

LUCAS LADEIRA BARBOSA

**SOLOS E GEOAMBIENTES DA CORDILHEIRA FUEGUINA, TERRA DO FOGO,
ARGENTINA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

Orientador: Márcio Rocha Francelino

Coorientador: Davi Feital Gjorup

VIÇOSA - MINAS GERAIS

2024

**Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da
Universidade Federal de Viçosa -
Campus Viçosa**

T

B238s
2024
Barbosa, Lucas Ladeira, 1996-
Solos e geoambientes da Cordilheira Fueguina, Terra do
Fogo, Argentina / Lucas Ladeira Barbosa. – Viçosa, MG, 2024.
1 dissertação eletrônica (129 f.): il. (algumas color.).

Orientador: Márcio Rocha Francelino.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa,
Departamento de Solos, 2024.

Inclui bibliografia.

DOI: <https://doi.org/10.47328/ufvbbt.2024.719>

Modo de acesso: World Wide Web.

1. Geomorfologia ambiental - Terra do Fogo (Argentina e
Chile). 2. Petrogênese - Terra do Fogo (Argentina e Chile).
I. Francelino, Márcio Rocha, 1966-. II. Universidade Federal de
Viçosa. Departamento de Solos. Programa de Pós-Graduação em
Solos e Nutrição de Plantas. III. Título.

CDD 22. ed. 551.41

Bibliotecário(a) responsável: Euzébio Luiz
Pinto CRB-6/3317

LUCAS LADEIRA BARBOSA

**SOLOS E GEOAMBIENTES DA CORDILHEIRA FUEGUINA, TERRA DO FOGO,
ARGENTINA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 26 de julho de 2024.

Assentimento:

Documento assinado digitalmente
 **LUCAS LADEIRA BARBOSA**
Data: 25/10/2024 14:09:01-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Lucas Ladeira Barbosa

Autor

Documento assinado digitalmente
 **MARCIO ROCHA FRANCELINO**
Data: 25/10/2024 12:43:01-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Márcio Rocha Francelino

Orientador

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial aos meus pais Marcos Barbosa Netto (*In memorian*) e Ana Maria Ladeira Barbosa, pelo amor incondicional e exemplo de vida, que sempre me apoiaram e me incentivaram na busca dos meus objetivos.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos pela oportunidade de realizar a pós-graduação.

Ao Professor Marcio Rocha Francelino pela orientação e ensinamentos e pela oportunidade de executar esse trabalho. Ao Professor Davi Feital Gjorup por ter aceitado coorientar este trabalho e por todo incentivo, companheirismo, ensinamentos, apoio e oportunidades.

Aos professores Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer e Eduardo Osório Senra por aceitarem o convite para participarem da banca de defesa e por apontarem importantes considerações para a melhoria do trabalho.

A todos meus amigos, que são muitos, que direta ou indiretamente contribuíram para que eu chegasse até aqui e, em especial, ao Saulo Barroso e ao Claudio Andrade, por toda ajuda nas análises desenvolvidas.

Aos amigos dos laboratórios Terrantar e LabGeo, e em especial ao Daniel Krum por ter aceitado ir comigo ao Rio De Janeiro buscar as amostras coletadas em Ushuaia e ao Cássio e a Clara pelo grande auxílio com o mapeamento dos geoambientes.

Aos funcionários do Departamento de solos, em especial José Maurício e ao Josemar por todo o auxílio durante execução das análises.

Ao corpo docente do Departamento de Solos, pela contribuição na minha vida pessoal e profissional.

Por fim gostaria de agradecer à música, o que me motiva e me inspira diariamente.

O presente trabalho foi realizado com apoio do Núcleo Terrantar/Permaclima e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

BARBOSA, Lucas Ladeira, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2024. **Solos e geoambientes da Cordilheira Fueguina, Terra do fogo, Argentina.** Orientador: Márcio Rocha Francelino. Coorientador: Davi Feital Gjorup.

Os processos morfogênicos glaciais que atuaram na Cordilheira Fueguina ao longo do período holocênico, em um substrato geológico predominantemente metamórfico de controle tectônico estrutural, exerceram na paisagem um marcante controle estrutural. Pretendeu-se com o primeiro capítulo identificar, delimitar e caracterizar os geoambientes da Cordilheira Fueguina a partir da estratificação ambiental, agrupando ecossistemas terrestres com características similares em relação aos seus atributos pedo-lito-fito-geomorfológicos. A partir da seleção de um conjunto de variáveis preditoras, a distribuição dos cinco geoambientes identificados na paisagem foi mapeada por modelos de aprendizado de máquinas. Um gradiente ambiental se desenvolve na topossequência, em que se observa íntima relação entre a ocorrência de solos em diferentes segmentos da paisagem sendo fortemente influenciados pela altitude, clima, relevo e vegetação. O segundo capítulo teve como objetivo estudar as propriedades químicas, físicas, mineralógicas e orgânicas dos solos ao longo de uma topossequência típica da Cordilheira Fueguina. As principais variações edáficas presentes na área de estudo foram representadas a partir da amostragem de dez perfis de solo típicos, ao longo de um gradiente de altitude. Os solos foram descritos em campo, classificados pelo sistema WRB/FAO e tiveram seus principais atributos analisados e discutidos neste estudo. Os principais processos pedogenéticos identificados na região foram a podzolização, paludização e crioclastia, e foram divididos em solos minerais e orgânicos com base em seus componentes majoritários para melhor sistematização dos resultados. De modo geral, com a diminuição da altitude os solos se tornam mais profundos, com estrutura mais desenvolvida e com incremento dos teores de silte e argila em detrimento da fração areia, e aumentam-se os estoques de carbono orgânico no solo. Os dois capítulos deste trabalho abordam aspectos fundamentais do meio físico e biótico da Cordilheira Fueguina.

Palavras-chave: pedodiversidade, modelagem ambiental; pedogênese.

ABSTRACT

BARBOSA, Lucas Ladeira, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2022. **Soils and geoenvironments of the Cordillera Fueguina, Tierra del Fuego, Argentine.** Adviser: Márcio Rocha Francelino. Co-adviser: Davi Feital Gjorup.

The glacial morphogenic processes that took place in the Cordillera Fueguina during the Holocene period, on a predominantly metamorphic geological substrate with structural tectonic control, exerted a marked structural control on the landscape. The aim of the first chapter was to identify, delimit and characterize the geoenvironments of the Cordillera Fueguina based on environmental stratification, grouping together terrestrial ecosystems with similar characteristics in terms of their soil-litho-phyto-geomorphological attributes. By selecting a set of predictor variables, the distribution of the five geoenvironments identified in the landscape was mapped using machine learning models. An environmental gradient develops in the toposequence, in which there is a close relationship between the occurrence of soils in different segments of the landscape, strongly influenced by altitude, climate, relief and vegetation. The aim of the second chapter was to study the chemical, physical, mineralogical and organic properties of soils along a typical toposequence in the Cordillera Fueguina. The main edaphic variations present in the study area were represented by sampling ten typical soil profiles along an altitude gradient. The main pedogenetic processes identified in the region were podzolization, paludization and cryoclasty, and they were divided into mineral and organic soils based on their major components to better systematize the results. In general, as the altitude decreases, the soils become deeper, with a more developed structure and an increase in silt and clay content to the detriment of the sand fraction, and the stocks of organic carbon in the soil increase. The two chapters of this work deal with fundamental aspects of the physical and biotic environment of the Cordillera Fueguina.

Keywords: pedodiversity; environmental modeling; pedogenesis.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL	8
REFERÊNCIAS	10
CAPÍTULO 1 - GEOAMBIENTES DA CORDILHEIRA FUEGUINA, TERRA DO FOGO, ARGENTINA.....	11
INTRODUÇÃO	13
MATERIAL E MÉTODOS	15
1. Caracterização geral da Cordilheira Fueguina argentina.....	15
2. Identificação, mapeamento e caracterização dos geoambientes	21
3. Coleta e descrição dos solos	23
4. Análises químicas e texturais dos solos	23
5. Datação das turfeiras	23
RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
1. Descrição geral e evolução da paisagem.....	26
2. Datação das turfeiras por radiocarbono.....	31
3. Unidades geoambientais	35
3.1 Identificação dos geoambientes	35
3.2 Mapeamento e modelagem geoambiental	36
3.3 Caracterização dos geoambientes	48
3.3.1 Zona Periglacial Não Vegetada sob Tálus	48
3.3.2 Tundra Andina de Alta Montanha.....	50
3.3.3 Encostas Florestadas.....	55
3.3.4 Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas	64
3.3.5 Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till.....	66
CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS	70
CAPÍTULO 2 - GENESE E CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS EM UMA TOPOSSEQUÊNCIA DA CORDILHEIRA FUEGUINA ARGENTINA, TERRA DO FOGO.....	77
INTRODUÇÃO	79
MATERIAL E MÉTODOS	81
1. Caracterização geral da área estudada.....	81
2. Coleta e descrição dos solos.....	84
3. Análises químicas e texturais dos solos	86

4. Análises mineralógicas	SUMÁRIO	87
5. Análises orgânicas		88
RESULTADOS E DISCUSSÃO		89
1. Caracterização dos solos		89
1.1 Solos Minerais.....		92
1.2 Solos Orgânicos.....		92
2. Classificação dos solos		93
3. Propriedades morfológicas e físicas dos solos		98
3.1 Solos Minerais.....		101
3.2 Solos Orgânicos.....		102
4. Caracterização química dos solos		104
4.1 Solos Minerais.....		107
4.2 Solos Orgânicos.....		107
5. Mineralogia dos solos		109
6. Atributos orgânicos.....		116
CONCLUSÕES		121
REFERÊNCIAS		123
CONCLUSÃO GERAL		129

INTRODUÇÃO GERAL

Os ambientes de alta latitude do hemisfério sul, incluindo regiões como a Antártica, a Patagônia e as ilhas subantárticas, são ecossistemas singulares com características climáticas, geológicas e biológicas únicas. Estes ambientes são marcados por condições climáticas extremas que moldam a biota local e os processos ecológicos. A Cordilheira Fueguina representa uma referência de ambiente natural de clima frio pouco antropizado, no contexto da Terra do Fogo, extremo sul da América do Sul, onde os padrões de vegetação e solo são fortemente influenciados pelo clima e pelas características geológicas (SÁ, 2015; CAMACHO, 2010).

Aliadas às peculiaridades inerentes aos ambientes de alta latitude do hemisfério Sul, a relativa escassez de estudos na área fazem com que esta seja promissora nos estudos que busquem preencher lacunas de conhecimento sobre as interações entre os diferentes aspectos da paisagem para subsidiar estratégias de conservação eficazes. Esforços como o de Senra, em 2024, são iniciativas atuais que visam abordar as relações ecológicas dos ambientes do sul da Patagônia. O autor, com enfoque no conhecimento pedológico, estudou os solos no *Chile's Torres del Paine National Park* (TPNP) e trouxe importantes conclusões sobre atributos químicos, físicos, mineralógicos e micromorfológicos destes solos holocênicos, até então desconhecidas.

As mudanças climáticas têm um impacto particularmente pronunciado em ambientes de alta latitude, onde suas temperaturas médias têm aumentando mais rapidamente do que a média da temperatura global (ROOTS, 1989). Ecossistemas de alta latitude podem se tornar fontes de carbono atmosférico caso persistam as estimativas do aumento da temperatura média global em relação aos níveis pré-industriais (VRESE et al., 2021).

Os georecursos existentes na Terra do Fogo já são mundialmente, historicamente e culturalmente conhecidos e explorados (CHICOTE, 2021). A combinação das alterações do uso da terra por atividades antrópicas leva a uma maior vulnerabilidade desses ecossistemas, resultando em mudanças nos padrões de gelo e neve, além de alterar os habitats e os processos ecológicos naturais (CLARKE et al., 2007; STRELIN et al., 2007), portanto, estudos que visem subsidiar o conhecimento das relações ambientais que moldam a paisagem da área de estudo, como por exemplo as relações entre o solo e a vegetação, podem servir como

ferramenta eficaz para os técnicos que trabalham nas administrações locais ou nacionais gerirem os georecursos que está presente na região.

Além disso, a compreensão das interações entre solo e vegetação em ambientes de alta latitude pode fornecer *insights* aplicáveis a outros ecossistemas vulneráveis ao redor do mundo, podendo a pesquisa em ambientes de alta latitude do hemisfério sul contribuir para a compreensão global das respostas dos ecossistemas frente às mudanças climáticas. Dessa forma, o objetivo geral deste estudo é entender de forma integrada os ambientes terrestres frios da Cordilheira Fueguina, na sua porção argentina, e identificar os aspectos mais relevantes para estratificação ambiental desse ambiente terrestre subantártico da América do Sul.

Esta dissertação encontra-se estruturada em dois capítulos que visam, respectivamente: i) identificar, mapear e caracterizar os geoambientes presentes na Cordilheira Fueguina argentina, buscando conhecer qual o conjunto de fatores pedo-lito-fito-geomorfológicos governam a distribuição dos ambientes na paisagem, apresentando a distribuição espacial de cada unidade ambiental identificada, além de analisar as dinâmicas a que estes ambientes estão sujeitos; ii) discutir os fatores e processos envolvidos na gênese dos solos numa topossequência da Cordilheira Fueguina, e com base nos seus atributos físicos, químicos, orgânicos e mineralógicos caracterizar os solos e classifica-los de acordo com o Sistema Internacional de Classificação do Solo, o World Reference Base for Soil Resources (WRB) (SCHAD, 2023; IUSS, 2022).

A presente pesquisa representa uma ação do Projeto Terrantar, vinculado ao INCT da Criosfera, e tem como objetivo aprofundar o conhecimento ambiental e pedológico na paisagem e solos da Antártica e dos Andes, através de pesquisas sobre estes ambientes terrestres. O projeto foi pioneiro em Minas e no Brasil nos estudos de mudanças climáticas em solos de regiões geladas e conta atualmente com 32 sítios de monitoramento espalhados pela Antartica e Andes, com longas séries temporais que revelam o estado do permafrost frente ao aquecimento global.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE, I.; CÂMARA, P. E. A. S.; BARROS-PLATIAU, A. F.; SILVEIRA, L. C. F. U. Antártica, meio ambiente e mudanças climáticas: a participação da ciência brasileira no continente gelado. Rio de Janeiro: **Ipea**, fev. 2024. 29 p.: il. (Texto para Discussão, n. 2967).
- CAMACHO, A.; ARRANZ, J.; BAVA, J., et al. *Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la isla grande de tierra del fuego (Patagonia, Argentina)*. **Forest Systems**, v.19, n.2, p.189-207. 2010
- CHICOTE, G. *Geotourism—interpretation—ethnogeology: extraordinary geological resources in Tierra del Fuego*. **Geological resources of Tierra del Fuego**, p. 245-259, 2021.
- CLARKE, A. et al. *Introduction. Antarctic ecology from genes to ecosystems: the impact of climate change and the importance of scale*. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 362, n. 1477, p. 5-9, 2007.
- IUSS Working Group WRB. (2022). **World reference base for soil resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps (4th ed.)**. International Union of Soil Sciences (IUSS).
- ROOTS, E. F. *Climate change: High-latitude regions*. **Climatic Change**, v. 15, p. 223-253, 1989.
- STRELIN, J.; ITURRASPE, R. *Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental*. **Global and planetary change**, v. 59, n. 1-4, p.17- 26. 2007.
- SÁ, M. M. F.. **Pedogênese, dinâmica térmico-hídrica e emissões de gases de efeito estufa no Monte Martial, Ushuaia, Argentina**. 2015. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2015.
- SCHAD, Peter. *World Reference Base for Soil Resources - Its fourth edition and its history*. **Journal of plant nutrition and soil science**, v. 186, n. 2, p. 151-163, 2023.
- SENRA, E. O.; SCHAEFER, C.E.; OLIVEIRA, F. S.; MICHEL, R.; BOCKHEIM, J.; GJORUP, D. F.; SIMAS, F. B.; FRANCELINO, M. R. *Soil-vegetation interplay in a Holocene toposequence at Torres del Paine National Park, southern Andes, Chile*. **Soil Science Society of America Journal**, v.88, n.1, p. 1-15, 2024.
- DE VRESE, P. et al. *Diverging responses of high-latitude CO₂ and CH₄ emissions in idealized climate change scenarios*. **The Cryosphere**, v. 15, n. 2, p. 1097-1130, 2021

CAPÍTULO 1 - GEOAMBIENTES DA CORDILHEIRA FUEGUINA, TERRA DO FOGO, ARGENTINA

RESUMO

A Cordilheira Fueguina apresenta uma notável diversidade de ecossistemas, resultante das variações edáficas, climáticas, geomorfológicas e fitossociológicas que criam um mosaico de habitats únicos na América do Sul. No entanto, pesquisas sobre os ecossistemas desta região ainda são limitadas, o que ressalta a necessidade de estudos adicionais para documentar suas características geoambientais singulares. O objetivo deste capítulo foi identificar, mapear e caracterizar as unidades geoambientais que compõem a paisagem da porção argentina da Cordilheira Fueguina. Os ecossistemas terrestres foram identificados e descritos à priori, com base na estratificação ambiental em função de atributos pedo-lito-fito-geomorfológicos que governam as variações físicas da paisagem. O mapeamento foi realizado utilizando três classificadores de machine learning: random forest, stochastic gradient boosting e C5.0. Utilizou-se de um conjunto de variáveis preditoras para segmentar uma imagem de satélite, onde foram identificados os respectivos geoambientes dentro dos polígonos gerados. Os dois modelos com as melhores métricas de desempenho foram selecionados para a predição, sendo gerados um mapa modal e um mapa de variação por modelo para toda área de estudo. A caracterização pedológica dos geoambientes, amostragem e classificação dos dez perfis de solo foram realizadas segundo sistema WRB/FAO, com análises de rotina determinando seus atributos químicos e físicos. A caracterização dos geoambientes foi governada principalmente pelas variações de altitude, clima e relevo na área de estudo. À medida que a altitude diminui, os solos tornam-se mais desenvolvidos e os ambientes são capazes de sustentar uma maior biodiversidade. Na topossequência, há predomínio de crioclastia nos topos, podzolização nas encostas e paludização nos vales. A estratificação ambiental empregada permitiu a identificação de cinco unidades geoambientais na porção argentina da Cordilheira Fueguina, denominadas como: (1) Zona Periglacial Não Vegetada Sobre Tálus (ZP); (2) Tundra Andina de Alta Montanha (TA); (3) Encostas Florestadas (EF); (4) Fundo dos Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas (TH); e (5) Ecótonos Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till (DT).

Palavras-chave: estratificação ambiental; mapeamento; modelagem; relação solo e paisagem.

GEOENVIRONMENTS OF THE CORDILLERA FUEGUINA, TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINE.

ABSTRACT

The Cordillera Fueguina has a remarkable diversity of ecosystems, resulting from the edaphic, climatic, geomorphological and phytosociological variations that create a mosaic of habitats unique in South America. However, research into the ecosystems of this region is still limited, which highlights the need for additional studies to document its unique geoenvironmental characteristics. The aim of this chapter was to identify, map and characterize the geoenvironmental units that make up the landscape of the Argentinian portion of the Cordillera Fueguina. The terrestrial ecosystems were identified and described a priori, based on environmental stratification according to soil-litho-phyto-geomorphological attributes that govern the physical variations of the landscape. Mapping was carried out using three machine learning classifiers: random forest, stochastic gradient boosting and C5.0. A set of predictor variables was used to segment a satellite image, where the respective geoenvironments were identified within the polygons generated. The two models with the best performance metrics were selected for prediction, generating a modal map and a variation map per model for the entire study area. The pedological characterization of the geoenvironments, sampling and classification of the ten soil profiles were carried out according to the WRB/FAO system, with routine analyses determining their chemical and physical attributes. The characterization of the geoenvironments was mainly governed by the variations in altitude, climate and relief in the study area. As the altitude decreases, the soils become more developed and the environments are capable of sustaining greater biodiversity. In the toposequence, there is a predominance of cryoclast on the tops, podzolization on the slopes and paludization in the valleys. The environmental stratification used allowed the identification of five geoenvironmental units in the Argentine portion of the Cordillera Fueguina, known as: (1) Unvegetated Periglacial Zone on Thallus (ZP); (2) High Mountain Andean Tundra (TA); (3) Forested Slopes (EF); (4) Glaciofluvial Valley Bottom with Hydromorphic Peatlands (TH); and (5) Forest-Steppe Ecotones on Till Deposit Piedmonts (DT).

Keywords: Environmental stratification; Mapping; Modeling; Soil and landscape relationship.

INTRODUÇÃO

A Cordilheira Fueguina apresenta uma notável diversidade de ecossistemas, resultado das variações edáficas, climáticas e geomorfológicas que influenciam diretamente a vegetação, criando um mosaico de habitats únicos na América do Sul (BURKART et al., 1999; PISANO, 1987). Essa heterogeneidade ambiental é produto das interações complexas entre os fatores ambientais e as respostas das espécies. No entanto, a pesquisa sobre os ecossistemas dessa região ainda é limitada, o que ressalta a necessidade de estudos adicionais para documentar suas características geoambientais singulares (CAMACHO, 2010; ROMANYA, 2005; SÁ, 2015).

A paisagem pode ser entendida como um mosaico heterogêneo composto por unidades interativas de ecossistemas, cuja heterogeneidade é evidente em pelo menos um fator, dependendo da escala de observação (METZGER, 2001). Esta é formada e mantida por diversas variáveis, como clima, relevo, solo, geomorfologia e organismos locais, incluindo a vegetação e a microbiota (MARTINS et al., 2004). Esses componentes, denominados fatores de estado, determinam a estrutura e o funcionamento dos ecossistemas nos níveis global, regional e local (CHAPIN et al., 2011).

Os processos geomorfológicos atuais da área estudada são herdados principalmente do Holoceno e estão intimamente relacionados com oscilações climáticas, glaciares e eustáticas, além de atividades fluviais, lacustres e movimentos de massa (ACEVEDO et al., 2021). Estes fatores formaram diferentes estratos sedimentares e paisagens costeiras que evidenciam variações do nível do mar decorrentes de processos eustáticos e tectônicos recentes (CORONATO et al., 2008; PONCE et al., 2011). Destacam-se também os processos e formas periglaciais, bem como os impactos antropogênicos da colonização humana e da exploração dos recursos naturais na região, como principais agentes transformadores da paisagem atual (ACEVEDO et al., 2021; DE RESENDE MACHADO et al., 2019).

Os estudos sobre a relação solo-paisagem consideram o arranjo do relevo como um fator fundamental no desenvolvimento dos solos (ARAÚJO, 2021; GJORUP, 2013). O modelo clássico de relação solo-paisagem, proposto por Ruhe (1956) e Daniels (1971), trata as superfícies como geomórficas, onde cada grau de inclinação do relevo influencia o estágio de desenvolvimento dos solos, afetando os processos de erosão e deposição. Segundo esse modelo, superfícies mais planas possuem solos mais antigos e desenvolvidos devido à estabilidade do relevo, enquanto

superfícies mais inclinadas possuem solos mais recentes e menos desenvolvidos devido à menor estabilidade (DANIELS et al., 1971; RUHE, 1956).

A metodologia de estratificação ambiental permite identificar e mapear fatores de interesse no estudo dos ecossistemas, proporcionando uma análise detalhada dos elementos que definem a paisagem e suas interações (GJORUP, 2013). Neste trabalho, “geoambiente” refere-se a uma área geográfica com certa homogeneidade em termos de características geológicas, pedológicas, geomorfológicas e vegetacionais.

O estudo da ecologia da paisagem segue duas correntes de pensamento principais (METZGER, 2001). A escola europeia, a mais antiga, adota uma abordagem cartográfica e antropocêntrica, considerando o homem como o observador do ambiente e os processos de evolução da paisagem como baseados em suas necessidades e desejos (TRICART, 1979). Em contraste, a escola americana, mais recente, vê qualquer conjunto de habitats como um possível mosaico interativo, buscando entender as inter-relações entre os componentes dos ecossistemas, onde o observador pode ser qualquer elemento dentro desse mosaico (FORMAN et al., 1986). Essa perspectiva permite compreender tanto os processos naturais quanto os antrópicos que influenciam a estrutura, a função e as mudanças de um ambiente, auxiliando na gestão de recursos e proporcionando uma visão integrada dos fenômenos naturais (FORMAN et al., 1986; MARTINS et al., 2004).

Pretende-se, com este estudo, ampliar o conhecimento sobre os processos ambientais característicos dessa importante zona de transição climática entre a América do Sul e a Antártica, além de fornecer subsídios para o gerenciamento ambiental dessa área, que apresenta características únicas no contexto latino-americano (BALOCCHI et al., 2021). Assim, o objetivo deste capítulo foi identificar, mapear e caracterizar as unidades geoambientais que compõem a paisagem da Cordilheira Fueguina, descrevendo seus ecossistemas terrestres com base na estratificação ambiental e nas relações que governam às variações presentes na área de estudo.

MATERIAL E MÉTODOS

1. Caracterização geral da Cordilheira Fueguina argentina

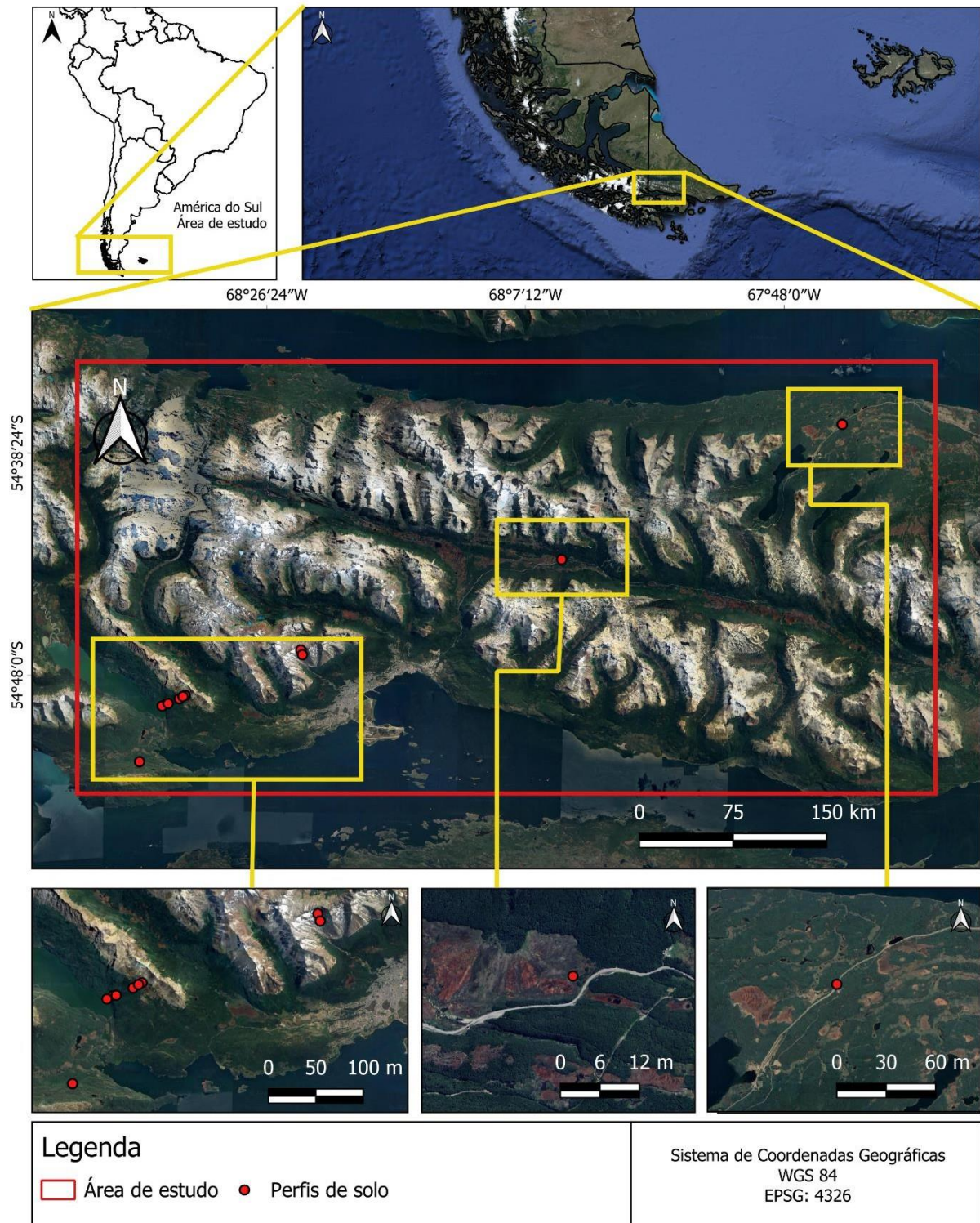
A Cordilheira Fueguina argentina estende-se desde o sul do Lago Fagnano até o Canal de Beagle e é delimitada pela fronteira chilena a oeste (meridiano 68°36') até aproximadamente 66°20' de longitude leste. Sua localização entre núcleos subtropicais de alta pressão ao norte (20°S a 40°S) e núcleos antárticos de baixa pressão ao sul (60°S), com pouca variação sazonal, permite a circulação predominante de ventos de oeste e sudoeste durante todo o ano (TUKHANEN, 1992). Na primavera e verão, esses ventos reduzem significativamente as temperaturas máximas e a oscilação térmica anual, devido à ausência de grandes massas continentais e à proximidade das massas de gelo antártico (CAMACHO, 2010; ITURRASPE et al., 2000).

A área selecionada para este estudo localiza-se no extremo sul da Cordilheira, abrangendo uma área de 1.700km² (170.000 ha) nos arredores da cidade de Ushuaia (Figura 1).

Ushuaia apresenta um clima de Tundra Polar (ET) segundo Köppen (1936), com uma temperatura média anual de 5,5°C. Em julho, a média é de 1,6°C, e em janeiro, 9,6°C. A 600 metros de altitude, a temperatura média anual é de 2,5°C, com o predomínio à 900 metros de um clima frio. A precipitação anual ao nível do mar é de 500 mm, distribuída uniformemente ao longo do ano, sendo 40-50 dias de precipitação de neve (PUIGDEFÁBREGAS et al., 1988). Acima dos 600 metros de altitude, na linha das árvores, a precipitação chega a 1000 mm/ano, o dobro da registrada ao nível do mar (BRANCALEONI et al., 2003; ITURRASPE et al., 2011).

A geologia da região é marcada por uma complexa interação de rochas metamórficas, sedimentares, vulcânicas e plutônicas, resultante de uma história geológica e tectônica intrincada, devido a interação das placas tectônicas da América do Sul, Scotia e Antártica, que desde o Cretáceo moldam a evolução geológica da região do extremo sul da América do Sul (ACEVEDO et al., 2021).

Figura 1. Mapa da localização da área de estudo com os pontos amostrais de solo. O recorte feito representa a localização da Cordilheira Fueguina no contexto do extremo sul da América do Sul.



Fonte: Google Earth, Imagem Landsat/Copernicus.

As rochas da Cordilheira Fueguina corresponde às formações Lapataia, Lemaire, Yahgán e Beauvoir (Paleozoico Superior-Cretáceo Inferior), constituídas por rochas metamórficas extensamente deformadas com numerosas dobras e falhas. A Formação Lemaire, com a maior área de afloramento, é composta principalmente por xistos e ardósias, enquanto as formações Yahgán e Beauvoir são constituídas majoritariamente por ardósias resultantes do metamorfismo de sedimentos marinhos (BALLOCHELI et al., 2021).

Rochas vulcânicas do embasamento, majoritariamente de idade Paleozóica inicial, estão expostas na fronteira Argentina-Chile próximas à Cordilheira Darwin, na Terra do Fogo chilena (HERVÉ et al., 2010). As rochas metamórficas fortemente dobradas no Cretáceo conferem o alinhamento leste-oeste da Cordilheira Fueguina, comumente expostas ao longo da costa do Canal de Beagle a oeste de Ushuaia (BALLOCHELI et al., 2021; STRELIN, 2007). No Parque Nacional Argentino Tierra del Fuego, xistos negros deformados polifásicos com abundantes veios de quartzo e redobrados da Formação Yaghan estão expostos entre as baías Ensenada e Lapataia, associados a rochas metassedimentares de baixo grau de metamorfismo do período Devoniano da formação Lapataia (ACEVEDO, 1995). Os minerais mais comuns nestas rochas são: clorita, sericita, quartzo, albita e epidoto (OLIVERO, 2001).

Desde o final do Mioceno, o clima do sul da América do Sul entrou em ciclos glaciais que permanecem ativos até o presente (WENZES, 2006). A intensa atividade erosiva glacial nos Andes Fueguinos durante o período quaternário gerou numerosas formas de relevo com abundantes vales glaciais em forma de “U”. Durante o Último Máximo Glacial (LGM), a Cordilheira Fueguina foi ocupada por uma extensa cobertura de geleiras, que esculpiram amplos vales na direção leste, aproveitando depressões de origem tectônica. Os principais eixos de fluxo de gelo eram o Estreito de Magalhães, Lago Fagnano e o Canal de Beagle (RABASSA et al., 2009).

O Canal de Beagle é um vale tectônico de origem glacial, com 180 km de comprimento, 300 m de profundidade e 5 km de largura, apresentando uma dinâmica estuarina (fiorde) controlada por fontes pluviais significativas e sazonais e por um fluxo de maré proveniente tanto do leste (Atlântico) quanto do oeste (Pacífico) (ISLA et al., 1999). O Lago Fagnano, com cerca de 104 km de comprimento, possui uma morfologia intimamente relacionada a um grande acidente neotectônico, a falha transcorrente de Magallanes-Fagnano, e foi modelado pelos glaciares do Quaternário (MARTIN et al., 2021).

Desde a última Pequena Idade do Gelo (século XVII), a diminuição das áreas cobertas por gelo tem se intensificado, especialmente nas últimas décadas (STRELIN et al., 2007). Os sinais da reativação da glaciação estão limitados às áreas mais altas da Cordilheira Fueguina (PONCE et al., 2011). Atualmente, a distribuição da cobertura glacial pode ser dividida em duas grandes zonas: a Cordilheira Darwin, na porção chilena da Cordilheira Fueguina, com altitudes superiores a 2000 metros, de onde geleiras descem até o mar através de fiordes, e as geleiras de circo e vale a leste, onde a cobertura glacial diminui devido à menor altura dos picos e à redução da precipitação (MARTÍN et al., 2021). Os glaciares do setor argentino da Cordilheira Fueguina ocupam circos situados entre 880 e 1380 metros de altitude e têm menos de 1 km² de superfície (MARTÍN et al., 2021). Todas as geleiras no território argentino estão em retração, com uma extinção prevista nas próximas décadas, caso as condições climáticas atuais persistam (PONCE et al., 2011).

A maioria das depressões atualmente ocupadas por lagos resulta da erosão por glaciares, durante as diferentes glaciações (CORONATO, 1995). A maior parte dessas massas de água doce encontra-se no interior de circos e vales glaciares, que são características geomorfológicas proeminentes da paisagem do sul da Terra do Fogo. Os lagos situam-se entre 17 e 1057 m de altitude e a maior parte deles tem uma superfície inferior a 0,1 km². As chuvas abundantes durante todo o ano, além da contribuição das nevadas invernais e da água de degelo dos glaciares, são as principais fontes de abastecimento dessas massas de água (MARTIN et al., 2021).

A topografia montanhosa da região é caracterizada pela alternância de grandes cadeias de montanhas e vales glacializados, com picos íngremes de até 1.400 m, que diminuem em altura e inclinação em direção ao leste (BAVA, 1998; FRANGI et al., 1992). A Cordilheira Fueguina argentina é cerca de 1.000 metros mais baixa do que a porção ocidental chilena, e está relacionada a processos periglaciais como a erosão, o transporte e a deposição de sedimentos pelo recuo das geleiras e o intemperismo criogênico (ITURRASPE, 2011).

Na Terra do Fogo são encontradas algumas das mais recentes áreas expostas a pedogênese da Cordilheira dos Andes (LIAUDAT, 2008) e os solos apresentam características únicas no contexto do território argentino. De maneira geral os solos da região são jovens, pouco desenvolvidos, pedregosos e com elevado teor de matéria orgânica. Os processos pedogenéticos mais expressivos na área de estudo são a andossolização, melanização, paludização, podzolização e crioturbação

(FREDERIKSEN, 1988; SÁ, 2015). Os materiais de origem dos solos na Cordilheira Fueguina são variados e apresentam uma grande variabilidade espacial, predominando os depósitos coluviais, de tefra e cinzas vulcânicas, till, cascalho e areias fluviais e loess (RUBIO et al., 2019).

As flutuações climáticas intensas associadas aos avanços e recuos dos glaciares geraram variações significativas nos processos pedogenéticos e nas propriedades do solo (RUBIO et al., 2019). As *ordens Andosols, Kastanozems, Cambisols e Leptsols* estão bem representadas na área, enquanto os *Luvisols, Histosols* e *Podzols* aparecem como subordinados em sítios específicos (FERRER et al., 2006; FREDERIKSEN, 1988; ROMANYA, 2005).

As condições fisiográficas, climáticas e edáficas variadas da região se refletem na fisionomia da vegetação (CAMACHO, 2010; FRANGI et al., 1992; PISANO, 1997). Em uma cronossequência típica do sul da Terra do Fogo, variações de altitude resultam em uma grande diferenciação de ambientes, destacando-se os solos florestais formados em meia encosta nos cinturões de vegetação florestal do gênero *Nothofagus* sp; solos sob vegetação de tundra em alta montanha e solos não vegetados no topo da topossequência, com predomínio de condições climáticas subantárticas prevalecendo nas montanhas mais altas, onde o clima subpolar se instala em altitudes superiores a 900 metros (CAMACHO, 2010; SÁ, 2015).

Nas depressões formam-se extensas turfeiras no fundo dos vales fluvoglaciais (SAVORETTI, 2021). O clima frio e úmido, aliado à topografia dos amplos vales pós-glaciais e mudanças na drenagem das bacias, permitiu que a vegetação colonizasse o ambiente mal drenado do fundo dos antigos vales glaciais, levando ao aparecimento das turfeiras sob condições hidromórficas (LIAUDAT, 2008; OLIVERO et al., 2008).

