

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geografia

Daví do Vale Lopes

**SOLOS, GEOMORFOLOGIA PARA-PERIGLACIAL E ORNITOGÊNESE NA ILHA
SNOW, ANTÁRTICA MARÍTIMA**

Belo Horizonte

2020

Daví do Vale Lopes

**SOLOS, GEOMORFOLOGIA PARA-PERIGLACIAL E ORNITOGÊNESE NA ILHA
SNOW, ANTÁRTICA MARÍTIMA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira.

Belo Horizonte

2020

L864s Lopes, Daví do Vale.
2020 Solos, geomorfologia para-periglacial e ornitogênese na Ilha Snow, Antártica Marítima [manuscrito] / Daví do Vale Lopes. – 2020.
180 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Fábio Soares de Oliveira.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2020.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Inclui bibliografias.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Mineralogia – Teses. 3. Solo congelado – Teses. I. Oliveira, Fábio Soares de. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



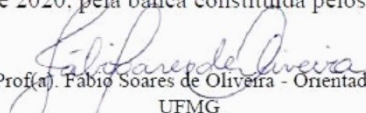
FOLHA DE APROVAÇÃO

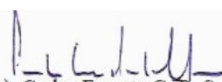
Solos, geomorfologia para-periglacial e ornitogênese na Ilha Snow, Antártica Marítima

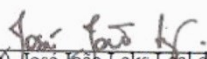
DAVÍ DO VALE LOPES

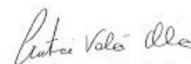
Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.


Aprovada em 23 de março de 2020, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Fábio Soares de Oliveira - Orientador
UFMG


Prof(a). Carlos Ernesto G. R. Schaefer
UFV


Prof(a). José João Lelis Leal de Souza
Universidade Federal de Viçosa


Prof(a). Cristiane Valeria de Oliveira
Universidade Federal de Minas Gerais


Prof(a). Thiago Torres Costa Pereira
Universidade Estadual de Minas Gerais

Belo Horizonte, 27 de maio de 2020.

*Em memória de meu pai, a minha mãe, meus
irmãos, minhas sobrinhas e a Damila.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que participaram e colaboraram de alguma maneira para a execução desse trabalho, pois sem eles tal não seria possível.

Em primeiro lugar a Deus.

Ao meu pai, José Madalena Lopes pela minha formação como homem que sou hoje. A minha mãe, Maria Aparecida do Vale, pelo apoio incondicional. Aos meus irmãos, Dirley e Darlei, pelo apoio ao longo de toda minha vida e as minhas sobrinhas Isabela, Júlia, Sophia e Laura pelas alegrias propiciadas. A Damila pelo apoio em todos os momentos, na alegria e na tristeza.

Aos demais familiares pelo apoio, em especial meu Tio Chico, avó Terezinha, Tia Sandra e primos Greicy e Nicolas por serem pessoas especiais para mim.

Aos amigos "patrões" e "patroas" que desde a época da Geografia-UFV me proporcionaram momentos de muita alegria. Às amigadas dos times de futebol (Furacão e Dagosto). Aos amigos de BH (em especial os colegas da UFMG e da república "Barracão") e de Viçosa (galera da Novo Horizonte e Bom Jesus, são tantos que prefiro não citar nomes para não cometer o erro de esquecer alguém).

Ao Instituto de Geociências da UFMG pela oportunidade no curso de Doutorado e ao Departamento de Solos (UFV), que através de sua estrutura permitiu a realização das análises.

Aos professores do Departamento Geografia (IGC/UFMG), pelo aprendizado.

Aos professores Fábio e Carlos Ernesto, pela oportunidade do trabalho, confiança, valorosa orientação, inspiração e atenção pautados em rigorosos padrões de excelência que orientaram a execução desse trabalho.

Às amigadas da pós-graduação (UFMG). Aos amigos do Laboratório de Geoquímica (UFV). Ao Luís Pereira, Jonas Pernes e Jéssica pelo apoio nas análises em laboratório. A Claudinha e demais amigos do TERRANTAR pelo auxílio quando necessário.

BIOGRAFIA

DAVÍ DO VALE LOPES, filho de José Madalena Lopes e Maria Aparecida do Vale. Natural de Viçosa, Minas Gerais. Formado no Ensino Fundamental e Médio na Escola Estadual Santa Rita de Cássia, Viçosa-MG. Teve 12 anos de sua vida no ensino básica exclusivo nesta escola, a qual possui fortes laços afetivos.

No ano de 2008 matriculou-se no curso de graduação em Geografia na Universidade Federal de Viçosa (UFV). Tornou-se Licenciado e Bacharel em Geografia em 2013. Em 2013, iniciou a modalidade de Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa. Obteve título de Mestre em 2015. Em 2016, iniciou a modalidade de Doutorado no Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

RESUMO

As propriedades dos solos oferecem informações importantes para uma melhor compreensão do funcionamento dos sensíveis ecossistemas terrestres antárticos. O papel dos diferentes fatores de formação ocorre com influências diversas, sendo a abordagem escalar fundamental. O clima, por exemplo, atua sob escalas regionais, indicando importantes diferenças entre áreas mais úmidas e menos frias (Antártica Marítima) e mais secas e frias (Antártica Continental). Outros fatores (material de origem, organismos, relevo e tempo) também exercem um papel fundamental na formação dos solos, alguns com forte percepção em escalas locais. A Ilha Snow, localizada no Arquipélago das Shetlands do Sul, é uma área pouco estudada, embora possua alta diversidade litológica, processos geomorfológicos complexos e paisagens únicas, ideal para dimensionar o papel dos materiais de origem e atividade biológica em escala local. A maior área livre de gelo da Ilha é a Península President Head, escolhida para estudo neste trabalho. O objetivo geral foi avaliar o papel da diversidade litológica e de uma atividade biológica selecionada (a influência de aves marinhas voadoras) na gênese e evolução dos solos e relevos. Foram utilizados procedimentos de campo, com coleta de solos e levantamento geomorfológico, e de gabinete, com análises laboratoriais, uso de imagens de satélite e processamento no *software* ArcGIS. Como resultados, são apresentados mapas de geomorfologia e solos da área, bem como uma série de caracterizações destes. De maneira geral, o que se observou foi que na escala local, a diversidade litológica influencia na maneira como se estabelecem os processos paraglaciais, periglaciais e costeiros. Assim, President Head pode ser dividida em dois grandes domínios de paisagem: paraglacial sedimentar e periglacial ígneo. No domínio periglacial, a diversidade pedológica é maior (Gelisols, Entisols e Inceptisols). Nas áreas sedimentares argilosas, formam solos aparentemente mais desenvolvidos, mesmo em graus incipientes de intemperismo químico, o qual é mais homogêneo nas rochas ígneas e facilitam a crioturbação. O papel das aves voadoras também insere grandes diferenças paisagísticas. Ainda que, a área de estudo possua baixa população de aves, em comparação com outras localidades da Antártica Marítima, as mudanças produzidas por ninhais isolados são significativas, principalmente as transformações químicas (aporte orgânico e de nutrientes como Ca, Mg, K), mineralógicas (gênese de minerais secundários) e micromorfológicas (iluviação fosfática, preenchendo poros, capeando agregados e facilitando a estruturação), acelerando o intemperismo químico nos afloramentos costeiros.

Palavras-chave: Permafrost; Criosfera; Fosfatização; Mineralogia.

ABSTRACT

Antarctic soil studies take place in ice-free areas. As soil properties, important information for a better understanding of the functioning of the Antarctic terrestrial ecosystems. The role of different factors of soil formation occurs with different influences, being a fundamental scalar approach. The climate, for example, acts under regional variations, altering important differences between the wetter and less cold areas (Maritime Antarctica) and drier and colder (Continental Antarctica). Other factors (parent material, organisms, relief and time) also play a fundamental role in the formation of soils, some with a strong perception of local variations. Snow Island, located in the South Shetlands Archipelago, is a poorly studied area, although it has high lithological diversity, geomorphological processes and unique landscapes, ideal for dimensioning the role of parent materials and biological activity on a local scale. The largest ice-free area on the Island is the President Head Peninsula, chosen for study in this work. The purpose of this study was to evaluate the role of lithological diversity and a selected biological activity (an influence of flying seabirds) in the relief/soil genesis and evolution. Soil morphological, physical, chemical, mineralogical and micromorphological properties were analyzed. Landforms were previously identified in satellite images (Sentinel-2), later identified and georeferenced using portable GPS. The map was produced using the ArcGIS 10.1. As a result, President Head's landform and soil map credits are shown, as well as a series of such characterizations. In general, what was identified at the local scale, the lithological diversity influences the way in which paraglacial, periglacial and coastal processes are established. President Head Peninsula can be divided into two major landscape domains: sedimentary with paraglacial processes and igneous with periglacial processes. In the periglacial sectors, pedological diversity is greater (Gelisols, Entisols and Inceptisols). Several soil properties are related to the type of rock. As it sediments clay, for example, it forms apparently more difficult soils, even in incipient degrees of weathering. Weathering occurs more homogeneously in the explosion of ideas, but some facilitate the genetics, for example, of soils with pattern ground. The role of flying birds also includes major differences in the landscape, especially in soil properties. We show that even under typical periglacial conditions in Antarctica, sites influenced by flying birds present active chemical weathering processes (phosphatization). This processes release exchangeable bases and accelerate mineralogical changes in coastal outcrops.

Keywords: Permafrost; Cryosphere; Phosphatization; Mineralogy.

RESUMEN

Los estudios antárticos del suelo tienen lugar en áreas libres de hielo. Las propiedades del suelo ofrecen información importante para una mejor comprensión del funcionamiento de los ecosistemas antárticos terrestres. El papel de diferentes factores de formación ocurre con diferentes influencias, siendo fundamental el enfoque escalar. El clima, por ejemplo, actúa en escalas regionales, lo que indica diferencias importantes entre las zonas más húmedas y menos frías (Antártida Marítima) y las más secas y frías (Antártida Continental). Otros factores (material parental, organismos, relieve y tiempo) también juegan un papel fundamental en la formación de suelos, algunos con una fuerte percepción a escalas locales. Snow Island, ubicada en el Archipiélago de las Shetlands del Sur, es un área poco estudiada, aunque tiene una gran diversidad litológica, complejos procesos geomorfológicos y paisajes únicos, ideales para dimensionar el papel de los materiales parentales y la actividad biológica a escala local. La mayor área libre de hielo en la isla es la Península President Head, elegida para estudiar en este trabajo. El objetivo general fue evaluar el papel de la diversidad litológica y una actividad biológica seleccionada (la influencia de las aves marinas voladoras) en la génesis y evolución de los suelos y relieves. Se utilizaron procedimientos de campo, con recolección de suelos y estudios geomorfológicos, y procedimientos de oficina, con análisis de laboratorio, en imágenes satelitales, etc. Como resultado, se presentan los mapas sin precedentes de los terrenos y suelos del área, así como una serie de sus caracterizaciones. En general, lo que se observó fue que, a escala local, la diversidad litológica influye en la forma en que se establecen los procesos paraglaciales, periglaciales y costeros. Por lo tanto, se puede dividir la Península President Head en dos dominios principales del paisaje: paraglacial sedimentario y periglacial ígneo. En los sectores periglaciales, la diversidad pedológica es mayor (Gelisols, Entisols e Inceptisols). Los sedimentos arcillosos, por ejemplo, forman suelos aparentemente con atributos más desarrollados, incluso en grados incipientes de meteorización. La meteorización ocurre de manera más homogénea en rocas ígneas, pero algunas facilitan la génesis, por ejemplo, suelos poligonales. El papel de las aves voladoras también inserta grandes diferencias en el paisaje, principalmente en las propiedades de los suelos. Aunque el área de estudio no tiene grandes colonias, los cambios producidos por las crías aisladas son importantes, principalmente las transformaciones químicas, mineralógicas y micromorfológicas, acelerando la meteorización química en afloramientos costeros.

Palabras clave: Permafrost; Criósfera; Fosfatización; Mineralogía.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Regiões com áreas livres de gelo da Antártica.....	18
Figura 1.1: Relação temporal entre paisagens de ambientes glaciais, periglaciais e temperados através de mudanças nas condições energéticas.....	24
Figura 1.2: Representação da distribuição de gelo no planeta.....	26
Figura 1.3: Evolução de uma paisagem com glaciares alpinos.....	31
Figura 1.4: Glaciares, geofomas e processos erosivos glaciais.....	34
Figura 1.5: Processos deposicionais e geofomas associados a sistemas glacio-fluvial.....	36
Figura 1.6: Evolução de uma paisagem com glaciares e formas deposicionais relacionadas.....	37
Figura 1.7: Processos físicos em ambiente periglacial.....	42
Figura 1.8: Permafrost com cunha de gelo e camadas de interface.....	46
Figura 1.9: Movimentos de massa em ambiente periglacial.....	47
Figura 1.10: Processos de erosão e deposição em ambiente periglacial.....	49
Figura 1.11: Geofomas associadas a relevos planos a suave ondulados em ambiente periglacial.....	53
Figura 1.12: Geofomas associadas a encostas em ambiente periglacial.....	55
Figura 2.1: Solos ornitogênicos e fosfatização na Antártica.....	63
Figura 2.2: Solo sulfatado e sulfurização na Península Barton, Ilha Rei George, Antártica.....	65
Figura 2.3: Processos pedogenéticos ao longo de um transecto latitudinal no circumpolar no hemisfério sul.....	67
Figura 2.4: Chave de identificação de processos pedogenéticos em ecossistemas terrestres da Antártica e suas implicações no Sistema de Classificação de Solos da Soil Taxonomy.....	68
Figure 3.1: Geomorphological map of the President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica.....	83
Figure 3.2: Representative XRD patterns for the soils associated with beach sediments, on Marine Terrace at President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P1)	90

Figure 3.3: Representative XRD patterns for the soils associated with igneous rocks at President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P12).....	91
Figure 3.4: Representative XRD patterns for the soils associated with sedimentary rocks at President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P25).....	92
Figure 3.5: Representative photomicrographs in ppl (parallel polarized light) and cpl (crossed polarized light) of soils associated with veach deposits (A and A'), igneous rocks (B and B'), sedimentary rocks (C and C') and sedimentary and igneous rocks (D and D').....	93
Figure 3.6: Landscapes domains of President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica, according to landforms, geomorphological processes and lithological diversity.....	95
Figure 3.7: Illustration shows that the slope retreat and the increase of soil erosion in the upper plateaus, can lead to the talus cone formation.....	101
Figure 4.1. Soil map of President Head Peninsula, Snow Island (B), South Shetlands Islands (A), with the location of the sampled soil pedons.....	130
Figure 4.2. Representative pedons for each main soil groupd, President Head, Snow Island, Antarctica.....	134
Figure 5.1. Localization of President Head Peninsula (C), Snow Island (B), South Shetlands Islands (A).....	156
Figure 5.2. Representative XRD of sand samples of ornithogenic sites (samples 7 and 11)....	165
Figure 5.3. Representative XRD of clay sample of ornithogenic soil (sample 7).....	166
Figure 5.4. Representative XRD of clay sample of ornithogenic soil (sample 11).....	166
Figure 5.5. A) Macromorfological aspect and B, C, D, E) Micromorphological representative photomicrographs in ppl (parallel polarized light) of soils affected by flying birds (phosphatized soils).....	168
Figure 5.6. Schematic of ornithogenic soil formation in Maritime Antarctica, mineral assemblage representative of phosphatization and pedoenviroment characteristics.....	172
Figure 5.7. Schematic of the sea-land nutrient transfer in Maritime Antarctica, using climate change scenario, biological, physical and chemical vectors.....	175

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Descrição de ambientes geomórficos em escala global.....	23
Tabela 1.2: Descrição de formas relacionadas a processos erosivos em sistema glacial.....	32
Tabela 1.3: Termos associados à posição em relação a uma geleira.....	35
Tabela 1.4: Descrição de formas relacionadas a processos deposicionais em sistemas glaciais.....	39
Tabela 1.5: Descrição de processos que ocorrem em ambientes periglaciais.....	43
Tabela 1.6: Geoformas associadas a ambientes periglaciais.....	51
Table 3.1. Location, general description and classification of the soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	81
Table 3.2: Altitude distribution of geomorphological units on the President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica. Percent refers to the total of each landform.....	84
Table 3.3. Patterned ground and permafrost occurrence in President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica.....	85
Table 3.4. Extension of lanforms in the paraglacial (sedimentary) and periglacial (igneous) domains of the President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	85
Table 3.5: Morphological and physical properties of the studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	86
Table 3.6: Chemical properties of the studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	87
Table 3.7: Total chemical composition by XRF and CIA index in studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	89
Table 4.1. Location, general description and classification of the sampled soil pedons from President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.....	112
Table 4.2. Physical and morphological properties of the studied soil pedons in President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.....	115
Table 4.3. Chemical properties of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	119

Table 4.4: Total chemical composition by XRF and CIA index of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	125
Table 4.5: Microstructures identified and general micomorphological aspects of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica. CBS: beach sediments; IR: igneous rocks; SR: sedimentary rocks.....	128
Table 4.6: Mean values of the chemical and physical properties of the soil's groups in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.....	133
Table 5.1: Morphological and physical properties of the superficial samples on ornithogenic sites at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.....	160
Table 5.2 – Chemical properties of the superficial samples on ornithogenic sites at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica	161
Table 5.3 - Descriptive statistics considering phosphatized sites affected by flying birds comparison with penguins.	163

