	Curtose ( <i>KG</i> ):	Descrição
0 - 25	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,008	2,865	9,117	1082,9	9,109	7,412	5,353	3,600	Areia muito fina	3,353	Muito mal selecionado	0,310	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,777	Platicúrtica
25 - 50	0,500	9,466	5,489	Trimodal	-0,093	2,659	9,114	-97,548	9,208	8,209	5,428	3,512	Areia muito fina	3,378	Muito mal selecionado	0,349	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,770	Platicúrtica
50 - 75	0,500	6,466	9,466	Trimodal	-0,053	2,423	9,005	-	9,058	7,856	5,266	3,195	Areia muito fina	3,183	Muito mal selecionado	0,371	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,791	Platicúrtica
100 - 150	0,500	5,489	9,466	Trimodal	-0,230	2,529	7,419	-32,236	7,649	7,533	4,771	3,042	Areia muito fina	3,039	Muito mal selecionado	0,291	Assimétrica no sentido dos finos	0,851	Platicúrtica
150 - 280	0,500	5,489	9,466	Trimodal	-0,479	2,252	7,806	-16,310	8,285	9,287	4,902	2,957	Areia fina	3,173	Muito mal selecionado	0,348	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,856	Platicúrtica

## Granulometria Perfil 7 (P7) – Seção Córrego d'Antas II (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho		Areia				Silte			Argila		
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM		SF	SMF
0 – 20 aterro	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
20 - 95	0,5%	47,8%	51,8%	0,5%	5,1%	16,3%	15,2%	7,7%	3,5%	3,8%	6,5%	4,9%	6,5%	4,5%	25,6%
95 - 170	1,5%	49,9%	48,6%	1,5%	8,7%	18,5%	13,3%	6,7%	2,7%	3,4%	4,2%	4,5%	4,9%	5,1%	26,5%
170 - 245	1,1%	52,6%	46,3%	1,1%	6,2%	18,3%	16,3%	8,6%	3,1%	1,9%	2,9%	3,1%	4,3%	4,9%	29,3%
245 - 300	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
300 - 320	2,9%	44,7%	52,5%	2,9%	5,6%	16,9%	12,1%	7,0%	3,0%	4,9%	8,0%	6,8%	5,5%	5,3%	22,0%
320 - 345	0,3%	45,1%	54,6%	0,3%	4,8%	16,5%	12,6%	7,6%	3,6%	6,1%	8,3%	6,2%	5,3%	4,6%	24,1%
345 - 370	0,9%	48,7%	50,4%	0,9%	5,4%	16,0%	13,4%	8,6%	5,2%	8,6%	12,5%	7,9%	5,1%	3,9%	12,2%
370 - 400	1,5%	46,7%	51,8%	1,5%	6,5%	15,7%	13,4%	7,4%	3,7%	7,9%	12,9%	7,5%	5,8%	3,9%	13,8%
400 - 450	1,1%	50,2%	48,6%	1,1%	8,0%	17,0%	12,8%	8,1%	4,3%	5,4%	5,9%	7,1%	6,5%	5,1%	18,7%
Saprolito	1,8%	49,2%	49,0%	1,8%	8,0%	15,2%	13,3%	8,1%	4,6%	3,4%	4,2%	3,5%	4,2%	4,1%	29,7%