O trabalho erosivo dos glaciares sobre a rocha ou sedimento ao longo dos quais fluíram originou diferentes tipos de bacias ou depressões. Quando o glaciar recuou, deixando essas depressões livres, as pequenas bacias foram inundadas tanto pelo escoamento superficial das águas das encostas laterais quanto pela elevação das águas freáticas, resultando na formação de lagos e lagoas. Posteriormente, o rebaixamento da profundidade dessas massas de água doce, aliado ao crescimento da vegetação nas áreas alagadiças, permitiu um avanço gradual e a colonização pela vegetação sobre a massa de água, resultando na formação de turfeiras (PONCE et al., 2014; SAVORETTI et al., 2021).

As turfeiras são zonas úmidas onde a produção de matéria orgânica excede sua decomposição (CLYMO, 1984). Como resultado, quantidades consideráveis de matéria orgânica se acumulam ao longo de milhares de anos (VITT et al., 2009). Fatores como o clima frio, balanço de umidade positivo, alta umidade relativa, condições geológicas e topográficas favoráveis à retenção de água, baixo pH do substrato e disponibilidade de nutrientes influenciam sua origem e preservação (CLYMO, 1984).

Nessas condições a acumulação de componentes orgânicos na superfície supera a sua assimilação pedogenética, resultando em um espessamento excessivo do horizonte A (RIECKEN et al., 1960). A lenta transformação e decomposição da matéria orgânica promove o acúmulo de compostos orgânicos altamente humificados e reduzidas taxas de mineralização, o que confere uma cor escura aos horizontes orgânicos (FENTON et al., 1983). Este processo é responsável pela formação de *Histosols* na região quando o acúmulo de material orgânico excede 30cm de espessura (SCHAETZL, 2005).

As turfeiras são formadas por duas camadas principais: a superior, aeróbica, e uma inferior, anaeróbica (VITT et al., 2009). As plantas vasculares produzem menos biomassa e decompõem-se mais rapidamente do que as briófitas, que são dominantes na camada do solo e formam uma superfície contínua de musgo na superfície das turfeiras e a maior parte da biomassa que ocorre nesta camada é representada pelo material das suas paredes celulares, que se decompõe mais lentamente (VITT et al., 2009). Alterações nas condições de drenagem podem dar origem a variações no tipo de vegetação, levando à formação de mais de um tipo de turfa numa mesma turfeira.

Pisano (1977) classificou as turfeiras em três categorias, cada uma com vários subtipos: (a) Turfeiras elevadas: incluindo as comunidades da tundra magalhânica dominadas por briófitas de talo comprido, tanto sobre a superfície geral quanto sobre o lençol freático secundário; (b) Turfeiras em almofadas: referem-se a turfeiras não elevadas, localizadas sobre a água freática. Essas turfeiras são encontradas em áreas com maior pluviosidade em comparação às turfeiras elevadas; e (c) Turfeiras graminoides: caracterizadas pelo domínio de herbáceas, onde essas plantas representam mais de 50% do mosaico vegetal.

2. Identificação, mapeamento e caracterização dos geoambientes

Para realizar a estratificação geoambiental da área de estudo, recorreu-se a uma metodologia pedogeomorfológica (TRICART et al., 1992). As unidades foram identificadas, mapeadas e caracterizadas segundo seus atributos pedo-lito-geomorfológicos, tratados de forma integrada, tendo como produto uma síntese ambiental. Desta forma, foram agrupados sob uma mesma denominação setores com características similares em relação aos atributos de interesse.

A metodologia de estratificação ambiental empregada é apropriada para a realização de inventários rápidos de meio físico de áreas desconhecidas, com bom nível de detalhamento. O emprego de análise espacial, baseada em dados de campo em conjunto com dados secundários permite a identificação, espacialização e caracterização de unidades da paisagem abordadas de forma integrada. A unidade de paisagem adotada na estratificação ambiental da área de estudo foi o geoambiente. Este, é definido no presente trabalho, como um setor da paisagem que possui certa homogeneidade de atributos pedológicos, geológicos e geomorfológicos.

Para o mapeamento *à posteriori* utilizou-se classificação supervisionada com algoritmos de *machine learning* utilizando variáveis ambientais como fatores explicativos dos geoambientes. O processo seguiu um fluxo metodológico sequencial. Inicialmente foram utilizadas como variáveis preditoras as bandas (Red, Green, Blue, NIR) do satélite Sentinel 2 (ótico) (COPERNICUS, 2019), juntamente com os índices de vegetação (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - NDVI), umidade (*Normalized Difference Moisture Index* - NDMI) e neve (Índice de Neve de Diferença Normalizada - NDSI) derivados das relações entre as bandas. O Sentinel 2 possui resolução espacial de 10 m.

Além disso, foi utilizado um modelo digital de elevação Copernicus com resolução espacial de 30 m. Para representar o clima, foram utilizados dados de precipitação média anual (BIO 12) e temperatura média anual (BIO 1) oriundos do WorldClim (FICK et al., 2017), com resolução espacial de 1 km. Para representar o fator solo, foram utilizados o teor de areia e o estoque de carbono do solo de 0-30 cm, oriundos do SoilGrids (POGGIO et al., 2021), com resolução espacial de 250 m.

Utilizou-se ainda dados de geologia obtidos na plataforma digital do *Instituto Geográfico Nacional de la República Argentina*, mapeados na escala 1:75.000. Os dados foram harmonizados para uma resolução espacial de 10m e projetados para um sistema métrico.

Foi realizada a segmentação de imagens de satélite, subdividindo a área observada em segmentos distintos, com base em critérios específicos e relevantes, tais como intensidade, cor e textura (PARE et al, 2015). A primeira etapa da classificação foi realizada com o auxílio do pacote “supercells” (NOWOSAD et al., 2022) no ambiente R (R Core Team, 2024). Utilizou-se como parâmetros de delimitação dos segmentos as bandas R, G, B e NIR, além do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI). Os parâmetros foram determinados por um processo heurístico até se alcançar segmentações que atendiam às classes geoambientais pretendidas.

A partir dessa segmentação, foi realizada uma amostragem dos geoambientes, levando em consideração todas as camadas disponíveis, de forma a garantir a variação espacial de cada geoambiente. Ao final, obtiveram-se em média 30 amostras de cada geoambiente identificado.

Posteriormente, foram geradas métricas estatísticas das camadas ambientais em todos os segmentos (amostrados e não amostrados) separadamente. Essas métricas foram utilizadas como variáveis preditoras na seleção de três classificadores de machine learning: o random forest - rf (LIAW et al., 2002), o stochastic gradient boosting – gbm (GREENWELL et al., 2020) e o c5.0 (KUHN et al., 2023).

Realizou-se uma seleção de variáveis por dois processos sequenciais, um por correlação e outro por importância, variáveis com alta correlação foram removidas e as remanescentes foram submetidas a avaliação de importância na separação dos geoambientes, variáveis que pouco contribuíram, foram removidas (MOQUEDACE et al., 2024). Para o ajuste do modelo as amostras foram divididas em 80% para treino e 20% para teste e a performance dos algoritmos foi avaliada por meio de duas métricas: Kappa e F1 score. Os dois melhores modelos com as melhores métricas de performance foram selecionados para a predição.

Realizou-se a classificação para toda a área de trabalho. Todo o processo de modelagem (seleção de variáveis, separação de amostras, ajuste do modelo e predição) foi executado 100 vezes para cada um dos modelos. Isso se justifica pelo fato de que diferentes separações aleatórias entre treino e teste podem levar a resultados distintos, o que ajuda evitar a reprodução de resultados otimistas ou pessimistas quando se faz um único ajuste do modelo.

Como resultado, foram gerados 100 mapas geoambientais com cada um dos dois melhores modelos ajustados. A partir desses mapas, foram calculados um mapa

modal e um mapa de variação para cada um dos modelos. O mapa modal apresentou, para cada segmento, a classe de ocorrência mais provável. O mapa de variação serviu como uma métrica espacial da incerteza dos modelos, pois segmentos que variaram muito em sua classificação ao longo das execuções indicam regiões nas quais o modelo apresentou dificuldade na detecção de padrões.

Ressalta-se que a utilização de machine learning para modelar geoambientes carece de literatura específica com teste exaustivo de algoritmos de machine learning.

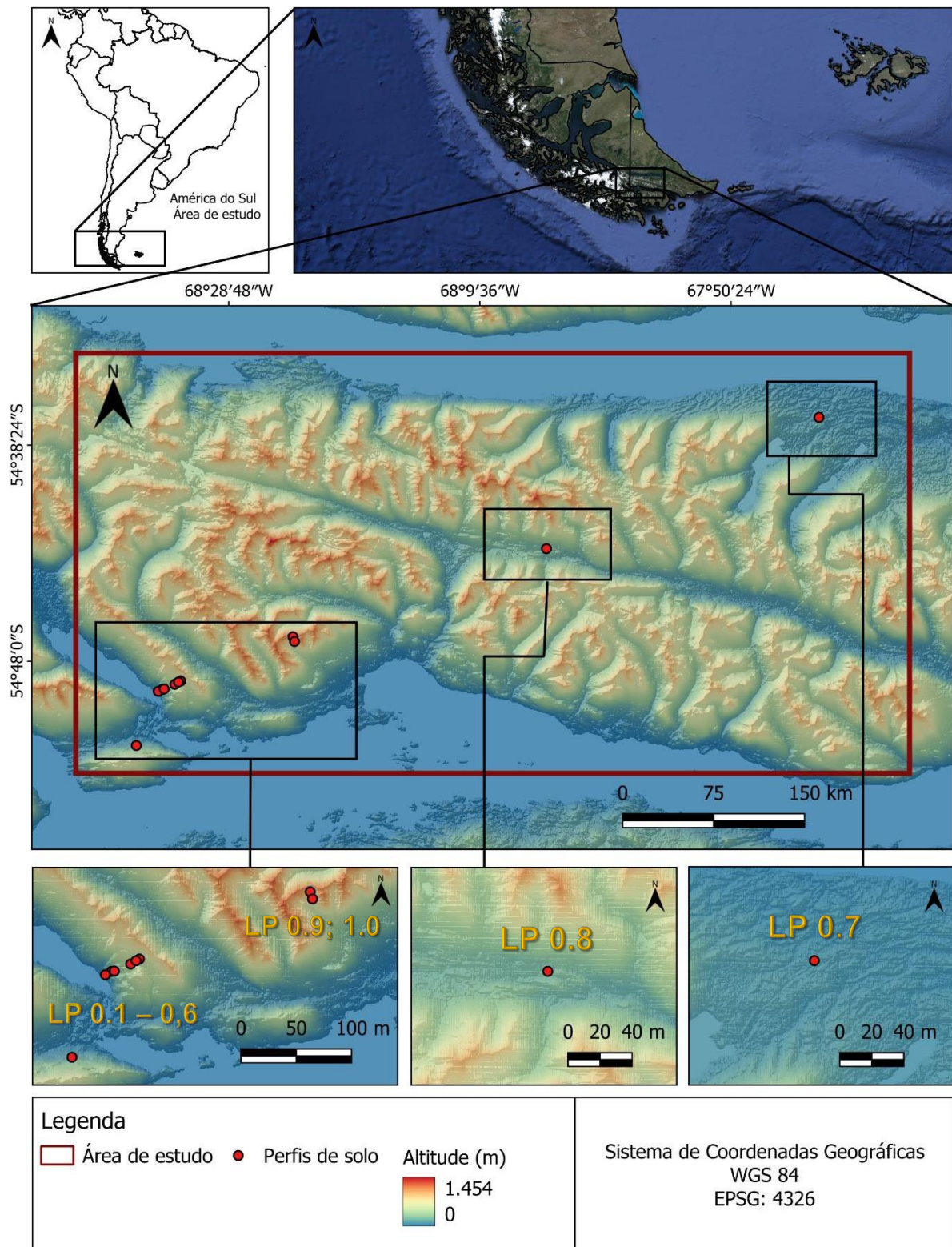
3. Coleta e descrição dos solos

A partir de informações disponíveis na literatura, de dados geológicos e geomorfológicos, e observações de campo guiadas por relações do solo com a vegetação *in situ*, foram definidos os pontos de amostragem, descritos e coletados 10 perfis de solo e uma amostra extra, representativos das variações edáficas e geoambientais da área de estudo (Figura 2), possibilitando a caracterização pedológica dos ambientes. Os dados de campo foram levantados em uma campanha de campo entre 14 e 20 de março de 2023.

Os perfis foram descritos segundo Santos et al. (2005). Foram coletadas amostras de cada horizonte pedogenético para posterior caracterização física, química, mineralógica e orgânica.

Devido a inaplicabilidade de classificar adequadamente os solos da região pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, e para padronizar uma classificação que seja compatível com as peculiaridades da área e aceita mundialmente, os solos foram classificados de acordo com a base internacional de classificação dos solos World Reference Base (IUSS, 2023). A cor de cada horizonte foi determinada no laboratório, em função das dificuldades encontradas em campo, sendo obtida a cor úmida de cada horizonte dos solos estudados, através da Munsell Soil Color Charts (MUNSELL COLOR, 2000).

Figura 2. Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo com a referência dos perfis amostrados



Fonte: COPERNICUS, 2019.

4. Análises químicas e texturais dos solos

As amostras foram analisadas nos laboratórios de análises de solos do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. A fração terra fina (< 2 mm) do solo foi submetida às seguintes análises, de acordo com EMBRAPA (1997):

Análises Químicas:

- Fósforo disponível, potássio e sódio, extraídos através do Mehlich-1 (HCl 0,05 M + H₂SO₄ 0,0125 M, relação solo:extrato 1:10). Fósforo determinado através de espectrofotômetro, potássio e o sódio determinados através de fotômetro de emissão de chama.
- Cálcio, Magnésio e Alumínio extraídos com solução de KCl 1 M, sendo estes cátions determinados através de espectroscopia de absorção atômica; Acidez potencial determinada por titulometria, após o uso de acetato de cálcio 0,5 M tamponado a pH 7.
- pH em água determinado potenciométricamente, em suspensão com relação solo: água na relação 1:2,5.
- Carbono Orgânico por oxidação via úmida, com dicromato de potássio em meio sulfúrico com aquecimento (método Walkley-Black). A percentagem de matéria orgânica no solo foi obtida através da multiplicação do Carbono Orgânico pelo fator 1,724.

A partir dos dados assim obtidos foi possível o cálculo de diferentes índices, calculados como segue: Soma de bases ($S = Ca + Mg + K + Na$); Capacidade de troca catiônica ($T = S + Al + H$); Saturação por bases ($V\% = 100 S/T$); Saturação por alumínio ($m\% = 100 Al/(S + Al)$); Atividade da argila = $100 T/\%$ argila

Análises físicas:

- Determinação da percentagem em peso de cascalho para cada horizonte.
- Análise granulométrica: dispersão com NaOH 0,1 mol/l e agitação, areia grossa e areia fina separadas por tamisação, fração argila separada pelo método da pipeta, e fração silte obtida pela diferença.

5. Datação das turfeiras

Para datar o início do acúmulo orgânico das turfeiras e compará-las em relação ao tempo de acúmulo em diferentes seções da paisagem fueguina, utilizou-se o

método de datação do ^{14}C por Espectrometria de Massa com Acelerador (AMS). As amostras dos horizontes mais profundos de duas turfeiras foram encaminhadas ao laboratório BETA ANALYTIC para datação com base na extração dos ácidos húmicos do solo. Foi feito realizado um pré-tratamento completo (ácido/alcalino/ácido) para eliminar possíveis contaminantes nos ácidos húmicos extraíveis. A calibração da idade de radiocarbono foi realizada utilizando o método de bandas de densidade de alta probabilidade (HPD): SHCAL13 (HOGG et al., 2013). Os resultados da calibração da idade de radiocarbono é expresso em anos antes do presente (BP). Os valores $\delta^{13}\text{C}$ relatados foram medidos separadamente em um IRMS (espectrômetro de massa de razões isotópicas).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

1. Descrição geral e evolução da paisagem

As condições geológicas e geomorfológicas exercem considerável influência sobre os ecossistemas da Cordilheira Fueguina (CORONATO et al., 2006). A ação do gelo, ocorrida durante pelo menos quatro glaciações — do Mioceno Superior ao Pleistoceno Superior — imprimiram as características estruturais da paisagem, onde processos morfogênicos glaciais atuaram sobre um substrato predominantemente sedimentar de controle tectônico estrutural (BALLOCHI et al., 2021). A proximidade das fontes de acumulação dos corpos glaciares e o menor desenvolvimento da costa marinha favoreceram o desenvolvimento dos processos erosivos (PONCE et al., 2011).

O descongelamento dos glaciares formou extensos sistemas fluviais, drenando as águas de degelo para o Oceano Atlântico com uma carga sedimentar variada. Nessas bacias fluviais, diversas formas de sedimentação e relevo foram criadas, incluindo planícies glacio-fluviais, terraços e deltas kame, kettles, leques glaciofluviais e terraços glaciofluviais (PONCE et al., 2011).

Na Terra do Fogo, as planícies glaciofluviais mais extensas localizam-se a leste do lago Fagnano, a uma elevação de 100 metros acima do nível do lago, ocupando as terras baixas dos vales, que correspondem a antigas planícies aluviais (CORONATO et al., 2002). Os terraços glaciofluviais, elevadas planícies de inundação formadas pela descida progressiva de canais fluviais, criam encostas escalonadas em amplos vales anteriormente moldados pela ação glacial (BUJALESKI, 2007). A granulometria dos sedimentos carregados varia de areia à cascalho conforme a

distância do depósito ao corpo de gelo que deu origem ao curso d'água, a velocidade da água, as condições de concorrência e a capacidade de transporte, que são geralmente condicionadas pelas variações sazonais da água (MARTÍN et al., 2021).

Os períodos interglaciais, caracterizados por níveis elevados do mar e condições climáticas mais quentes, resultaram na formação de terraços marinhos, frequentemente localizados próximos à costa atual (ZAZO, 1999). Estes terraços, compostos por praias elevadas dominadas por cascalho, são típicos de zonas costeiras paraglaciais (BUJALESKI, 2007). A entrada repetida do mar na atual região interior da ilha foi um fator crucial na configuração atual da paisagem.

A intensa atividade glacial gerou várias formas de relevo erosivo, como circos glaciais, drumlins e vales em “U” (Figura 3.A) (MARTIN et al., 2021). Atualmente os fundos dos vales e depressões estão cobertos por depósitos glaciofluviais e till de atividades glaciais do Pleistoceno e Holoceno (OLIVERO et al., 2001). Os glaciares, lagos e turfeiras ocupam atualmente o solo destes circos e vales em U, e as encostas dos vales se apresentam como um ambiente florestado (CORONATO, 1995; RABASSA et al., 2000) (Figura 4).

Figura 3. Processos geomorfológicos na área de estudo. Onde (A) é o vale estrutural em formato de “U” formado a partir do descongelamento de uma geleira. Onde (B) é o Lago Roca, cobrindo a porção baixa da topossequência próxima a Baía Lapataia à sudeste de Ushuaia, Argentina.



Fonte: Acervo pessoal.

Figura 4. Padrão de vegetação de encosta típica da Cordilheira Fueguina. (A) Riacho na encosta florestada com *Nothofagus pumilio*; (B) Padrão de vegetação da encosta visto de cima; (C) Sub-bosque florestal com as árvores monodominantes predominante na paisagem.



Fonte: Acervo pessoal.

As encostas dos vales apresentam vegetação densa e padrões fluviais diversificados, onde predominam as formações florestais fueguinas, florestas de clima frio com espécies arbóreas específicas, presentes apenas na Argentina, Chile, Nova Zelândia e Austrália (CAMACHO, 2010). Elas fazem parte das florestas subantárticas e dominam a paisagem até cerca de 600 m de altitude, onde predominam as árvores decíduas da espécie *Nothofagus pumilio*, com algumas manchas de ocorrência da *Nothofagus betuloides* sempre verde (BAVA, 1998; CAMACHO, 2010; FRANGI et al., 1992).

Embora, em termos gerais, o clima possa explicar a distribuição destas espécies na Terra do Fogo, o fato destas duas espécies raramente formarem florestas mistas sugere que o controle edáfico pode contribuir para a sua distribuição a uma escala mais localizada (MCQUEEN, 1976; PISANO, 1981). *Nothofagus betuloides* cresce em solos menos férteis e onde predominam processos de encharcamento e *Nothofagus pumilio* cresce em solos com maior fertilidade e com evidências do processo de podzolização. (ROMANYA, 2005). Apesar das diferenças ecológicas, ambas espécies apresentam uma taxa semelhante de crescimento, sugerindo que a espécie perenifólia é mais eficiente na utilização de nutrientes e está mais adaptada a condições de alagamento (ROMANYA, 2005).

Em maiores altitudes, na transição para a vegetação de alta montanha, a floresta forma uma faixa estreita de algumas dezenas de metros onde o *Nothofagus pumilio* é gradualmente substituído pelo *Nothofagus antarctica*, formando uma linha de contato abrupta no limite superior da floresta. Nesta zona de transição, as árvores apresentam uma rápida redução em altura, crescendo de forma raquítica, adaptação típica denominada “*Krummholz*” (MOORE, 1983), que para Liaudat (2008) indica o início da zona periglacial, com processos terrestres relacionados ao gelo.

A vegetação de alta montanha se desenvolve acima de 600-700 metros, onde a temperatura média anual é inferior a 10 °C e o solo é afetado pelo congelamento e degelo sazonais (CORONATO et al., 2008). Na Tundra fueguina, as plantas mais comuns são *Bolax gummifera*, *Empetrum rubrum*, *Azorella lycopodioides*, *Colobanthus subulatus* e *Muscovosus drapetes*, além de gramíneas como *Festuca contracta*, líquens e musgos (BRANCALEONI, 2003; SÁ, 2015).

As áreas não vegetadas periglaciais (Figura 5), localizadas próximas às frentes glaciares atuais, são marcadas pela ausência de vegetação e processos criogênicos (STRELIN et al., 2007) iniciando-se a partir de 650 metros de altitude, com ocorrência de permafrost entre 1000 e 1330 metros (LIAUDAT, 2008). Essa feição da paisagem faz fronteira com o limite da vegetação de alta montanha, e suas características edáficas fortemente influenciadas pela crioclástica e congelamento e descongelamento do solo inibem o crescimento vegetal (SÁ, 2015).

Figura 5. Aspectos gerais da paisagem periglacial, dominante na Cordilheira Fueguina em altitudes acima dos 700m.



Fonte: Acervo pessoal.

Proximo ao Lago Fagnano, ocorrem áreas de ecótono floresta-estepe (Figura 6), onde dominam as florestas de *Nothofagus antarctica* e *Nothofagus pumilio* ocupando colinas e locais elevados, enquanto as zonas mais baixas são ocupadas por vegetações herbáceas, em substrato predominantemente composto por depósitos de till, região de transição entre as montanhas ao sul e estepe ao norte. (CAMACHO, 2010).

Figura 6. Aspectos gerais da paisagem da área de ecotono entre as encostas florestadas do sul da Terra do Fogo e as planices estépticas do norte. Nordeste do Lago Fagnano, Ushuaia, Argentina.



Fonte: Acervo pessoal.

2. Datação das turfeiras por radiocarbono

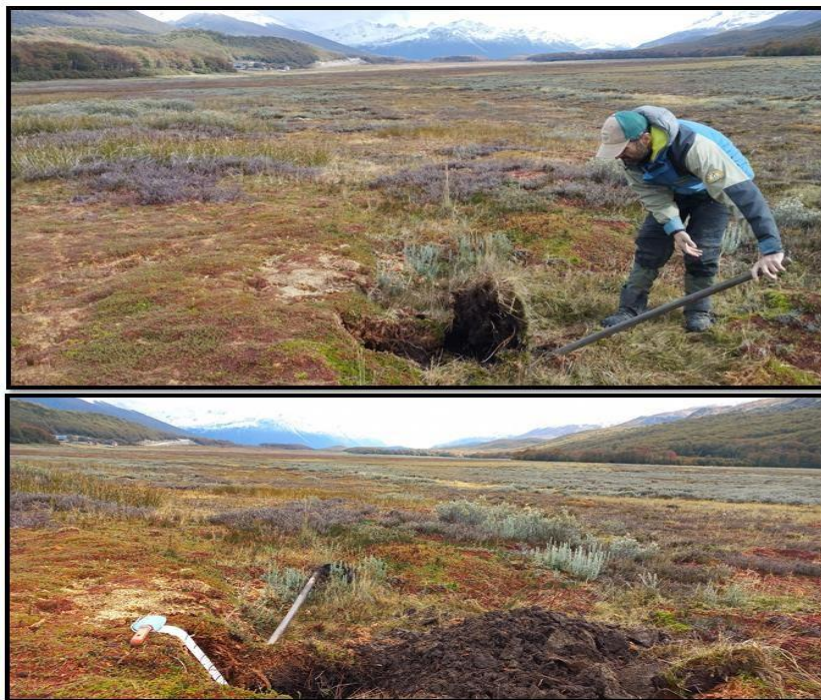
A primeira turfeira (Figura 7) se encontra em uma cota altimétrica de 557 m, de relevo plano em um ambiente montanhoso mal drenado, cuja conformação do terreno favorece o processo de hidromorfismo e acúmulo orgânico e existe a influência da neve. A segunda turfeira (Figura 8), a 224 m de altitude, está inserida no contexto plano mal drenado do fundo do vale glaciofluvial. Os materiais datados correspondem, respectivamente, aos horizontes orgânicos mais profundos, coletados dentro do perfil de amostragem, com profundidades de 45-60cm e 65-78cm.

Figura 7. Turfeira (1) formada em um platô altimontano à sudeste de Ushuaia, Argentina. Cota altimétrica 557 m.



Fonte: Acervo pessoal.

Figura 8. Turfeira (2) formada no fundo de um vale glaciofluvial da Cordilheira Fueguina, sul da Terra do Fogo, Argentina



Fonte: Acervo pessoal.

Tabela 1. Resultado da idade, expressa em anos BP da datação por radiocarbono e assinatura isotópica (δ) pelo IRMS. (1) turfeira altimontana; (2) turfeira de fundo de vale glaciofluvial.

Turfeira	Altitude	Profundidade	Idade (Anos BP)	δ 13C (‰)
1	557m	45-60cm	1400 $\pm$ 30	-29,9
2	224m	65-78cm	2770 $\pm$ 30	-29,6

Os resultados indicaram que as turfeiras nos fundos dos vales são mais antigas (2770 $\pm$ 30 BP), enquanto as em altitude possuem datações mais recentes (1400 $\pm$ 30 BP), associadas ao recuo mais recente dos glaciares e à formação de microrelevos e microclimas favoráveis ao hidromorfismo e crescimento vegetal (PISANO, 1977) que certamente ocorreram em cronologias diferentes do início do processo de acúmulo orgânico das turfeiras do fundo dos vales.

A formação de turfeiras é favorecida pela ocorrência de bacias ou depressões fechadas onde se formam pequenos lagos ou lagoas. Esse tipo de paisagem está associado principalmente a áreas que foram previamente expostas à ação erosiva glacial (Ponce et al., 2014).

Para Martín (2021), a origem dos lagos situados em altitudes mais baixas remonta ao recuo glacial após o Último Máximo Glacial, e os lagos dos vales suspensos foram desenvolvidos mais recentemente, com cronologia relativa pós Pequena Idade do Gelo. Os resultados obtidos neste estudo indicam idades contrastantes, sendo o acúmulo do fundo do vale de origem mais recente, e o acúmulo em vales suspensos, mais antigo, em relação à cronologia proposta.

O acúmulo orgânico do fundo do vale está possivelmente associado ao período após o preenchimento sedimentar e estabilização do clima das porções mais baixas da paisagem, onde a estabilidade ambiental permitiu o início do processo do acúmulo hidromórfico e colonização vegetal.

A turfeira suspensa, remete a um acúmulo mais recente, que só se deu a partir do início das condições geomorfológicas propícias, com o recuo glacial nas áreas mais altas, seja pela formação do microrelevo propício e posterior preenchimento hidromórfico da pequena bacia, seja por condições climáticas favoráveis para o início da colonização vegetal em uma altitude maior, já que na região da área de estudo a

altitude está associada a locais de limitações fisiológicas mais severas à vegetação (CAMACHO, 2010).

Loisel e outros autores (2013), estudando as dinâmicas do carbono em turfeiras holocênicas da Patagônia, próximas à região de Ushuaia, observaram que a falta de correlação entre os parâmetros climáticos de temperatura e precipitação e os índices de acumulação de turfa sugere que podem estar atuando outros fatores de controle, destacando a forte influência de fatores de escala local no desenvolvimento das turfeiras.

Por conseguinte, pode argumentar-se que a complexa adaptabilidade das turfeiras influencia diretamente as taxas de acumulação de turfa na Patagônia, e justificam-se as cronologias contrastantes na datação (LOISEL et al., 2013). O autor obteve pelo menos dez resultados de datação para as turfeiras estudadas, observando grande variação nos valores. A provável data do acúmulo variou de 60 a 10.000 anos BP, passando por valores próximos aos obtidos nesse estudo (1402 e 2694 anos BP, em turfeiras próximas à Ushuaia).

A vegetação nas turfeiras é diversificada, e destacam-se as espécies *Sphagnum magellanicum*, *Astelia pumilia* e *Astelia briales* em locais de hidromorfismo de fundo de vales glaciofluviais, formando almofadas densas sob a superfície do solo. Nas turfeiras gramínoídes, semelhante à observada neste estudo em uma porção mais alta da paisagem, predominam *Schoenus antarcticus*, *Tetroncium magellanicum* e *Carex kingii*, frequentemente associadas às espécies de turfeiras almofadadas (SAVORETTI et al., 2021; MOORE, 1983).

Tendo em vista que os vegetais podem ser separados de acordo com o seu ciclo fotossintético em C3, C4 e CAM, de acordo com Martinelli et al. (2009), as espécies C3 apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -24 e -38 ‰, espécies C4 apresentam valores entre -11 e -15 ‰ e espécies CAM apresentam valores entre -11 e -29 ‰.

Para se ter uma ideia do material que influenciou a origem dos depósitos orgânicos, foi determinada a assinatura isotópica do *Sphagnum magellanicum* coletado em campo, na camada superficial da turfeira de fundo de vale, também em um IRMS.

Os resultados obtidos de $\delta^{13}\text{C}$ das turfeiras foram muito semelhantes (-29.6‰ e -29.9 ‰). A proximidade com a leitura do *Sphagnum magellanicum* (-28.21 ‰), indica que este foi um componente que aportou material vegetal ao solo e colaborou

com acúmulo da porção analisada, podendo estar associada com outras fontes de carbono, porém de plantas CAM. A não identificação de uma assinatura isotópica diferente indica que a área foi colonizada pelo mesmo tipo de vegetação na época do início do acúmulo da base das turfeiras.

Dentro de um ecossistema, onde a fonte de energia é representada pela troca de carbono, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ de uma fonte é comparado com o valor de $\delta^{13}\text{C}$ do seu produto e de uma forma geral, a composição isotópica do solo reflete a composição de sua cobertura vegetal, enriquecido de 1 a 2‰, devido a respiração do solo e decomposição da matéria orgânica, e que nos primeiros centímetros a composição isotópica reflete a vegetação de cobertura atual (MARTINELLI, 2000).

3. Unidades geoambientais

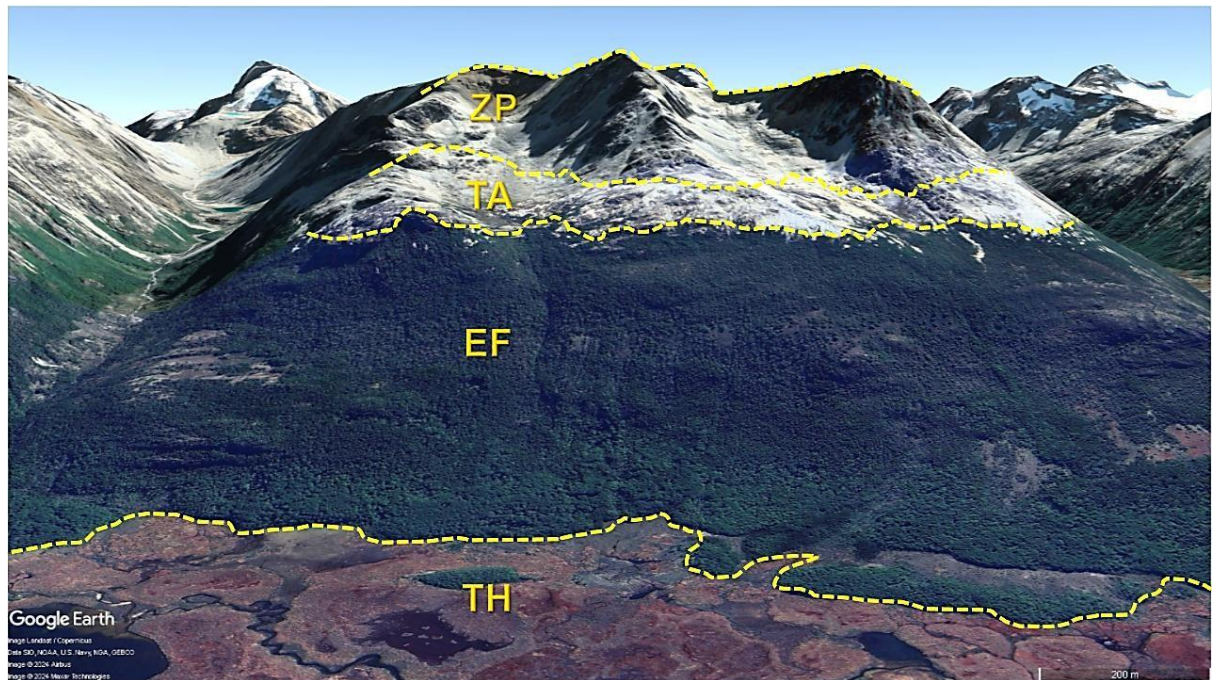
3.1 Identificação dos geoambientes

A estratificação ambiental feita na área de estudo permitiu a identificação de cinco unidades geoambientais na porção argentina da Cordilheira Fueguina, denominadas como (1) Zona Periglacial Não Vegetada Sob Tálus (ZP); (2) Tundra Andina de Alta Montanha (TA); (3) Encostas Florestadas (EF); (4) Fundo dos Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas (TH) e (5) Ecótonos Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till (DT).

Na estratificação ambiental da área de estudo, a fitofisionomia foi considerada um bom estratificador da paisagem em campo, que associada principalmente ao clima e ao relevo compõem as principais variáveis ambientais que condicionam o mosaico observado na paisagem. Todas essas variáveis correlacionadas em uma escala de tempo, são os fatores que influenciam a pedogênese e morfologia dos solos (JENNY, 1994; DOKUCHAEV, 1883).

Cada unidade geoambiental é caracterizada por um conjunto único de características de vegetação, solo e relevo, que ao serem correlacionadas imprimem suas diferenças nas feições da paisagem. A seguir encontra-se uma visualização vertical da distribuição dos geoambientes ao longo de uma topossequência típica da Cordilheira Fueguina, com exceção do geoambiente DT, que não possui um padrão de distribuição ao longo da paisagem, sendo restrito às áreas ecotonais ao norte da área de estudo.

Figura 9. Esquema da distribuição vertical dos geoambientes ao longo de uma seção típica da paisagem na área de estudo. (ZP) Zona Periglacial Não Vegetada Sobre Tálus; (TA) Tundra Andina de Alta Montanha; (EF) Encostas Florestadas; (TH) Fundo dos Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas.



Fonte: *Google Earth, Imagem Landsat/Copernicus.*

3.2 Mapeamento e modelagem geoambiental

Os resultados obtidos pelo processamento confirmaram a hipótese de que os geoambientes na área de estudo se estratificam bem pelas bandas do espectro visível e pela vegetação. Os parâmetros das bandas RGB, juntamente com a banda infravermelho próximo (NIR) e o índice NDVI, foram suficientes para uma segmentação eficaz utilizando o pacote “supercells” no software R. Os parâmetros foram determinados por um processo heurístico até que se alcançou segmentações que atenderam às classes pretendidas (geoambientes ZP, TA, EF, TH e DT).

Os três modelos utilizados (C5.0, GBM e Random Forest) apresentaram resultados semelhantes. Os modelos GBM e Random Forest foram os que melhor performaram na predição de dados para a área de estudo, conforme demonstrado nas métricas de acurácia (Figuras 10, 11 e 12).

A matriz de confusão (Figura 10) compara os dados preditos pelo modelo com os dados observados, sendo lida na diagonal. As observações fora da diagonal são consideradas erros, enquanto aquelas dentro da diagonal indicam o número de vezes que o modelo acertou na classificação do geoambiente.

Observou-se que, para os três modelos, os valores estão concentrados majoritariamente na diagonal, indicando que os algoritmos foram eficazes na classificação correta dos geoambientes. As principais fontes de variação ocorreram entre os geoambientes TH x DT e TA x ZP, que, dentro do universo da amostragem, podem apresentar certa similaridade nas variáveis explicativas utilizadas, influenciando o padrão de resposta da métrica. Mesmo assim, os valores corretos foram expressivamente superiores aos incorretos, evidenciando a eficiência dos modelos na classificação dos geoambientes.