SUMÁRIO

RESUMO	8
ABSTRACT	9
RESUMEN	10
INTRODUÇÃO GERAL	17
Referências	22
CAPÍTULO 1	23
SISTEMAS GEOMÓRFICOS EM PAISAGENS GLACIAIS E PERIGLACIAIS: CONCEITOS, FUNDAMENTOS E PRINCÍPIOS BASILARES	23
1. Introdução	23
2. Ambientes glaciais e evolução da paisagem	25
2.1. Classificação morfológica de glaciares	27
2.1.1. Categoria de massas de gelo sem restrições topográficas	27
2.1.2. Categoria de massas de gelo regidas pela topografia	28
2.2. Formas erosivas associadas a ambientes glaciais	29
2.3. Formas deposicionais associadas a ambientes glaciais	35
3. Paisagens periglaciais: processos e formas de relevo associadas	41
3.1. Domínio periglacial	41
3.2. Processos físicos e químicos em ambientes periglaciais	42
3.3. <i>Permafrost</i> : zonas de interface, dinâmica e processos	44
3.4. Movimentos de massa associados a ambiente periglacial	47
3.5. Processos de erosão e deposição em domínios periglaciais	48
3.6. Geformas associadas a ambientes periglaciais	50
3.6.1. Geformas associadas a relevos planos e suaves onduladas: áreas propensas às dinâmicas do <i>permafrost</i>	51
3.6.2. Geformas associadas a encostas: dominância de processos gravitacionais e <i>frost action</i>	54
4. Considerações finais	57
Referências	58

CAPÍTULO 2	60
ECOSSISTEMAS TERRESTRES DA ANTÁRTICA: PAISAGENS PERIGLACIAIS E PROCESSOS PEDOGENÉTICOS	60
1. Introdução	60
2. Processos de formação dos solos na Antártica	61
3. “O Éden Antártico”: fosfatização como processo de formação de solos	62
4. Sulfurização como processo pedogenético: “catalizador da pedogênese nas condições antárticas” 63	
5. Ecossistemas terrestres antárticos e interações de processos pedogenéticos	66
6. Considerações finais.....	73
Referências	74
CAPÍTULO 3	77
LANDFORMS, SOILS AND LITHOLOGICAL DIVERSITY RELATIONSHIPS IN SNOW ISLAND, MARITIME ANTARCTICA	77
1. Introduction	78
2. Material and Methods.....	79
2.1 Study area.....	79
2.2 Geomorphological characterization and mapping.....	80
2.3 Soil analyses.....	80
3. Results	82
3.1 Landforms and landscape units	82
3.2 Soils.....	86
4. Discussion	94
4.1 Lithological diversity and landscape domains	94
4.1.1 Periglacial environment on igneous rocks.....	95
4.1.2 Paraglacial environment on sedimentary rocks.....	96
4.2 Soils-landforms relationships.....	97
4.3 Permafrost, patterned ground and lithological influence	99
4.4 Landforms like a landscape evolution indicator.....	100
4.5. Environmental planning and conservation	102

5. Conclusions	103
References	104
CAPÍTULO 4.....	107
SOIL FORMATION, CLASSIFICATION AND DISTRIBUTION IN DIFFERENT LITHOLOGICAL GROUPS IN SNOW ISLAND, MARITIME ANTARCTICA	107
1. Introduction	108
2. Material and methods	109
2.1. Study area.....	109
2.2. Soil characterization.....	110
2.3. Soil mapping	114
3. Results	115
3.1. Soil morphology and physical properties.....	115
3.2. Chemical properties.....	118
3.3. Mineralogy and micromorphology.....	127
3.4. Soil classification and distribution	129
3.5. Correlation with physical and chemical soil properties	131
4. Discussion	132
4.1. Lithological diversity, soil properties and soil groups	132
4.2. Entisols.....	134
4.3. Inceptisols	136
4.4. Gelisols.....	138
4.5. Phosphatized soils	139
4.6. Paludized soils.....	140
5. Conclusions	141
References	142
CAPÍTULO 5.....	153
SOIL POCKET PHOSPHATIZATION AND CHEMICAL WEATHERING OF SITES AFFECTED BY FLYING BIRDS OF MARITIME ANTARCTICA.....	153
1. Introduction	154

2. Material and methods.....	155
2.1. Study area.....	155
2.2. Sampling sites.....	157
2.3. Morphological, physical and chemical analyses.....	157
2.4. Mineralogical and micromorphological analyses.....	158
2.5. Statistical analyses.....	158
3. Results.....	159
3.1. Morphological, physical and chemical properties.....	159
3.2. Comparison between sites affected by flying birds <i>versus</i> penguins.....	162
3.3. Mineralogical and micromorphological properties.....	165
4. Discussion.....	169
4.1. Flying bird's <i>versus</i> penguin's phosphatization.....	169
4.2. Flying bird's phosphatization also contributes to soil mineralogical transformations.....	170
4.3. Ornithogenic environment and impacts of the phosphatization processes.....	173
5. Conclusions.....	176
References.....	177
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	179

INTRODUÇÃO GERAL

A Antártica é conhecida como o continente dos superlativos: mais alto, mais frio, mais ventoso, mais desértico. De acordo com Campbell e Claridge (1987), é o quinto maior continente do mundo, com área aproximada de 14 milhões de km², completamente cercado pelo Oceano Antártico. A espessura média de gelo é de aproximadamente 2100m, o que representa cerca de 90% do volume total de gelo do mundo (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

Este ambiente como conhecido, com condições climáticas extremas, retrata a Antártica Continental, onde se destaca a atuação dominante dos processos glaciais, associados a temperaturas e precipitação muito baixas. A Antártica Marítima, que compreende a porção costeira e arquipélagos adjacentes, apresenta clima menos severo, temperaturas mais elevadas e maiores índices de precipitação líquida. Comparativamente, estas condições permitem o desenvolvimento de solos mais profundos, maior cobertura vegetal, e intemperismo químico mais significativo que a porção continental (SIMAS et al., 2007; LOPES et al., 2019).

Apenas 2% da Antártica é livre de gelo (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). Para Bockheim (2015a), esse valor perfaz apenas 0,35% do continente, ou 45 mil Km². A Montanha Transantártica e Montanha Pensacola, que dividem o continente em leste e oeste, abrangem a maior área livre de gelo (cerca de 53% do total), seguido pela Península Antártica e ilhas associadas, incluindo as Shetlands do Sul (20%), Mac-Robertson (11%), Queen Maud Land (7%), Montes Ellsworth (4%), Terra Enderby (3%), Terra Wilkes (1%), e Terra Marie Byrd (1%) (BOCKHEIM, 2015a) (Figura 1).

Ao longo das últimas décadas, pesquisas têm concentrado esforços nas áreas livres de gelo da Antártica para compreender como se desenvolve o intemperismo químico e físico, a gênese de solos, do relevo, a dinâmica do *permafrost*, a distribuição, extensão e interação com processos biológicos, a presença e distribuição de sais, etc (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; SIMAS et al., 2006; MICHEL et al., 2006; SIMAS et al., 2007; SCHAEFER et al., 2008; SOUZA et al., 2012; SIMAS et al., 2015). Dentre elas estão as pesquisas desenvolvidas pelo Núcleo TERRANTAR¹, ligado ao INCT da Criosfera, que desde 2002, vem trabalhando com avanços e desafios em estudos do *permafrost* e ecossistemas associados. Vários trabalhos foram

¹ O Núcleo Terrantar possui sede na Universidade Federal de Viçosa e congrega diversas instituições e pesquisadores do Brasil e exterior.

desenvolvidos pelo grupo em áreas livres de gelo na Antártica, com especial enfoque para a região da Antártica Marítima.

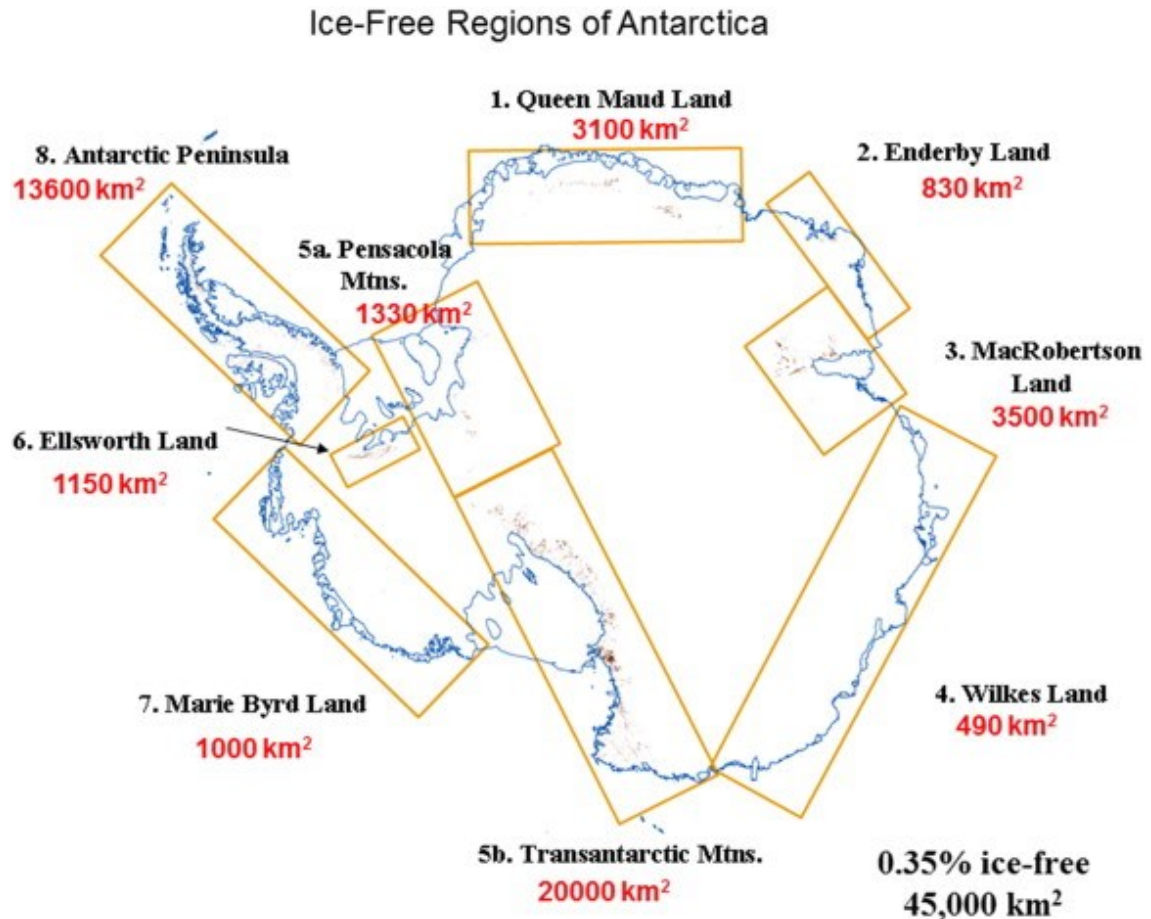


Figura 1: Regiões com áreas livres de gelo da Antártica.
Fonte: Bockheim *et al.*, (2015b).

Durante muito tempo, o clima foi considerado o fator mais importante na determinação das propriedades dos solos e formas de relevo da Antártica, pois domina e controla a velocidade dos processos (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). As pesquisas supracitadas têm confirmado o importante papel do clima, mas alertado que sua diferenciação segue padrões escalares regionais. Para contextos locais, muitas vezes os fatores mais importantes são os materiais de origem, a atividade biológica e o tempo (SIMAS *et al.*, 2006; MICHEL *et al.*, 2006).

A questão norteadora deste trabalho é: qual o papel da variação litológica e da atividade biológica na gênese e diferenciação de solos e relevos na Antártica Marítima? A diversidade litológica nesta região responde por uma complexa história geológica. Incluem-se desde rochas metamórficas associadas a eventos orogênicos antigos, rochas ígneas em intrusões, derrames de diversas idades e em arcos magmáticos e de ilhas, até rochas sedimentares marinhas clásticas e químicas em áreas de plataforma, hoje expostas. Incluem-se também os sedimentos marinhos

e fluvio-glaciais, depositados em ambientes específicos, como lagos pro-glaciais e terraços. Além disso, diversos organismos colonizam essas áreas, com destaque para aves, mamíferos marinhos e vegetação criptogâmica. As aves, em especial, interagem com os substratos nidificando e depositando seus excrementos, formando o guano.

O desafio para responder a essa questão prescinde da necessidade de reconhecer alguma área que apresentasse uma diversidade litológica e atividade biológica circunscritas em um pequeno espaço, isto é, na escala local. Neste contexto, se insere a Ilha Snow, localizada no Arquipélago das Shetlands do Sul. Trata-se de uma ilha que desperta interesse pelas suas paisagens de exceção, e cujas áreas livres de gelo, como a Peninsula Head, reúnem os requisitos necessários para a realização deste estudo. Além de rochas ígneas do Arco Magmático da Península Antártica (HATHWAY; LOMAS, 1998), e rochas sedimentares Juro-Cretácicas do Grupo Byers (CANTRILL, 1998), a área também possui terraços com sedimentos marinhos e alguns depósitos de guano. Tudo isso numa área com 2,6 km de extensão N-S. A isso, soma-se o fato de que nenhum estudo pedológico e geomorfológico havia sido ainda conduzido na Ilha Snow, até o momento.

A hipótese que norteia este estudo é que na Península President Head, a atuação dos processos pedogenéticos e geomorfológicos está regida conforme o material de origem e atividade biológica dentro de dois grandes domínios muito distintos, paraglacial e periglacial.

Nesse contexto, o objetivo geral desse trabalho é avaliar o papel da diversidade litológica e de uma atividade biológica selecionada (a influência da avifauna) na gênese e evolução dos solos e relevos em President Head, Ilha Snow, Antártica Marítima. Os objetivos específicos são:

- Descrever, classificar e analisar os solos da área;
- Identificar, caracterizar e mapear as unidades de relevo da área;
- Examinar o estágio de desenvolvimento dos solos através das formas minerais presentes e das feições micromorfológicas dos horizontes;
- Fornecer subsídios para o gerenciamento ambiental e preservação de ecossistemas terrestres antárticos;
- Discutir sobre a evolução da paisagem a partir dos diferentes sistemas geomórficos e da complexidade litológica da área;
- Analisar a paisagem nas diferentes escalas espaciais (do macro ao micro), com diálogo entre elas, ressaltando os processos dominantes.

Para atender aos objetivos propostos, este estudo foi estruturado em capítulos que versam sobre aspectos teóricos ou que apresentam os resultados de investimentos de pesquisa com levantamentos de campo, análises laboratoriais, produção de mapas e interpretações e discussões diversas. A maneira como os capítulos estão estruturados e o seu conteúdo é apresentada a seguir.

CAPÍTULO 1: Sistemas geomórficos em paisagens glaciais e periglaciais: conceitos, fundamentos e princípios basilares

Este capítulo apresenta uma revisão sobre os conceitos basilares, processos geomorfológicos e as formas de relevos associadas aos ambientes glaciais e periglaciais. É feita uma descrição dos principais processos e geoformas erosivas e deposicionais. Também é discutida a evolução da paisagem em ambientes glaciais e não glaciais frios e sobre a dinâmica do *permafrost*.

CAPÍTULO 2: Ecossistemas terrestres da Antártica: paisagens periglaciais e processos pedogenéticos

Este capítulo apresenta uma revisão sobre os processos de formação de solos nos ecossistemas terrestres antárticos. É discutida a influência do material de origem nos processos de formação dos solos, abordagem sobre a interferência biológica na pedogênese e são feitas associações com a evolução da paisagem em ambiente periglacial.

CAPÍTULO 3: Landforms, soils and lithological diversity relationships in Snow Island, Maritime Antarctica

Este capítulo apresenta a caracterização geomorfológica da Península President Head, Ilha Snow, e as interações pedogeomorfológicas que ocorrem na área. As unidades geomorfológicas foram mapeadas com uso do software ArcGIS e foram utilizados dados de 10 perfis de solos, localizados em diferentes unidades, com o intuito de discutir as interações pedogeomorfológicas.

CAPÍTULO 4: Soil formation, classification and distribution in different lithological groups in Snow Island, Maritime Antarctica

Este capítulo apresenta os principais solos existentes na Península President Head, Ilha Snow, suas propriedades morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas, distribuição e processos pedogenéticos atuantes. Trata-se de resultados de uma coleção com 30 perfis de solos

associados às diferentes litologias existentes na área.

CAPÍTULO 5: Soil pocket phosphatization and chemical weathering of sites affected by flying birds of Maritime Antarctica

Este capítulo busca fazer uma caracterização do processo de intemperismo químico e analisar os sistemas de transformações mineralógicas e micromorfológicas que ocorrem em ambientes fosfatizados por nidificações de aves voadoras, comparando com estudos realizados em pinguineiras em outras áreas da Antártica. O estudo utilizou 15 amostras (deformadas e indeformadas) de solos coletadas durante o verão austral de 2017.

Referências

- BOCKHEIM, J.G. Soil-Forming Factors in Antarctica. *In*: BOCKHEIM, J.G. (Org.). . *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 5–20, 2015a.
- BOCKHEIM, J.G. *et al.* Distribution of soil taxa in Antarctica: A preliminary analysis. *Geoderma*, 245–246, p. 104–111, 2015b.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Amsterdam: Elsevier, 1987. 407p. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21275626>>.
- CANTRILL, D. J. Early Cretaceous fern foliage from President Head , Snow Island , Antarctica. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, v. 22:3, p. 241–258, 1998.
- HATHWAY, B.; LOMAS, S. A. The Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group , South Shetland Islands , Antarctica : revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, p. 43–67, 1998.
- LOPES, D.V. *et al.* Solos de basalto da Antártica: implicações paleoclimáticas ao longo de uma sequência climática. *REDE – Revista Eletrônica do PRODEMA*. Fortaleza, Brasil, v. 13, n. 1, p.07-18, 2019.
- MICHEL, R.F.M. *et al.* Ornithogenic gelsols (cryosols) from Maritime Antarctica: pedogenesis, vegetation and carbon studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, p. 1370–1376, 2006.
- SCHAEFER, C.E.G.R *et al.* Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, n. 1–2, p. 104–115, 2008.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (Cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays and Clay Minerals*, v. 54, n. 6, p. 721–736, 2006.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Soils of the South Orkney and South Shetland Islands, Antarctica. *In*: BOCKHEIM, J.G. (Org.). *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 227–273, 2015.
- SOUZA, J. J. L. L. *et al.* Hydrogeochemistry of sulfate-affected landscapes in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155–156, p. 55–61, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.017>>.