## Granulometria Perfil 7 (P7) – Seção Córrego d'Antas II (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo Textural
20 - 95	Polimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
95 - 170	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
170 - 245	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
245 - 300	s.d	s.d	s.d
300 - 320	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
320 - 345	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
345 - 370	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Coarse Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa
370 - 400	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Coarse Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa
400 - 450	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
Saprolito	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 7 (P7) – Seção Córrego d’Antas II (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D10	Mediana ou D50	D90	(D90 / D10)	(D90 - D10)	(D75 / D25)	(D75 - D25)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão ( $\sigma$ ):	Descrição	Assimetria ( $SkI$ ):	Descrição	Curtose ( $KG$ ):	Descrição
20 - 95	9,466	0,500	5,489	Polimodal	0,271	4,461	9,589	35,3	9,318	7,470	7,816	4,822	Silte muito grosso	3,679	Muito mal selecionado	0,099	Simétrica	0,519	Muito Platicúrtica
95 - 170	9,466	0,500	7,466	Trimodal	-0,017	3,495	9,601	-	9,619	11,28	8,252	4,398	Silte muito grosso	3,839	Muito mal selecionado	0,255	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito Platicúrtica
170 - 245	9,466	0,500	s.d	Bimodal	0,147	2,936	9,636	65,47	9,488	9,449	8,173	4,283	Silte muito grosso	3,782	Muito mal selecionado	0,400	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,510	Muito Platicúrtica
245 - 300	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
300 - 320	9,466	0,500	5,489	Trimodal	0,089	4,504	9,527	107,1	9,438	8,717	7,517	4,737	Silte muito grosso	3,776	Muito mal selecionado	0,045	Simétrica	0,565	Muito Platicúrtica
320 - 345	9,466	0,500	5,489	Trimodal	0,300	4,758	9,565	31,84	9,265	7,021	7,684	4,916	Silte muito grosso	3,646	Muito mal selecionado	0,040	Simétrica	0,521	Muito Platicúrtica
345 - 370	0,500	5,489	9,466	Trimodal	0,231	4,048	9,177	39,72	8,946	5,442	5,330	4,234	Silte muito grosso	3,347	Muito mal selecionado	0,100	Assimétrica no sentido dos finos	0,754	Platicúrtica
370 - 400	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,130	4,227	9,268	71,42	9,138	6,188	5,701	4,411	Silte muito grosso	3,522	Muito mal selecionado	0,070	Simétrica	0,724	Platicúrtica
400 - 450	9,466	0,500	6,466	Trimodal	0,051	3,691	9,449	183,9	9,397	8,335	6,860	4,411	Silte muito grosso	3,732	Muito mal selecionado	0,212	Assimétrica no sentido dos finos	0,611	Muito Platicúrtica
Saprolito	9,466	0,500		Bimodal	0,017	3,787	9,641	557,6	9,624	9,111	8,149	4,548	Silte muito grosso	3,834	Muito mal selecionado	0,205	Assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito Platicúrtica

## Granulometria Perfil 4 – Seção Boa Vista (1/3)

Prof. (cm)	Total		Cascalho			Areia					Silte				Argila
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	
0 - 20	8,3%	51,5%	40,2%	8,3%	10,5%	18,5%	13,6%	6,6%	2,4%	2,4%	1,9%	1,9%	2,5%	2,7%	28,8%
20 - 40	4,4%	49,3%	46,2%	4,4%	8,6%	10,6%	19,8%	6,9%	3,5%	2,9%	38,0%	2,0%	0,6%	1,1%	1,7%
40 - 60	2,9%	46,7%	50,5%	2,9%	6,8%	16,7%	13,3%	6,8%	3,0%	3,1%	2,5%	3,5%	3,8%	5,1%	32,4%
60 - 70	2,2%	47,2%	50,6%	2,2%	7,5%	18,3%	12,5%	7,3%	1,6%	3,7%	3,8%	5,0%	4,2%	5,1%	28,8%
70 - 90	4,2%	46,6%	49,2%	4,2%	8,2%	16,2%	12,9%	7,4%	2,0%	3,1%	3,1%	3,7%	4,4%	4,4%	30,5%
90 - 110	1,2%	49,3%	49,5%	1,2%	8,5%	15,5%	15,5%	6,9%	3,0%	2,1%	3,3%	2,7%	3,9%	3,7%	33,9%
Base bruno amarelada	32,5%	28,1%	39,4%	32,5%	4,1%	8,9%	7,0%	4,4%	3,7%	2,2%	1,5%	1,5%	1,9%	2,6%	29,7%
Base verm. amarelado	0,9%	36,1%	63,0%	0,9%	2,2%	4,5%	9,9%	12,8%	6,7%	6,4%	7,3%	10,7%	5,6%	17,8%	15,3%

