

MARIANA MÉDICE FIRME SÁ

**PEDOGÊNESE, DINÂMICA TÉRMICO-HÍDRICA E EMISSÕES DE GASES
DE EFEITO ESTUFA EM TOPOSEQUÊNCIA NA REGIÃO DE USHUAIA,
ARGENTINA**

Tese 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 Doctor Scientiae.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2014

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

S111p
2014

Sá, Mariana Médice Firme, 1983-

Pedogênese, dinâmica térmico-hídrica e emissões de gases de efeito estufa em toposequência na região de Ushuaia, Argentina / Mariana Médice Firme Sá. – Viçosa, MG, 2014. vi, 102f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Carlos Ernesto Gonçalves R. Schaefer.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.
Inclui bibliografia.

1. Ciência do solo. 2. Mudanças climáticas. 3. Gases estufa. 4. Terra do Fogo (AR). 5. Ushuaia, Argentina.
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.
Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas.
II. Título.

CDD 22. ed. 631.49

MARIANA MÉDICE FIRME SÁ

**PEDOGÊNESE, DINÂMICA TÉRMICO-HÍDRICA E EMISSÕES DE GASES
DE EFEITO ESTUFA EM TOPOSEQUÊNCIA NA REGIÃO DE USHUAIA,
ARGENTINA**

Tese 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 Doctor Scientiae.

APROVADA: 29 de agosto de 2014.

Prof. Felipe Nogueira Bello Simas
(Coorientador)

Prof. Guilherme Resende Corrêa

Prof. Márcio Rocha Francelino

Prof. Fabio Soares Souza

Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Orientador)

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a Deus por me dar a oportunidade, coragem e determinação para concluir o doutorado e escrever esta tese, e de alguma forma, passar o meu conhecimento. Agradeço a ele por colocar pessoas certas no meu caminho.

Agradeço por ter tido oportunidade, quando recém-chegada a Viçosa, de conhecer o professor Carlos Ernesto R. Schaefer, ele viu em mim um potencial que talvez nem eu mesma soubesse que existia. Sou grata por ele ter confiado em minha capacidade e no meu trabalho.

Não posso deixar de agradecer a minha família, em especial à minha mãe, Maria Lúcia, e ao meu pai, Luiz Alberto, que me ensinaram quase tudo que eu sei; e a correr atrás dos meus objetivos, mesmo que ninguém acreditasse neles.

Ao meu marido, Diego C. Loureiro, pelo apoio, amor e compreensão nos momentos bons e ruins. Por me tolerar quando não conseguia escrever nenhuma palavra, e por vibrar comigo no final de cada capítulo. Agradeço minhas filhas, Letícia e Joana, por tornarem meus dias mais doces...são os meus amores, são minha vida.

A todos os amigos e amigas que contribuíram de muitas formas para que esta conquista acontecesse.

Um agradecimento especial aos profs. James Bockheim, Felipe Nogueira B. Simas, Roberto Ferreira M. Michel, Márcio Rocha Francelino, Samara Salamene, Guilherme Resende Corrêa e Elpídio Inácio F. Filho, que contribuíram de diferentes maneiras para a realização deste trabalho.

A CAPES, CNPq, UFV, Depart. de Solos, aos professores, laboratoristas, técnicos-administrativos do DPS, especial a Cláudia e a Luciana, sempre dispostas a nos ajudar.

Aos amigos Alan Panosso, Eduardo Figueiredo, Prof. Eduardo Sá Mendonça (UFES), Prof. Everton Poelking (UFRB) que participaram do trabalho de campo; ao Rodolfo e Rodrigo Iturraspe do Centro de Estudos Ambientais - CADIC (Ushuaia) e funcionários do Parque Nacional da Tierra del Fuego (Ushuaia).

SUMÁRIO

RESUMO	V
ABSTRACT	VI
INTRODUÇÃO GERAL	1
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	3
CAPÍTULO 1.....	4
SOILS AT THE SOUTHRNMOST ANDEAN MOUNTAIN: PEDOGENESIS OF A TOPOSEQUENCE FROM NOTHOFAGUS FOREST TO SUB ANTARCTIC TUNDRA AT TIERRA DEL FUEGO.	4
ABSTRACT	4
1. INTRODUCTION.....	5
2. MATERIAL AND METHODS	7
2.1 Regional setting, environment and studied sites	7
2.2 Soil sampling	10
2.3 Physical, chemical and mineralogical analyses	11
3. RESULTS	13
3.1 General Aspects.....	13
3.2 Soil morphology and physical properties	14
3.3 Chemical attributes and organic matter characterization.....	18
3.4 Mineralogical results	21
4. DISCUSSION	24
4.1 Pedogenesis, Soil Classification and Soil Landscape Relationship.....	24
4.2 Pedogenetic processes	27
5. CONCLUSIONS.....	31
6. REFERENCES	32
CAPÍTULO 2.....	37
REGIME TÉRMICO E HÍDRICO DE SOLOS DO MONTE MARTIAL, PATAGONIA MERIDIONAL (2011 A 2013).....	37
RESUMO.....	37
1. INTRODUÇÃO	38
2. MATERIAL E MÉTODOS	40
2.1 Sítios de monitoramento	40
2.2 Instalação, coleta e processamento dos dados	42
3. RESULTADOS.....	44
3.1 Sítio sob Floresta (NO).....	44
3.2 Sítio sob Tundra (TUA)	47
4. DISCUSSÃO.....	51
5. CONCLUSÕES.....	58
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
CAPÍTULO 3.....	72
EMISSIONS OF CO₂, CH₄ E N₂O EM TUNDRA E FLORESTA NOTHOFAGUS NO VALE MARTIAL – PATAGÔNIA ARGENTINA.	72
RESUMO	72
1. INTRODUÇÃO	73
2. MATERIAL E MÉTODOS	75
2.1 Localização e caracterização dos sítios de coleta	75
2.2 Experimento de coleta de gases GEE's (CO ₂ , CH ₄ e N ₂ O)	78

2.3 Experimento e coleta das emissões de CO ₂ do solo.....	79
2.4 Experimento e coleta das emissões de N ₂ O e CH ₄ do solo	80
2.5 Análises estatísticas	82
3. RESULTADOS	82
3.1 Variáveis ambientais	82
3.1.1. Temperatura e conteúdo de água no solo durante o experimento	82
3.1.2 Propriedades gerais dos solos	84
3.2 Emissões de CO ₂ do solo	86
3.3 Emissões de CH ₄ do solo	87
3.4 Emissões de N ₂ O do solo	88
4. DISCUSSÃO.....	90
4.1 Matéria orgânica e N mineral nos perfis de solo	90
4.2 Mineralização da matéria orgânica e emissões de CO ₂	91
4.3 Metanogênese e emissões de CH ₄	92
4.4 Nitrificação, desnitrificação e emissões de N ₂ O.....	94
5. CONCLUSÕES.....	97
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
CONCLUSÕES GERAIS	100

RESUMO

FIRME SÁ, Mariana Médice, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, agosto de 2014. **Pedogênese, dinâmica térmico-hídrica e emissões de gases de efeito estufa no Monte Martial, Ushuaia, Argentina.** Orientador: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer. Coorientador: Felipe Nogueira Bello Simas

Um estudo pioneiro sobre a pedogênese de uma topossequência no Monte Martial foi realizado, juntamente com o estudo da dinâmica térmico-hídrica, e das emissões de CO₂, N₂O e CH₄. Os solos do Monte Martial são jovens (Inceptisols e Entisols), pedregosos e o teor de matéria orgânica do solo é elevado, porém diminui com o aumento da altitude. Os solos apresentam semelhanças físico-químicas e mineralógicas em função da homogeneidade do material de origem sedimentar. As variações relacionadas à cobertura vegetal, à presença de material vulcânico de origem eólica (pequenos fragmentos de vidro vulcânico) e a altitude são em grande parte responsáveis pelos principais processos pedogenéticos aos quais estes solos são submetidos, tais como andosolização (solos florestais e sob Tundra), podzolização (solos florestais) e criogênese (em altitude), todos demonstrando baixo grau de desenvolvimento. Ademais, a alta latitude destes solos os confere temperaturas frias (regime isofrigido), onde o clima polar se instala em maior altitude (> 900 metros de altitude). Os solos florestais estão em ambiente mais quente, e a presença da cobertura vegetal densa funciona como 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. Na Tundra, os solos são mais frios, congelam superficialmente e apresentam longo período de condições isotérmicas. Ao mesmo tempo, os solos sob Tundra apresentam maior variação do conteúdo de água no solo, em função do degelo anual durante o verão. As emissões de gases de efeito estufa foram avaliadas em duas épocas e em 3 sítios de monitoramento, junto aos perfis, sendo um sob floresta e dois sob a Tundra. As emissões de CO₂ apresentaram alta correlação positiva com a temperatura ($r > 0,7$), nas duas épocas. A umidade não apresentou boa correlação com nenhum dos três gases mensurados. As emissões dos três gases foram baixas em ambas as épocas, e denotam a tendência de solos com baixo nível de emissões para todos os três gases mensurados (dreno). As emissões de CO₂ foram maiores em relação aos demais gases, se mantendo sempre positiva, ou seja, com fluxo positivo de emissões. O contexto dos três artigos apresentados neste trabalho perpassa aspectos fundamentais do meio físico e biótico com grande capacidade de resposta aos possíveis efeitos das mudanças climáticas globais nestes solos.

ABSTRACT

FIRME SÁ, Mariana Médice, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, August, 2014.
Pedogenesis, thermal-hydric dynamics and emissions of greenhouse gases at Mount Martial, Ushuaia, Argentina. Adviser: Carlos Ernesto Gonçalves R. Schaefer.
Co-adviser: Felipe Nogueira Simas Bello

A pioneering study on the pedogenesis with emphasis on the mineralogical characteristics of the soils of a toposequence on Mount Martial was held, along with the study of the thermal-hydraulic dynamics, and emissions of CO₂, N₂O and CH₄. The soils of Mount Martial are young (Inceptisols and Entisols), stony, and organic matter content is high, but decreases in altitude. The soils exhibit physicochemical and mineralogical similarities depending on the material homogeneity of sedimentary origin, except for variations related to vegetation cover, presence of volcanic material from wind turbines (small fragments of volcanic glass) and altitude, which are largely part responsible for the different pedogenic processes to which these soils are subjected, such as andosolization (under forest and tundra soils), podzolization (forest soils) and criogênese (in altitude), both showing low level of development. Moreover, these high latitude soils gives the cold temperatures (isofrigid regime), where the polar climate settles in altitude. Forested soils are warmer, and the presence of dense vegetation cover acts as a physical barrier against wind and snow, which inhibits the most intense thermal variations and seasonal soil freezing during the winter. In Tundra soils are colder, freeze superficially and have long isothermais conditions. At the same time, the Tundra soils have higher variation of water content in the soil, depending on the annual melt during the summer. Emissions of greenhouse gases were evaluated in two seasons and three monitoring sites, along with profiles, one under forest and two in the Tundra. CO₂ emissions showed high positive correlation with temperature ($r > 0.7$) in both seasons. The moisture did not show good correlation with any of the three measured gases. Emissions of the three gases were low in both sites, and denote the tendency of soils with low emissions for all three measured gases. CO₂ emissions were higher compared to other gases, remaining always positive, ie, with positive flow of emissions. The context of three articles presented here underlies fundamental aspects of the physical and biotic environment with great responsiveness to the possible effects of global climate change on these soils.

INTRODUÇÃO GERAL

Na Terra do Fogo são encontradas algumas das mais recentes áreas expostas a pedogênese da Cordilheira dos Andes (Tromboto, 2008). A diminuição das áreas cobertas pelo gelo têm se intensificado desde a última pequena idade do gelo (desde o século 17) com destaque especial para as últimas décadas (Strelin e Iturraspe, 2007).

De maneira geral, os estudos prévios indicam que, com exceção de poucos casos, a maioria das geleiras do continente sul-americano vem mostrando um recuo generalizado (Strelin e Iturraspe, 2007). De acordo com Strelin e Iturraspe (2007), apenas uma pequena porção da geleira Martial irá permanecer até o final do século. O provável aumento da temperatura e da exposição do solo causará alteração no equilíbrio da produção primária destes ambientes e nos processos relacionados ao congelamento sazonal do solo. Além disso, problemas socioambientais em decorrência da diminuição da vazão de água pela drenagem, visto que, muitas vezes, a água do degelo anual é uma das únicas fontes de água doce para a população local, como é o caso da cidade de Ushuaia, Terra do Fogo, Argentina.

De acordo com o IPCC (2007) os primeiros indícios de uma mudança climática e ambiental serão observados inicialmente onde as temperaturas médias do ar estão próximas a zero. Nestes locais o solo está sujeito a condições de congelamento e degelo dependendo de um equilíbrio térmico tênue e, por isso, mais sujeito as alterações causadas pelas mudanças climáticas e ambientais. Muitos questionamentos existem a respeito de como serão afetados os ambientes frios da Terra do Fogo em função do possível aumento temperatura média do ar, tanto na temperatura do solo ou cobertura de neve, como nas emissões de gases de efeito estufa destes ambientes e nos ciclos biogeoquímicos do C e N nestes solos, o que justifica estudos desta ordem.

A presente tese encontra-se estruturada em três capítulos que visam, respectivamente: i) estudar as características e a gênese dos solos numa topossequência no Monte Martial; ii) entender a dinâmica térmica e hídrica dos solos sob Floresta e Tundra; iii) avaliar a dinâmica do fluxo das emissões de NO₂, CH₄ e CO₂ frente às variações climáticas e temporais nos sítios sob Floresta de *Nothofagus* sp. e sob Tundra.

A área de estudo é propícia para os estudos citados acima, e representa uma referência de ambiente natural de clima frio pouco antropizado, permitindo obter valores de referência de gases de efeito estufa, assim como, comparar os fluxos de diferentes coberturas vegetais e com outras regiões da Criosfera. Ademais, a alta latitude possibilita o estudar a influência de fatores como a baixa temperatura e a cobertura de neve, nas emissões de gases de efeito estufa (GEE's).

A presente pesquisa representa uma ação do Projeto Terrantar, vinculado ao INCT da Criosfera, sendo um dos primeiros trabalhos realizados na região dos Andes. O projeto tem como objetivo aprofundar o conhecimento pedológico e sobre as mudanças climáticas e ambientais na paisagem e solos da Antártica e dos Andes, através de pesquisas sobre estes ambientes terrestres. Atualmente, o projeto estuda solos andinos em diferentes países (Argentina, Colômbia, Chile, Equador e Peru).

Na Criosfera do Ártico, os solos congelados (Permafrost) têm sido considerados potenciais fontes potenciais de GEE's, em função dos seus elevados teores de C orgânico (French, 2007). No Hemisfério sul, a grande maioria dos solos congelados é pobre em C orgânico (French, 2007). Por isso, ainda não é claro qual seria o impacto de possíveis aumentos de temperatura sobre o balanço de C e N do solo nos ecossistemas terrestres da Criosfera Andina e Antártica (Simas et al., 2007; Vieira et al., 2010). É possível que um aumento da temperatura global possa aumentar a produtividade

primária da vegetação e a incorporação de C atmosférico em tais solos, permitindo que se tornem áreas de depósito de gases de efeito estufa.

Dessa forma, o objetivo geral deste estudo visa entender de forma mais integrada os ambientes terrestres frios e periglaciais da Terra do Fogo e quais seriam os efeitos que as mudanças climáticas e ambientais globais poderão promover nos ambientes terrestres subantárticos da América do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- French, H., 2007. The Periglacial Environment. Wiley, Chichester, UK. 458 pp.
- IPCC. 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Summary for policymakers. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). p. 1-18. In S. Solomon et al. (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Simas FNB, Schaefer CEGR, Melo VF, Albuquerque-Filho MR, Michel RFM, Pereira VV, Gomes MRM, Costa LM (2007) Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma* 138, 191-203.
- Strelin, J. e Iturraspe, R. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental. *Global and planetary change*, v. 59. p.17-26. 2007.
- Trombotto, D., 2008, Geocryology of Southern South America, in Rabassa, J., ed., The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Volume 11: Developments in Quaternary Sciences: Amsterdam; Boston [Mass.]; Oxford, UK, Elsevier.
- Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A., and Boelhouwers, J.: Thermal state of permafrost and activelayer monitoring in the Antarctic: advances during the international Polar Year 2007–2009, *Permafrost Periglac.*, 21, 182–197, 2010.

CAPÍTULO 1

SOILS AT THE SOUTHRNMOST ANDEAN MOUNTAIN: A TOPOSEQUENCE FROM NOTHOFAGUS FOREST TO SUB ANTARCTIC TUNDRA AT TIERRA DEL FUEGO.

ABSTRACT

Located at the southern tip of the Fuegian Andes Cordilhera, the Martial glacier witnessed a rapid process of retreat in the last century. Up to now little is known about the development and genesis of soils of this region. A toposequence of six soils, ranging from 430-925 m a.s.l, was investigated, with emphasis on genesis, chemical and mineralogical properties. The highest, youngest soil is located just below the Martial Glacier Martial Sur sector, and the lowest soils occur on sloping moraines under *Nothofagus pumilio* forests. Based on chemical, physical and mineralogical characteristics, the soils were classified according to the Soil taxonomy, being keyed out as Inceptisols and Entisols. Soil parent material of the soil is basically moraines, in which the predominant lithic components dominated by metamorphic rocks, with allochthonous contributions of wind-blown materials (very small fragments of volcanic glass) observed by hand lens in all horizons, except the highest profile under Tundra. In *Nothofagus* Deciduous Forests at the lowest part of the toposequence, poorly developed Inceptisols occur with Folistic horizons, with mixed "andic" and "spodic" characters, but with a predominance of andosolization (Andic Dystricrypts). Under Tundra vegetation, Inceptisols are formed under hydromorphism and andosolization processes (Oxiaquic Dystricrepts and Typic Dystricrepts). On highland periglacial environments, soils without B horizon with strong evidence of cryoturbation and cryogenesis occur, without present-day permafrost down to 2 meters (Typic Cryorthents and Lithic Haploturbels). The mountain soils of Martial glacier generalize young, stony and rich in organic matter, with the exception of barely vegetated Tundra soils at higher altitudes. The forest soils are more acidic and have higher Al^{3+} activity. All soils are dystrophic, except for the highest profile of the local periglacial environment. The organic carbon amounts are higher in forest soils and decrease with altitude. Clay content is low and varies little along the topossequence, indicating an overall low chemical weathering. The clay mineralogy indicates predominance of primary minerals and high proportion of low crystalline Fe and Al minerals, bound to organic matter.

1. INTRODUCTION

In this region, at the southernmost region of the Fuegian Andes Cordilhera, the Martial glacier witnessed a rapid process of retreat in the last centuries (Strelin and Iturraspe, 2007), representing a suitable place for combined pedological and ecological studies of global warming effects. The Tierra del Fuego is the southernmost part of South America, encompassing a group of Islands separated by several channels and straits from continental Patagonia, and 1200 km from apart the Antarctica Peninsula. It presents a much colder temperature compared to the same latitude in the Northern hemisphere (Coronato et al., 2008). In this extreme part of the southern Andes, soils and vegetation vary according to altitudinal gradients, and sub-Antarctic climatic conditions prevail at the higher mountains.

The soil formation processes at Tierra del Fuego region are poorly known, and the few published works only report on general properties and the overall distribution of the main soils across the region (Frederiksen, 1988; Gutiérrez et al., 1991; Colmet-Daage, 1991; Nóvoa et al., 2007). Frederiksen (1988) made a pioneer study on the physiography of Tierra del Fuego, with special emphasis on soil – landscape relations. Del Vale (1998) states that soils from Tierra del Fuego are generally shallow and enriched with organic matter (OM) at the surface, with the following order of abundance: Cambisols (37.4%), Chernosols (28.4%), Spodosols (8.4%), Andisols (7.6%), Histosols (4.3%) and eutric Ultisols (2.3%). Mazzarino (1998) suggested that the deciduous Temperate *Nothofagus* sp. Forests from Tierra del Fuego are frequently associated with Spodosols, non-allophanic Andosols and dystic Cambisols. Frederiksen (1988) and Colmet-Daage (1991) also report the presence of spodic or/and andic features properties in most soils from Tierra del Fuego.

According to Shoji (1993), the term “Volcanic ash” soils is commonly used to designate soils developed from ash or similar volcanic materials, being classified as Andosols (WRB, 2006) or Andisols by the Soil Taxonomy (USDA – NRCS, 2014). The ash or tephra¹ also may be forming layers of volcanic ash in non-volcanic parent materials or ash-influenced soils (Shoji, 1993). In Tierra del Fuego, according to Heusser (1997), since the last glaciation (25000 to 14000 years B.P.), the regional volcanism has been matched by the combined movements of the three tectonic plates (Antarctica, Scotia and South America). Within this active tectonic setting, volcanic ash deposition was widespread, being dispersed and deposited by predominant W and NW winds at different altitudes. Three main volcanos have been identified as active sources, all located in Patagonia and on Gordon Island (González-Ferrán, 1995; Stern, 2007 and Corbera and Lara, 2008). Besides, in most cases, volcanic tephra is present as thin (< 10 cm) layers and, as such, have an influence on pedogenesis, but they do not form deposits thick enough to be considered as the dominant parent material.

Andisols may have andic or vitric properties, in which the later should have minimum amount of 5 % of vitreous volcanic materials in the fine earth. Soils with andic properties have low bulk density (< 0,90g /cm³) and high phosphate retention (>85 %), all associated with a high proportion of low crystalline Al-rich minerals. The andic properties can be divided into “allophanic”, when Al released from weathering is incorporated in alophane or imogolite, and “non-allophanic”, when Al is complexed by humic substances (Shoji and Fujiwara, 1985; Dalgren and Saigusa, 1994). Both types

¹ General term used for all solid volcanic ejecta, in which the finest fraction (ashes) may be transported and dispersed by the dominant winds over thousands of km from the source.

commonly occur with low crystalline Fe-oxides, such as ferridrite, as well as high amounts of organic carbon (Shoji, 1993).

In the present work, we carried out a detailed study of pedogenesis, chemistry and mineralogy of a typical highland toposequence of poorly known soils from the southernmost Andes, ranging from Tundra to Nothofagus Forest. The aims are to contribute to the knowledge about of this important transitional zone between the Antarctic polar climate and cold temperate climates of the southernmost S. American Andes Cordillera.

2. MATERIAL AND METHODS

2.1 Regional setting, environment and studied sites

The study was carried out at the Martial glacier valley ($54^{\circ}46' / 54^{\circ}48'S$; $68^{\circ}22' / 68^{\circ}25'W$), on Isla Grande (Tierra del Fuego), Argentina (Figure 1). The Cordon Martial and glaciers, part of the mountain ranges of Fuegian Andes (Darwin Cordillera), is located just north of Ushuaia city. Due to its proximity to the city of Ushuaia (≈ 5 km), it has been a field area for permanent monitoring studies (Strelin and Iturraspe, 2007). At the end of the summer season, melting from these glaciers provide the main runoff in the Martial River, and represents an important water resource for Ushuaia City (Plantas et al., 2002; Strelin and Iturraspe, 2007).

The Cordillera Oriental Fueguina is formed by strongly folded Cretaceous metamorphic rocks, forming an east-west aligned mountain range (Strelin and Iturraspe, 2007). The metamorphic rocks of Cordillera Fueguina are composed by black shales with quartz veins, interbedded marine turbidites and andesitic tuffs, known as Yaghan Formation (Olivero and Martinioni, 2001). Common minerals in these rocks are: chlorite, sericite, quartz, albite and epidote. In this region, the Andes is about 1,000

meters lower than the western portion of the Chilean Cordillera Fueguina. The lower altitude and drier climate result in a smaller glaciated area compared to Chilean Patagonia (Strelin and Iturraspe, 2007). According to general soil descriptions (Frederiksen, 1988), acid brown soils are the most common in this area.

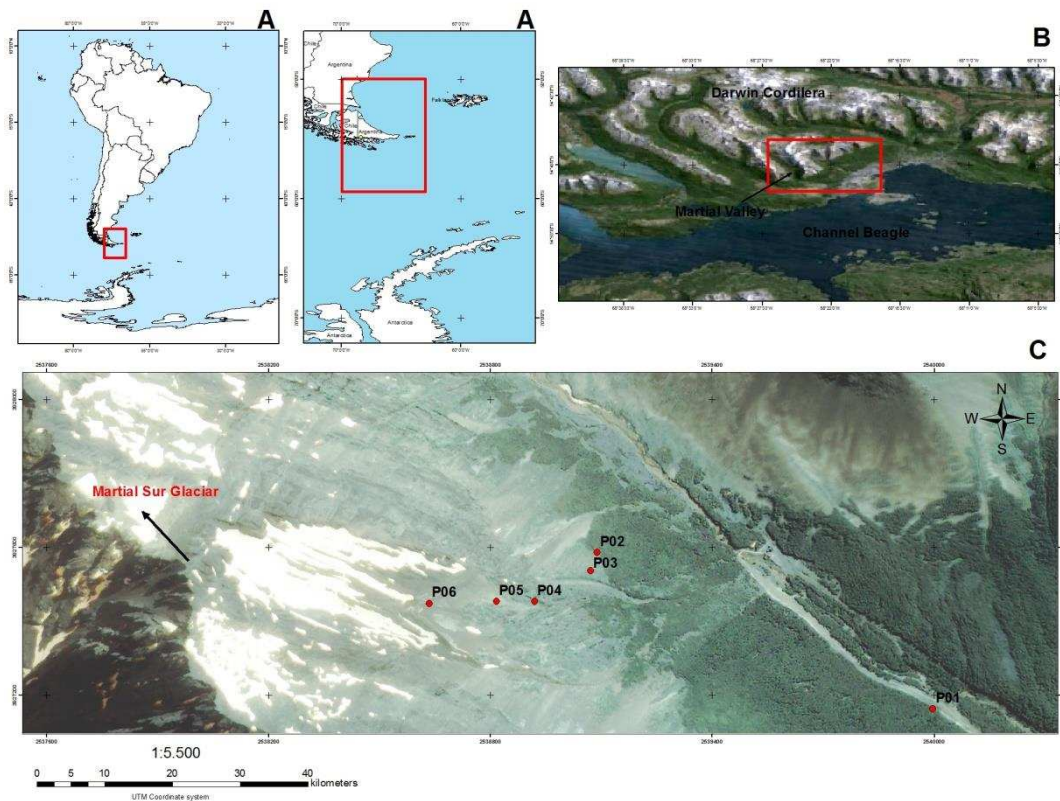


Figure 1. Localization of studied area: A) The situation of Tierra del Fuego in South America and Antarctica Peninsula; B) Martial Valley, in the Darwin Cordillera; C) Studied pedons in Martial Sur sector.

The climate is cold oceanic, with strong southwest winds in late spring and early summer (Tuhkanen, 1992). The climate fits the ET (Polar Tundra climate system) of Köppen. The average annual temperature in the city of Ushuaia is 5.5 °C, with an average of 1.6 °C in the coldest month (July) and 9.6 °C in the warmest month (January) (Puigdefábregas et al., 1988). At 600 meters a.s.l. the estimated average annual temperature is 2.5 °C, and at 900 meters, where a polar cold climate occurs

(Puigdefábregas et al., 1988). The annual precipitation at sea level is 500 mm, being evenly distributed throughout the year, with 40-50 days with snow (Puigdefábregas et al., 1988). The precipitation at the tree line (600 m a.s.l.) is two times higher than at sea level (Brancaleoni et al., 2003; Iturraspe, 2011), reaching 1000 mm/year.

From the geomorphological viewpoint, the surface of the Martial valley is strongly shaped by glacial action, related to periglacial processes such as the erosion, transport and deposition of sediments by glacier retreat and cryogenic weathering (Iturraspe, 2011). During the last glaciation, glacial activity was broader and intense, so that most ice-free areas today are composed of moraines, other glacial sediments or fluvio-glacial sediments (Pisano, 1975; Arroyo et al, 1995). According to Trombotto (2008), during the "ice ages", most Tierra del Fuego remained ice covered or frozen for long periods of time. Mercer (1976) mentions the most extensive glacial advance, known as "the largest Patagonian glaciation" aged approximately 1-1.2 million years, during which the ice cap covered the entire region of Tierra del Fuego, reaching the margins of the Atlantic Ocean.

In the Ushuaia region today, permafrost has been considered to occur at altitude greater than 800 meters a.s.l. (Corte, 1997; Iturraspe, 2011), or between 1000-1330 meters a.s.l. according to Trombotto (2008). The most important periglacial landforms for the Ushuaia region are (in order of decreasing altitude): Rockglaciers, gelifluction lobes, patterned ground, solifluction lobes and garlands (Trombotto, 2008). In the current climatic context, the processes involving freezing and thawing occur above 650 meters altitude in soils of Mount Martial.

Deciduous forest of *Nothofagus pumilio*, with patches of evergreen *Nothofagus betuloides* and poorly drained peatlands, are the main plant formations up to 500 m.a.s.l

(Strelin and Iturraspe, 2007). In the transition to high Andean Tundra vegetation, the *Nothofagus pumilio* is gradually replaced by *Nothofagus antarctica*, forming an abrupt contact line in the upper limit of the forest. In this transitional zone, trees show a rapid reduction in height, growing in a typical adaptation called "Krummholz" (Moore, 1975). Above the tree line, the Subantarctic Tundra is predominant, with a clear transition (Moore, 1975). According to Trombotta (2008) the Krummholz Forest indicates the beginning of the periglacial zone, with ice-related ground processes. In Tierra del Fuego, Tundra develops above 600-700 meters, where the average annual temperature is below 10 °C, and soil processes are affected by seasonal freezing surficial and thawing (Coronato et al., 2008). The Tundra vegetation is concentrated in places with favorable microclimate conditions such as sunlight, water and nutrients, in less wind-exposed faces, forming dense cushions on the soil surface (Brancaleoni, 2003); and composed of dwarfed plants, adapted to extreme conditions (seasonal snow and low temperature) and short growing seasons (Smith, 1984; Coronato et al., 2008). The main plant species in the Fueguina Tundra vary widely, but in our study area the most common species were: *Bolax gummifera*, *Empetrum rubrum*, *Azorella lycopodioides*, *Colobanthus subulatus* and *Muscovosus drapetes*, accompanied by grasses like *Festuca contracta*, and different species of lichens and mosses (Brancaleoni, 2003).

2.2 Soil sampling

Soil surveying and sampling were carried out in two campaigns (May 2010 and November 2011). Six soil profiles were collected along a topographic sequence across the Mount Martial, between the *Nothofagus* forest to the ice-free area just below the glacier margin of Martial Sur (Strelin and Iturraspe, 2007) or Circus A, as described by Planas et al. (2002) (Table 1). Soils were sampled at different altitudes, representing the typical pedological, vegetational and lithological variability of the area, as described by

Planas et al. (2002) and your own observation. Soil profiles were described and sampled according to the recommendations of Bockheim et al. (2006).