CAPÍTULO 1

SISTEMAS GEOMÓRFICOS EM PAISAGENS GLACIAIS E PERIGLACIAIS: CONCEITOS, FUNDAMENTOS E PRINCÍPIOS BASILARES

1. Introdução

Sistemas geomórficos em ambientes frios são complexos (COPLAND, 2013) e envolvem grande gama conceitual, por vezes confusa (SLAYMAKER, 2011; MACHADO *et al.*, 2019). Vários termos são empregados de forma redundante e sobreposta, mesmo refletindo conjunturas ambientais distintas, com critérios diagnósticos diferentes (MACHADO *et al.*, 2019). Como exemplo de conflito terminológico, tem-se a diferenciação entre os conceitos “glacial”, “proglacial”, “paraglacial” e “periglacial”. Essa problemática deve-se, em parte, a não existência na natureza de limites fixos entre os ambientes (Tabela 1.1). A maioria dos domínios periglaciais possuem algum grau de características paraglacial ou glacial herdada (FRENCH, 2007). Da mesma forma ambientes paraglaciais podem possuir feições periglaciais.

Tabela 1.1: Descrição de ambientes geomórficos em escala global.

Ambiente	Descrição
Glacial	Regido por processos controlados pela dinâmica de geleiras.
Paraglacial	Transição de uma condição Glacial para Periglacial. A dimensão temporal é um critério diagnóstico importante.
Periglacial	Marcado por processos de congelamento e descongelamento da água. A colonização vegetal, a qual pode indicar maior estabilidade, pode ser um fator importante para diferenciar estes ambientes em relação aos paraglaciais.
Temperado	Marcado pela variação regular da temperatura com 4 estações bem definidas ao longo do ano.
Tropical	Caracterizado por apresentar condições predominantemente quente e úmida, localizado entre os trópicos de Câncer e de Capricórnio.

Estes conceitos são essenciais para compreensão de ambientes complexos como os encontrados na Antártica ou em ambientes altomontanos como os Andes. Ambiente “glacial” é regido pela dinâmica de geleiras, “periglacial” é governado em função de processos contemporâneos (embora existam casos em que se tenha assinatura pretérita) e “paraglacial” é imperado em função da perturbação da glaciação continental, fora de ajuste com processos contemporâneos, ou seja, a dimensão temporal é relevante para sua caracterização (SLAYMAKER, 2011). Uma forma de diferenciação para estes conceitos é apresentada por French (2007) (Figura 1.1), que define o ambiente Glacial sendo marcado por grandes níveis de energia, passando a Paraglacial, Periglacial, caminhando para ambiente Temperado com menor nível de energia em comparação com os anteriores.

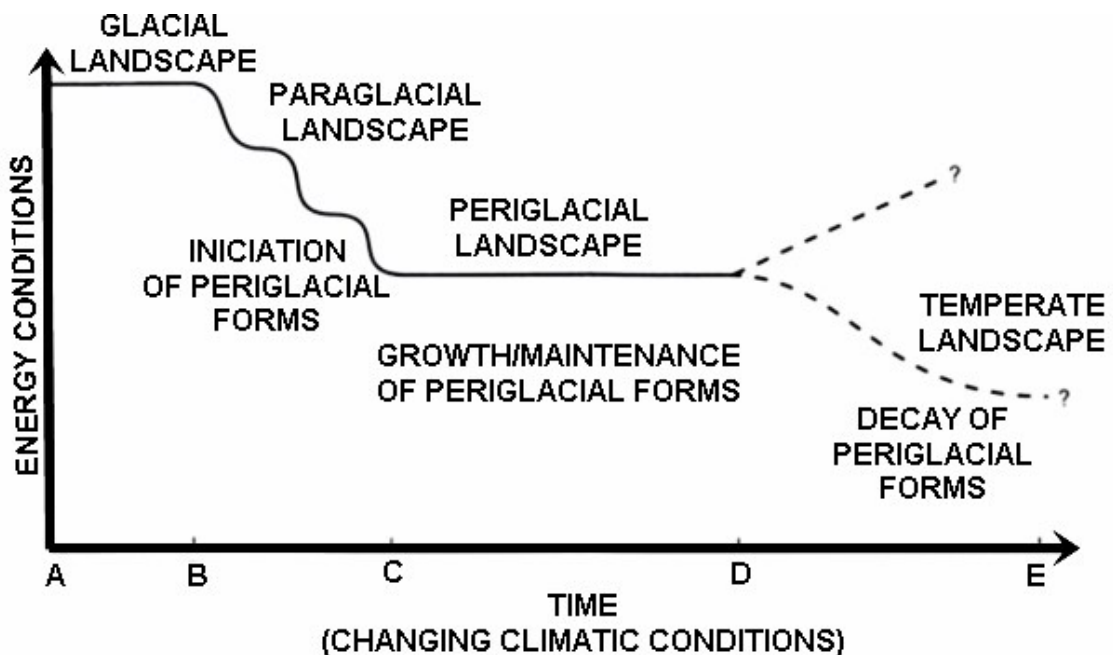


Figura 1.1: Relação temporal entre paisagens de ambientes glaciais, paraglaciais e temperados através de mudanças nas condições energéticas.
 A - B: Glaciação; B - C: Deglaciação; C - D: Equilíbrio periglacial; D - E: Avanço para clima temperado.
 Fonte: Adaptado de French, (2007).

O termo “paraglacial” é controverso e tem levado a muitos debates (SLAYMAKER, 2011; MACHADO *et al.*, 2019). Definido como processos não glaciais condicionados pela glaciação, descreve paisagens que não são ajustadas nem ao Último Máximo Glacial (UMG), nem na contemporaneidade. Paisagem paraglacial não pode ser definida em relação aos glaciares, nem por processos de clima frio (como a periglacial), mas é marcada por ser de transição, avanço de glacial para não-glacial (SLAYMAKER, 2009). Desta forma, ambientes

paraglaciais possuem processos e geoformas mistos entre glaciais e periglaciais, talvez por isto seja um dos conceitos mais controversos na Geomorfologia. Em ambientes paraglaciais, quanto mais geoformas e processos associadas a ambientes glaciais, mais instável é a área, por sua vez a maior ocorrência de geoformas e processos de ambientes periglaciais tem-se indícios de maior estabilidade.

Nesta perspectiva, tem-se como questão: quais são os processos geomorfológicos e as formas de relevos associadas aos ambientes glaciais e periglaciais? De modo a complementar a essa pergunta, tem-se como questionamentos secundários:

- Quais são os processos geomorfológicos associados aos ambientes glaciais e não glaciais frios?
- Quais são as principais formas de relevo associadas a estes ambientes?
- Como se apresenta a geomorfologia e a evolução da paisagem nestes domínios?
- Como são as geoformas associadas às dinâmicas do *permafrost*?

O objetivo desse capítulo é fazer uma abordagem dos processos geomorfológicos e das geoformas associadas a ambientes glaciais e periglaciais. Ainda que se tenha buscado contemplá-los na sua diversidade, não existe o interesse, e a possibilidade, de esgotar o assunto, já que isso demandaria uma revisão que transpõe os interesses deste estudo. O que se propõe é uma apresentação teórica dos principais processos e formas, entendida como fundamental para subsidiar os investimentos que levaram aos resultados expostos nos capítulos 3, 4 e 5.

2. Ambientes glaciais e evolução da paisagem

Toda a água congelada na Terra constitui a criosfera (gelo e neve presente na atmosfera, lagos, rios, oceanos, e sob a superfície). Só as geleiras constituem cerca de dois terços de toda água doce do planeta (HUGGETT, 2006). Atualmente, as geleiras cobrem 10% da superfície terrestre (COPLAND, 2013) e o gelo marinho cobre cerca de 7% da superfície do oceano nos picos de inverno (HUGGETT, 2006). A maior parte do gelo glacial está confinado em altas latitudes (Antártica, Groenlândia e Ártico).

Durante o Último Máximo Glacial, entre 18 e 21 mil anos AP (antes do presente), os glaciares ocuparam cerca de 30 a 32% da superfície da Terra (Figura 1.2) e o nível do mar estava cerca de 120 m mais baixo que o atual (BARD *et al.*, 1990). No hemisfério norte as massas de gelo atingiram latitudes tão baixas quanto 40-50° (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ,

2016). Nestas condições, os glaciares provocaram significativa e extensa subsidência das massas terrestres continentais por ajuste isostático e exerceram significativas mudanças nas paisagens (WRIGH *et al.*, 2009).

Glaciares (geleiras) são massas de neve recristalizadas, compactas suficientes para deformar a superfície, são dinâmicas e apresentam fluxo gravitacional sob seu próprio peso, assumindo uma variedade de formas que refletem a topografia e clima circundantes (COPLAND, 2013). Sua gênese relaciona-se principalmente às altas latitudes, como a Antártica, e ambientes montanhosos, como os Andes na América do Sul. O balanço glacial de massas é dado pelo equilíbrio entre taxa de acumulação e ablação (perda) do gelo. Comumente, na Geomorfologia Glacial refere-se a geleiras com balanços positivos, àquelas que aumentam seu volume, e negativos àquelas que estão em processo de recuo. A linha de equilíbrio (*firn line*) define a fronteira entre a acumulação superior e a zona de ablação inferior das geleiras (HUGGETT, 2006).

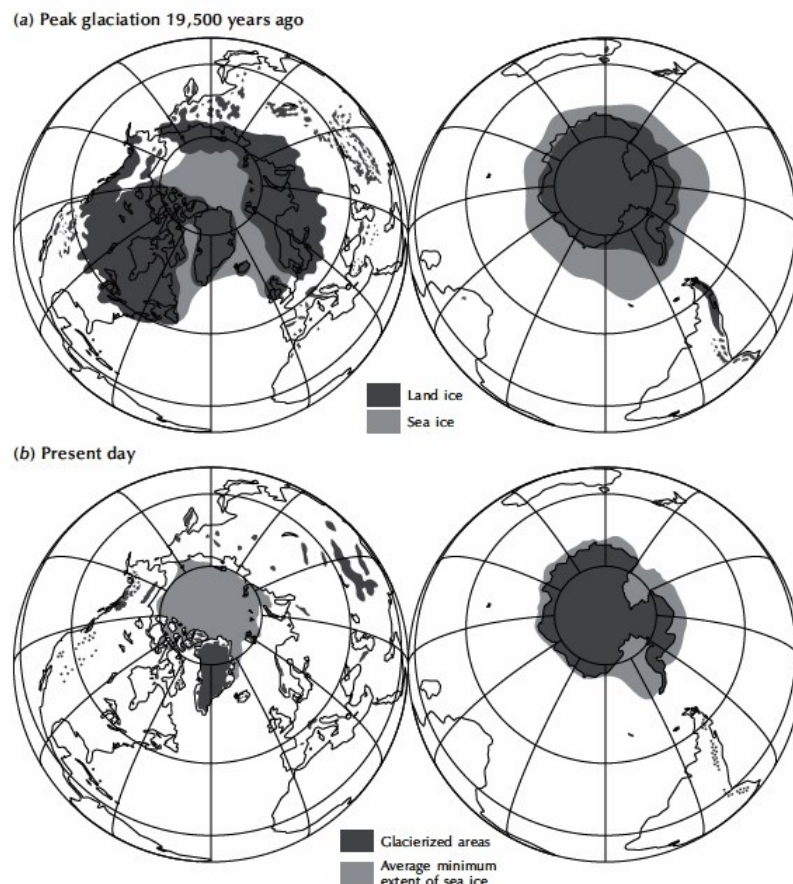


Figura 1.2: Representação da distribuição de gelo no planeta.
a) No Último Máximo Glacial; b) Dias atuais.

Fonte: Huggett (2006).

2.1. Classificação morfológica de glaciares

A forma superficial das massas de gelo fornece um esquema de classificação que tem sido tradicionalmente usado em glaciologia (HUGGETT, 2006; COPLAND, 2013). As massas de gelo terrestres se enquadram em duas categorias principais: A) massas sem restrições topográficas; B) massas de gelo controladas pelo relevo (COPLAND, 2013).

2.1.1. Categoria de massas de gelo sem restrições topográficas

Alguns tipos de massas de gelo sem restrições topográficas que ocorrem em diversas áreas do globo são: I – Mantos de gelo (*Ice sheets*); II – Calotas de gelo (*Ice cap*); III – Plataformas de gelo (*Ice shelves*).

As maiores e mais espessas geleiras são denominadas mantos de gelo (*ice sheets*), caracterizadas por topografia em forma de domo. Se enquandram nessa classificação áreas em escala continental, cobertas por uma gigantesca quantidade de gelo, fazendo com que desapareça quase que completamente o relevo subjacente (particularmente em suas regiões centrais) (COPLAND, 2013). Comumente encontradas na Antártica e Groelândia, onde representam mais de 95% da superfície glaciária do mundo (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016).

Calotas de gelo (*ice caps*) possuem essencialmente a mesma morfologia dos mantos de gelo (*ice sheets*) sendo diferenciadas pela sua dimensão, as calotas de gelo são menores em tamanho ($< 50.000 \text{ km}^2$) e exigem um gelo com espessura substancial para cobrir a topografia, desta forma são mais comuns em altas latitudes (COPLAND, 2013).

Plataformas de gelo (*ice Shelves* – plural ou *ice shelf* - singular) são massas de gelo flutuantes ou parte de uma geleira terrestre que fornece gelo para a massa flutuante (HUGGETT, 2006). Como possuem interrelações entre gelo-mar estão associados às áreas costeiras (COPLAND, 2013).

2.1.2. Categoria de massas de gelo regidas pela topografica

Uma das classificações das massas de gelo mais utilizadas, que permitem rápida diferenciação, baseia-se na morfologia pautada na geometria, posição e tamanho das massas de gelo (GUTIERREZ, 2008a; COPLAND, 2013). Alguns tipos de geleiras desta categoria são: campos de gelo (*ice fields*), glaciares alpinos (*alpine glaciers*), geleiras de vales (*valley glaciers*), glaciares de maré (*Tidewater glacier*), geleiras de piemonte (*piedmont glacier*), geleiras de nichos (*niche glacier*), geleiras de circos (*cirque glaciers*), entre outras formas menores.

Campos de gelo (*ice fields*) são massas encontradas principalmente em altitudes elevadas, com dimensão inferior a 50.000 km² (HUGGETT, 2006; COPLAND, 2013). São encontradas comumente em planaltos elevados e podem apresentar uma topografia ondulada que reflete o substrato (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Estas massas de gelo podem ser interrompidas por montanhas proeminentes livres de gelo, denominadas *nunataks*. Nas margens desses glaciares, o gelo pode irradiar ao longo de fendas erosivas formando saídas em forma de línguas (COPLAND, 2013). Destaca-se que estas massas estão em constante dinâmica, “funcionando como rios”, porém com potencial erosivo muito maior, em razão dos elevados níveis de energia envolvidos nestes ambientes (Figura 1.1.).

Glaciares alpinos ou de montanha apresentam morfologia e fluxo regido pela topografia. Geleiras de vale apresentam forma alongada e são mais confinados (GUTIERREZ, 2008a). A movimentação das massas de gelo confinado força as paredes circundantes, gerando desgaste intenso e criando falésias, para isto exige uma quantidade de gelo significativa, por isto, adota-se como espessura mínima 30 m (COPLAND, 2013).

Quando riachos de gelo deixam o terreno montanhoso e atinge uma planície, expande-se lateralmente para formar geleiras de piemonte em forma de lobo (COPLAND, 2013; GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Glaciares de maré são geleiras de vale que fluem para o mar, onde comumente são produzidos muitos *icebergs* (HUGGETT, 2006). O fluxo de massas de gelo promove grandes transformações paisagísticas. A gênese da forma em U, por exemplo, típica dos vales glaciais, se deve a estas dinâmicas de cursos canalizados, com forte desgaste erosivo associados a fragmentos transportados pelas geleiras.

Glaciares de nicho são muito pequenos, ocupam cavidades nas encostas. São semelhantes a campos de neve e podem se transformar em uma geleira de circo, em condições favoráveis (concavidades nas cabeceiras que permitam o acúmulo da neve e recristalinização)

(HUGGETT, 2006). Geleiras de circo localizam-se nas cabeceiras das vertentes, são massas pequenas de gelo situadas em anfiteatro (COPLAND, 2013), geralmente são as primeiras a se formarem e as últimas a desaparecerem em um período glacial (GUTIERREZ, 2008a).

O conhecimento do regime térmico das massas de gelo é importante, pois a temperatura determina fortemente o seu comportamento dinâmico (COPLAND, 2013). O gelo na base dos glaciares é geralmente mais quente que o gelo na superfície, e pode ser quente o suficiente para derreter. Esta água cria um lubrificante para a massa congelada, ajudando-a a fluir mais rapidamente (HUGGETT, 2006). Segundo Gutiérrez e Gutiérrez (2016), o movimento das geleiras é fortemente controlado pela temperatura basal e deformação plástica. Geleiras de base fria, com congelamento basal, são dominadas pela deformação plástica. Em contraste, geleiras temperadas com água líquida lubrificante em sua base são marcadas pelo deslizamento basal e maior ação abrasiva. O deslocamento diferencial dentro da massa de gelo produz uma grande variedade de estruturas de deformação, como as fendas (*crevasses*). O deslocamento das geleiras produz mudanças significativas na paisagem afetada e gera uma série de formas erosivas e deposicionais relacionadas à sua dinâmica e seu fluxo.

2.2. Formas erosivas associadas a ambientes glaciais

São muitos os fatores que afetam a erosão glacial (HARBOR, 2013). Estes podem ser agrupados em três grupos: inerentes ao próprio sistema glacial (temperatura basal), relacionados à litologia e às estruturas (mineralogia, dureza, permeabilidade, entre outros), e os relativos à geometria (GUTIERREZ, 2008a).

De acordo com Gutiérrez e Gutiérrez, (2016) e Harbor (2013), os principais processos envolvidos na erosão glacial incluem: (I) abrasão (*abrasion*) (desgaste das superfícies rochosas por detritos carregados pelos glaciares); (II) desprendimento (*plucking/quarrying*) (desprendimento e remoção de fragmentos de rochas fraturadas) (III) Água de fusão – que também é importante para alterações químicas (pode apresentar velocidades elevadas devido à alta pressão); (IV) Congelamento-descongelamento (*freeze-thaw*) (principalmente em ambientes glaciais temperados ou em glaciares tropicais, como os encontrados nas altas montanhas Andinas).