## Granulometria Perfil 4 – Seção Boa Vista (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo Textural
0 - 20	Bimodal, Extremamente mal selecionada	Very Fine Gravelly Clayey Coarse Sand	Areia lamosa cascalhosa
20 - 40	Bimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Silty Medium Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
40 - 60	Bimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
60 - 70	Trimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
70 - 90	Bimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
90 - 110	Bimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Medium Sandy Clay	Lama arenosa levemente cascalhosa
Base bruno amarelada	Bimodal, Extremamente mal selecionada	Clayey Very Fine Gravel	Cascalho lamoso
Base vermelho amarelado	Trimodal, muito mal selecionado	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sandy Very Fine Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 4 – Seção Boa Vista (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D10	Mediana ou D50	D90	(D90 / D10)	(D90 - D10)	(D75 / D25)	(D75 - D25)	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s1):	Descrição	Assimetria (Sk1):	Descrição	Curtose (KG):	Descrição
0 - 20	9,466	0,500	s.d	Bimodal	-0,836	1,940	9,630	-11,523	10,47	27,01	8,790	3,702	Areia muito fina	4,123	Extremamente mal selecionada	0,473	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito platicúrtica
20 - 40	5,489	1,500	s.d	Bimodal	-0,354	2,957	5,851	-16,543	6,205	5,114	4,403	2,979	Areia muito fina	2,434	Muito mal selecionado	-0,040	Simétrica	0,663	Muito platicúrtica
40 - 60	9,466	0,500	s.d	Bimodal	0,018	4,152	9,668	543,3	9,650	10,06	8,305	4,673	Silte muito grosso	3,870	Muito mal selecionado	0,125	Assimétrica no sentido dos finos	0,518	Muito platicúrtica
60 - 70	9,466	0,500	6,466	Trimodal	0,016	4,165	9,630	614,2	9,615	10,90	8,290	4,646	Silte muito grosso	3,851	Muito mal selecionado	0,120	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito platicúrtica
70 - 90	9,466	0,500	s.d	Bimodal	-0,291	3,616	9,649	-33,177	9,940	11,75	8,393	4,433	Silte muito grosso	3,931	Muito mal selecionado	0,211	Assimétrica no sentido dos finos	0,523	Muito platicúrtica
90 - 110	9,466	1,500	s.d	Bimodal	0,022	3,834	9,681	441,3	9,659	9,323	8,261	4,585	Silte muito grosso	3,846	Muito mal selecionado	0,201	Assimétrica no sentido dos finos	0,515	Muito platicúrtica
B.b.a	9,466	0,500	s.d	Bimodal	-7,790	1,644	9,641	-1,238	17,43	-5,578	10,79	3,346	Areia muito fina	4,159	Extremamente mal selecionada	0,549	Assimétrica no sentido dos finos	0,385	Muito platicúrtica
B.v.a	8,466	2,500	6,466	Trimodal	1,241	5,925	9,333	7,521	8,092	3,265	5,862	5,576	Silte grosso	3,174	Muito mal selecionado	-0,170	Assimétrica no sentido dos grossos	0,645	Muito platicúrtica