2.3 Physical, chemical and mineralogical analyses

All routine analytical chemical and physical determinations were obtained using standard procedures by EMBRAPA (2013) and SSSA (2014). Soil pH, exchangeable nutrients and texture were determined for <2 mm air-dried samples (EMBRAPA, 1997). Soil texture was determined by shaking at slow rotation (16 hours) with NaOH 0.1 mol L⁻¹ as a dispersant (Ruiz, 2005). The coarse and fine sand fractions were separated by sieving whereas, the clay fraction was determined by the pipette method, and the silt fraction obtained by difference (SSSA, 2014). Soil bulk density was obtained by the volumetric ring, collected in triplicates (EMBRAPA, 1997).

The potential acidity (H + Al) was determined by titration, after extraction with 0.5 mol l⁻¹ Ca (CH₃COO₂) at pH 7.0. Soil pH was determined in distilled water and KCl solution 1 mol L⁻¹ (ratio: 1:2.5) (EMBRAPA, 1997). The total organic matter (TOC) was quantified by furnaces (SSSA, 2014). The organic matter content was established by mass difference from the original sample dried in an oven. The carbon content was quantified in extracts from the fulvic acid, humic acid and humin fractions by Yoemans and Bremner (1988). The total nitrogen (TN) was determined by the Kjeldahl method (EMBRAPA, 1997).

The Ca⁺², Mg⁺² and Al⁺³ were extracted with KCl 1 mol.L⁻¹ solution (1:10). The K⁺, Na⁺ and P⁺ available were extracted with Mehlich 1 (0.05 M HCl + 0.0125 M H₂SO₄, 1:10) and determined by spectrophotometer (available P) and flame emission photometer (Na⁺ and K⁺) (EMBRAPA, 1997). Soil pH was determined in distilled water and 1 mol L⁻¹ KCl solution (1:2.5 ratio).

The pH in 1 mol L⁻¹ NaF was used to verify the occurrence of low crystallinity minerals as Perrott and Fields (1966). The remaining P (P-REM) was obtained after shaking a sample with 0.01 mol L⁻¹ CaCl₂, containing 60 mg L⁻¹ P (with 1:10 ratio), according to Alvarez and Fonseca (1990) and the remaining P in solution was determined according to Murphy and Riley (1962). The <2 mm fraction from all horizons was examined in a petrological microscope and hand lenses to verify the presence of volcanic glass (shards).

The minerals presents in air-dried samples (<2mm) were identified by X- ray diffraction. The clay fraction was obtained without the use of dispersant (Gee and Bauder, 1986) to avoid mineral alterations. The clay fraction was subjected to the following treatments: removal of free iron by the dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) method (Mehra and Jackson, 1960); saturation with 1 mol L⁻¹ MgCl and glycerol solvation; saturation with 1 mol L⁻¹ KCl, and heated at 350 ° C and 550 ° C for 3 hours.

The samples were analyzed using a PANalytical / X'Pert Pro diffractometer with Cokα radiation in the 4 to 45 ° 2Θ range, at intervals from 0.017° 2θ to 1 step s⁻¹, at a 40kV voltage and 30 mA current. The diffractograms were interpreted using Chen (1977) charts for mineral identification.

In the fine earth (< 2mm), the following chemical extractions were also performed: sodium pyrophosphate at pH 10 (Dahlgren, 1994); ammonium oxalate pH 3 (0,2 mol.L⁻¹) (McKeague and Day, 1966); and dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) (Mehra and Jackson, 1960). After all extractions, the amount of Fe, Al and Si were determined by atomic absorption spectroscopy.

3. RESULTS

3.1 General Aspects

The six soil profiles selected represent a typical toposequence of the Tierra del Fuego Mountain range, in which the midslope profiles under Deciduous *Nothofagus* forest (P1 and P2) change to Tundra vegetation (P3 and P4) upslope, ending up with barely vegetated soils under a periglacial environments (P5 and P6) (Table 1; Figures 2).

Table 1. General characteristics of studied soils – Martial Glacier

Soil	G. Coordinates ¹	Altitude ²	Soil class ³	Relief	Vegetation	Drainage ⁴	Slope	Glacier Retreat age in soil area ⁵
P1	54°47'49.9''S 68°22'38.4''W	460	Inceptisol	ond.	<i>Nothofagus pumilio</i> forest	wd	15°	5.000 – 6.000 B.P.
P2	54° 47'36.7'' S 68° 23'32.8''W	600	Inceptisol	mount.	<i>Nothofagus pumilio</i> and <i>N. antarctica</i> Forest	wd	45°	1300 -3200 B.P.
P3	54° 47'39.7'' S 68° 23'42.8''W	660	Inceptisol	mount.	<i>Bolax gummifera</i> and <i>Empetrum rubrum</i>	wd	40°	1300 -3200 B.P.
P4	54° 47'39.6'' S 68° 23'43.5''W	770	Inceptisol	mount.	<i>Bolax gummifera</i> and <i>Empetrum rubrum</i>	id	35°	340 – 1400 B.P.
P5	54°47'39.6'' S 68°23'47.5''W	830	Entisol	mount.	<i>Bolax gummifera</i> and <i>Empetrum rubrum</i> scattered, mosses, lichens and grasses	md	45°	1700 A.P.
P6	54°47'40.1''S 68°23'57.7''W	940	Entisol	mount.	Lichens and mosses in cushions	md	40°	1940-1945 A.P.

¹: Geographic Coordinates, Datum South American 69; ² Altitude in meters above sea level; ³ Orders by Soil Survey Staff (2014); ⁴: wd, id and md: well drained, imperfectly and moderately drained, respectively; Glacier retreat age of studied area by Iturraspe (2011).

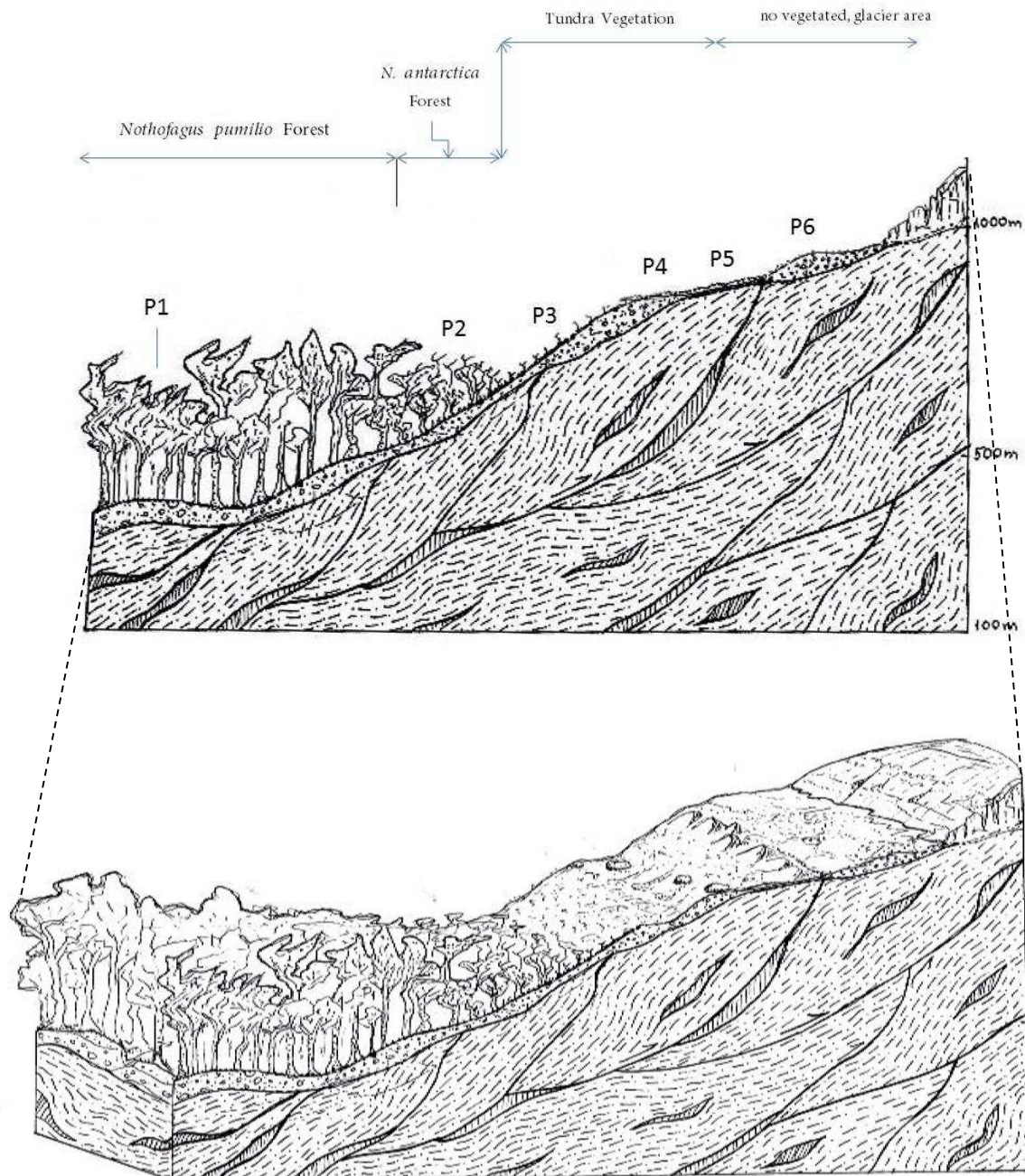


Figure 2. Block diagram showing the distribution of soil pedons and associated landscapes.

3.2 Soil morphology and physical properties

Soils are recent, and formed from sedimentary glacial deposits, both allochthonous and local (fluvial and eolian) materials. Soils are shallow to moderately deep, with a range of 45 – 60 cm to the top of the C horizon. With a thicker underlying moraine, soil P1 showed deeper C horizon (> 2 m), formed from Quaternary till deposits (lateral moraines). The C horizon depth is less than 100 meters in midslope, decreasing to very shallow close to the highest soil (P6).

Soils (P1 to P4) have different colors, from dark colors at the surface (10YR 2/1 and 10YR 2/2) to reddish-yellow (higher chroma) down to profile, except for periglacial soils (P5 and P6), with no color change throughout the profile (Table 2).

At the lowest position of the toposequence, soil P1 revealed the following sequence of horizons: Oi-Oe-Bi-Cr, under Deciduous Forest dominated by *Nothofagus pumilio* further up, soil P2 under Krummholz forest showed a sequence of Oi-Bi-BC-CR horizons. Soil P3, under Tundra vegetation, had the following sequence of horizons: A-Bi-BC-CR. The next soil under Tundra (P4) had a sequence of Oi-A-Bi-CR horizons. At the limit between Tundra and recently exposed ice-free area, under periglacial conditions, soil P5 showed a sequence of A-AC-C-R horizons, and at the highest position, soil P6 had a sequence with irregular, broken transitions between layers (C1-C2-C3), fragmented and cryoturbic features.

Forested soils (P1, P2 and P4) are characterized by significant surface layer of organic material (O, further subdivided into i or e) with average thickness of 13 cm. The surface A were not observed in forested soils (P1 and P2), and the Bi horizon directly underlies the folistic O horizon (P1), without evidence of development of the illuviation. In Tundra soils a moderately deep (> 15 cm) A horizon occurs (P3 and P4) with high OC; we observed the formation of either below a histic O horizon (P4) or an ochric horizon (P3). Highland soils (P5 and P6), are weakly developed, and only soil P5 had an A horizon below the shallow ochric surface horizon, whereas as soil P6 is skeletal, did not have A or Bi horizons.

All soils have high sand and silt contents (Table 2); and low clay content (Table 2). The sand is predominant in all soils, varying from 45 – 74% of the fine earth. The low degree of weathering of these mountain soils was evidenced by the low clay content and morphological attributes. Forested soils have slightly greater clay content (17-24%

clay), and P1 showed a silty-loam textural class (24% clay) (Table 2). Clay content decreased with altitude, and Tundra soils have sandy-loam textural class (12-21% clay); down to 2-12% clay in highland of the top landscape (P5 and P6). The silt/clay ratio was > 1 in all the profiles, and varied from 1 – 12, consistent with low weathering degree.

Soil structure was granular, weak to moderate in almost all horizons; consistency was friable when moist, and non-sticky to slightly sticky when wet, due to low clay content and low weathering degree (Table 2). The bulk density was low ($0.2 - 0.9 \text{ g/cm}^3$) at the surface, whereas in subsurface ranged $0.7 - 1.3 \text{ g/cm}^3$, increasing with altitude, accompanied by greater content of coarse materials, decreasing OC contents.

At the fine earth we could detect and identify small shards of volcanic fragments ($< 500 \text{ }\mu\text{m}$), indicating an aeolian input of volcanic ash (Smith et al., 1983), consistent with chemical analysis. Except for P6, all horizons (in surface and subsurface) have contribution of these vitreous volcanic shards in the fine earth, as observed by hand lenses and confirmed by using a petrological microscope (Figure 2).

Table 2. Some morphological and physical properties of the studied soils

Pedon	Depth	CS ¹	FS ²	Silt	Clay	Silt/Clay	B.d ³	Color	Structure ⁴
	(cm)	Dag/kg					(g/cm ³)	(moist)	
P1 - Andic Dystrocryepts									
Oi	20-15	nd	nd	nd	nd	nd	0.26	10YR 2/1	fib
Oe	15-0	nd	nd	nd	nd	nd	0.57	10YR 2/2	md, p, gr
Bi	0-45	19	5	52	24	2.16	0.73	10 YR 3/6	st, p, gr
Cr	45+	43	16	24	17	1.42	1.03	10 YR 4/6	ma
P2 - Typic Dystrocryepts									
Oi	0-8	nd	nd	nd	nd	nd	0.6	10YR 2/2	md, m, gr
Bi	8-35	45	12	23	20	1.15	0.9	10YR 2/1	w, p, gr
BC	35-60	48	14	20	18	1.11	1.1	10YR 3/4	md, p, gr to md, m, gr
CR	60-100+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P3 - Typic Dystrocryepts									
A	0-15	55	4	24	17	1.41	0.34	10YR 2/2	md, m, gr
Bi	15-40	56	8	19	17	1.11	0.88	10YR 2/2	w, p, gr to m, gr
BC	40-60	57	14	15	14	1.07	0.96	10YR 3/4	w, m, bl to m, p, gr
C	60-80	62	12	14	12	1.16	1.19	10YR 3/3	ma
R	80+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P4 - Oxiaquic Dystrocryepts									
Oi	30-18	nd	nd	nd	nd	nd	0.19	10YR 2/2	fib
A	18-0	50	7	23	20	1.15	0.23	10YR 2/2	w, p, gr e w, m, gr
Bi	0-30	34	11	35	20	1.75	0.99	10YR 3/4	w, m, bl to md, p, gr
BC	30-60	38	10	31	21	1.47	1.09	10YR 3/4	ma
C	60-80	44	14	23	19	1.21	1.21	10YR 3/3	ma
R	80+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P5 - Typic Cryorthents									
A	0-27/28	57	8	24	11	2.18	0.9	10YR 3/3	w, p, gr to w, m, gr
AC	27/28-45/47	55	8	25	12	2.08	1.2	10YR 3/3	w, p, gr
C	45/47-65	56	14	19	11	1.72	1.21	10YR 3/3	ma
R	65+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P6 -Lithic Haploturbels									
C1	0-18/20	42	15	33	10	3.3	nd	10YR 5/2	gs
C2	18/20-27/30	48	10	31	11	2.81	nd	10YR 5/2	gs
C3	27/30-40+	60	14	24	2	12	nd	10YR 5/2	gs

¹SC= Coarse Sand; ²FS= Fine Sand; ³Bulk density; ⁴Development: w = weak, md = moderate, st = strong. Size: p = small = medium. Type: ma = massive, gr = granular, bl = subangular blocky, sg = single grain, fib = fibric; nd = not determined.

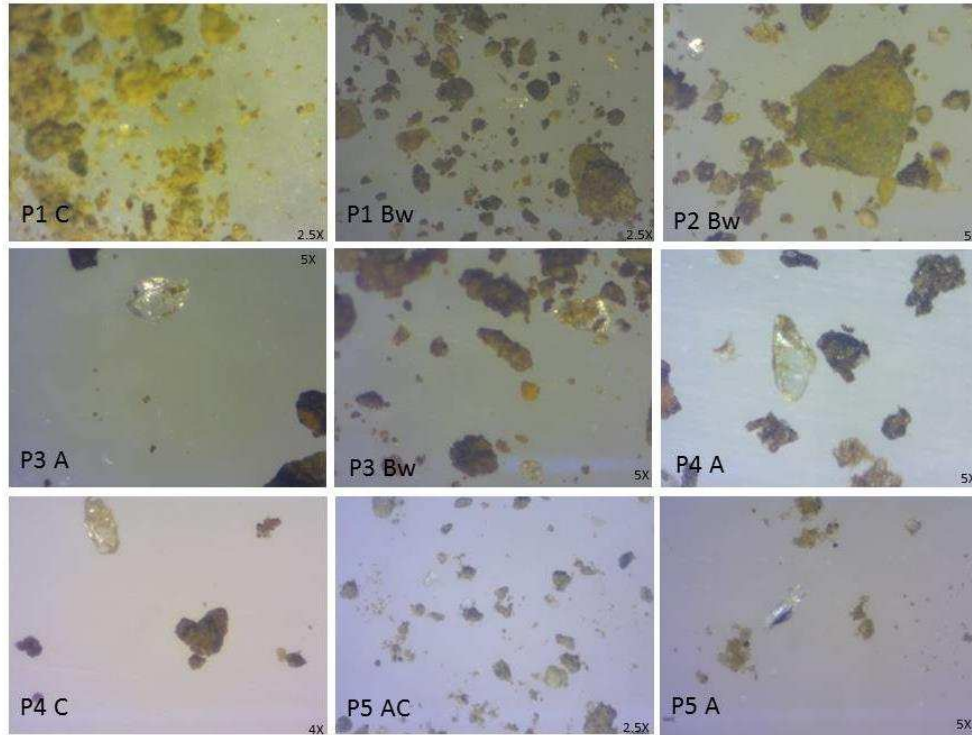


Figure 2. Selected pictures of volcanic glass particles in the fine earth of the five soils.

3.3 Chemical attributes and organic matter characterization

The total organic carbon (OC) in the soils varies much, from very low contents (0.7%) at the highest soil to very high contents (32%) in lower landscape positions. Overall, OC decreased in the following order: Nothofagus soils > Tundra > highland periglacial areas. Three different epipedons were observed (Folistic, Histic and Ochric) (Table 3).

In general, soils are acid, and the soil pH changed with altitude and depth. Forested soils (P1 and P2) are strongly acid, with Al saturation > 60% and exchangeable Al^{3+} amounts ranging from 3.4 – 3.9 $cmol_c.kg$ (Table 3). The soil pH range is 4.7 – 5.0 in the B horizons, indicating strong leaching. Tundra soils (P3 and P4) are moderately acid with lower base saturation (31-40% in Bi), and exchangeable Al^{3+} amounts between 1.7 – 1.9 $cmol_c.kg$. Hence, Tundra soils are generally less acid than soils under Nothofagus Forest. In the higher, periglacial environment (P5 and P6), soil pH is higher

than 5.6, and Al^{3+} decreases to 0 – 0.6 cmolc.kg. At the edge of the glacier (P6), Al^{3+} saturation is negligible.

Table 3: Chemical properties of the studied soils.

Pedon	Depth	pH	pH	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CEC	BS	m	rem-P	OM	TN	C/N	
	(cm)	H ₂ O	KCl	mg.dm ⁻³	cmol.dm ⁻³										/	mg/L	dag/kg		
P1 - Andic Dystricropepts																			
Oi	20-15	5.13	4.69	28.3	0.33	0.12	4.68	1.36	0.2	7.7	6.49	14.19	45.72	2.99	44.2	32.65	1.11	29	
Oe	15-0	4.99	4.1	17.3	0.5	0.19	8.04	2.47	0.4	16.3	11.2	27.5	40.73	3.45	36.1	22.12	0.65	34	
Bi	0-45	5.06	3.9	2.8	0.17	0.14	1.28	0.57	3.4	14.4	2.16	16.56	13.04	61.15	8.2	3.2	0.15	21	
C	45+	5.44	4.7	36.5	0.03	0.06	0.09	0.06	0.3	4.9	0.25	5.15	4.77	54.99	15.6	2.6	0.04	65	
P2 - Typic Dystricropepts																			
Oi	8-0	5.31	4.44	30	0.54	0.2	2.94	0.74	0.2	10.7	4.42	15.12	29.23	4.33	20.1	16.5	1.01	16	
Bi	0-27	4.79	3.9	4.9	0.11	0.08	0.21	0.17	3.9	16.7	0.57	17.27	3.32	87.18	12.5	6.96	0.26	27	
BC	27-55	5.45	4.33	8.2	0.06	0.13	1.53	0.4	1.4	13.7	2.11	15.81	13.37	39.84	7.8	3.48	0.2	17	
P3 - Typic Dystricropepts																			
A	0-15	5.16	3.88	5.7	0.14	0.11	3.09	1.06	2.5	16.8	4.4	21.2	20.76	36.23	12.3	7.58	0.23	33	
Bi	15-40	5.54	4.19	4.6	0.05	0.09	1.75	0.64	1.7	13.4	2.53	15.93	15.86	40.23	6	4.69	0.21	22	
BC	40-60	5.73	4.35	5.1	0.03	0.07	1.23	0.41	1.2	9.4	1.74	11.14	15.6	40.85	8.8	4.03	0.13	31	
C	60-80	6.12	4.61	8.6	0.05	0.09	0.83	0.27	0.3	2.8	1.23	4.03	30.57	19.57	29.5	1.29	0.05	26	
P4 - Oxisol Dystricropepts																			
Oi	12-0	4.81	3.91	7.8	0.22	0.06	4.46	0.29	0.29	5.5	5.03	10.53	47.78	5.45	42.9	30.4	0.97	31	
A	0-18	4.85	3.75	16.2	0.38	0.13	3.24	0.37	1.3	17.3	4.12	21.42	19.25	23.97	30.5	15.84	0.6	26	
Bi	18-30	5.6	4.03	11.4	0.11	0.12	3.46	0.5	1.9	10.7	4.19	14.89	28.13	31.2	14.2	3.69	0.2	18	
BC	30-60	5.81	4.46	13.7	0.06	0.11	2.44	0.21	0.6	9.6	2.82	12.42	22.73	17.52	8.2	3.5	0.2	18	
C	60-80	6.11	5.11	15.9	0.07	0.13	3.49	0.19	0	6.9	3.88	10.78	35.99	0	8.9	4.9	0.18	27	
P5 - Typic Cryorthents																			
A	0-27/28	7.5	6.75	18.7	0.08	0.1	0.57	0.02	0.59	5.3	0.78	6.08	12.79	43.15	13.1	1.46	0.07	21	
AC	27/28-45/47	7.94	6.94	13.1	0.08	0.09	0.98	0.05	0.49	5.5	1.21	6.71	18.01	28.85	11.9	1.6	0.08	20	
C	45/47-65	7.88	7.08	14.8	0.06	0.07	0.89	0.03	0.29	5.5	1.05	6.55	16.06	21.61	12.9	1.6	0.08	20	
P6 -Lithic Haploturbels																			
C1	0-18/20	5.67	4.36	155	0.17	0.37	3.78	0.08	0	0.8	4.4	5.2	84.62	0	28.5	0.65	0.05	13	
C2	18/20-27/30	6.15	4.49	119.5	0.18	0.28	4.04	0.05	0	0.6	4.55	5.15	88.35	0	26.5	0.54	0.03	18	
C3	27/30-40	6.19	4.65	142	0.12	0.18	4.05	0.02	0	0.3	4.37	4.67	93.57	0	29.1	0.36	0.01	36	

SB = sum of bases; CEC = Cation Exchangeable Capacity; BS = base saturation; m = Al saturation; Na = Na saturation; OM = total organic carbon; TN = Total nitrogen.

The exchangeable Ca^{2+} contents are greater than Mg^{2+} . Percent Bases Saturation is rather low in subsurface (Table 3). All soils, except P6, are dystrophic. Under Nothofagus forest (P1 and P2), biocycling of nutrients concentrates bases at the soil surface horizon, with depth, Al^{3+} saturation increased and bases sum decreased. Under Tundra (P3 and P4); the sum of bases is higher than forested soils at all depths. Conversely, Al^{3+} saturation is lower. Under highland periglacial conditions (P5 and P6) Al^{3+} saturation is none, with a very low weathering degree and Base Saturation percent > 80%. The CEC at pH 7 was highest for Tundra soils, followed by forested soils, and lowest in periglacial soils. Accordingly, the clay content decreased with altitude.

The value of rem-P values, that indicate the potencial P adsorption, were variable ($6 - 44 \text{ mg.L}^{-1}$), suggesting that other factor besides OM and clay content should be operating (Table 3). In the horizons examined in this study, the highest P-retention values are observed in P1 (Bi), P2 (BC), P3 (Bi and BC) and P4 (BC and C) and was accompanied by higher content of Al and Fe rather than Si, suggesting that P-retention in these soils is controlled by Al and Fe-humus complexes rather than allophanic minerals (Shoji and Fujiwara, 1984).

With reference to soil humic substances, the humic acid (HA) fraction was predominant in all soils, especially at the surface (Table 4). In Forested soils (P1 and P2), the fulvic acid fraction (FA) showed a small increase with depth, suggesting an incipient, weak process of podzolization and OM mobility. Besides this, we did not observe morphological features of podzolization process, and the low HA/FA ratio does not indicate a tendency for podzolization (Table 4).

Table 4: Humic substances fractioning of the soil organic matter (P1 – P6)

Pedon	HU	FA	HA	TOC	HA/FA	(HA/FA)/TOC	(HA+FA)/HU
P1 - Andic Dystrocryepts							
Oi	29.2	0.5	0.36	32.67	0.72	0.02	0.02
Oe	11.65	0.2	2.1	22.13	10.48	0.47	0.19
Bi	1.31	1.33	0.03	3.2	0.02	0.005	1.03
P2 - Typic Dystrocryepts							
O	10.35	0.93	1.27	16.5	1.37	0.08	0.21
Bi	2.32	0.79	0.35	6.97	0.44	0.06	0.49
BC	0.9	0.99	0.25	3.48	0.25	0.06	1.37
P3 - Typic Dystrocryepts							
A	2.7	1.21	0.69	7.57	0.57	0.07	0.70
Bi	1.53	1.08	0.6	4.69	0.55	0.11	1.09
BC	1.08	0.88	0.4	4.04	0.45	0.10	1.18
P4 - Oxisaquinic Dystrocryepts							
Oi	33.69	1	32.37	30.44	32.53	1.06	0.99
A	9.4	1.49	1.55	15.85	1.04	0.06	0.32
Bi	1.57	0.88	0.38	3.7	0.43	0.11	0.80
P5 - Typic Cryorthents							
A	0.73	0.71	0.1	2.46	0.14	0.05	1.10
AC	0.61	0.02	0.09	2.7	6.17	2.28	0.18
P6 - Lithic Haploturbels							
C1	0.37	0.25	0.41	0.65	1.66	2.55	1.78
C2	0.09	0.01	0.03	0.54	3	5.55	0.44

FA = fulvic acids; HA = humic acids; HU = humin; TOC = total organic carbon. Humification indexes = HA/FA, (HA/FA)/TOC and (HA+FA)/HU

3.4 Mineralogical results

The clay fraction mineralogy of selected horizons of pedons was analyzed by XRD and revealed a similar mineralogical composition (Table 5). Chlorite was detected (1.42; 0.70; 0.47 and 0.354 nm peaks) with little elimination of peaks after heating, except for the 1.42 nm peak. Illite is also present (1.00; 0.50; 0.33 nm peaks) with no changes following heating/solvation with ethylene glycol. Intense peaks of quartz were also detected (0.42; 0.33 nm). Eventually, soils with a lower degree of weathering may have quartz in the clay fraction under different climatic conditions (Jackson, 1968; Hochella and Banfield, 1995; Kampf et al., 2009), although this mineral is usually concentrated in the silt and sand fraction (Kampf et al., 2009) (Table 5).

Table 5. Semi-quantitative mineralogical data of the clay fraction of selected horizons (P1 – P6)

Pedon	Chlorite	Interest.	Illite-Mica	K-Feldspar	Plagioclase	Quartz	Goethite
P1 - Andic Dystrocryepts							
Bi	x	xxx	xxx	x	x	xx	xx
P2 - Typic Dystrocryepts							
Bi	x	xx	xxx	x	x	xx	xx
P3 - Typic Dystrocryepts							
Bi	x	x	xx	x	x	x	x
P4 - Oxisol Dystrocryepts							
Bi	xx	x	xx	xx	xx	x	x
P5 - Typic Cryorthents							
AC	xxx	x	xx	xxx	xxx	x	x
P6 -Lithic Haploturbels							
C1	xxx	x	xx	xxx	xxx	x	x

Semi-quantitative data. xxx > xx > x = Decreasing presence of the minerals;

Table 6. Selective Chemicals extractions in the P1-P6 soils

Pedon	Depth (cm)	pH NaF	Al _o	Fe _o	Si _o	Al _p	Fe _p	Si _p	Fe _d	Al _o +0,5Fe _o	(Al _o -Al _p)/Si _o	Fe _p /Fe _d	Fe _p /Fe _o	Al _p /Al _o	Ferrihydrite
P1 - Andic Dystrocryepts															
Oi	20-15	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Oe	0-15	7.37	5.1	13.2	0.52	4.3	9.1	1.2	17.3	1.17	1.53	0.52	0.68	0.84	6.97
Bi	15-45	9.9	11.5	26.4	0.64	11.0	23.0	1.8	31.3	2.47	0.78	0.73	0.87	0.95	5.78
C	45-60	11.15	12.8	3.1	2.42	4.0	1.0	1.7	9.9	1.43	3.63	0.10	0.32	0.31	3.57
P2 - Typic Dystrocryepts															
Oi	0-8	7.57	3.7	5.3	0.64	2.6	1.8	1.6	6.8	0.63	1.71	0.26	0.33	0.70	5.95
Bi	8-35	9.5	10.9	13.4	0.69	7.2	11.1	1.4	13.6	1.76	5.36	0.81	0.82	0.66	3.91
BC	35-60	11.05	15.9	13.5	0.29	12.4	7.6	1.5	19.6	2.26	1.20	0.38	0.56	0.77	10.03
P3 - Typic Dystrocryepts															
A	0-15	8.2	7.6	12.2	0.72	5.5	7.7	1.7	15.7	1.37	2.91	0.49	0.63	0.72	7.65
Bi	15-40	10.53	8.3	9.8	0.54	6.9	7.1	1.7	12.7	1.32	2.59	0.55	0.72	0.83	4.59
BC	40-60	10.65	8.1	7.3	0.65	5.9	6.1	1.6	12.4	1.17	3.38	0.49	0.83	0.72	2.04
C	60-80	9.51	3.9	4.9	0.73	1.4	3.9	1.7	8.6	0.63	3.42	0.45	0.79	0.35	1.7
P4 - Oxisol Dystrocryepts															
Oi	30-18	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
A	18-0	7.63	5.0	9.0	0.55	3.2	0.7	1.6	15.1	0.95	3.27	0.04	0.07	0.64	14.11
Bi	0-30	9.33	7.7	8.8	0.66	5.1	4.8	1.5	17.1	1.21	3.93	0.28	0.54	0.66	6.8
BC	30-60	10.76	12.8	12.3	0.77	9.5	4.3	1.3	18.5	1.89	4.28	0.23	0.34	0.74	13.6
C	60-80	11.08	22.8	13.6	1.64	9.7	7.4	1.5	16.9	2.96	7.98	0.43	0.54	0.42	10.54
P5 - Typic Cryorthents															
A	0-27/28	10.32	7.6	8.6	0.57	4.4	5.1	1.6	13.1	1.19	5.61	0.38	0.59	0.57	5.95
AC	27/28-45/47	10.6	13.7	10.1	0.76	7.1	2.8	1.5	13.0	1.87	8.68	0.21	0.27	0.51	12.41
C	45/47-65	11.00	8.9	9.4	0.53	5.6	4.1	1.5	13.5	1.36	6.22	0.30	0.43	0.62	9.01
P6 -Lithic Haploturbels															
C1	0-18/20	8.94	3.1	6.3	1.11	0.3	3.8	1.5	12.1	0.625	2.52	0.31	0.60	0.09	4.25
C2	18/20-27/30	8.92	2.3	4.1	0.71	0.3	0.2	1.7	12.0	0.435	2.81	0.01	0.04	0.13	6.63
C3	27/30-40	8.9	1.9	3.3	0.7	0.1	0.1	1.2	10.0	0.355	2.57	0.01	0.03	0.05	5.44

^O: Mckeague e Day, 1966; ^P: Dahlgren, 1994; ^D: Mehra e Jackson, 1960.