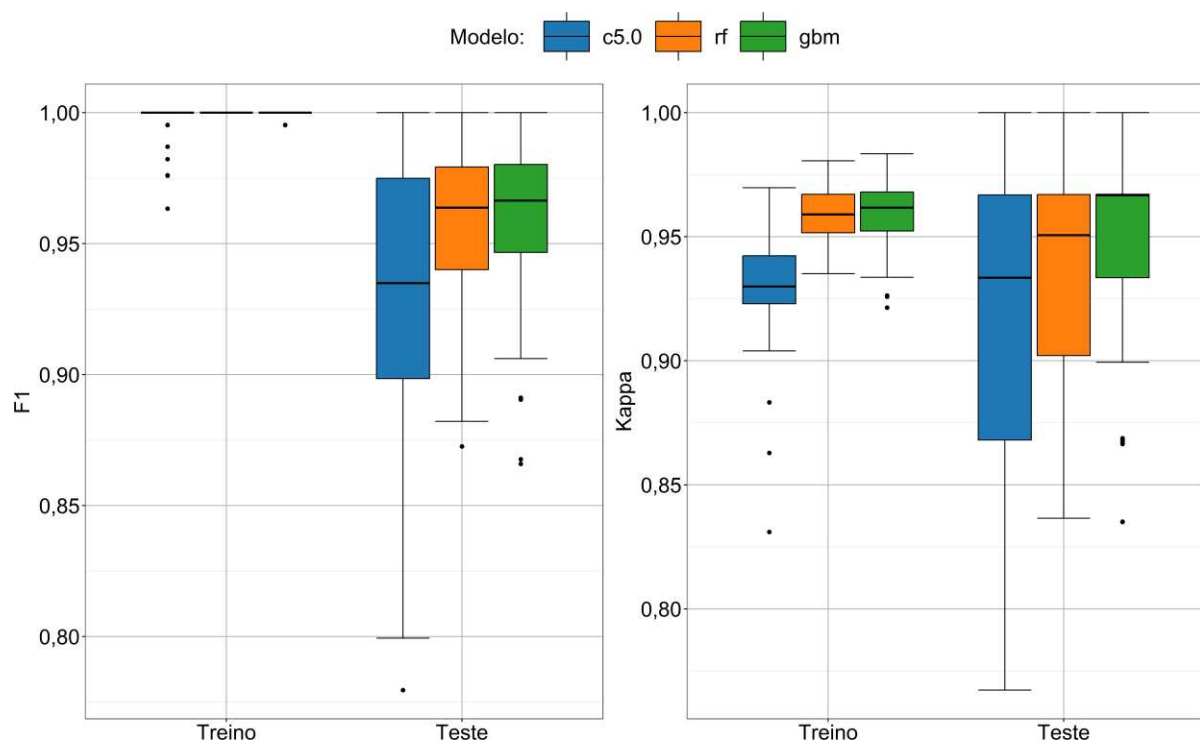
Figura 10. Matriz de Confusão, com os eixos “Predito” e “Observado” e as frequências de observações feita pelos modelos c5.0, stochastic gradient boosting e random forest



A métrica de acurácia F1, uma medida de desempenho do modelo que varia de 0 a 1 e leva em consideração o balanceamento entre as amostras e as classes do mapeamento, apresentou índices máximos para o conjunto de treino. O boxplot de performance nesse parâmetro evidenciou que o conjunto de treino apresenta uma

performance pouco confiável, por serem dados já conhecidos pelo algoritmo, mostrando que ele é capaz de "decorar" uma amostra que aprendeu e reproduziu sua classificação de forma muito eficaz. Quando comparados com os valores obtidos para o conjunto de teste, observa-se uma diminuição do valor mediano desses resultados e um maior nível de variação. No geral, os modelos indicaram uma boa eficácia na predição das classes, com o modelo C5.0 apresentando um desempenho inferior no índice F1 em comparação com os modelos Random Forest e GBM.

Figura 11. Performance dos modelos c5.0, random forest (rf) e stochastic gradient boosting (gbm) para as variáveis preditoras de treino e teste nas métricas de acurácia F1 e Kappa.

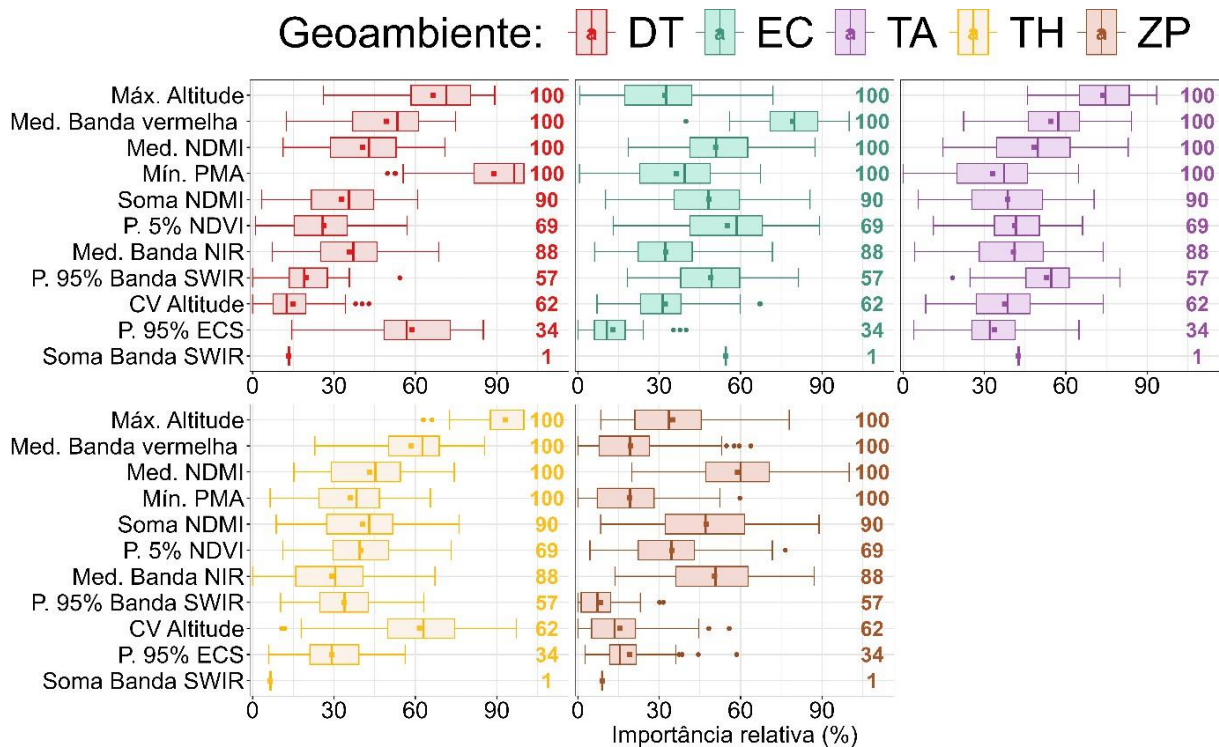


O índice Kappa, uma métrica de acurácia que segue a mesma lógica, apresentou respostas semelhantes. As métricas de treino e teste estiveram próximas a 1, com pouca variação no conjunto de treino e uma variação maior no teste, sendo que o modelo C5.0 teve um desempenho inferior em relação aos outros dois modelos. A presença de alguns outliers sugere que houve execuções em que o algoritmo teve dificuldade em acertar o geoambiente, devido à maior dificuldade de separação das

variáveis explicativas de cada geoambiente, em resposta à locais que a separação real na paisagem se torna complicada, principalmente em locais de transição.

Na Figura 12, estão apresentados os boxplots de importância das variáveis explicativas para a predição no modelo Random Forest, relacionando a importância relativa de cada variável e a frequência com que ela foi utilizada pelo modelo na predição dos geoambientes.

Figura 92. Variáveis explicativas e importância relativa para a predição dos geoambientes no modelo Random Forest.



Observou-se que as variáveis de altitude, precipitação média anual (PMA), os parâmetros e índices relacionados à vegetação (banda vermelha, banda NIR e NDVI) e umidade (NDMI) foram utilizadas em todas as rodadas de predições dos segmentos pelo modelo Random Forest. A importância relativa dessas variáveis variou em função das características essenciais dos geoambientes, que não são homogêneas entre as classes.

No geoambiente DT, localizado na transição climática entre as florestas e a estepe, a precipitação mínima foi a variável mais importante para a classificação. A diminuição da precipitação nesse geoambiente está relacionada principalmente à

ação das montanhas ao sul, que retêm a precipitação próxima à costa do Canal de Beagle, reduzindo a precipitação média anual na área ao norte onde esse geoambiente ocorre (PEREYRA et al., 2019).

Para o geoambiente EF, a principal variável explicativa foi relacionada à vegetação, devido às diferenças na resposta da vegetação ao padrão da banda espectral do vermelho desse geoambiente, resultantes da maior absorção da radiação solar pela maior quantidade de clorofila (CORDEIRO et al., 2017). Isso justifica a maior influência desse parâmetro na separação e predição dos pixels da imagem que estão inseridos em um ambiente florestal.

O geoambiente TA foi influenciado principalmente pela máxima altitude. Os limites superiores de sua ocorrência coincide com altitudes onde a vegetação não consegue se estabelecer, devido à forte ação conjunta de altitude e clima no estabelecimento de condições periglaciais, marcando a transição para o geoambiente ZP. De maneira oposta, a altitude também foi a variável mais influente na classificação do geoambiente TH, indicando que esse ambiente ocorre nas cotas mais baixas da paisagem, onde as condições geomorfológicas necessárias para a formação desse geoambiente se encontram.

Por fim, a média do índice de umidade (NDMI) foi muito importante para classificar o geoambiente ZP, visto que uma área não vegetada se situa numa cota altimétrica onde às médias anuais de precipitação chegam a registrar o dobro daquela observada ao nível do mar (BRANCALEONI et al., 2003) e o ambiente se torna mais úmido também por influência da presença da neve, isso pode ter sido detectado pelo modelo e auxiliado na separação deste geoambiente.

Em função do melhor ajuste ao conjunto de dados disponível e predição mais eficaz para a área de estudo, foram selecionados dois dos três modelos (rf e gbm) para confecção do mapeamento.

A escolha dos dois melhores modelos deve-se ao fato de que os diferentes princípios de funcionamento dos algoritmos podem gerar, além das métricas gerais de performance, uma distribuição espacial distinta na predição. Cada algoritmo se comporta de forma diferente ao modelar dados de diferentes naturezas, por isso foi realizada a seleção de algoritmos (MOQUEDACE ET AL., 2024; SIQUEIRA ET AL., 2023; GOMES et al., 2019).

Foram gerados mapas modais (a) e mapas de variação (b). No geral, o arranjo dos mapas produzidos pelos dois modelos escolhidos se assemelhou bastante. Os

resultados do mapa de variação indicam que, embora os modelos sejam espacialmente consistentes na predição do mapa modal, existem algumas variações na predição dos segmentos em função da espacialidade do mapeamento. Valores “1” de “*variety*” indicam que, para aquele segmento, em todas as predições, o modelo foi consistente em classificá-lo como um único geoambiente, enquanto valores “5” indicam que houve a predição de todos os geoambientes para um mesmo segmento.

No geral, os modelos foram muito assertivos, com o valor 1 predominando espacialmente. As principais fontes de variação ocorreram nas áreas da borda do mapeamento devido à antropização das encostas, onde existem estradas e paisagens fortemente modificadas, como a cidade de Ushuaia (localizada exatamente na porção sul do mapeamento, onde predomina a cor amarela “3” no mapa de variação).

Em uma escala de importância do mapeamento modal pelo modelo Random Forest destacam-se, em ordem decrescente de área relativa mapeada, os seguintes geoambientes: (1) ZP; (2) EF; (3) TA; (4) DT; (5) TH.

Na predição da distribuição geoambiental pelo modelo gbm observaram-se pequenas variações. Os geoambientes EF e TA; DT e TH tiveram suas posições na escala decrescente de mapeamento invertidas, seguindo a ordem: (1) ZP; (2) TA; (3) EF; (4) TH; (5) DT.

Conclui-se que a maior influência na paisagem é do geoambiente periglacial em ambos os modelos, portanto é o geoambiente predominante na paisagem como um todo, e que os demais podem variar por apresentar uma distribuição de área relativamente semelhante ao longo da porção estudada da Cordilheira Fueguina.

A seguir, encontram-se a imagem resultante do mapeamento, as tabelas com a síntese dos geoambientes e com os resultados das análises físicas e químicas dos solos coletados, além de uma caracterização detalhada de cada geoambiente.

Figura 13. Resultado do mapeamento geoambiental para a Cordilheira Fueguina, Sul da Terra do Fogo, patagônia argentina. Modelagem feita a partir de variáveis ambientais explicativas e seus respectivos processamentos no software R.

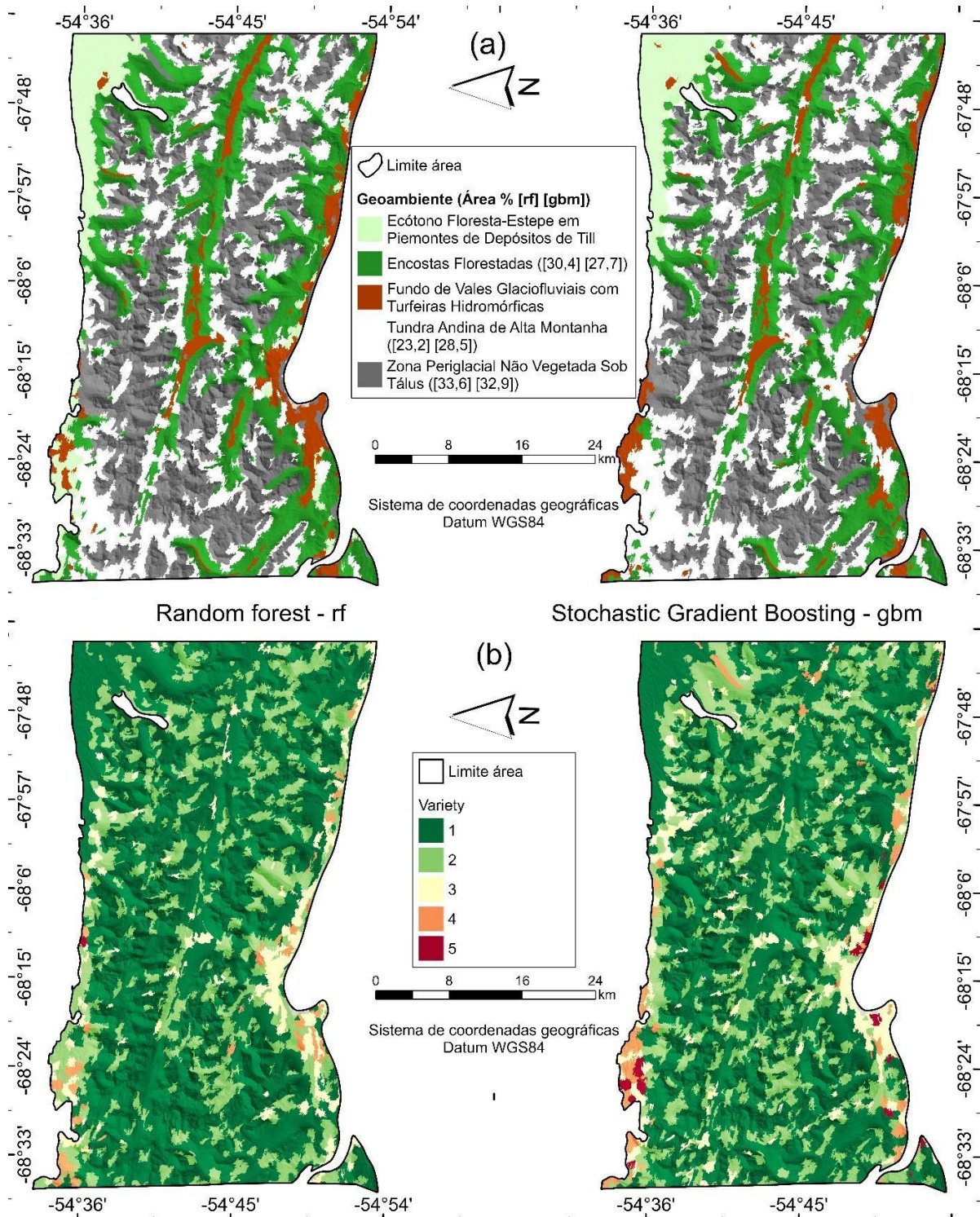


Tabela 2. Quadro síntese dos geoambientes.

Unidade Geoambiental	Área Mapeada (rf: %; ha)	Área Mapeada (gbm; %; ha)	Posição na Paisagem	Geoforma associada	Solos associados	Perfis	Aspectos geoambientais
Zona Periglacial Não Vegetada sobre Tálus	33,61% 57.100 ha	32,86% 55.808 ha	Topo da paisagem, acima dos 700m	Depósito de detritos abaixo ao topo escarpado	<i>Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)</i> Afloramento de rochas nas escarpas	LP 0.9	Forte ação dos ventos e neve; congelamento e descongelamento;
Tundra Andina de Alta Montanha	23,25% 39.845 ha	28,51% 48.428 ha	Alta Montanha, altitudes entre 500 – 600m	Porções elevadas da encosta, terço superior	<i>Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)</i> <i>Protic Skeletic Regosol (Loamic, Humic)</i>	LP 0.1; LP 1.0	Forte ação dos ventos e neve; início da colonização vegetal
Encostas Florestadas	30,36% 51.576 ha	27,73% 48.428 ha	Encostas íngremes ou colinas entre os topos montanhosos e os fundos dos vales	Encostas estruturais íngremes e dissecadas de grande amplitude altitudinal;	<i>Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclining-leyic);</i> <i>Albic Podzol (Siltic, Epic, Follic);</i> <i>Albic Skeletic Podzol (Epic);</i> <i>Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric);</i> <i>Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Follic, Humic, Protospodic);</i> LP A.E	LP 0.2; LP 0.3; LP 0.4 LP 0.5; LP 0.6; LP A.E	Atenuação climática e da ação dos ventos; máximo desenvolvimento vegetativo
Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas	6,23% 10.582 ha	5,72% 97.145 ha	Fundo dos vales dissecados pela erosão glacial	Porção inferior dos Vales em “U” colmatados de sedimentos	<i>Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)</i>	LP 0.8	Região de acumulo de sedimentos e elevado hidromorfismo
Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till	6,54% 11.115 ha	5,18% 87.962 ha	Contato entre a Cordilheira Fueguina e a Patagônia Extra-Andina	Depósitos de Till formando colinas suavizaas e terraços de vários níveis.	<i>Skeletal Eutric Regosol (Loamic Humic)</i>	LP 0.7	Área de transição topográfica e climática

Tabela 3. Atributos químicos do solo.

Horizonte	pH	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	(t)	T	V	m	ISNa	MO	P-rem	Zn	Fe	Mn	Cu	
Símbolo	Prof (cm)	H ₂ O	mg/dm ³			cmol _c /dm ³							%		dag/kg	mg/L	mg/dm ³				
Zona Periglacial Não Vegetada Sobre Tálus (ZP)																					
LP 0.9 - Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)																					
C1	0-8	6,62	132,3	27	21,95	1,95	0,11	0	0,4	2,22	2,22	2,62	84,7	0	3,64	0,63	47,5	4,57	79,4	34,7	2,95
C2	8-60+	6,75	216,2	27	22,41	2,11	0,11	0	0,3	2,39	2,39	2,69	88,8	0	3,62	0,38	46,5	4,39	86,1	31,9	2,88
Tundra Andina de Altitude (TA)																					
LP 1.0 - Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic, Humic)																					
A	0-80	5,36	23,8	188	66,29	5,98	0,6	0,2	15,6	7,35	7,55	22,95	32	2,6	1,26	15,69	17,9	11,41	172,1	327,7	3,09
C	8-30+	5,95	71	28	27,59	3,2	0,23	0	2,1	3,62	3,62	5,72	63,3	0	2,1	0,84	44,6	5,39	67,7	93,8	1,68
LP 0.1 - Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)																					
H1	0-17	4,99	2,7	68	53,8	18,88	1,6	1,12	35,3	20,89	22,01	56,19	37,2	5,1	0,42	51,09	5,5	1,69	210,9	16,8	0,53
H2	17-35	4,67	3,5	283	136,6	19,79	0,84	1,1	42,9	21,95	23,05	64,85	33,8	4,8	0,92	59,52	12,1	3,5	997,5	18,1	0,78
A	35-45	4,96	43,8	40	24,89	14,93	0,52	0,59	23	15,66	16,25	38,66	40,5	3,6	0,28	33,62	10,2	2,17	146	10,3	0,86
H3	45-60+	4,79	28,5	42	27,51	8,8	0,27	0,33	27,7	9,3	37	25,1	25,1	3,4	0,32	57,61	7,2	14,25	265	19	2,04
Encostas Florestadas (EF)																					
LP 0.2 - Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)																					
H1	0-10	4,32	62,5	430	236,4	12,33	2,58	4,08	74,9	17,04	21,12	91,94	18,5	19,3	1,12	77,78	22,7	5,23	1072	9,7	0,59
H2	10-25	4,18	2,4	63	49,49	3,68	0,59	5,18	51,5	4,65	9,83	56,15	8,3	52,7	0,38	59,39	9,8	1,29	818,2	3,5	0,36
H3	25-45	4,13	1,1	34	31,22	7,54	1,06	4,35	68,9	8,82	13,17	77,72	11,3	33	0,17	85,16	8,1	3,31	1175	7,8	1,25
Cg	45-60+	3,78	120,1	23	15,63	0,71	0,08	1,52	4,7	0,92	2,44	5,62	16,4	62,3	1,21	2,69	33,5	4,01	259,2	3,8	14,64
LP 0.3 - Albic Podzol (Siltic, Epic, Folie)																					
O	0-17	5,05	568,3	999	18,06	11,01	4,01	1,64	46,8	17,66	19,3	64,46	27,4	8,5	0,12	68,03	60	36,6	51,5	1091	0,51
E	17-40	3,96	3,2	38	25,65	0,12	0,17	5,52	9,1	0,5	6,02	9,6	5,2	91,7	1,16	1,42	48	0,66	27	2,5	0,25
Bs	40-57+	4,35	21,3	29	13,06	0,1	0,1	5,08	11,5	0,33	5,41	11,83	2,8	93,9	0,48	2,77	24,7	1,24	394,9	2,9	0,58
LP 0.4 - Albic Skeletic Podzol (Epic)																					
A	0-10	5,52	41,9	523	109	15,73	4,5	0,06	9	22,05	22,11	31,05	71	0,3	1,53	21,23	48,4	22,56	155,8	488,3	0,84
E	10-30	4,5	2,8	70	23,61	0,51	0,34	5,22	10,1	1,13	6,35	11,23	10,1	82,2	0,91	2,24	25,4	1,07	392,3	14,1	0,99
Bhs1	30-55	4,64	8,6	71	26,42	0,09	0,09	1,67	6,6	0,48	2,15	7,08	6,8	77,7	1,62	1,79	16,1	0,85	238,6	9,1	1,37
Bhs2	55-80+	4,71	7,8	49	23,68	0,05	0,06	0,57	4,9	0,34	0,91	5,24	6,5	62,6	1,96	2,22	11,4	0,9	120,6	2,7	1,26

* pH em H₂O – Relação 1:2,5; P - Na - K - Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich 1; Ca - Mg - Al - Extrator: KCl - 1 mol/L; H + Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0; SB = Soma de Bases Trocáveis; CTC (t) - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; ISNa - Índice de Saturação de Sódio; Mat. Org. (MO) = C.Org x 1,724 - Walkley-Black; P-rem = Fósforo Remanescente; ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO.

Tabela 4. Atributos químicos do solo.

Horizonte	pH	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	(t)	T	V	m	ISNa	MO	P-rem	Zn	Fe	Mn	Cu	
Símbolo	Prof (cm)	H ₂ O	mg/dm ³			cmol _c /dm ³							%	dag/kg		mg/L	mg/dm ³				
Encostas Florestadas (EF)																					
LP 0.5 - Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric)																					
A1	0-4	5,37	144,5	715	51,35	17,16	5,51	0,18	16,8	24,73	24,91	41,53	59,5	0,7	0,54	32,69	45,2	51,24	84,9	521	0,78
A2	4-15	5,5	42,3	125	41,43	12,98	2,13	0	7,2	15,61	15,61	22,81	68,4	0	0,79	10,68	37,5	44,46	82,8	294,9	1,11
Bhs1	15-30	5,39	75	68	30,03	3,24	0,35	0,61	7,1	3,89	4,5	10,99	35,4	13,6	1,19	2,48	26,1	2,95	150	30,7	1,15
Bhs2	30-50	5,36	17,8	69	26,15	1,7	0,16	0,63	6,3	2,15	2,78	8,45	25,4	22,7	1,35	2,04	17,5	1,8	208,8	56,6	2,86
Bhs3	50-63	5,22	7,9	86	41,43	1,91	0,36	1,5	13,6	2,67	4,17	16,27	16,4	36	1,11	4,34	6,2	0,82	61,8	27,4	13,33
Bhs4	63-80+	5,18	11,2	85	32,22	1,55	0,27	1,22	9,6	2,18	3,4	11,78	18,5	35,9	1,19	3,22	10,9	1,1	116,1	36,4	9,56
LP 0.6 - Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protosodic)																					
O	0-10	5,62	10,5	1302	224,9	22,87	7,77	0,24	24	34,96	35,2	58,96	59,3	0,7	1,66	63,28	8,8	22,89	16,4	781,5	0,82
A	10-15	5,66	8,6	225	168,2	17,92	5,13	0	17,5	24,36	24,36	41,86	58,2	0	1,75	28,28	11,1	17,79	46,6	540,1	1,97
AB	15-25	5,59	7,7	61	125,3	7,29	1,85	0,16	15	9,84	10	24,84	39,6	1,6	2,19	9,76	4,3	7,51	75,8	217,2	2,95
Bi1	25-63	5,68	5,8	48	85,86	5,01	1,17	0,18	13,6	6,68	6,86	20,28	32,9	2,6	1,84	8,77	6,3	5,9	67	199,3	3,16
Bi2	63-80+	5,64	6,2	42	60,32	4,81	1,11	0,22	13,1	6,29	6,51	19,39	32,4	3,4	1,35	5,44	4,1	5,79	89,9	153,3	3,21
LP A.E																					
A	0-12	4,58	27,6	281	39,84	3,89	1,67	1,34	12,8	6,45	7,79	19,25	33,5	17,2	0,9	9,69	32,7	7,52	271,4	441,7	1,17
B	12-55+	4,99	21,9	107	31,12	0,69	0,37	1,08	9,1	1,47	2,55	10,57	13,9	42,4	1,28	3,18	11,4	1,15	221,3	7,7	1,15
Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas (TH)																					
LP 0.8 - Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)																					
SHPAG	0-28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H1	28-40	5,01	1,7	283	310,7	18,03	3,01	0,77	41,5	23,12	23,89	64,62	35,8	3,2	2,09	69,74	4	3,75	1234	28,9	0,58
H2	40-65	4,93	0,8	25	166,4	20,51	2,01	0,33	41,3	23,31	23,64	64,61	36,1	1,4	1,12	70	6,5	1,05	378	26,6	0,49
Cg	65-78+	5,12	11,7	19	58,7	12,49	1,05	0,28	19,1	13,84	14,12	32,94	42	2	0,77	31,84	9,1	0,69	314,5	15,8	2,93
Ecotono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till (DT)																					
LP 0.7 - Eutric Skeletic Regosol (Loamic, Humic)																					
A	0-5	5,15	99,4	464	68	6,55	1,86	0,14	8,5	9,9	10,04	18,4	53,8	1,4	1,61	13,12	36,9	10,03	174,6	235,9	5,52
AC	5-18	5,13	26,6	152	36,2	1,31	0,52	1,18	7,2	2,38	3,56	9,58	24,8	33,1	1,64	3,36	25,3	2,58	168,2	192,5	1,08
C1	18-55	5,91	61,5	35	21,91	0,88	0,11	0	1,9	1,18	1,18	3,08	38,3	0	3,09	1,19	36,7	0,62	130,9	24,9	0,52
C2	55-115+	6,3	45	74	16,31	0,65	0,13	0	0,9	1,04	1,04	1,94	53,6	0	3,66	0,34	42,5	0,36	68,8	15,7	0,49

* pH em H₂O – Relação 1:2,5; P - Na - K - Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich 1; Ca - Mg - Al - Extrator: KCl - 1 mol/L; H + Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0; SB = Soma de Bases Trocáveis; CTC (t) - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; ISNa - Índice de Saturação de Sódio; Mat. Org. (MO) = C.Org x 1,724 - Walkley-Black; P-rem = Fósforo Remanescente; ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO

Tabela 5. Atributos físicos do solo

A nostra Hor	Prof(cm)	Transição	Estrutura	Cor (Munsell) Úmida	Granulometria (dag/k) AG	AF	SILTE	ARG	AG/AF	Silte/ Argila	Ativ. Arg	Classe textural	Cascalho Dag/kg
Zona Periglacial Não Vegetada Sobre Tálus (ZP) LP 0.9 - Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)													
C1	0-8	Q/C	gs	10 YR 5/3	0,712	0,076	0,089	0,123	9,937	0,72	21,30	Franco-arenosa	64,5
C2	8-60+	-	gs	10 YR 5/3	0,648	0,138	0,11	0,104	4,70	1,06	25,87	Franco-arenosa	71
Tundra Andina de Alta Montanha (TA) LP 1.0 - Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic, Humic)													
A	0-8	O/A	hm	10 YR 3/3	-	-	-	-	--	-	-	Orgânico	30,5
C	8-30+	-	gs	10 YR 5/3	0,787	0,041	0,044	0,128	19,20	0,34	44,69	Franco-arenosa	65,2
LP 0.1 - Fibric Ombric Histosol (Dystric, Ak rominer alic)													
H1	0-17	P/G	mc	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	1,9
H2	17-35	P/C	mc	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	2,8
A	35-45	P/C	mc	10YR 6/1	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	1,5
H3	45-60+	-	mc, fb	10YR 6/1	0,067	0,013	0,537	0,383	5,15	1,40	96,61	Franco-argilo-siltosa	1,4
Encostas Florestadas (EF) LP 0.2 - Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)													
H1	0-10	A/C	mc, fb	10 YR 2/1	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	3,9
H2	10-25	P/G	mc, hm	10 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-hêmica	5,8
H3	25-45	P/C	mc, hm	10 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	-	Orgânica-hêmica	1,8
Cg	45-60+	-	mc	10 YR 5/1	0,252	0,1	0,508	0,14	2,52	3,63	40,14	Franco-siltosa	24,5
LP 0.3 - Albic Podzol (Silti c, Epic, f olic)													
O	0-17	P/A	mc	7,5 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	-	s/d	22,5
E	17-40	P/C	fr, m, bs	7,5 YR 7/1	0,178	0,085	0,608	0,129	2,09	4,71	74,42	Franco-siltosa	46,7
Bs	40-57+	-	fr, mg, bs	7,5 YR 5/1	0,207	0,051	0,563	0,179	4,06	3,15	66,09	Franco-siltosa	37,6
LP 0.4 - Albic Skeletic Podzol (Epic)													
A	0-10	P/A	md, mp, gr	7,5 YR 3/2	0,154	0,092	0,497	0,257	1,67	4,71	120,82	Franca	9,1
E	10-30	O/C	md, m, bs	7,5 YR 6/4	0,207	0,1	0,52	0,167	2,14	3,15	67,25	Franco-siltosa	28,3
Bhs1	30-55	O/C	ft, mp, gr	7,5 YR 4/3	0,373	0,166	0,287	0,173	2,25	1,66	40,92	Franco-arenosa	40,7
Bhs2	55-80+	-	md, p, gr	7,5 YR 4/3	0,479	0,104	0,264	0,152	4,61	1,74	34,47	Franco-arenosa	60,6
LP 0.5 - Albic Podz ol (Loami , Epic, Eutric)													
A1	0-4	P/C	s/d	7,5 YR 3/1	-	-	-	-	-	-	-	s/d	16,6
A2	4-15	P/C	md, p, gr	7,5 YR 3/2	0,073	0,069	0,578	0,28	1,06	2,06	81,46	Franco-argilo-siltosa	5,8
E	15-30	P/C	mc	10 YR 6/2	0,087	0,037	0,596	0,279	2,35	2,14	39,39	Franco-argilo-siltosa	3,7
Bhs1	30-50	P/C	fr, mp, gr	10 YR 3/6	0,358	0,038	0,422	0,182	9,42	2,32	46,43	Franca	47,4
Bhs2	50-63	P/C	md, mg, bs	10 YR 3/6	0,099	0,053	0,427	0,421	1,87	1,01	38,65	Argilo-siltosa	7,60
Bhs3	63-80+	-	fr, mp, bs	10 YR 4/2	0,191	0,045	0,488	0,276	4,24	1,77	42,68	Franco-argilosa	37,9

*AG = Areia grossa (2 - 0,20 mm); AF = Areia fina (0,20 - 0,05 mm); Arg. = Argila.; Ativ/arg = Atividade da Argila ((Tcmol/kg x 100)/arg dag/kg) ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO. Estrutura: Grau de desenvolvimento: fr = fraca, md = moderada, ft = forte. Tamanho: mp = muito pequena, p = pequena, m = média, g = grande, mg = muito grande. Tipo: gs = grãos simples, gr = granular, bs = blocos subangulares, lm = laminar, mc = maciça; hm = estrutura hêmica; fb= fibrica

Tabela 6 – Atributos físicos do solo

Amostra Hor	Prof(cm)	Transição	Estrutura	Cor (Munsell) Úmida	Granulometria (dag/k)				AG/AF	Silte/ Argila	Ativ. Arg	Classe textural	Cascalho Dag/kg
					AG	AF	SILTE	ARG					
Encostas Florestadas (EF)													
LP 0.6 - Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Follic, Humic, Protosodic)													
O	0-10	s/d	s/d	7,5 YR 2,5/1	-	-	-	-	-	-	-	s/d	30,3
A	10-15	P/C	ft, mp, gr	7,5 YR 2,5/1	0,036	0,109	0,465	0,39	0,33	1,19	107,33	Franco-argilo-siltosa	1,9
AB	15-25	P/C	md, mg, bs	7,5 YR 2,5/3	0,065	0,043	0,584	0,309	1,51	1,89	80,39	Franco-argilo-siltosa	0,8
Bi1	25-63	P/C	md, g, bs	7,5 YR 4/3	0,179	0,053	0,477	0,291	3,38	1,64	69,69	Franco-argilosa	13,9
Bi2	63-80+	-	md, m, bs	7,5 YR 4/3	0,291	0,034	0,416	0,259	8,56	1,61	74,86	Franca	38,3
LP A.E													
A	0-12	s/d	s/d	10 YR 4/3	0,319	0,063	0,423	0,195	5,06	2,17	98,72	Franca	43,2
B	12-55+	s/d	s/d	10 YR 4/6	0,327	0,064	0,347	0,263	5,11	1,32	40,19	Franca	36,7
Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas (TH)													
LP 0.8 - Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)													
SPH	0-28	P/G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H1	28-40	P/G	mc, fb	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	-	s/d	1,65
H2	40-65	P/A	mc, hm	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	-	-	s/d	0,5
Cg	65-78+	-	mc	10 YR 5/2	0,007	0,003	0,265	0,726	2,33	0,37	-	Muito argilosa	0
Ecotono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till (DT)													
LP 0.7 - Eutric Skeletic Regosol (Loamic, Humic)													
A	0-5	P/C	mp., gr	10 YR 4/2	0,247	0,107	0,44	0,207	2,31	2,13	88,89	Franca	20,2
AC	5-18	P/C	md, p, gs	10 YR 5/6	0,361	0,038	0,379	0,223	9,50	1,70	42,96	Franca	45,8
C1	18-55	O/C	gs	10 YR 5/3	0,732	0,002	0,164	0,102	366,00	1,61	30,20	Franca	69,1
C2	55-115+	-	gs	10 YR 5/2	0,728	0,001	0,17	0,101	728,00	1,68	19,21	Franco-arenosa	68,3

*AG = Areia grossa (2 - 0,20 mm); AF = Areia fina (0,20 - 0,05 mm); Arg. = Argila.; Ativ/arg = Atividade da Argila ((Tcmol_e/kg x 100)/arg dag/kg) ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO. Estrutura: Grau de desenvolvimento: fr = fraca, md = moderada, ft = forte. Tamanho: mp = muito pequena, p = pequena, m = média, g = grande, mg = muito grande. Tipo: gs = grãos simples, gr = granular, bs = blocos subangulares, lm = laminar, mc = maciça; hm = estrutura hêmica; fb = fíbrica

3.3 Caracterização dos geoambientes

3.3.1 Zona Periglacial Não Vegetada sobre Tálus

Este geoambiente está localizado na parte mais alta da paisagem, próximo às escarpas rochosas que constituem os topos da Cordilheira, predominando acima da linha da vegetação e correspondendo ao geoambiente de mais ampla distribuição espacial na área de estudo.

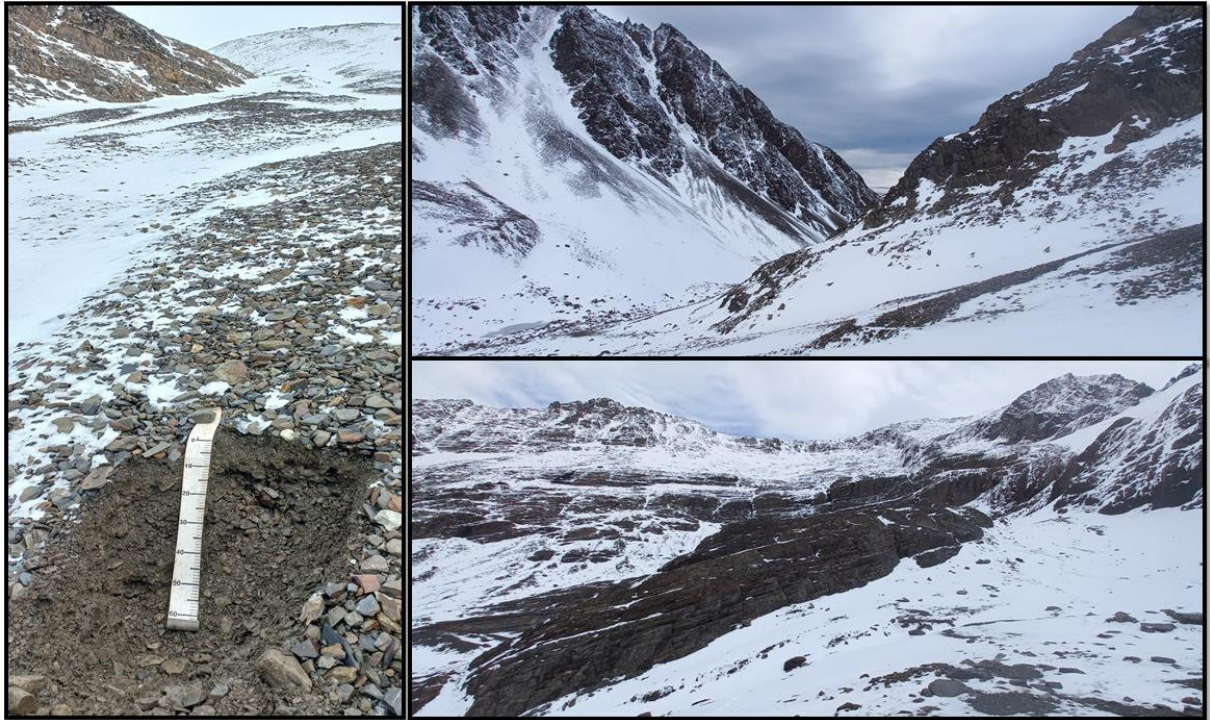
As áreas periglaciais são caracterizadas por processos de congelamento e descongelamento. Esses processos não são muito eficientes em disponibilizar sedimentos para o transporte fluvial, resultando no desenvolvimento do regolito *in situ* e formação de um manto de intemperismo físico relativamente profundo, que favorece o desenvolvimento de *Regosols* não lépticos (DE RESENDE MACHADO et al., 2019).