No processo abrasivo, o desgaste da rocha pela passagem das geleiras deixa registro em microformas como estrias e/ou caneluras ou em escalas de dezenas de metros (HARBOR, 2013). Na escala de Mohs, o gelo a 0° C tem dureza 1,5, o que torna difícil o desgaste das

superfícies rochosas. Esse papel cabe aos detritos transportados pelos glaciares, essenciais para abrasão (GUTIERREZ, 2008a). Este processo é muito importante por deixar registros históricos e permitir através de análises multi-*proxy* que se faça reconstituição paleoambiental.

Em ambientes glaciais é comum encontrar várias formas erosivas (HARBOR, 2013; MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013), relacionadas ao fluxo das geleiras, fusão da água ou a processos de congelamento (COPLAND, 2013). Algumas destas formas erosivas são: circo (*cirque*), *lips*, *tarn*, *step*, *arêtes*, chifres (*horns*), entre outros. Quando se tem ativação de um período glacial, o gelo vai preenchendo as reentrâncias côncavas das vertentes. A litologia exerce um papel fundamental na evolução destas paisagens, em rochas mais resistentes, como granitos, os processos intempéricos são menos atuantes, mas onde as rochas são menos resistentes, como rochas sedimentares pouco litificadas, estas geoformas avançam e tornaram-se cada vez maiores (CAMPBELL E CLARIDGE, 1987). Estas são denominadas circos (*cirque*), referem-se a uma forma abaciada, semicircular, dominada por ladeiras abruptas, esculpida pela erosão glacial (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013).

Essas cavidades são parcialmente cercadas por rochas arqueadas e quando ausentes de cobertura glacial podem ser ocupadas por lagos (*tarn*) (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013). Sua gênese relaciona-se a concavidades pré-existentes adequadas ao desenvolvimento de nichos de nivação, que evoluem para circos. As paredes superiores dos circos tendem a ser extremamente íngremes (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013), enquanto as partes mais baixas são mais suaves e comumente cobertas com detritos erodidos à montante (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). Em áreas em que se tem recuo erosivo dos circos, apenas estreitas paredes dividem os circos, em alguns casos, chegando a ter contatos entre estes (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013). A retração erosiva do entorno de circos adjacentes pode resultar no desenvolvimento de cumes afiados chamados *arêtes*. A convergência dos *arêtes* relacionados a vários circos podem formar picos piramidais, com formatos de chifres (*horns*) (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016) (Figura 1.3).

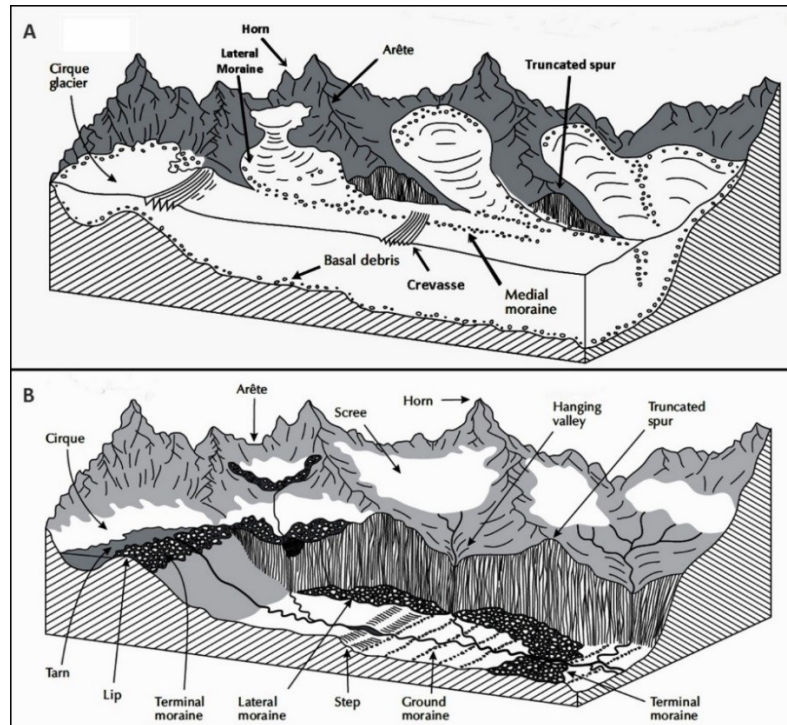


Figura 1.3: Evolução de uma paisagem com glaciares alpinos.
 (A) Paisagem com glaciares; (B) Paisagem após uma idade glacial.
 Fonte: Modificado de Huggett, (2006).

A erosão glacial progressiva leva ao alargamento do vale e desenvolvimento da forma de U com declives íngremes (HARBOR, 2013; MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013). Vales suspensos (*Hanging Valley*) são afluentes das calhas glaciais que terminam abruptamente no lado íngreme de um vale glacial (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013). É comum que estes *knickpoints* formem cachoeiras após a atuação glacial. Após a deglaciação de geleiras do vale, pode-se encontrar uma linha visível que indica a borda superior da superfície glacialmente erodida chamada de linha de corte (*trimline*). A parte inferior destas geleiras, quando sofrem deformação e ficam submersas pela água do mar são denominadas de *fiordes* (termo norueguês) (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016) (Tabela 1.2).

Tabela 1.2: Descrição de formas relacionadas a processos erosivos em sistema glacial.

Sistema Geomórfico	Processo	Forma	Posição	Geoforma	Descrição			
Glacial	erosivo	Saliência	supraglacial	<i>Arête</i>	Cume estreito e afiado que separa dois ou mais circos.			
			supraglacial	<i>Nunatak</i>	Picos com exposição rochosa cercado por massas de gelo.			
			marginal	<i>Col</i>	Baixa passagem que conecta dois circos voltados em direções opostas.			
			supraglacial	Chifre (<i>horn</i>)	Picos formados pelas paredes de intersecção de três ou mais circos.			
			subglacial	Lábios dos circos (<i>Cirque lips</i>)	Tipo de dique no chão do circo, associado a rocha subjacente, que favorece o represamento da água e acúmulo de sedimentos, marca o limite a jusante do aprofundamento glacial.			
			supraglacial	Parede da cabeça (<i>headwall</i>)	Parede mais alta e íngreme do circo glacial.			
			supraglacial	Linha de corte (<i>trim line</i>)	Linha erosiva que nitidamente marca a área de atuação erosiva de um glaciar, no caso marca a extensão mais alta do glaciar em uma vertente. A visibilidade pode estar associada a diferença de coloração na rocha, distinta colonização vegetal ou à marcas de desgastes erosivos.			
			marginal	Esporas abruptas (<i>Truncated Spurs</i>)	Faceta final de um cume que desce em direção a um vale que termina em forma de V invertido. Produzido pelo truncamento erosivo pela ação glacial.			
			Reentrância			proglacial	<i>Tarn</i>	Lago formada em um circo, em que uma moraina pode favorecer o represamento da água.
						subglacial	Circo (<i>cirque</i>)	Bacia semicircular nas cabeceiras de vertentes que tendem a avançar sobre as paredes rochosas à montante.
subglacial	Degral glacial (<i>Glacial step</i>)	Degrau associado a erosão glacial.						
supraglacial/englacial	<i>Bergschrund</i>	Fenda formada em área que separa o gelo estagnado a montante, do gelo que se move a jusante em um circo. Ocorre paralelo à parede traseira, causado pelo movimento rotacional da geleira com fluxo descendente. As fendas podem ser profundas e atingir a camada rochosa.						
proglacial	<i>Paternoster</i>	Série de lagos glaciais conectados por um único canal. Ocorrem em vales alpinos. Podem conter tarns e são criados por morainas recSSIONAIS ou estar relacionados a rochas menos resistentes, à medida que a geleira derrete os lagos se formam onde a rocha mais fraca foi escavada.						

supraglacial	Vale suspenso (<i>hanging valley</i>)	Vale de um canal afluente cujo assoalho localiza-se acima do vale principal (descontinuidade muitas vezes marcada pela presença de queda de água).
subglacial/marginal	Vale em U (<i>U-shaped valleys</i>)	Vale formado pela erosão glacial que deixam encostas íngremes, paredes retas e fundos planos.
subglacial	Fiordes (<i>Fjord</i>)	Calha glacial, cujo piso está abaixo do nível do mar (forma em U).
subglacial	Rocha <i>Moutonnée</i>	Rocha com registros da passagem de um glaciar, apresenta polimento na direção do movimento do gelo e superfície irregular (estrias e caneluras).

OBS: evitou-se a traduções de alguns termos consagrados para evitar confusões conceituais.

Rocha *moutonnée* (termo francês) refere-se a colinas assimétricas moldadas pela erosão glacial, comuns em rochas cristalinas (Figura 1.4). Podem formar extensos campos e exibir uma ampla gama de dimensões.

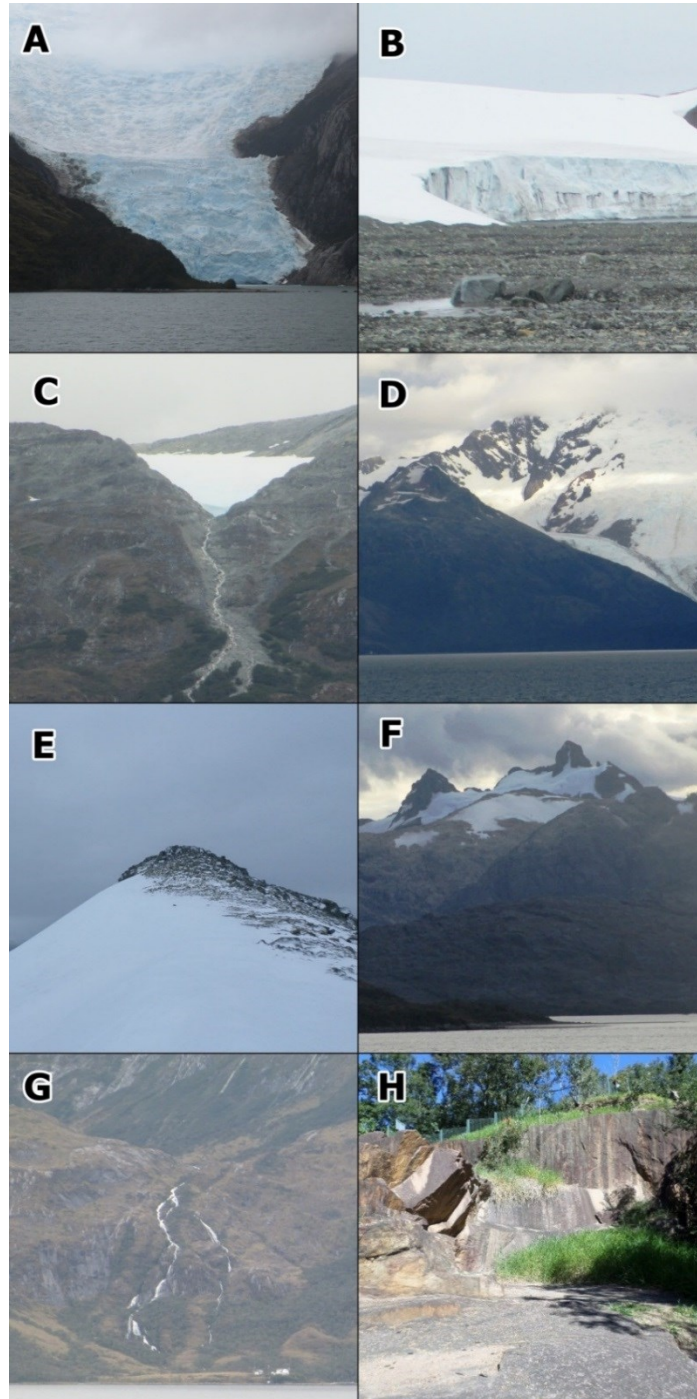


Figura 1.4: Glaciares, geofórmulas e processos erosivos glaciais.

(A) Geleira de vale, canais chilenos, Patagônia; (B) *Ice Cap*, Ilha Snow, Antártica; (C) Circo glacial, canais chilenos, Patagônia; (D) *Arête*, canais chilenos, Patagônia; (E) *Nunatak*, Península Barton, Ilha Rei George, Antártica; (F) *Horns*, canais chilenos, Patagônia; (G) Vale suspenso, canais chilenos, Patagônia; (H) Rocha *Moutonnée*, estrutura de abrasão glacial do neopaleozóico, Salto-SP, Brasil.

Fonte: Arquivo pessoal.

As rochas *moutonnée* são caracterizadas por apresentar a montante menor inclinação, marcada por superfície de abrasão, polida e estriada (GUTIERREZ, 2008a). A jusante, onde a pressão é menor, a água de fusão pode recongelar, assim o gelo tende a desligar-se e a arrastar blocos da base, constituindo uma superfície irregular e fraturada. Esses processos de erosão glacial são mais intensos em geleiras temperadas com deslizamento basal significativo favorecido pela presença de água líquida na base. A maior pressão a montante pode induzir a fusão favorecendo o deslizamento e a abrasão (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016).

Os detritos arrancados pelas geleiras podem ser transportados pelo gelo ou pela água de fusão (MUNRO-STASIUK *et al.*, 2013). Este transporte pode ocorrer em diferentes partes em relação a uma geleira: em sua base, dentro da massa de gelo, na superfície e nas bordas (Tabela 1.3). Os sedimentos transportados pela massa de gelo como o diamicto (sedimentos não selecionados a mal selecionados) ou *till* (sedimentos variados de origem glacial) são comumente depositados em corpos d'água proglaciais, glaciolacustre ou glaciomarinho.

Tabela 1.3: Termos associados à posição em relação a uma geleira.

Termo	Posição em relação a uma geleira
Proglacial	Jusante
Marginal	Lateral
Englacial	Dentro
Supraglacial	Em cima
Subglacial	Em baixo

2.3. Formas deposicionais associadas a ambientes glaciais

As principais formas deposicionais associadas a ambientes glaciais localizam-se na base das geleiras ou a jusante dos glaciares. O processo de depósito de sedimentos ocorre em função da dinâmica do gelo, tipo de massa de gelo, litologia subjacente, variabilidade temporal e espacial dos fluxos, regimes hidrológicos associados e relevo (MENZIES; HESS, 2013). A maior parte dos depósitos ocorre na área denominada planície glacio-fluvial proglacial (*outwash plain*) (Figura 1.5), alimentado principalmente por água de fusão (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016).

Nestes ambientes, o fluxo de água tem um forte padrão sazonal e diurno, marcado por grande descarga durante um curto período de verão. Estas planícies podem ser marcadas por catástrofes relacionados à drenagem súbita de lagos a montante. A pressão da água e inundações podem depositar grandes quantidades de detritos, incluindo blocos de gelo (MENZIES; HESS, 2013). O derretimento progressivo do gelo enterrado leva ao desenvolvimento de depressões de subsidência conhecidas como “covas de chaleiras” (*kettle holes*) (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Quando estas depressões são preenchidas por água são denominadas “lagos de chaleiras” (*kettle lakes*).

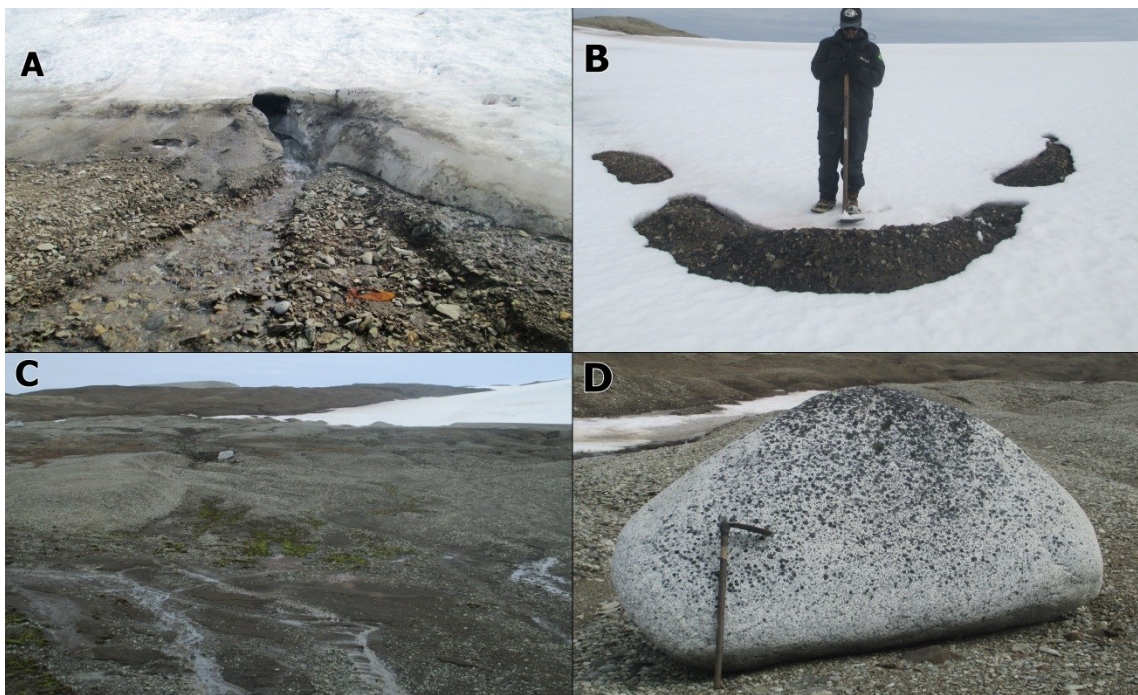


Figura 1.5: Processos deposicionais e geoformas associados a sistemas glacio-fluvial. (A) Água de fusão e transporte de sedimentos subglacial, Ilha Snow, Antártica; (B) Moraina, Ilha Snow, Antártica; (C) *Outwash plain*, Ilha Snow, Antártica; (D) Bloco errático, Ilha Snow, Antártica. Fonte: Arquivo pessoal.