## Granulometria Perfil 4 – Seção Conquista (1/3)

Prof. (cm)	Total			Cascalho			Areia					Silte			
	Cascalho	Areia	Finos	CMF	AMG	AG	AM	AF	AMF	SMG	SG	SM	SF	SMF	A
0 – 80 (aterro)	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d
80 - 100	0,8%	54,6%	44,6%	0,8%	7,4%	22,0%	17,3%	6,0%	2,0%	2,2%	3,7%	5,3%	5,4%	4,9%	23,1%
100 - 280	0,3%	44,3%	55,5%	0,3%	7,2%	19,8%	10,9%	4,4%	2,0%	1,4%	4,1%	3,8%	3,8%	4,3%	38,0%
280 - 330	0,5%	46,3%	53,2%	0,5%	7,3%	18,9%	12,9%	5,1%	2,1%	3,1%	4,1%	3,9%	4,0%	4,5%	33,6%
330 - 360	2,0%	40,6%	57,4%	2,0%	5,1%	15,1%	11,4%	7,1%	1,9%	3,6%	4,0%	4,4%	5,2%	3,5%	36,7%
360 - 410	6,5%	40,5%	53,0%	6,5%	6,8%	11,6%	12,1%	7,7%	2,3%	2,8%	4,4%	4,5%	4,4%	4,1%	32,8%
410 - 440	0,6%	44,5%	54,9%	0,6%	4,2%	12,9%	12,2%	10,0%	5,2%	13,4%	7,0%	3,4%	3,0%	1,9%	26,1%
440 - 455	1,7%	44,5%	53,8%	1,7%	6,0%	15,8%	13,6%	6,1%	2,9%	4,7%	5,6%	7,3%	4,8%	4,8%	26,5%
455 - 480	1,2%	44,4%	54,4%	1,2%	4,6%	15,7%	12,5%	8,0%	3,5%	4,6%	7,5%	6,6%	6,3%	4,8%	24,7%
480 - 515	1,7%	46,4%	51,9%	1,7%	6,7%	15,1%	13,7%	7,8%	3,1%	5,7%	10,6%	5,2%	6,0%	5,0%	19,4%
515 - 540	0,2%	40,9%	58,9%	0,2%	5,2%	14,4%	9,9%	6,7%	4,6%	10,7%	12,2%	9,2%	5,9%	5,0%	16,1%
540 - 610	0,2%	63,8%	36,0%	0,2%	4,7%	23,9%	18,8%	10,9%	5,5%	7,3%	7,1%	3,9%	4,0%	2,0%	11,8%
610 - 730	0,9%	51,3%	47,7%	0,9%	5,0%	18,0%	14,7%	9,0%	4,6%	5,5%	8,4%	6,3%	5,3%	4,9%	17,3%

## Granulometria Perfil 4 – Seção Conquista (2/3)

Prof. (cm)	Tipo de amostra	Classificação do sedimento	Grupo textural
80 - 100	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
100 - 280	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Clay	Lama arenosa levemente cascalhosa
280 - 330	Bimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
330 - 360	Bimodal, extremamente mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
360 - 410	Bimodal, muito mal selecionada	Very Fine Gravelly Mud	Lama cascalhosa
410 - 440	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
440 - 455	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
455 - 480	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
480 - 515	Polimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Mud	Lama arenosa levemente cascalhosa
515 - 540	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sandy Coarse Silt	Lama arenosa levemente cascalhosa
540 - 610	Polimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Very Coarse Silty Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa
610 - 730	Trimodal, muito mal selecionada	Slightly Very Fine Gravelly Muddy Coarse Sand	Areia lamosa levemente cascalhosa