Na zona periglacial, o intemperismo das rochas é dominado por processos físicos, como a crioclastia, onde a ação do congelamento desintegra as rochas, com forte ação por crioturbação selecionando partículas mais grosseiras (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). Nesses locais, o intemperismo químico é menos significativo devido às baixas temperaturas (HALL et al., 2002). No entanto, pode ocorrer de forma lenta e duradoura no tempo geológico, especialmente com a colonização por líquens, bactérias e fungos, que formam biofilmes na superfície rochosa, aumentando sua susceptibilidade à crioclastia (ANDRE, 2003).

A ação do gelo é influenciada pelo controle litológico estrutural das rochas, que apresentam diferentes susceptibilidades à crioclastia (ANDRE, 2003). Na área de estudo, predominam rochas metasedimentares, que, segundo Andre (1990), produzem cerca de 35 vezes mais detritos do que rochas cristalinas.

O baixo fluxo de detritos resulta em um acúmulo de depósitos de talus no sopé dessas vertentes, formando um pavimento epipedregoso diversificado, composto por clastos de diferentes formas e tamanhos (Figura 14).

Figura 14. Aspectos da paisagem e do solo (LP 0.9) no geoambiente “Zona Periglacial Não Vegetada sobre Tálus”.



Fonte: Acervo pessoal.

O relevo é montanhoso e escarpado, com erosão extremamente forte e laminar, e o solo é muito pedregoso e moderadamente drenado. Foi coletado e descrito um perfil de solo (LP 0.9) representativo desse ambiente, classificado como *Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)* pelo sistema WRB/FAO, indicando um solo cascalhento e pouco espesso, sem evidência de processos pedogenéticos expressivos.

O solo desse ambiente possui características distintas dos demais solos da paisagem, sendo o menos desenvolvido pedogeneticamente. Sua gênese está basicamente associada a crioclastia da rocha, mantendo uma grande relação com o material de origem. Formado in-situ, composto por clastos de diferentes tamanhos (das frações cascalho, calhau e matacão) apresentando uma sequência de horizontes C sem indícios de colonização de flora, possivelmente influenciada pela instabilidade do solum e condições climáticas adversas, que impede o desenvolvimento vegetal.

A classe textural é Franco-Arenosa, composta por cerca de 70% de Areia Grossa e baixa relação Areia Grossa/Areia Fina (Tabela 5). Sua estrutura é de grão simples e têm mais de 60% de sua composição por fragmentos maiores que 2mm de tamanho. A contribuição granulométrica de partículas mais finas (argila e silte) é associada à matriz siltosa do Tálus (rocha metapelítica). A cor do solo é amarelada

(10 YR) e, portanto, indica que o material de origem tem cor semelhante, por não estarem presentes no solum materiais pigmentantes como matéria orgânica ou óxidos de ferro, reflexo do baixo grau de desenvolvimento pedogenético e ausência de aporte de material orgânico.

Em termos de atributos químicos, o solo apresenta reação básica (pH 6,62 – 6,75), ausência de alumínio trocável e saturação por bases próxima a 90% (Tabela 3), indicando seu baixo grau de desenvolvimento. O teor de matéria orgânica é desprezível (< 1%), e não há incremento na base do horizonte superficial, o que reduz a possibilidade de crioturbação.

A eutrofia do solo deve-se à sua baixa capacidade de troca catiônica (CTC), que se satura facilmente com bases trocáveis disponíveis na solução do solo. A baixa propensão à lixiviação, decorrente do contexto ambiental, contribui para essa característica. O solo também apresenta concentrações consideráveis de fósforo, provavelmente disponíveis devido à pequena quantidade de sítios de adsorção do elemento no complexo de troca (Tabela 3).

A transição para o geoambiente subsequente é intrincada e de difícil separação no mapeamento, pois esses ambientes têm características climáticas e posições na paisagem muito semelhantes e ocorrem de forma associada. A principal diferença é o início da colonização vegetal, marcado pelo começo do desenvolvimento edáfico e por condições climáticas um pouco mais favoráveis à ocorrência da vegetação, mesmo que ainda incipiente.

2.3.2 Tundra Andina de Alta Montanha

Este geoambiente representa uma área de transição entre porções não vegetadas e as florestas de encosta, marcando o início do desenvolvimento vegetativo no solo. Está sob influência dos processos e formas que definem um ambiente periglacial, podendo ser considerado uma transição peri/paraglacial (FRENCH, 2018).

Em transições paraglaciais, a pedogênese e a colonização biológica são fundamentais para o estabelecimento periglacial (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). Esses ambientes de alta montanha iniciam o retrabalhamento dos materiais glaciogênicos na região. Como sugere Buscot (2005), a colonização de substratos não consolidados por organismos pioneiros promove transformações geoquímicas, convertendo a matriz sólida em partículas menores com maior superfície reativa, o que desenvolve a comunidade biológica e promove processos pedogenéticos

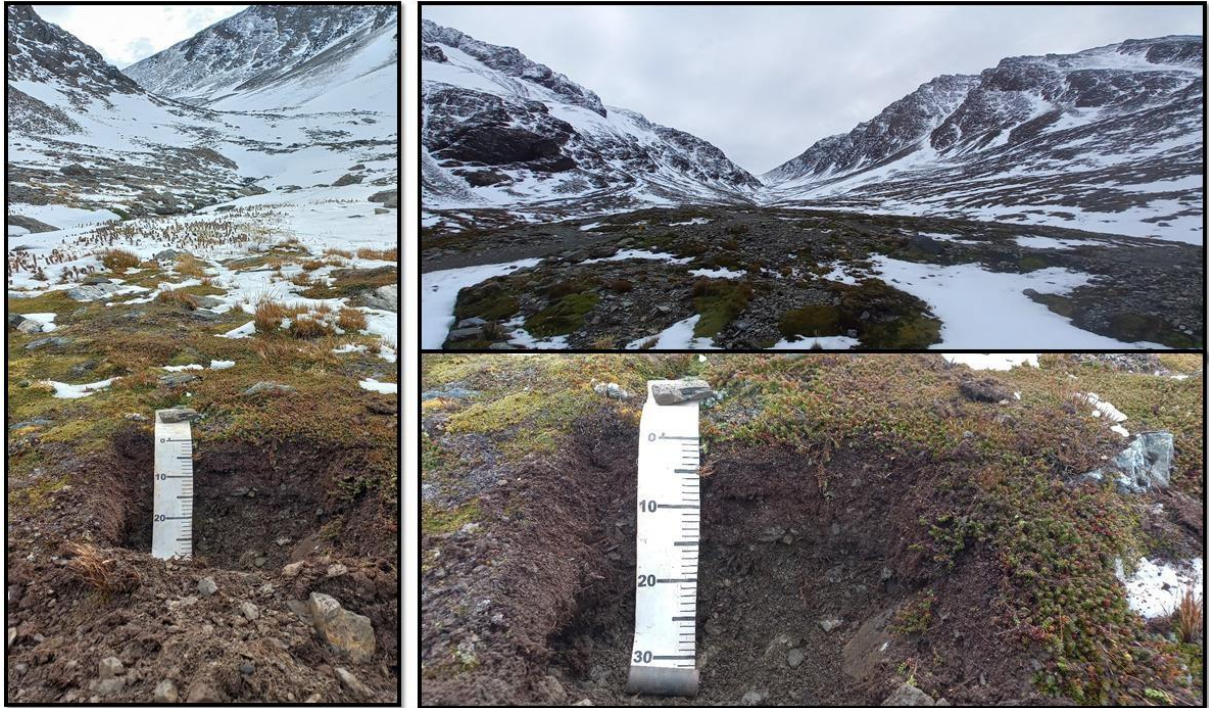
efetivos. Os solos de tundra, especialmente o bem drenado, apresenta indícios de maior intemperismo comparado ao periglacial não vegetado, observados pela redução do pH e da saturação por bases, reflexo de maior lixiviação, do carbono incrementado em profundidade e menor disponibilidade de fósforo na solução do solo. A textura ainda é Franco-arenosa, mas já se observa o início do incremento granulométrico de argila e silte em detrimento da areia.

A vegetação da tundra é composta por algas, musgos, líquens, gramíneas e plantas anãs, adaptadas a condições extremas e curtas estações de crescimento lento. Esta vegetação se concentra em locais com condições microclimáticas favoráveis, como luz solar, água e nutrientes, em faces menos expostas ao vento, formando almofadas densas na superfície do solo (BRANCALEONI, 2003) e criando um complexo vegetacional de alta montanha (CAMACHO, 2010).

Pedogênese e microorganismos produzem e transformam a matéria orgânica através de processos de mineralização e humificação, elevando os teores de carbono orgânico. No presente estudo, foram observadas duas situações ambientais distintas dentro desse geoambiente, principalmente em termos de drenagem, resultando em solos bastante diferentes. Um perfil foi coletado e descrito para representar cada uma dessas variações.

A primeira situação ocorre em ambientes semelhantes ao geoambiente anterior, mas com maior estabilidade. O solo se origina predominantemente de depósitos de encosta, em um relevo montanhoso e escarpado, com erosão forte laminar e drenagem eficiente. Esta feição geomorfológica não favorece o acúmulo de água, observando-se apenas o início da colonização vegetal em uma fina camada superficial, que inicia o processo pedogenético de acúmulo orgânico (horizonte A) sobre um substrato pedregoso e pouco desenvolvido (horizonte C) (Figura 15).

Figura 15. Aspectos da paisagem e do solo (LP 1.0), em relevo declivoso e bem drenado, do geoambiente “Tundra Andina de Alta Montanha”.



FONTE: Acervo pessoal.

O solo representativo dessa tundra bem drenada é o LP 1.0, classificado como rotic *Skeletal Regosol* (*Loamic, Humic*) pelo sistema WRB. A textura do horizonte subsuperficial é Franco-Arenosa, composta por mais de 70% de Areia Grossa e com alta relação Areia Grossa/Areia Fina, apresentando coloração amarelada (Tabela 4). Semelhante ao solo do geoambiente periglacial, sua estrutura é de grão simples e o solo é cascalhento (65% composto de material >2mm), evidenciando seu baixo desenvolvimento pedogenético e mantendo relação estreita com sua matriz metapelítica.

Os atributos químicos deste solo mostram a influência do desenvolvimento da camada orgânica. Houve uma diminuição do pH em relação ao ambiente anterior e um aumento da CTC e da soma de bases (SB), provavelmente devido ao aumento do carbono orgânico no sistema. Ainda é um solo eutrófico, embora esteja próximo ao limite da eutrofia, e apresenta saturação por alumínio (m%) nula (Tabela 3).

Os teores de bases trocáveis K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} são semelhantes ao geoambiente periglacial, com destaque para a redução do fósforo na solução do solo. A manutenção das bases e a diminuição do fósforo indicam ainda uma baixa lixiviação e o início da adsorção de fósforo.

Em síntese, o solo associado a tundra bem drenada se associa em diversos aspectos físicos com o do ambiente periglacial. O que se observa é o desenvolvimento de um horizonte superficial enriquecido de matéria orgânica, embora ainda um horizonte mineral, que é acompanhado pelos aspectos químicos supracitados.

Outra situação ocorre em um microrelevo suavizado de um vale suspenso de altitude que favorece o acúmulo de água e resulta em má drenagem. Nessa área, a vegetação se desenvolve e, devido ao clima extremamente frio e baixa atividade microbiana, há baixa decomposição do material vegetal, originando turfeiras. Essas turfeiras são especialmente importantes para a Terra do Fogo e para o estoque de carbono em ecossistemas terrestres, devido à sua capacidade de manter elevados teores de carbono orgânico no solo (SAVORETTI et al., 2021).

Nessa situação, o solo se apresenta de maneira diferente, composto por camadas orgânicas de material pouco decomposto em um ambiente hidromórfico. O solo representativo desse ambiente é o LP 0.1, classificado como *Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)* pelo sistema WRB/FAO. Esse solo é caracterizado pelo elevado acúmulo de material orgânico (>20% *organic material*) e pela formação de horizontes hísticos com mais de 40 cm de espessura em condições de hidromorfismo, evidenciando o processo pedogenético de paludização (Figura 16).

Figura 16. Aspectos da paisagem e do solo (LP 0.1), em relevo plano e mal drenado, do geoambiente “Tundra Andina de Alta Montanha”.



FONTE: Acervo pessoal.

Seus horizontes orgânicos têm estrutura maciça fibrica, com valores e cromas baixos, indicando coloração escurecida devido aos processos de melanização e paludização pelo acúmulo de componentes orgânicos. A textura é Franco-Argilo-Siltosa, com altos teores de silte (53,7%) e argila (38,3%) no horizonte subsuperficial (Tabela 4).

Os atributos químicos desse solo são influenciados pelo alto teor orgânico e contrastam com os do outro solo amostrado no mesmo geoambiente. O solo apresenta acidez pronunciada (pH 4,67 – 4,99), alta CTC e SB, e horizontes subsuperficiais A e H3 distróficos ($V\% < 50\%$), com presença de Al^{3+} na solução do solo. (Tabela 3). Os teores de fósforo diminuíram consideravelmente, principalmente nos horizontes superficiais, indicando possível adsorção no complexo de troca.

Em síntese, a principal diferença em relação ao outro solo de tundra é a condição de drenagem deficiente. A má drenagem condiciona forte acumulação orgânica, resultando num solo com elevado teor orgânico. Portanto, o material de origem desse solo é distinto, não apresentando, por exemplo, caráter esquelético ou alto conteúdo de material grosso, tão comum em solos minerais de altitude. A constituição orgânica torna esse solo distinto do ponto de vista morfológico, físico e químico.

O ambiente de tundra ocorre numa faixa de altitude relativamente bem definida, fazendo a transição entre o ambiente não vegetado acima, e as florestas bem desenvolvidas abaixo. Todavia, distintas condições de relevo podem ser encontradas nesta faixa de altitude. Quando as condições de relevo favorecem uma boa drenagem (principalmente associados a depósitos de talus e de encostas), formam-se solos esqueléticos e minerais, com algum enriquecimento orgânico no horizonte superficial, mas mantendo diversas semelhanças (morfológicas, físicas e químicas) com os solos do ambiente periglacial.

A maior estabilidade do ambiente, comparada ao ambiente periglacial, possibilita a colonização da vegetação, que imprime mudanças na parte mais superficial dos solos. Situação distinta é encontrada nas porções em que o relevo desfavorece a drenagem (principalmente associadas ao fundo de antigos circos glaciais e vales suspensos), onde o hidromorfismo favorece forte processo de paludização, condicionando a formação de solos orgânicos, com atributos

morfológicos, físicos e químicos distintos dos ambientes bem drenados. De acordo com os resultados da datação da turfeira associada à tundra, a deglaciação destes circos glaciais e o estabelecimento do processo de paludização teve início cerca de 1400 anos antes do presente, mantendo-se ativo ininterruptamente até agora. É provável que os solos bem drenados, que tem seu material de origem relacionados com os processos periglaciais (crioclastia e formação dos depósitos de tálus) pós glaciais, tenham o início de sua formação ainda mais recente.

À medida que se afasta do periglacial, os processos de formação dão lugar ao retrabalhamento do material (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). Conforme se desce em altitude, este geoambiente cede espaço ao início do estabelecimento de uma vegetação mais exigente em termos fisiológicos, influenciada pelo desenvolvimento do solo em profundidade e por condições climáticas mais favoráveis, suportando uma vegetação de porte florestal. Na paisagem do extremo sul da Terra do Fogo, contexto deste estudo, a transição entre a vegetação de alta montanha e a vegetação florestal se manifesta através de uma linha de árvores bem delimitada na paisagem (CAMACHO, 2010), marcando a transição geoambiental e o início de novas relações entre solo e vegetação.

2.3.3 Encostas Florestadas

Este geoambiente está situado abaixo da faixa de Tundra Andina, conectando o topo e as áreas mais baixas da paisagem. Com grande variação altitudinal, ele abrange cotas de 25 m a 554 m e é composto por encostas longas e declivosas, dissecadas por canais de curso d'água e apresentam lentes resistentes do material de origem, incluindo xistos escurecidos da formação La Pataia. (Figura 17).

Figura 17. Afloramento de ardósias da formação La Pataia avistada no geoambiente “Encostas Florestadas”.



FONTE: Acervo pessoal.

Devido à sua extensão, este geoambiente apresenta uma ampla variação edáfica e climática, resultando em diferentes fitofisionomias da vegetação microfílica, predominante de *Nothofagus* sp. Para representar essa diversidade, foram descritos e coletados cinco perfis de solo (LP 0.2, LP 0.3, LP 0.4, LP 0.5, LP 0.6) e uma amostra extra (LP A.E). Embora em escalas diferenciadas, esses solos são os mais desenvolvidos pedogeneticamente na área de estudo. Os critérios ambientais usados para estratificar as seções deste geoambiente incluíram o porte das árvores, a influência da neve e o relevo.

O mais alto solo coletado no ambiente das encostas florestadas (LP 0.2) está localizado no início da linha de árvores, a 554 m de altitude, em um ambiente montanhoso de relevo local forte ondulado e drenagem insuficiente, representando a transição da alta montanha para as partes mais baixas da encosta, ainda fortemente influenciado por condições microclimáticas adversas, como a baixa temperatura do ar e do solo, presença de neve, fortes ventos e hidromorfismo pronunciado (ALLUCHE, 2010; FRANGI, 2005). (Figura 18).

Figura 18. Aspectos da paisagem e do solo (LP 0.2) no terço superior da toposse-
quência no geoambiente “Encostas Florestadas”



FONTE: Acervo pessoal.

A vegetação neste local é contorcida e de porte arbustivo, dominada pela espécie *Nothofagus antarcticus* em sua forma "*Krummholz*" (MOORE, 1983). Segundo Frangi (2005), o *krummholz* não é apenas uma resposta morfológica ao clima adverso, mas também uma forma de vida com vantagens funcionais, e constatou a partir da produtividade primária líquida que a arquitetura prostrada resulta em maior produtividade e desempenho de seu aparato fotossintético ao comparadas com as árvores de hábito ereto.

A paludização é o processo mais marcante deste solo, que apresenta uma sequência de horizontes hísticos suficientes para sua classificação como *Histosol*, sobre um horizonte subsuperficial com evidência de gleização (Cg). Ele é classificado como *Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)*. A principal característica distintiva deste solo é o horizonte glei, indicando possível oscilação do lençol freático logo abaixo da camada mais subsuperficial amostrada, responsável pela saturação do solo nos primeiros 20 cm.

O horizonte superficial tem textura orgânica fibrosa, e os dois horizontes hísticos subsequentes são hêmicos. O horizonte glei tem textura Franco-siltosa,

levemente cascalhento (24,5% de cascalho), e apresenta baixos croma e valor devido à melanização e paludização. (Tabela 4). Este é o solo mais ácido entre os coletados, com pH variando de 3,78 a 4,32, devido ao seu alto conteúdo orgânico, que chega a 85% no horizonte H3 (Tabela 2).

Seu elevado conteúdo orgânico influencia todos os parâmetros químicos, resultando em alta CTC e SB que diminuem com a profundidade, exceto no horizonte H3, onde se observam os maiores teores subsuperficiais devido ao maior teor orgânico. O solo apresenta altos teores de Al^{3+} em todos os horizontes, com saturação por alumínio chegando a 62% no horizonte Cg. A elevada acidez potencial e a natureza distrófica dos horizontes são atribuídas à alta CTC e ao pH baixo, onde muitos sítios de adsorção estão ocupados por íons H^+ , diminuindo a quantidade de bases trocáveis adsorvidas.

Nos solos descritos nos terços médios (LP 0.3) e inferiores (LP 0.4, LP 0.5, LP 0.6) da encosta montanhosa, aumenta a profundidade dos solos, a drenagem se torna mais eficiente e o retrabalhamento do material de origem é maior devido à ação da vegetação agindo ao longo do tempo em um relevo mais estável e de clima mais ameno resulta em processos pedogenéticos distintos. Os solos florestais, situados em ambientes mais quentes, beneficiam-se de uma cobertura vegetal densa que atua como barreira física contra vento e neve, reduzindo variações térmicas intensas e o congelamento sazonal do solo no inverno. Isso, junto com um solum mais profundo, favorece o desenvolvimento de vegetação de porte florestal (SÁ, 2015).

Segundo Pereyra (2019), no sul dos Andes Fueguinos, solos em ambientes ácidos com menor conteúdo de tefra no material de origem mostram evidências de podzolização, resultando em alta diferenciação edáfica. No presente estudo foi constatada a ocorrência de solos com diferentes graus de podzolização associados ao ambiente das encostas florestadas.

Nos solos dos terços médio e inferior das encostas florestadas, não foram observados horizontes C até a profundidade amostrada, indicando que são os solos mais profundos da área de estudo. À medida que se descem as cotas, os solos tendem à maior profundidade permitindo sustentar uma vegetação de maior porte. É comum encontrar restos vegetais mal decompostos, oriundos da senescência de indivíduos, desramas ou perturbações naturais, em função da baixa capacidade do ambiente de decompor o material. Eventualmente a acumulação de material orgânico

pode condicionar a formação de horizontes fólicos, em diferentes posições das encostas florestadas.

Figura 19. Variação do porte e altura das árvores de *Nothofagus* sp. do sub bosque, em função da diminuição da altitude.



FONTE: Acervo pessoal.

Em altitudes mais baixas, sob condições de boa drenagem, os solos florestais tendem a apresentar um aumento de carbono na subsuperfície, o que influencia a CTC e a soma de bases. Além disso, observa-se uma redução da acidez do solo, evidenciada pela diminuição do Al^{3+} livre e da acidez potencial. Nota-se também um aumento da fração de argila, em detrimento da areia grossa. Esses fatores indicam que os solos florestais em altitudes mais baixas são os mais desenvolvidos na área de estudo.

O próximo solo (LP 0.3), descrito a 493 m, no terço médio da encosta montanhosa com relevo forte ondulado, onde a drenagem começa a se torna mais eficiente, marca o início do predomínio do *Nothofagus pumilio*, porém ainda composta por árvores mais finas e altura mediana, formando um “paliteiro” no sub-bosque da floresta. A partir desse ponto, esta espécie será monodominante na paisagem, variando apenas em altura e diâmetro conforme a altitude (Figura 20).

Figura 20. Aspectos gerais da paisagem e do solo (LP 0.3) no terço superior da topossequência, no geoambiente “Encostas Florestadas”



FONTE: Acervo pessoal.

Foi classificado como *Albic Podzol (Siltic, Epic, Folio)* pelo sistema WRB/FAO. Os qualificadores refletem suas principais características. A sequência O-E-Bh é marcada por um horizonte fólico superficial com 68% de matéria orgânica (Tabela 3) e um horizonte Bh com acumulação iluvial orgâno-metálica.

Esse solo espódico foi amostrado até 57 cm de profundidade, apresentando uma estrutura fraca de blocos subangulares de tamanho médio a muito grande e composto por quase 50% de cascalho no horizonte mais cascalhento (46,7% no horizonte E) (Tabela 5). A textura Franco-siltosa está relacionada ao material de origem metapelítico rico em silte, semelhante aos demais solos da topossequência. O solo possui um matiz mais avermelhado (7,5 YR), indicando a possível presença de óxidos pigmentantes devido ao maior grau de intemperismo (Tabela 5).

Os atributos químicos mostram um solo com acidez pronunciada (pH 3,96 – 5,05), onde os maiores teores dos parâmetros estudados estão no horizonte superficial, composto por mais de 60% de material orgânico (Tabela 3). O alumínio satura quase completamente a CTC nos horizontes subsuperficiais (m% > 90%). O horizonte E apresenta baixa soma de bases (SB), indicando processos de lixiviação nessa camada do solo.

Os solos situados no início do terço inferior da encosta incluem LP 0.4 , LP 0.6 e LP A.E, localizados em altitudes de 173 m, 153 m e 220 m, respectivamente (Figura 21). A região apresenta um relevo montanhoso escarpado com relevo local suavemente ondulado, e material de origem coluvial. Nesses solos, observa-se um incremento no diâmetro e altura das árvores, indicando condições mais favoráveis para a propagação vegetativa.

O solo LP 0.4 classificado como *Albic Skeletic Podzol (Epic)* é ácido (pH entre 4,5 e 5,52) e possui 21,23% de matéria orgânica na camada superficial (Tabela 3). Suas características atendem aos critérios para espodossolo, com um horizonte espódico identificado pelo acúmulo significativo de matéria orgânica iluvial combinada com compostos de alumínio e ferro, contendo quantidades expressivas de ferro e alumínio extraído por oxalato (Bhs). Sua estrutura é predominantemente de grãos simples, com textura Franco-Arenosa e composição cascalhenta, de moderada a alta (Tabela 4). É distrófico, com CTC saturada por alumínio, especialmente no horizonte eluvial, e apresenta um início de incremento de carbono em subsuperfície (ver Tabela 2).

O solo LP 0.6 apresenta um processo de podzolização menos evidente, não se enquadrando como Spodosol. Classificado *Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Follic, Humic, Protospodic)* segundo o sistema de classificação WRB/FAO, possui dois horizontes minerais incipientes diagnósticos (Bi1 e Bi2). O qualificador “*Protospodic*” indica que ele foi influenciado pela podzolização, mas de forma pouco expressiva que não foi suficiente para enquadramento na classe dos *Spodosol*. Sua estrutura é mais desenvolvida, com blocos subangulares, e cores de matiz 7,5 YR. Apresenta maior proporção de argila na textura (Franco-Argilosa) e relação silte/argila próxima de 1, com baixa teor de cascalho nos horizontes AB e B1. O aumento da fração argila ocorre em detrimento da areia grossa (ver Tabela 6). É menos ácido (pH próximo a 5,5) até a profundidade amostrada (80 cm). As baixas taxas de decomposição do material vegetal, devido às condições ambientais, e a maior estabilidade da encosta favorecem

o acúmulo de carbono, resultando em elevados teores de carbono orgânico em subsuperfície (8,77% de matéria orgânica no Bi1) e um horizonte fólico O composto por 63% de matéria orgânica (Tabela 4). É eutrófico nos horizontes O e A, e distrófico nos horizontes AB, Bi1 e Bi2. Observa-se uma nítida redução do alumínio na solução do solo, uma camada orgânica rica em bases trocáveis e baixo fósforo disponível em todo perfil (Tabela 4).

A amostra extra apresenta condições semelhantes às observadas em LP 0.4 e LP 0.6, com tendência à textura franca, menos arenosa e mais argilosa, acúmulo superficial e subsuperficial de carbono, e redução da acidez potencial do solo.

Figura 21. Aspectos gerais dos solos no terço médio da topossequência, no geoambiente “Encostas Florestadas”. (A) = LP 0.4; (B) = LP 0.6; (C) = LP A.E.



FONTE: Acervo Pessoal.

O solo LP 0.5, coletado a 25 m de altitude em um terraço glaciofluvial ao lado do Lago Roca, na baía Lapataia, é classificado como *Albic Podzol* (*Loamic, Epic, Eutric*). Insere-se numa paisagem plana e compartimentalizada, a mais estável de toda a encosta, onde a vegetação se expressa de forma exuberante, com árvores de grande porte, indicando elevada estabilidade e aprofundamento do solum para sustentar tais características vegetativas.

Possui uma sequência de horizontes minerais superficiais, subsuperficiais eluviais e iluviais (A1, A2, E, Bhs1, Bhs2, e Bhs3) (Figura 24). É o solo com mais

horizontes identificados, sem ocorrência do horizonte C até a profundidade amostrada. Sua estrutura é de grãos simples e em blocos subangulares, pouco cascalhenta, com cores de matizes amareladas, transições horizontais planas e claras, e tendência ao acúmulo de frações granulométricas menores em detrimento das frações grosseiras (Tabela 4). Destacam-se também a tendência à redução da acidez, acúmulo de carbono orgânico, redução do alumínio e acidez potencial, e distrofia subsuperficial (Tabela 2).

Figura 22. Aspectos gerais da paisagem e do solo (LP 0.5) no terço inferior da topossequência, no geoambiente “Encostas Florestadas”.



FONTE: Acervo pessoal.

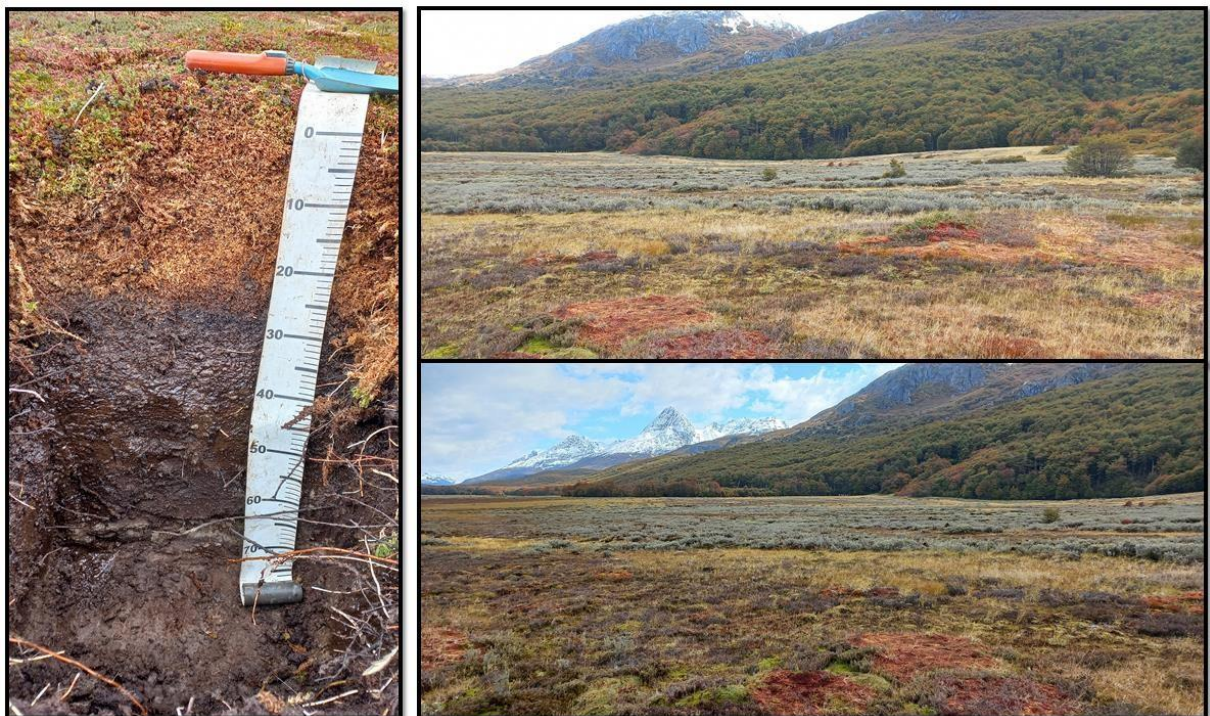
Em síntese, o ambiente das encostas florestadas reúne as condições para o máximo desenvolvimento dos solos e da vegetação na área de estudo. Ocupando as longas encostas, em altitudes menores e sob menor influência dos processos de congelamento, o solo apresenta estabilidade suficiente para permitir a colonização florestal. Uma vez que o ambiente se associa com uma grande variabilidade altitudinal e de relevo, existe uma variabilidade nas condições de desenvolvimento de solos e vegetação, que em geral incrementam com a diminuição da altitude.

Os solos, muitas vezes sob influência de depósitos coluviais, tem um relativamente baixo teor de cascalho, e maior profundidade efetiva. Sob condições de máxima estabilidade, encontradas nos terços médio e inferior das encostas, o processo de podzolização, com translocação de complexos organometálicos (evidenciado por atributos morfológicos e químicos dos solos) leva à formação de *Podzols*. Em condições de menor estabilidade, no terço superior das encostas, encontram-se solos menos desenvolvidos. São encontrados ainda *Cambisols* em posições de estabilidade, onde o caráter *Protospodic* indica a ocorrência de podzolização, mas não suficiente para o desenvolvimento de podzols.

2.3.4 Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas

A transição para os fundos dos vales é marcada pelo final da encosta, onde o hidromorfismo passa a governar as relações entre solo e vegetação. Este geoambiente abrange as planícies fluviais, as porções mais baixas da área de estudo.

Figura 23. Aspectos gerais da paisagem e do solo (LP 0.8) no geoambiente “Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas”.



FONTE: Acervo pessoal.

As planícies glaciofluviais tendem a ser relativamente planas e amplas, com ligeiras ondulações ou canais deixados pelos antigos cursos de água. Elas podem apresentar características como terraços e leques aluviais (OLIVERO et al., 2001).

A paisagem, moldada pela ação glacial, se apresenta como um vale preenchido por sedimentos provenientes da encosta ou da contribuição glaciofluvial. O *Sphagnum* emerge como um marcador espacial desses ambientes hidromórficos, favoráveis à baixa decomposição de material vegetal e à acumulação de carbono.

O solo representativo desse ambiente é o LP 0.8, coletado a 224 m e classificado como *Fibric Rheic Histosol (Dystic, Gleyic)*. Este solo possui uma camada de 18 cm de *Sphagnum* vivo, formando um mosaico vegetacional com algumas algas e líquens na superfície. Apresenta uma sequência de horizontes hísticos (H1 18-40 cm) e (H2 40-65 cm) sobre um horizonte com evidências de gleização (Cg 65-78 cm+), indicando a proximidade do lençol freático que garante a saturação nos primeiros 20 cm de profundidade.

Sua estrutura maciça fibrica indica má decomposição do material vegetal. A coloração escurecida, devido à matéria orgânica e umidade, é uma característica notável, assim como a textura muito argilosa, com pouca contribuição de frações maiores que 2 mm (72% do horizonte Cg é composto por argila, sem frações significativas de cascalho) (Tabela 5).

O pH varia entre 4,93 e 5,12, destacando-se pelo elevado acúmulo orgânico resultante da paludização. Os teores de fósforo disponível são baixos, provavelmente adsorvidos nos sítios de adsorção da argila. Os horizontes são distróficos, apresentando elevada acidez potencial e CTC moderada a alta, com saturação por alumínio próxima de zero.

O material de origem deste solo foi diferente dos demais solos estudados. O solo se desenvolveu sobre um substrato de sedimentos glaciofluviais, que em alguma época preencheram o fundo dos vales, carregados através dos fluxos glaciofluviais provenientes da deglaciação. A diferença do material de origem pode ser evidenciada pela textura muito argilosa (Tabela 4), muito distinta das texturas comumente encontradas nos demais geoambientes estudados.

Os processos pedogenéticos que atuaram nesta porção da paisagem levam a formação de solos orgânicos bem desenvolvidos e profundos, onde o relevo deprimido condiciona condições de má drenagem, que impossibilita o estabelecimento de vegetação florestal mesmo sobre solos profundos, e a vegetação se apresenta com o

predomínio de espécies especializadas em ambientes hidromórficos e frios, que são as turfeiras.

Segundo o resultado de datação por radiocarbono, a estabilização das condições ambientais propícias para início da colonização vegetal nesta seção da paisagem ocorreu cerca de 2.770 anos antes do presente, indicando que os acúmulos orgânicos dos fundos dos vales se iniciaram bem antes dos acúmulos em alta montanha, possivelmente influenciados pelas condições climáticas severas que na área de estudo aumentam com a altitude.

Em síntese, o ambiente do fundo dos vales glaciofluviais reúne condições para o estabelecimento de turfeiras especializadas em condições hidromórficas, condicionadas pelo relevo. A forma de bacia do fundo dos vales recebeu ao longo dos anos uma carga de sedimentos de partículas finas, e a dinâmica da água restringiu a colonização vegetal. Os solos têm elevada profundidade e alto teor orgânico, saturados por água durante mais de 30 dias consecutivos, levando a formação de *Histosols* hísticos cobertos superficialmente por uma camada espessa de vegetação de turfeira ainda viva.

2.3.5 Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till

A origem desse geoambiente está intimamente ligada à ação glacial pretérita no Lago Fagnano e à deposição de material glacial (till) no período Quaternário. Em nosso mapeamento, esse geoambiente corresponde a 5,85% da área mapeada.

A zona ecotonal floresta-estepe se estende ao norte da Cordilheira Fueguina, fazendo a transição entre o ambiente montanhoso rochoso da cordilheira e as áreas estépicas e planas da Patagônia extra-andina. Nessas áreas, predominam florestas de *Nothofagus antarctica*, com alguma inclusão de *Nothofagus pumilio*, ocupando as colinas e locais mais elevados, enquanto as zonas mais baixas são cobertas por vegetação herbácea (CAMACHO et al., 2010). Os ecótonos floresta-estepe na Patagônia sofreram grandes transformações antropogênicas, e a ausência de vegetação nativa em algumas áreas pode ser atribuída à remoção humana e ao uso do solo para pastagem e criação tradicional de ovelhas (CINGOLANI, 1999).

Figura 24. Aspectos gerais da paisagem e do solo (LP 0.7) no geoambiente “Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till”.



FONTE: Acervo pessoal.

O ambiente torna-se menos chuvoso (aproximadamente 900 mm anuais) e ligeiramente mais quente, sendo composto por morainas, planícies e terraços aluviais (PEREYRA et al., 2019). Observam-se seixos de diferentes granulometrias (cascalho, calhau e matacão) e formas, dispostos aleatoriamente, evidenciando o processo de acumulação aluvial. De forma geral, o solum é composto por frações grosseiras transportadas, com pouca evidência de processos pedogenéticos in situ.

A pouca expressividade do desenvolvimento pedogenético sobre o till pode ter sido afetado ao longo de sua gênese pela jovialidade dos processos de formação, que mesmo apresentando condições de relevo mais propícias ao avanço do intemperismo, favorecendo mais a pedogenêse do que a erosão, encontra limitações no clima e no estabelecimento dos organismos.