An interstratified mineral (possibly chlorite/Illite) was also identified by the 1.2 nm peak, with no changes following heating/solvation with ethylene glycol. The different positions in the feldspar peaks (0.42 – 0.40, 0.36 – 0.37, 0.31 – 0.32 nm peaks) suggest that plagioclases and K-feldspars are both present in the clay fraction, as primary minerals.

With reference to Fe-oxides only goethite could be positively identified (0.41, 0.26, 0.22 nm), corroborating the yellowish colors (10 YR) of these soils, even at the highest landscape position. The amount of ferrihydrite, based on the relation $1.7 \times (\text{Feo-Fep})\%$ was increased in Tundra soils, and decreased in periglacial soils. Probably, the soil condition under Tundra was more favorable to ferrihydrite by the water saturated condition.

The content of Fe extracted by dithionite-citrate was low and varied from 6.8 to 31.3 g.kg⁻¹ (Table 6). The highest values were in forested soils (oldest soils), especially in Bi (P1) and BC horizon (P2). Whereas, the lowest value was observed in the Oi horizon (P2). Although similar in almost, Fe-DCB contents decreased with altitude. In forested soils, both Fe-oxalate (Feo) and Fe-Na-pyrophosphate (Fep) showed greater concentrations than Fe-DCB, despite the decreasing order $\text{Fed} > \text{Feo} > \text{Fep}$. In forested soils, the Feo/Fep and Alo/Alp ratios were higher than > 0.5 , indicating that much of the active Al and Fe is complexed with humus (Ping et al., 1988). The decreasing amounts of Fe-OM and Al-OM with increasing altitude were expected, since OC decreased in Tundra and periglacial soils, at the highest positions. The Tundra soils had a little less extractable Fe forms, and exhibited a similar decreasing order compared with that observed for forested soils ($\text{Fed} > \text{Feo} > \text{Fep}$). The periglacial soil had lower values for all extractable Fe forms, and both Fe-oxalate (Feo) and Fe-Na-pyrophosphate (Fep) had lower concentrations than Fe-DCB (Fed).

The amount of Fe extracted was slightly higher than Al, with very low Si amounts, which is consistent with previous analyses of similar soils in this region (Nóvoa et al., 2007; Onto-Dalmage, 1991). Al^{3+} extracted by oxalate was low and ranged from 1.9 to 22.8 g.kg^{-1} . The C horizon (P4) exhibited the greatest value, with $\text{Al}_o \gg \text{Al}_p$ ratio (Table 6). Al_p amounts was also low, and varied between 0.1 to 12.4 g.kg^{-1} , with a maximum concentration in the BC horizon (P2), that showed $\text{Al}_o > \text{Al}_p$. For both, the lowest values were detected in the periglacial environment, especially in P6.

The amount of Si_o in all soils was low (less than 3 g.Kg^{-1}), so that the Al_o/Si_o ratio is high, suggesting little contribution of poorly crystalline aluminosilicates, such as allophane or imogolite (Table 6). The highest values were observed in Bi horizon (P1) and C horizon (P4). For Si_p the values were very similar in all soils, and ranged from 1.2 to 1.8 g.kg^{-1} .

The values of pH NaF ranged from 7.3 to 11, but most soils had values above 9.4 (Table 6). Values above 9.4 can be a suitable field test to indicate the presence of allophane and imogolite. However, pH NaF is not specific for allophanic minerals; and can also exhibit high values with greater Al complexed by OM

4. DISCUSSION

4.1 Pedogenesis, Soil Classification and Soil Landscape Relationship

According to the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014), the studied soils were classified as Inceptisols and Entisols. Based on basal temperature monitoring of soil sites (P2 and P4), all soils have mean annual temperature below 8 °C, implying a cryic soil regime. However, based on own field observation and thermal monitoring, no

permafrost can be found down to 200 cm depth, excluding the Gelisols/Cryosols classification.

Soil P1 was classified as Andic Dystrocrepts, having histic horizons (Oi e Oe), down to 35 cm, with > 20% SOC, which is not sufficient for keying out as Histosol. These organic-rich horizons overlie a mineral Bi, having andic properties (5 percent of volcanic glasses, SOC < 25% in weight basis, soil bulk density < 0,90 g/cm³, phosphate retention of 85% and Al_{ox}/Fe_{ox} ratio ≥ 2). The depth of Bi represents more than 60% of this epipedon.

Hence, soil P1 would key out as Andic, with andic properties on the limit, suggesting that this soils is subjected to andosolization more than podzolization. The high amounts of amorphous Fe/Al minerals in the Bi, in special those associated with organic matter, were interpreted as in situ products of weathering of volcanic glass, allowing the formation of Fe/Al organometallic composts, typical of “non allophanic” Andosols (Aluandic), where low Si contents, normally occur.

The P2 was classified as Typic Dystrocrept, having a shallow O horizon due to the slope instability that is not favorable for OC accumulation. In this aspect, Frangi et al. (2005) remark that the OM quantity under *N. pumilio* forest is different from Krummholz Forest. In the latter, the C/N ratio is lower and more susceptible of microbial decomposition, resulting in lower values of OC in this soil. Both have accumulation of amorphous Fe and Al minerals, which may associated either with podzolization or andosolization.

However, differently than P1, soil P2 does not meet all criteria needed for Andic properties in the Bi or BC. This suggests a rather incipient process of andosolization.

On the other hand, low HA/FA ratio observed in both soils (P1 and P2) with depth, does not suggest the podzolization process, either.

Soil P3 was classified as Typic Dystrocrept, although color and OC values and Base Saturation Percent, indicated an Ochric epipedon. Soil P3 differs from P2 mainly by lower exchangeable Al^{3+} in the Bi horizon, and probably less advance pedogenesis. The low-crystalline forms of Al increased down to the BC horizon, but are not accompanied by similar increases in the fulvic and humic acid fractions. Possibly, volcanic materials accumulated as ash-fall, in the mineral horizons (Bi and BC), were not sufficiently altered to exhibit typical andic properties.

Soil P4 was classified as Oxyaquic Dystrocrept, having a fibric Oi horizon derived from Tundra vegetation, with high TOC content (>30%), but not deep enough to be a histic epipedon. These soils are more susceptible to chemical weathering and erosion, following snow melting in the summer. The vegetation growth, however, can help protect the soil from erosion at higher landscape position. Accumulation of poorly-crystalline Fe and Al compounds was observed in the BC and C horizons, especially when saturated with water on summer melting season.

Soil P5 was classified as Typic Cryorthent, having a deep Ochric epipedon (>1.5% OC), overlying a mineral horizon without structural development, typical of an Entisol. More than 35% of the total soil volume is formed by rock fragments, and the slope is above 25% declivity. All soil horizons have a predominance of oxalate extractable Al and Fe compounds, compared with pyrophosphate – Al/Fe extractable forms.

Soil P6 is a Lithic Haploturbels. In these soils, OC values are very low, and the vegetation is poorly developed due to very recent glacier retreat zone. Only a few

lichens and mosses species. No horizons were identified, and all layers boundaries are irregular, typical of periglacial soils. The skeletal nature is dominant and coarse material (> 2mm) form the majority of soil material. The amount of Fe and Al extrable was the lowest, for all forms, such as OC, AF and AH fractions. This very recent soil is the only eutrophic of all toposequence, in contrast with the widespread acidification, leaching and dystrophy of the lower soils, downslope. However, there are evidences of cryogenic weathering at this landscape position.

4.2 Pedogenetic processes

The studied area lies in the Southern Circumpolar soil region (48° - 87° S), encompassing the southern tip of South America, Subantarctic Island and Peninsular Antarctica (Bockheim and Ugolini, 1990). At this latitude (54° S), Organic matter accumulation, podzolization, acidification and hydromorphism are marked processes. In addition, Frederich (1988) remarks that andosolization is also present in Tierra del Fuego, due to volcanic ash inputs in these soils.

The forested soils of high latitude are generally subjected to frost and thawing and freezing cycles at the soil surface, in the absence of permafrost. This may lead to mechanical rock fracturing and formation of scree slopes (Birse, 1976). Soils are normally richer in silt/sand fractions and coarser fragments, compared with other highland tropical soils, since physical weathering prevails at Tierra del Fuego, with limited chemical/mineralogical alteration (Costin et al, 1952). In contrast, clay formation is much faster at lower latitudes and warmer climates; hence, the studied soils have low clay content, compared to those from the South Shetlands in Antarctica (Simas et al., 2006).

The accumulation of OM in Tierra del Fuego soils resembles the high altitude Forested soils of the Brazilian highlands, where a combination of high exchangeable Al^{3+} , low nutrients status, brownish colors and high OM are typical traits (Benites, 1998; Dias et al., 2003; Simas et al., 2004), being often associated with podzolization (Schaefer et al., 2002). However, besides the greater mean annual temperature in the highland tropics, time is an important factor for soil formation, since the Tierra del Fuego soil are much more recently exposed, following the overriding last glaciation (14000 – 10000 y.b.p – Iturraspe, 2001). With longer time of exposition and plant colonization, pH and Bases Saturation Percent decrease, whichever the climate (Bockheim, 1980).

The high amounts of OM indicates favorable pedoenviromental conditions for carbon accumulation, except for P5 and P6, where exposure is too recent and vegetation cover too sparse, or negligible. Despite this, according to Dobremez (1979), in the two extremes of altitude, the organic matter is reduced: in the top mountain, because primary production of soil carbon is very low, with low supply of organic carbon; in the lowland areas, because the microbial turnover of OM is fast, decreasing its accumulation, by rapid turnover. Areas of intermediary altitudes, as in the present case of Nothofagus Forest, are favorable to OM accumulation, since biological productivity is relatively high, with low microbial decomposition due to low temperatures (Legos, 1992).

Following OM accumulation, two pathways can lead to podzolization: (1) unsaturated fulvic acids in the topsoil, actively dissolve Fe/Al from primary minerals, forming Metal-OM complexes that may, eventually, precipitate down the profile (Buurman, 1987); (2) a second theory states that low molecular weight organic acids are carriers of Fe/Al to the subsurface, leading to Fe/Al precipitation following the microbial breakdown of these complexes (Lundström et al., 1995).

In Tierra del Fuego, soils at between (600-1000 m.a.s.l) have pedogenetic processes comparable to highland tropical soils of Brazil (at altitudes > 2000 m.a.s.l). According to Romanya et al., (2005) podzolization is a common process in *Nothofagus* spp. dominated forest soils of Tierra del Fuego. Low temperatures induce OM accumulation, forming Folistic horizons overlying Bi (P1 and P2). With low pH and high Al^{3+} activity, microbial decomposition is hampered, leading to OM accumulation (Allué et al., 1960; Contreras, 1975; Gutiérrez et al., 1993). It is noticeable that the lowest soils under *Nothofagus betuloides* forest is the most acid and strongly leached, with a greater degree of podzolization, consistent with Etchevere and Maczinski (1963).

The role of OM in podzolization is a classic example of OM importance in soil formation (Buol, 1980; Van Breman and Buurman, 1998). The low nutrient availability, notably in N and P, decreases either decomposition, with is rich in poorly decomposable phenolic compounds and tannin. These compounds lead to complexation of metal as percolating OM moves down, forming Bh or Bhs horizons with accumulation of low-crystalline forms (Gomes et al., 1998; Lundstrom et al., 2000). In this respect, Benites et al., (2001) remarks the importance of soluble humic substances (like fulvic acids) for cheluviation and metals transport in Spodosols (Podzols).

The secondary process of hydromorphism is also associated with podzolization, under redoximorphic actions in ill-drained Spodosols in Amazonic (e.g. Andreade et al., 1997; Dubrovencq and Volkoff, 1998) or in high mountain (Schaefer et al., 2002; Benites et al., 1999). The main criteria for recognizing an spodic horizon are: water pH <5,9; OM $\geq 0,6\%$ and a $Al_{ox}+0,5Fe_d$ ratio $\geq 0,5$, and at least twice as much as the overlying illuvial horizon. The most important morphological feature of Spodosol, is these presence of OM associated with Al, with or without Fe, in the spodic horizon

(Buurman, 1983). Despite this, podzolized soils without a typical elluvial horizon (E horizon) have been described in high mountain in Brazil (e.g. Simas et al., 2005), and elsewhere (Zanelli et al., 2006). In the WRB, when an E horizon is present, soils are classified as Podzols, whereas when absent, soil are called Entic Podzols.

Another important pedogenetic process associated with volcanic region is andosolization (Legros, 1992), most frequently in high mountain. In some cases, the volcanic –ash layer can be easily distinguished by deep accumulations, but in most cases the ash particles are comminuted distributed in the soil matrix so that a hand lenses should be used.

According to the WRB (1998), the Spodic horizons have one or more of the proprieties quoted below: (1) pH dependent CEC ($> 8 \text{ cmolc.kg}$), less than 50% base saturation; high P adsorption capacity, alkaline reaction under NaF ($\text{pH NaF} > 10.3$). These properties may be also related to “Andic properties” so that some confusion may emerge from intergrade soils, such as P1 and P2.

However, andic properties usually do not apply to spodic horizons, since organometallic compounds are highly stable in soil layers where andic properties occur (Shoji, 1983). Podzolization, conversely, is a soil process greatly conditioned by vegetation, having its origin in highly mobile organic acids (fulvic acids) produced in the surface O or A horizon, followed migration downwards to the spodic B. On the other hand, Andosols B horizons require an in situ formation of low-crystalline minerals, with negligible translocation from horizons, downwards. Even though, one may find the coexistence of spodic and andic properties in a single horizon/layers, since the two pathways can occur simultaneously. This result in typical low bulk density (Table 2), suggesting an intergrade soil.

In P1 and P2 we observed high amounts of SOM in the Bi horizon accompanied by high pyrophosphate extractable Fe/Al, and low density, all suggesting the so-called non-allophanic Andosols (sensu Shoji, 1993). The description of such non allophanic Andosols (Mizota, Shoji) are in close agreement with our results, such as high Al^{3+} activity, 2:1 and chlorite minerals and Fe/Al rich Humic compounds, besides Ferrihydrite and amorphous Silica (not determined).

Regarding OM, there is a trend of decreasing amounts towards the higher positions, closely matched by clay contents. This suggest a reducing weathering degree with greater altitude, cooler climates and less biological activity, ending up with a sparse vegetation cover of Subantarctic Tundra (Campbell and Claridge, 1992).

In Highland, non-Forested soils (P3-P6), pedogenetic processes are dominated by cryoturbation and hydromorphism. Under Tundra, podzolization is much reduced. In this regard, Schaeltg and Anderson (2005) state that Forest vegetation is a key factor for triggering podzolization, by supplying the organic compounds required for this process. The upland Tundra soils (P5 and P6) are the youngest, also, for having become exposed only recently after glacier retreat, so that there was little time for soil formation (only decades or a few centuries).

5. CONCLUSIONS

- The high mountain soils of the Martial Valley are young and pedogenesis is less intense with altitude, towards the glacier edge.
- Soils are generally acidic with high Al^{3+} saturation, decreasing with altitude. Barely vegetated soils close to the retreating glacier is the only presenting eutrophic character, whereas, all other soils, notably those under Nothofagus Forest, are dystic and very acid.

- The amount of clay is low and little variable along the toposequence, indicating an overall very low weathering degree. The amount of silt and sand is associated with physical breakdown of particles.
- The OM decreased with increasing altitude, with low amounts in upslope soils, and higher organic matter accumulation under forest.
- Soils under *Nothofagus* forest have a combination of andic properties with a weak, subdued podzolization process. Tundra soils have cryogenic and hydromorphic properties, subjected to periglacial phenomena unrelated to permafrost occurrence, today.
- The cold and wet climates of the southernmost Andes Mountain inhibit the precipitation of crystalline forms of Fe and Al, maintaining the stability of poorly crystalline phases, associated or not with organic compounds. Fe/Al humic complexes are more stable downslope.

6. REFERENCES

- Anjos, L.H.C.; Pereira, M.G. and Fontana, A. Matéria orgânica e pedogênese. In: Santos, G.A.; Silva, G.A.; Canellas, L.P. and Camargo, F.A.O., eds. Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais and subtropicais. 2.ed. Porto Alegre, Metrópole, 2008. p.65-86.
- Allué, C, Arranz, J. A., Bava, J. O., Beneitez, J. M., Collado L., García-López, J. M. 1987. Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Patagonia, Argentina).
- Arroyo, M. T. K.; Donoso, C.; Murúa, R.; Pisano, E.; Schlatter, J.; Serey, Y. Hacia un proyecto forestal ecológicamente sustentable: Conceptos, análisis y recomendaciones. Informe evacuado por la Comisión Científica Independiente del Proyecto Río Condor a Bayside, Ltd. 1995.
- Alvarez V., V.H. and Fonseca, D.M. Definição de doses de fósforo para a determinação da capacidade máxima de adsorção de fosfato e para ensaios de casa de vegetação. R. Bras. Ci. Solo, 14:49-55, 1990.
- Alvarez V., V.H.; Novais, R.F.; Dias, L.E. and Oliveira, J.A. 2000. Determinação e uso do fósforo remanescente. B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo, 25:27-32.
- Brancaleoni, L., Strelin, J., Gerdol, R., 2003. Relationships between geomorphology and vegetation patterns in subantartic Andean tundra of Tierra del Fuego. Polar Biol. 26, 404–410.

- Barrera, M., Frangi, J., Richter, L., Perdomo, M., Pinedo, L. 2000. Structural and functional changes in *Nothofagus pumilio* forest along an altitudinal gradient in Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of Vegetation Science* 11: 179-188.
- Birse, E.L and Robertson, L.S. Plant communities and soils of the lowland and southern uplands regions of Scotland. MLURI Monograph 1976.
- Bockheim, I., Ugolini, F., 1990. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the southern circumpolar region. *Quat. Res.* 34, 47–66.
- Bockheim J G, Mazhitova G, Kimble J M, Tarnocai C. 2006. Controversies on the genesis and classification of permafrost-affected soils. *Geoderma* 137: 33-39 .
- Colmet-Daage, F., J. Irisarri, M. Lanciotti. 1991. Los suelos ácidos con Al activo y montmorillonita, illita, vermiculita e interestratificados de Tierra del Fuego, Argentina y Chile, 184pp. INTA-ORSTOM. Publicación de la Universidad Nacional de Comahue.
- Corte, A. 1997. Geocriología. El Frio en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, Mendoza, 398 pp.
- Coronato, A.; Coronato, F.; Mazzoni, E.; Vázquez, M. The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. *Developments in Quaternary Sciences*. Ushuaia (Argentina): Elsevier, 2008, vol. 11, p. 13-55.
- Dahlgren, R.A. 1994. Quantification of allophane and imogolite. Pp. 430-448 in: *Quantitative Methods in Soil Mineralogy* (J.E. Amonette and L.W. Zelazny, editors). Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Del Valle, H. 1998. Patagonian soils: a regional synthesis. *Ecología Austral*, 8 p103-123.
- Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. 1997. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 212p.
- Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. 2013. Centro Nacional de Pesquisa do Solo. Sistema brasileiro de classificação de solos. 3.ed. Rio de Janeiro, Embrapa Solos. 306p.
- Eswaran, H., Van Den Berg, E., Reich, P., 1993. Organic carbon in soils of the World. *Soil Science Society of America Journal* 57, 192–194.
- Etcheverre P.H., Maczynski C.R.O. 1963. Los Suelos de Tierra del Fuego, INTA, Buenos Aires, , 25 p.
- Fields, M., Perrot, K. W. 1966. The nature of allophane in soils. III. Gypsum effects on growth and subsoil chemical properties. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*. v. 2. pp 623-629.
- Frangi, J.L., Barrera, M.D., Richter, L. 1995 Estructura de la biomasa y dinámica de la materia seca en bosque de *Nothofagus pumilio* en distintas fases de desarrollo y sobre un gradiente altitudinal en Tierra del Fuego. En: IV Jornadas Forestales Patagónicas. San Martín de los Andes, Neuquén, Argentina, Tomo III, p 747-748.
- Frederiksen, P., Soils of Tierra del Fuego: a satellite-based land survey approach. 1988. *Folia Geographica Danica*, vol. XVIII. p. 150.

- Gamboa, M.A.; Galicia, L. Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic soil profiles in highland temperate forests. *Geoderma* 170 (2012) 390–402.
- Gee, G.W. and Bauder, J.W. 1986. Particle size analysis. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, p.383-411.
- Goryachkin, S. V., Blume, H. P., Beyer, L., Campbell, I., Claridge, G., Bockheim, J., Karavaeva, G. N. A., Targulian, V., Tarnocai, C. 2004. Similarities and Differences in Arctic and Antarctic Soil Zones. In: Kimble, J.M. (Ed.). *Cryosols: Permafrost-Affected Soils*. Berlin: Springer-Verlag, p. 49-70.
- González-Ferrán, O. 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 635 pp.
- Gutiérrez E., Vallejo V.R., Romaña J., Fons J.,. The subantarctic *Nothofagus* forests of Tierra del Fuego: distribution, structure and production.1991 *Oecologia Aquatica* 10, 351-366.
- Haugland J E. 2006. Short-term periglacial processes, vegetation succession, and soil development within sorted patterned ground: Jotunheimen, Norway, Arctic, Antarctic, and alpine research, 38, 82.
- Heusser, C.J. 1993. Late quaternary forest-steppe contact zone, isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic south America. *Quaternary Science Reviews* Vol. 12, pp. 169-177.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resources Reports*, 103. FAO, Rome.
- Iturraspe, R., Urciuolo, A. B. 2011. *Glaciares de Tierra del Fuego*. 1ª. Ed. Buenos Aires. 184 P.
- Kämpf, N.; Curi, N. and Marques, J.J. 2009. Esmeclita, Vermiculita, minerais com hidróxido 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.
- Lee, J. H., Peacor, D. R., Lewis, D. D., Wintsch, R. P. 1984. Chlorite-illite/muscovite interlayered and interstratified crystals: A TEM/STEM study. *Contributions Mineralogy Petrology* 88:372-385
- McKeague, J.A. and Day, J.H. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.*, 46:13-22, 1966.
- McKeague, J. A., Brydon, J. E. Miles, N. M. 1971. Differentiation of forms of extractable Fe and Al in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. proc.*35: 33-38.
- Mazzarino, M., Bertiller, M., Schlichter, T., Gobbi, M. 1998. Nutrient cycling in Patagonian ecosystems. *Ecol. Austral* 8, p167 – 181.
- Mercer, J.H.. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6, 125-166. (1976)
- Mehra, O.P. and Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from clays by dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.*, 7:317-327.

- Mokma, D.L., Buurman, P. 1982. Podzols and podzolization in temperate regions. In: Monograph - International Soil Museum (Netherlands), no. 1 / International Soil Museum, Wageningen, 126 p.
- Moore, D. M. 1983. Flora of Tierra del Fuego. Anthony Nelson, England, and Missouri Botanical Garden, USA.
- Murphy, J., and J.P. Riley. 1962. A modified single solution method for determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta.* 27:31-36.
- Novais, R.F.; Smyth, T.J. 1999. Fósforo em solo e planta em condições tropicais. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 399p.
- Nóvoa-Muñoz, J. C., Pontevedra-Pombal, X., Moretto, A., Peña, S., Escobar, J., Martínez-Cortizas, A.; García-Rodeja, G. E. Procesos edafogenéticos en una toposecuencia en Tierra del Fuego (Argentina). III Congreso Ibérico da Ciência do Solo e III Congreso Ibérico de la Ciencia del Suelo (III CICS 2008). Programa e Livro de Resumos.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 175–188.
- Parfitt, R.L. Childs, C.W., 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils. *Catena Suppl.*, 7: 1-8.
- Ping, C.L., Shoji, S., Ito, T., Takahashi, T., And Moore, J.P. 1988: Classification of volcanic ash soils in Alaska. In preparation to contribution
- Pisano, E. 1975. Características de la biota magallánica derivadas de factores especiales. *Anales Inst. Pat. Punta Arenas.* (Chile) 6: 123-137
- Puigdefábregas, J., Del Barrio, G. and Iturraspe, R. 1988. Régimen térmico estacional de un ambiente montañoso en la Tierra del Fuego, con especial atención al límite superior del bosque. *Pirineos* 132: 37-48.
- Planas, X., Ponsa, A., Coronato, A., Rabassa, J., 2002. Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quaternary International* 87, 19–27.
- Romanyà, J., Fons J., Sauras-Yera, T., Gutiérrez, E., Vallejo, V. R. 2005. Soil–plant relationships and tree distribution in old growth *Nothofagus betuloides* and *Nothofagus pumilio* forests of Tierra del Fuego. *Geoderma* 124, p 169–180.
- Ruiz, H. A. 2005. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, p. 297-300.
- Santos, R. D.; Lemos, R. C.; Santos, H. G.; Ker, J. C.; Anjos, L. H. C. 2005. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5.ed. revista e ampliada, Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência de solo, 100p.
- Schaetzl, R; Anderson, S. 2005. Soils - Genesis and Geomorphology. Cambridge University Press, 817p.
- Schwertmann, U., and Taylor, R.M. 1989. Iron oxides. pp. 379-438. En: Dixon, J.B., and Weed, S.B. (eds). *Minerals in soil environment*. 2nd. ed. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 1. Madison.
- SSSA, 2014. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-NRCS, Washington, DC, 370 pp.

- Shoji, S. and Fujiwara, Y. 1984. Active Al and Fe in the humus horizons of Andosols from northeastern Japan: Their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Sci*, 137, 216-226.
- Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R., 1993. Volcanic ash soils. Genesis. Properties and Utilization, Devel. in *Soil Sci.* vol. 21. Elsevier, Amsterdam. 288 pp.
- Shoji, S., Ito, T., Saigusa, M., Yamada, I., 1985. Properties of nonallophanic Andosols from Japan. *Soil Sci.* 140, 264-277.
- Stern, C., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70, 435-454
- Stern, C. R. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *National Geographic Research*, 6, 110-126. 1990.
- Strelin, J. and Iturraspe, R.. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental. *Global and planetary change*, v. 59. p.17-26. 2007.
- Trombotto, D., 2008, Geocryology of Southern South America, in Rabassa, J., ed., *The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Volume 11: Developments in Quaternary Sciences*: Amsterdam; Boston [Mass.]; Oxford, UK, Elsevier.
- Tuhkanen, S. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica*, 145, 1-64. 1992.
- Wada, K., Distinctive Properties of Andosols. Steward, B.A. *Advances in Soil Sci.*, vol. 2. Springer, New York, pp. 175 – 229 1985.
- World Meteorological Organisation. Climatological normal for climate and climatic Stations for the period 1931-60. WMO/OMM no. 117, TP.52. WMO, Geneva. 1962.
- Yoemans, J. C.; Bremner, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*, v.19, n. 13, p.1467-1476. 1988.
- Zanelli, R., Egli, M., Mirabella, A., Abdelmoula, M., Plötze, M., Nötzli, M., ‘Black’ soils in the southern Alps: clay mineral formation and transformation, X-ray amorphous Al phases and Fe forms. *Clays and Clay Minerals* 54, 703-720. 2006.

CAPÍTULO 2

REGIME TÉRMICO E HÍDRICO DE SOLOS DO MONTE MARTIAL, PATAGONIA MERIDIONAL (2011 A 2013).

RESUMO

Este estudo apresenta o regime térmico e hídrico de solos sob Floresta de Nothofagus (NO) e sob Tundra (TUA) no Monte Martial, Ushuaia, Terra do Fogo, no período de Maio de 2011 a Março de 2013. Os sensores de temperatura e de conteúdo de água no solo foram colocados em diferentes profundidades (5, 10, 30, 50 e 100 cm) e há 1 metro da superfície, que foram programados para armazenar dados horários. Ambos os solos apresentam regime térmico isofrigid, ou seja, são solos com temperaturas médias anuais inferiores a 8 °C e pequena variação ao longo do ano, e sem permafrost. Nos solos sob Floresta, a temperatura média do período a 5 cm de profundidade é 2,07 °C e aumenta em profundidade, com máximas e mínimas absolutas entre 12 °C e -0,04 °C, e predominância de temperaturas próximas a zero e positivas (+1,0 e 0,0 °C). Durante o inverno, ocorrem 140-150 dias em condições isotermais, mas os solos não congelam superficialmente, estabilizando na cortina zero. Os dias com ciclos de congelamento e descongelamento do solo são poucos, variáveis em profundidade (8-17 dias/ano) e se concentram nos meses de maio a novembro. O conteúdo de água nestes solos é pouco variável (10 a 20 % v/v a 10 cm de profundidade) ao longo do ano. Nos solos de Tundra, a temperatura média do período é 1,56 °C, e em profundidade os valores aumentam. As máximas e as mínimas temperaturas absolutas do solo ficaram entre 22 °C e -7,8 °C. As temperaturas mais frequentes são próximas a zero e negativas, entre 0 e -1 °C até 30 cm de profundidade. O período de condições isotermais é longo (140-210 dias/ano) e a frente de congelamento chega até 30-50 cm de profundidade, com período de congelamento do solo variável a depender da profundidade (0-134 dias). Os dias com ciclos de congelamento e descongelamento do solo se concentram entre os meses de novembro a abril, variam de acordo com a profundidade, e ocorrem com maior frequência em relação solos sob Floresta (3-136 dias/ano). Estes solos apresentam maior variação do conteúdo de água no solo ao longo do ano (1 a 38% v/v a 10 cm de profundidade), em função da proximidade com a área das geleiras. Ambos os sítios apresentam um equilíbrio tênue de temperatura ao longo do ano, pela proximidade e frequência de temperaturas próximas do ponto de congelamento e descongelamento da

água do solo (+1 entre -1 °C), demonstrando a fragilidade térmica destes ambientes em relação às possíveis mudanças climáticas globais.