Moraina refere-se às formas criadas pela deposição ou deformação de sedimentos por geleiras (Figura 1.6). *Till* é um termo usado para designar depósitos de morainas consistindo em sedimentos não-estratificados e mal selecionados (HART, 2013). As morainas podem ser classificadas de acordo com sua posição e mecanismo de formação. Morainas laterais se formam ao longo das bordas do vale (MENZIES; HESS, 2013). Morainas mediais são acumulações longitudinais que se formam ao longo da borda de dois fluxos de gelo conflitantes a jusante da sua junção. Morainas frontais se desenvolvem ao longo da borda a jusante das geleiras (MENZIES; HESS, 2013). É comum encontrar lagos a montante destas. O termo

moraina terminal refere-se às cristas que registram a máxima extensão dos glaciares, entre seus vários avanços e recuos (MENZIES; HESS, 2013).

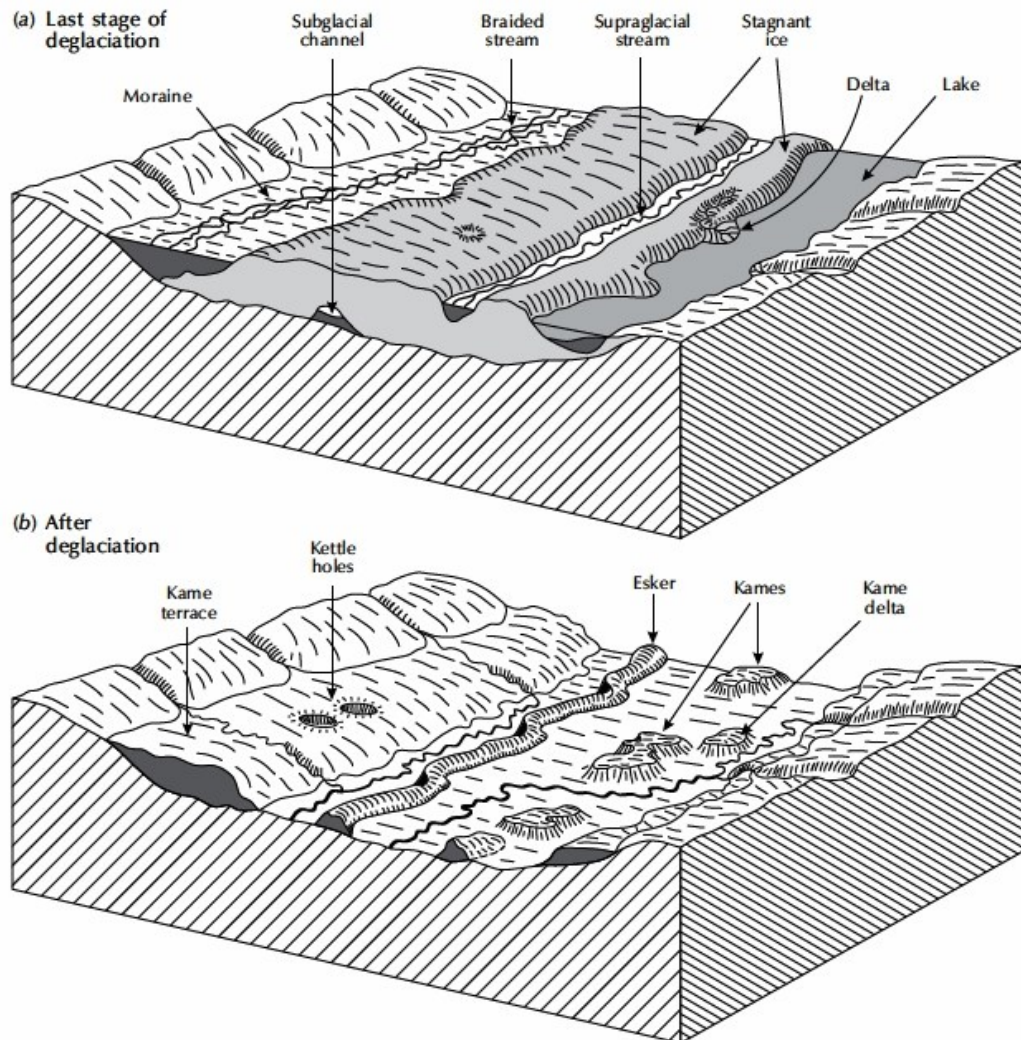


Figura 1.6: Evolução de uma paisagem com glaciares e formas deposicionais relacionadas. (A) Paisagem com glaciares; (B) Paisagem após uma idade glacial. Fonte: Huggett, (2006).

Em áreas em que morainas sofrem erosão, podem-se formar acumulações com uma topografia irregular chamada *hummocky*. Estes montículos podem ter origem e morfologia diversa. As morainas são marcadores geomórficos úteis para reconstituir a evolução da paisagem (MENZIES; HESS, 2013). Outras formas de montículos, mas com gênese diferente, são os *drumlins* (MENZIES; HESS, 2013). Estes são arredondados e alongados, compostos principalmente de depósitos glaciais formados em ambientes subglaciais e com o eixo principal orientado na direção do fluxo de gelo (Tabela 1.4). Podem atingir 200 m de altura e vários

quilómetros de comprimento, tipicamente ocorrem como extensos campos (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). O processo de gênese desta forma é chamado de drumlinização.

Tabela 1.4: Descrição de formas relacionadas a processos deposicionais em sistemas glaciais.

Sistema Geomórfico	Processo	Posição	Forma	Geoforma	Descrição
Glaciar alpino	Deposicional	Proglacial	saliências	Deriva glacial (<i>Glacial Drift</i>)	Materiais de granulometria diversa (incluindo blocos erráticos) transportados por geleiras.
		Proglacial	saliências	Deriva estratificada (<i>Stratified Drift</i>)	Depósitos estratificados composto de materiais carregados pela água de fusão em área de Planície de Lavagem. As distintas direções de fluxos, principalmente durante os verões são responsáveis pela gênese destas formas.
		Proglacial/Marginal	saliências	Morainas (<i>moraines</i>)	Formas criadas pela deposição ou deformação de sedimentos por geleiras.
		Proglacial	saliências	<i>Tills</i>	Depósitos de morainas consistindo de sedimentos não-estratificados e mal selecionados
		Proglacial	saliências	<i>Hummock</i>	Áreas em que morainas sofrem erosão forma-se esta superfície irregular com montículos com diversidade em sua morfologia e sedimentologia.
		Proglacial	saliências	Vale com depósitos de comboio (<i>Valley Train Deposit</i>)	Depósito glaciofluvial que se estende ao longo do piso de um vale.
Glaciar continental	Deposicional	Proglacial	saliências	Planícies de Till (<i>Till plain</i>)	Extensa superfície glacial plana com till que é depositado pela água de fusão de uma geleira.
		Proglacial	saliências	Planície de lavagem (<i>Outwash plain</i>)	Ambientes de depósitos glacio-fluvial desenvolvidos a jusante dos glaciares e alimentados principalmente por água de fusão.
		Subglacial	reentrâncias	<i>Esker</i>	Longos, estreitos e sinuosos sulcos constituídos por sedimentos glacio-fluviais depositados em túneis.
		Proglacial	reentrâncias	Covas de chaleira (<i>Kettle hole</i>)	São depressões de subsidência associadas ao derretimento progressivo de gelo enterrado.
		Proglacial	reentrâncias	Lagos de chaleiras (<i>Kettle lakes</i>)	Depressões de subsidência associadas ao derretimento progressivo de gelo enterrado, preenchidos com água.
		Proglacial	saliências	<i>Kame</i>	Montículos de composição variada que se acumulam em uma depressão associada ao recuo glacial. São frequentemente associados com kettle. Kames são formados por águas de fusão que depositaram material mais lavado (estratificado) ou menos lavado (granulometria mais diversificada) em uma superfície irregular.

Subglacial	saliências	Tambores lineares (<i>Drumlin</i>)	Montículos arredondadas e alongadas, compostas principalmente de depósitos glaciais formados em ambientes subglaciais e com o eixo principal orientado na direção do fluxo de gelo
Englacial/Subglacial	saliências	Blocos erráticos (<i>Erratics</i>)	São rochas incomuns para área em que está localizada. São transportadas pelo gelo glacial e podem estar a quilômetros de distância da sua fonte original.

Outras formas associadas a ambientes deposicionais em áreas glaciais são *eskers*. Estes são longos, estreitos e sinuosos sulcos constituídos por sedimentos glacio-fluviais depositados em túneis (relacionados a processos subglaciais e glaciais) ou em canais superficiais (supraglaciais) (MENZIES; HESS, 2013). Água submersa, nestas áreas, em alta pressão podem correr em velocidades elevadas, transpor obstáculos e transportar frações grossas (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016).

3. Paisagens periglaciais: processos e formas de relevo associadas

3.1. Domínio periglacial

Ambientes periglaciais ocupam cerca de 20% da área continental do planeta (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). O termo “periglacial” foi utilizado pela primeira vez pelo geólogo Walery Von Lozinski, em 1909, para tratar das condições climáticas e geomorfológicas das zonas periféricas a geleiras pleistocênicas (GUTIERREZ, 2008b). Com pouco mais de um século desde sua primeira utilização, o termo periglacial evoluiu e se transformou (MACHADO *et al.*, 2019), o conceito passou a ser mais abrangente e deixou de ter relação com os glaciares.

Atualmente existem várias definições. Ambientes periglaciais se caracterizam pelo predomínio de ciclos de congelamento e descongelamento, podendo existir *permafrost* e/ou terrenos permanentemente gelados (GUTIERREZ, 2008b; FRENCH, 2007). Estes ambientes geomórficos, estão associados a processos e formas de relevo sob climas frios em altas latitudes e altitudes (BARSCH, 1993). Os processos e formas de relevo periglaciais, juntamente com a presença de permafrost, estão entre os elementos geomorfológicos mais relevantes na Antártica Marítima (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012).

A Geomorfologia Periglacial, a qual também inclui processos fluviais (BARSCH, 1993), busca explicar as dinâmicas e geoformas associadas a ambientes frios, não glacial (MACHADO *et al.*, 2019), onde se tem como condicionantes básicos a existência de processos de congelamento e descongelamento que modificam drasticamente a superfície (FRENCH, 2007; GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Este processo influencia a quebra e fraturamento

das rochas (formas angulares), deslocamento de partículas, migração de água e como resultante se tem geoformas únicas (MACHADO *et al.*, 2019).

3.2. Processos físicos e químicos em ambientes periglaciais

Uma grande parte dos processos morfogenéticos que operam nas paisagens periglaciais também ocorrem em outras zonas morfoclimáticas, porém processos relacionados aos ciclos de congelamento-descongelamento atingem sua intensidade máxima neste ambiente (GUTIERREZ, 2008b). Devido às suas condições climáticas frias e geoformas derivadas, áreas periglaciais são consideradas como partes do mundo onde a evolução da paisagem é controlada principalmente por mecanismos de congelamento-descongelamento (MACHADO *et al.*, 2019). *Frost action* é o termo coletivo usado para descrever os diversos processos relacionados ao congelamento e descongelamento (FRENCH, 2007).

Gelifracção (*gelifraction* ou *frost shattering*) é designado para processos de quebra pelo gelo, sendo o processo de intemperismo mais importante em domínios periglaciais (GUTIERREZ, 2008b) (Figura 1.7). A quebra pelo gelo e processos relacionados, são sistematicamente enfatizados, assim como sua responsabilidade na formação de uma vasta gama de formas de relevo (ANDRE, 2003). Esta dinâmica se deve a expansão da água ao congelar, cerca de 9% de aumento de volume (FRENCH, 2007), o que promove aumento de pressão e conseqüentemente a quebra mecânica das rochas gerando clastos angulares (*cryoclasts*) ou sua desintegração granular. Estes materiais podem formar campos de blocos (*block fields*, *felsenmeers*) em superfícies planas ou acumulações de tálus (*talus slope*) em encostas (GUTIERREZ, 2008b).

Frost heaving é um processo relacionado às pressões produzidas pela expansão com congelamento da água, principalmente em ambientes mais úmidos (GUTIERREZ, 2008b). Este processo promove o aumento da superfície do solo após a formação de gelo segregado, o qual é formado quando a umidade do solo migra através da franja congelada para formar camadas ou lentes (FRENCH, 2007).

Crioturbação (*Cyoturbation*) é um processo que corresponde à deformação de material não consolidado e deslocamento de partículas por efeito principalmente da pressão, com predominância de movimentos verticais (GUTIERREZ, 2008b). Principalmente no outono, se tem congelamento de baixo para cima a partir do *permafrost*, este ambiente de estresse é agravado no inverno com o congelamento em outra frente (da superfície para baixo). Isto aliado

aos diferentes teores de umidades no solo propicia congelamento diferencial e expansão irregular, desta forma se tem a crioturbação, ou seja, geração de estruturas caóticas, mistura do solo que resulta em horizontes quebrados, involução de matéria orgânica, entre outros (GUTIERREZ, 2008b; SOIL SURVEY STAFF, 2014) (Figura 1.7). A crioturbação é utilizada como critério para classificação dos *Gelisols*, subordem *Turbel* (SOIL SURVEY STAFF, 2014).

Frost cracking é um processo de quebra da superfície que resulta da contração térmica quando a temperatura do solo congelado diminui (GUTIERREZ, 2008b) (Tabela 1.5). Em ambientes úmidos a água líquida penetra as rachaduras e favorece a gênese e expansão a cada ano das cunhas de gelo (*ice wedges*) (MILLAR, 2013). Destaca-se que, em função das propriedades dos solos existem diferenças de acordo com a condutividade de calor, umidade, quantidade de sais e íons dissolvidos na solução aquosa (MACHADO *et al.*, 2019). Em ambientes mais secos, com o derretimento das cunhas de gelo, pode se ter preenchimento com detritos, sendo que estas formações constituem indicadores paleoambientais (GUTIERREZ, 2008b).

Tabela 1.5: Descrição de processos que ocorrem em ambientes periglaciais.

	PROCESSO	DESCRIÇÃO
FROST ACTION	Gelifracção (<i>gelifraction ou frost shattering</i>)	Quebra mecânica das rochas associadas ao congelamento.
	Frost heaving	Expulsão de fragmentos do solo e orientação em superfície.
	Crioturbação (<i>cryoturbation</i>)	Deformação de material não consolidado e deslocamento de partículas por efeito principalmente da pressão, com predominância de movimentos verticais.
	Frost cracking	Quebra da superfície que resulta da contração térmica quando a temperatura do solo diminui. Este processo é responsável pela gênese das cunhas de gelo.
	Frost sorting	Deslocamento e segregação das partículas de tamanho mais grosso.

Frost sorting é um processo que envolve deslocamento e segregação das partículas de tamanho mais grosso (GUTIERREZ, 2008b) (Figura 1.7). Com o congelamento, partículas mais grossas são expulsas do perfil e se concentram em superfície, formando horizontes pedregosos (segregação vertical), partículas mais finas se descolam em trajetória parabólica e também se separam das grossas (segregação lateral) e, na superfície do solo, as partículas mais grossas se movem pela gravidade para as margens enquanto as partículas mais finas permanecem no centro do polígono (GUTIERREZ, 2008b).

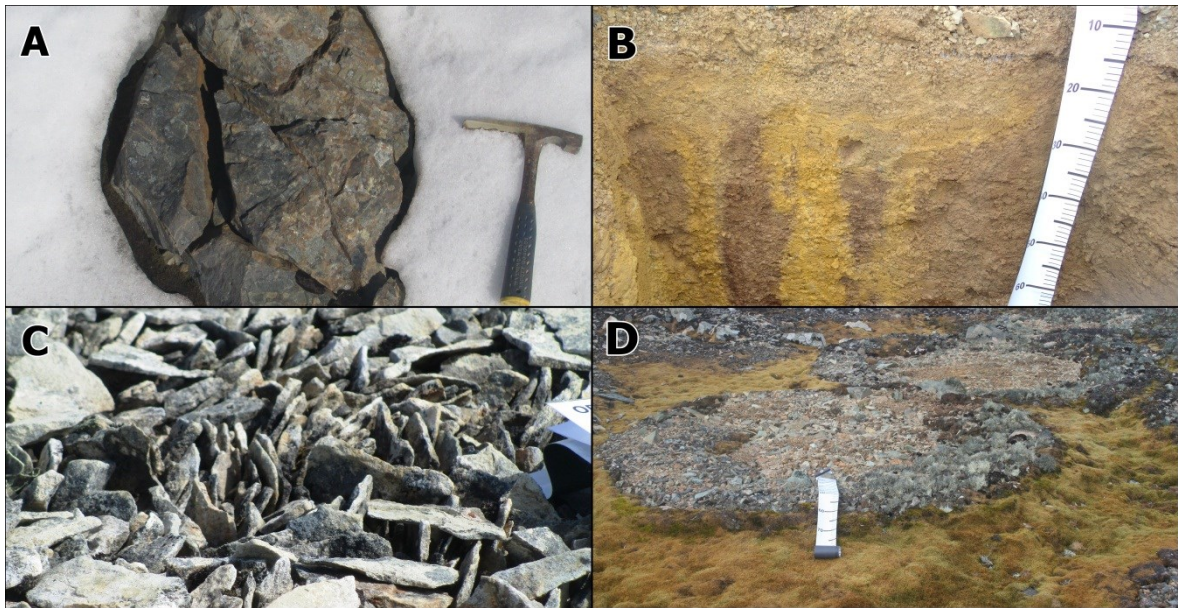


Figura 1.7: Processos físicos em ambiente periglacial.

(A) Gelifracção - quebra de rocha, Ilha Snow, Antártica. (B) Crioturbação na Ilha Rei George, Antártica. (C) *Frost heaving* - orientação de clastos na Ilha Snow, Antártica. (D) *Frost sorting* – deslocamento e segregação de partículas, Ilha Snow, Antártica.

Fonte: Arquivo pessoal.

Existe uma tendência de subestimar o papel da intemperismo químico em ambientes periglaciais (FRENCH, 2007; LOPES *et al.*, 2019). Apesar dos processos físicos serem dominantes, não se pode descartar a atuação de processos químicos (LOPES *et al.*, 2019).

Lopes *et al.* (2017), em estudo em domínio periglacial da Antártica, identificaram em áreas de oxidação de sulfetos intensa atuação de processos químicos, destaque para sulfurização, com significativo desenvolvimento dos solos, que associados ao relevo, criam feições e produtos *sui generis*, transformando a cobertura pedológica. Simas *et al.* (2007) registraram fosfatização como relevante processo de intemperismo químico na Antártica Marítima. Schaefer *et al.* (2017) afirmaram que a atividade de pinguins em áreas costeiras da Antártica pode induzir a degradação do *permafrost* e favorecer a erosão periglacial.