O solo representativo desse geoambiente é o LP 0.7, coletado a 112 m, em um corte de estrada entre o Lago Fagnano e o Lago Escondido. Foi descrito em um local

que sustentava uma vegetação florestal diferente daquela do geoambiente florestal da encosta, com árvores mais raquíticas, menores em altura e diâmetro, e mais contorcidas.

O relevo é suavemente ondulado e a drenagem é eficiente. O solo, extremamente pedregoso, foi classificado como *Eutric Skeletic Regosol (Loamic, Humic)* pelo sistema WRB/FAO, apresentando uma sequência de horizontes minerais sem horizonte subsuperficial pedogenético diagnóstico (A-AC-C1-C2). Sua estrutura é pouco desenvolvida e muito cascalhenta, com textura Franca e Franco-Arenosa nos horizontes C, apresentando uma proporção significativamente maior de areia grossa do que areia fina (728 vezes mais areia grossa do que areia fina no horizonte C2) (Tabela 5). Essas características indicam um solo pouco desenvolvido pedogeneticamente.

Seus atributos químicos incluem baixa CTC, devido à pouca disponibilidade de partículas coloidais reativas e de matéria orgânica. A matéria orgânica enriquece o horizonte superficial, mas é pouco expressiva nos horizontes grosseiros subsuperficiais. O solo apresenta pH próximo a 6, com baixos teores de SB, Al^{3+} e $H+Al$, que diminuem em profundidade (Tabela 3).

Em síntese, este geoambiente apresenta solos pouco desenvolvidos em um ambiente de transição entre a Cordilheira Fueguina e a Patagônia Extra-andina. Apesar do relevo menos escarpado do que as encostas florestadas, os solos se desenvolveram menos nessa porção da paisagem. As principais diferenças que poderiam justificar um menor avanço pedogenético seriam o clima e a vegetação, que em função do bloqueio de umidade pelas montanhas ao sul, observam-se reduções nas precipitações médias e no porte da vegetação, predominando a espécie herbácea de *Nothofagus antarticus*.

CONCLUSÕES

Foram identificadas cinco unidades geoambientais na área de estudo, com base nos diferentes conjuntos de fatores pedo-lito-fito-geomorfológicos. Os geoambientes são, em escala decrescente de representatividade espacial: (1) Zona Periglacial Não Vegetada sobre Tálus; (2) Encostas Florestadas/Tundra Andina de Alta Montanha; (3) Tundra Andina de Alta Montanha/Encostas Florestadas; (4) Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas/Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till e (5) Ecótono Floresta-Estepe em Piemontes de Depósitos de Till/ Fundo de Vales Glaciofluviais com Turfeiras Hidromórficas. As variáveis explicativas mais relevantes para a predição do mapeamento foram às relacionadas com a altitude, precipitação, umidade e vegetação.

No presente trabalho, a datação das turfeiras estudadas indicou prováveis idades BP de 1400 anos na turfeira em um vale suspenso e 2770 anos na turfeira do fundo de um vale glaciofluvial. Ao contrário do observado nas altas latitudes do norte, a acumulação de turfa na Patagônia não está correlacionada somente com parâmetros climáticos, sugerindo que os controles em escala local podem mediar as variações na acumulação de turfa na área de estudo.

O clima e o relevo são as principais fontes de diferenciação ambiental, variando principalmente em função da altitude, o que condiciona a formação de diferentes paisagens. As condições físico-climáticas desempenham um papel direto na relação entre solo e paisagem, determinando os principais processos edáficos dominantes em cada geoambiente e influenciando a vegetação, que se adapta de formas diversas ao longo da topossequência, ajustando-se às variáveis ambientais a que está sujeita.

As baixas temperaturas e a elevada umidade favorecem o acúmulo de carbono no solo. De modo geral, ao longo da encosta, o solo é governado por processos de crioclastia, hidromorfismo, paludização, melanização e podzolização.

Os ambientes da encosta superior desenvolvem-se em condições climáticas mais adversas, resultando em solos menos intemperizados e mais limitantes à vegetação. A pedogênese e o desenvolvimento vegetativo tornam-se mais ativas à medida que se afasta dos extremos da paisagem, atingindo seu ápice nas porções médias e inferiores da encosta, onde a estabilidade do relevo e o clima favorecem o desenvolvimento dos solos e suportam uma vegetação mais exigente. Nas partes baixas, o hidromorfismo é o principal fator limitante ambiental, definindo o geoambiente que ali se insere.

REFERÊNCIAS

- ACEVEDO, R. D. (Ed.). **Geological Resources of Tierra Del Fuego**. Springer, p. 379. 2021.
- ACEVEDO, R. D. *Las micas en la metamorfita Lapataia, Tierra del Fuego. Condiciones metamórficas de PT en la presencia de fengita*. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 50, p. 237-242, 1995.
- AUER, V. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part IV: Bog Profiles*. **Annales Academiae Scientiarum Fennicae**, v. 80, p. 1-160, 1965.
- ANDRÉ, M.F. **Les versants du Spitsberg (approche géographique des paysages polaires)**. Press universitaires de Nancy, Nancy, 1993, 361p.
- ANDRÉ, M-F. *Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?* **Geomorphology**, v. 52, p. 149-164, 2003
- ARAÚJO, R. W. **Modelagem geoambiental do Parque Nacional da Serra do Gandarela (MG): interações solo, relevo e vegetação**. 2021. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2021.
- BALOCCHI, L.D; CAO, S.J; AGUDELO, E.L.B. **An Introduction to the Geology of Tierra del Fuego**. Geological Resources of Tierra Del Fuego. Madison, USA: Springer International Publishing, 2021.
- BAVA, J. *Los Bosques de Lenga en el sector argentino de Tierra del Fuego*. CIEFAP. **Patagonia Forestal** v. 6, p. 5-8, 1998
- BRANCALEONI, L.; STRELIN, J.; GERDOL, R. *Relationships between geomorphology and vegetation patterns in subantartic Andean tundra of Tierra del Fuego*. **Polar Biol.** v. 26, p. 404-410. 2003
- BUJALESKI, G. G. *Coastal geomorphology and evolution of Tierra Del Fuego (Southern Argentina)*. **Geologica Acta: na international Earth Science journal**. v. 5, n. 4, p.337-362, 2007.
- BURKART, R. et al. *Ecoregiones de la Argentina. Administración de parques nacionales*. **Buenos Aires. Argentina**, 1999.
- BUSCOT, F; VARMA, A. (Ed.) *Microorganisms in soils: roles in genesis and functions*. **Springer-Verlag Berlin Heidelberg**, v. 3, p. 3-17. 2005.
- CAMACHO, A.; ARRANZ, J.; BAVA, J., et al. *Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la isla grande de tierra del fuego (Patagonia, Argentina)*. **Forest Systems**, v.19, n.2, p.189-207. 2010

CINGOLANI, A. M. **Efectos de 100 años de pastoreo ovino sobre la vegetación y suelos del Norte de Tierra del Fuego**. 1999. Tese de Doutorado. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. 1999.

CHAPIN, F. S. et al. *The ecosystem concept*. **Principles of terrestrial ecosystem ecology**, p. 3-22, 2011.

CLARKE, A. et al. *Introduction. Antarctic ecology from genes to ecosystems: the impact of climate change and the importance of scale*. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 362, n. 1477, p. 5-9, 2007.

CLYMO, R. S. *The limits to peat bog growth*. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences**, v. 303, n. 1117, p. 605-654. 1984.

CORDEIRO, A. P. A. et al. Regiões homogêneas de vegetação utilizando a variabilidade do NDVI. **Ciência Florestal**, v. 27, p. 883-896, 2017.

CORONATO, A.; ROIG, C.; MIR, X. *Geoformas glaciares de la región oriental del Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina*. In: **XV Congreso Geológico Argentino**. Actas, Buenos Aires, p. 457-462, 2002.

CORONATO, A. et al. *Geomorphologic emplacement and vegetation characteristics of Fuegian peatlands, southernmost Argentina, South America*. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 9, p. 111-128, 2006.

CORONATO, A. M. J; CORONATO, F; MAZZONI, E., et al. *The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego*. **Developments in Quaternary Science**, v. 11, p. 13-55, 2008.

Copernicus Sentinel-2 (processed by ESA), 2021, MSI Level-2A BOA Reflectance Product. Collection 1. European Space Agency. https://doi.org/10.5270/S2_-zkn9xsj

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. *The relation between geomorphology and soil morphology and genesis*. **Advances in Agronomy**, v. 23, p. 51-88, 1971.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solos**. 2a ed. Rio de Janeiro, RJ, p.212, 1997

CORONATO, A. **Geomorfología Glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes ambientales para la ocupación humana**. 1995. Tese de Doutorado. Tesis para optar al Grado de Doctor en Filosofía y Letras, Área Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 1995

DE RESENDE MACHADO, M. et al. *Non-glaciated polar landscape (proglacial, paraglacial and periglacial): Review of concepts and contributions of soil-geomorphology Brazilian research*. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 603-622, 2019.

FERRER, J.A.; IRISARRI, J.; MENDÍA, J.M. **Suelos de la provincia del Neuquén. Escala 1:500.000**. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuária, Buenos Aires, pp 224. 2006.

FICK, S. E.; HIJMAN, R. J. *WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas*. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 12, p. 4302-4315, 2017.

FRANGI, J. L. et al. *Nutrient cycling in Nothofagus pumilio forests along an altitudinal gradient in Tierra del Fuego, Argentina*. **Elsevier** v. 217, p. 80-97, may, 2005.

FRANGI, J.; RICHTER, L. *Los ecosistemas forestales de la Tierra del Fuego*. **Vida Silvestre**, v. 72, n. 2, p. 36-43, 1992.

FREDERIKSEN, P. **Soils of Tierra del Fuego: a satellite-based land survey approach**. Folia Geographica Danica, vol. 18, p. 150. 1988

FRENCH, H. M. **The periglacial environment**. John Wiley & Sons, 4 ed., 2018, 515 p.

FORMAN, R. T. T.; GORDON, M. *Landscape Ecology*—John Wiley. **New York**, v. 619, 1986.

GREENWELL, B., BOEHMKE, B., CUNNINGHAM, J., & GBM DEVELOPERS. (2020). gbm: Generalized Boosted Regression Models (2.1.8). <https://cran.r-project.org/package=gbm>

GOMES, L. C. et al. *Modelling and mapping soil organic carbon stocks in Brazil*. **Geoderma**, v. 340, p. 337-350, 2019.

HALL, K.; THORN, C. E.; MATSUOKA, N.; PRICK, A. *Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives*. **Progress in physical geography**, v. 26, n. 4, p. 577-603, 2002.

HERVE, F. et al. *Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana*. **Journal of the Geological Society**, v. 167, n. 3, p. 555-568, 2010.

GJORUP, D. F. **Solos e geoambientes da porção Norte da Ilha Seymour (Marambio), Antártica**. 2013. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2013.

HOGG, A. G. et al. SHCal13 *Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP*. **Radiocarbon**, v. 55, n. 4, p. 1889-1903, 2013.

ITURRASPE, R.; URCIUOLO, A. B. **Glaciares de Tierra del Fuego**. 1ª. Ed. Buenos Aires. p. 184. 2011.

ITURRASPE, R.; ROIG, C. *Aspectos hidrológicos de turberas de Sphagnum de Tierra del Fuego-Argentina. Conservación de ecosistemas a nivel mundial con énfasis en las turberas de Tierra del Fuego. Disertaciones y Conclusiones*, p. 85-93, mar. 2000.

ISLA, F.I.; BUJALESKY, G.; CORONATO, A. *Dinámica estuarina del Canal Beagle, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina* v. 54, n.4, p.307-318, 1999

IUSS Working Group WRB. 2023. **World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition.** International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria

JENNY, H. **Factors of soil formation: a system of quantitative pedology.** Courier Corporation, 281p. 1994.

KOPPEN, W. *Das geographische System de Klimate. Handbuch der klimatologie*, 1936.

KUHN, M.; QUINLAN, R. (2023). C50: C5.0 Decision Trees and Rule-Based Models. <https://cran.r-project.org/package=C50>

LIAUDAT, D. T. *Geocryology of Southern South America. Developments in Quaternary Science*, v. 11, p. 255-268, 2008.

LIAW, A. et al. *Classification and regression by randomForest. R news*, v. 2, n. 3, p. 18-22, 2002.

LOISEL, J.; YU, Z. *Holocene peatland carbono dynamics in Patagonia. Quaternary Science Reviews*. v. 69, p. 125-141, 2013.

MARTÍN, S. C. N.; CRISTINA, N.; PONCE, J. F., et al. *Lakes and glaciers from Fuegian Andes. Morphology, distribution and origin. Geological Resources of Tierra del Fuego*, Springer Geology, p. 173-188, 2021.

MARTINS, Éd. S. et al. *Ecologia de Paisagem: conceitos e aplicações potenciais no Brasil. Documentos*, Planaltina, DF, n. 121, p. 1-35, jul. 2004.

MARTINELLI, L. A et al. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis.** São Paulo, Oficina de Textos, 2009. 144p.

MARTINELLI, L. A. et al. *Utilização das variações naturais de $\delta^{13}\text{C}$ no estudo de cadeias alimentares em ambientes aquáticos: princípios e perspectivas. Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 2, p. 859-89. 1988.

MCQUEEN, D. *The ecology of Nothofagus and associated vegetation in South America (Part II). Tuatara*, v. 22, p. 233-244, 1976.

METZGER, J. P. O que é ecologia de paisagens?. **Biota neotropica**, v. 1, p. 1-9, 2001.

MOQUEDACE, Cássio Marques et al. *High-resolution mapping of soil carbon stocks in the western Amazon*. **Geoderma Regional**, v. 36, p. e00773, 2024.

MOORE, D. M. **Flora of Tierra del Fuego**. 1983.

MÜNSELL COLOR. **Munsell Soil Color Charts**. Grand Rapids: Munsell Color, 2000.

NOWOSAD, J.; STEPINSKI, T.F. *Extended SLIC superpixels algorithm for applications to non-imagery geospatial rasters*. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 112, p. 102935, 2022.

OLIVERO, E.B.; MALUMIÁN, N. *Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina*. **Geologica Acta**. v. 6, n. 1, p. 5 – 18, mar. 2008.

OLIVERO, E.B., MARTINIONI, D.R. *A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes*. **Journal of South American Earth Sciences** v. 14, n. 2, p. 175-188. 2001.

PARE, S. et al. *Satellite image segmentation based on different objective functions using genetic algorithm: a comparative study*. In: **2015 IEEE international conference on digital signal processing (DSP)**. p. 730-734, 2015.

PEREYRA, F. X.; BOUZA, P. **Soils from the Patagonian Region**. Springer International Publishing. *The Soils of Argentina*, p. 101-121. 2019

PISANO, E. *Bosquejo fitogeográfico de Fuego-Patagonia*. **Anales Instituto Patagonia** v.12, p.159-171, 1981.

PISANO, E. *Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena*. **Anales instituto de La Patagonia**, v. 8, p. 121-250, 1977.

POGGIO, L. et al. *SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty*. **Soil**, v. 7, n. 1, p. 217-240, 2021.

PONCE, J.F.; RABASSA, J. *Geomorfología glaciar de la isla de los estados, Tierra Del Fuego, Argentina*. **Revista de la Sociedad Geológica de España**, v. 25, n. 1-2, p. 67-84, 2012.

PONCE, J. F; CORONATO, A. RABASSA, J. *Las turberas de Tierra del Fuego y el clima del pasado*. **Ciencia Hoy**, v. 23, n. 137, p. 11-17, 2014

PUIGDEFÁBREGAS, J.; DEL BARRIO, G.; ITURRASPE, R. *Régimen térmico estacional de un ambiente montañoso en la Tierra del Fuego, con especial atención al límite superior del bosque*. **Pirineos**. v. 132, p. 37-48. 1988.

R Core Team. (2024). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. In *R Foundation for Statistical Computing (4.3.3)*. <http://www.r-project.org>

RABASSA, J.; CORONATO, A.; GORDILLO, S. et al. *Paleoambientes litorales durante el inicio de la transgresión marina holocena en bahía Lapataia, Canal Beagle, Parque Nacional Tierra Del Fuego*. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**. v. 65, n. 4, p. 648-659, 2009

RABASSA, J. et al. *Quaternary of Tierra del Fuego, southernmost South America: an updated review*. **Quaternary International**, v. 68, p. 217-240, 2000.

RUBIO, G.; LAVADO, R. S.; PEREYRA, F. X. **The soils of Argentina**. Madison, USA: Springer International Publishing, 2019.

RUHE, R. V. *Geomorphic surfaces and the nature of soils*. **Soil science**, v. 82, n. 6, p. 441-456, 1956.

ROMANYÀ, J.; FONS, J.; SAURAS-YERA, T. et al. *Soil-plant relationships and tree distribution in old growth Nothofagus betuloides and Nothofagus pumilio forests of Tierra del Fuego*. **Geoderma**, v. 142, n. 1-2, p. 169-180, jan. 2005.

SÁ, M. M. F.. **Pedogênese, dinâmica térmico-hídrica e emissões de gases de efeito estufa no Monte Martial, Ushuaia, Argentina**. 2015. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2015

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5a ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005.

SIQUEIRA, Rafael G. et al. *Machine learning applied for Antarctic soil mapping: Spatial prediction of soil texture for Maritime Antarctica and Northern Antarctic Peninsula*. **Geoderma**, v. 432, p. 116405, 2023.

STRELIN, J.; ITURRASPE, R. *Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental*. **Global and planetary change**, v. 59, n. 1-4, p.17- 26. 2007.

TRICART, J. *L'analyse de système et l'étude intégrée du milieu naturel*. In: **Annales de géographie**. Armand Colin, v. 88, n. 490, p. 705-714, 1979.

TRICART, J.; KIEWIETDEJONGE, C. **Ecogeography and rural management**. New York: John Wiley & Sons, 1992. 267 p.

TUHKANEN, S.I., *The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere*. **Acta Botanici Fennici** v.145, p.1-64. 1992.

VITT, D. H.; WIEDER, R. K. *The structure and function of bryophyte-dominated peatlands*. **Bryophyte biology**, v. 2, p. 357-391, 2008.

WENZES, G. *Terminal Moraines, Outwash Plains, and Lake Terraces in the Vicinity of Lago Cardiel (49°S; Patagonia, Argentina) - Evidence for Miocene Andean Foreland Glaciations*. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**. v. 38, n. 2, p. 276-291, 2006

ZAZO, Cari. *Interglacial sea levels*. ***Quaternary international***, v. 55, n. 1, p. 101-113, 1999.

CAPÍTULO 2 - GENESE E CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS EM UMA TOPOSSEQUÊNCIA DA CORDILHEIRA FUEGUINA ARGENTINA, TERRA DO FOGO

RESUMO

A paisagem da Cordilheira Fueguina, ao sul da Terra do Fogo, foi fortemente influenciada pelas glaciações desde o Plioceno, com processos geomorfológicos holocênicos, imprimindo forte influência na distribuição e formação dos solos. A região conta com elementos naturais únicos, onde existe ainda uma carência de estudos específicos sobre a pedologia da área que justifiquem sua complexidade ambiental, onde o clima e o relevo desempenham papéis cruciais na formação e evolução dos solos. Este capítulo visa apresentar as propriedades químicas, físicas, mineralógicas e orgânicas dos solos ao longo de uma topossequência típica da Cordilheira Fueguina argentina, discutindo os principais fatores e processos envolvidos na formação dos solos. Foram analisados nove perfis de solo representativos das principais variações edáficas da área. Os solos foram categorizados em minerais e orgânicos para uma melhor discussão de seus atributos. Os principais processos pedogenéticos identificados são podzolização, paludização e crioturbação. Solos minerais se originam de material semelhante e variam em intensidade de pedogênese conforme a altitude, sendo menos intensos em altitudes elevadas. À medida que a altitude diminui, os processos pedogenéticos se intensificam, resultando em solos mais profundos e desenvolvidos e com aumento dos teores de silte e argila em detrimento da fração areia, além de maior estoque de carbono orgânico. Nas porções mais altas da topossequência, onde predomina a crioclastia, os solos minerais não apresentam horizontes pedogenéticos. Os solos minerais florestados, situados em encostas com vegetação monodominante de *Nothofagus* sp., estão sujeitos à podzolização. A paludização condiciona a gênese de solos ricos em matéria orgânica, influenciados por oscilações do lençol freático e microrelevo, onde se associam vegetações de turfeiras. O fracionamento do carbono orgânico do solo indicou que sua maior concentração está associado à fração particulada da matéria orgânica.

Palavras-chave: pedogênese; podzolização; paludização; crioclastia.

GENESIS AND CLASSIFICATION OF SOILS IN A TOPOSEQUENCE OF THE ARGENTINE FUEGIAN MOUNTAIN RANGE, TIERRA DEL FUEGO

ABSTRACT

The landscape of the Cordillera Fueguina, south of Tierra del Fuego, has been strongly influenced by glaciations since the Pliocene, with Holocene geomorphological processes strongly influencing the distribution and formation of soils. The region has unique natural elements, and there is still a lack of specific studies on the pedology of the area to justify its environmental complexity, where climate and relief play crucial roles in the formation and evolution of soils. This chapter aims to present the chemical, physical, mineralogical and organic properties of the soils along a typical toposequence in Argentina's Cordillera Fueguina, discussing the main factors and processes involved in soil formation. Nine soil profiles representing the main edaphic variations in the area were analyzed. The soils were categorized as mineral and organic for a better discussion of their attributes. The main pedogenetic processes identified are podzolization, paludization and cryoturbation. Mineral soils originate from similar material and vary in pedogenesis intensity according to altitude, being less intense at high altitudes. As the altitude decreases, the pedogenetic processes intensify, resulting in deeper and more developed soils with increased silt and clay content to the detriment of the sand fraction, as well as a greater stock of organic carbon. In the higher portions of the toposequence, where cryoclast predominates, the mineral soils do not have pedogenetic horizons. Forested mineral soils located on slopes with monodominant *Nothofagus* sp. vegetation are subject to podzolization. Podzolization conditions the genesis of soils rich in organic matter, influenced by fluctuations in the water table and microrelief, where peatland vegetation is associated. Fractionation of the soil's organic carbon indicated that its highest concentration is associated with the particulate fraction of the organic matter.

Keywords: pedogenesis; podzolization; paludization; cryoclasty.

INTRODUÇÃO

Um dos principais fatores de formação que influenciou a gênese dos solos na região da Cordilheira Fueguina, no sul da Terra do Fogo, foi as diversas glaciações ocorridas desde o Plioceno até os dias atuais (BALLOCHI, 2021). Em particular, os avanços e recuos dos glaciares ocasionam variações significativas nos processos pedogenéticos ativos e nas propriedades do solo. (RUBIO et al., 2019).

Na Terra do Fogo, encontram-se algumas das áreas mais recentemente expostas a processos pedogenéticos dos Andes (LIUDAT, 2008), apresentando solos com características únicas no contexto argentino. Os materiais de origem da Cordilheira Fueguina são diversos e variam espacialmente, predominando depósitos coluviais, tefra, cinzas vulcânicas, cascalho, areias fluviais e depósitos de till do Quaternário (morainas) (RUBIO et al., 2019). Para Romanya (2005) os processos de formação do solo nas florestas da Terra do Fogo são altamente influenciados pelo regime hídrico no perfil do solo.

Os processos de intemperismo físico, químico e biológico que atuam sobre a rocha matriz ao longo do tempo causam a desintegração física do material parental, permitem a diferenciação do produto dessa alteração (solo) devido a adições, perdas, translocações e transformações de energia e matéria. Essas mudanças ocorrem por meio de interações dinâmicas entre diversos fatores ambientais que influenciam os processos pedogenéticos (SANTOS, 2018; BOCKHEIM et al., 2014; BALDOCK et al., 1997). O material de origem é essencial para a pedogênese, determinando a composição e estrutura do solo a partir dos processos que ele sofreu ao longo do tempo (COSTA et al. 2015).

Na área estudada, o clima desempenha um papel crucial na formação e evolução dos solos, influenciando a classe de solo que será formada, bem como o tipo e a quantidade de vegetação e microbiota que o ambiente pode sustentar. A interação entre vegetação e microbiota, influenciada pelo clima, também afeta o teor de matéria orgânica do solo (MOS) e o grau de humificação. As flutuações climáticas que causaram avanços e recuos dos glaciares geraram variações significativas nos processos pedogenéticos e nas propriedades do solo (RUBIO et al., 2019).

Trabalhos referentes aos processos de formação dos solos da região relatam apenas as propriedades gerais e a distribuição geral dos principais solos da região, apontando que os processos criogênicos estão ativos nas partes mais altas da cordilheira e os principais processos pedogenéticos das encostas e vales

glaciofluviais são a andossolização, a melanização, a descarbonatação, a paludização e a podzolização localizada. As ordens *Andosols*, *Kastanozems*, *Cambisols* e *Leptsols* estão bem representadas na área, enquanto os *Luvisols*, *Histosols* e *Podzols* aparecem como associações em sítios específicos (FERRER et al., 2006; ROMANYA, 2005; FREDERIKSEN, 1988).

Sá (2015) estudando a pedogênese de uma topossequência típica das terras altas na região de Ushuaia, desde a Tundra de alta montanha até a Floresta de encosta de *Nothofagus* sp, apontou que os solos apresentam semelhanças físicoquímicas e mineralógicas em função da homogeneidade do material de origem sedimentar, sendo no geral solos jovens pouco desenvolvidos, pedregosos e/ou com teor de matéria orgânica elevado que diminui com o aumento da altitude, além de apontar que os principais processos pedogenéticos aos quais estes solos são submetidos são andossolização, podzolização e criogênese.

Essa afirmação corrobora com o estudo feito por Del Vale (1998) que afirma que os solos da Terra do Fogo são geralmente rasos e enriquecido com matéria orgânica (MO) na superfície. Para Colmet-Daage (1991) os Cambisols e Podzols são os solos mais típicos de serem encontrados nas encostas das montanhas, enquanto os Histosols cobrem os fundos dos vales e os sopés. Collantes (2009) classificou o solo e deu ênfase no estudo da vegetação das turfeiras do norte da Terra do Fogo, porém os estudos de classificação de solos para a porção sul da Terra do Fogo ainda são incipientes.

Portanto, o presente capítulo teve como objetivos apresentar as propriedades químicas, físicas, mineralógicas e orgânicas dos solos de uma topossequência no extremo Sul da Terra do Fogo, no contexto da Cordilheira Fueguina, e discutir os fatores e processos envolvidos na formação destes solos. Através do estudo dos horizontes orgânicos e minerais dos solos, ao longo de uma topossequência típica da região, busca-se estudar as principais características da gênese do solo para contribuir com o arcabouço científico de informações pedológicas dessa importante zona de transição de clima temperado de alta latitude do Hemisfério Sul.

MATERIAL E MÉTODOS

1. Caracterização geral da área estudada

A Cordilheira Fueguina Argentina se estende do sul do Lago Fagnano até o Canal de Beagle, e da fronteira chilena a oeste, limite estabelecido o meridiano de 68°36', até aproximadamente 66° 20' de longitude leste.

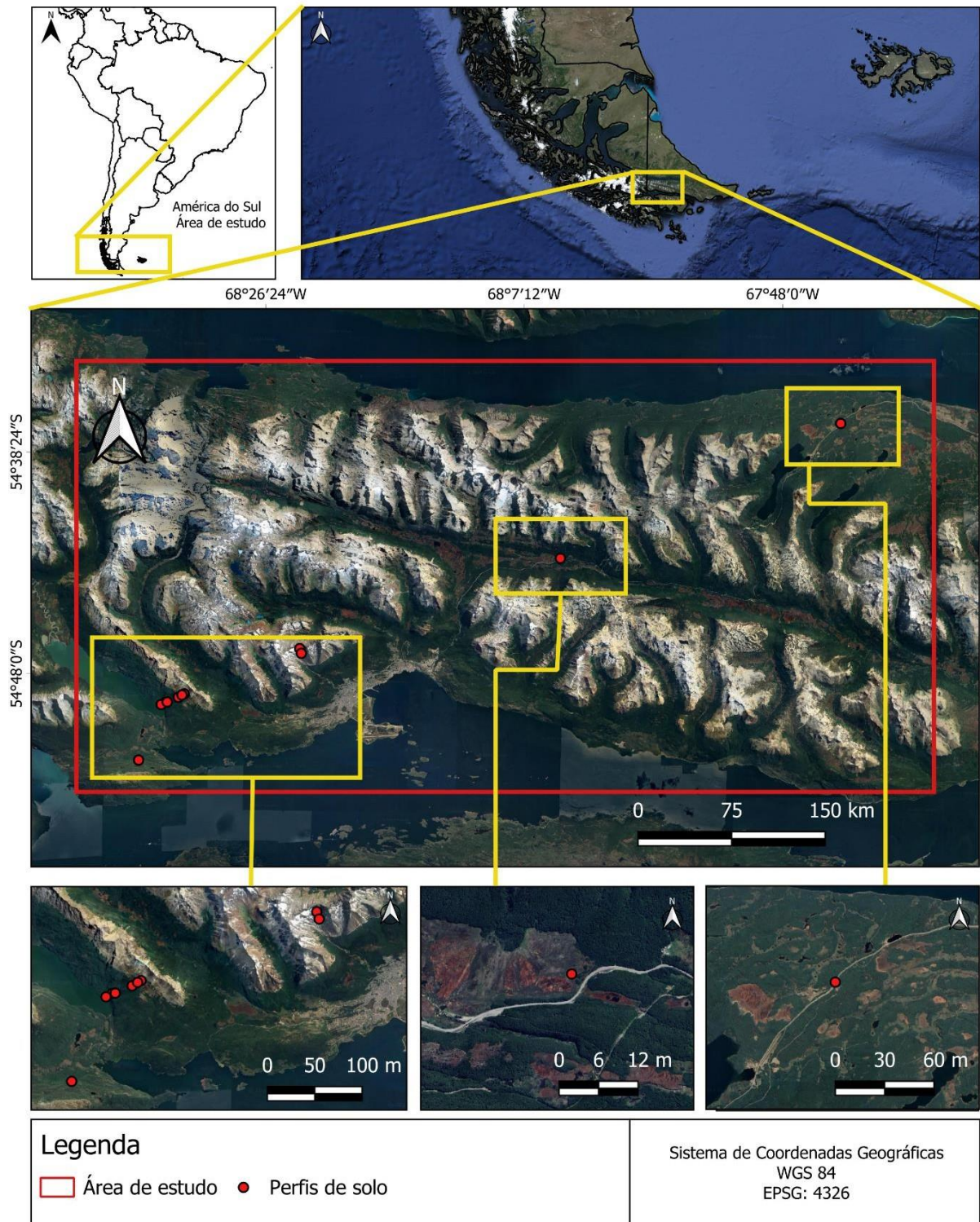
O ambiente Fueguino é caracterizado pela sua posição entre núcleos subtropicais de alta pressão ao norte (20°S a 40°S) e núcleos antárticos de baixa pressão ao sul (60°S) com pouca mobilidade sazonal. Esse corredor permite a circulação de frentes e ventos predominantes de oeste e sudoeste durante todo o ano (TUKHANEN, 1992). Na primavera e verão, os ventos de sudoeste reduzem significativamente as temperaturas máximas e a oscilação térmica anual, ajudados pela ausência de grandes massas continentais e pela proximidade das massas de gelo antártico (CAMACHO, 2010; ITURRASPE et al., 2000).

A geologia da região é marcada por uma complexa interação de rochas metamórficas, sedimentares, vulcânicas e plutônicas, resultante de uma história geológica e tectônica intrincada, devido a interação das placas tectônicas da América do Sul, Scotia e Antártica, que desde o Cretáceo vem moldando a evolução geológica da região do extremo sul da América do Sul. (BALLOCHI et al., 2021).

A Cordilheira Oriental Fueguina é formada por rochas metamórficas do Cretáceo fortemente dobradas formando uma cordilheira alinhada no sentido leste-oeste (STRELIN et al., 2007). As rochas metamórficas da Cordilheira Fueguina são compostas por xistos negros com veios de quartzo, turbiditos marinhos intercalados e tufos andesíticos, conhecidos como Formação Yaghan (OLIVERO et al., 2001). Os minerais mais comuns nestas rochas são: clorita, sericita, quartzo, albita e epidoto. Nesta região, a Cordilheira dos Andes é cerca de 1.000 metros mais baixa do que a porção ocidental da Cordilheira Fueguina chilena. A altitude mais baixa e o clima mais seco resultam numa área glacial menor em comparação com a Patagônia chilena (STRELIN et al., 2007).

A área selecionada para este estudo e situa ao sul da Cordilheira Patagônica, na porção argentina, nos arredores da cidade de Ushuaia (Figura 25).

Figura 25. Mapa da localização da área de estudo com os pontos amostrais de solo. O recorte feito representa a localização da Cordilheira Fueguina no contexto do extremo sul da América do Sul.



Fonte: Google Earth, Imagem Landsat/Copernicus

Ushuaia tem um clima de Tundra Polar (ET) segundo Köppen (1936), com uma temperatura média anual de 5,5 °C. Em julho, a média é de 1,6 °C, e em janeiro, 9,6 °C. A 600 metros de altitude, a temperatura média anual é de 2,5 °C, e a 900 metros, há um clima frio polar. A precipitação anual ao nível do mar é de 500 mm, distribuída uniformemente, com 40-50 dias de neve (PUIGDEFÁBREGAS et al., 1988). Na linha das árvores, acima dos 600 m de altitude a precipitação é de 1000 mm/ano, o dobro da do nível do mar (BRANCALEONI et al., 2003; ITURRASPE, 2011).

Os processos criogênicos estão ativos nas partes mais altas da cordilheira e os principais processos geomorfológicos atuantes são holocênicos (PEREYRA et al., 2019), relacionados com a erosão glacial e transporte de massa oriundo do descongelamento das geleiras, da ação fluvial que dissecas as morenas marginais dos lagos e formando vários níveis de terraços e depositando materiais de diferentes granulometrias (MARTIN et al., 2021).

A paisagem é caracterizada pelo domínio de encostas florestadas muito íngremes e grandes vales glaciofluviais que foram cavados pelo efeito erosivo do descongelamento das geleiras que cobriram grande parte do extremo Sul da Terra do fogo, onde correm rios e lagos oriundos desse processo (SAVORETTI, 2021).

A ação erosiva do glaciar sobre a rocha ou sedimento ao longo do qual fluíu deu origem a este tipo de bacias ou depressões. Mais tarde, quando o glaciar recuou e deixou essas depressões livres, as pequenas bacias foram inundadas, quer devido ao escoamento superficial das águas das encostas laterais, quer devido à ocorrência de águas freáticas elevadas, dando origem a lagos e lagoas. Posteriormente, o rebaixamento da profundidade dessas massas de água doce, juntamente com o crescimento da vegetação associada às áreas de encharcamento, produziu um avanço gradual e a colonização pela vegetação sobre a massa de água, formando assim as turfeiras (PONCE et al. 2014).

A vegetação florestal consiste em florestas caducifólias subantárticas compostas principalmente por *Nothofagus pumilio* (Poepp. et Endl.) nas encostas e *Nothofagus antarctica* (Forst.f.) Oerst., formando arbustos no limite superior das matas, crescendo em sua forma "*Krummholz*" (MOORE, 1983). Após a linha das árvores a vegetação de tundra se estabelece de forma diversificada em alta montanha, formada por vegetação rasteira, até que a linha não vegetada seja alcançada e domine a área periglacial no topo das montanhas (HEUSSER, 2003).

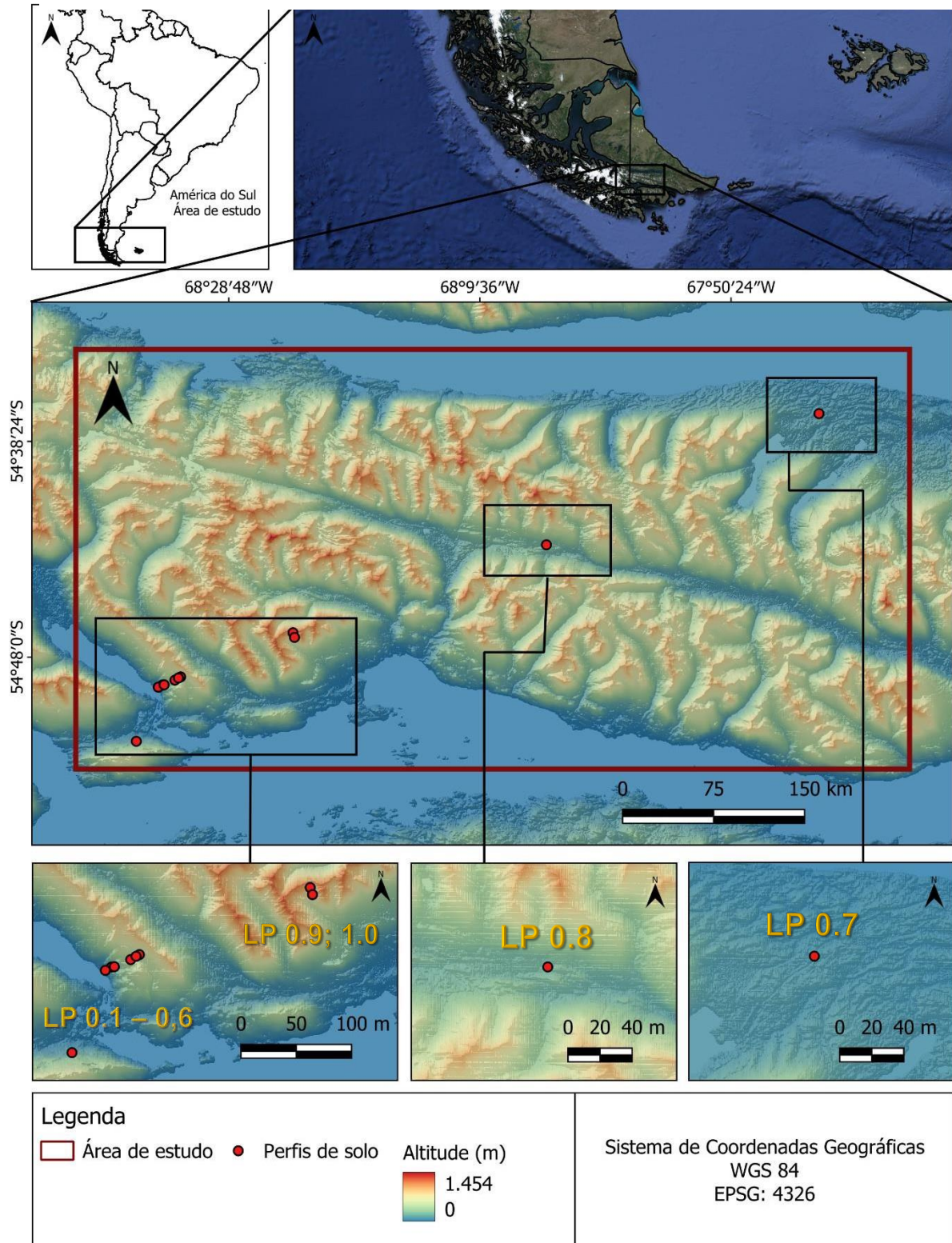
Nessa latitude (54° S) o acúmulo de matéria orgânica, podzolização, acidificação e hidromorfismo são processos pedogenéticos marcantes (FREDERIKSN, 1988; PEREYRA et al., 2019; ROMANYA et al., 2005). Para Sá (2015) as propriedades notáveis dos solos da região da Patagônia Andina são: pH ácido e, portanto, baixa saturação em bases, altos teores de matéria orgânica (MO) e fósforo, alta retenção de água e baixa densidade aparente, alta capacidade de troca catiônica devido à presença de alofana e altos teores de MO, estrutura fraca e predominância de texturas arenosas e mais grossas.