1. INTRODUÇÃO

A criosfera é definida como a porção de clima frio da Terra, onde a água – quando presente – pode ser encontrada no estado sólido (Swithinbank, 1985). Swithinbank (1985) e French (2003) definem a criosfera terrestre como sendo partes do planeta que apresentam ocorrência natural de gelo na forma de cobertura sazonal de neve, congelamento sazonal do solo, permafrost², geleiras, plataformas de gelo marinho entre outros.

No contexto da criosfera, os ambientes de clima periglacial abrangem a maior extensão dos ambientes frios do planeta, que são aqueles onde a Temperatura Média Anual do Ar (TMAA) é menor que 3 °C (Willians, 1961 Apud Fench, 2003). Nesta definição estão inclusas as áreas onde dominam os processos de congelamento (TMAA $\leq$ -2 °C) bem como áreas marginais nas quais tais processos de congelamento também são frequentes (TMAA entre -2 °C e +3 °C) (French, 2003). Nestas condições, os ciclos de mudança de fase da água (líquido-sólido-líquido) resultam em formas de relevo típicas (formas de solifluxão, solos com padrões circulares, poligonais ou estriados, cunhas de gelo ou de areia, formas de gelifluxão, geleiras de rochas, entre outros).

A temperatura média anual do solo e a dinâmica da água sazonal caracterizam os diferentes regimes térmicos e hídricos adotados pela Soil Taxonomy. Juntos, acompanham as classes de solo ou participam como atributos-chave de diferentes horizontes diagnósticos. Nos ambientes frios da terra são encontrados os regimes

² Permafrost – Material (solo, rocha e sedimentos) cuja temperatura se mantém abaixo de zero grau Célsius por dois anos consecutivos ou mais.

térmicos: Gelic, Cryic, Frigid e Isofrigid. Em relação ao regime hídrico, é comum a ocorrência de solos com condições de hidromorfismo sazonal, em função do degelo anual do gelo nas regiões frias (Schaetzl and Anderson, 2005), suportando os regimes hídricos que indiquem maior conteúdo de água no solo ao longo do ano (Aquic e Udic).

A umidade e a temperatura estão entre as propriedades mais importantes dos solos (Jenny, 1941; Buol, 2011). Todo solo (enquanto uma entidade tridimensional representada por um pedon ou polipedon) encontra-se em um local da superfície da terra no qual está sujeito à determinada dinâmica de incidência de radiação solar e regime hídrico (Buol et al., 2011). Apesar da temperatura e umidade serem consideradas propriedades climáticas, e não especificamente pedogenéticas, influenciam nos fatores formação do solo em várias intensidades (Jenny, 1941; 1980 Buol et al., 2002; 2011; Wilding) e nos processos ecológicos que ocorrem nos ecossistemas terrestres (Buol et al., 2011).

A Cordilheira Darwin é uma das principais superfícies cobertas por gelo da porção meridional extrema dos Andes Sulamericanos. Nesta região a presença do permafrost é controversa, mas pode ser encontrado de forma esporádica acima de 1000-1300 metros de altitude (Trombotto, 2008). Na Terra do Fogo, os ecossistemas terrestres em ambientes frios não estão associados à presença do permafrost, mas sim a solos que congelam sazonalmente. Os processos de gelo e degelo no solo resultam em formas periglaciais de relevo podem ser encontrados a partir de 650 metros em altitude (Trombotto, 2008).

A Cordilheira Darwin, assim como outras áreas frias ao redor do mundo, tem sofrido uma considerável alteração em seu regime térmico característico, em decorrência das mudanças climáticas, ao longo das últimas décadas (Strelin and

Iturraspe, 2007). De acordo com o IPCC (2007) os ambientes frios do planeta, especialmente aqueles cujas temperaturas médias estão próximas do zero grau, representam sentinelas adequadas de mudanças climáticas globais, em função da baixa resiliência ecológica destes ambientes frente às pequenas alterações na temperatura.

O interesse científico pelos ambientes frios aumentou nos últimos anos, tanto em função da vulnerabilidade destes ambientes, quanto em consequência das suas possíveis degradações dos seus ecossistemas (Beyer et al., 1999). Diversos estudos recentes sobre a camada ativa e dinâmica térmica dos solos frios do Hemisfério Norte e da Antártica estão disponíveis (Guglielmin et al., 2008; Vieira et al., 2010; Bockheim et al., 2012; Michel et, 2012, 2014; Almeida, 2013), mas não existem trabalhos consistentes sobre a dinâmica térmica dos solos da região da Terra do Fogo, sobretudo em sua porção montanhosa.

O presente capítulo tem como objetivo estudar a dinâmica térmica e hídrica de solos representativos de ambientes de floresta de *Nothofagus* e de Tundra, na Terra do Fogo, ao longo de dois anos (2011 a 2013), com intuito de identificar as principais diferenças climáticas e microclimáticas dos dois ambientes típicos da região, e fazer comparações com outras regiões frias da América do Sul (Antártica/Andes) com diferentes cenários de vegetação, altitude e solos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Sítios de monitoramento

Foram estudados dois sítios de monitoramento no setor Martial Sur (Strelin e Iturraspe, 2007) da geleira Martial, Terra do Fogo, Argentina. O monte Martial é um

círculo glacial que faz parte da Cordilheira Darwin, no extremo sul da cordilheira dos Andes (Strelin e Iturraspe, 2007) (Figura 1).

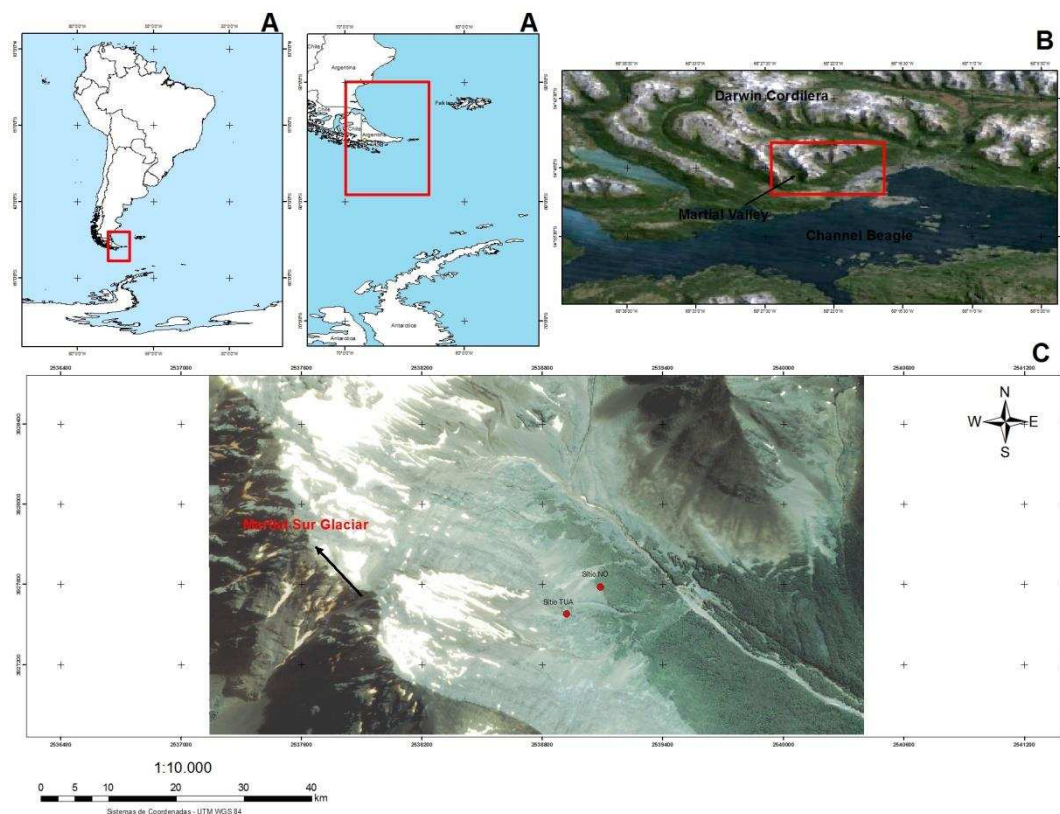


Figura 1: Localização da área de estudo: A) Situação da Terra do Fogo na América do Sul; B) Vale da geleira Martial, na Cordilheira Darwin; C) Localização dos sítios estudados.

Foi descrito e coletado um perfil de solo em cada um dos dois sítios de monitoramento (Tabela 1). As análises químicas e físicas de rotina dos solos foram realizadas seguindo procedimentos padronizados de acordo com Embrapa (1997).

O fracionamento textural foi feito utilizando-se NaOH 0,1 mol L⁻¹ como dispersante e agitação de rotação lenta por 16 horas (Embrapa, 1997) e a separação das frações silte-argila segundo o método da pipeta (Embrapa, 1997). A densidade do solo foi obtida pelo método do anel volumétrico, coletadas em triplicadas (Embrapa, 1997).

O Ca^{+2} , Mg^{+2} e o Al^{+3} foram extraídos com solução KCl 1 mol L^{-1} na proporção e determinados com espectrofotômetro de absorção atômica. O K^{+} , Na^{+} e o P disponível foram extraídos com Mehlich 1 (HCl 0,05 M + H_2SO_4 0,0125 M) e determinados por espectrofotômetro (P disponível) e por fotômetro de emissão de chama (Na^{+} e o K^{+}) (Embrapa, 1997). A acidez potencial (H^{+} + Al^{+3}) foi determinada por titulação, após extração com $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO}_2)$ 0,5 mol L^{-1} a pH 7,0. O pH do solo foi determinado em água destilada e solução KCl 1 mol L^{-1} (Embrapa, 1997). O carbono orgânico total (COT) foi determinado através do quantificado por mufla 600°C (Embrapa, 1997). O nitrogênio total (NT) foi determinado pelo método de Kjeldahl (Embrapa, 1997). Os solos foram classificados de acordo com os critérios adotados pelo sistema de classificação da Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2013) (Tabela 2).

2.2 Instalação, coleta e processamento dos dados

O sistema de monitoramento térmico-hídrico dos solos foi instalado no mês de maio de 2010, composto pelos seguintes equipamentos da Campbell Scientific:

- i) Sensores de temperatura do solo (modelo 105E Temperature Probe, Campbell Scientific INC) – colocados nas profundidades de 5, 10, 30, 50 e 100 cm a partir da superfície do solo;
- ii) Sensores de conteúdo de água no solo (modelo CS616) - colocados nas profundidades de 10, 30, 50 e 100 cm a partir da superfície do solo; utilizando a calibração de fábrica;
- iii) Sensor de temperatura do ar (modelo 107) – colocado a 1 metro acima da superfície do solo.

Todos os sensores foram conectados a um datalogger Campbell Scientific INC (modelo CR1000) programado para registrar dados horários, sendo alimentado por uma

bateria da marca Hawker Powersafe (modelo SBSC11). A série temporal abrange o período de maio de 2011 a março de 2013, totalizando um ano e nove meses de dados.

Os dados de temperatura do solo foram utilizados para estimar parâmetros termais diários e mensais, recomendados por Guglielmin et al. (2008). Os índices calculados foram: Dias Graus de Congelamento (Freezing Degree Days – FDD) e Dias Graus de Descongelamento (Thawing Degree Days – TDD), que representam o resultado da soma acumulativa das temperaturas médias diárias do solo inferiores e superiores a 0 °C, respectivamente e dão uma ideia da severidade climática da região; os Dias de Descongelamento (dias em que todas as medições são positivas com pelo menos uma leitura superior a +0,5 °C); Dias de Congelamento (dias em que todas as medições são negativas com pelo menos uma leitura inferior a -0,5 °C); Dias com Congelamento-Descongelamento diário (dias em que ocorrem temperaturas negativas e positivas e pelo menos uma leitura acima de +0,5 e -5 °C; e Dias Isotermiais (dias em que todas as medições variam somente entre -5 e +5 °C). Todos os índices foram calculados para as 5 profundidades do solo.

A difusividade térmica do solo (ATD) visa de forma empírica estimar a transferência de energia entre as diferentes camadas do solo. Nelson et al. (1985), Outcalt e Hinkel, (1989), Hinkel et al. (1990, 2001) utilizam a ATD para estimar a resistência do fluxo de energia no perfil. A estimativa horária da ATD foi feita para as profundidades intermediárias (10, 30 e 50 cm), e os valores médios foram calculados e plotados para cada dia. A ATD foi calculada pela fórmula de McGaw et al. (1978):

$$\alpha = [\Delta Z^2 / 2\Delta t] \times \left[\frac{(T_i^{j+1} - T_i^{j-1})}{(T_j^{i-1} - 2T_j^i + T_j^{i+1})} \right]$$

Onde α = difusividade termal aparente ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), ΔZ = incremento de espaço (m). T= temperatura, j=posição temporal e i=profundidade.

As tabelas foram feitas em planilhas eletrônicas; análises estatísticas e os gráficos foram realizados no Software R.

3. RESULTADOS

3.1 Sítio sob Floresta (NO)

A temperatura máxima do ar foi 20,98 °C e a do solo foi 11,84 °C (a 5 cm de profundidade), sendo ambas registradas no dia 20/01/2013 (Tabela 3; Figura 2). A temperatura do solo mais baixa foi -0,04 °C, registrada na camada superior do solo (5 cm) no dia 26/05/2012, e a menor temperatura do ar foi -10,42 °C no dia 06/08/2011. A temperatura média mensal do solo aumentou em profundidade durante o período estudado, assim como a mediana (Tabela 3). Para esta última os valores aumentaram especialmente para a camada mais profunda do solo (100 cm).

Durante o mês de maio de 2012 foram observados alguns dias com temperaturas abaixo de 0 °C na camada superior do solo (5 cm), porém não excedendo o valor de -0,04 °C. Portanto, o solo permaneceu descongelado durante o inverno (Tabela 3). Na camada mais profunda (100 cm) a temperatura mínima registrada foi de 0,7 °C.

A temperatura do solo a 10 cm permaneceu positiva durante quase todo o período, chegando próximo do ponto de congelamento no início do mês de junho de 2011 até a primeira dezena de novembro de 2011 (Figura 2). A partir daí permanece elevada até meados de maio do ano de 2012. Em profundidade o comportamento é

semelhante, com temperaturas superiores, sendo outubro o mês mais frio para o primeiro ano (2011) e setembro para o segundo (2012).

O conteúdo de água no solo é maior em superfície e a variação ao longo do ano é pequena. Na camada de 10 e 30 cm variou em média de 10 a 21%, com meses do degelo apresentando valores mais elevados e valores mais baixos para o final do verão. Em profundidade, a variação é menor assim como o conteúdo de água no solo. Na camada de 50 cm, variou em média de 5% a 14% e em 100 cm, de 3 a 5% ao longo dos meses estudados (Tabela 3).

Os Dias de Descongelamento do solo variaram de 273 em superfície a 689 em profundidade (Tabela 4). As camadas intermediárias apresentaram cerca de 390 dias. Apesar da temperatura do ar ter permanecido abaixo de $-0,5^{\circ}\text{C}$ durante um período de 82 dias (Dias de Congelamento) nenhuma das camadas do solo apresentou este comportamento. Os Dias Isotermiais somaram 309 em superfície (5 cm) e 281 em profundidade (50 cm), sendo que a camada mais profunda (100 cm) não apresentou dias Isotermiais. Os dias de variação mais intensa da temperatura, com ciclos de congelamento e descongelamento, foram 334 para a temperatura do ar e apenas 17 para a camada de 5 cm.

A soma acumulada das temperaturas médias diárias negativas e positivas (Dias Graus de Congelamento e Dias Graus de Descongelamento) foram calculados como uma forma de estimar o balanço térmico global do solo (Guglielmin et al. 2008; Michel, 2014). Os TDD foram de 2023 graus dia para o ar, e para o solo variou entre 1446 a 1553 graus dia, nas diferentes profundidades, e valores ligeiramente superiores para a camada mais profunda (Tabela 5). A soma acumulada das medias diárias negativas (FDD) foi de 512 graus dia para a temperatura do ar, para o solo, os valores das somas são desprezíveis, com 0,06 graus dia a 5 cm e 0,00 para as camadas inferiores.

A Difusividade Térmica Aparente (ATD) foi calculada para as camadas 10, 30 e 50 cm de profundidade e visa determinar de forma indireta a capacidade do perfil em reagir às mudanças na temperatura do ar (Outcalt e Hinkel, 1989; Hinkel et al., 2001). O cálculo foi feito para cada mês em virtude da elevada influência do conteúdo de água no solo nestes valores. Grande variabilidade ocorreu entre os diferentes meses do ano, com meses mais quentes apresentando a tendência de maior variabilidade da ATD (Figura 4). A média de todo o período foi $3,1\text{E}-06 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 10 cm, $-1,6\text{E}-06 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 30 cm e $-3,6\text{E}+08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 50 cm. Considerando os meses de inverno, a variação da ATD é menor em todas as camadas, sendo que a camada de 5 cm apresenta maior variação da ATD e a camada mais profunda pouca oscilação da ATD.

O histograma de temperaturas médias mostra a elevada frequência da temperatura média entre 0 e 1° C para a camada de 5, 10, 30 e 50 cm, e muito baixa frequência para os demais valores de temperaturas (Figura 5). Na profundidade de 100 cm, observa-se uma tendência de aumento da frequência de temperaturas ligeiramente mais elevadas, com valores entre 0,5 e 1,5 ° C. A temperatura do ar seguiu a distribuição normal e apresenta as temperaturas entre -2 e + 4° C como a faixa dominante (Figura 5).

Os gráficos de primeira diferença dos registros horários dão uma ideia dos períodos de maior oscilação da temperatura do solo e do ar. Intensa variabilidade é encontrada na temperatura do ar e na camada mais profunda do solo (100 cm) (Figura 5). As camadas de 5 a 50 cm de profundidade apresentam um padrão cíclico com períodos de maior oscilação da temperatura horária do solo entre o fim da primavera (novembro) até meados do outono (maio), sendo sempre mais intensos em superfície. A camada de 100 cm apresentou comportamento distinto em relação às demais camadas.

A oscilação da temperatura horária é maior e quase não se percebe distinção entre as estações (Figura 5).

A regressão linear foi realizada em leituras horárias, a fim de ter uma estimativa sobre toda tendência. O declive da linha é positivo em todas as camadas e intercepção é sempre positiva, indicando uma tendência sempre positiva de temperatura (Figura 7).

O gráfico de correlação entre a temperatura do ar e a temperatura do solo permite inferir a respeito de como está sendo transmitido o fluxo de energia entre o ar e o solo, assim como a entre as camadas dentro do perfil do solo. Neste sítio, a transferência de energia entre o ar e o solo é baixa e não linear (Figura 8). A temperatura do ar não se correlacionou com nenhuma das temperaturas das diferentes camadas do solo, comprovadas pela alta dispersão observada nos gráficos (Figura 8). Entretanto, dentro do perfil a correlação entre as diferentes camadas é maior e linear até os 50 cm. Em profundidade, há um comportamento inverso, ou seja, as temperaturas entre 50 e 100 cm, não se correlacionam bem, não são lineares, e apresentam alta dispersão nos gráficos (Figura 8).

3.2 Sítio sob Tundra (TUA)

A temperatura máxima do solo foi 22,64 °C na camada superior do solo (5 cm), registrada no dia 20/01/2013 (mesmo dia em que se registrou a máxima temperatura do sítio NO) e a máxima do ar foi 18,62 °C, no dia 15/12/2011 (Tabela 3; Figura 3). A temperatura do solo mais baixa foi -7,88 °C, registrada dia 17/06/2011 e a temperatura mínima do ar foi -12,31 °C, registrada no dia 15/06/2012.

A temperatura média do solo foi positiva e aumentou em profundidade (Tabela 3). A mediana apresentou comportamento similar (Tabela 3) e os valores negativos foram observados até os 30 cm de profundidade.

Temperaturas negativas do solo foram registradas no mês de maio para as camadas superiores do solo (5 e 10 cm) e permanecendo negativas até mês de setembro no primeiro ano (2011) e até outubro no segundo ano (2012). As temperaturas permanecem negativas nos solos até o mês de outubro para 10 cm e 30 cm, em subsuperfície (50 cm) permanece até novembro de 2011 (Tabela 3). Em 2012 o mesmo comportamento se repete, porém as temperaturas mais baixas perduram por mais tempo até as camadas intermediárias, permanecendo negativas até novembro de 2012 a 30 cm. Durante o inverno, a camada a 50 cm não apresentou temperaturas negativas. Na camada mais profunda (100 cm) não foram observadas temperaturas negativas ao longo dos dois anos.

O conteúdo de água no solo é variável, especialmente na camada mais superior (5 cm) e inferior (100 cm). Durante o fim da primavera e no verão, a água do degelo das geleiras aumenta muito o teor de água no solo. Na camada de 10 cm variou em média de 1 a 24 %, entre os meses do ano, com valores inferiores para o inverno e mais elevados para a época do degelo (Tabela 3). Comportamento semelhante ocorreu para as demais profundidades, sendo a variação entre os meses do ano, maior na camada mais profunda (100 cm) entre 26 e 56%. Nas demais a variação é entre 5 e 20% e entre 16 e 30%, em 30 e 50 cm, respectivamente.

Os dias de descongelamento somaram 190 dias em superfície (5 cm) e 277 dias na camada mais profunda (100 cm), mostrando uma tendência de aumento em profundidade, e se concentrando apenas nos períodos do verão e início do outono (Tabela 4). Os dias de congelamento somaram 184 dias em superfície (5 cm), 132 dias a 10 cm e 39 dias a 30 cm de profundidade. Os dias Isotermiais contribuíram com 179 dias em superfície, 265 dias a 10 cm, 367 dias a 30 cm, 428 dias a 50 cm e 392 dias na camada mais profunda, ao todo, correspondendo a mais da metade do período

pesquisado em profundidade (Tabela 4). Os dias de congelamento e descongelamento somaram 136 dias em superfície (5 cm) a 44 dias a 10 cm, 33 dias a 30 cm, apenas 3 a 50 cm e 20 dias a 100 cm, distribuídos em dois eventos anuais, na época do congelamento, quando as temperaturas estão mais baixas; e no degelo, quando as temperaturas do solo estão aumentando (Tabela 4).

O TDD acumulado foi 1241 graus-dia em profundidade (50 cm) e 1424 em superfície, os valores apresentam uma tendência de diminuição até a camada de 50 cm, somando 1315 graus dia na camada mais profunda (100 cm) (Tabela 5). O FDD soma -355 graus dia em superfície, -227 graus dia a 10 cm, -89 graus dia a 30 cm e apenas -15 graus dia a 50 cm de profundidade (Tabela 5). A camada mais profunda do perfil não registrou temperaturas negativas no período analisado. Durante o primeiro ano (2011), o solo permaneceu mais frio até uma profundidade de 50 cm, já no segundo (2012), o solo congelou até a camada de 30 cm. Em ambos os anos, o congelamento ocorreu aproximadamente entre os meses de maio a novembro (Tabela 5).

Assim como para o sítio NO, a difusividade térmica foi calculada para cada mês do ano nas camadas 10, 30 e 50 cm de profundidade do solo. Um padrão mais homogêneo de difusividade térmica ao longo do ano foi observado neste sítio em relação ao sítio NO. Entretanto, o comportamento das camadas é diferente entre si (Figura 4). A maior variabilidade ocorre na camada inferior especialmente durante o verão, apresentando tanto valores positivos quanto negativos. A média de todo o período foi $-5,01\text{E-}05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 10 cm, $6,96\text{E}+08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 30 cm e $1,17\text{E-}053 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a 50 cm. Durante os meses de inverno, as três camadas apresentaram uma tendência de valores positivos. Valores negativos ocorrem com mais frequência na camada de 10 cm, durante o fim e o início do verão, enquanto a camada intermediária (30 cm) há muito

pouca variação, durante o período mensurado (Figura 4). Na camada de 50 cm, os valores são frequentemente positivos no início e final do verão.

O histograma de temperatura para a profundidade de 5 cm mostra maior frequência de temperatura negativas na faixa entre -4 a $+2$ °C, com predomínio dos valores entre -1 e 0 °C (Figura 6). Na profundidade de 10 cm, a faixa de temperatura que predomina se situa entre -1 e $+1$ °C, e a frequência máxima, para a faixa entre $-0,5$ e 0 °C. Para a camada de 30 cm, os valores estão entre -1 e $+1$ °C, com predomínio dos valores negativos (Figura 6). Aos 50 cm, os valores estão entre $-0,5$ e $+0,5$ °C, e ambas as faixas apresentam alta frequência, com pequena dominância para a faixa entre 0 e $+0,5$ °C. Em profundidade, há um predomínio maior da faixa entre 0 e $+0,5$ °C (Figura 6).

Os gráficos de primeira diferença mostram um padrão de alta oscilação da temperatura do ar, semelhante ao encontrado para o sítio NO (Figura 6), porém ainda mais variável, não sendo possível detectar um padrão cíclico anual da temperatura do ar. A ausência de cobertura florestal e a presença de ventos fortes na região parecem explicar tal variação da temperatura do ar. Em superfície, os períodos de maior oscilação da temperatura ocorrem de novembro a maio, estabilizando no inverno e com muito pouca variação da temperatura do solo. Em maior profundidade, a oscilação da temperatura no inverno é maior, provavelmente pela ausência do congelamento do solo no inverno (Figura 6).

Quanto aos gráficos de regressão linear, o comportamento é semelhante ao sítio NO, com o declive da linha positivo em todas as camadas e intercepção sempre positiva (Figura 7), indicando uma tendência de aumento da temperatura.

De acordo com o gráfico de correlação entre a temperatura do ar e a temperatura do solo, a temperatura do ar não se correlacionou com nenhuma das temperaturas do solo, dado a grande variabilidade dos dados encontrados nos gráficos, sendo observada uma correlação ligeiramente superior para a camada mais superficial do solo (5 cm) (Figura 8). Em relação à correlação da temperatura dentro do perfil, foi verificado que as camadas mais profundas apresentam uma tendência de aumento da correlação em profundidade, com um máximo entre as camadas de 50 e 100 cm, a qual que apresentou uma correlação positiva e mais linear (Figura 8).

4. DISCUSSÃO

Os solos do Monte Martial estão situados numa região peculiar de clima frio e com baixa variação térmica ao longo do ano (French, 2007), numa transição entre o clima temperado para o clima subpolar. Numa escala global, os solos das regiões subpolares recebem menor quantidade de radiação solar em relação às regiões subtropicais e tropicais, pois o ângulo de incidência solar tem uma trajetória maior diminuindo a quantidade de radiação incidente nos solos (Buol et al, 2011). A alta latitude permite maior diferenciação climática das estações do ano, sendo que estação quente é curta e com dias mais longos, período no qual, as temperaturas oscilam mais (French, 2007). Numa escala local, as diferenças como altitude e cobertura vegetal permitem a formação de condições distintas em cada um dos sítios.

As temperaturas médias anuais dos solos e do ar são baixas e apresentam um padrão cíclico de temperatura, devido ao efeito da forte sazonalidade climática ao longo do ano. A variação entre as médias de temperatura do solo do inverno e do verão é inferior a 6 °C, conferindo a esses solos o regime Isotérmico (Soil Survey Staff, 2014).

Apesar do clima frio e da alta latitude da região, as temperaturas médias anuais dos solos (TMA) e do ar (TMAA) são elevadas para a ocorrência do permafrost ($> 1\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Bockheim, 2014), e as temperaturas dos solos mostram uma tendência de aumento em profundidade, em ambos os sítios. Com base nos dados, na região de estudo não há presença de permafrost em profundidade nas condições climáticas atuais. Observam-se solos típicos de áreas de clima periglacial sem permafrost (French, 2007), sujeitos à ação do congelamento no solo sazonal e crioturbação, desenvolvimento de padrões em miniatura, dias isotermais, dias com ciclos de congelamento e descongelamento gelo e degelo e período de cortina zero.

Foi possível identificar três dos quatro períodos típicos que descrevem o regime térmico dos ambientes de clima periglacial, especialmente nos solos sob Tundra (French, 2007; Hinkel, 1997; Hinkel et al., 2001). Foram observados o ponto de cortina zero, solo congelado e derretimento da neve, porém a camada ativa não foi identificada nestes solos, uma vez que, este conceito não se aplica a solos sem permafrost.

Os solos sob Floresta têm posição mais baixa na encosta e são mais sombreados que os solos sob Tundra. Assim como, as temperaturas médias do ar e do solo sob Floresta são mais altas ($2\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$), porém a amplitude térmica dos solos sob Tundra, é inferior ($-0,04 - 12\text{ }^{\circ}\text{C}$). A temperatura do ar é sempre mais baixa (inverno) ou mais alta (verão) que a da superfície do solo, indicando baixa correlação com a temperatura do ar. A copa das árvores funciona como um eficiente isolante térmico e uma barreira física contra a neve, chuva e vento para o solo. Por isso, esses solos esquentam e esfriam mais lentamente que os solos sob Tundra. Ao mesmo tempo, a cobertura de neve que se deposita é espessa o suficiente para manter o solo descongelado. Em solos onde há o congelamento sazonal, a cobertura de neve e o isolamento do calor latente do solo pela neve se combinam para manter a temperatura

da interface neve/solo em valores próximos de zero durante todo o inverno, na cortina zero. A temperatura média anual do solo pode aumentar vários graus ($^{\circ}\text{C}$), na presença da cobertura de neve (Goderich, 1982). A cortina zero está relacionada ao calor latente de fusão da água, pois durante a passagem das fases, a água libera energia para o solo, mantendo a temperatura do solo mais alta, impedindo o arrefecimento (Barry and Gan, 2011). O conceito de cortina zero é oriundo de solos com permafrost. Na época fria, a camada ativa está sujeita a duas frentes de congelamento, da superfície (temperatura do ar e cobertura de neve) e abaixo, do permafrost, o que permite a formação de uma seção no centro da camada ativa em que as condições isotermais predominam (French, 2007). Em solos sem permafrost, a temperatura do ar e a cobertura de neve formam a única frente de congelamento dos solos (French, 2007), pela ausência do permafrost em profundidade. Esta é uma das principais diferenças entre solos com e sem permafrost.