3.3. *Permafrost*: zonas de interface, dinâmica e processos

Permafrost é uma condição em que uma camada (solo, sedimento ou rocha) permanece sob temperatura igual ou inferior a 0 °C por pelo menos dois anos consecutivos, não necessariamente congelado (FRENCH, 2007). O *permafrost* pode ser de diferentes tipos: I - contínuo (camada ininterrupta); II - descontínuo (numerosas áreas descongeladas); III -

esporádico (fragmentos de *permafrost* espalhados por área descongelada); IV - alpino (influenciado pelo efeito altitudinal); V - submarino (material congelado abaixo da água do mar).

Áreas em que o *permafrost* é localmente interrompido denomina-se *talik* (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Em áreas de *permafrost* contínuo, *taliks* são encontrados sob lagos, influenciados pela capacidade térmica da água. *Taliks* podem estar localizados em diversas partes em relação ao *permafrost* (*sub-permafrost*, *intra-permafrost* e *supra-permafrost*). Em algumas áreas, podem ocorrer *taliks* fechados. Esta camada descongelada pode ter origem ligada a lagos que foram colmatados e por possuírem propriedades físicas diferentes do material do entorno, permanecem descongelados.

Regiões periglaciais caracterizadas por longos períodos de inverno e verões curtos são muitas vezes marcadas pela presença de *permafrost* (Figura 1.8), essencial para criar geoformas típicas. Na Antártica Marítima, Lopez-Martinez *et al.* (2012) identificaram que em todas as áreas em que foram encontradas geleiras rochosas e *protales lobes* também foi registrado presença de *permafrost*, o que indica que estas geoformas são grandes indicadores geomorfológicos para *permafrost*.

Os verões curtos em ambientes periglaciais não são suficientes para completo descongelamento da superfície. A camada ativa, parte acima do *permafrost*, que derrete no verão, é a mais dinâmica nestes ambientes em termos geomórficos, respondendo a ação de congelamento e descongelamento de acordo com a variação térmica, interferindo nas reações químicas, armazenamento e liberação de água no solo (BARSCH, 1993). Entre a camada ativa e o *permafrost* existe, na interface, a camada transitória ou de transição (*transient layer*).

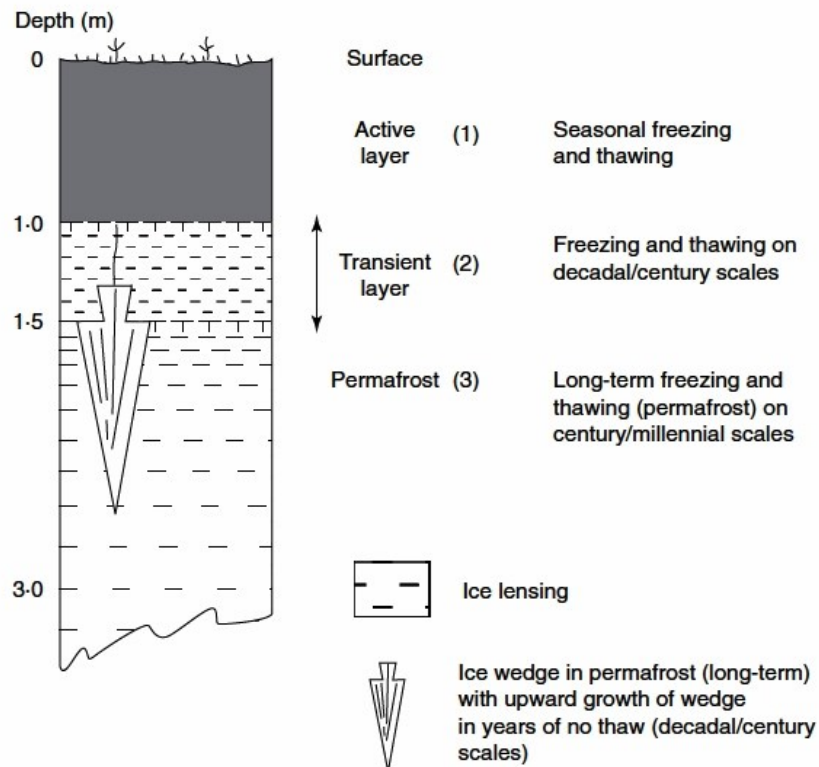


Figura 1.8: *Permafrost* com cunha de gelo e camadas de interface.

(1) Camada Ativa (2) Camada Transitória (3) *Permafrost*.

Fonte: French (2007).

Em domínios periglaciais também se pode encontrar as cunhas de gelo (*ice wedge*). Estas são corpos congelados com gênese associada a fendas abertas no inverno, que são preenchidas por água na primavera. São comuns em sedimentos não consolidados, em áreas mal drenadas com *permafrost* contínuo, mas também podem ocorrer na camada rochosa, em relevo inclinado. Em ambientes polares mais áridos, como Ártico e Antártica Continental, as cunhas de gelo não são tão bem desenvolvidas devido à baixa umidade (FRENCH, 2007). As cunhas podem atingir metros de largura e se estendem em profundidade, em superfície formam-se ligeiras colinas resultantes da expansão pelo congelamento.

Em áreas com *permafrost* também é comum ocorrer segregação de gelo (*ice segregation*). Esta feição pode se dar pela diferença de pressão, temperatura e gravidade. A maioria das massas de gelo segregado é encontrada abaixo da camada ativa. À medida que o solo e a água presente nos poros congelam, tem-se movimento em direção ao plano de congelamento formando lentes de gelo (*ice lenses*) (FRENCH, 2007).

3.4. Movimentos de massa associados a ambiente periglacial

Embora movimentos de massa não sejam exclusivos de ambientes frios, eles são muito atiantes em domínios periglaciais. Os diferentes tipos de movimentos de massa atuam com intensidade variável dependendo das condições climáticas, topográficas e litológicas (MILLAR, 2013). Alguns fatores determinantes são: I – desintegração física da rocha por congelamento - descongelamento, oferecendo grande aporte de material solto para transporte; II – congelamento – descongelamento diurno e de curto prazo, o que favorece o movimento de sedimentos superficiais; III – maior aporte de umidade com derretimento da camada ativa; IV – barreira hídrica exercida pelo *permafrost*; V – plano de deslizamento exercido pelo *permafrost* lubrificado com água; VI – existências de declives e abundância de detritos soltos, herdados de glaciais, propício para o desenvolvimento de encostas ativas (FRENCH, 2007).

Nas estações mais quentes, o derretimento do gelo favorece o movimento descendente de detritos sob a influência da gravidade. Os movimentos de massa podem ser divididos em lentos e rápidos (MILLAR, 2013). De acordo com French (2007), processos lentos são denominados no geral por solifluxão (*solifluction*) (Figura 1.9), o qual pode ser subdividido em rastejamento (*frost creep*) e gelifluxão (*gelifluction*). Os processos rápidos podem ser fluxos de detritos, avalanches e quedas de blocos (*rockfalls*) (MILLAR, 2013).

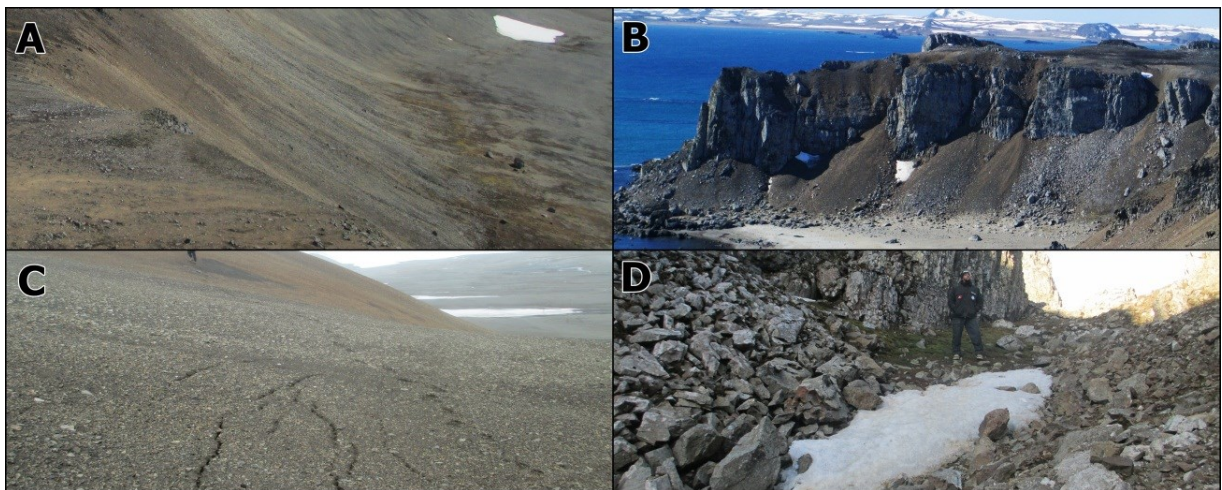


Figura 1.9: Movimentos de massa em ambiente periglacial.

(A) *Talus slope*, Ilha Snow, Antártica. (B) Cones de detritos, Ilha Snow, Antártica. (C) *Solifluction*, Ilha Snow, Antártica. (D) *Rock fall*, Ilha Snow, Antártica.

Fonte: Arquivo pessoal.

Solifluxão é um dos processos mais difundidos em ambientes periglaciais (GUTIERREZ, 2008b; MILLAR, 2013), e se refere ao fluxo lento do material saturado com

água (podendo estar ligado ao derretimento da camada ativa). É comum encontrar em superfície formas como línguas que indicam o movimento (*solifluction lobes*) (MILLAR, 2013). Os depósitos de solifluxão são generalizados em longas encostas, e em áreas íngremes formam terraços com lobos, sendo geralmente encontrados em baixos declives (3 - 5°) onde a superfície macia pode apresentar afundamento de detritos (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

A solifluxão é como a gelifluxão, em que o movimento é associado ao material que desliza sobre o *permafrost* (MILLAR, 2013). Outro tipo é o rastejamento (*frost creep*), movimento lento do material devido à elevação e descongelamento (MILLAR, 2013). Solifluxão e rastejamento podem atuar concomitantemente (GUTIERREZ, 2008b). O rastejamento começa com o congelamento e elevação da superfície, esta inclinação favorece o movimento das partículas, principalmente na estação quente com a presença de água líquida, levando à solifluxão (MILLAR, 2013).

A queda de blocos está relacionada, principalmente, a montanhas glaciadas íngremes, penhascos de frente para o mar e escarpas fluviais (GUTIERREZ, 2008b). A penetração de água nos espaços vazios, seu conseqüente congelamento devido às condições climáticas e a expansão induzida pelo congelamento favorecem a quebra e queda de rochas (MILLAR, 2013). O resultado é a formação de acumulações de tálus no pé das encostas e conseqüente movimento, que ocorre principalmente durante o período de fusão da água (GUTIERREZ, 2008b).

3.5. Processos de erosão e deposição em domínios periglaciais

A ação de congelamento-descongelamento, presença de ventos fortes e estações quentes curtas favorecem diferentes formas de erosão e deposição em ambientes periglaciais como: nivação (*nivation*); erosão e deposição eólica; erosão e deposição fluvial.

A atividade nival é realizada principalmente por movimentos rápidos de neve (avalanches) e por uma combinação de processos lentos causados por águas de fusão na borda e abaixo de campos de neve derretidos denominados "nivação" (GUTIERREZ, 2008b). Nivação é uma forma localizada de erosão associada com acúmulo de neve que permanecem durante o verão (Figura 1.10), a qual favorece o degaste físico. Designa uma combinação de vários processos (*gelifraction*, *gelifluction*, *frost-creep*, entre outros) e o grau de nivação depende em parte da presença ou ausência de *permafrost* no material subjacente (GUTIERREZ, 2008b). A variação térmica nas margens da neve promove o congelamento-descongelamento e como resultado, a água penetra nas rachaduras das rochas favorecendo a fragmentação. O

derretimento ao longo da base também favorece o movimento do material. Nestas áreas é comum criar uma cavidade de nivação.

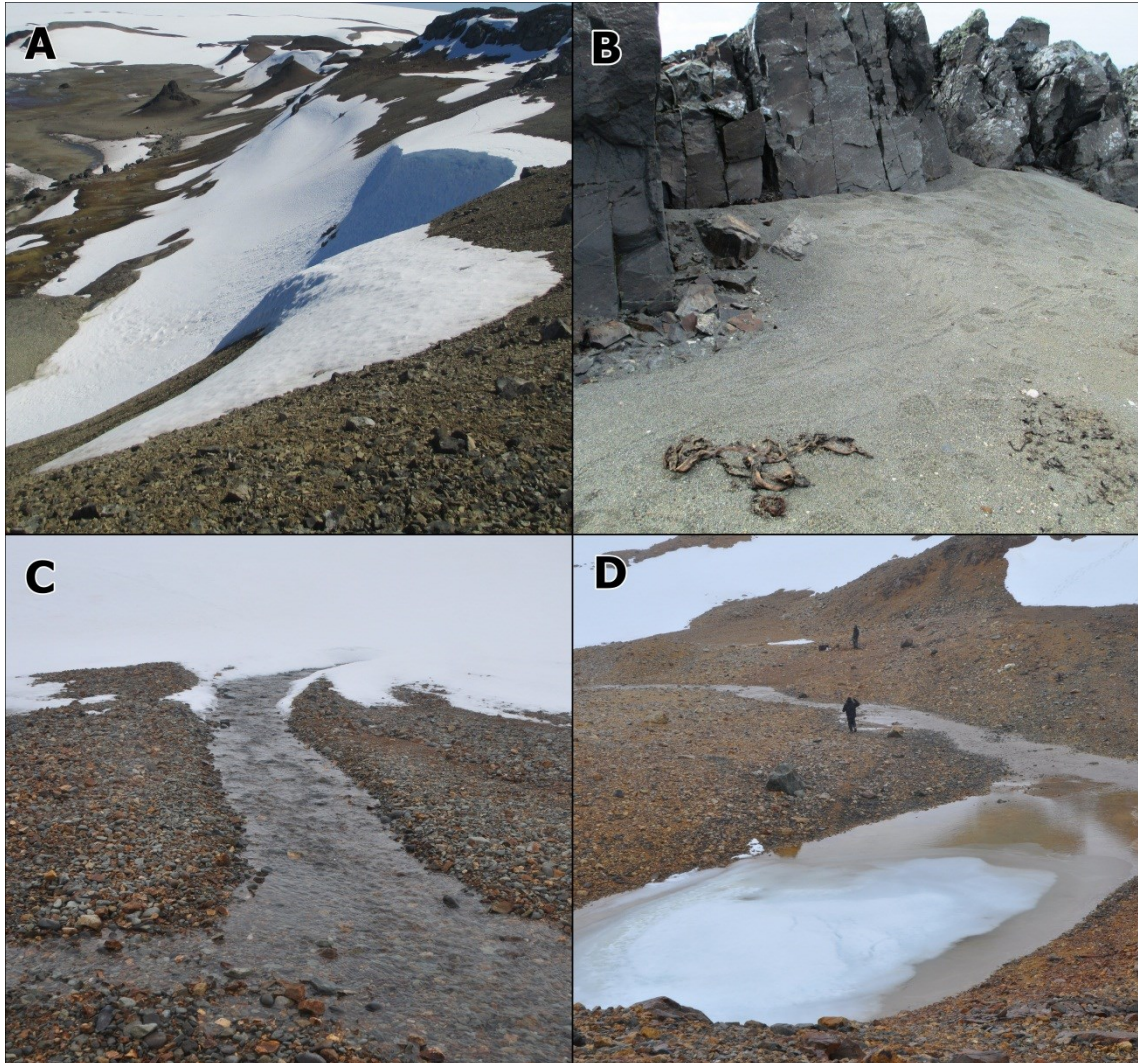


Figura 1.10: Processos de erosão e deposição em ambiente periglacial. (A) Nicho de nivação, Ilha Snow, Antártica. (B) Depósito eólico, Ilha Snow, Antártica. (C) Canal de drenagem, Ilha Rei George, Antártica. (D) Lago, Ilha Rei George, Antártica.

Fonte: Arquivo pessoal.

A ação de ventos fortes é típica de áreas periglaciais. Esses ventos movem grandes quantidades de sedimentos, especialmente nos meses de verão, principalmente em encostas voltadas ao sol, quando se tem aumento da quantidade de material solto. Essas mudanças são importantes para os processos de nivação e a geração de formas de relevo como vales assimétricos e lagos. As formas de acúmulo de materiais eólicos podem dar gênese a dunas, acumulações de *loess*, entre outros. A abrasão causada pelos jatos de partículas transportadas pelo vento produzem formas diversas (GUTIERREZ, 2008b).

Processos fluviais em domínios periglaciais estão predominantemente sazonais, relacionados às estações mais quentes, conseqüentemente possuem canais temporários e muitas vezes móveis (GUTIERREZ, 2008b). O derretimento, embora associado a curto período temporal, é relevante por deixar efeitos geomórficos e características peculiares, como por exemplo, má organização da rede. Quando a descarga é reduzida rapidamente, grandes quantidades de partículas grosseiras (como cascalhos) são deixadas na paisagem onde o fluxo estava ocorrendo. As águas destes canais exercem erosão térmica, contribuindo para o descongelamento de margens congeladas e geração de colapsos, favorecendo o alargamento dos canais (GUTIERREZ, 2008b).

3.6. Geoformas associadas a ambientes periglaciais

Os processos em ambientes periglaciais descritos neste percurso originam uma grande variedade de formas de relevo (Tabela 1.6), as quais são especialmente abundantes em altas latitudes e altitudes caracterizadas por fortes flutuações climáticas (GUTIERREZ, 2008b). As geoformas periglaciais podem ser resultantes de processos ativos, mas também podem ser registros da evolução da paisagem, funcionando como relíquias. As formas e os processos periglaciais foram utilizados como indicadores ambientais e ocorrência de *permafrost* no Ártico e áreas de montanhas (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). Os processos periglaciais e as formas de relevos resultantes estão ligados a configurações ambientais específicas (substrato rochoso, solos, condições térmicas, microclima) (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012).