2. Coleta e descrição dos solos

Para o estudo dos atributos e da gênese dos solos na porção sul da Cordilheira Fueguina foram coletados 9 perfis de solo ao longo de uma topossequência representativa da região da Cordilheira Fueguina, nos arredores de Ushuaia, Argentina (Figura 26).

Ao longo desta topossequência, foram amostrados solos desenvolvidos em diferentes posições na paisagem, com o objetivo de representar as principais variações edáficas observadas. Para isso foram amostrados solos essencialmente minerais com pouco desenvolvimento pedogenético até solos de composição majoritariamente orgânica, compondo um conjunto bastante diversificado de horizontes e representando as diferentes peculiaridades da área de estudo.

Figura 26. Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo com a localização dos pontos de coleta de solo.



FONTE: Copernicus (2019)

Esta topossequência tem uma amplitude altimétrica de cerca de 804 m, sendo amostrados solos em diferentes posições na paisagem, desde um ponto culminante da seção (cota de 829 m) até uma cota próxima ao nível do mar (25 m). Os perfis foram amostrados e descritos segundo as recomendações de SANTOS et al (2005). Os solos foram classificados através do sistema World Reference Base (IUSS, 2022).

Foram coletadas amostras de cada horizonte pedogenético identificado. As amostras foram secas ao ar e por tamisação foram separadas as frações grosseiras (> 2 mm) e Terra Fina Seca ao Ar (TFSA, < 2 mm). Foi obtida a cor úmida de cada amostra através da Munsell Soil Color Charts (MÜNSELL COLOR, 2000).

3. Análises químicas e texturais dos solos

As amostras foram analisadas nos laboratórios de análises de solos do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. A fração terra fina (< 2 mm) do solo foram submetidas às seguintes análises, de acordo com EMBRAPA (1997):

Análises Químicas:

- Fósforo disponível, potássio e sódio, extraídos através do Mehlich-1 (HCl 0,05 M + H₂SO₄ 0,0125 M, relação solo:extrato 1:10). Fósforo determinado através de espectrofotômetro, potássio e o sódio determinados através de fotômetro de emissão de chama.
- Cálcio, Magnésio e Alumínio extraídos com solução de KCl 1 M, sendo estes cátions determinados através de espectroscopia de absorção atômica.
- Acidez potencial determinada por titulometria, após o uso de acetato de cálcio 0,5 M tamponado a pH 7.
- pH em água determinado potenciometricamente, em suspensão com relação solo:água na relação 1:2,5.
- Carbono Orgânico por oxidação via úmida, com dicromato de potássio em meio sulfúrico com aquecimento (método Walkley-Black). A percentagem de matéria orgânica no solo foi obtida através da multiplicação do Carbono Orgânico pelo fator 1,724.

A partir dos dados assim obtidos foi possível o cálculo de diferentes índices, calculados como segue: Soma de bases ($S=Ca+Mg+K+Na$); Capacidade de troca

catiônica ($T=S+Al+H$); Saturação por bases ($V\%=100 S/T$); Saturação por alumínio ($m\%=100 Al/(S+Al)$); Atividade da argila = $100 T/\% \text{ argila}$.

Análises físicas:

- Determinação da percentagem em peso de cascalho para cada horizonte.
- Fracionamento textural: dispersão com NaOH 0,1 mol/l e agitação, areia grossa e areia fina separadas por tamisação, fração argila separada pelo método da pipeta, e fração silte obtida pela diferença.

4. Análises mineralógicas

A caracterização mineralógica dos solos coletados baseou-se na identificação dos minerais da fração argila de horizontes selecionados em cada perfil, através da difratometria de raios-X (DRX). Também foram efetuadas também extrações seletivas de Fe e Al com Ditionito-Citrato-Bicarbonato, Oxalato de Amônio e Pirofosfato de Sódio para melhor compreender o comportamento dos óxidos de Fe e Al presentes no solo.

Para a identificação de minerais de argila no DRX foram confeccionadas lâminas de argila natural orientadas sem desferrificação e na identificação dos minerais 2:1 presentes nas amostras foi necessário proceder com os tratamentos de saturação com K e Mg, tratamento térmico com aquecimento a 350 e 500 °C, e solvatação com glicerol. Todas as lâminas foram analisadas em difratômetro de raio-X com radiação de Co K α , sendo os tratamentos no intervalo entre 4 a 30 °2 θ , e as argilas naturais no intervalo de 4 a 70 °2 θ . Os difratogramas assim obtidos foram interpretados através das tabelas de identificação propostas por CHEN (1977) e pelo CPDS Card dos possíveis minerais das amostras.

Para realização das extrações seletivas de Fe e Al utilizou-se a TFSA. Para a primeira extração, utilizou-se solução de citrato de sódio 0,3 mol L⁻¹ + bicabornato de sódio 1 mol L⁻¹ (relação solo:solução de 1:20), em banho maria a 75°C por 15 min, onde foi adicionado 1g de ditionito de sódio no início e depois de 5 min. Depois deste procedimento, as amostras foram centrifugadas a 2.500 rpm por 15 minutos (MEHRA; JACKSON, 1960) e nele se objetivou a extração dos óxidos livres.

Para extração dos compostos de baixa cristalinidade, no segundo método, a extração foi feita a partir de solução de oxalato ácido de amônio 0,2 mol L⁻¹ a pH 3,0 numa proporção 1:40. As amostras foram agitadas por 4 horas na ausência de luz a

50 rpm e centrifugadas a 2.500 rpm por 15 minutos (SCHWERTMANN, 1973; McKEAGUE; DAY, 1966).

O método de remoção da matéria orgânica com Hipoclorito de Sódio (NaClO) baseada na metodologia descrita por ANDERSON (1961) foi utilizado antes das extrações com DCB e Oxalato. A solução de NaClO (Hipoclorito de Sódio) 5-6% P.A. teve seu pH ajustado para 9,5, utilizando uma solução de HCl de 0,2 a 0,5 mol L^{-1} . Foram pesadas 10g de TFSA em tubos falcon em triplicata, adicionados 25ml de solução e levados para banho Maria com temperatura controlada de 65 °C por 15 minutos, depois procedida a centrifugação por 5 minutos a 3000rpm. O procedimento foi repetido 3x para cada amostra.

Na terceira extração, com o objetivo de extrair o Fe e Al complexados com a matéria orgânica, o contato solo:solução (1:100) foi realizado com solução de pirofosfato de sódio 0,1 mol L^{-1} a pH 10,0 e agitação a 50 rpm por 16 horas, depois a suspensão foi centrifugada a 2.500 rpm por 15 min (WANG, 1978; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; EMBRAPA, 2017).

Os teores de Fe e Al foram determinados por espectroscopia de absorção atômica.

5. Análises orgânicas

Devido a heterogeneidade de composições químicas e presença de matérias mais lábeis e recalcitrantes constituindo a matéria orgânica do solo (MOS), os diversos métodos de fracionamento procuram separá-los em frações mais homogêneas quanto à sua natureza, dinâmica e função (ROSCOE et al., 2002).

Com o objetivo de avaliar a contribuição dos resíduos para as frações da matéria orgânica do solo (MOS) e a eficiência desses resíduos na transferência de C para o solo, foi realizado o fracionamento físico granulométrico da MOS dos horizontes orgânicos (Soil organic carbon > 20%) em matéria orgânica particulada - MOP e matéria orgânica associada aos minerais do solo – MAM.

A separação das frações seguiu o método proposto por Cambardella & Elliot, 1992, no qual é utilizado uma solução de Hexametáfosfato de sódio (NaPO_3)₆ 5g/L atuando como agente dispersante.

Foram pesados 10g de TFSA de cada horizonte dos solos orgânicos em tubos falcon e adicionados 30 mL da solução dispersante, agitados por 15 h, a 120 rpm e 20 °C em agitador horizontal. Após a agitação, o material do tubo falcon foi transferido

para uma peneira de 0,053mm em que foi feita a separação da MOP e MAM com a lavagem do material retido na peneira usando água deionizada.

Após o fracionamento físico granulométrico da MOS, as frações retidas na peneira (contendo o C e N na MOP) e a solução elutriada (contendo o C e N na MAM) foram secas em estufa, moídas e pesadas. Foram determinados em espectrômetro de massa da razão isotópica (IRMS) os teores de C e N das amostras, além do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ presentes nas amostras de MOP e MAM, para avaliar sua contribuição para as reservas orgânicas de C e N dos horizontes orgânicos amostrados, e identificar a ligação entre as assinaturas isotópicas da planta e do solo.

Os teores orgânicos de C e N foram determinados por uma soma proporcional da massa das frações MOP e MAM. A relação carbono orgânico/nitrogênio (C/N) foi calculada com base na massa das frações.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

1. Caracterização dos solos

A paisagem da região do Sul da Terra do Fogo se desenvolve em ambientes montanhosos escarpados moldados pelos efeitos glaciais em um contexto climático predominantemente frio e úmido (ACEVEDO et al., 2021). Os processos criogênicos estão ativos nas partes mais altas da cordilheira e os principais processos geomorfológicos atuantes são holocênicos (PEREYRA et al., 2019).

Ao longo da área de estudo um gradiente de ambientes se desenvolve na topossequência onde a relação entre a pedodiversidade está relacionada principalmente a altitude, sendo a pedogênese menos intensa nas cotas mais altas da paisagem (SA, 2015). O clima e relevo limitam a colonização e distribuição biológica e favorecem a ocorrência de áreas hidromórficas.

Nas áreas periglaciais os processos pedogenéticos ocorrem em áreas expostas recentemente, enfatizando ciclos de congelamento e descongelamento sazonal do terreno, podendo possuir ou não permafrost (FRENCH, 2018; SLAYMAKER; 2011). Feições periglaciais são comuns nas cotas de maiores altitude neste estudo, e nestes ambientes a formação do solo está relacionado principalmente ao processo de intemperismo físico e retrabalhamento do material de origem *in situ* (Ver LP 0.9) (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). Não foi identificado permafrost na área de estudo.

Quanto mais afastado do ambiente periglacial mais os processos pedogenéticos estão relacionados ao retrabalhamento do material exposto (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). A atividade biológica se intensifica, criando condições para o estabelecimento da flora, sendo a estabilidade do material a chave para a atividade biológica mais intensa (BUSCOT, 2005). Os solos observados em cotas mais altas, porém menos instáveis da paisagem, marcam o início da colonização vegetal em alta montanha que inicia o acúmulo de carbono em superfície, formando um horizonte enriquecido em matéria orgânica sobre um substrato ainda predominantemente pouco profundo e pedregoso (LP 1.0).

A medida que diminui a altitude, a maior estabilidade dos materiais, maior disponibilidade de água e uma maior atividade biológica incrementam o intemperismo químico favorecendo o desenvolvimento pedogenético. A presença da cobertura vegetal funciona como um isolante térmico e uma barreira física contra o vento e a neve, o que diminui as variações térmicas mais intensas e o congelamento sazonal do solo durante o inverno que, associado a um maior aprofundamento do solum, propicia o desenvolvimento de uma vegetação de porte florestal (CAMACHO, 2010).

No sul da Terra do Fogo as propriedades ândicas não são encontradas pela escassez de cinzas vulcânicas no material de origem e devido a temperaturas baixas e um ambiente ácido. Alguns solos de encosta mostraram evidências de podzolização resultando em solos com elevado grau de diferenciação edáfica (PEREYRA et al., 2019). O processo de podzolização consiste na translocação de compostos organometálicos de Al e Fe em profundidade, e consequente acúmulo em subsuperfície, formando assim o horizonte B espódico – diagnóstico para a ordem dos Podzols. Tal processo só ocorre devido a uma combinação de fatores que possibilitam a formação, estabilização e transporte dos compostos organometálicos formados. Segundo McKeague (1983), os Podzols ocorrem principalmente em climas frios e úmidos, sob vegetação de floresta em material de textura média a grosseira, e condições de umidade favoráveis à lixiviação ou flutuação do lençol freático, onde as condições ambientais favorecem o desenvolvimento de uma camada de superfície orgânica (LUNDSTROM et al., 2000).

No sistema de classificação WRB/FAO, um podzol é definido quando cumpre os critérios estabelecidos do horizonte diagnóstico *spodic horizon* contendo substâncias iluviais distinguidas pela química do Fe e Al, $\text{pH} < 5.9$ e podendo se expressar de diferentes cores e espessuras, a depender do material depositado

dominante: Bh – escuro, em razão do material orgânico; Bs – avermelhado ou vermelho amarelado, devido a menor quantidade de material orgânico e da presença de ferro e alumínio; e Bhs – caramelizado, quando os dois componentes anteriores são expressivos.

Alguns solos coletados nos terços médios e inferiores da encosta (LP 0.3, LP 0.4 e LP 0.5) cumpriram os requisitos necessários para sua classificação na ordem dos Podzols. O solo que, apesar da existência de indícios de podzolização, não atendeu todos os pré-requisitos necessários para a classe, sendo classificado como Cambisol (LP 0.6) por apresentar horizonte pedogenético incipiente (*cambic horizon*) iniciando dentro de 50cm de profundidade. Este solo indica um maior grau de desenvolvimento edáfico do que os outros solos mais jovens (LP 0.9 e LP 1.0).

Os solos associados a ambientes florestais (LP 0.2, LP 0.3, LP 0.4, LP 0.5, LP 0.6) estão em um gradiente ambiental que tende a maior estabilidade a medida que se decresce em altitude, enquanto a pedogênese se torna mais evidente e o acúmulo de carbono orgânico tende a aumentar em subsuperfície. Em condições de boa drenagem é possível observar a formação de horizontes fólicos O com elevado teor de carbono orgânico superficial sendo formado nas encostas florestadas, porém sem espessura suficiente para o enquadramento dos solos na classe dos *Histosols*.

As feições relacionadas a processos hidromórficos são comuns em fundos de vale planos em forma de “U” (LP 0.8), compondo as cotas mais baixas da topossequência, ou em plataformas e rampas suaves em maiores altitudes (LP 0.1 e LP 0.2). As zonas úmidas do ambiente cordillerano, associadas ao clima frio da região, favorecem a formação de *Histosols* com evidências de hidromorfismo, seja pela contribuição da água em superfície ou por proximidade do lençol freático saturando os primeiros centímetros dos solos, e os solos apresentam horizontes hísticos H com elevados teores de matéria orgânica, podendo ter ou não feições associadas a gleização dentro do perfil. A vegetação típica das turfeiras é um marcador ambiental para locais de ocorrência dos histossolos na região (SAVORETTI et al., 2021).

Segundo Clymo (1984) a matéria orgânica do solo acumula-se em condições que a matéria vegetal é produzida por uma vegetação adaptada e em que a decomposição dos resíduos vegetais é retardada por baixas temperaturas, saturação do corpo do solo com água e acidez extrema, retratando bem o contexto ambiental

em que esses dois solos foram formados. Romanya (2005) estudou as relações solo e vegetação da região, e obsevou que os processos dominantes nos solos de floresta são o hidromorfismo e a podzolização.

Baseados nos atributos morfológicos e para melhor agrupamento das informações, os solos foram agrupados em duas categorias (Tabela 7): (1) Solos minerais (LP 0.3, LP 0.4, LP 0.5, LP 0.6, LP 0.9 e LP 1.0); (2) Solos orgânicos (LP 0.1, LP 0.2 e LP 0.3). As principais características químicas, físicas, mineralógicas e orgânicas pertinentes para cada grupo de solos serão melhor discorridas a seguir.

1.1 Solos Minerais

Estes solos não apresentam acúmulos de carbono suficientes que justifiquem o enquadramento como solos orgânicos pelo sistema WRB, embora muitos deles cumpram os requisitos para a classificação na classe dos Organossolos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Possuem diferentes graus de desenvolvimento pedogenético, variando de solos muito pouco desenvolvidos e apresentando forte vínculo entre a natureza dos solos e dos depósitos que lhe deram origem, cujo principal agente transformador é o intemperismo físico, até solos mais desenvolvidos pedogeneticamente a partir da ação do intemperismo químico e processos de formação dos solos, tornando-o mais profundo e havendo significativa diferenciação entre os solos formados e o material de origem. Entre os extremos, se observam interessantes padrões transicionais em que se pode observar ao longo da topossequência a ação do retrabalhamento do material parental em diferentes escalas. Correspondem a sequências de horizontes minerais A, Bh, Bhs, Bi ou C que evidenciam os diferentes graus de diferenciação edáfica e podendo estar ou não sobrepostos de camadas superficiais orgânicas fólicas de pequena espessura.

1.2 Solos Orgânicos

Estes são os solos em que o acúmulo orgânico se deu em condições hidromórficas e de baixa capacidade ambiental de decomposição do material vegetal aportado à superfície do solo, e que suas características de acúmulo orgânico e espessura são suficientes para classificação como Histossolos pelo sistema WRB/FAO. Correspondem a uma sequência de horizontes hísticos altamente enriquecidos de carbono orgânico, frequentemente associados a horizontes minerais gleizados na base do perfil..

2. Classificação dos solos

Os nove perfis descritos e amostrados ao longo da topossequência, foram classificados pelo sistema WRB/FAO com base em seus principais atributos pedogenéticos.

Tabela 7. Perfis de solo amostrados

Código do Perfil	Altitude	Classificação WRB
LP 0.9	829 m	<i>Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)</i>
LP 1.0	721 m	<i>Protic Skeletic Regosol (Loamic, Humic)</i>
LP 0.1	557 m	<i>Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)</i>
LP 0.2	554 m	<i>Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)</i>
LP 0.3	493 m	<i>Albic Podzol (Siltic, Epic, Folic)</i>
LP 0.4	173 m	<i>Albic Skeletic Podzol (Epic)</i>
LP 0.6	153m	<i>Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protospodic)</i>
LP 0.5	25 m	<i>Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric)</i>
LP 0.8	224 m	<i>Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)</i>

Tabela 8. Síntese dos grupos de solos.

Grupo de solos	Localização	Processos pedogenéticos	Composição Mineralógica/Orgânica	Cor	Perfis
Minerais	Periglacial; Encostas florestadas bem drenadas	Crioclastia Podzolização	Ilita, Clorita, Vermiculita, Quartzo, Caulinita	Cores amareladas (Matizes 7,5 – 10 YR); Escurecimento de camadas superficiais	LP 0.3; LP 0.4; LP 0.5; LP 0.6; LP 0.9; LP 1.0.
Orgânicos	Fundo dos vales em "U"; Ambientes hidromórficos altimontanos	Hidromorfismo Paludização	Frações de material vegetal mal decomposto; Sápicas, hêmicas e fíbricas	Cores escuras pelo elevado conteúdo orgânico; Cores acinzentadas nos horizontes Glei	LP 0.1; LP 0.2; LP 0.8.

Figura 27. Fotos dos perfis de solo amostrados na Cordilheira Fueguina.

Minerais: LP 0.3; LP 0.4;
LP 0.5; LP 0.6; LP 0.9; LP
1.0

Orgânicos: LP 0.1; LP
0.2; LP 0.8.

FONTE: Acervo pessoal.



O solo LP 0.9, descrito a 829m num depósito de talus logo abaixo do topo escarpado, não vegetado, apresentou sequência de horizontes C1-C2 e foi classificado como *Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)*. Não foram identificados processos de desenvolvimento pedogenético no perfil “*Protic*”. É o solo menos desenvolvido da área de estudo, e sua gênese está relacionada à crioclastia. “*Skeletic*” é um qualificador relacionado à composição de fragmentos grosseiros no solo, predominando frações maiores que dois milímetros na maior parte da composição do solo, em volume. “*Loamic*” retrata sua textura Franco-arenosa. “*Eutric*” retrata sua maior proporção entre soma de cátions trocáveis em relação ao alumínio trocável. O conjunto de características denotam um solo pouco desenvolvido, típico do instável e não vegetado ambiente periglacial de alta montanha Fueguina.

O solo LP 1.0 descrito a 721m na vegetação de tundra de alta montanha bem drenada apresentou sequência de horizontes A-C e foi classificado como *Protic Skeletic Regosol (Loamic, Humic)*. O qualificador “*Humic*” o difere do LP 0.9, cuja principal diferença é o acúmulo orgânico em superfície, oriundo do aporte de material orgânico da vegetação de Tundra. Nota-se que no ambiente bem drenado associado à tundra, na ausência de condições de hidromorfismo, a acumulação orgânica em superfície é menos pronunciada, resultando na formação de horizontes húmicos mas não em hísticos ou fólicos.

O solo LP 0.1, situado a 557m de altitude sob vegetação de tundra apresentou sequência de horizontes H1-H2-A-H3 e foi classificado como *Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)*, apresentando horizontes hísticos (com mais de 20% de carbono orgânico e saturados de água por mais de 30 dias no ano) com espessura combinada maior que 40cm dentro de 100cm de solo (H1, H2, H3). O material vegetal foi considerado fíbrico derivado de vegetação de turfeira, e a saturação nos primeiros 20cm proveniente da água superficial, que pode estar associada à chuva ou a neve. O pH abaixo de 5,5 o associa ao caráter “*Dystric*”. Este solo apresenta, como um horizonte de posição intermediária, um horizonte mineral enriquecido com matéria orgânica (horizonte A), o que lhe confere o qualificador *Akromineralic*. A posição intermediária do horizonte mineral implica que durante a formação deste solo ocorreu duas fases de acumulação orgânica sob condições de drenagem restrita (processo de paludização), intercaladas a uma fase de deposição de material mineral, provavelmente depósitos de encosta, dada a posição do perfil.

O solo LP 0.2 descrito a 554m na floresta *Krummhotz* apresentou sequência de horizontes H1-H2-H3-Cg e foi classificado como *Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)*, apresentando conteúdo orgânico e espessura para *Histosol*, e o material vegetal em estágio médio de decomposição (*Hemic*). Como os horizontes hísticos foram descritos saturados e seguidos de um horizonte Glei subsuperficial, considerou-se que a saturação nos primeiros 20cm é oriunda da oscilação do lençol freático (*Rheic*), e a presença do horizonte glei dentro dos primeiros 60cm em posição de encosta como “*Inclinigleyic*”. O LP 0.2 apresentou o menor pH entre os solos orgânicos amostrados, com pH < 4,5 na maioria dos horizontes hísticos conferindo o caráter “*Hyperdystric*”.

O solo LP 0.3 descrito a 493m, no início do terço médio da encosta sob vegetação de *N. Pumilio*, apresentou sequência de horizontes O-E-Bh e foi classificado como *Albic Podzol (Siltic, Epic, Folic)* por cumprir os critérios do *spodic horizon* iniciando dentro de 50cm de profundidade (*Epic*) e apresentando *claric material* situado acima de um horizonte iluvial, portanto existindo um *albic horizon* iniciando-se dentro dos primeiros 100cm (*Albic*). A textura siltosa conferiu o qualificador “*Siltic*”, e “*Folic*” foi atributo a presença de um *folic horizon* (> 20% de *organic carbon* e > 10cm de espessura em condições de de boa drenagem).

O solo LP 0.4, descrito a 173m no início do terço inferior da encosta sob vegetação de *N. pumilio* apresentou sequência de horizontes A-E-Bhs1-Bhs2 e foi classificado como *Albic Skeletic Podzol (Epic)*, em que o principal diferenciador edáfico foi a textura e a alta contribuição de fragmentos grosseiros (>40%, em volume, em média, até 100cm), conferindo o qualificador “*Skeletic*”.

O solo LP 0.6, descrito a 153m no terço inferior de uma outra encosta da paisagem sob vegetação de *N. pumilio* apresentou sequência de horizontes O-A-AB-Bi1-Bi2 e foi classificado como *Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protospodic)*. Em função de apresentar um *cambic horizon* iniciando dentro de 50cm de profundidade foi classificado como *Cambisol*. O qualificador “*Endoskeletal*” foi utilizado por este apresentar mais de 40% do seu volume composto por fragmentos grosseiros iniciando depois de 50cm, e “*Eutric*” por ter soma de bases $\geq$ ao Al trocável entre 20 e 100cm de profundidade. “*Loamic*” faz referência a sua textura Franco-Argilo-Siltosa em mais de 30cm dentro de 100cm da superfície. Este solo não apresenta horizonte *Spodic*, em contraste a outros solos de encostas florestadas em

altitudes semelhantes na área de estudo, embora os horizontes subsuperficiais apresentem uma série de atributos que indicam que ocorra alguma eluviação de complexos organometálicos. Como exemplo, os horizontes subsuperficiais mostram valores relativamente elevados de Al extraído pelo oxalato (quase 2 vezes maior que o horizonte superficial). No entanto o LP 0.6 não apresenta *Claric Material* e tem um $Al + \frac{1}{2} Fe$ extraído pelo Oxalato relativamente baixo ($< 0,36 \%$).

O solo LP 0.5, descrito a 25 m no terraço da encosta sob vegetação de *Nothofagus pumilio* apresentou uma sequência de horizontes A1-A2-E-Bhs1-Bhs2-Bhs3 e foi classificado como *Albic Podzol* (*Loamic, Epic, Eutric*). Por estar em uma posição mais estável apresenta cores mais cromadas oriundas de um maior desenvolvimento pedogenético, quase cumprindo o critério “*Rustic*”, qualificador de Podzols muito cromados. Apresenta caráter “*Eutric*” devido a sua soma de bases se $\geq Al$ trocável na maior parte da espessura entre 20 e 100cm de profundidade. Apresentou textura Franco-Argilo-Siltosa (A e E) e Franca (Bhs1) com espessura combinada maior que 30cm dentro de 100cm conferindo o qualificador “*Loamic*”. Segundo Romanya (2005), os Podzols da Terra do Fogo que estão em posições íngremes não têm seu horizonte E bem diferenciado e a pedregosidade é elevada (entre 25 e 80%) e, em contrapartida, nas posições planas o horizonte E já está bem desenvolvido. Todavia, nota-se que os Podzols de encostas florestadas na área de estudo (LP 0.3, LP 0.4 e LP 0.5) apresentam o qualificador “*Albic*”, com horizonte *Albic* situado sobre horizontes *Spodic*. Este arranjo de horizontes tem uma conotação genética, denotando o avanço de processos de podzolização, e significativa eluviação de complexos organometálicos durante a formação destes solos.

O solo LP 0.8, descrito a 224 m no fundo do vale em “U” sob influencia de uma turfeira hidromorfica apresentou a seguinte sequência H1-H2-H3-Cg e foi classificado como *Fibric Rheic Histosol* (*Dystric, Gleyic*) por cumprir os requisitos de *histic horizon*, apresentar mais de $\frac{2}{3}$ de restos de plantas reconhecíveis em uma camada de mais de 30 cm de espessura dentro de 100 cm da superfície “*Fibric*”, saturado pela água do lençol freático nos primeiros 20cm de profundidade “*Rheic*” cumprindo cores para “*Gleyic*” e apresentando $pH < 5,5$ na maior parte do *organic material* dentro de 100cm “*Dystric*”. H1 é composto por uma camada vegetal de *Sphagnum* vivo na superfície do solo.

3. Propriedades morfológicas e físicas dos solos

Os solos são jovens, formados a partir da ação da pedogênese atuando sobre os depósitos glaciais, que moldaram o relevo local (DELVALLE, 1998). Para os solos em questão o relevo é um grande diferenciador edáfico e suas variações morfológicas estão associadas à feições hidromórficas, a variação altitudinal e a processos geomorfológicos influenciando o clima e as relações entre o solo e a vegetação (PEREYRA et al., 2019; SÁ et al., 2015).

O grau de inclinação do relevo influencia o estágio de desenvolvimento dos solos, associado ao fato de que superfícies mais planas possuem solos mais antigos e desenvolvidos devido à maior estabilidade do relevo, enquanto superfícies mais inclinadas possuem solos mais recentes e menos desenvolvidos devido à menor estabilidade (DANIELS et al., 1971; RUHE, 1956).

A profundidade do lençol freático aumenta à medida que se desce a encosta, e a gênese das feições hidromórficas em alta montanha estão relacionadas principalmente à alta proximidade do lençol no terço superior da encosta (ROMANYA et al., 2005) e ao volume da água do degelo. De fato constatou-se na área de estudo feições hidromórficas em solos de altitude, na transição da vegetação de tundra para a florestal (LP 0.1 e LP 0.2), com formação de horizontes hísticos e glei.

Romanya et al. (2005) inclusive observou que a formação e evolução dos solos florestais da Terra do Fogo depende principalmente da sua estabilidade e da dinâmica da água. Os deslizamentos de terra frequentes e generalizados e a queda de árvores podem alterar a topografia e a microtopografia das superfícies e, assim, os solos podem rejuvenescer. Por outro lado, a água determina os processos de formação do solo, como a podzolização em solos bem drenados e a formação de solo orgânico em condições de encharcamento. Para solos bem drenados a estabilidade da paisagem e a altitude influenciando o clima e os organismos são os fatores de formação do solo que mais influenciam a morfologia e a diferenciação edáfica ao longo do tempo, originando solos predominantemente minerais.

Os solos florestais são evidências de que o intemperismo transforma frações grosseiras em porções mais reativas ao longo da topossequência, sendo o limitador da profundidade efetiva a capacidade de avanço da pedogênese em função das condições ambientais. Para as porções mais altas e, portanto mais frias e mais instáveis, os horizontes são pouco profundos e menos retrabalhados ao comparados

com as porções mais baixas, onde existe também a vegetação associada que favorece o processo de intemperismo e aprofundamento do solum ao longo do tempo, não identificando horizontes C nos solos de floresta até as profundidades amostradas (Tabela 9).

Os solos têm cores diferentes, desde cores escuras (10 YR 2/1) até amarelo-avermelhado (croma superior) ao longo da topossequência, e no ambiente periglacial as cores não mudam ao longo do perfil (Tabela 9), dada a ausência de vegetação e de acumulação de carbono orgânico em superfície. As variações de cor são influenciadas pelos processos de paludização, hidromorfismo, melanização, podzolização e gleização, comuns na área de estudo (FREDERIKSEN, 1988; ROMANYA, 2005; SÁ, 2015).

Tabela 9. Atributos físicos e morfológicos dos solos minerais.

Amostra HOR Prof(cm)		Transição	Estrutura	Cor (Munsell) Úmida	Granulometria (dag/k)			AG/AF	Silte/ Argila	Ativ. Arg	Classe textural	Cascalho Dag/kg	
					AG	AF	SILTE	ARG					
SOLOS MINERAIS													
LP 0.9 – Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic) ¹													
C1	0-8	Q/C	gs	10 YR 5/3	0,712	0,076	0,089	0,123	9,937	0,72	21,30	Franco-arenosa	64,5
C2	8-60+	-	gs	10 YR 5/3	0,648	0,138	0,11	0,104	4,70	1,06	25,87	Franco-arenosa	71
LP 1.0 – Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic, Humic) ¹													
A	0-8	O/A	hm	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	-	-	Orgânico	30,5
C	8-30+	-	gs	10 YR 5/3	0,787	0,041	0,044	0,128	19,20	0,34	44,69	Franco-arenosa	65,2
LP 0.3 - Albic Podzol (Siltic, Epic, Follic) ¹													
O	0-17	P/A	mc	7,5 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	-	s/d	22,5
E	17-40	P/C	fr, m, bs	7,5 YR 7/1	0,178	0,085	0,608	0,129	2,09	4,71	74,42	Franco-siltosa	46,7
Bs	40-57+	-	fr, mg, bs	7,5 YR 5/1	0,207	0,051	0,563	0,179	4,06	3,15	66,09	Franco-siltosa	37,6
LP 0.4 - Albic Skeletic Podzol (Epic) ¹													
A	0-10	P/A	md, mp, gr	7,5 YR 3/2	0,154	0,092	0,497	0,257	1,67	4,71	120,82	Franca	9,1
E	10-30	O/C	md, m, bs	7,5 YR 6/4	0,207	0,1	0,52	0,167	2,14	3,15	67,25	Franco-siltosa	28,3
Bhs1	30-55	O/C	ft, mp, gr	7,5 YR 4/3	0,373	0,166	0,287	0,173	2,25	1,66	40,92	Franco-arenosa	40,7
Bhs2	55-80+	-	md, p, gr	7,5 YR 4/3	0,479	0,104	0,264	0,152	4,61	1,74	34,47	Franco-arenosa	60,6
LP 0.6 – Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Follic, Humic, Protosodic) ¹													
O	0-10	s/d	s/d	7,5 YR 2,5/1	-	-	-	-	-	-	-	s/d	30,3
A	10-15	P/C	ft, mp, gr	7,5 YR 2,5/1	0,036	0,109	0,465	0,39	0,33	1,19	107,33	Franco-argilo-siltosa	1,9
AB	15-25	P/C	md, mg, bs	7,5 YR 2,5/3	0,065	0,043	0,584	0,309	1,51	1,89	80,39	Franco-argilo-siltosa	0,8
Bi1	25-63	P/C	md, g, bs	7,5 YR 4/3	0,179	0,053	0,477	0,291	3,38	1,64	69,69	Franco-argilosa	13,9
Bi2	63-80+	-	md, m, bs	7,5 YR 4/3	0,291	0,034	0,416	0,259	8,56	1,61	74,86	Franca	38,3
LP 0.5 - Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric) ¹													
A1	0-4	P/C	s/d	7,5 YR 3/1	-	-	-	-	-	-	-	s/d	16,6
A2	4-15	P/C	md, p, gr	7,5 YR 3/2	0,073	0,069	0,578	0,28	1,06	2,06	81,46	Franco-argilo-siltosa	5,8
E	15-30	P/C	mc	10 YR 6/2	0,087	0,037	0,596	0,279	2,35	2,14	29,39	Franco-argilo-siltosa	3,7
Bhs1	30-50	P/C	fr, mp, gr	10 YR 3/6	0,358	0,038	0,422	0,182	9,42	2,32	46,43	Franca	47,4
Bhs2	50-63	P/C	md, mg, bs	10 YR 3/6	0,099	0,053	0,427	0,421	1,87	1,01	38,65	Argilo-siltosa	7,60
Bhs3	63-80+	-	fr, mp, bs	10 YR 4/2	0,191	0,045	0,488	0,276	4,24	1,77	42,68	Franco-argilosa	37,9

*AG = Areia grossa (2 - 0,20 mm); AF = Areia fina (0,20 - 0,05 mm); Arg. = Argila.; Ativ/arg = Atividade da Argila ((Tcmol/kg x 100)/arg dag/kg) ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO. ¹Estrutura: Grau de desenvolvimento: fr = fraca, md = moderada, ft = forte. Tamanho: mp = muito pequena, p = pequena, m = média, g = grande, mg = muito grande. Tipo: gs = grãos simples, gr = granular, bs = blocos subangulares, lm = laminar, mc = maciça; hm = estrutura hêmica; fb= estrutura fíbrica

Tabela 10. Atributos físicos e morfológicos dos solos orgânicos.

*AG = Areia grossa (2 - 0,20 mm); AF = Areia fina (0,20 - 0,05 mm); Arg. = Argila.; Ativ/arg = Atividade da Argila ((Tcmol_e/kg x 100)/arg dag/kg) ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO. ¹Estrutura: Grau

Amostra HOR	Transição Prof(cm)	Estrutura	Cor (Munsell) Úmida	Granulometria (dag/k)				AG/AF	Silte/ Ar- gila	Ativ. Arg	Classe textural	Cascalho Dag/kg	
SOLOS ORGÂNICOS													
LP 0.1 - <i>Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)</i> ¹													
H1	0-17	P/G	mc	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	1,9	
H2	17-35	P/C	mc	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	2,8	
A	35-45	P/C	mc	10YR 6/1	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	1,5	
H3	45-60+	-	mc, fb	10YR 6/1	0,067	0,013	0,537	0,383	5,15	1,40	96,61	Franco-argilo-siltosa	1,4
LP 0.2 - <i>Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinogleyic)</i> ¹													
H1	0-10	A/C	mc, fb	10 YR 2/1	-	-	-	-	-	-	Orgânica-fibrosa	3,9	
H2	10-25	P/G	mc, hm	10 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	Orgânica-hêmica	5,8	
H3	25-45	P/C	mc, hm	10 YR 3/2	-	-	-	-	-	-	Orgânica-hêmica	1,8	
Cg	45-60+	-	mc	10 YR 5/1	0,252	0,1	0,508	0,14	2,52	3,63	40,14	Franco-siltosa	24,5
LP 0.8 - <i>Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)</i> ¹													
SPH	0-28	P/G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H1	28-40	P/G	mc, fb	10 YR 2/2	-	-	-	-	-	-	s/d	1,65	
H2	40-65	P/A	mc, hm	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	-	s/d	0,5	
Cg	65-78+	-	mc	10 YR 5/2	0,007	0,003	0,265	0,726	2,33	0,37	-	Muito argilosa	0

de desenvolvimento: fr = fraca, md = moderada, ft = forte. Tamanho: mp = muito pequena, p = pequena, m = média, g = grande, mg = muito grande. Tipo: gs = grãos simples, gr = granular, bs =

blocos subangulares, lm = laminar, mc = maciça; hm = estrutura hêmica; fb= estrutura fíbrica

3.1 Solos Minerais

Os solos minerais das terras altas (LP 0.9 e LP 1.0) são fracamente desenvolvidos, esqueléticos, compostos de clastos de diferentes tamanhos. Sua morfologia evidencia o baixo grau de diferenciação edáfica desses solos, que não apresentaram diferenciação de horizontes (LP 0.9) ou podem apresentar apenas uma fina camada de acúmulo orgânico superficial (LP 1.0), a depender da presença de manchas de vegetação de altitude.