Os solos sob Tundra tem posição mais alta na encosta voltada para o Norte. A temperatura média do ar ($1,15^{\circ}\text{C}$) e da superfície do solo são mais baixas ($1,5^{\circ}\text{C}$), porém a amplitude térmica é maior (entre -8 a 22°C). Durante o verão, a Tundra alcança temperaturas médias diárias máximas de 15°C , enquanto a do ar é 14°C . No inverno, as temperaturas médias diárias mínimas alcançam -7°C , enquanto as temperaturas do ar chegam a -10°C . Ao longo de todo o período, os solos sob Tundra mantem temperaturas mais elevadas, mesmo quando a temperatura do ar foi mais baixa do que a em relação aos solos sob Floresta. A altitude e a posição na encosta mais elevadas parecem estar favorecendo a incidência de radiação solar, aquecendo mais o solo sob Tundra durante o verão. Durante os meses frios do ano, a temperatura do ar exerce influência marcante na temperatura do solo acima da linha das árvores, pois a ausência da cobertura pela copa permite que a neve se acumule pela ausência de barreiras físicas. Por outro lado, a neve depositada ao solo está mais sujeita a perdas por

fusão ou sublimação, favorecendo a permanência da neve por menos tempo no solo, com menor espessura. Isso permite que o solo sob Tundra esteja mais sujeito às baixas temperaturas do ar durante o inverno, especialmente durante o período noturno.

Os índices de temperatura do solo oferecem parâmetros rápidos para comparar padrões climáticos distintos (Michel, 2014). Na Floresta, os solos apresentam período de dias de descongelamento é longo (363 dias em superfície) e ocorre entre novembro a maio (primavera até início do próximo outono). Os dias de congelamento e descongelamento se concentram nos meses de maio/junho e outubro/novembro, porém são poucos (17 dias). Os dias de congelamento não ocorrem em nenhuma das profundidades entre junho a outubro e os dias isotermais predominam durante o outono até meados da primavera (309 dias). Na primavera e verão as temperaturas voltam a subir, e predominam os dias de descongelamento, período que predomina entre os demais. Nos solos sob Tundra, o padrão climático é bem diferente. A temporada de dias de descongelamento é mais curta (190 dias), quase a metade do sítio NO (363 dias), e ocorre durante os meses de dezembro a abril (primavera e outono). Os dias isotermais predominam ao longo do ano, e ocorre partir de maio até novembro. Ao contrário do sítio NO, no inverno há uma curta temporada de dias de congelamento até os 30 cm de profundidade, que segue entre os meses de maio a agosto. Os dias com ciclos congelamento e descongelamento são mais frequentes (136 dias), sendo mais comuns na época durante os períodos de congelamento e descongelamento do solo.

Os histogramas de temperatura do solo nos dois sítios mostram alta frequência de temperaturas próximas ao zero grau Célsius ao longo do ano. Interessante é que na Floresta predominam temperaturas positivas entre +1 e 0 °C enquanto na Tundra, as temperaturas negativas predominam, entre 0 e -1 °C. Na Floresta, as temperaturas são sempre positivas durante o inverno e explica a baixa frequência de ciclos de gelo e

degelo, assim como a baixa ocorrência de feições de solifluxão. Já na Tundra, a frequência e o número de ciclos de gelo e degelo nos solos é maior. Vieira et al. (2003) descrevem processos de ciclos de gelo-degelo diários como agentes de alterações em superfície e em subsuperfície nos solos, como solos com padrões (em miniatura ou não), crioturbação, soliflucção e frost heave.

Os graus diários de temperatura do ar e solo fornecem uma estimativa da severidade do clima e a magnitude do período de congelamento e descongelamento do solo (French, 2007). Mesmo na Tundra, onde se observam as temperaturas mais baixas, os graus diários de temperaturas negativos representam no máximo 25% dos graus diários positivos (na superfície), demonstrando a baixa severidade do clima e do período de congelamento do solo.

Os solos sob Tundra apresentam maior variação do conteúdo de água no solo, sendo mais úmidos na época da primavera e do verão, em função da maior proximidade a água oriunda do degelo das geleiras. Entretanto, mesmo no período mais quente do ano, quando estes solos estão mais úmidos, as temperaturas mais elevadas são observadas neste sítio. Fatores como a exposição direta do solo à atmosfera (ausência da copa), associado a posição mais alta na encosta e ao horizonte orgânico parecem contribuir para aumentar o aporte de energia na superfície dos solos sob Tundra. Contudo, parece que pouco dessa energia está sendo dissipado dentro do perfil, o que permite temperaturas superficiais mais altas nestes solos em relação aos solos do sítio NO, durante o verão. A variabilidade da difusividade térmica explica a taxa de difusão de temperatura nas profundidades medidas. A ATD dos solos de Tundra corrobora com valores muito pouco variáveis, próximos a zero e positivos, ao contrário do que ocorre nos solos sob Floresta. Valores de difusão da temperatura (ATD) próximos a zero, podem indicar: baixa variação da temperatura ao longo do tempo e profundidade; neve

superficial ou temperaturas próximas a zero. A variação da ATD se concentra apenas nos meses de maio/junho, outubro/novembro (congelamento e descongelamento do solo) em menor proporção durante o período do verão (alta variação da temperatura do ar), períodos nos quais há maior difusão da energia no perfil. Na Floresta, a ATD é intensamente variável até 50 cm de profundidade, com valores positivos e negativos, indicando alta variação da temperatura do solo, porém com boa propagação da energia no perfil durante o período.

Na Floresta, a transferência de energia entre o ar e o solo é baixa, mas a transferência da energia no solo é mais alta, provavelmente em decorrência do menor teor de água no solo, em relação ao sítio NO. A ATD nos solos sob Floresta é mais variável durante o início do outono e no final da primavera, nas épocas do congelamento e degelo do solo. Durante o verão a temperatura do solo também varia muito, ao contrário do inverno, período no qual a ATD pouco varia. Na Tundra, a transferência de energia entre o ar e o solo é ligeiramente mais alta que na Floresta, mas no solo ela é mais baixa, especialmente nas camadas superiores. Entre 5 e 10 cm, a correlação é baixa, assim como a ATD (10 – 30 cm), mas em profundidade a tanto a correlação entre as temperaturas quanto a ATD são mais altas.

A região de estudo apresenta solos com longos períodos de condições isotermais durante o ano. O padrão climático claramente distinto dos solos da região da Antártica Marítima, de acordo com alguns autores (Michel et al., 2012; 2014, Almeida et al, 2014). Aqui os solos têm longo período de condições Isotermais, entre 6-9 meses do ano, curta temporada de solos descongelados, com temperaturas acima de 0,5 °C durante 4-5 meses, e período de congelamento curto, entre 4-6 meses dependendo da profundidade ou inexistente. Os ciclos de congelamento e descongelamento se concentram no período entre o congelamento e o degelo do solo e ocorrem com maior

intensidade nos solos de Tundra, mesmo assim são baixos. Michel (2012) estudando a região da Antártica Marítima, observou solos com longo período de congelamento, e uma curta temporada, durante o verão, com descongelamento do solo e dias isotermais. De acordo com o mesmo autor, os dias isotermais ocorrem durante a época mais quente do ano, quando as temperaturas do solo estão mais próximas a zero. Para a região de estudo, os dias isotermais predominam entre o outono até meados da primavera quando a temperatura do solo está mais baixa.

Padrões climáticos bem distintos aos encontrados nestes solos foram observados por Portes (2014) e (Barbosa, 2011), ambos estudando ambientes frios de alta montanha e baixa latitude na Cordilheira dos Andes. De acordo com os autores, os solos da região alta do Peru (4500 metros) e do Equador não apresentam boa distinção das estações do ano, em função da proximidade da linha do Equador, mas apresentam diferenças entre as estações secas e úmidas. Portes (2014) observou que os solos andinos da Cordilheira Blanca apresentam um padrão de alta frequência de ciclos de gelo e degelo diários ao longo do ano. Já Senra (2013) estudando os solos altimontanos de Torres del Paine no Chile encontrou um padrão climático cíclico semelhante ao observado nos solos Florestais deste estudo, frios porém sem congelamento superficial.

O primeiro ano foi mais frio durante o período e por isso os gráficos de regressão linear mostram sempre o declive da linha positivo e interceptação sempre positiva, mostrando uma tendência de aumento da temperatura do solo durante o período, embora não sejam dados conclusivos, precisando de séries mais longas. Michel et al. (2014) estudando uma série maior de dados encontrou uma tendência contrária para os solos de Fildes Peninsula, King George Island, Antártica Marítima, com o declive da linha ligeiramente negativo e interceptação sempre negativa, indicando uma tendência de diminuição da temperatura do solo.

5. CONCLUSÕES

- Os solos sob Floresta de Nothofagus (660 metros) e Tundra (770 metros) não possuem evidências de permafrost, pois apresentam temperaturas médias anuais superiores a 1 °C, com tendência de aumento em profundidade.
- O solo sob Floresta de Nothofagus mostra período de dias Isotermiais estável desde o outono até meados da primavera, mas sem congelar. O conteúdo de água nestes solos é muito pouco variável ao longo do ano.
- O solo sob Tundra é mais frio e apresenta maior amplitude térmica em relação ao solo sob Floresta. Ao mesmo tempo, apresenta período de dias Isotermiais mais longo durante o ano. No final do outono, os solos congelam até 30-50 cm de profundidade e permanecem congelados por um período de 4-6 meses. O conteúdo de água nestes solos é muito variável, em função do degelo sazonal da neve, período no qual estes solos encontram-se próximo da saturação, principalmente em profundidade (100 cm).
- Os dados de temperatura e conteúdo de água no solo foram avaliados durante um período de tempo curto (2011-2013) para uma análise mais conclusiva, sendo necessária uma série temporal maior, em função de efeitos pontuais de alternância, tais como El Nino e LA Nina. Entretanto, acredita-se que os dados aqui expostos representam uma tendência consistente para a região montanhosa da Cordilheira Darwin.
- Ambos os sítios apresentam similaridades em relação as características químicas e físicas do solo, o que a princípio, não parece justificar as diferenças relacionadas ao regime térmico de ambos os solos; Conclui-se que para este estudo, a presença da copa nos solos sob Floresta exerce um efeito “tampão” intenso, o que proporciona a

formação de um microclima, onde as temperaturas do solo se mantêm mais constantes e pouco variáveis.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, I. C.C., Schaefer, C.E.G.R., Fernandes, R.B.A., Pereira, T.T.C., Nieuwendam, A., Pereira, A.B. Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* xxx (2014) xxx–xxx. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.048>.
- Beyer, L., Bockheim, J. G., Campbell, I. B., and Claridge, G. G. C.: Genesis, properties and sensitivity of Antarctic Gelisols, *Antarct. Sci.*, 11, 387–398, 1999.
- Buol, S.W., Southard, R.J., Graham, R.J., McDaniel, P.A., *Soil Genesis and Classification*, 6th ed. Wiley-Blackwell, NY. 2011.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. 2 ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 212p. 1997.
- Guglielmin, M., Evans, C. J. E., and Cannone, N.: Active layer thermal regime under different 15 vegetation conditions in permafrost areas, a case study at Signy Island (Maritime Antarctica), *Geoderma*, 144, 73–85, 2008.
- Hinkel, K. M.: Estimating seasonal values of thermal diffusivity in thawed and frozen soils using temperature time series, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 26, 1–15, 1997.
- Hinkel, K. M., Outcalt, S. I., and Nelson, F. E.: Temperature variation and apparent thermal diffusivity in the refreezing active layer, Toolik Lake, Alaska, *Permafrost Periglac.*, 14, 265–274, 1990.
- Hinkel, K. M., Paetzold, F., Nelson, F. E., and Bockheim, J. G.: Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999, *Global Planet. Change*, 29–3, 293–309, 2001.
- IPCC - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007.
- Jenny, H., *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York, N.Y., 281 pp. 1941.

- Yaalon, D.H. Climate, time and soil development. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. Eds., *Pedogenesis and Soil Taxonomy: II. The Soil Orders*. Elsevier, Amsterdam, pp. 217–252.
- French, H., 2007. *The Periglacial Environment*. Wiley, Chichester, UK. 458 pp.
- McGaw, R. W., Outcalt, S. I., and Ng, E.: Thermal properties and regime of wet tundra soils at Barrow, Alaska, in: *Third International Conference on Permafrost*, National Research Council of Canada, 1978, Ottawa, Canada, 47–53, 1978.
- Michel, R.F.M., Schaefer, C.E.G.R., Poelking, E.L., Simas, F.N.B., Fernandes Filho, E.I., Bockheim, J.G. Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* 155–156, 12–19. 2012.
- Michel, R. F. M., Schaefer, C. E. G. R. Simas, F. M. B. Francelino, M. R., Fernandes-Filho, E. I., Lyra, G. B., Bockheim, J. G. Active layer thermal monitoring at Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica. *Solid Earth Discuss.*, 6, 1–26, 2014
- Outcalt, S. I. and Hinkel, K. M. Night frost modulation of near-surface soil–water ion concentration and thermal fields, *Phys. Geogr.*, 10, 336–346, 1989.
- Swithinbank, C. A distant look at the Cryosphere. *Adu. Space Res.* Vol. 5, No. 6, pp. 263-274. 1985.
- Schaetzl, R. J., Anderson, S., 2005. *Soils Genesis and Geomorphology*. Cambridge, 1088 UK: Cambridge University Press.
- Strelin, J. And Iturraspe, R.. 2007. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental. *Global and planetary change*, v. 59. p.17-26.
- Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A., and Boelhouwers, J.: Thermal state of permafrost and activelayer monitoring in the Antarctic: advances during the international Polar Year 2007–2009, *Permafrost Periglac.*, 21, 182–197, 2010.

Tabela 1: Características gerais dos sítios estudados

Perfil	Coordenadas ¹	Alt./decliv./relev./orient. ²	Class. do solo ³	Vegetação	Drenagem
P1	54° 47' 36.7" S 68° 23' 32.8" W	600 / 45 ° / mont. / N	Typic Dystrocryepts	Floresta <i>Nothofagus pumilio</i> e <i>N. antarctica</i>	Bem drenado
P2	54° 47' 39.6" S 68° 23' 43.5" W	770 / 35 ° / mont. / N	Oxyaquic Dystrocryepts	<i>Bolax gummifera</i> e <i>Empetrum rubrum</i>	Imperfeitamente drenado

¹: Coordenadas geográficas, Datum South American 69; ²: Altitude (metros); Declividade (graus); Relevio montanhoso; Orientação Fase Norte; ³: Soil Survey Staff (2014).

Tabela 2: Características químicas e físicas gerais dos solos de cada um dos sítios

Hor.	Prof.	pH	pH	SB	CTC	COT	N total	Areia ¹	Silte ²	Argila ³	Ds ⁴
	(cm)	H ₂ O	KCl	cmol _c /kg		dag/kg				dag/kg	(g/cm ³)
Sítio 1 - sandy-skeletal, mixed, isofrigid Typic Dystrocryepts, Floresta de <i>Nothofagus</i> , textura franco-argilosa, bem drenado											
Oi	8-0	5,31	4,44	4,42	15,12	16,50	1,01	-	-	-	0,60
Bi	0-27	4,79	3,90	0,57	17,27	6,96	0,26	0	23	20	0,90
BC	27-55	5,45	4,33	2,11	15,81	3,48	0,20	0	20	18	1,20
Sítio 2 - sandy-skeletal, mixed, isofrigid Oxyaquic Dystrocryepts, vegetação de <i>Bolax gummifera</i> e <i>Empetrum rubrum</i> , textura franca, imperfeitamente drenado											
Oi	12-0	4,81	3,91	5,03	10,53	30,40	0,97	-	-	-	0,19
A	0-18	4,85	3,75	4,12	21,42	15,84	0,60	0	23	20	0,23
Bi	18-30	5,60	4,03	4,19	14,89	3,69	0,20	0	35	20	0,99
BC	30-60	5,81	4,46	2,82	12,42	3,50	0,20	0	31	21	1,09
C	60-80	6,11	5,11	3,88	10,78	4,90	0,18	0	23	19	1,21

¹: Areia (0.05 - 2 mm); ²: Silte (0.002 - 0.05 mm); ³: Argila (d < 0.002 mm); ⁴: Densidade do solo.

Tabela 3: Temperatura (do ar e do solo) e conteúdo de água no solo com seus valores máximos, mínimos, média e mediana para cada uma das profundidades nos dois sítios, Monte Martial.

	Floresta <i>Nothofagus pumilio</i> e <i>N. antarctica</i>										Tundra fueguina									
Mês	Temperatura						Conteúdo de água				Temperatura						Conteúdo de água			
	Ar (1 m)	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	Ar (1m)	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm
Mai.2011	1,54	1,04	1,18	1,08	1,06	1,77	0,16	0,15	0,09	0,04	0,79	-0,70	-0,04	0,19	0,26	0,51	0,07	0,15	0,28	0,49
Jun.2011	-0,96	0,27	0,50	0,47	0,51	1,29	0,17	0,16	0,09	0,04	-1,74	-3,24	-1,92	-0,44	0,02	0,27	0,01	0,08	0,27	0,46
Jul.2011	-1,56	0,27	0,42	0,41	0,43	1,04	0,17	0,16	0,09	0,04	-2,38	-2,18	-1,53	-0,69	-0,10	0,23	0,02	0,05	0,23	0,28
Ago.2011	-2,00	0,26	0,39	0,38	0,41	0,93	0,17	0,17	0,10	0,04	-2,62	-1,34	-0,97	-0,51	-0,15	0,20	0,02	0,05	0,19	0,26
Set.2011	0,03	0,31	0,42	0,41	0,44	0,92	0,18	0,17	0,10	0,04	-1,18	-0,55	-0,43	-0,28	-0,13	0,18	0,02	0,05	0,16	0,25
Out.2011	2,67	0,27	0,38	0,37	0,40	0,85	0,21	0,20	0,12	0,05	1,29	0,16	-0,09	-0,09	-0,08	0,13	0,09	0,13	0,18	0,31
Nov.2011	4,14	2,65	2,45	2,41	2,36	1,92	0,21	0,20	0,12	0,05	2,79	2,29	1,45	0,21	-0,02	0,35	0,10	0,15	0,23	0,52
Dez.2011	7,28	5,25	4,90	5,00	5,02	3,69	0,18	0,17	0,10	0,04	6,09	7,31	6,27	5,49	4,96	5,58	0,15	0,14	0,29	0,57
Jan.2012	6,57	5,47	5,30	5,32	5,34	4,42	0,14	0,14	0,07	0,04	5,57	7,45	7,04	7,51	7,33	7,20	0,14	0,13	0,27	0,47
Fev.2012	3,14	2,93	3,20	3,09	3,15	3,71	0,10	0,10	0,05	0,03	2,04	3,65	3,94	4,77	5,10	5,34	0,19	0,14	0,27	0,47
Mar.2012	5,03	3,96	3,86	3,89	3,90	3,61	0,13	0,13	0,06	0,04	4,10	3,62	3,92	4,08	4,06	4,06	0,22	0,16	0,27	0,51
Abr.2012	1,67	1,42	1,78	1,63	1,67	2,66	0,16	0,17	0,08	0,04	0,98	0,14	0,76	1,24	1,55	1,77	0,22	0,16	0,27	0,50
Mai.2012	-0,10	0,46	0,79	0,72	0,78	1,72	0,17	0,18	0,09	0,04	-0,90	-1,25	-0,63	0,12	0,34	0,54	0,12	0,14	0,27	0,46
Jun.2012	-3,24	0,13	0,42	0,39	0,44	1,29	0,16	0,17	0,09	0,04	-4,02	-0,88	-0,71	-0,24	0,05	0,30	0,04	0,06	0,26	0,41
Jul.2012	-2,37	0,22	0,43	0,38	0,41	1,14	0,17	0,18	0,10	0,04	-3,41	-0,58	-0,47	-0,20	0,03	0,32	0,04	0,06	0,25	0,29
Ago.2012	0,55	0,23	0,41	0,36	0,38	1,04	0,18	0,19	0,11	0,04	-0,64	-0,41	-0,34	-0,16	0,03	0,35	0,04	0,07	0,24	0,26
Set.2012	1,87	0,21	0,35	0,30	0,32	0,90	0,20	0,20	0,13	0,05	0,38	-0,15	-0,14	-0,10	0,04	0,35	0,05	0,08	0,24	0,26
Out.2012	1,72	0,92	0,79	0,66	0,57	0,98	0,20	0,21	0,14	0,05	0,39	-0,09	-0,09	-0,08	0,03	0,27	0,10	0,12	0,26	0,33
Nov.2012	3,66	3,08	2,92	3,06	3,12	2,45	0,18	0,19	0,12	0,05	2,32	0,86	0,03	-0,05	0,01	0,13	0,23	0,20	0,29	0,50
Dez.2012	2,80	2,87	2,85	2,86	2,89	2,71	0,19	0,20	0,13	0,05	1,71	3,42	2,44	1,66	1,27	0,62	0,24	0,18	0,30	0,56
Jan.2013	7,52	6,14	5,70	5,87	5,87	4,30	0,17	0,18	0,11	0,04	6,34	8,33	7,36	6,83	5,91	5,11	0,20	0,16	0,27	0,50
Fev.2013	5,64	4,93	4,90	4,94	4,98	4,60	0,17	0,16	0,09	0,04	4,66	5,90	5,91	6,17	6,04	5,81	0,22	0,17	0,27	0,45
Mar.2013	5,87	5,07	5,00	5,05	5,08	4,66	0,17	0,16	0,09	0,04	4,82	4,64	5,08	5,37	5,37	5,24	0,22	0,16	0,27	0,42
Media	2,20	2,07	2,12	2,10	2,12	2,26	0,17	0,17	0,10	0,04	1,15	1,56	1,57	1,74	1,78	1,91	0,12	0,12	0,25	0,41
Mediana	1,85	0,74	0,99	0,86	0,86	1,77	0,17	0,17	0,10	0,04	0,96	-0,09	-0,04	-0,03	0,05	0,36	0,11	0,14	0,27	0,42
Max	20,98	11,84	9,32	10,15	9,92	5,52	0,24	0,25	0,17	0,07	18,62	22,64	14,48	11,40	9,10	8,46	0,38	0,28	0,35	0,63
Min	-10,42	-0,04	0,13	0,20	0,21	0,70	0,08	0,09	0,04	0,03	-12,31	-7,88	-4,42	-1,32	-0,20	0,01	0,01	0,04	0,16	0,25

Figura 2: Médias diárias da temperatura do solo e do ar (2011 a 2013) no sítio NO

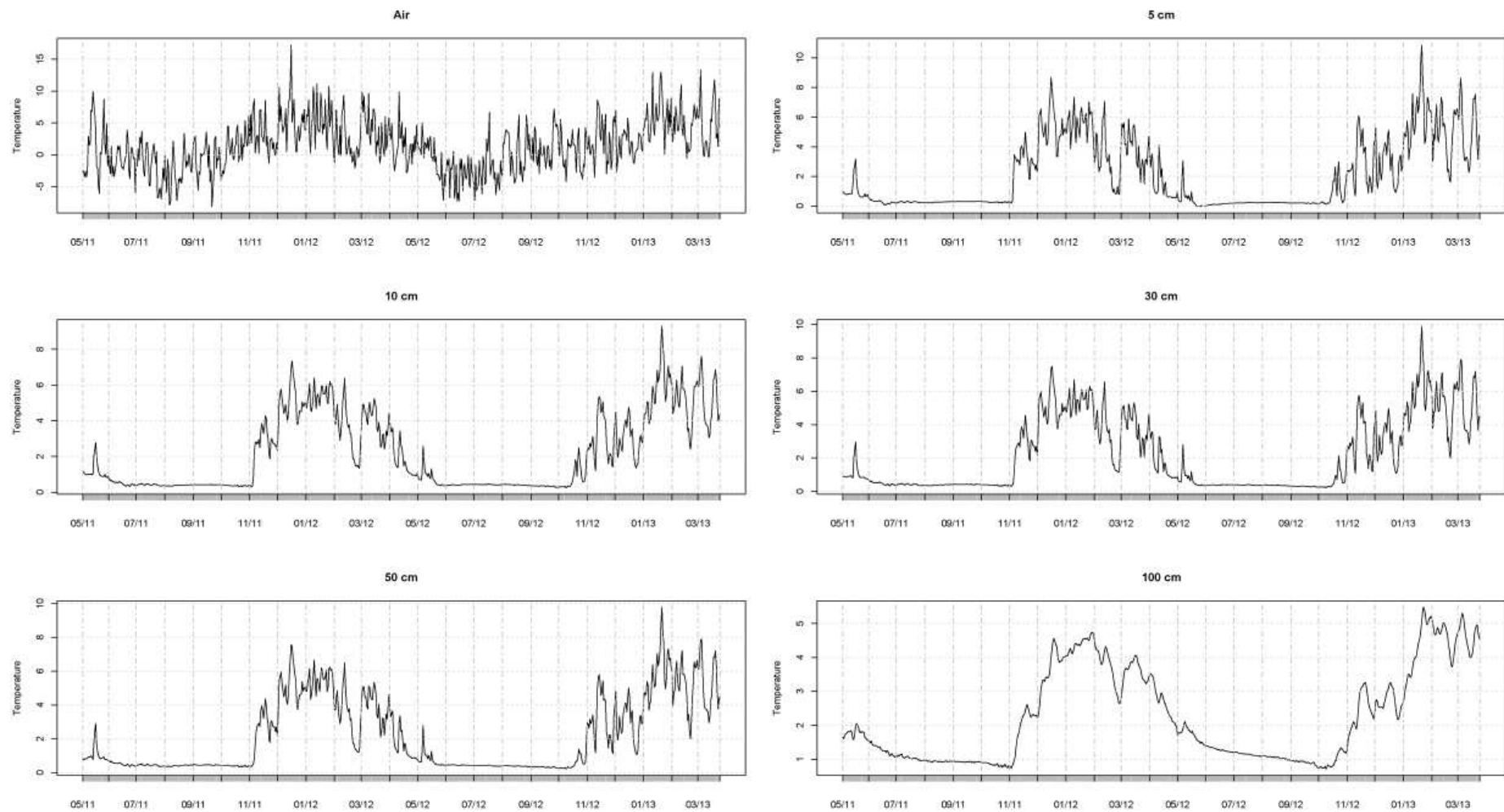


Figura 3: Médias diárias da temperatura do solo e do ar (2011 a 2013) no sítio TUA

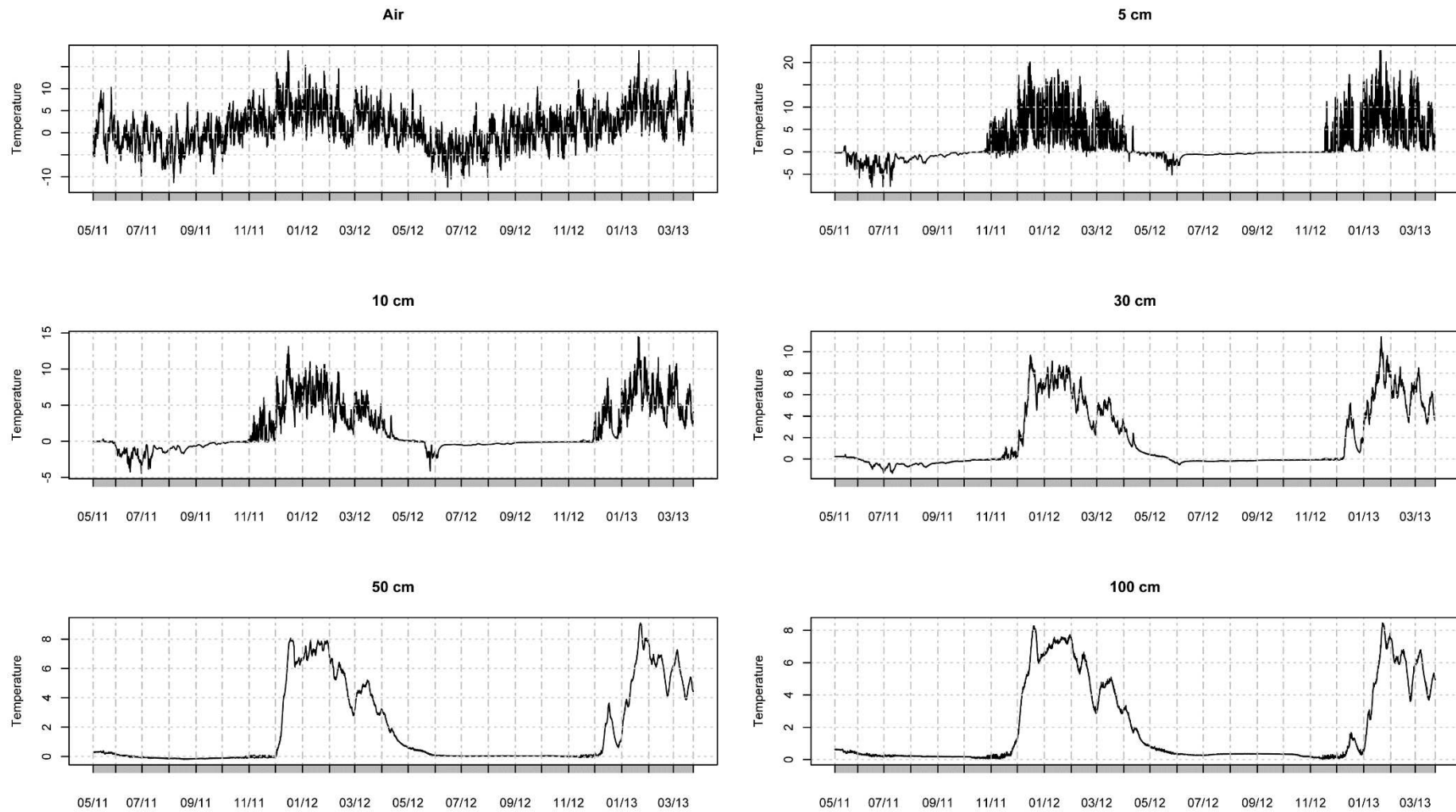


Tabela 4: Índices de temperatura do solo nos dois sítios, Monte Martial.