Tabela 1.6: Geoformas associadas a ambientes periglaciais.

	Característica	Processo	Geoforma	
plano/suave ondulado	Montículos	Congelamento	palsas	
		Congelamento	pingos	
	Patterned ground	frost heaving	circles	
		crioturbação/sorting	polígonos	
		frost heaving	nets	
		frost heaving	steps	
		frost heaving	stripes	
	Termokarst	Descongelo	bumpy terrain	
	Dominância de processos de encostas		Gravitacional	depósito de tálus
			Gravitacional	protalus lobes
			Gravitacional	cones de tálus
		Gravitacional	encosta de tálus	
		Gelifraction	block-fields	
		fluxo de detritos	Block-slopes	
		fluxo de detritos	Block-streams	
		frost cracking	terraços de crioplaneação	
		frost cracking	cryopedimentos	
		Gelifluction	gelifluction sheets	
		Gelifluction	gelifluction benches	
		Gelifluction	gelifluction lobes	
		congelamento/descongelo	grèzes litées	
		Nivação	nichos de nivação	
	Avalanches	canais de avalanches		

3.6.1. Geoformas associadas a relevos planos e suaves onduladas: áreas propensas às dinâmicas do *permafrost*

A geomorfologia periglacial está diretamente relacionada aos processos físico-químicos relacionados à propriedade da água, desta forma, o congelamento e descongelamento desenvolve geoformas específicas. A água pura ao congelar aumenta de volume em cerca de 9% (FRENCH, 2007). A agradação do *permafrost* provoca elevação progressiva da superfície do solo e origina montículos.

Montículos (*ice-cored mounds*) compreendem um grupo de colinas geradas pelo processo de *frost action*. Podem ser perenes como palsas e pingos, ou sazonais com gênese relacionada ao congelamento da camada ativa no inverno (GUTIERREZ, 2008b). Palsas são comuns em áreas pantanais com *permafrost* descontínuo ou esporádico, podem ser isolados ou em grupos, são diferenciados pela morfologia, forma de cúpula (entre 0,5 e 7 m de altura), fita

(10 a 30 m de largura) ou plataforma (15 a 150 m de comprimento) (GUTIERREZ, 2008b). "Pingo" é um termo Eskimo para montículo (GUTIERREZ, 2008b), sendo perenes em forma de cúpula, geralmente abobadados em grandes planícies, a maioria destes tem menos de 20 m de altura e diâmetro entre 30 e 600 m, com gênese relacionada a áreas com *permafrost* contínuo espesso, provavelmente relacionado a uma grande depressão (antigo lago) (GUTIERREZ, 2008b).

Em superfícies relativamente planas com depósitos não consolidados, contração térmica induzida pelo abaixamento da temperatura pode gerar formas poligonais (*patterned ground*). Estas geoformas correspondem a formas de relevos padronizados de pequena escala, as quais podem ser poligonais (FRENCH, 2007). Estas superfícies não são exclusivas de domínios periglaciais, morfologias semelhantes são desenvolvidas em outros ambientes (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Estas formas de terreno modelado é uma característica muito difundida na paisagem antártica (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). De acordo com Lopez-Martinez *et al.* (2012), são as geoformas mais frequentes no Arquipélago das Shetlands do Sul, Antártica, onde ocorrem em diversas altitudes, mas são dominantes em plataformas mais altas (superiores a 90 m de altitude).

Áreas de *patterned ground* podem ser classificadas como círculos (*circles*), polígonos (*polygons*), redes (*nets*), *steps* e *stripes* (Figura 1.11). Os círculos, polígonos e as redes desenvolvem-se principalmente em superfícies horizontais (GUTIERREZ, 2008b). O tamanho dos círculos varia de 0,5 a 3 m, podem ter materiais selecionados e não selecionados (GUTIERREZ, 2008b). Normalmente, os círculos possuem estruturas que indicam elevação no centro, onde também apresenta maior proporção de partículas finas. Os polígonos são semelhantes aos círculos, mas a morfologia é diversa.

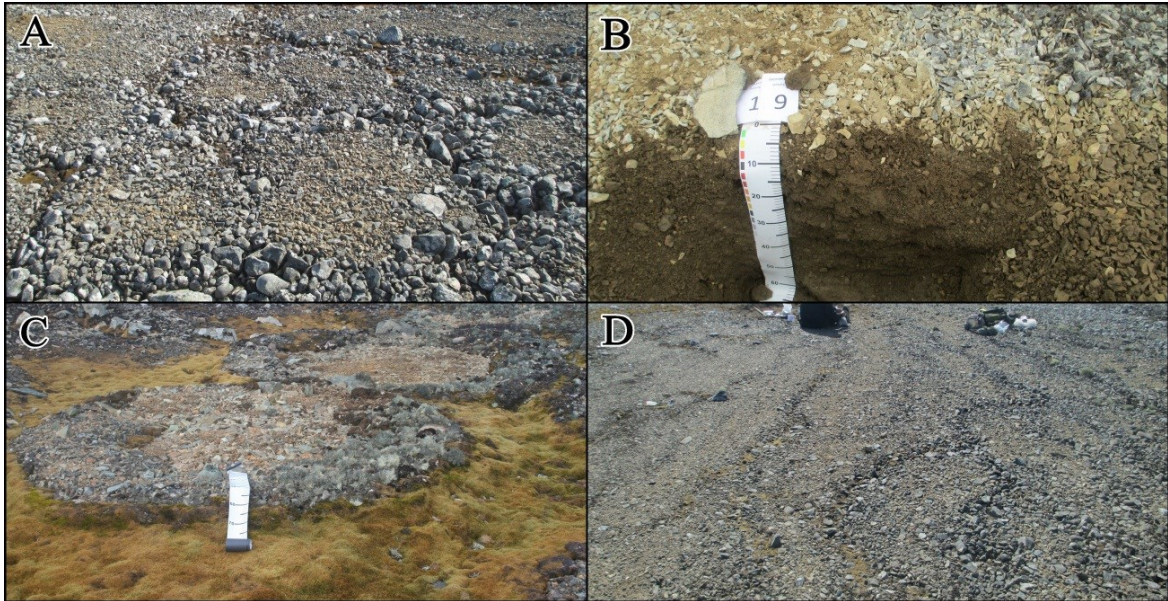


Figura 1.11: Geoformas associadas a relevos planos a suave ondulados em ambiente periglacial. (A) Polígonos, Ilha Snow, Antártica. (B) Perfil em superfície poligonal, bordas pedregosas e centro com maior quantidade de partículas finas, Ilha Snow, Antártica. (C) Círculo, Ilha Rei George, Antártica. (D) Stripes, Ilha Snow, Antártica.

Fonte: Arquivo pessoal.

As redes são formas intermediárias cuja malha não é predominantemente circular nem poligonal, podendo ser selecionada ou não. Os *hummocks* estão incluídos neste tipo, estes são montes de terra cobertos de vegetação que podem chegar a 2 m de diâmetro e 50 cm de altura, com estrutura interna que exhibe crioturbação (GUTIERREZ, 2008b). *Steps* são um tipo de padronização que se desenvolve em encostas com inclinação entre 3 e 20°, provavelmente, os não selecionados derivam de *hummocks* e os selecionados de círculos classificados e polígonos (GUTIERREZ, 2008b). Strips são tiras orientadas paralelamente ao gradiente de inclinação mais íngreme, sendo que, os não selecionados apresentam intercalações de linhas paralelas, que podem estar cobertas de vegetação e outras expostas, *strips* selecionados apresentam linhas paralelas de pedras intercaladas com tiras de material fino (GUTIERREZ, 2008b).

O monitoramento das superfícies e do *permafrost* são importantes para questões associadas às mudanças climáticas (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). O descongelamento leva ao ajuste do terreno e formação de geoformas típicas através de processo denominado *thermokarst* (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016) ou *Cryokarst* (GUTIERREZ, 2008b). Este termo abrange toda gama de efeitos geomórficos resultantes da formação de água no subsolo em regiões com *permafrost* (FRENCH, 2007). O desenvolvimento de *thermokarst* é devido principalmente à ruptura do equilíbrio térmico do *permafrost*, o qual aumenta a profundidade da camada ativa, resultante do aumento da temperatura da superfície (FRENCH, 2007).

French (2007) apresentou algumas formas geradas por este processo de descongelamento como: subsidência por *thermokarst* (associado à perda de água durante o descongelamento e sua remoção do sistema) e erosão térmica (*Thermal erosion*) (processos erosivos associados com água agindo sobre *permafrost*, utilizando fluxo concentrado de água ao longo de cunhas de gelo, causando descongelamento preferencial).

Os materiais sofrem processos distintos de acordo com a sua composição. Os solos não necessariamente congelam quando as temperaturas chegam 0 °C. Soluções salinas podem reduzir a temperatura de congelamento (FRENCH, 2007). As forças moleculares que existem entre as fases (capilaridade) variam de acordo com o tamanho das partículas. Neste sentido é importante que se faça análise integrada dos solos com a geomorfologia para compreender as paisagens periglaciais.

3.6.2. Geoformas associadas a encostas: dominância de processos gravitacionais e *frost action*

As encostas em ambientes periglaciais apresentam ampla gama de morfologias. Estas se desenvolvem sob condições extremamente variáveis, sendo susceptíveis a distintos processos, os quais podem operar independentemente ou em conjunto, com intensidade variável (GUTIERREZ, 2008b). Em ambientes periglaciais, movimentos de massa são associados à mudança de fase de umidade do solo (MILLAR, 2013).

A superfície das áreas periglaciais é frequentemente caracterizada pela presença de materiais dispostos numa variedade de formas geométricas simétricas. Nestas áreas é típico o congelamento de rochas próximo à superfície e conseqüente intemperismo físico desintegrando em clastos angulares. A fragmentação do maciço rochoso pode ser causada pelo efeito combinado de vários processos, incluindo a expansão volumétrica da água durante o congelamento, fraturas geradas pela pressão induzida pela rápida propagação de frentes de congelamento, crescimento de lentes de gelo e variações térmicas relacionadas à mineralogia (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016).

O acúmulo deste material, no sopé do maciço rochoso, forma depósitos de tálus. Estas são acumulações, comumente contínuas, de clastos angulares em declives, geralmente têm perfil longitudinal côncavo, sua inclinação corresponde ao ângulo de repouso das partículas mais grossas e varia entre 25 e 40° (FRENCH, 2007). O tamanho dos clastos aumenta em direção à base da acumulação, pois, clastos maiores têm um impulso maior. Ao pé da encosta,

a canalização de fragmentos pode formar cones de tálus, e cones adjacentes podem se unir mostrando morfologias de encosta de tálus (GUTIERREZ, 2008b). Áreas com rochas sedimentares são mais susceptíveis à gênese de encostas de tálus, devido a maior facilidade de desmonte das rochas (Figura 1.12).

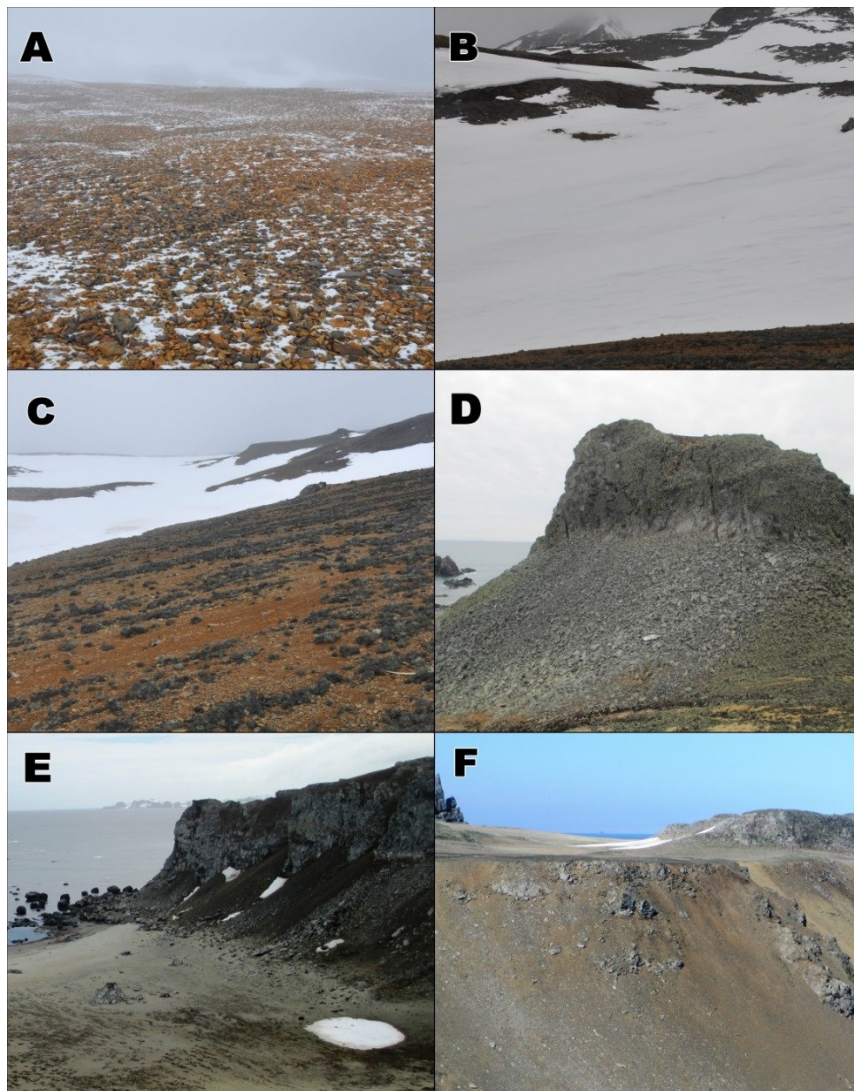


Figura 1.12: Geofomas associadas a encostas em ambiente periglacial.
 (A) Terraço de crioplaneação, Ilha Rei George, Antártica. (B) Nichos de nivação, Ilha Rei George, Antártica. (C) Gelufluction lobes, Ilha Rei George, Antártica. (D) Depósito de tálus, Ilha Snow, Antártica. (E) Cones detríticos, Ilha Snow, Antártica. (F) Encosta de Tálus, Ilha Snow, Antártica.

Fonte: Arquivo pessoal.

Acumulações de grandes fragmentos de rochas angulares afetados por *frost action*, ciclos de congelamento e descongelamento podem ocorrer em diferentes posições topográficas. Extensas coberturas com este material angular resultado da erosão mecânica em área mais plana são chamados de *block-fields* (FRENCH, 2007) ou *felsenmeers* (GUTIERREZ, 2008b). *Block-*

slopes são acumulações de blocos em áreas inclinadas. *Block-streams* representam acumulações de blocos em fundos de vales, que recebe materiais das encostas ao redor e podem apresentar quilômetros de comprimento (GUTIERREZ, 2008b).

Os terraços de crioplanção desenvolvem-se na parte superior e média de encostas (com inclinação inferior a 25°) e montanhas de até 3000 m de altitude, são superfícies de ângulo baixo e plano com perfil em terraços e afloramentos (GUTIERREZ, 2008b). Cryopedimentos são superfícies de erosão de baixo ângulo desenvolvidas no pé das encostas nas margens do vale, têm dimensões maiores do que os terraços crioplanção, sua inclinação varia entre 1 e 12° (GUTIERREZ, 2008b).

Os movimentos relacionados à queda de colúvios e rochas causadas por processos de *frost-creep* e *gelifluction* podem resultar em diversas formas geométricas. *Gelifluction sheets* apresentam maior extensão lateral (desenvolvem em áreas com inclinação superior a 1 - 3°), *gelifluction benches* são caracterizados por forma em terraços, *gelifluction lobes* possuem forma semelhante a línguas (em áreas com inclinação de 20 a 25°), o deslocamento destes materiais podem ser favorecidos pela presença de água na base (GUTIERREZ, 2008b).

Grèzes litées são depósitos estratificados de encostas constituídos por camadas alternadas de detritos angulares e partículas finas, sendo encontrados em encostas com gradientes que variam de 7 a 45°, são relativamente comuns em latitudes médias e não são registrados em zonas polares (GUTIERREZ, 2008b). Sua gênese se relaciona a ciclos de congelamento-descongelamento, com existência de água suficiente para seleção de partículas e consequente estratificação.

Os nichos de nivação (*nivation hollows*) se desenvolvem em declives abaixo de uma cobertura de neve, em que as águas de fusão percolam pelo substrato e ao congelar promovem processos de quebra mecânica, estas áreas vão se alargando a cada inverno (GUTIERREZ, 2008b).

4. Considerações finais

Na natureza não existem limites fixos entre os ambientes e processos envolvidos. Não existe uma paisagem 100% glacial ou periglacial. As paisagens possuem características herdadas e se transformam ao longo do tempo. Ambientes glaciais, paraglaciais ou periglaciais podem envolver processos eólicos, fluviais, lacustres e/ou marinhos.

Discutiu-se sobre 17 geoformas erosivas e 14 geoformas deposicionais associadas a ambientes glaciais. Ainda abordou-se sobre 23 geoformas associadas a ambientes periglaciais. O entendimento destas geoformas e processos associados são essenciais para compreensão destas paisagens.

Ao se falar em ambiente é preciso fazer uma abordagem climática, passando pela geologia, pedologia, geomorfologia e pelos aspectos bióticos considerando uma escala temporal. Esta visão sistêmica, complexa e dinâmica é primordial para interpretação das paisagens e crucial para iluminar os aspectos obscuros que elas carregam.