Em geral os solos mais altos na área de estudo apresentam textura com grande contribuição de areia (em geral mais de 60 dag/kg⁻¹ atingindo um máximo de 78 dag/kg⁻¹ no horizonte C) e grande conteúdo de fração grosseira (> 2 mm) (mais de 60% de cascalho no LP 0.9) no corpo do solo, apresentando qualificador *Skeletal* (IUSS, 2022), evidenciando o processo de crioclastia do material de origem e o pequeno avanço pedogenético retrabalhando o material associado ao ambiente pouco transformador (DE RESENDE MACHADO et al., 2019). Em altitudes menores esse padrão tende a ser alterado e os horizontes pedogenéticos no geral apresentam redução considerável dos teores de cascalho ao comparados com os solos menos desenvolvidos (Tabela 9) sempre menores a 50 dag/kg.

Com a diminuição da altitude observa-se a tendência do solo apresentar granulometria com maior contribuição de silte e argila em detrimento da areia (Tabela 8). Este fato pode ser atribuído como evidências do avanço do intemperismo retrabalhando o material de origem metapelítico, e geração de frações finas.

No geral os solos minerais possuem pouca expressão de areia fina e a textura grosseira (Franco-arenosas) transiciona para texturas mais finas (Franco-siltosas, Franco-argilo-siltosas e argilo-siltosas) ao longo da topossequência, em que a proporção entre silte e argila varia pouco sempre apresentando valores maiores que 1 e menores que 4 (Tabela 8). A expressiva contribuição de silte e argila foi utilizada como *Supplementary Qualifer* para classificar alguns espodosolos (LP 0.3, 0.5). Os teores médios de areia grossa, silte e argila variaram respectivamente entre 0,680; 0,100; 0,130 dag/kg no LP 0.9 à 829 m de altitude e 0,161; 0,500; 0,290 dag/kg no LP 0.5 a 25 m de altitude.

A profundidade do solo também aumenta à medida que se desce para cotas mais baixas da paisagem, sendo mais um indicio de que os solos de altitude são menos desenvolvidos. Nos solos minerais o horizonte C variou de 0cm (LP 0.9) até a

não identificação até as maiores profundidades amostradas (80 cm nos solos LP 0.5 e LP 0.6) (Tabela 9). Predominam as transições planas e claras entre os horizontes dos solos florestais e quebradas e onduladas nos solos minerais mais altos.

Outro fato constatado que também corrobora o maior intemperismo proporcionalmente à diminuição da altitude é o fato de terem sido encontradas estruturas mais desenvolvidas em cotas mais baixas (Tabela 9), passando de grão simples (LP 0.9) para blocos subangulares (LP 0.5).

Essas observações estão de acordo com as publicações dos autores que estudaram solos da região (FREDERIKSEN, 1988; ROMANYA, 2005; SÁ, 2015). Os solos entre o gradiente de altitude evidenciam esses extremos, e apresentam padrão de distribuição dos atributos físicos e morfológicos variando com a altitude.

As cores dos solos de maiores altitudes (LP 0.9 e LP 1.0) praticamente não variam dentro do solum (Tabela 9). Por serem solos pouco diferenciados em relação ao material de origem, atribui-se que este é predominantemente composto por matiz amarelada (10 YR). A maioria dos solos se incluem nesse matiz, com exceção dos solos florestais (LP 0.3 a LP 0.6) que apresentavam tons mais avermelhados (7,5 YR) em função de uma possível liberação de óxidos pigmentantes a partir do intemperismo e neoformação de minerais secundários.

Os solos florestados bem drenados (LP 0.3, LP 0.4, LP 0.5, LP 0.6) são caracterizados por um acúmulo superficial significativa de matéria orgânica (horizontes húmicos e fólicos) e maior desenvolvimento pedogenético. A superfície O (cumprir requisitos para *follic horizon*) foi observada em LP 0.3 e LP 0.6 com uma espessura média de 13 cm. A superfície A enriquecida de matéria orgânica foi observada nos solos florestais (LP 0.4 e LP 0.5). Apresentam horizontes com evidência de desenvolvimento de iluviação (E) e eluviação (Bh e Bhs) ou desenvolvimento incipiente (Bi). (Tabela 9).

3.2 Solos Orgânicos

Para os solos orgânicos o relevo é o principal fator de formação na área de estudo. A morfologia dos solos orgânicos está associada às feições hidromórficas, se encontrando saturados de água por mais de 30 dias consecutivos em que o carbono orgânico compõe mais de 20% do solo e os horizontes orgânicos dispostos em espessura combinada maior que 40 cm dentro dos primeiros 100cm de solum.

A identificação de horizontes Cg associados aos solos orgânicos indica que existe uma possível oscilação do nível do lençol freático saturando os primeiros centímetros dos solos LP 0.2 e LP 0.8. Segundo Romanya (2005) no planalto superior o lençol freático quase atinge a superfície do solo e afeta diretamente as camadas orgânicas, fenômeno que atrasa a decomposição da matéria orgânica e leva à formação de solos altamente orgânicos sem horizontes E.

O clima frio e úmido aliado à topografia dos vales pós-glaciais e mudanças na drenagem das bacias permitiram que a vegetação colonizasse o fundo dos antigos vales glaciais (vales em U) levando ao aparecimento de grandes turfeiras que dominam os fundos dos vales glaciais (BORROMEI et al., 2008) e ocorrem associadas aos *Histosols*. A textura muito argilosa do horizonte Cg do LP 0.8 é muito contrastante com as texturas mais comuns nos solos situados nas diferentes posições da paisagem da Cordilheira Fueguina, e indica a ocorrência de material de origem distinto, relacionado ao transporte fluvial e deposição de partículas finas e colmatação dos vales por sedimentos, antes do estabelecimento do processo de paludização e formação dos horizontes orgânicos.

Os solos orgânicos da topossequência evidenciam que o processo de paludização, dominante em solos encharcados, é considerado um processo por vezes mais geogênico ao invés de pedogênico (SCHAETZL, 2005) por sempre estarem associado a formas de relevo que permitem o acúmulo de água mudando completamente a morfologia do solo.

O fato de que em condições de hidromorfismo a acumulação de componentes orgânicos em superfície excede a sua assimilação pedogenética gerando o espessamento excessivo do horizonte superficial (RIECKEN et al., 1960) é corroborado pela ausência de horizonte C até a profundidade amostrada para o solo do LP 0.1 (até 60cm) e identificação de um horizonte Cg profundo para o LP 0.2 e LP 0.8.

A estrutura dos horizontes orgânicos é predominantemente maciça e o grau de decomposição do material vegetal varia entre feições pouco reconhecíveis (*sápric*) até restos de plantas pouco decompostas na massa de solo (*fibric*) (Tabela 9). As cores escuras dos horizontes hísticos estão associadas à saturação por água e aos elevados teores de carbono desses solos, fato que altera completamente sua composição e os difere dos solos minerais neste estudo.

4. Caracterização química dos solos

Os solos são no geral ácidos e o pH varia com a altitude, profundidade e composição morfológica, variando de 3,8 a 6,8 (Tabela 10). As elevadas quantidades de matéria orgânica indicam condições pedoambientais favoráveis à acumulação de carbono, com teores de Carbono orgânico nos horizontes superficiais variando de 7,61 a 45 dag/kg exceto nos topos da paisagem (LP 0.9, 0,37 dag/kg de Carbono Orgânico) onde a exposição a pedogênese é mais recente e a cobertura vegetal não consegue se estabelecer devido ao clima e a instabilidade do solum, portanto a produção primária de carbono do solo é muito baixa (CAMACHO et al., 2010).

A acumulação de matéria orgânica nos solos da Terra do Fogo assemelha-se aos solos florestais de altitude brasileiros, onde o Al^{3+} é elevado, têm-se um baixo teor de nutrientes e elevadas quantidades de M.O como características típicas, sendo frequentemente associados à podzolização, cuja principal diferença é o fato de estes serem solos muito mais antigos (SA, 2015).

O enriquecimento de carbono decresce com o aumento da altitude, indicando que as porções mais eficientes para o sequestro de carbono na região são as áreas de hidromorfismo ou de altitudes intermediárias, como na mata de *Nothofagus*, pois a produtividade biológica é relativamente alta, com baixa decomposição microbiana devido às baixas temperaturas (CAMACHO, 2010).

Dessa forma a matéria orgânica nos solos varia muito, desde teores muito baixos (0,63%) no solo mais elevado (LP 0.9) até teores muito elevados (LP 0.2 com 85% de matéria orgânica em H3). De forma ampla na área de estudo, o CO diminuiu pela seguinte ordem: Solos Hidromórficos > Solos de *Nothofagus* > Tundra bem drenada > Zonas periglaciares das terras altas. Em geral, os solos são distróficos, ácidos e com elevada saturação de Al^{3+} (m%), e o pH do solo e a m% variam com a altitude e a profundidade (Tabela 10). O baixo pH em horizontes pedogenéticos é indicativo da alta lixiviação (SÁ, 2015).

A presença de matéria orgânica, o hidromorfismo e o grau de intemperismo e consequente lixiviação e acúmulo de porções mais reativas no solo (fração argila) são os principais fatores associados às variações observadas para os atributos químicos dos solos no presente estudo.

Tabela 11. Atributos químicos dos solos minerais.

Horizonte	pH	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	(t)	T	V	m	ISNa	MO	P-rem	Zn	Fe	Mn	Cu	
Símbolo	Prof (cm)	H ₂ O	mg/dm ³			cmol _c /dm ³							%	dag/kg		mg/L	mg/dm ³				
SOLOS MINERAIS																					
LP 0.9 - <i>Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic)</i> ¹																					
C1	0-8	6,62	132,3	27	21,95	1,95	0,11	0	0,4	2,22	2,22	2,62	84,7	0	3,64	0,63	47,5	4,57	79,4	34,7	2,95
C2	8-60+	6,75	216,2	27	22,41	2,11	0,11	0	0,3	2,39	2,39	2,69	88,8	0	3,62	0,38	46,5	4,39	86,1	31,9	2,88
LP 1.0 - <i>Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic, Humic)</i> ¹																					
A	0-80	5,36	23,8	188	66,29	5,98	0,6	0,2	15,6	7,35	7,55	22,95	32	2,6	1,26	15,69	17,9	11,41	172,1	327,7	3,09
C	8-30+	5,95	71	28	27,59	3,2	0,23	0	2,1	3,62	3,62	5,72	63,3	0	2,1	0,84	44,6	5,39	67,7	93,8	1,68
LP 0.3 - <i>Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric)</i> ¹																					
O	0-17	5,05	568,3	999	18,06	11,01	4,01	1,64	46,8	17,66	19,3	64,46	27,4	8,5	0,12	68,03	60	36,6	51,5	1091	0,51
E	17-40	3,96	3,2	38	25,65	0,12	0,17	5,52	9,1	0,5	6,02	9,6	5,2	91,7	1,16	1,42	48	0,66	27	2,5	0,25
Bs	40-57+	4,35	21,3	29	13,06	0,1	0,1	5,08	11,5	0,33	5,41	11,83	2,8	93,9	0,48	2,77	24,7	1,24	394,9	2,9	0,58
LP 0.4 – <i>Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protosodic)</i> ¹																					
A	0-10	5,52	41,9	523	109	15,73	4,5	0,06	9	22,05	22,11	31,05	71	0,3	1,53	21,23	48,4	22,56	155,8	488,3	0,84
E	10-30	4,5	2,8	70	23,61	0,51	0,34	5,22	10,1	1,13	6,35	11,23	10,1	82,2	0,91	2,24	25,4	1,07	392,3	14,1	0,99
Bhs1	30-55	4,64	8,6	71	26,42	0,09	0,09	1,67	6,6	0,48	2,15	7,08	6,8	77,7	1,62	1,79	16,1	0,85	238,6	9,1	1,37
Bhs2	55-80+	4,71	7,8	49	23,68	0,05	0,06	0,57	4,9	0,34	0,91	5,24	6,5	62,6	1,96	2,22	11,4	0,9	120,6	2,7	1,26
LP 0.6 – <i>Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protosodic)</i> ¹																					
O	0-10	5,62	10,5	1302	224,9	22,87	7,77	0,24	24	34,96	35,2	58,96	59,3	0,7	1,66	63,28	8,8	22,89	16,4	781,5	0,82
A	10-15	5,66	8,6	225	168,2	17,92	5,13	0	17,5	24,36	24,36	41,86	58,2	0	1,75	28,28	11,1	17,79	46,6	540,1	1,97
AB	15-25	5,59	7,7	61	125,3	7,29	1,85	0,16	15	9,84	10	24,84	39,6	1,6	2,19	9,76	4,3	7,51	75,8	217,2	2,95
Bi1	25-63	5,68	5,8	48	85,86	5,01	1,17	0,18	13,6	6,68	6,86	20,28	32,9	2,6	1,84	8,77	6,3	5,9	67	199,3	3,16
Bi2	63-80+	5,64	6,2	42	60,32	4,81	1,11	0,22	13,1	6,29	6,51	19,39	32,4	3,4	1,35	5,44	4,1	5,79	89,9	153,3	3,21
LP 0.5 - <i>Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric)</i> ¹																					
A1	0-4	5,37	144,5	715	51,35	17,16	5,51	0,18	16,8	24,73	24,91	41,53	59,5	0,7	0,54	32,69	45,2	51,24	84,9	521	0,78
A2	4-15	5,5	42,3	125	41,43	12,98	2,13	0	7,2	15,61	15,61	22,81	68,4	0	0,79	10,68	37,5	44,46	82,8	294,9	1,11
Bhs1	15-30	5,39	75	68	30,03	3,24	0,35	0,61	7,1	3,89	4,5	10,99	35,4	13,6	1,19	2,48	26,1	2,95	150	30,7	1,15
Bhs2	30-50	5,36	17,8	69	26,15	1,7	0,16	0,63	6,3	2,15	2,78	8,45	25,4	22,7	1,35	2,04	17,5	1,8	208,8	56,6	2,86
Bhs3	50-63	5,22	7,9	86	41,43	1,91	0,36	1,5	13,6	2,67	4,17	16,27	16,4	36	1,11	4,34	6,2	0,82	61,8	27,4	13,33
Bhs4	63-80+	5,18	11,2	85	32,22	1,55	0,27	1,22	9,6	2,18	3,4	11,78	18,5	35,9	1,19	3,22	10,9	1,1	116,1	36,4	9,56

* pH em H₂O – Relação 1:2,5; P - Na - K - Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich 1; Ca - Mg - Al - Extrator: KCl - 1 mol/L; H + Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0; SB = Soma de Bases Trocáveis; CTC (t) - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; ISNa - Índice de Saturação de Sódio; Mat. Org. (MO) = C.Org x 1,724 - Walkley-Black; P-rem = Fósforo Remanescente; ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO.

Tabela 12. Atributos químicos dos solos orgânicos.

Horizonte	pH	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	(t)	T	V	m	ISNa	MO	P-rem	Zn	Fe	Mn	Cu	
Símbolo	Prof (cm)	H ₂ O	mg/dm ³			cmol _c /dm ³					%			dag/kg		mg/L	mg/dm ³				
SOLOS ORGÂNICOS																					
LP 0.1 - <i>Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)</i> ¹																					
H1	0-17	4,99	2,7	68	53,8	18,88	1,6	1,12	35,3	20,89	22,01	56,19	37,2	5,1	0,42	51,09	5,5	1,69	210,9	16,8	0,53
H2	17-35	4,67	3,5	283	136,6	19,79	0,84	1,1	42,9	21,95	23,05	64,85	33,8	4,8	0,92	59,52	12,1	3,5	997,5	18,1	0,78
A	35-45	4,96	43,8	40	24,89	14,93	0,52	0,59	23	15,66	16,25	38,66	40,5	3,6	0,28	33,62	10,2	2,17	146	10,3	0,86
H3	45-60+	4,79	28,5	42	27,51	8,8	0,27	0,33	27,7	9,3	9,63	37	25,1	3,4	0,32	57,61	7,2	14,25	265	19	2,04
LP 0.2 - <i>Hemic Rheic Histosol (Hyperdystric, Inclinigleyic)</i> ¹																					
H1	0-10	4,32	62,5	430	236,4	12,33	2,58	4,08	74,9	17,04	21,12	91,94	18,5	19,3	1,12	77,78	22,7	5,23	1072	9,7	0,59
H2	10-25	4,18	2,4	63	49,49	3,68	0,59	5,18	51,5	4,65	9,83	56,15	8,3	52,7	0,38	59,39	9,8	1,29	818,2	3,5	0,36
H3	25-45	4,13	1,1	34	31,22	7,54	1,06	4,35	68,9	8,82	13,17	77,72	11,3	33	0,17	85,16	8,1	3,31	1175	7,8	1,25
Cg	45-60+	3,78	120,1	23	15,63	0,71	0,08	1,52	4,7	0,92	2,44	5,62	16,4	62,3	1,21	2,69	33,5	4,01	259,2	3,8	14,64
LP 0.8 - <i>Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)</i> ¹																					
SPHAG.	0-28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H1	28-40	5,01	1,7	283	310,7	18,03	3,01	0,77	41,5	23,12	23,89	64,62	35,8	3,2	2,09	69,74	4	3,75	1234	28,9	0,58
H2	40-65	4,93	0,8	25	166,4	20,51	2,01	0,33	41,3	23,31	23,64	64,61	36,1	1,4	1,12	70	6,5	1,05	378	26,6	0,49
Cg	65-78+	5,12	11,7	19	58,7	12,49	1,05	0,28	19,1	13,84	14,12	32,94	42	2	0,77	31,84	9,1	0,69	314,5	15,8	2,93

* pH em H₂O - Relação 1:2,5; P - Na - K - Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich 1; Ca - Mg - Al - Extrator: KCl - 1 mol/L; H + Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0; SB = Soma de Bases Trocáveis; CTC (t) - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; ISNa - Índice de Saturação de Sódio; Mat. Org. (MO) = C.Org x 1,724 - Walkley-Black; P-rem = Fósforo Remanescente; ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO.

4.1 Solos Minerais

A maioria dos solos minerais são distróficos (Tabela 11). O solo não vegetado periglacial (LP 0.9) apresenta uma elevada eutrofia, porém pouco significativa, por apresentar CTC muito baixa e por consequência saturando-se facilmente por bases mesmo apresentando SB baixa (próximas a 2 cmolc/dm³). Essa eutrofia cede espaço à distrofia generalizada a medida que se desce em altitude, indicando o aumento da lixiviação nas porções mais baixas.

Os solos minerais de tundra bem drenada na alta montanha são moderadamente ácidos (LP 1.0), com uma saturação por bases mediana, indicando que são solos transicionais entre o ambiente periglacial pouco desenvolvido e o solo de floresta retrabalhado. O pH em solos de altitude também é maior (6,75) e os teores de fósforo são os maiores em subsuperfície. Esse conjunto de fatores apontam pra o baixo desenvolvimento desse solo e pouca lixiviação no sistema altimontano.

O pH dos solos minerais de floresta variou entre 5,68 – 3,96. São solos mais lixiviados, distróficos e muito ácidos, especialmente saturados por Al³⁺ (LP 0.3 e 0.4 horizontes E, com saturação por alumínio superior a 80 %). Os horizontes minerais enriquecidos com matéria orgânica apresentam CTC elevada, maiores concentrações de fósforo e de cátions trocáveis, sendo eutróficos nos horizontes superficiais (Tabela 11).

No geral os teores de Ca²⁺ são maiores que os de Mg²⁺ para todos os horizontes dos solos minerais. Na floresta de *Nothofagus* a biociclagem de nutrientes concentra as bases no horizonte superficial do solo, com a profundidade, a saturação de Al³⁺ aumentou e a soma de bases diminuiu (Tabela 11)

Os resultados se assemelham aos observados por Sá, que em 2015 estudou os solos florestais e periglaciais ao longo de uma topossequência no Sul da Terra do Fogo, indicando que a presença de matéria orgânica em horizontes minerais aumenta a CTC e a SB e pode diminuir o pH.

4.2 Solos Orgânicos

O P-rem, que indica o grau de capacidade e adsorção do fósforo foi muito menor nos solos hidromórficos do que nos solos minerais e estes apresentam no geral baixos teores de fósforo. Os solos ácidos e hidromórficos da Terra do Fogo

apresentam problemas relacionados com o ciclo nutricional do nitrogênio e do fósforo, e uma atividade biológica reduzida nos horizontes orgânicos (ROMANYA et al., 2005).

A acidez potencial ($H+Al$) está muito mais pronunciada nos solos orgânicos hidromórficos ao comparada com os solos minerais, e todos os horizontes orgânicos apresentam acidez pronunciada, assim como os horizontes minerais gleizados que ocorrem nos mesmos solos.

O alto conteúdo orgânico dos solos aumenta os valores de CTC e SB gerais, mas devido a disponibilidade de íons H^+ na solução do solo nessa faixa de pH, estes podem estar ocupando os sítios de adsorção em detrimento dos cátions trocáveis e resultando na distrofia observada nos solos orgânicos (LEHMANN et al., 2015).

Os colóides orgânicos possuem áreas de exposição duas a dez vezes maiores do que os colóides de solos minerais. As cargas negativas dos colóides orgânicos são dependentes do pH (BRADY, 2008) e a população de elétrons na camada “d” dos íons metálicos exerce papel importante na interação desses íons com a turfa, assim como na sua carga (COSCIONE ET AL., 1988). Portanto, pode-se afirmar que depois da capacidade de reter água, as duas principais propriedades da turfa são: a capacidade de troca catiônica (CTC) e o poder tampão (KIEHL, 1985).

Os valores de pH no fundo do vale (LP 0.8) estão ligeiramente mais altos do que nas áreas hidromórficas de alta montanha (LP 0.1 e LP 0.2).

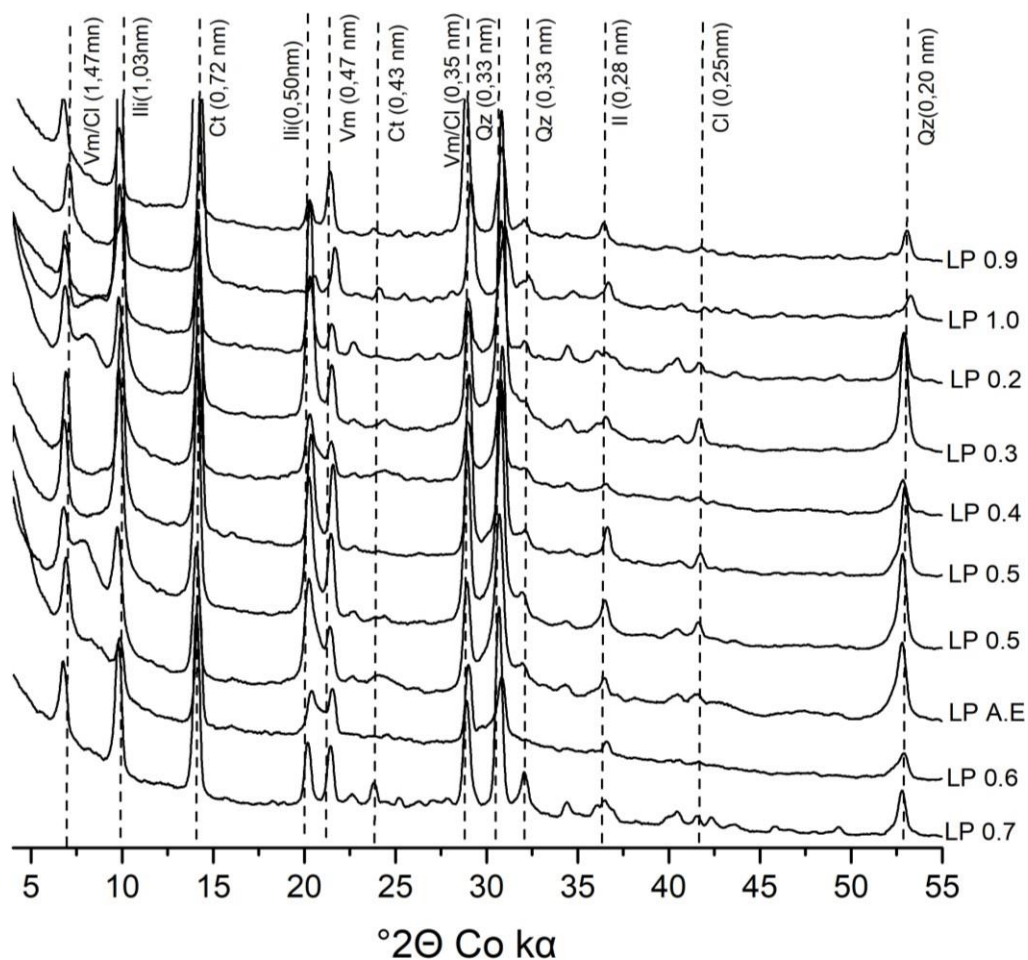
5. Mineralogia dos solos

A partir de horizontes selecionados ao longo da topossequência foram obtidos os seguintes resultados a partir da confecção de lâminas de argila orientadas e leitura do difratograma de Raios-x.

A composição mineralógica da fração argila foi semelhante para todos os horizontes analisados (Figura 28) e os principais minerais identificados foram vermiculita (Vm), Clorita (Cl), Ilita (Ili), Caulinita (Ct) e Quarto (Qz).

A similaridade mineralógica indica que apesar da presença de diferentes materiais de origem na área de estudo, os minerais contidos no solo irão variar pouco e que no geral o avanço do intemperismo não evidenciou minerais neoformados para o presente estudo. Sá (2015) também relata uma mineralogia semelhante ao longo de uma topossequência na área de estudo.

Figura 28. Resultados obtidos no difratograma de raios-X (DRX) para as argilas naturais dos horizontes selecionados.



Nas figuras a seguir (Figura 29 e 30) estão dispostos os gráficos dos resultados dos tratamentos realizados para determinação do tipo de argila 2:1 que estão presentes na amostra. Os gráficos representam os seguintes horizontes: (A = LP 0.2 Cg); (B= LP 0.3 Bs); (C = LP 0.4 Bhs1); (D = LP 0.5 E); (E = LP 0.5 Bhs2); (F = LP 0.6 Bi1); (G = LP 0.9 C2); (H = LP 1.0 C).

Figura 30. Resultados da leitura no difratograma de raios-X (DRX) para as argilas dos horizontes selecionados. (E) LP 0.5 Bhs2; (F) LP 0.6 Bi1; (G) LP 0.9 C2; (H) LP 1.0 C.

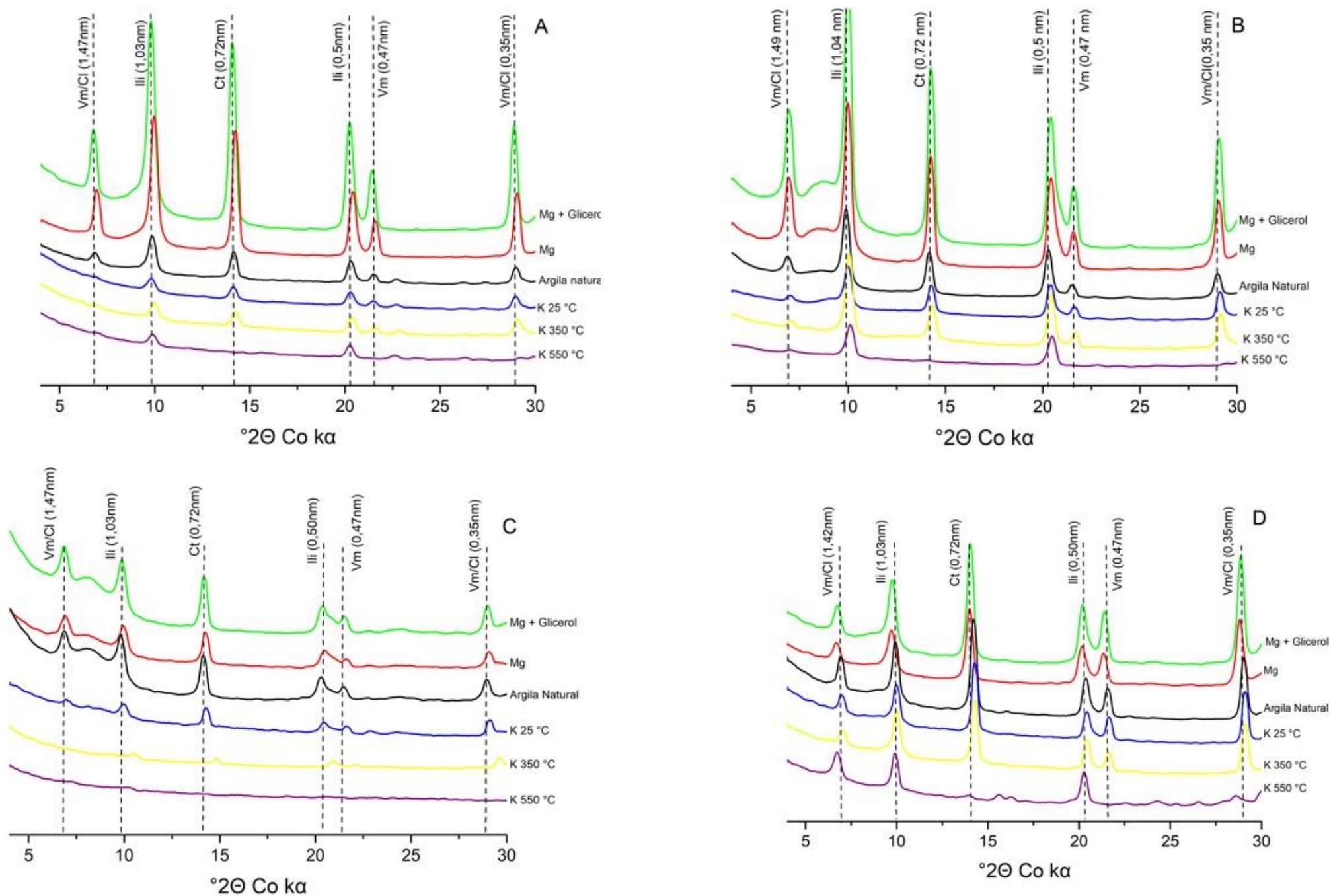
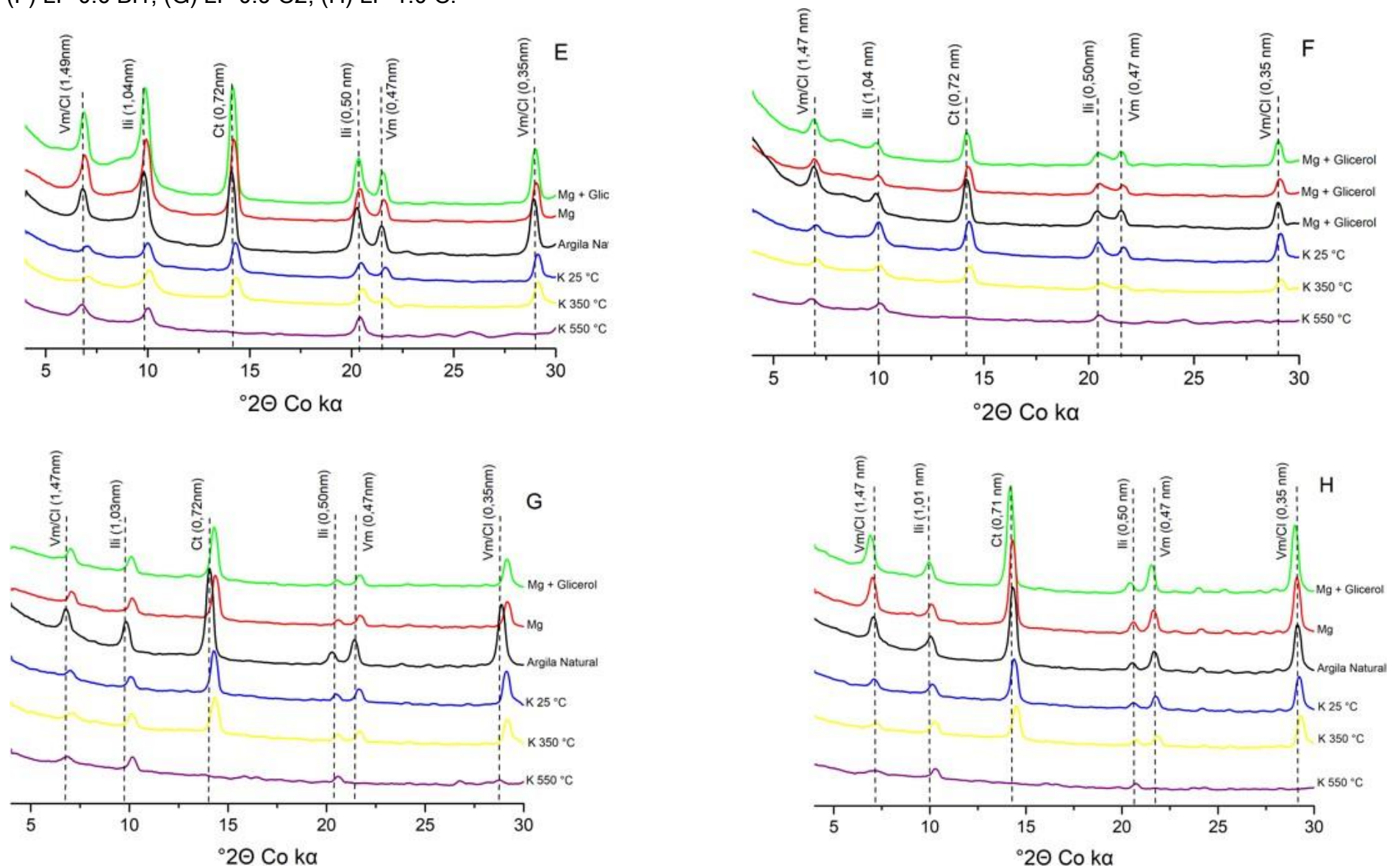


Figura 30. Resultados da leitura no difratograma de raios-X (DRX) para as argilas dos horizontes selecionados. (E) LP 0.5 Bhs2; (F) LP 0.6 Bi1; (G) LP 0.9 C2; (H) LP 1.0 C.



Os minerais 2:1 apresentaram picos (d 001) entre 1,5 e 1,4 nm, indicando a presença dos argilominerais 2:1 vermiculita (Vm) ou clorita (Cl), ou ainda a ocorrência de interestratificação das três espécies. O tratamento de magnésio e glicerol não alterou o espaçamento basal para 1,8 nm, excluindo a possibilidade de montmorilonita nas amostras. A persistência dos picos de 1,5 – 1,4 nm após a solvatação com glicerol revelaram a presença de vermiculita ou clorita, que foram confirmadas após as amostras terem sido saturadas com potássio e aquecidas a 550°C. A presença de vermiculita pode ser justificada pela transformação direta de illita e micas em vermiculita (DOUGLAS, 1989), em condições de intemperismo químico e lixiviação incipientes.

Algumas amostras permanecem com o espaçamento basal (LP 0.5 E; LP 0.5 Bhs2; LP 0.6 Bi1; LP 0.9 C2, LP 1.0 C; LP 1.0 C) indicando a presença da clorita. Outras, porém colapsaram a esta temperatura (LP 0.2 Cg; LP 0.3 Bs; C = LP 0.4 Bhs1), indicativo da presença de vermiculita.

O colapso do pico de 0,7 nm no tratamento K550 exclui a possibilidade de ser um pico de segunda ordem (d 002) das vermiculitas. Esse colapso indica o processo de desidroxilação da caulinita, passando para uma fase meta-estável, ocasionado reorganização estrutural do mineral (MORAES et al., 2003). Os picos de 0,47nm e 0,35nm foram interpretados como picos secundários das argilas 2:1 vermiculita e clorita.

Minerais do grupo das micas também estão presentes (picos de 1,00; 0,5 e 0,33nm), com provável ocorrência de illita. Também foram detectados picos intensos de quartzo em 0,33 nm. Eventualmente, solos com menor grau de intemperismo podem apresentar quartzo na fração argila em diferentes condições climáticas (KAMPF et al., 2009), embora este mineral esteja normalmente concentrado na fração silte e areia, principalmente em solos tropicais (KAMPF et al., 2009).

Os horizontes não apresentam picos de difração referentes aos óxidos de Fe. Os baixos teores de Fe dos materiais de origem e solos, associados ao pouco desenvolvimento pedogenético, influenciado pelo clima frio, dificulta a formação de óxidos de Fe (LEPRE, 2023; SCHWERTMANN, 1985). Esse fato pode ser corroborado pela observação da baixa cor de solos em geral neste estudo. Os difratogramas dos solos do Martial Galcier estudados por Sá (2015), foram

identificados picos de goetita, fator que corrobora com as cores amareladas destes solos, mesmo nas posições mais elevadas da paisagem.

As diferentes formas dos óxidos de Fe e Al nos solos foram determinados para os horizontes minerais e os resultados dispostos na tabela de extrações por DCB, Oxalato e Pirofosfato.

Os climas frios e úmidos do extremo sul da Cordilheira dos Andes inibem a precipitação de formas cristalinas de Fe e Al, mantendo a estabilidade de fases pouco cristalinas, associadas ou não a compostos orgânicos, onde os complexos húmicos de Fe/Al são mais estáveis no sentido descendente da topossequência (SÁ, 2015).

Os valores obtidos pelas extrações de Fe e Al com DCB (d), oxalato (o) e pirofosfato (p) mostram que esses elementos acumularam nos horizontes espódicos dos solos estudados (Tabela 12), o que é esperado para esta classe se solos (MARTINEZ, 2015; COELHO, 2008). Esses resultados demonstram a efetividade do processo de podzolização em translocar o Fe e o Al complexados a moléculas orgânicas dos horizontes superficiais para os horizontes espódicos, que perdem mobilidade em função ao aumento de pH e/ou da relação metal/carbono.

A quantidade de Fe extraído foi ligeiramente superior à de Al (Tabela 13), relação Al/Fe sempre < ou muito próxima a 1), que é consistente com análises anteriores de solos semelhantes nesta região (SÁ, 2015).