	Floresta <i>Nothofagus pumilio</i> e <i>N. antarctica</i>																				Tundra fueguina																			
Médias	Thawed days					Frozen days					Isothermal days					Freeze -Thaw					Thawed days					Frozen days					Isothermal days					Freeze -Thaw				
Mês	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm					
mai/11	27	27	27	27	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	7	0	0	0	0	11	26	27	27	8	9	1	0	0	9
jun/11	0	15	8	14	30	0	0	0	0	0	29	15	15	14	0	1	0	7	2	0	0	0	0	0	30	30	9	0	0	0	0	15	30	30	0	0	6	0	0	0
jul/11	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	31	27	31	25	0	0	4	0	6	0	0	0	0	0	28	30	19	0	0	0	0	8	31	31	3	1	4	0	0	0
ago/11	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	31	11	0	0	0	0	14	31	31	0	0	6	0	0	0
set/11	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	10	0	0	0	11	16	30	30	30	5	4	0	0	0	
out/11	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	24	31	31	31	31	6	0	0	0	0	
nov/11	26	26	25	26	30	0	0	0	0	0	3	3	4	3	0	1	1	1	1	0	4	8	0	0	6	0	0	0	0	0	2	19	30	23	26	20	11	0	1	
dez/11	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	29	31	30	28	31	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	1	1	0	0
jan/12	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
fev/12	29	29	29	29	29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	29	29	29	29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0
mar/12	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0
abr/12	29	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	13	25	30	30	1	0	0	0	0	17	14	3	0	0	10	3	2	0	0
mai/12	5	19	17	19	31	0	0	0	0	0	18	10	12	8	0	8	2	2	4	0	0	0	0	6	15	13	11	0	0	5	19	31	24	11	13	1	0	1	5	
jun/12	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	10	0	0	0	0	0	19	28	30	30	0	1	2	0	0	0
jul/12	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	26	10	0	0	0	3	18	31	31	31	2	3	0	0	0	0	
ago/12	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	23	31	31	31	31	4	0	0	0	0	0	
set/12	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	
out/12	11	16	10	11	31	0	0	0	0	0	14	14	16	17	0	6	1	5	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	
nov/12	30	30	30	30	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	19	28	30	30	30	10	2	0	0	0	
dez/12	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	23	22	21	13	0	0	0	0	5	0	8	9	14	13	8	1	1	4	
jan/13	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	31	31	31	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	
fev/13	28	28	28	28	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	28	28	28	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
mar/13	23	23	23	23	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	23	23	23	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0
soma	363	398	382	392	689	0	0	0	0	0	309	283	292	281	0	17	8	15	16	0	190	248	250	258	277	184	132	39	0	0	179	265	367	428	392	136	44	33	3	20
Média	15,8	17,3	16,6	17,0	30,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,4	12,3	12,7	12,2	0,0	0,7	0,3	0,7	0,7	0,0	8,3	10,8	10,9	11,2	12,0	8,0	5,7	1,7	0,0	0,0	7,8	11,5	16,0	18,6	17,0	5,9	1,9	1,4	0,1	0,9
Mediana	23	23	23	23	31	0	0	0	0	0	3	3	4	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	6	0	0	0	0	0	2	15	30	23	4	0	0	0	0	0
Máx	31	31	31	31	31	0	0	0	0	0	31	31	31	31	0	8	4	7	6	0	30	31	31	31	31	31	31	19	0	0	31	31	31	31	31	26	20	11	1	9
Mín	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabela 5: Índices de temperatura do solo nos dois sítios, Monte Martial.

Sítio NO													Sítio TUA														
Thawing Degree Days							Freezing Degree Days							Thawing Degree Days							Freezing Degree Days						
Mês	Temp. ar	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	Temp. ar	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	Temp. ar	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	Temp. ar	2 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm			
mai/11	66,6	28,2	31,9	29,2	28,7	47,8	-23,6	0	0	0	0	0	53,3	1,5	0,3	5,1	7,1	13,9	-30,7	-20,6	-1,5	0,0	0,0	0			
jun/11	13,3	8,2	15,0	14,2	15,2	38,6	-42,2	0	0	0	0	0	7,5	0,0	0,0	0,0	1,1	8,1	-59,6	-97,1	-57,8	-13,1	-0,4	0			
jul/11	13,6	8,3	13,2	12,7	13,4	32,2	-62,1	0	0	0	0	0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	-80,7	-67,5	-47,3	-21,4	-3,0	0			
ago/11	8,1	8,1	12,0	11,8	12,6	28,9	-70,0	0	0	0	0	0	8,5	0,0	0,0	0,0	0,0	6,1	-89,7	-41,4	-30,1	-15,7	-4,7	0			
set/11	28,6	9,2	12,6	12,4	13,4	27,5	-27,8	0	0	0	0	0	13,4	0,0	0,0	0,0	0,0	5,3	-48,7	-16,5	-13,0	-8,3	-3,9	0			
out/11	86,2	8,5	11,7	11,5	12,5	26,3	-3,5	0	0	0	0	0	55,2	7,2	0,1	0,0	0,0	4,1	-15,1	-2,4	-2,8	-2,8	-2,4	0			
nov/11	125,1	79,7	73,6	72,2	70,8	57,6	-0,9	0	0	0	0	0	86,9	68,8	43,5	6,5	0,0	10,4	-3,1	0,0	0,0	-0,3	-0,7	0			
dez/11	225,8	162,7	152,0	155,0	155,7	114,4	0,0	0	0	0	0	0	188,8	226,6	194,3	170,3	153,9	173,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0			
SUM	567,4	312,7	322,0	318,9	322,3	373,2	-230,2	0	0	0	0	0	420,4	304,1	238,2	181,9	162,1	227,9	-327,6	-245,5	-152,5	-61,5	-15,2	0			
jan/12	203,7	169,7	164,4	164,8	165,7	137,1	0,0	0	0	0	0	0	173,3	231,1	218,2	233,0	227,2	223,2	-0,7	0	0	0	0	0			
fev/12	94,0	85,1	92,9	89,7	91,3	107,6	-2,9	0	0	0	0	0	66,3	105,9	114,2	138,3	147,9	155,0	-7,0	0	0	0	0	0			
mar/12	155,8	122,7	119,8	120,5	120,9	112,0	0,0	0	0	0	0	0	128,1	112,1	121,4	126,5	126,0	125,8	-0,9	0	0	0	0	0			
abr/12	59,6	42,5	53,4	49,0	50,2	79,9	-9,5	0	0	0	0	0	45,1	9,8	22,9	37,2	46,5	53,1	-15,7	-5,6	0	0	0	0			
mai/12	36,7	14,5	24,5	22,5	24,3	53,2	-39,7	-0,06	0	0	0	0	22,1	0,0	0,5	5,5	10,7	16,8	-50,1	-38,8	-19,9	-1,9	0	0			
jun/12	0,1	3,9	12,7	11,6	13,3	38,6	-97,4	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0	1,4	9,0	-120,8	-26,5	-21,3	-7,3	0	0			
jul/12	8,4	6,9	13,4	11,7	12,8	35,4	-81,9	0	0	0	0	0	6,0	0	0	0	0,8	9,9	-111,7	-18,0	-14,6	-6,1	0	0			
ago/12	44,9	7,2	12,8	11,0	11,9	32,2	-27,8	0	0	0	0	0	29,3	0	0	0	1,0	11,0	-49,1	-12,9	-10,6	-5,0	0	0			
set/12	61,3	6,3	10,5	9,0	9,7	27,1	-5,4	0	0	0	0	0	32,0	0	0	0	1,1	10,5	-20,8	-4,5	-4,2	-3,1	0	0			
out/12	64,7	28,5	24,4	20,5	17,8	30,3	-11,3	0	0	0	0	0	34,8	0	0	0	0,8	8,4	-22,7	-2,9	-2,9	-2,5	0	0			
nov/12	114,3	92,4	87,7	91,8	93,5	73,5	-4,6	0	0	0	0	0	80,3	26,8	2,1	0,0	0,3	3,8	-10,8	-0,9	-1,2	-1,4	0	0			
dez/12	88,5	88,8	88,4	88,7	89,5	84,0	-1,7	0	0	0	0	0	58,2	106,1	75,6	51,5	39,5	19,1	-5,2	0,0	0,0	-0,1	0	0			
SUM	931,8	668,3	704,7	690,7	700,6	810,8	-282,0	-0,06	0	0	0	0	675,7	591,7	554,8	592,0	603,2	645,6	-415,6	-110,2	-74,7	-27,4	-0,2	0			
jan/13	233,1	190,4	176,8	182,0	181,9	133,2	0,0	0	0	0	0	0	196,6	258,3	228,1	211,8	183,3	158,3	0,0	0	0	0	0	0			
fev/13	158,2	138,0	137,2	138,4	139,6	128,7	-0,1	0	0	0	0	0	131,3	165,3	165,5	172,8	169,1	162,7	-0,8	0	0	0	0	0			
mar/13	132,5	116,2	115,2	116,2	116,9	107,2	0,0	0	0	0	0	0	110,0	104,9	116,7	124,3	124,2	120,9	-1,9	0	0	0	0	0			
SUM	523,8	444,7	429,1	436,5	438,4	369,1	-0,1	0	0	0	0	0	437,8	528,6	510,4	508,9	476,5	441,9	-2,6	0	0	0	0	0			

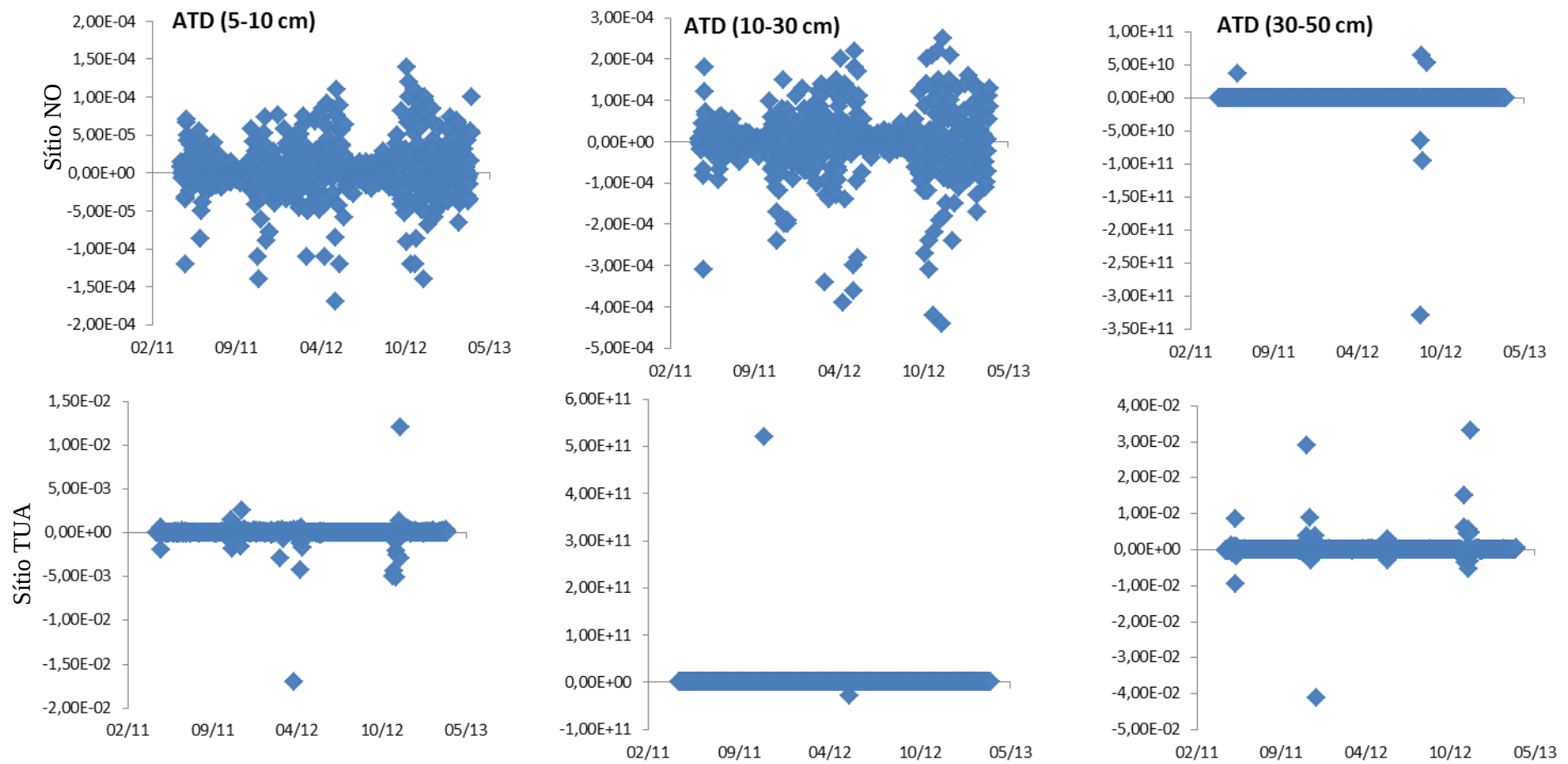


Figura 4: Gráficos de dispersão das médias diárias de difusividade térmica do solo nas três profundidades em cada dos sítios.

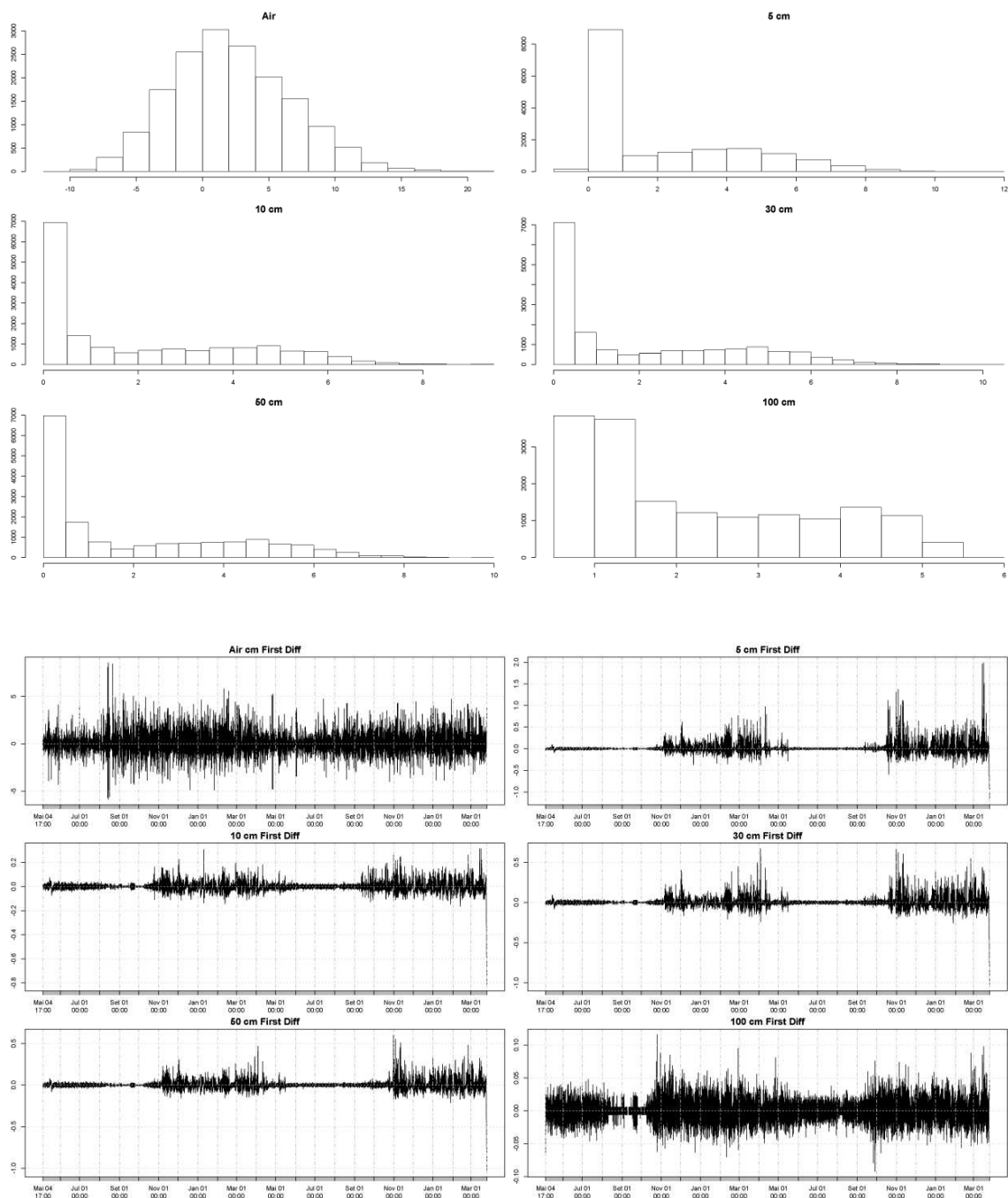


Figura 5: Histograma de distribuição das temperaturas médias diárias do solo e do ar; abaixo, gráfico de primeira diferença no sítio NO.

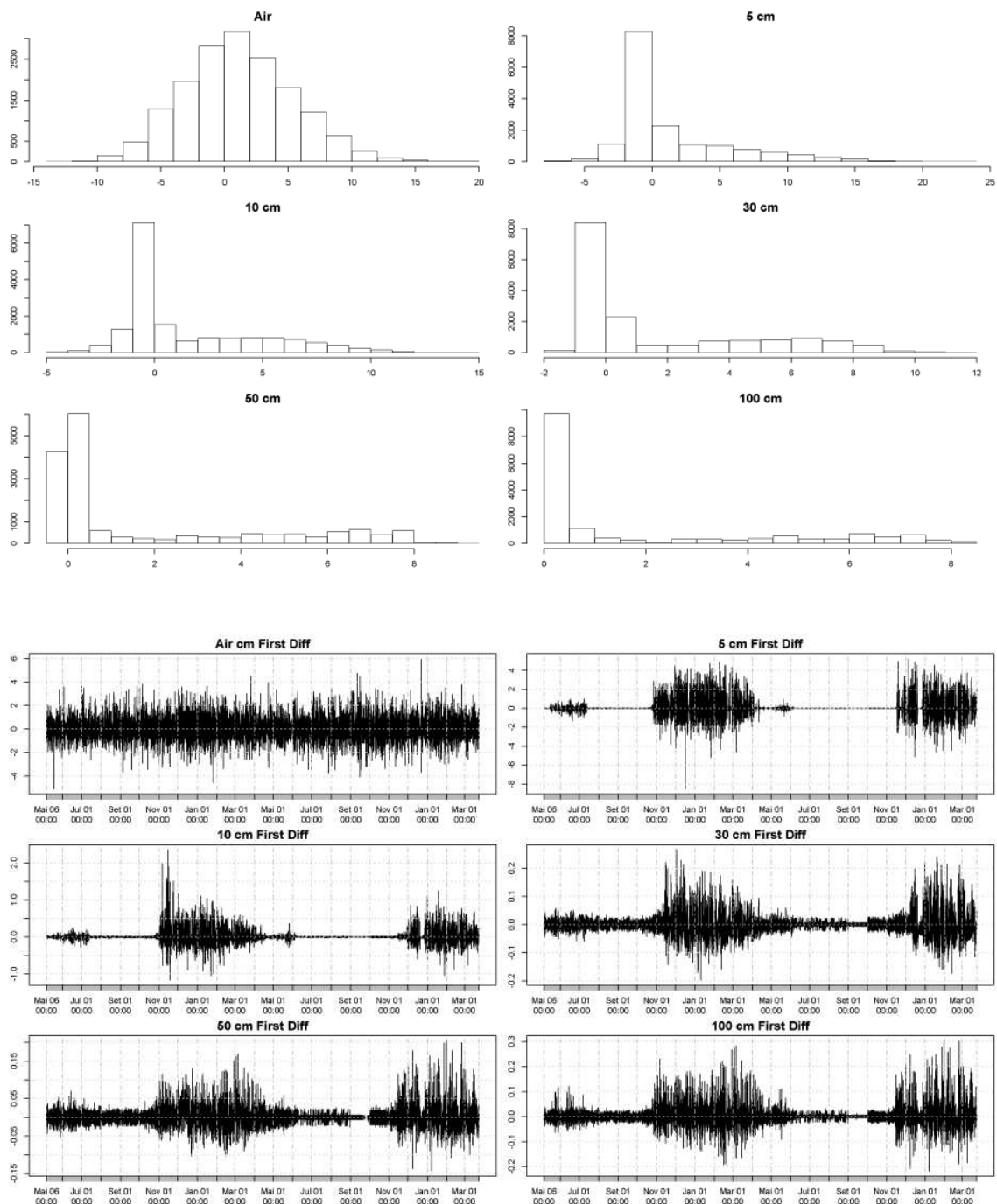


Figura 6: Histograma de distribuição das temperaturas médias diárias do solo e do ar; abaixo, gráfico de primeira diferença no sítio TUA.

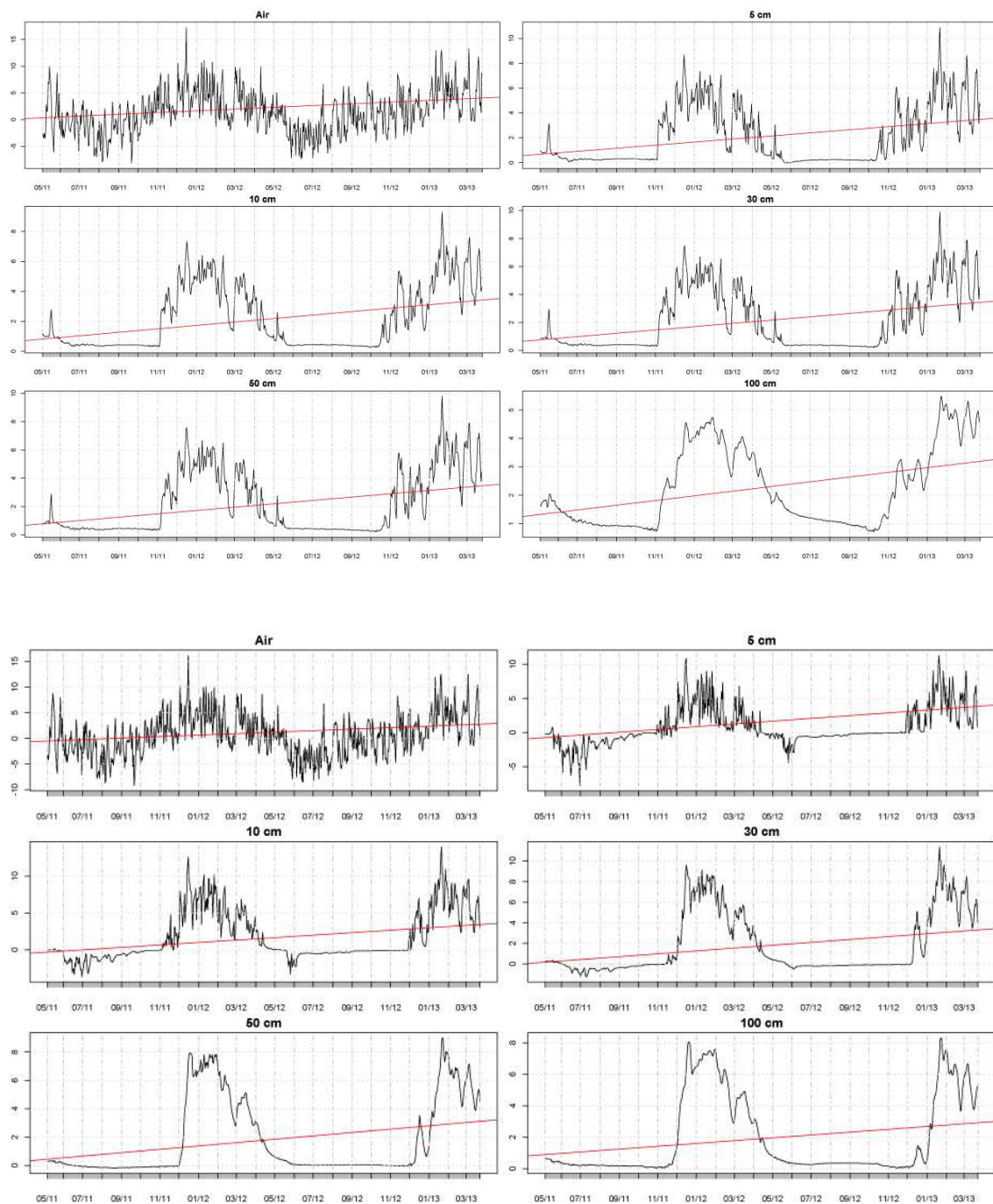


Figura 7: Regressão linear da temperatura do solo para cada profundidade e para o ar, nos sítios NO e TUA, respectivamente.

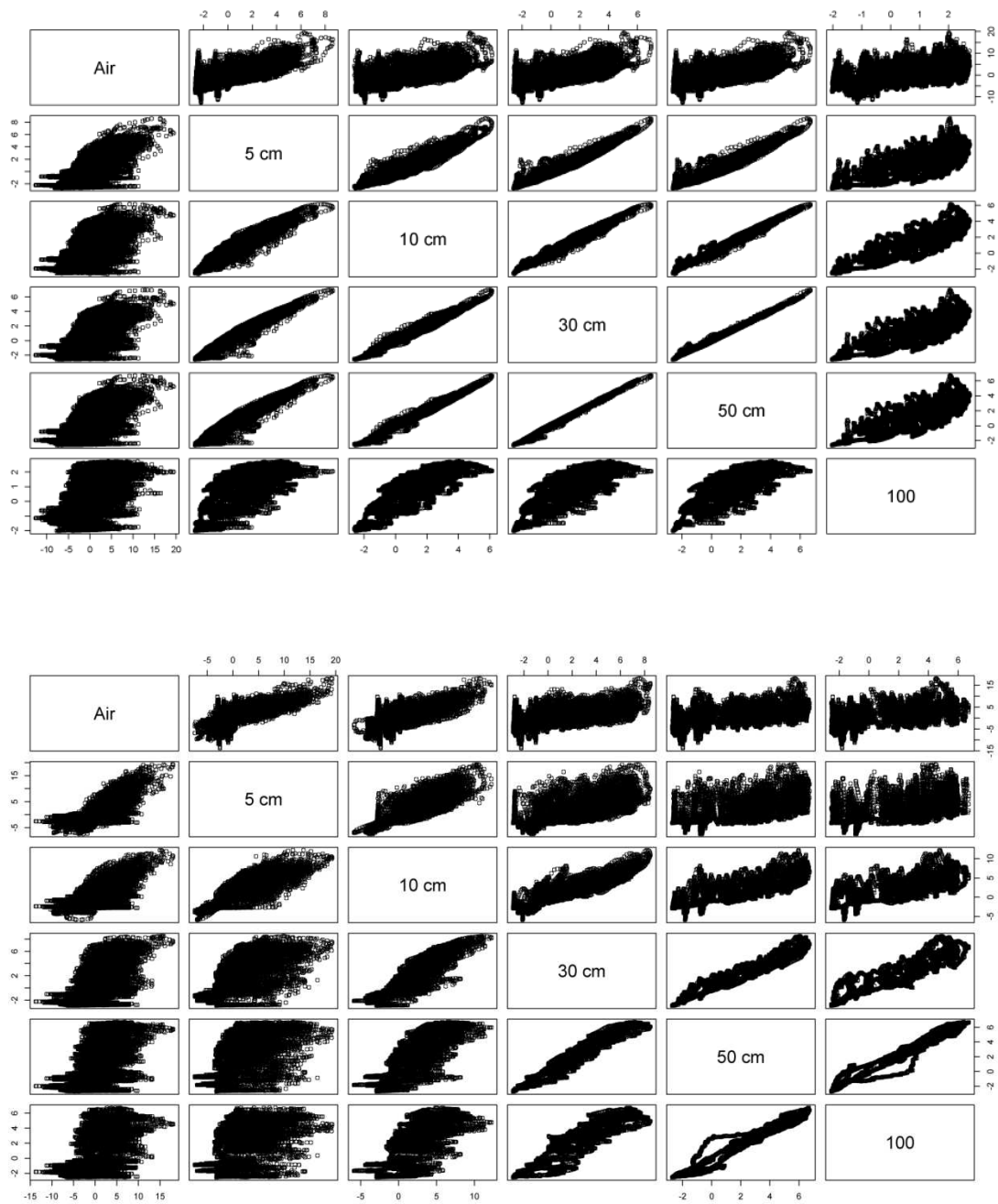


Figura 8: Correlação entre a temperatura do ar e a do solo para cada profundidade no sítio NO e no sítio TUA.

CAPÍTULO 3

EMISSIONES DE CO₂, CH₄ E N₂O EM TUNDRA E FLORESTA NOTHOFAGUS NO VALE MARTIAL – PATAGÔNIA ARGENTINA.

RESUMO

Os solos estão intimamente conectados às mudanças climáticas globais por ser um dos principais responsáveis pela produção e consumo dos mais importantes gases de efeito estufa (GEE's). Enquanto a maioria dos solos em ambientes periglaciais apresenta elevados fluxos de emissão de CO₂, CH₄ e N₂O, alguns poucos apresentam uma tendência de drenos de GEE's da atmosfera. Os fluxos de CO₂, N₂O e CH₄ foram mensurados em dois sítios sob Tundra (TU e TUA) e em um sítio sob Floresta de Nothofagus na região do Vale Martial, (Patagônia Meridional), localizado no extremo sul do continente sul-americano. As emissões de gases de efeito estufa foram avaliadas em duas épocas, em cada um dos 3 sítios de monitoramento. Em cada sítio, foi descrito e amostrado um perfil de solo, sendo realizadas análises químicas e físicas dos solos, com posterior classificação pela Soil Taxonomy. As emissões de CO₂ foram baixas (3-4 $\mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) em todos os sítios e nas duas épocas, com alta correlação positiva com a temperatura do solo ($r > 0,74$). O CO₂ foi o único gás cujas emissões mantiveram sempre saldo positivo. Os valores mais elevados de emissão de CO₂ foram observados para os solos sob Tundra (TU+TUA), acompanhando temperaturas do solo e do ar mais elevadas e maiores conteúdos de água no solo. Para o metano, foi observado forte captura (dreno) durante as duas épocas nos solos sob Floresta (NO) (-26 e -79 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), e para os solos sob Tundra (TU+TUA) (-21 e 12 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), os valores de oxidação do CH₄ foram mais baixos. As emissões de N₂O também são baixas e revelam a tendência de dreno de N₂O da atmosfera, especialmente nos solos sob Floresta nas duas épocas (-2 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), com emissões mais altas para os solos sob Tundra (TU+TUA). A temperatura não correlacionou com as emissões de N₂O e CH₄, e a umidade não correlacionou com nenhum dos três gases mensurados. De acordo com os dados, é possível concluir que um cenário de aumento de temperaturas resultará em alteração no balanço entre emissões e drenos destes gases nos solos, conduzindo a valores positivos de emissão de CH₄ e N₂O, especialmente nos solos sob Tundra (TU+TUA), onde se observaram maiores variações térmico-hídricas, bem como maiores valores médios de emissões.