## Parâmetros estatísticos de acordo com método de Folk e Ward (1957) - Granulometria Perfil 4 – Seção Conquista (3/3)

Prof. (cm)	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Descrição	D <sub>10</sub>	Mediana ou D <sub>50</sub>	D <sub>90</sub>	(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> )	(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> )	(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> )	(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> )	Média (Mz)	Descrição	Desvio Padrão (s <sub>1</sub> ):	Descrição	Assimetria (Sk <sub>1</sub> ):	Descrição	Curtose (K <sub>G</sub> ):	Descrição
80 - 100	9,466	0,500	7,466	Trimodal	0,084	2,433	9,547	114,3	9,464	11,37	7,943	4,029	Silte muito grosso	3,778	Muito mal selecionado	0,487	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,526	Muito platicúrtica
100 - 280	9,466	0,500	s.d	Bimodal	0,126	5,996	9,712	76,98	9,586	10,54	8,446	5,328	Silte grosso	3,826	Muito mal selecionado	-0,232	Assimétrica no sentido dos grossos	0,494	Muito platicúrtica
280 - 330	9,466	0,500	s.d	Bimodal	0,118	5,027	9,679	82,33	9,561	10,15	8,337	4,990	Silte muito grosso	3,814	Muito mal selecionado	-0,036	Simétrico	0,502	Muito platicúrtica
330 - 360	9,466	0,500	s.d	Bimodal	0,195	5,947	9,703	49,81	9,508	7,466	8,061	5,361	Silte grosso	3,790	Muito mal selecionado	-0,218	Assimétrica no sentido dos grossos	0,521	Muito platicúrtica
360 - 410	9,466	1,500	s.d	Bimodal	-0,489	5,042	9,671	-19,763	10,16	9,178	8,224	4,922	Silte muito grosso	4,016	Extremamente mal selecionado	-0,094	Simétrico	0,559	Muito platicúrtica
410 - 440	9,466	4,500	0,500	Trimodal	0,399	4,361	9,595	24,07	9,197	5,678	7,447	4,866	Silte muito grosso	3,607	Muito mal selecionado	0,144	Assimétrica no sentido dos finos	0,538	Muito platicúrtica
440 - 455	9,466	0,500	6,466	Trimodal	0,143	4,796	9,601	67,12	9,458	8,199	7,949	4,900	Silte muito grosso	3,766	Muito mal selecionado	0,005	Simétrico	0,528	Muito platicúrtica
455 - 480	9,466	0,500	5,489	Trimodal	0,267	4,964	9,575	35,89	9,308	7,045	7,712	4,984	Silte muito grosso	3,679	Muito mal selecionado	-0,013	Simétrico	0,528	Muito platicúrtica
480 - 515	9,466	0,500	5,489	Polimodal	0,104	4,334	9,468	90,82	9,364	7,103	6,781	4,669	Silte muito grosso	3,716	Muito mal selecionado	0,084	Simétrico	0,618	Muito platicúrtica
515 - 540	9,466	0,500	5,489	Trimodal	0,318	4,836	9,364	29,42	9,046	4,819	5,804	4,858	Silte muito grosso	3,544	Muito mal selecionado	0,000	Simétrico	0,688	Platicúrtica
540 - 610	0,500	9,466	4,500	Polimodal	0,213	2,222	9,150	42,98	8,937	6,562	4,675	3,374	Areia muito fina	3,191	Muito mal selecionado	0,516	Muito assimétrica no sentido dos finos	0,838	Platicúrtica
610 - 730	0,500	9,466	5,489	Trimodal	0,228	3,514	9,406	41,27	9,178	6,945	6,390	4,382	Silte muito grosso	3,622	Muito mal selecionado	0,279	Assimétrica no sentido dos finos	0,633	Muito platicúrtica

Tipos de palinomorfos	Hábito			Vegetação			Profundidade (cm)		
	Não arbóreo	Arbóreo	Variável	Floresta ombrófila	Generalista	Herbácea	85	160	210
<i>Asteraceae</i>	X					X	X	X	X
<i>Alchornea</i>		X		X			X		
<i>Baccharis</i>	X					X	X	X	X
<i>Borreria</i>	X					X	X	X	X
<i>Celtis</i>		X		X			X		
<i>Ilex</i>		X		X			X		
<i>Myrtaceae</i>		X		X			X	X	X
<i>Poaceae</i>	X					X	X	X	X
<i>Vernonia</i>			X			X	X	X	X
<b>Pteridófitas</b>									
<i>Blechnum</i>					X		X	X	X
<i>Polypodium</i>						X	X	X	X
<b>Briófitas</b>							X	X	X

Tabela de tafonomia dos grãos de pólen e esporos contabilizados na encosta-piloto (Seção Campo do Coelho) – Perfil 1 (Ravina)

Tafonomia			
	85 cm	160 cm	210 cm
Nº total tafonômico	1.866	1.039	811
Nº total identificado taxonômico	718	455	513
Nº total palinomorfos contados	2.584	1.494	1.324
Danos mecânicos	1.276	842	657
Danos mecânicos e degradação	449	138	124
Danos mecânicos e corrosão	141	59	30
<hr/>			
Nº Total identificado taxonômico	1.686		
Nº Total tafonômico	3.716		
Nº Total contados	5.402		
Nº Total pólen	2.421		
Nº Total esporos de pteridófitas	848		
Nº Total esporos de briófitas	132		