O teor de Fe extraído por ditionito-citrato variou de 0,22 g.kg⁻¹ (horizonte E do LP 0.3) até 15,57 g.kg⁻¹ (Bhs1 do LP 0.4), e no geral os valores mais altos foram observados em horizontes espódicos de solos florestados (mais antigos) consequentemente os processos de intemperismo e formação do solo já avançaram mais e têm-se a formação de óxidos secundários disponibilizados no solo e passíveis de detecção na extração com o DCB. Os teores de Al-DCB variaram entre 0,76 g.kg⁻¹ (horizonte E do LP 0.3) e 4,41 g.kg⁻¹ (Bhs2 do LP 0.4).

De maneira análoga, menores teores encontrados nos solos mais altos estão relacionados ao baixo desenvolvimento pedognético desses solos, e o teores de Ferro e Alumínio ainda associados aos minerais primários e não reconhecidos nesta análise.

Tabela 13. Extração de ferro e alumínio por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio, oxalato de amônio e pirofosfato de sódio.

AMOSTRA	OXALATO			DCB			PIROFOSFATO			Fe _o /Fe _d	Fe _p /Fe _d	%Al _o + 0,5 %Fe _o
	Al ----- g kg ⁻¹ -----	Fe	Al/Fe	Al ----- g kg ⁻¹ -----	Fe	Al/Fe	Al ----- g kg ⁻¹ -----	Fe	Al/Fe			
SOLOS MINERAIS												
LP 0.9 – Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic) ¹												
LP 0.9 C1 0-8	0,607	0,622	0,976	0,655	2,313	0,283	0,137	0,011	12,455	0,27	0,00	0,061
LP 0.9 C2 8-60+	0,648	0,723	0,897	0,716	2,792	0,256	0,101	0,016	6,313	0,26	0,01	0,069
LP 1.0 – Protic Skeletic Eutric Regosol (Loamic, Humic) ¹												
LP 1.0 A 0-8	1,247	0,821	0,659	1,228	3,693	0,333	0,724	0,809	0,895	0,34	0,22	0,103
LP 1.0 C 8-30+	1,140	0,934	0,819	1,321	4,264	0,310	0,660	0,576	1,146	0,27	0,13	0,104
LP 0.3 - Albic Podzol (Siltic, Epic, Folic) ¹												
LP 0.3 E 17-40	0,491	0,100	4,887	0,762	0,220	3,464	0,194	0,018	10,778	0,46	0,08	0,030
LP 0.3 BhC 40-57+	0,805	2,240	0,359	1,402	5,438	0,258	0,534	0,584	0,914	0,41	0,11	0,152
LP 0.4 - Albic Skeletic Podzol (Epic) ¹												
LP 0.4 A 0-10	0,368	1,938	0,190	1,080	7,211	0,150	0,256	0,721	0,355	0,27	0,10	0,115
LP 0.4 E 10-30	0,853	3,117	0,274	1,713	8,949	0,191	0,402	0,992	0,405	0,35	0,11	0,198
LP 0.4 Bhs1 30-55	2,120	5,199	0,408	4,110	15,578	0,264	1,065	1,804	0,590	0,33	0,12	0,366
LP 0.4 Bhs2 55-80+	3,109	2,727	1,140	4,456	8,116	0,549	0,920	0,834	1,103	0,34	0,10	0,292
LP 0.6 – Endoskeletal Eutric Cambisol (Loamic, Folic, Humic, Protosodic) ¹												
LP 0.6 A 10-15	1,549	3,121	0,496	1,785	3,877	0,460	1,443	3,268	0,442	0,80	0,84	0,234
LP 0.6 AB 15-25	2,701	4,026	0,671	3,387	5,079	0,667	2,203	3,976	0,554	0,79	0,78	0,336
LP 0.6 Bi1 25-63	3,118	3,431	0,909	3,814	4,372	0,872	2,740	4,286	0,639	0,78	0,98	0,327
LP 0.6 Bi2 63-80+	3,086	3,925	0,786	4,056	5,560	0,729	2,339	3,783	0,618	0,71	0,68	0,351
LP 0.5 - Albic Podzol (Loamic, Epic, Eutric) ¹												
LP 0.5 A2 4-15	0,903	2,087	0,433	1,597	4,127	0,387	0,510	1,060	0,481	0,51	0,26	0,150
LP 0.5 Bhs1 15-30	1,388	2,888	0,481	2,340	5,966	0,392	1,075	2,150	0,500	0,48	0,36	0,214
LP 0.5 Bhs2 30-50	1,858	2,981	0,623	2,887	7,035	0,410	1,328	2,192	0,606	0,42	0,31	0,242
LP 0.5 Bhs3 50-63	3,436	5,899	0,582	4,415	10,434	0,423	1,758	3,050	0,576	0,57	0,29	0,467
LP 0.5 Bhs4 63-80+	1,700	2,149	0,791	1,934	2,585	0,748	1,239	2,094	0,592	0,83	0,81	0,192

O: McKeague e Day, 1966; P: Dahlgren, 1994; D: Mehra e Jackson, 1960.) ¹Classificação pelo sistema WRB/FAO.

Os teores de Fe extraídos pelo oxalato foram próximos do DCB (Fe_o/Fed e sempre < 1), indicando a predominância da forma amorfa dos óxidos de Al e Fe. A relação entre os teores do elemento Fe extraído com oxalato ácido de amônio e com ditionito-citratobicarbonato de sódio (Fe_o/Fed) vem sendo usada como índice qualitativo do grau de cristalinidade dos óxidos (PEREIRA et al., 1999). O clima frio e úmido do extremo sul da Cordilheira dos Andes inibe a precipitação de formas cristalinas de óxidos de Fe e Al, mantendo a estabilidade de fases pouco cristalinas, associadas ou não a compostos orgânicos (SÁ, 2015).

Nos solos florestais, observou-se a tendência crescente de acúmulo de óxidos de Fe nas extrações $Fep < Fe_o < Fed$. A diminuição das quantidades de Fe e Al extraídos com pirofosfato de sódio com o aumento da altitude era esperada, uma vez que o CO diminuiu nos solos minerais nas posições mais elevadas e essa análise tem como princípio extrair principalmente o ferro e o alumínio ligado aos compostos orgânicos, que são menos expressivos em cotas mais altas em função da vegetação incipiente ou ausente.

6. Atributos orgânicos

Foram analisados os solos das turfeiras (LP 0.1 e LP 0.8) e os horizontes orgânicos (hísticos e fólicos) da floresta de encosta de *Nothofagus* (LP 0.2 – H1, H2, H3; LP 0.3 - O e LP 0.6 - O). Os dados obtidos a partir do fracionamento físico da matéria orgânica do solo e determinação do C, N e a assinatura isotópica desses elementos pelo espectrômetro de massa estão dispostos na tabela dos atributos orgânicos abaixo (Tabela 14).

Analisando os teores de C nas frações MOP e MAM, a fração mais lábil (MOP) apresentou maiores contribuições para o carbono orgânico total (COT) com teores de C que variaram entre 93,29 mg/g de solo (LP 0.1 – A) à 382,84 mg/g de solo (LP 0.2 - H1). A fração mais estável (MAM) apresentou uma menor contribuição para a COT variando de 24,33 mg/g de solo (LP 0.2 – H1) à 129,12 mg/g de solo (LP 0.2 – H2).

Tabela 14. Resultados do IRMS para C, N e assinatura isotópica (δ) e valores associados a MOP e MAM.

AMOSTRA	%C	C/g (mg)	δ 13C (‰)	%N	N/g (mg)	δ 15N (‰)	C/N	%C	C/g (mg)	δ 13C (‰)	%N	N/g (mg)	δ 15N (‰)	C/N	MO (%)	CO (%)	
MOP								MAM								Walkley-Blakey	
HORIZONTES ORGANICOS																	
LP 0.1 - <i>Fibric Ombric Histosol (Dystric, Akromineralic)</i> ¹																	
LP 0.1 H1 0-17	30,94	210,39	-28,32	2,58	17,54	1,01	11,99	22,46	71,85	-26,80	2,09	6,70	3,77	10,72	51,09	29,63	
LP 0.1 H2 17-35	37,65	315,76	-27,83	2,92	24,49	0,45	12,81	34,45	55,57	-27,36	2,45	3,96	1,40	14,03	59,52	34,52	
LP 0.1 A 35-45	28,22	93,29	-28,11	1,87	6,19	1,76	15,07	10,23	68,50	-27,99	0,85	5,66	2,23	12,23	33,62	19,50	
LP 0.1 H3 45-60+	35,84	149,96	-27,83	1,77	7,39	0,18	20,29	11,49	66,85	-28,17	0,85	4,94	1,10	15,19	57,61	33,42	
Floresta de Encosta – LP 0.2 (<i>Histosol</i>) ; LP 0.3 (<i>Podzol</i>) ; LP 0.6 (<i>Regosol</i>) ¹																	
LP 0.2 H1 0-10	42,24	382,84	-28,87	2,99	27,12	1,20	14,12	25,97	24,33	-28,88	2,22	2,08	1,77	11,70	77,78	45,12	
LP 0.2 H2 10-25	33,71	157,98	-28,87	1,70	7,99	3,67	19,77	24,30	129,12	-29,65	1,13	5,99	3,04	21,56	59,39	34,45	
LP 0.2 H3 25-45	39,00	333,00	-27,88	2,24	19,12	1,97	17,42	28,34	41,44	-30,10	1,72	2,51	-0,52	16,54	85,16	49,40	
LP 0.3 O 0-17	43,05	329,73	-27,56	1,45	11,11	2,74	29,68	34,15	79,95	-31,94	1,83	4,29	-3,25	18,64	68,03	39,46	
LP 0.6 O 0-10	30,51	196,99	-27,54	1,54	9,95	6,48	19,80	19,89	70,50	-31,51	1,19	4,23	1,33	16,67	63,28	36,71	
LP 0.8 - <i>Fibric Rheic Histosol (Dystric, Gleyic)</i> ¹																	
LP 0.8 H1 28-40	40,44	359,97	-27,17	3,09	27,46	5,27	13,11	33,34	36,63	-26,89	2,95	3,24	5,03	11,31	69,74	40,45	
LP 0.8 H2 40-65	43,26	355,88	-27,89	3,17	26,10	3,08	13,64	39,51	70,06	-27,06	3,11	5,51	4,12	12,72	70	40,60	
LP 0.8 Cg 65-78+	30,66	94,81	-27,87	2,09	6,46	3,57	14,68	9,37	64,73	-29,08	0,75	5,16	2,61	12,54	31,84	18,47	

¹Classificação pelo sistema WRB/FAO. ‰ = per-mile; δ = delta; Mat. Org. (MO) = C.Org x 1,724 - Walkley-Black

Tabela 15. Resultados do IRMS para C, N e assinatura isotópica de uma amostra de *Sphagnum magellanicum* coletado em campo.
(δ = delta; ‰ = per-mile)

Amostra de <i>Sphagnum magellanicum</i> coletado no LP 0.8			
%C	δ 13C (‰)	%N	δ 15N (‰)
37,94	-28,21	0,58	-0,35

Analizando os teores de C nas frações MOP e MAM, a fração mais lábil (MOP) apresentou maiores contribuições para o carbono orgânico total (COT), com teores de C que variaram entre 93,29 mg/g de solo (LP 0.1 – A) à 382,84 mg/g de solo (LP 0.2 – H1). A fração mais estável (MAM) apresentou uma menor contribuição para a COT variando de 24,33 mg/g de solo (LP 0.2 – H1) à 129,12 mg/g de solo (LP 0.2 – H2).

Este resultado não está de acordo com a afirmativa de Roscoe et al (2002), que afirmaram que a fração ligada aos minerais concentra a maior parte do carbono orgânico do solo. Sabe-se que a temperatura do sistema e o hidromorfismo exercem forte influencia nas taxas de decomposição da matéria orgânica do solo (EBELING, 2010) e, como consequência da interação entre a vegetação e a microbiota, o teor de MOS também é influenciado pelo clima (BALDOCK et al., 1997). Uma provável explicação para este fato seria o baixo retrabalhamento e degração dos compostos orgânicos da MOS em compostos mais estabilizados e recalcitrantes, mantendo a maior parte do carbono associado ao material vegetal menos processado, em função da atividade biológica reduzida pelo hidromorfismo e clima frio.

A MAM geralmente é associada com materiais orgânicos que sofreram maior decomposição pelos microorganismos do solo, gerando substâncias mais recalcitrantes associadas aos minerais que possuem capacidade de geração de cargas e são fundamentais para a estocagem de carbono no solo. A matéria vegetal perde gradativamente a estrutura primária, originando produtos residuais que reagem novamente e se polimerizam (processos biogeoquímicos), formando compostos de estruturas complexas, com o enriquecimento contínuo de carbono fixo (SAVORETTI et al., 2021). Como na área de estudo as condições ambientais são pouco favoráveis ao avanço microbiano na decomposição dos resíduos vegetais, menos C e N estão associados às frações mais estáveis, em comparação com as contribuições da MOP para carbono e nitrogênio total no solo.

A MOP constitui uma fração dinâmica da MOS, sendo composta principalmente de material vegetal parcialmente decomposto, representando assim a fração menos transformada da MOS (DUVAL et al., 2016). Os resultados corroboram com o predomínio de material fibroso menos decomposto com fibras de origem vegetal facilmente identificáveis na composição dos solos da região.

Os maiores teores de N foram identificados nas turfeiras (LP 0.8 principalmente) e estão basicamente associados a MOP. Os resultados obtidos

variaram entre 27,46 mg de N/g de solo à 6,19 mg/g de solo na MOP e 6,70 mg/g de solo à 2,08 mg de N/g de solo. Os teores de N não apresentam correlação clara com o teor de C diferentemente do estudo de Ebeling (2010), que observou que quanto mais elevado o teor de carbono no solo maior serão os teores de nitrogênio total.

Na presente situação, essa correlação não ocorre muito bem definida, podendo haver solos com elevado teor de carbono orgânico porém com pouco nitrogênio dentro do universo dos dados observados (LP 0.3 – O). As variações podem ser explicadas pelo fato de que nos solos orgânicos os teores de nitrogênio total podem não estar biodisponíveis. Andriesse (1988) cita como fatores que influenciam na disponibilidade de N a temperatura, a umidade no solo, aeração e a acidez.

A razão C/N do solo também é um indicativo do funcionamento do ecossistema, já que possui relação com os processos de decomposição da matéria orgânica (NOGUEIRA, 2022). Assim, a razão C/N pode ser um importante parâmetro para prever mineralização e imobilização de nutrientes (BENGTSSON et al., 2003). Solos com alta razão C/N possuem imobilização mais rápida de N pelos microrganismos decompositores e permanecem imobilizados por um maior período, resultando em uma menor taxa de mineralização, além de baixo grau de humificação, enquanto solos com baixa razão C/N possuem imobilização mais lenta, maior taxa de mineralização e alto grau de humificação, além de ter uma maior disponibilidade de NH_4^+ (BENGTSSON et al., 2003).

Nesse estudo, a maioria das amostras apresentaram uma relação C/N considerada baixa (Tabela 14), sendo no geral menores que 20, e que poderiam indicar maior potencial de suprimento de N a partir da decomposição desses resíduos (BENGTSSON et al., 2003), indicando uma lenta imobilização e alta mineralização dos compostos nitrogenados nesses solos. Os resultados indicam que a limitação em transformar a matéria orgânica em um material mais estabilizado no solo não é oriundo da relação C/N do material, sendo então um indicativo de processos ambientais restritivos à degradação do material vegetal, como o clima e o hidromorfismo.

No fundo dos vales onde o hidromorfismo é o processo pedogenético mais marcante (LP 0.8) o C e N-MOP variou pouco entre os horizontes hísticos (H1, H2 e H3) indicando que o processo de aporte e decomposição está atuando de forma homogênea em profundidade, e pouco efetivo em transformar os resíduos vegetais em frações mais humificadas.

Os valores de isótopos estáveis de carbono mostram o tipo fotossintético empregado pela vegetação que se encontra naquele solo, enquanto os valores de isótopos de nitrogênio podem ser indicativos das taxas de mineralização e decomposição de matéria orgânica (CRAINE et al., 2015).

Dentro de um ecossistema, onde a fonte de energia é representada pela troca de carbono, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ de uma fonte é comparado com o valor de $\delta^{13}\text{C}$ do seu produto e de uma forma geral, a composição isotópica do solo reflete a composição de sua cobertura vegetal, enriquecido de 1 a 2‰, devido a respiração do solo e decomposição da matéria orgânica, e que nos primeiros centímetros a composição isotópica reflete a vegetação de cobertura atual (MARTINELLI, 1999).

A variação isotópica natural em seres vivos resulta do fracionamento isotópico durante a fotossíntese. Assim, as espécies C3, C4 e CAM têm valores distintos de $\delta^{13}\text{C}$, sendo possível, portanto, a utilização desses valores como traçador da fonte de carbono (JOOS et al., 1998). Plantas com via fotossintética C3, a enzima RuBP carboxilase discrimina o $^{13}\text{CO}_2$ resultando em valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente baixos, entre -24 a -38 ‰, com média de -27 ‰. Plantas C4 a enzima PEP carboxilase discrimina o ^{13}C diferente da RuBP carboxilase, desta forma plantas C4 têm valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente mais altos variando entre -11 a -15 ‰, com média de -13 ‰. As espécies CAM possuem mecanismos de alternância da atividade enzimática, apresentando valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -11 a -29 ‰ dependendo das condições ambientais (BOUTTON, 1991; MARTINELLI et al., 2009).

Nas turfeiras o $\delta^{13}\text{C}$ variou entre -27 e -28 ‰ (MOP) e -26 a -28 ‰ (MAM). A proximidade com os valores obtidos na leitura da assinatura isotópica do *Sphagnum mangellinucum* (Tabela 13), é um reflexo da vegetação composta por essa planta (CAM) ou pela composição mista da vegetação semelhante, visto que a vegetação das turfeiras se apresenta como um mosaico vegetacional de mais de um tipo de espécie (SAVORETTI et al., 2021). A não variação dos valores observados em maiores profundidades indica que não houve grande alternância na contribuição de resíduos vegetais ao longo do processo de acúmulo orgânico nessas turfeiras após cessarem as atividades glaciares do Quaternário.

Sob vegetação florestal, observam-se valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -27 a -31 ‰, resultado que era esperado de ser encontrado nessa vegetação, já que esses valores são típicos de espécies de extrato arbóreo com metabolismo do tipo C3 (GUARESCHI et al., 2014).

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ podem ser utilizados como traçadores dos processos de decomposição, que são influenciados por fatores geográficos e climáticos, influenciando no valor do $\delta^{15}\text{N}$ do solo (CAXITO et al., 2015). Outros fatores que podem influenciar os valores são teor de argila, fatores químicos, morfologia dos óxidos de ferro e a composição dos resíduos vegetais (NOGUEIRA, 2022).

Como um exemplo, ecossistemas com um alto valor de $\delta^{15}\text{N}$ tendem a perder mais átomos de ^{14}N para a atmosfera, devido a uma maior facilidade em perder os isótopos mais leves e reter os mais pesados, enquanto ecossistemas com baixo valor de $\delta^{15}\text{N}$ possuem menor perdas de átomos para a absorção e maior taxa de absorção de ^{14}N do solo pelas micorrizas, que repassam esse nutriente para as plantas que estão associadas (CRAINE et al. 2009; HOULTON et al., 2006).

Nesse estudo os estoques de C e N não tiveram relação positiva com o $\delta^{15}\text{N}$ desses solos (Tabela 14), diferentemente do que foi observado por Nogueira (2022) ao estudar o horizonte A de solos em uma topossequência no Rio Grande do Sul. Segundo o autor, apesar da maneira como os estoques de C e N moldam os padrões de $\delta^{15}\text{N}$ do solo ainda permanecerem inexploradas, sabe-se que solos com diferentes concentrações de C e N possuem diferenças na composição da matéria orgânica ou taxas de processamento da matéria orgânica por microrganismos, o que pode afetar a composição isotópica de Nitrogênio desses solos (CRAINE et al., 2015).

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ variaram bastante. Em relação a MOP foram menores no LP 0.1 (0,45 – 1,01 ‰), ao comparados com o LP 0.8 (3,08 – 5,27 ‰) e os solos da floresta (1,45 – 6,48 ‰) que apresentou maior amplitude por representar solos distintos. Os valores da MAM também variaram em função do tipo de solo e a profundidade amostrada (Tabela 14).

CONCLUSÕES

Na área estudada, as condições fisiográficas e climáticas variadas refletem na fisionomia vegetal e na pedogênese, condicionando variações ambientais ao longo da topossequência. A composição mineral ou orgânica do solo influencia os atributos morfológicos e químicos estudados.

Os solos minerais de alta montanha são menos desenvolvidos que os das porções mais baixas da topossequência. O intemperismo avança de forma a retrabalhar o material de origem à medida que diminui em altitude, em função da redução da oscilação térmica e maior estabilidade do solo, favorecendo a colonização vegetal e o avanço pedogenético. Os solos se tornam mais profundos, de estrutura mais desenvolvida e textura mais fina, e observam-se alterações nos aspectos físicos e químicos, principalmente influenciados pelo aumento da matéria orgânica a medida que se distancia do ambiente periglacial. Os solos minerais são jovens e se assemelham ao material de origem.

O relevo é um fator predominante para a pedogênese do local, onde as classes de solo são influenciadas pela geomorfologia. Em resumo, os processos pedogenéticos de paludização e podzolização governaram as principais variações de solo. O clima e o relevo atuando em conjunto favorecem áreas de elevado hidromorfismo onde se desenvolvem solos altamente orgânicos que são importantes áreas de sequestro de carbono no solo e criam ecossistemas muito interessantes, em que os parâmetros do solo estudado diferem completamente em função da sua gênese peculiar.

A mineralogia da fração argila indicou a semelhança da composição mineralógica dos solos estudados, e identificou minerais neoformados a partir do avanço do intemperismo, como a caulinita e a vermiculita.

O fracionamento físico da matéria orgânica indicou o predomínio de matéria orgânica particulada (MOP) em comparação com a matéria orgânica associada aos minerais (MAM), com a primeira apresentando maior contribuição em massa e em estoques de carbono e nitrogênio no solo. As condições ambientais da área de estudo favoreceram o acúmulo de frações mais grosseiras relacionadas a matéria orgânica em função da baixa decomposição dos resíduos aportados pela vegetação ao solo.

REFERÊNCIAS

- ACEVEDO, R. D. (Ed.). **Geological Resources of Tierra Del Fuego**. Springer, p. 379. 2021.
- ANDERSON, J. U. *An Improved Pretreatment for Mineralogical Analysis of Samples Containing Organic Matter*. **Clays and Clay Minerals**, v. 10, n. 1, p. 380-388, 1961.
- ANDRIESSE, J. P. **Nature and management of tropical peat soils**. *Soil Bulletins n.59*, FAO. Rome. 178p. 1988.
- BALDOCK, J. A.; OADES, J. M.; NELSON, P. N., et al. *Assessing the extent of decomposition of natural organic materials using solid-state ¹³C NMR spectroscopy*. **Soil Research**, v. 35, n.5, p. 1061-1084. 1997.
- BALOCCHI, L.D; CAO, S.J; AGUDELO, E.L.B. **An Introduction to the Geology of Tierra del Fuego**. *Geological Resources of Tierra Del Fuego*. Madison, USA: Springer International Publishing, 2021.
- BENGTSSON, G; BENGTSON, P; MÅNSSON, K. F. *Gross nitrogen mineralization-, immobilization-, and nitrification rates as a function of soil C/N ratio and microbial activity*. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 35, n. 1, p. 143-154. 2003.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **The nature and properties of Soils**, 12th edition. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ. 881p. 2008
- BRANCALEONI, L.; STRELIN, J.; GERDOL, R. *Relationships between geomorphology and vegetation patterns in subantartic Andean tundra of Tierra del Fuego*. **Polar Biol.** v. 26, p. 404-410. 2003.
- BOCKHEIM, J. G.; GENNADIYEV, A. N.; HARTEMINK, A. E., et al. *Soil-forming factors and Soil Taxonomy*. **Geoderma**, v. 226, p. 231-237. 2014
- BOUTTON, T.W. *Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments*. In: **Carbon Isotope Techniques**. Academic Press. n. 11, p. 173-185. 1991
- BUSCOT, F. (2005). What are soil? In: BUSCOT, F; VARMA, A. (Ed.) **Microorganisms in soils: roles in genesis and functions**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, v. 3, p. 3-17.
- CAMACHO, A.; ARRANZ, J.; BAVA, J., et al. *Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la isla grande de tierra del fuego (Patagonia, Argentina)*. **Forest Systems**, v.19, n.2, p.189-207. 2010
- CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. *Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence*. **Soil Science Society of America Journal**, v. 56, n. 3, p. 777, 1992.
- CASTILLO, M. S.; WRIGHT, A. L. *Soil phosphorus pools for Histosols under sugarcane and pasture in the Everglades, USA*. **Geoderma**, v. 145, p. 130-135. 2008
- CAXITO, F. A.; SILVA, A. V. *Isótopos estáveis: fundamentos e técnicas aplicadas à caracterização e proveniência geográfica de produtos alimentícios*. **Geonomos**, v. 23 n. 1, p. 10- 17. 2015

- CRAINE, J. M. et al. *Convergence of soil nitrogen isotopes across global climate gradients*. **Scientific reports**, v. 5, n. 1, p. 8280. 2015.
- CRAINE, J. M. et al. *Global patterns of foliar nitrogen isotopes and their relationships with climate, mycorrhizal fungi, foliar nutrient concentrations, and nitrogen availability*. **New Phytologist**, v. 183, n. 4, p. 980-992. 2009.
- CLYMO, R. S. *The limits to peat bog growth*. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences**, v. 303, n. 1117, p. 605-654. 1984.
- COELHO, M. R. **Caracterização e gênese de Espodosolos da planície costeira do Estado de São Paulo**. 2008. Tese (Doutorado em Agronomia - Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, SP, 2008.
- COLLANTES, M. B.; ANCHORENA, J.; STOFFELLA, S., et al. *Wetlands of the magellanic steppe (Tierra del Fuego, Argentina)*. **Folia Geobotanica**, v. 44, n. 3, p. 227-245, 2009.
- COLMET-DAAGE, F.; IRISARRI, J.; LANCIOTTI, M. **Los suelos ácidos con Al activo y montmorillonita, illita, vermiculita e interestratificados de Tierra del Fuego, Argentina y Chile**, INTA-ORSTOM. *Publicación de la Universidad Nacional de Comahue*. p.184. 1991
- COSCIONE, A. R.; ANDRADE, J. C.; RAIJ, B. V. *Revisiting titrations procedures for the determination of exchangeable acidity and exchangeable aluminum in soils*. **Communications in Soils Science and Plant Analysis**, New York, v. 29, p. 973-982. 1998
- COSTA, P. Y.; NGUETNKAM, J. P.; MVOUBOU, C. M. et al. *Old landscapes, pre-weathered materials, and pedogenesis in tropical Africa: How can the time factor of soil formation be assessed in these regions?*. **Quaternary International**, v. 376, p. 47-74. 2015.
- DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. *The relation between geomorphology and soil morphology and genesis*. **Advances in Agronomy**, v. 23, p. 51-88, 1971.
- DEL VALLE, H. F. *Patagonian soils: A regional synthesis*. **Ecologia Austral**, v. 8, n. 2, p. 103-123, 1998.
- DE RESENDE MACHADO, M. et al. *Non-glaciated polar landscape (proglacial, paraglacial and periglacial): Review of concepts and contributions of soil-geomorphology Brazilian research*. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 603-622, 2019.
- DUVAL, M. E.; GALANTINIC, J. A.; CAPURROD, J. E.; MARTINEZ, J. M. *Winter cover crops in soybean monoculture: Effects on soil organic carbon and its fractions*. **Soil and Tillage Research**, v. 161, p. 95-105. 2016.
- DOUGLAS, L.A. Vermiculites. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. *Mineral in soil environments*. Madison, **Soil Science Society of America**, 1989. p. 635-674.
- EBELING, A. G. **Características estruturais da matéria orgânica em Organossolos Háplicos**. 2010. Tese (Doutorado em Agronomia - Ciência do Solo). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ. 2010.

EMBRAPA. TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (Ed.). **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2017. 573 p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solos**. 2a ed. Rio de Janeiro, RJ, p.212, 1997.

FERRER, J.A.; IRISARRI, J.; MENDÍA, J.M. **Suelos de la provincia del Neuquén. Escala 1:500.000**. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuária, Buenos Aires, pp 224. 2006.

FREDERIKSEN, P. **Soils of Tierra del Fuego: a satellite-based land survey approach**. *Folia Geographica Danica*, v. 18, p. 150. 1988.

FRENCH, H. M.; THORN, C. E. *The changing nature of periglacial geomorphology. Géomorphologie: reliefs, processus, environnement*, v. 12, n. 3, p. 165-174, 2006.

GRAHAM, S. A.; CRAFT, C. B.; MCCORMICK, P. V.; ALDOUS, A. *Forms and accumulation of soil P in natural and recently restored Peatlands — Upper Klamath Lake, Oregon, USA*. **Wetlands**, v. 25, p. 594-606. 2005.

GUARESCHI, R. F.; PEREIRA, M. G.; PERIN, A. Carbono, nitrogênio e abundância natural de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em uma cronossequência de agricultura sob plantio direto no cerrado goiano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 1135-1142. 2014.

HEUSSER, C. J. **Ice age southern Andes: a chronicle of palaeoecological events**. Elsevier, p. 240, 2003

HOULTON, B. Z.; SIGMAN, D. M.; HEDIN, L. O. *Isotopic evidence for large gaseous nitrogen losses from tropical rainforests*. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 23, p. 8745-8750. 2006.

ITURRASPE, R.; URCIUOLO, A. B. **Glaciares de Tierra del Fuego**. 1ª. Ed. Buenos Aires. p. 184. 2011

ITURRASPE, R.; ROIG, C. *Aspectos hidrológicos de turberas de Sphagnum de Tierra del Fuego-Argentina*. **Conservación de ecosistemas a nivel mundial con énfasis en las turberas de Tierra del Fuego. Disertaciones y Conclusiones**, p. 85-93, mar. 2000.

IUSS Working Group WRB. 2023. **World Reference Base for Soil Resources**. *International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria

JOOS, F.; BRUNO, M. *Long-term variability of the terrestrial and oceanic carbon sinks and the budgets of the carbon isotopes ^{13}C and ^{14}C* . **Global Biogeochemical Cycles**, v. 12, n. 2, p. 277-295. 1998.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J.J. Esmeclita, Vermiculita, minerais com hidróxi entre camadas e clorita In: MELO, V.F. and ALLEONI, L.R.F., eds. Química e mineralogia do solo. Viçosa, MG, **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, v.1. p.573-610. 2009.

KIEHL, E. J. **Fertilizantes orgânicos**. Editora Agronômica Ceres Ltda. São Paulo. 492p. 1985.

LEHMANN, J.; KLEBER, M. *The contentious nature of soil organic matter*. **Nature**, v. 528, n. 7580, p. 60-68, 2015.

LEPRE, C. *Identifying temperature and moisture controls on Fe oxide origins*. **Geophysical Research Letters**, v. 50, n. 17, p. e2023GL102761. 2023.

LIAUDAT, D. T. **Geocryology of southern south America. Developments in Quaternary Sciences**, v. 11, p. 255-268, 2008.

LUNDSTROM, U. S. et al. *The podzolization process. A review*. **Geoderma**, v. 94, n. 2-4, p. 91-107. 2000.

MARTINELLI, L. A. et al. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. São Paulo, Oficina de Textos, 2009. 144p.

MARTINELLI, L. A. et al. Utilização das variações naturais de $\delta^{13}\text{C}$ no estudo de cadeias alimentares em ambientes aquáticos: princípios e perspectivas. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 2, p. 859-89. 1988.

MARTÍN, S. C. N.; CRISTINA, N.; PONCE, J. F., et al. *Lakes and glaciers from Fuegian Andes. Morphology, distribution and origin*. **Geological Resources of Tierra del Fuego**, Springer Geology, p. 173-188, 2021.

MARTINEZ, P. H. R. de M. **Relações sedimentologia-geomorfologia hidrologia e seus efeitos na gênese de Espodosolos sob Restinga na Ilha Comprida-SP**. 2015. Tese (Doutorado em Agronomia - Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, SP, 2015.

McKEAGUE, J.A.; DeCONINCK, F.; FRANZMEIER, D.P. *Spodosols*. In: WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. **Pedogenesis and soil taxonomy. II The soil orders**. Amsterdam: Elsevier. 410p. 1983

McKEAGUE, J. A.; DAY, J. H. **Dithionite and oxalate**. *Extratable Fe and Al as Aids in differentiating various classes of soils*. Can. J. Soil Sci., v. 46, p.13-22. 1966.

MORAES, E. de P.; MACHADO, N. R. C. F.; PERGHER, S. B. C. Síntese da zeólita a partir de um caulim termicamente ativado. **Acta Scientiarum Technology**, Maringá, v. 25, n. 1, p. 63-69. 2003.

MOORE D.M. **Flora of Tierra del Fuego**. Anthony Nelson, England, Missouri Botanical Garden USA. p. 396. 1983

MÜNSELL COLOR. **Munsell Soil Color Charts**. Grand Rapids: Munsell Color, 2000

NOGUEIRA, M.V.L. **Relação dos atributos do solo, matéria orgânica e susceptibilidade magnética em uma topossequência no Estado do Rio Grande do Sul**. 2022. 87 f., il. Dissertação (Mestrado em Ecologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2022.

OLIVERO, E.B., MARTINIONI, D.R. *A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes*. **Journal of South American Earth Sciences** v. 14, n. 2, p. 175-188. 2001.

PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C. Formas extraíveis de ferro em solos do estado do Rio de Janeiro. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 23, p. 371-382, 1999

- PEREYRA, F. X.; BOUZA, P. **Soils from the Patagonian Region**. Springer International Publishing. *The Soils of Argentina*, p. 101-121. 2019
- PONCE, J. F.; CORONATO, A. RABASSA, J. *Las turberas de Tierra del Fuego y el clima del pasado*. **Ciencia Hoy**, v. 23, n. 137, p. 11-17, 2014
- PUIGDEFÁBREGAS, J.; DEL BARRIO, G.; ITURRASPE, R. *Régimen térmico estacional de un ambiente montañoso en la Tierra del Fuego, con especial atención al límite superior del bosque*. **Pirineos**, v. 132, p. 37-48. 1988
- RIECKEN, F. F.; POETSCH, E. *Genesis and classification considerations of some prairie-formed soil profiles from local alluvium in Adair County, Iowa*. **Proceedings of the Iowa Academy of Science**, v. 67, p. 268-276. 1960
- ROMANYÀ, J.; FONS, J.; SAURAS-YERA, T. et al. *Soil-plant relationships and tree distribution in old growth Nothofagus betuloides and Nothofagus pumilio forests of Tierra del Fuego*. **Geoderma**, v. 142, n. 1-2, p. 169-180, jan. 2005.
- ROSCOE, R. et al. **Fracionamento físico do solo em estudos da matéria orgânica** Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste; Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 86p. 2002.
- RUBIO, G.; LAVADO, R. S.; PEREYRA, F. X. **The soils of Argentina**. Madison, USA: Springer International Publishing, 2019.
- RUHE, R. V. *Geomorphic surfaces and the nature of soils*. **Soil science**, v. 82, n. 6, p. 441-456, 1956.
- SÁ, M. M. F.. **Pedogênese, dinâmica térmico-hídrica e emissões de gases de efeito estufa no Monte Martial, Ushuaia, Argentina**. 2015. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2015
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. et al., **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: Embrapa, 356p. 2018.
- SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5a ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005.
- SAVORETTI, A.; PONCE, J.F.; ROIG, C., et al. **Isla Grande de Tierra del Fuego and Isla de los Estados Peatlands**. *Geological Resources of Tierra del Fuego*, Springer Geology, p. 155-171. 2021.
- SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. *Iron oxides*. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. (eds). **Minerals in Soil Environments**, 2 ed. Madison, Soil Sci. Soc. of Am., p.379-438. 1989
- SCHWERTMANN, U. *The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals*. **Advances in soil science**, v. 1, p. 171-200. 1985.
- SCHWERTMANN, U. **Use of oxalate for Fe extraction from soils**. Can. J. Soil Sci., v. 53, p. 244-246, 1973.
- SLAYMAKER, O. *Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments*. **Quaestiones Geographicae**, v. 30, n. 1, p. 85-94, 2011
- STRELIN, J.; ITURRASPE, R. *Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental*. **Global and planetary change**, v. 59, n. 1-4, p.17- 26. 2007.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. *Soils Genesis and Geomorphology*. **Cambridge University Press**, UK, ISBN, v. 521812011, p. 832. 2005.

TUHKANEN, S.I., *The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere*. **Acta Botanici Fennici** v.145, p.1-64. 1992.

WANG, C. *Extratable Al, Fe and Mn (and Si if desired)*. In: McKEAGUE, J.A., (ed.) **Manual on Soil Sampling and Methods of Analysis. 2.ed.**, Canadian Society of Soil Science, p.98-108, 1978.

CONCLUSÃO GERAL

A altitude é importante na separação dos geoambientes e na definição dos processos de formação e atributos do solo na área de estudo. Atrelados à ela, o clima, o relevo e a vegetação governam as principais variações ambientais e edáficas observadas neste estudo.

Cada geoambientes possui um conjunto específico de atributos pedológicos, geomorfológicos e fitossociológicos, e têm sua posição bem distribuída na paisagem, de forma que é possível separá-los com eficácia em um mapeamento geoambiental.

Os solos minerais são influenciados principalmente pela crioclastia nas porções mais altas e pela podzolização nas encostas. Eles se tornam mais profundos e desenvolvidos a medida que se distancia do topo da paisagem, e os atributos físicos e químicos variaram em função da altitude. Já a mineralogia não foi impactada com as variações altitudinais.

Os solos orgânicos ocupam feições geomorfológicas da paisagem que favorecem a paludização e são potenciais reservatórios de carbono no solo, porém a matéria orgânica se encontra pouco estabilizada, associada em sua maior parte a fração particulada mais lábil do solo, em função da baixa capacidade de decomposição do material vegetal aportado.