1. INTRODUÇÃO

O aquecimento global e o aumento das emissões e das concentrações de gases de efeito estufa (GEE's) na atmosfera tem sido tema recorrente em artigos científicos de diversas áreas do conhecimento, desde a última década (Blagodatsky e Smith, 2012). Os solos são os principais responsáveis pela produção e o consumo de GEE's para a atmosfera e, por isso, têm sido diretamente relacionados às mudanças climáticas globais. Dentre os GEE's, destacam-se o dióxido de carbono (CO_2), óxido nitroso (N_2O) e o metano (CH_4), como os gases mais importantes neste efeito (IPCC, 2007). Ravishankara et al., (2009) cita que o N_2O é a principal substância responsável pela destruição da camada de ozônio estratosférico. De acordo com o IPCC (2007), o aumento na concentração destes gases na atmosfera tem levado a um desequilíbrio no balanço de entrada e saída do calor no planeta, tendendo ao aquecimento da superfície, que por sua vez, tem um efeito positivo nas emissões.

As emissões dos GEE's começaram a receber maior interesse pela comunidade científica, especialmente nas últimas décadas, após a percepção da magnitude dos reservatórios destes gases contidos nos solos do planeta (Batjes, 1996). Os solos são um dos maiores reservatórios de GEE's e desempenham um papel fundamental no ciclo biogeoquímico do carbono e nitrogênio na Terra (IPCC, 2007). As atividades antrópicas relacionadas à agricultura e pecuária têm sido apontadas como as principais responsáveis pelo desequilíbrio entre fontes e drenos, resultando em excedentes de gases emitidos pelos solos (Duxbury, 1994; Snyder et al., 2009).

As pesquisas indicam que os solos de ambientes naturais de ecossistemas não perturbados podem se tornar grandes fontes ou drenos de GEE (Smith, 2008; Smith et al., 2008) em virtude do provável aumento global das temperaturas médias anuais (Butterbach-Bahl and Papen, 2002). Para os solos do Hemisfério Norte a situação é

relativamente bem conhecida, pois a maioria dos solos polares e subpolares possuem grandes estoques de C preservados pelas baixas temperaturas e principalmente pelo permafrost (Michaelson et al., 2004; Michel et al., 2006; French, 2007; Simas et al., 2008). Por isso, estes solos têm sido considerados possíveis fontes de GEE's para a atmosfera (Michaelson, et al., 2004; Oechel et al., 1992; IPCC, 2007).

Atualmente, 60% da superfície terrestre experimentam a cobertura de neve sazonal ou o congelamento do solo (Brooks et al., 2011). Isto ocorre particularmente nas altas latitudes, onde há mais da metade do C estocado nos solos do mundo (Post et al. 1982). Nestas regiões do planeta, o estoque de C e nutrientes são preservados pelas baixas temperaturas e produtividade primária, que retardam a decomposição da matéria orgânica do solo (Gallaghan and Jonasson, 1995). No hemisfério Sul, especialmente na América do Sul, ainda existem poucos trabalhos a respeito dos solos e dos ambientes periglaciais, com exceção da Antártica Marítima (Blume et al., 2002; Beyer et al., 2004; Michel et al, 2006; French, 2007; Simas et al., 2007, 2008). Não se sabe ao certo, neste contexto, os possíveis impactos das mudanças climáticas globais sobre estes ambientes.

As regiões de altas latitudes são altamente sensíveis às mudanças climáticas globais em função das temperaturas próximas ao ponto de congelamento da água no solo (IPCC, 2007). Pequenas alterações de temperatura poderão ser suficientes para modificar a dinâmica térmica peculiar da região (cobertura de neve, congelamento sazonal e ciclos de congelamento e degelo). Na faixa de latitude entre 30 - 55° S, segundo Manabe e Wetherald (1987), é projetado um aumento de 3-4 °C na temperatura média anual do ar.

As Florestas decíduas de *Nothofagus* sp. e os ambientes de Tundra encontrados na Terra do Fogo são ambientes naturais pouco alterados pelo homem (Strelin and Iturraspe, 2007), com características apropriadas para obtenção de valores referência

dos ambientes altimontanos do Hemisfério Sul. Estudos envolvendo medições in situ poderão contribuir para produzir modelagens e projetar cenários futuros mais próximos da realidade sobre o efeito do aquecimento global.

O objetivo deste capítulo foi estudar as emissões dos gases CO₂, N₂O e CH₄ em solos sob Floresta de *Nothofagus* e Tundra fueguina na região do Monte Martial, Cordilheira Darwin, durante duas épocas do ano: No início do degelo das geleiras (primavera) e no auge do verão, visando avaliar os efeitos da temperatura e umidade do solo nas emissões dos gases de efeito estufa. Os fluxos foram correlacionados aos atributos químicos, físicos e climáticos, permitindo a comparação com solos de outros ambientes naturais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Localização e caracterização dos sítios de coleta

A coleta de gases GEE's foi realizada setor no Martial Sur (Strelin e Iturraspe, 2007) da geleira Martial, Terra do Fogo, Argentina. A geleira Martial é um dos circos glaciais que fazem parte da Cordilheira Darwin, no extremo sul dos Andes (Strelin e Iturraspe, 2007) (Figura 1). Os sítios foram separados da seguinte forma (Tabela 1):

1) **NO** – área no limite superior da vegetação Florestal de *Nothofagus pumilio* e *Nothofagus antarctica*, em posição mais baixa na encosta, com declive acentuado e com boas condições de drenagem; É a área de morainas mais antiga do recuo da geleira e com solos de textura ligeiramente mais argilosa entre os sítios estudados. O horizonte superficial é moderado e pouco profundo. Os solos não congelam no inverno.

2) **TU** – área no início da colonização da vegetação de Tundra, composta basicamente por *Bolax gummifera* e *Empetrum rubrum*, em posição

intermediária na encosta, com declive acentuado e boas condições de drenagem. A vegetação tipo “almofadas” é descontínua, e recobre cerca de 50% da superfície do solo, com horizonte superficial moderado e pouco profundo. O solo apresenta frente de congelamento até 30 cm durante 4-6 meses no inverno, a depender da profundidade avaliada.

3) **TUA** - área mais alta da encosta, em vegetação de Tundra bem desenvolvida, composta por *Bolax gummifera* e *Empetrum rubrum* com declividade menor e próximo a linha de drenagem. A vegetação de almofadas cobre toda a superfície do solo, formando um horizonte orgânico pouco espesso. Durante o verão, o encharcamento do solo é intenso, e a água do degelo escorre superficialmente. Nestes solos a frente de congelamento chega a 50 cm, se estende por 4-6 meses.

Tabela 1: Características gerais dos sítios de coleta de CO₂, CH₄ E N₂O

Perfil	Coordenadas ¹	Altitude (metros)	Classe de solo ²	Relevo	Vegetação	Drenagem	Declive
P1 - NO	54° 47'36.7" S 68° 23'32.8" W	600	Inceptisol	montanhoso	Floresta <i>Nothofagus pumilio</i> e <i>N. antarctica</i>	Bem drenado	45°
P2 - TU	54° 47'39.7" S 68° 23'42.8" W	660	Inceptisol	montanhoso	<i>Bolax gummifera</i> e <i>Empetrum rubrum</i>	Moderadamente drenado	40°
P3 - TUA	54° 47'39.6" S 68° 23'43.5" W	770	Inceptisol	montanhoso	<i>Bolax gummifera</i> e <i>Empetrum rubrum</i>	Imperfeitamente drenado	35°

Foi descrito e coletado um perfil de solo em cada um dos três sítios de medição das emissões de CO₂, CH₄ e NO₂. As análises químicas e físicas de rotina os solos foram realizadas seguindo procedimentos padronizados conforme Embrapa (1997). O fracionamento textural foi feito utilizando-se NaOH 0,1 mol L⁻¹ como dispersante e agitação de rotação lenta por 16 horas (Embrapa, 1997). A densidade do solo foi obtida pelo método do anel volumétrico, coletada em triplicada (Embrapa, 1997).

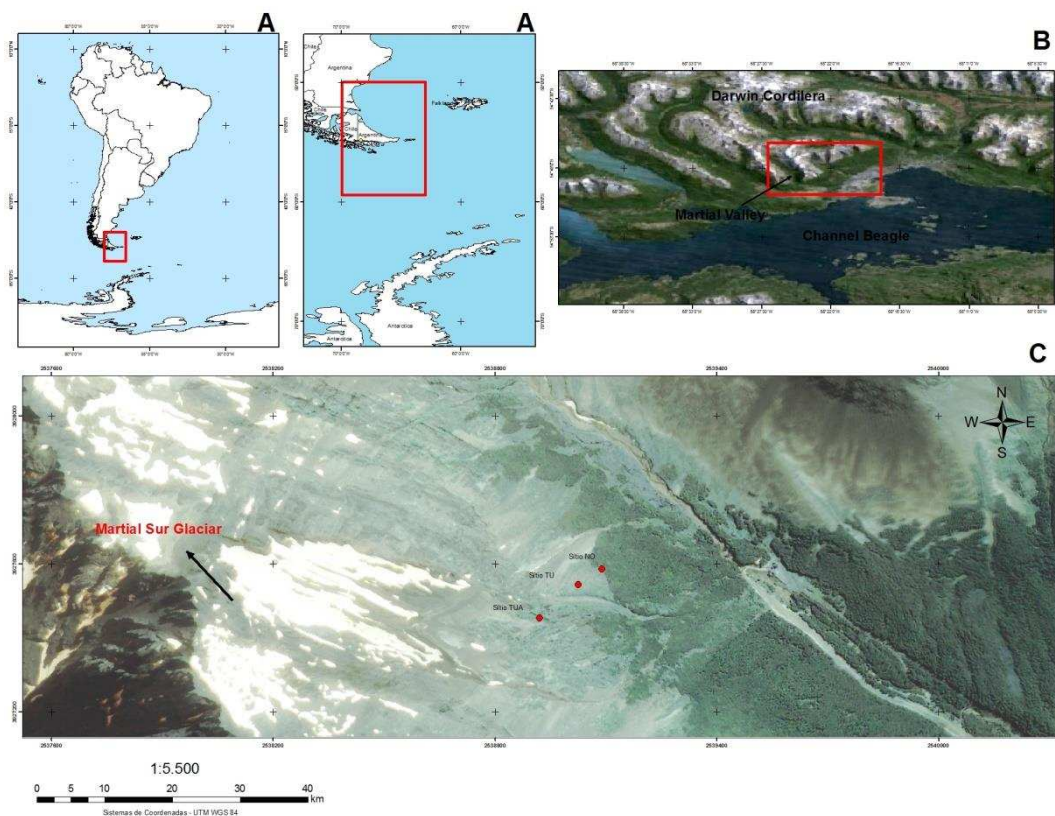


Figura 1: Localização da área de estudo: A) Situação da Terra do Fogo na América do Sul; B) Vale da geleira Martial, na Cordilheira Darwin; C) Localização dos sítios estudados.

O Ca^{+2} , Mg^{+2} e o Al^{+3} foram extraídos com solução KCl 1 mol L^{-1} e determinados com espectrofotômetro de absorção atômica. O K^{+} , Na^{+} e o P disponível foram extraídos com Mehlich 1 (HCl $0,05 \text{ M}$ + H_2SO_4 $0,0125 \text{ M}$) e determinados por espectrofotômetro (P disponível) e por fotômetro de emissão de chama (Na^{+} e o K^{+}) (Embrapa, 1997). A acidez potencial (H^{+} + Al^{+3}) foi determinada por titulação, após extração com $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO}_2)$ $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 7,0. O pH do solo foi determinado em água destilada e solução KCl 1 mol L^{-1} (Embrapa, 1997). O carbono orgânico total (COT) foi determinado através do quantificado por mufla 600°C (Embrapa, 1997). O nitrogênio total (NT) foi determinado pelo método de Kjeldahl (Embrapa, 1997). Os

solos foram classificados de acordo com os critérios adotados pelo sistema de classificação da Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) (Tabela 2).

2.2 Experimento de coleta de gases GEE's (CO₂, CH₄ e N₂O)

Em cada um dos três sítios foram instalados seis pontos de coleta de CH₄ e N₂O (câmaras) e seis de CO₂ (colares), distribuídos de forma circular ao redor do local de descrição do solo (Figura 2). Junto ao perfil de cada sítio foram instalados dispositivos do tipo datalogger, modelo Campbell CR1000, equipados com sensores de temperatura do solo e do ar (modelo 105E e 107 Temperature Probe, nas profundidades 5, 10, 30, 50 e 100, e a um metro da superfície do solo) e do conteúdo de água no solo (modelo CS616-L, nas profundidades 10, 30, 50 e 100), todos da Campbell Scientific INC.

Dados prévios de temperatura do solo de cada um dos sítios foram utilizados para identificar a hora do dia em que ocorre a temperatura média horária do mês de coleta, sendo estabelecido o intervalo entre as 12:00 e as 15:00 horas pelo horário local. Foram realizadas duas épocas de medição nos diferentes sítios (NO, TU e TUA). A 1ª época foi entre 29/Novembro a 05/Dezembro/2011, na época do início do degelo do solo; e 2ª época entre 1 e 6 de Fevereiro/2012, época do verão e temperaturas elevadas. Em cada época, as coletas eram diárias e maninha-see o mesmo horário do dia para a coleta.



Figura 2: Esquema amostral utilizado no ambiente mais alto (TUA). Na bambona azul estão os dispositivos de armazenamento da temperatura e conteúdo de água no solo. O sensor de temperatura do ar está suspenso por haste metálica. No canto inferior a esquerda está o Licor, equipamento utilizado para coleta de emissões de CO_2 . As seis câmaras de PVC são para coleta de NO_2 e CH_4 .

2.3 Experimento e coleta das emissões de CO_2 do solo

O fluxo de CO_2 do solo foi mensurado através do sistema automatizado LI-8100 (LI-COR Biosciences, USA, Figura 3) acoplado a colares de PVC instalados em cada um dos sítios de monitoramento (Figura 2). Ao redor de cada perfil foram instalados seis colares de PVC e realizadas três leituras consecutivas com o Licor em cada colar, totalizando 288 medições por época e 576 no total. Em cada medida o aparelho faz um ciclo de 30 segundos iniciais para estabilização da câmara, seguidos por 90 segundos por cada medida de fluxo. O resultado final foi determinado através da média da cada triplicata. No momento da medição do fluxo de CO_2 foi medida a temperatura do solo utilizando termômetro Delt DT-625N.

O sistema LI-8100 é baseado na espectroscopia de absorção infravermelho para analisar as mudanças de concentração de CO_2 no interior da câmara em um determinado intervalo de tempo, sendo programado para medir as alterações na concentração de CO_2 no interior da câmara durante 1 minuto e 30 segundos por medição (Figura 3). A câmara

é um sistema fechado (volume interno = 854 cm³), com uma área de contato para o solo de 83 cm². Os fluxos CO₂ foram expressos em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.



Figura 3: Sistema automatizado LI-8100 (LI-COR Biosciences, USA) (amarelo) acoplado ao colar de PVC no momento da medição.

2.4 Experimento e coleta das emissões de N₂O e CH₄ do solo

As emissões de N₂O e CH₄ foram feitas seguindo o mesmo esquema amostral utilizado para o CO₂. O fluxo das emissões de N₂O e CH₄ foi medido utilizando-se câmaras de Cloreto de Polivinil (PVC) fixadas ao solo através de uma base de aço galvanizado com mesmas dimensões. Ambas apresentam as dimensões de 25 x 20 cm e foram inseridas no solo até a profundidade de 5 cm (Figura 3). A vedação entre a câmara e a base foi feita através de borracha isolante. Cada câmara de PVC contém um orifício para inserção da válvula de três vias (Discofix B BRAUN) e um orifício para fixação termômetro modelo Delt DT-625N, que são vedados através de borracha isolante (Figura 4). A válvula do tipo Discofix permite a vedação e orientação da saída dos gases, possibilitando a transferência fiel do ar de dentro da câmara para o frasco no momento da coleta. Antes do momento da coleta do ar, os frascos de vidros foram submetidos à pressão por uma bomba manual para retirada do ar interno. A amostragem

foi feita com os tempos de 0, 20, 40 e 60 minutos após o fechamento das câmaras, sendo realizada a amostragem de ar de cada uma, reabrindo as câmaras em seguida, após as coletas. Em cada época foram feitas 432 coletas de gases, totalizando 864 coletas de CH₄ e N₂O. Em cada sítio foram coletadas amostras do ar ambiente para o cálculo do fluxo de gases, totalizando 36 coletas do ar.

As análises das concentrações de N₂O foram realizadas utilizando um cromatógrafo de gás (Perkin Elmer, Autosystem) equipado com uma coluna de "Porapak Q" e um detector de captura de elétrons. Antes de cada conjunto de análises, foram injetados padrões para o cálculo das concentrações de N₂O de cada amostra. Os padrões utilizados foram 482 ppbv, 800 ppbv e 1180 ppbv N₂O. Os fluxos de N₂O (FN₂O) consistem na diferença entre as concentrações de cada amostra dos tratamentos e a concentração das amostras do ar ambiente, sendo calculados pela equação $FN_2O = dC/dt (V/A) M/V_m$, onde dC/dt é a mudança de concentração de N₂O na câmara no intervalo de incubação; V e A são respectivamente o volume da câmara e a área de solo coberta pela câmara; M é o peso molecular de N₂O e V_m é o volume molecular na temperatura de amostragem. Os fluxos foram expressos em $\mu g N m^{-2} h^{-1}$. Após o cálculo dos fluxos, foram estimadas as emissões para o intervalo de tempo estudado. Este mesmo método foi utilizado para estimar as emissões de CH₄.

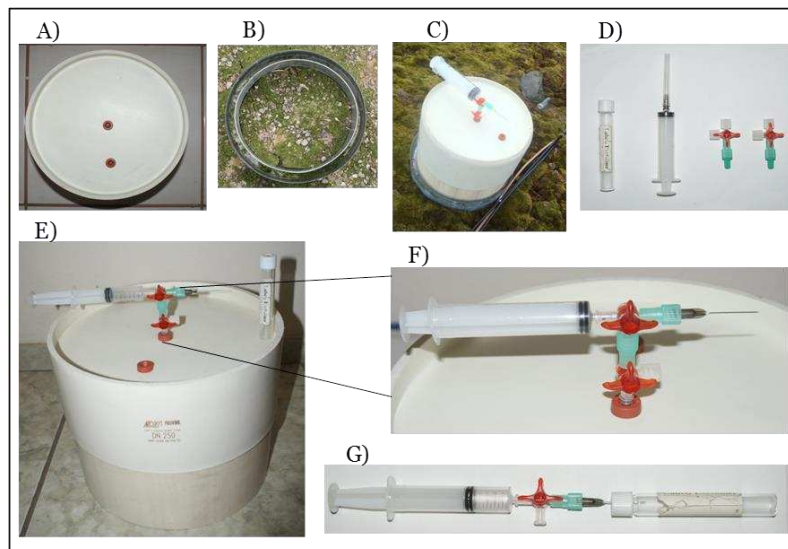


Figura 4: Câmara de PVC utilizada para a medição do fluxo de N_2O (A: vista superior, B: chapa de aço galvanizado e C: vista inferior). Equipamentos necessários para coleta do gás N_2O (D: frasco para cromatografia de 12 ml, seringa de polipropileno de 20 ml e duas torneiras de três vias). Detalhe do sistema montado para a coleta do gás N_2O (E, F e G).

2.5 Análises estatísticas

A estatística descritiva foi utilizada para obter a média, desvio-padrão, coeficiente de variação, valor mínimo e máximo no fluxo de CO_2 , N_2O e CH_4 . Para o conteúdo de água no solo e a temperatura foi calculado a média, valor mínimo e máximo. Os resultados foram submetidos à análise das médias e variância para verificar a existência de diferença entre os sítios. Foi feita a correlação de Pearson entre os fluxos dos gases e as variáveis ambientais de temperatura e umidade.

3. RESULTADOS

3.1 Variáveis ambientais

3.1.1. Temperatura e conteúdo de água no solo durante o experimento

Durante os dois períodos de coleta as temperaturas do solo se mantiveram acima de zero °C, excluindo-se os efeitos do congelamento e degelo sobre as emissões dos GEE's. Entretanto, houve forte variação climática no período estudado.

No período da primeira coleta, a temperatura do solo a 5 cm de profundidade variou entre 1,7 e 13,6 °C, nos três sítios, com temperaturas mais baixas nos dois primeiros dias de amostragem e mais alta no 4º dia (Figura 5). No primeiro e segundo dia de coleta as temperaturas se mantiveram mais baixas devido à precipitação de neve formando espessa camada de neve sobre os solos. No terceiro e no quarto dia de coleta, as temperaturas do solo aumentaram, pois o dia estava ensolarado e não houve precipitação. No penúltimo dia a temperatura voltou a diminuir, com precipitação na forma de neve e ventos fortes. As temperaturas médias mais altas foram observadas nos sítios TU (8,2 °C) e TUA (8,6 °C), sendo que ambos, apresentaram comportamento térmico muito semelhante entre si, com valores entre 1 e 14 °C. Para o sítio NO, as temperaturas médias foram menores (4,6 °C), assim como a amplitude térmica, entre 1,9 e 7 °C.

Durante o período da segunda coleta, a temperatura do solo variou entre 1,5 °C (no quarto dia de coleta) e 13 °C (no primeiro e no último dia de coleta). No primeiro dia, as temperaturas estavam mais altas, o dia estava ensolarado, sem neve e chuva. No segundo dia de coleta, as temperaturas começaram a abaixar e chegam a um mínimo no quarto dia de coleta (06/02/12), dia em que houve uma forte precipitação na forma de neve. No quinto as temperaturas voltam a aumentar e alcançam um máximo no sexto dia, quando o dia estava ensolarado. No último dia, as temperaturas abaixaram novamente, em função do tempo encoberto, porém não houve chuva ou neve, apenas ventos fortes. Os três sítios apresentaram padrão térmico semelhante, porém com temperaturas mais baixas em relação à época anterior. Os solos sob Floresta apresentam

temperaturas médias mais baixas (4,1 °C) e menor variação da temperatura ao longo do período de coleta (1,7 a 5,7 °C). Os solos sob Tundra (TUA e TU) apresentam temperaturas médias mais altas (8,5 e 7,7 °C, respectivamente), assim como maior amplitude térmica.

O conteúdo de água, considerando os três sítios, durante a primeira época variou de 0,09 a 0,19 m³/m³. Durante essa época, os solos NO e TU quase não apresentam variação no conteúdo de água no solo (0,16 – 0,19 m³/m³), sendo mais úmidos que o sítio TUA no início do experimento. Durante o período de coleta, a água proveniente do degelo das geleiras aumentou o conteúdo de água no solo de 0,09 a 0,19 m³/m³, sendo o sítio TUA mais úmido (0,19 m³/m³) no último dia.

Durante a segunda época, o conteúdo de água no solo variou de 0,11 a 0,21 m³/m³. O sítio TUA apresentou maior conteúdo de água no solo, e maior variação do conteúdo durante o período, com máximo no quinto dia (07/02/12), logo após uma forte precipitação na forma de chuva ocorrida no dia 06/02/12. O conteúdo de água nos sítios NO e TU foram inferiores ao da primeira época, sendo o sítio TU é ligeiramente mais úmido que o sítio NO.

De maneira geral, os três sítios apresentavam boas condições de drenagem durante o período estudado. O sítio TUA apresentou conteúdo de água no solo um pouco maior na segunda época, mas não o suficiente para saturação do solo.

3.1.2 Propriedades gerais dos solos

Os principais atributos químicos (soma e a saturação por de bases, CTC, pH, COT e N total, estoque de C) e os atributos físicos do solo (densidade do solo e textura) de cada um dos sítios são apresentados na Tabela 2.

O pH do solo variou entre 4,8 a 5,3 para o sítio TUA e NO, respectivamente. Os baixos valores no pH em água são característicos de solos com teores de COT mais elevados. Os teores de argila apresentaram valores semelhantes nos sítios estudados (12-21 dag kg⁻¹), sugerindo que as diferenças texturais entre os sítios pouco interferem nas emissões dos gases. A densidade do solo no horizonte superficial foi menor no sítio TUA (0,19 g cm⁻³) e o valor mais elevado no sítio NO (0,60 g cm⁻³). A maior CTC foi verificada no sítio TU, enquanto a menor no sítio TUA. A soma de bases entre os sítios é bem semelhante, com valores entre 4,4 e 5,0 cmol_c kg⁻¹, em NO e TUA respectivamente.

Tabela 2: Principais características dos sítios estudados.

Hor.	Prof. (cm)	pH H ₂ O	pH KCl	SB cmol _c kg	CTC dag/kg	COT dag/kg	N total	Relação C/N	Areia ¹	Silte ²	Argila ³ dag/kg	Ds ⁴ (g/cm ³)	Estoque C ⁵ Mg/m ²
NO - Typic Dystricrypts, Floresta de <i>Nothofagus</i> , textura franco-argilosa, bem drenado													
Oi	8-0	5,31	4,44	4,42	15,12	16,50	1,01	16,3	-	-	-	0,60	0,67
Bi	0-27	4,79	3,90	0,57	17,27	6,96	0,26	26,8	57	23	20	0,90	1,10
BC	27-55	5,45	4,33	2,11	15,81	3,48	0,20	17,4	62	20	18	1,20	0,18
TU - Typic Dystricrypts, vegetação de Tundra, textura franco-argilosa, moderadamente drenado													
A	0-15	5,16	3,88	4,40	21,20	7,58	0,23	33,0	59	24	17	0,34	0,33
Bi	15-40	5,54	4,19	2,53	15,93	4,69	0,21	22,3	64	19	17	0,88	0,67
BC	40-60	5,73	4,35	1,74	11,14	4,03	0,13	31,0	71	15	14	0,96	0,12
C	60-80	6,12	4,61	1,23	4,03	1,29	0,05	25,8	74	14	12	1,19	0,05
TUA - Oxyaquic Dystricrypts, vegetação de Tundra, textura franca, imperfeitamente drenado													
Oi	12-0	4,81	3,91	5,03	10,53	30,40	0,97	31,3	-	-	-	0,19	0,59
A	0-18	4,85	3,75	4,12	21,42	15,84	0,60	26,4	57	23	20	0,23	0,43
Bi	18-30	5,60	4,03	4,19	14,89	3,69	0,20	18,5	45	35	20	0,99	0,22
BC	30-60	5,81	4,46	2,82	12,42	3,50	0,20	17,5	48	31	21	1,09	0,40
C	60-80	6,11	5,11	3,88	10,78	4,90	0,18	27,2	58	23	19	1,21	0,36

A medida de densidade do solo em profundidade permitiu estimar o estoque total de C e N no solo (Tabela 2). A distribuição de C e N orgânico do solo é diferente em cada um dos sítios, sendo os teores de COT mais elevados no horizonte superficial do TUA (30 dag kg⁻¹), entretanto, o estoque de C é mais alto no sítio NO (Tabela 2). Em relação ao N, o sítio TUA e NO apresentam teores similares (≈ 1 dag kg⁻¹), enquanto o

sítio TU, teores mais baixos ($0,2 \text{ dag kg}^{-1}$), bem como de COT (7 dag kg^{-1}). A relação C/N no horizonte superficial variou entre 16 e 33 nos sítios NO e TU, respectivamente.

Os teores de nitrato são baixos e variam entre $0,15$ e $0,56 \text{ mg g}^{-1}$ de solo nos três sítios, o sítio TUA apresentou teores ligeiramente mais elevados, enquanto o sítio TU, os valores mais baixos (Tabela 3). Para o amônio, os valores são mais elevados e variaram entre 5 - 16 mg g^{-1} , sendo que o sítio NO apresentou maiores teores e os menores foram observados no sítio TUA (Tabela 3).

Tabela 3: Concentrações de nitrato e amônio nos horizontes superficiais (0-10 cm).

Sítio	$\text{mgN-NO}_3^- \text{ g}^{-1}$	$\text{mgN-NH}_4^+ \text{ g}^{-1}$
NO	0,56	16,04
TU	0,15	9,93
TUA	0,31	5,02

3.2 Emissões de CO_2 do solo

As emissões de CO_2 nos solos dos três sítios variaram entre $0,2$ a $16,6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, com um fluxo médio de $4,1 \mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o período da primeira coleta (época do início do degelo das geleiras) (Tabela 4; Figura 5). Os valores médios diários mais baixos foram observados para o sítio NO ($2,8 \mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e os mais altos para o sítio TUA ($7,4 \mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Os maiores valores de emissões de CO_2 ocorreram no quarto dia de coleta (02/12/11) em todos os três sítios, coincidindo com o dia em que ocorreram as temperaturas mais elevadas nos solos. Os sítios TUA e TU apresentaram as maiores emissões de CO_2 e um padrão de fluxo muito similar entre si, com emissão média de CO_2 de $5 \mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Já o sítio de NO apresentou os menores valores de emissões de CO_2 , aproximadamente 45 % a menos que as emissões de CO_2 nos solos dos sítios TUA e TU (Figura 5).

Durante o período do verão (segunda coleta), as emissões de CO₂ de todos os três sítios variam entre 0,5 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹ (Sítio NO) a 10,3 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹ (Sítio TUA), com fluxo médio de 3 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹ para o período. Os valores médios diários mais baixos foram observados para o sítio NO (2,2 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹) e os mais altos para o sítio TUA (4,4 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹). No primeiro dia de coleta foi observado o maior fluxo médio em todos os três sítios, sendo o sítio TUA mais alto, com fluxo médio de 7,44 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹ (03 de fevereiro, que também foi o dia de maior temperatura do solo). Ao mesmo tempo, as menores emissões ocorreram no dia de temperaturas mais baixas no solo (06/02/12). Durante este período as emissões de CO₂ nos no sítio TUA foram cerca de 50 % mais altas que no sítio NO (Figura 5), com valor médio de 2,2 μmol de CO₂ m⁻² s⁻¹.

3.3 Emissões de CH₄ do solo

Os valores de CH₄ do solo durante a primeira coleta variaram aproximadamente entre -204 a 208 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹, com valor médio de -8 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹, onde os valores negativos e positivos indicam absorção e fluxo líquido de CH₄ do solo para atmosfera, respectivamente. O fluxo médio diário foi mais alto foi observado no sítio TU (3,5 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹) e o mais baixo no sítio NO (-80 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹), este último apresentando fluxos médios frequentemente baixos e negativos. Os valores médios de fluxo mais elevados foram observados no primeiro dia, único com fluxo positivo nos três sítios (Tabela 4; Figura 5).

Durante a segunda época de coleta as emissões de CH₄ nos três sítios variaram entre -198 e 193 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹, com fluxo médio de -96 μg C-CH₄ m⁻² h⁻¹. Assim como na primeira coleta, os solos sob Tundra (TU e TUA) apresentaram as maiores emissões de CH₄, porém durante a segunda coleta, o sítio TUA apresentou maiores

valores de emissão. Os valores médios diários mais altos de fluxo do sítio TUA (48,9 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) foram observados no quinto dia (07/02/12), coincidindo com o dia de maior conteúdo de água no solo (Tabela 4; Figura 5).

3.4 Emissões de N_2O do solo

As emissões de N_2O durante o período de degelo (primeira coleta) variaram entre -16 a 16,9 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, com valores médios de 1,7 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Os menores valores médios foram observados para o sítio NO (1,2 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) e as maiores para o sítio TU (2,3 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) (Figura 5). Os fluxos de N_2O foram frequentemente baixos (inferiores a 5 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), porém positivos. Os maiores valores médios de fluxo foram observados no sítio TU (6,9 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) e no TUA (5,7 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), ambos no quinto dia de coleta, um dia após o dia de temperatura mais alta do solo.

No período do verão, os valores das emissões de N_2O variaram entre -34,4 e 38,3 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, com valor médio de fluxo negativo (-2,4 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) (Tabela 4; Figura 5). Os fluxos médios das emissões foram claramente inferiores para o sítio NO (-5,2 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) e mais elevados foram observados no sítio TUA (-0,5 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). As maiores emissões médias ocorreram no sítio TUA (10 $\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) e coincidem com o dia de maior conteúdo de água no solo e com altas temperaturas (Figura 5).

Tabela 4: Valores máximos, mínimos e médias dos fluxos das emissões de CO_2 , CH_4 e N_2O

Sítio	Época	CO_2 ($\mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)		CH_4 ($\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$)		N_2O ($\mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$)		Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)		Umidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	
		Min-Max	Média $\pm$ ep	Min-Max	Média $\pm$ ep	Min-Max	Média $\pm$ ep	Min-Max	Média	Min-Max	Média
NO	dez/2011	0,2 - 5,9	2,2 $\pm$ 0,3	-121,2 - 61,8	-26,4 $\pm$ 8,8	-16 - 16,9	1,2 $\pm$ 0,7	1,9 - 7	4,6	0,176 - 0,195	0,185
	fev/2012	0,5 - 5,0	2,2 $\pm$ 0,2	-198,1 - 116,2	-79,8 $\pm$ 8,8	-29,9 - 38,3	-5,2 $\pm$ 2,8	1,7 - 5,7	4,1	0,111 - 0,129	0,118
TU	dez/2011	1,1 - 16,6	5,1 $\pm$ 0,7	-128,2 - 208,3	12,3 $\pm$ 10	-9,3 - 13,6	2,3 $\pm$ 1	2,6 - 14,8	8,2	0,161 - 0,169	0,164
	fev/2012	0,1 - 8,9	3,7 $\pm$ 0,4	-144,7 - 101,3	-21 $\pm$ 12,2	-24,5 - 27,6	-1,7 $\pm$ 2,5	2,0 - 10,8	7,7	0,136 - 0,139	0,137
TUA	dez/2011	0,7-15,1	5,0 $\pm$ 0,6	-204,6 - 126,8	6,1 $\pm$ 4,7	-11,0 - 8,6	1,6 $\pm$ 1,4	1,3 - 14,7	8,6	0,093 - 0,195	0,136
	fev/2012	0,9 - 10,3	4,4 $\pm$ 0,5	-151,9 - 193,9	3,5 $\pm$ 12,4	-34,4 - 30,6	-0,5 $\pm$ 2,2	0,5 - 13,9	8,5	0,162 - 0,270	0,187

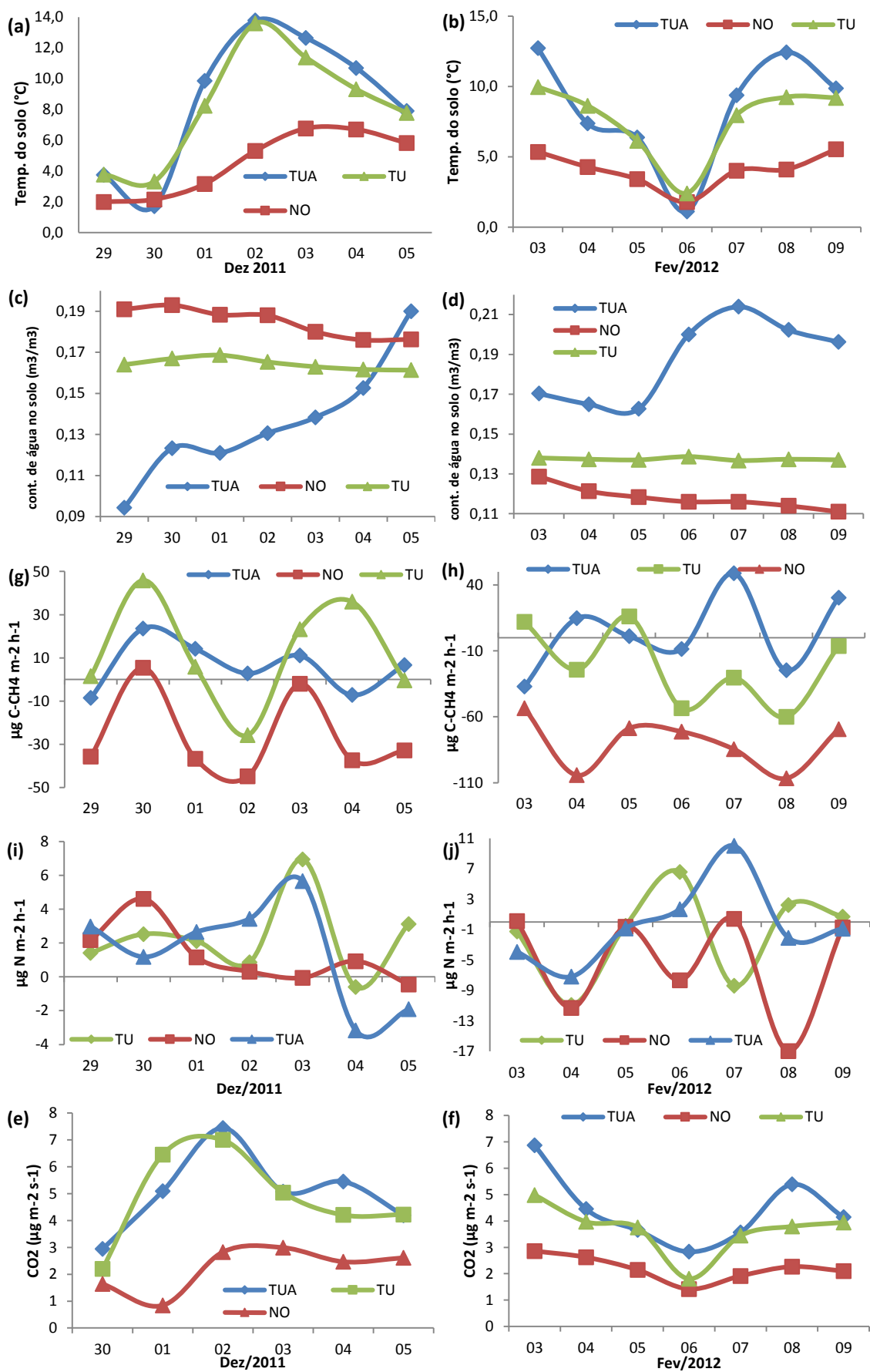


Figura 5: Temperatura do solo a 2 cm de profundidade (a) e (b), conteúdo de água no solo a 10 cm de profundidade (c) e (d), emissões médias diárias de CO₂ (e) e (f), CH₄ (g) e (h) e NO₂ (i) e (j) durante a 1ª e 2ª épocas de coleta, respectivamente.

4. DISCUSSÃO

4.1 Matéria orgânica e N mineral nos perfis de solo

Os teores de C e N nos solos sob Floresta deste estudo são semelhantes ao reportado pela literatura para outros solos da região montanhosa da Terra do Fogo e da Patagônia (Frangi et al., 2005; Peri et al., 2011). Frangi et al (2005) relata que a MOS nas Florestas temperadas de *Nothofagus* apresentam alta concentração de C e alta relação C/N (≈ 37), com baixas concentrações de N. Entretanto, neste estudo foram observados valores de N e relação C/N mais baixos nos solos sob Floresta deste estudo (16-27) quando comparado aos solos estudados pelo mesmo autor.

Para os solos sob Tundra da Terra do Fogo, há poucos dados na literatura a respeito dos teores de C e N contido nestes solos. Os teores de COT nos horizontes orgânicos do sítio TUA são mais elevados entre os três sítios e acredita-se que o maior teor de C nestes solos esteja relacionado ao maior conteúdo de água nestes solos. Entretanto, a relação C/N nos solos de Tundra (TUA +TU) foi mais elevada que nos solos sob Floresta.

Os valores de amônio observados em todos os três são elevados em relação aos valores de nitrato, o que provavelmente indica uma restrição na denitrificação em função do baixo conteúdo de água nos solos. De acordo com Gregorich et al (2006), níveis de amônio elevados em relação ao nitrato no solo indicam que a mineralização biológica de nitrogênio orgânico ocorre. Contudo, baixos níveis de nitrato sugerem uma restrição ao processo de nitrificação ou, alternativamente, que N-NO_3^- foi perdido através de denitrificação e/ou lixiviação. Neste estudo, os dados indicam que nos solos sob Floresta as concentrações de nitrato e amônio foram superiores, sugerindo que a taxa de mineralização da MOS é mais rápida nestes solos. Isso ocorre provavelmente em função da relação C/N da MOS destes solos serem mais próximas a relação C/N

microbiana e mais facilmente decomposta em relação aos solos de Tundra (TU+TUA) com relação C/N maior.

4.2 Mineralização da matéria orgânica e emissões de CO₂

Os fluxos das emissões de CO₂ representam a atividade respiratória dos organismos (autotróficos e heteroautotróficos) do solo, sendo reconhecidamente afetados pela temperatura do solo (O'Neill et al., 2002; Stoffel et al., 2010; Olayuyigbe et al., 2012), e pelo conteúdo de água no solo (Schaufler et al., 2010; Stoffel et al., 2010), entre outros fatores (disponibilidade de substrato, N_{total} e O₂). Para este estudo, os fluxos diários de CO₂ de todos os três sítios possuem correlação positiva com a temperatura do solo ($r > 0,7$). Entretanto, não foi observada correlação entre o conteúdo de água no solo e as emissões de CO₂. Os fluxos médios de CO₂ nas duas épocas foram baixos (3-4 $\mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), sendo inferiores na segunda época provavelmente em função das temperaturas mais baixas. Esses resultados indicam que é possível que haja um aumento nas emissões de CO₂ em função do provável aumento médio das temperaturas médias globais.

Nas duas épocas, os solos sob Tundra (TU e TUA) apresentaram médias mais elevadas de fluxo de CO₂, com valores médios de 5 $\mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e valores máximos da ordem de 16,6 $\mu\text{mol de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O sítio sob Floresta apresentou um padrão de fluxo de emissões distinto em relação aos solos de Tundra, nas duas épocas, e com fluxos médios de emissões de pelo menos 45% mais baixas que os sítios de Tundra (TUA+TU), nas duas épocas. Provavelmente, isso ocorre em função das menores temperaturas nos solos sob Floresta, pois a exposição direta associada à posição alta na encosta torna o solo de Tundra mais suscetível às condições climáticas, aquecendo mais

o solo de Tundra. Além disso, a copa da floresta favorece a ocorrência de temperaturas mais baixas e amenas, o que acarreta em menores emissões de CO₂ (Figura 5).

Ao mesmo tempo, as emissões de CO₂ registradas em ambos os sítios deste estudo, quando comparadas a maioria dos solos da Antártica Marítima (1-3 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) são mais altas, porém são inferiores aos fluxos relatados por Loureiro (2012) e Orchard e Corderoy (1983) para solos altamente afetados pela ornitogênese, onde a atividade biológica é frequentemente muito elevada mesmo em baixas temperaturas (1-3 °C), em função do aporte elevado de substrato orgânico de fácil decomposição (baixa relação C/N). De acordo com Loureiro (2012), nas áreas afetadas por solos ontogênicos da Antártica, os locais onde o guano se concentra (excrementos e restos animais de aves), apresentam emissões em torno de 100 vezes maior em relação à área de solo exposto e pelo menos 10 vezes maior que os solos deste estudo.

4.3 Metanogênese e emissões de CH₄

Os solos sob Floresta (NO) apresentaram forte tendência de dreno de CH₄ da atmosfera nas duas épocas. Os valores negativos de emissões de CH₄ foram consistentemente observados nos solos sob Floresta, em ambas as épocas (-26 e -79 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, respectivamente). Estes resultados indicam que, especialmente nestes solos, o processo de oxidação se sobrepõe a produção de CH₄ do solo. A oxidação de metano ocorreu durante todo o período avaliado, sem exceção, porém de forma cíclica, com períodos de maior e menor absorção pelo solo. Foi observado que mesmo imediatamente após de um evento de precipitação, a emissão de metano nos solos sob Floresta foi pequena (5,3 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ - maior valor médio de fluxo), enquanto nos demais perfis a emissão foi relativamente mais elevada, com 23,5 e 45,9 $\mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, nos sítios TUA e TU, respectivamente (primeira coleta, Figura 5. g).

Os solos sob Tundra (TU e TUA) apresentam um padrão de emissão mais semelhante entre si, porém diferente dos solos sob Floresta, com emissões mais elevadas, provavelmente em função de ambas as temperaturas e umidades mais elevadas. Nos solos de Tundra (TU e TUA), os fluxos médios diários são frequentemente positivos, assim como a média de cada época ($4\text{--}5 \mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Contudo, os valores de emissões de CH_4 dos solos de Tundra (TU e TUA) foram baixos, indicando que os diferentes tipos de formações vegetais do Monte Martial absorvem mais CH_4 da atmosfera do que emitem, podendo os solos sob Tundra ser considerado área dreno deste gás em nível regional (Figura 5).

Nos solos o CH_4 é produzido principalmente pelas bactérias metanogênicas sob condições anaeróbicas e é consumido sob condições aeróbicas pelas bactérias metanotróficas (Madigan et al., 2010). Por isso, as emissões de CH_4 são primariamente favorecidas em condições anóxicas, como os solos com alto conteúdo de água ou com um lençol freático raso (Ullah et al., 2009; Gundersen et al., 2012). Diversos outros fatores como deposição de N, temperatura do solo, textura, pH do solo, disponibilidade de substrato e idade da vegetação também podem interferir nas emissões dos solos (Butterbach-Bahl et al., 2002; Dalal e Allen, 2008; Liu e Greaver, 2009; Ullah et al., 2009; Aronson e Hellinker, 2010; Jassal et al., 2011; Aronson et al., 2012; Dijkstra et al., 2012; Rowlings et al., 2012; Harrison-Kirk et al., 2013; Christensen e Gundersen, 2011).

De acordo com a literatura, os solos podem apresentar um padrão cíclico e sazonal nas taxas de oxidação de CH_4 ao longo do ano, com maiores taxas de emissão durante o período mais úmido (Alves et al., 2006). De acordo com King e Adamsen (1992), as maiores emissões de CH_4 durante a estação chuvosa estariam associadas ao

favorecimento da atividade das bactérias metanogênicas, em função da diminuição de espaços ocupados por O₂.

O consumo de metano por solos secos é um das principais vias de perda do CH₄ da atmosfera para o solo, e representa aproximadamente 8% dos drenos de CH₄ atmosférico (King, 1997). Os solos sob Florestas são reconhecidamente grandes drenos de CH₄ atmosférico (solos bem drenados) (Steudler et al., 1996; Price et al., 2004; Dalal et al., 2008), evidenciando a importância destes ecossistemas em absorver CH₄ da atmosfera e incorporar carbono ao solo. As emissões dos solos sob Floresta são mais baixas que as mensuradas por Fritz et al (2011), em wetlands de alta latitude (Patagônia), considerando que o autor mensurou as emissões em solos sob vegetação de *Spagnum* sp. e verificou emissões de CH₄ muito próximas a zero ($0 - 1 \mu\text{g C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) o que foi atribuído o predomínio de condições aeróbicas na rizosfera destes solos. Os solos aerados têm capacidade de absorver CH₄ atmosférico através da oxidação por bactérias aeróbias, denominadas metanotróficas, para obter energia e carbono, necessitando de O₂ para a enzima mono-oxigenase (MMO), indispensável para o processo de oxidação do CH₄ (Smith et al., 2003; Mosier et al., 2004).

4.4 Nitrificação, desnitrificação e emissões de N₂O

Os valores médios dos fluxos de N₂O foram baixos nos três os sítios, em ambas as épocas, sendo inferiores na segunda coleta. Para primeira época, os valores de fluxo são próximos a zero e positivos ($1-3 \mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), na segunda época de coleta, todos os sítios apresentaram emissões negativas ($-0,5, -5,2 \mu\text{g N-N}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), provavelmente em função das temperaturas mais baixas da segunda coleta.

As emissões de NO₂ nos três sítios mostraram coeficiente de variação elevado, talvez isso explique a ausência de correlação entre as emissões de NO₂ com a

temperatura do solo e o conteúdo de água no solo. Entretanto, os fluxos médios mais elevados foram observados nos sítios com maiores conteúdos de água no solo (TUA e TU), enquanto as baixas emissões ocorreram nos solos de menor conteúdo de água (NO). Apesar de conteúdo de água nos solos deste estudo não ter se correlacionado com as emissões de N_2O , geralmente o conteúdo de água causa um aumento na denitrificação (Maag e Vinther, 1999; Xu et al., 2003a).

A denitrificação é o principal processo responsável pelas emissões de N_2O em nível global (Alves, 2006). Entretanto, tanto a nitrificação quanto a denitrificação são os processos que dão origem as emissões de N_2O do solo, ambos processos são dependentes da disponibilidade de oxigênio, porém em condições opostas (Alves, 2006). A nitrificação é a oxidação biológica das formas reduzidas do nitrogênio, sendo a população de bactérias quimiautotróficas o principal grupo responsável pela ocorrência do processo (Killham, 1986). Por ser um processo aeróbico, a nitrificação é via de formação de NO_2 em solos bem drenados (Poth e Focht, 1985). Por isso, provavelmente a nitrificação é o processo que predomina na produção de N_2O nos solos deste estudo, em função do baixo conteúdo de água para a ocorrência da denitrificação. Os teores de N-inorgânico (nitrato e amônio) corroboram com o predomínio da nitrificação nestes solos, visto que entre 94 e 98 % do N-inorgânico é composto por $N-NO_3^-$ em relação ao $N-NH_4^+$ para todas as áreas estudadas. Em relação à denitrificação, parece reconhecido que a maior disponibilidade de $N-NO_3^-$ no solo e condições de umidade maior que 50 % favorecem os processos de denitrificação no solo (Dalal et al., 2003), e que os níveis ótimos de umidade estariam na faixa entre 80-85% de saturação por água nos poros (Clayton et al., 1997). Entretanto, acredita-se que a denitrificação ocorra, porém restrita aos sítios anaeróbicos do solo, conforme reportado por Alves (2006).

Além da temperatura e umidade, a disponibilidade de N mineral no solo é outro fator considerado chave para o dimensionamento das emissões de N₂O do solo (Smith et al., 2003). Áreas naturais também vêm mostrando elevados fluxos, especialmente aqueles onde há input de N e baixa relação C/N (solos ornitogênicos na Antártica) ou em solos com alto conteúdo de água. Neste estudo, ambos os fluxos de N₂O dos três sítios foram muito baixos (-2,4 - 1,3 µg N-N₂O m⁻² h⁻¹), o que está de acordo com os fluxos previamente reportados para áreas naturais de clima frio (Sun et al., 2002, Gregorich et al., 2006, Takakai et al., 2008 and Kato et al., 2011). Conforme ressaltado por Smith et al (2003), os microrganismos responsáveis por esse processo são dependentes da mineralização da matéria orgânica para disponibilização do N, e caso não haja adição considerável N, o suplemento de N do solo será baixo, e provavelmente alta relação C/N. Por outro lado, em solos agrícolas, a calagem também pode interferir nas emissões, principalmente pelo efeito benéfico aos microrganismos, o que promove maiores concentrações de N-nítrico, pH próximo da neutralidade (ótimo microbiano), eliminação do Al³⁺ tóxico e maiores teores de nutrientes no solo (Arora, 1986).

A nitrificação ocorre quando o O₂ está disponível e quando o O₂ é limitado, ocorre a denitrificação (Saggar et al., 2004; Pérez et al., 2006). A intensidade da redução do nitrato nos solos depende principalmente das concentrações de O₂ nos solos. Nestes solos, as condições de boa drenagem predominam, assim como o processo de nitrificação, corroborando com os teores de nitrato e amônio destes solos.

O fluxo de N₂O na superfície do solo é resultado de ambos processos de produção e consumo no perfil de solo (Chapuis-Lardy et al., 2007) e os dados indicam uma tendência nas emissões de N₂O, onde especialmente os solos sob Floresta Nothofagus funcionam como dreno de N₂O da atmosfera. Esses resultados indicam que este ecossistema pode contrabalancear outras áreas com alto potencial de emissões de

gases de efeito estufa. Recentemente alguns trabalhos vêm reportando a ocorrência de solos drenos de N_2O em diferentes ambientes naturais (Chapuis-Lardy et al., 2007) e em áreas agrícolas (Alves, 2006).

5. CONCLUSOES

- O estudo forneceu as primeiras medições “in situ” dos fluxos de CO_2 , CH_4 e N_2O em solos sob Floresta de Nothofagus e Tundra na região da Terra do Fogo, Patagônia meridional. Os dados revelam um padrão de emissões baixas para os três gases estudados.
- As emissões de CO_2 são baixas, com valores mais altos nos solos sob Tundra (TUA+TU). A temperatura mostrou alta correlação com as emissões de CO_2 ($>0,70$).
- Tanto na Floresta quanto na Tundra houve forte captura de CH_4 pelo solo (processo de oxidação) nas duas épocas, tendo sido observado efeito sazonal nas taxas de oxidação de CH_4 , com ligeira redução durante os períodos de maior umidade do solo. Os fluxos de CH_4 foram mais altos nos solos mais úmidos (TUA), mas ambos indicam tendência de baixa emissão de CH_4 , provavelmente em função do baixo teor de umidade dos solos.
- As emissões de N_2O foram muito baixas em todos os três sítios, chegando a ser negativa na segunda coleta. O maior valor de emissão foi registrado no dia com maior conteúdo de água no solo (sítio TUA). Os solos sob Floresta parecem representar grandes drenos de N_2O da atmosfera.
- Os solos sob Tundra parecem apresentar maior fragilidade ambiental em função da maior amplitude térmico-hídrica e valores médios mais elevados de emissões de GEE's, indicando que caso haja um aumento nas temperaturas médias

globais, é possível que o efeito do aumento seja maior nestes solos, favorecendo maiores emissões de GEE nestes solos.

- Neste estudo, não foi observado alta correlação do conteúdo de água no solo com nenhum dos três gases.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHAN, K.Y.; BOWMAN, A. and OATES, A. Oxidizable organic carbon fractions and soil quality changes in an Oxic Paleustalf under different pasture leys. *Soil Sci.*, 166:61- 67, 2001.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. 2 ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 212p. 1997.
- FIELDS, M.; PERROT, K. W. The nature of allophone in soils. III. Gypsum effects on growth and subsoil chemical proprieties. *Soil Sci. Soc. Am. Journal.* v. 2. pp 623-629. 1966.
- HAYES, M.H.B.; MacCARTHY, P.; MALCOLM, R.L. and SWIFT, R.S. The search for struture: setting the scene. In: HAYES, M.H.B, ed. *Humic substances II. In search of struture.* Chichester, John, Wiley and Sons, 1989. p.2-33.
- IPCC 2007a. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- GEE, G.W. and BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis. Parte 1: Physical and mineralogical methods.* Madison, Soil Science Society of America, 1986. p.383-412.
- JACKSON, M.L. *Soil chemical analysis: advanced course.* 29.ed. Madison. 895p. 1975.
- KELLER M, VELDKAMP E, WEITZ A M, REINERS W A, 1993. Effect of pasture age on soil trace-gas emissions from a deforested area of Costa Rica. *Nature*, 365(6643): 244–246.
- KELLER M, REINERS W A, 1994. Soil-atmosphere exchange of nitrous oxide, nitric oxide and methane under secondary forest succession of pasture to forest in the Atlantic lowlands of Costa Rica. *Global Biogeochemistry*, 8(4): 399–409. King G M, 1997. Responses of atmospheric methane consumption by soils to global climate change. *Glob Change Biol*, 3(4): 351–362.

- MEHRA, O.P. and JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.*, 7:317-327, 1960.
- MICHAELSON, G.J, Dai, X.Y. e PING C.L. Organic Matter and Bioactivity in Cryosols of Arctic Alaska. In: Kimble, J.M. (ed) *Cryosols, Permafrost-affected soils* p. 463-479. 2004.
- MICHEL, R. F. M. Solos Criogênicos e Ornitogênicos na Área de Entorno da Ponta Llano, Antártica Marítima. 2005. 80p. Dissertação (mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2005.
- MICHEL, R. F. M., SCHAEFER, C.E.G.R., DIAS L., SIMAS, F.N.B., BENITES, V., MENDONÇA, E.S., 2006. Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from Maritime Antarctica: pedogenesis, vegetation and carbon studies. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*. 70:1370-1376.
- OECHEL WC and BILLINGS WD. 1992. Effects of global change on the Carbon balance of Arctic plants and ecosystems. In: Chapin III F.S., Jefferies R.L., Reynolds J.F., Shaver G.R. and Svoboda J. (eds). *Arctic Ecosystems in a Changing Climate*. Academic Press, Inc p. 139–168.
- PUIGDEFÁBREGAS, J., DEL BARRIO, G. and ITURRASPE, R. 1988. Régimen térmico estacional de un ambiente montañoso en la Tierra del Fuego, con especial atención al límite superior del bosque. *Pirineos* 132: 37-48.
- SILVA, I. and MENDONÇA, E. S. Matéria Orgânica do Solo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B.; NEVES, J. C. L. *Fertilidade do solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, p.275-374, 2007.
- SIMAS, F. N. B. ; SCHAEFER, C. E. G. R. ; Albuquerque Filho, M. R. de ; Francelino, M. R.A ; Fernandes Filho, E. I. ; Gilkes, R. J ; Costa, L. M. da . Genesis, Properties and Classification of Cryosols from Admiralty Bay, Maritime Antarctica. *Geoderma* (Amsterdam), v. 144, p. 116-122, 2008.
- SLAYMAKER, H.O. AND KELLY, R.E.J. (2007) *The Cryosphere and Global Environmental Change*, Oxford: Blackwell Publishing, ISBN 1-4051-2976-X.
- Steudler P A, Melillo J M, Feigl B J, Neill C, Piccolo M C, Cerri C C, 1996. Consequence of forest-to-pasture conversion on CH₄ fluxes in the Brazilian Amazon. *J Geophys Res*, 101(D13): 18547–18554.
- STRELIN and ITURRASPE. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fuegoina Oriental. *Global and planetary change*, v. 59. p.17-26. 2007.
- ZHANG, W.; PARKER, K.M.; LUO, Y.; WAN, S.; WALLACE, L.L.; HU, S. Soil microbial responses to experimental warming and clipping in a tallgrass prairie. *Global Change Biology*, v.11, p.266-277, 2005.

- VERCHOT L V, DAVIDSON E A, CATTÂNIO J H, ACKERMAN I L, 2000. Land use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils in eastern Amazonia. *Ecosystems*, 3(1): 41– 56.
- WITTHIG, L.D. and ALLARDICE, W.R. X – Ray diffraction techniques. In: KLUTE, A. ed. *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Madison, American Society of Agronomy. p.331-362. 1986.
- YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method of routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 19. pp. 1467-1476. 1988.

CONCLUSÕES GERAIS

Os resultados do presente trabalho confirmam a importância de estudos *in situ* simultâneos, envolvendo diferentes temáticas relacionadas aos ecossistemas terrestres, oferecendo novas formas de percepção e entendimento a respeito do funcionamento dos ecossistemas terrestres e possibilitando prever cenários futuros.

A temperatura e o conteúdo de água são fatores reconhecidamente decisivos que conduzem e direcionam o fluxo das emissões dos principais gases de efeito estufa do solo. Entretanto, de maneira geral, no presente estudo não foi observada boa correlação entre estes atributos e o fluxo das emissões de GEE's. Mesmo assim, sabe-se que um possível aumento na temperatura média anual poderá alterar especialmente a dinâmica de congelamento do solo, o que por sua vez, têm interferências diretas no fluxo das emissões do solo. De maneira geral, nos solos afetados pelo congelamento superficial sazonal, as emissões são praticamente nulas durante a época de congelamento, em função do efeito isolante da neve e do predomínio de baixas temperaturas. Por outro lado, quando descongelados, muitos compostos orgânicos oriundos da lise celular ocorrida durante o congelamento são liberados no solo, o que geralmente aumenta o fluxo das emissões durante o verão, em combinação com outros fatores, como maior

umidade e temperatura típicas desta época do ano. Isto significa que regiões de alta latitude, tais como a Terra do Fogo, apresentam emissões comumente sazonais em função da dinâmica térmico-hídrica típica de um ambiente periglacial sem permafrost.

Uma particularidade dos ambientes terrestres nos quais a temperatura do solo é isothermal (Temp. do solo = $\pm 0,5$ °C) é a presença constante de temperaturas próximas ao ponto de congelamento da água, e a ocorrência de repetidos ciclos de congelamento e degelo (diários ou sazonais). Com isso, percebe-se a sensibilidade e a fragilidade ambiental térmica destas regiões, indicando que um pequeno aumento da temperatura média anual (ex. $\approx 0,5$ °C) poderá modificar o frágil equilíbrio atual de temperatura, assim como a produtividade primária e as emissões destes principais GEE's, considerando quaisquer uns dos cenários de aumento da temperatura previstos atualmente.

Os ambientes naturais aqui estudados, de Tundra e Floresta de *Nothofagus* sp., desempenham importante função ecológica de dreno de dois dos três principais gases de efeito estufa (N_2O e CH_4).

Os solos, em geral, são jovens, pedregosos e com teores elevados de C orgânico, e baixos de N total, revelando que a matéria orgânica contida nestes solos é mais resistente a decomposição, assim como, alta proporção de compostos húmicos na forma de humina e condições climáticas propícias para estabilização de formas orgânicas ligadas a metais (Al e Fe) no solo, ambos contribuindo para diminuir a taxa de mineralização da matéria orgânica nestes solos, além de outros fatores como baixa temperatura, pH ácido, distrofia e saturação por Al^{3+} . Um cenário de aumento de temperatura poderá resultar em alteração na produção e consumo destes gases nos solos, especialmente nos solos sob Tundra, por serem mais quentes e mais úmidos, bem como, por apresentarem maiores valores médios de emissões atualmente, entretanto, não

apresentam potencial de se tornarem grandes emissores de GEE's, com bases nas suas características e nos cenários climáticos atuais.

Quaisquer que sejam os aumentos prováveis da temperatura média anual do ar poderão modificar de diversas maneiras os ecossistemas terrestres de alta latitude, que podem ter diferentes consequências para a sociedade e para o planeta.