Referências

- ANDRE, M. F. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, v. 52, n. 1–2, p. 149–164, 2003.
- BARD, E., HAMELIN, B., & FAIRBANKS, R. G. U-Th Ages Obtained by Mass Spectrometry in Corals from Barbados: Sea Level During the Past 130,000 Years. *Nature*, 346, p. 456–458, 1990.
- BARSCHE, D. Periglacial geomorphology in the 21st century. *Geomorphology*, v. 7, n. 1–3, p. 141–163, 1993.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Amsterdam: Elsevier, 1987. 407p. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21275626>>.
- COPLAND, L., Classification of ice masses. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, p. 45–52, 2013.
- FRENCH, H. M. *The Periglacial Environment*. 3. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 479p.
- GUTIERREZ, E. M. Geomorfología Glaciar I. In: GUTIERREZ, E. M. *Geomorfología*. Madrid: Pearson Educación, SA, p. 431-484, 2008a.
- GUTIERREZ, E. M. Geomorfología Periglaciar. In: GUTIERREZ, E. M. *Geomorfología*. Madrid: Pearson Educación, SA, p. 517-566, 2008b.
- GUTIÉRREZ, F.; GUTIÉRREZ, M. Periglacial Landforms. *Landforms of the Earth*. 1. ed.: Springer International Publishing, p. 221–236, 2016.
- HARBOR, J. Glacial erosion processes and rates. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R.; Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, p. 74–82, 2013.
- HART, J.K. Depositional processes. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, p. 113–126, 2013.
- HUGGETT, R. Glacial and Glaciofluvial Landscapes. *Fundamentals of Geomorphology*. 2. ed., Routledge, p. 246–276, 2006.
- LOPES, D. V. *et al.* Solos e Evolução da Paisagem em Ambiente Periglacial na Península Barton, Antártica Marítima. *Revista do Departamento de Geografia USP*, v. 0, n. spe, p. 259-267, 2017. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/132721>>
- LOPES, D.V. *et al.* Concretionary horizons, unusual pedogenetic processes and features of sulfate affected soils from Antarctica. *Geoderma*, v. 347, n. March, p. 13–24, 2019. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706117314337>>.
- LOPEZ-MARTINEZ, J. *et al.* Periglacial processes and landforms in the South Shetland

Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, v. 155–156, p. 62–79, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.018>>.

MACHADO, M. R. *et al.* Paisagens polares não glaciais (Proglacial, Paraglacial e Periglacial): Revisão de conceitos e contribuições da pesquisa pedogeomorfológica brasileira. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 3, p. 603–622, 2019.

MENZIES, J., HESS, D. P. Depositional features. *In*: Shroder, J. (Editorin Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*, Treatiseon Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol.8, p.127–140, 2013.

MILLAR, S. Mass movement processes in the periglacial environment. *In*: Shroder, J. (Editorin Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*, Treatiseon Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol.8, p.374–391, 2013.

MUNRO-STASIUK, M. J., HEYMAN, J., HARBOR, J. Erosional features. *In*: Shroder, J. (Editorin Chief), Giardino, R., Harbor, J. (Org.), *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Treatiseon Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol.8, p.83–99, 2013.

SCHAEFER, C. E. G. R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica : A case study from Hope Bay. *Catena*, v. 149, p. 582–591, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>>.

SIMAS, F. N. B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.

SLAYMAKER, O. Criteria to distinguish between periglacial , proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae*, v. 30, n. 1, p. 85–94, 2011.

SLAYMAKER, O. Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, v. 320, n. 1, p. 71–84, 2009. Disponível em: <<http://sp.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/SP320.6>>.

SOIL SURVEY STAFF. Keys to soil taxonomy. *Soil Conservation Service*, v. 12, p. 410pp, 2014. Disponível em: <http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051546.pdf>.

WRIGHT, A. P., WHITE, D. A., GORE D. B., SIEGERT M. J. Antarctica at the Last Glacial Maximum, deglaciation and the Holocene. *In*: Florindo F.; Siegert, M. (Org.), *Antarctic Climate Evolution*, , Elsevier. p. 531–570, 2009.

CAPÍTULO 2

ECOSSISTEMAS TERRESTRES DA ANTÁRTICA: PAISAGENS PERIGLACIAIS E PROCESSOS PEDOGENÉTICOS

1. Introdução

A Antártica apresenta uma variedade de climas que reflete a grande extensão e localização única do seu território (FRENCH, 2007). A porção Marítima, que forma uma zona climática que rodeia o continente abrangendo arquipélagos e parte da Península Antártica, apresenta clima menos severo, temperaturas menos baixas e maior precipitação em forma líquida (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; SIMAS *et al.*, 2006, 2007). Estas condições permitem o desenvolvimento de solos mais profundos e maior cobertura vegetal (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

Além da diferença climática, outro fator que favorece a pedogênese na Antártica Marítima é a presença de alguns tipos específicos de rochas (LOPES *et al.*, 2019). Estudos apresentaram solos profundos e relativamente elevados teores de partículas finas (silte + argila) na Ilha Rei George, arquipélago das Shetlands do Sul, em áreas onde ocorrem rochas enriquecidas em sulfetos, cuja exposição e oxidação provoca mudanças significativas na dinâmica geoquímica local (SIMAS *et al.*, 2008; FRANCELENO *et al.*, 2011; LOPES *et al.*, 2017).

Outro componente fundamental para a formação de solos na Antártica Marítima é a considerável presença de ninhas de aves. Estudos buscam demonstrar como se desenvolvem os processos de intemperismo químico associado a atividades destes animais, no qual o acúmulo do guano é o principal processo de aporte de matéria orgânica (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; DAHER *et al.*, 2019; MICHEL *et al.*, 2006; SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1984; TATUR; MYRCHA, 1989; TATUR; MYRCHA; NIEGODZISZ, 1997).

Apesar de uma recente expansão, ainda existem muitas lacunas científicas sobre o conhecimento dos solos antárticos. Devido as grandes dimensões do continente, dificuldade de acesso, complexidade climática, litológica, geomorfológica, muitos temas de interesse da

Pedologia ainda precisam ser mais bem analisados e debatidos. Os próprios sistemas taxonômicos que incluem solos criogênicos precisam ser aprimorados, No caso da *Soil Taxonomy*, Bockheim (2015) destaca, por exemplo, a necessidade de pensar em aspectos como a quantificação da crioturbação, a inclusão de mais subordens em *Gelisol*, além de enfatizar profundidades do *permafrost*, entre outras.

Este capítulo tem como questão principal: quais são e como ocorrem os processos de formação de solos nos ecossistemas terrestres da Antártica? De modo complementar, são apresentados outros questionamentos:

- Quais são as relações entre os processos de formação de solo e os materiais de origem?
- Como é a influência biológica na gênese e transformação dos solos?
- Como é a dinâmica dos processos pedogenéticos e *permafrost*?

O objetivo deste capítulo é apresentar e discutir os principais processos de formação dos solos nos distintos ecossistemas terrestres da Antártica, definidos a partir de um gradiente latitudinal austral.

2. Processos de formação dos solos na Antártica

As áreas livres de gelo da Antártica têm sido o palco de diversos estudos que buscam compreender como se desenvolve o intemperismo das rochas, a gênese de solos, a distribuição, extensão, interação com processos biológicos, a presença e distribuição de sais, relações com clima e material de origem, entre outros temas (BLUME; BÖLTER, 2015; BOCKHEIM 2015; BOCKHEIM; UGOLINI, 1990; CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; DAHER *et al.*, 2019; DELPUPO *et al.*, 2014; HAUS *et al.*, 2015; LOPES *et al.*, 2019; MICHEL *et al.*, 2006; SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; SIMAS *et al.*, 2008, 2015; TATUR; MYRCHA, 1984; TATUR; MYRCHA, 1989).

Diversos processos de formação de solos (superficiais e subsuperficiais), envolvendo adição, transformação, translocação e perda, são analisados nas distintas paisagens que compõem os ecossistemas terrestres antárticos. A princípio são analisados os dois principais processos que envolvem intemperismo químico no continente (fosfatização e sulfurização), e na sequência os processos pedogenéticos ao longo do gradiente latitudinal austral.

3. “O Éden Antártico”: fosfatização como processo de formação de solos

Material ornitogênico (do grego *ornithos* = aves e *genesis* = origem) é um material com forte influência de excrementos de aves, frequentemente com alto teor de cascalho transportados pelas aves e identificado por outros indícios, como ossos, cascas de ovos e penas (IUSS WORKING GROUP WRB, 2014). Áreas com solos ornitogênicos constituem o local mais importante de sequestro de carbono na Antártica (SIMAS *et al.*, 2007).

O avanço do intemperismo químico em áreas ornitogênicas tem sido reportado por diversos autores (MICHEL *et al.*, 2006; SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; SIMAS *et al.*, 2015; TATUR; MYRCHA, 1984; TATUR; MYRCHA, 1989; TATUR; MYRCHA; NIEGODZISZ, 1997). Isso ocorre a partir das reações químicas promovidas pela decomposição da matéria orgânica proveniente do excremento das aves depositado sobre diferentes substratos (rochas, sedimentos, outros solos). A atividade de aves, durante o curto verão antártico promove a transferência de nutrientes e matéria orgânica entre os sistemas oceânico e terrestre (OTERO *et al.*, 2018; QIN *et al.*, 2014), originando os solos ornitogênicos. Dentre estes nutrientes, o P se destaca, motivo pelo qual esse processo é reconhecido como fosfatização (SIMAS *et al.*, 2007). A fosfatização conduz ao favorecimento do crescimento da vegetação, aumento do teor de C orgânico no solo, formação de estruturas granular e sub-arredondadas, e mobilização de fosfatos (iluviação) com neoformação de minerais (Figura 2.1).

Solos ornitogênicos da Antártica Marítima são diferentes do Continente (TATUR; MYRCHA, 1984). Em ambiente úmido, as substâncias lavadas da decomposição do guano reagem com o substrato formando uma vasta zona de fosfatização (TATUR; MYRCHA, 1984). Estas condições favorecem a formação de solos mais profundos e com mais partículas finas (silte + argila). De acordo com Michel *et al.* (2006), níveis mais altos de P e umidade suficiente para promover a percolação da solução lixiviada, parece ser um determinante importante para cobertura vegetal contínua em área de fosfatização. Os ambientes com solos ornitogênicos correspondem a oásis para ocupação da vegetação e são extremamente importantes pela oferta de nutrientes para os ecossistemas terrestres e marinhos antárticos (MICHEL *et al.*, 2006; OTERO *et al.*, 2018; SIMAS *et al.*, 2007).

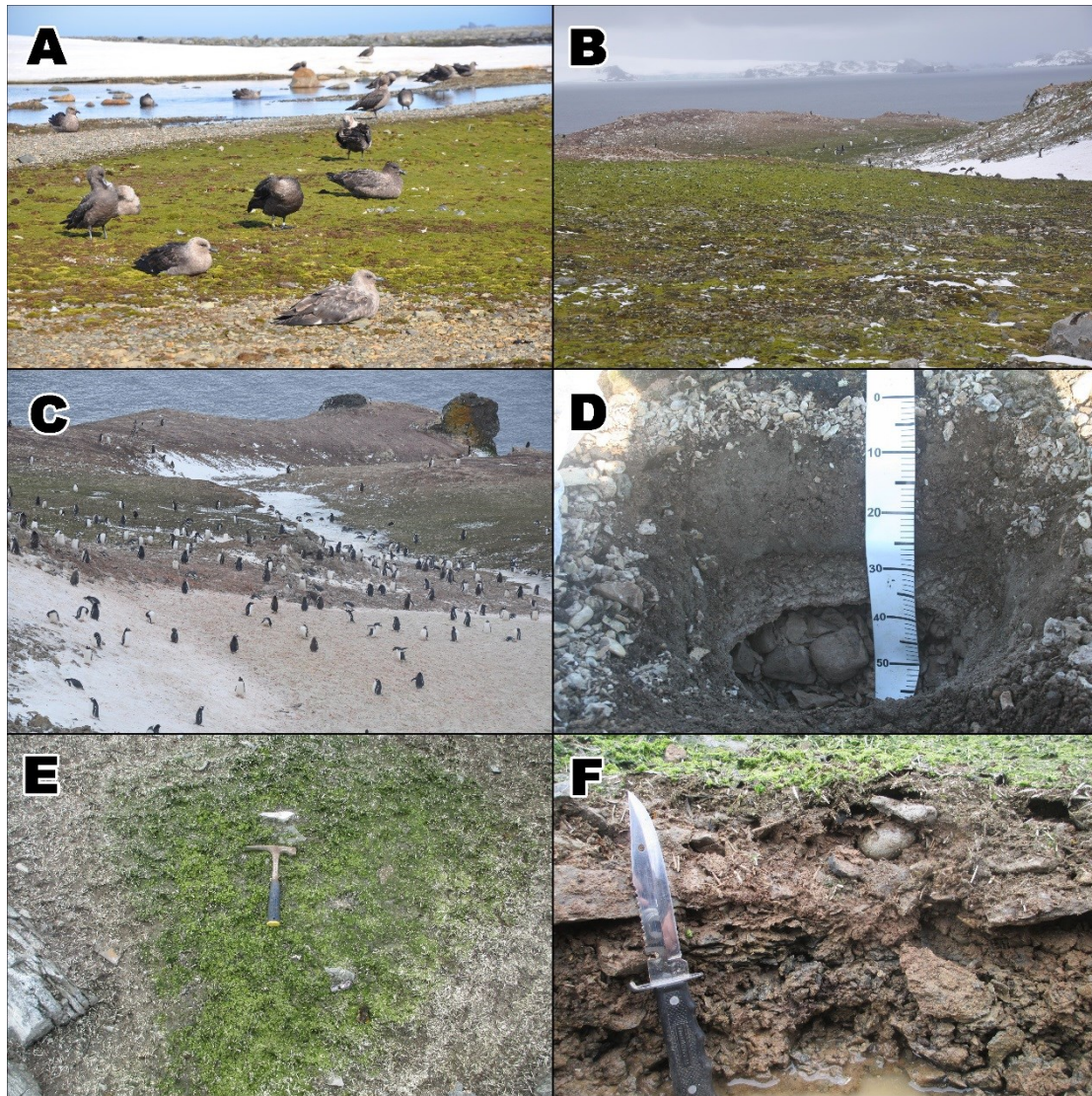


Figura 2.1: Solos ornitogênicos e fosfatização na Antártica.

A – Skuas em área bem vegetada em terraço marinho na Península Barton, Ilha Rei George; B – Área de pinguineira bem vegetada na Península Barton; C – Pinguineira ativa na Península Barton; D – Perfil de solo ornitogênico na Península Barton; E – Área de fosfatização na Ilha Snow com presença de ossos, penas, cascas de ovos e cascalhos; F – Solo ornitogênico, com presença de penas, ovos e conchas na Ilha Snow. Fonte: Arquivo pessoal.

4. Sulfurização como processo pedogenético: “catalizador da pedogênese nas condições antárticas”

O intemperismo químico é limitado pelo clima na Antártica (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; LOPES *et al.*, 2019), mas a presença de alguns materiais de origem pode mudar essa situação. Esse é o caso das rochas ricas em sulfetos e da maneira como esses interferem na pedogênese (LOPES *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2008), formando os solos ácidos sulfatados.

Os solos ácidos sulfatados são tidos como um problema ambiental que atinge várias partes do planeta, onde se desenvolvem como resultado da drenagem de materiais de origem ricos em sulfetos de ferro (DENT, 1986). Os sulfetos de ferro se acumulam em ambientes hidromórficos ricos em matéria orgânica, geralmente relacionado a águas marinhas. Quando estes ambientes são drenados, esses sulfetos são oxidados e se forma o ácido sulfúrico. A oxidação química dos sulfetos é lenta, mas a reação mediada por bactérias catalisadoras, em particular, *Thiobacillus ferrooxidans*, são significativas, pois ambos compartilham das condições ótimas para a oxidação (DENT, 1986).

A quantidade potencial de geração de acidez depende da quantidade total, dos tipos e tamanhos dos sulfetos, temperatura, entre outros. A desestabilização de minerais silicatados, por exemplo, os minerais primários facilmente intemperizáveis, como os ferro-magnesianos, podem contribuir para neutralização da acidez. Outras importantes fontes consumidoras de acidez são sais e carbonatos, estes últimos possuem maior poder de neutralização (BIGHAM; NORDSTROM, 2000).

Os solos ácido sulfatados, desenvolvem-se onde a produção de acidez excede a capacidade de neutralização, com o pH ficando inferior a 4 (DENT, 1986). Horizonte sulfúrico é composto de material mineral ou orgânico que tem um valor de pH menor ou igual a 3,5 ou inferior a 4,0, se houver sulfetos ou outros minerais contendo S que produzam ácido sulfúrico após a oxidação (SOIL SURVEY STAFF, 2014). Estas condições são prejudiciais para maioria das plantas. O estresse fisiológico é atribuído principalmente à toxidez por Al e às deficiências nutricionais, especialmente fosfato (DENT, 1986).

Alguns tipos de sulfeto são: pirita (FeS_2), calcopirita (CuFeS_2), arsenopirita (FeAsS), marcassita (FeS_2), entre outros. O sulfeto mais comumente encontrado é a pirita. Com sua oxidação, é liberado Fe (II) e oxidado a Fe (III). Dependendo das condições geoquímicas, o ferro férrico pode hidrolisar e precipitar em formas oxidadas, tais como a ferridrita e schwertmannita, os quais ainda poderão se converter em formas mais estáveis como a goethita (DOLD *et al.*, 2013).

Em ambientes periglaciais, o processo de gênese dos solos sulfatados está relacionado à exposição de rochas ricas em sulfetos e às condições atmosféricas, modificando as condições geoquímicas. Desta forma, tanto os solos quanto a qualidade das águas de drenagem podem ser influenciados pela presença de sulfetos (SOUZA *et al.*, 2012). Dent (1986) destaca que o ácido sulfúrico gerado acarreta a maior mobilidade de Al e metais pesados. A mudança de sulfeto para sulfato acarreta em aumento do Eh, geração de acidez, formação de minerais sulfatados, entre outros (KRAUSKOPF, 1979; SOUZA *et al.*, 2012).

Simas *et al.* (2006) registraram, nas áreas de solos afetados por sulfetos na Península Keller, a presença de minerais secundários de carga permanente (illita, esmectita, clorita) e de caráter anfotérico (jarosita e ferridrita). Dent (1986) relata que a jarosita é comumente encontrada em solos ácidos, imprimindo a sua coloração típica amarela (Figura 2.2). Seu revestimento se dá em torno de poros em condições ácidas fortemente oxidantes (Eh maior que 400 mV, pH inferior a 3,7). A jarosita pode apresentar certas variedades, mas a forma de potássio predomina (DENT, 1986).

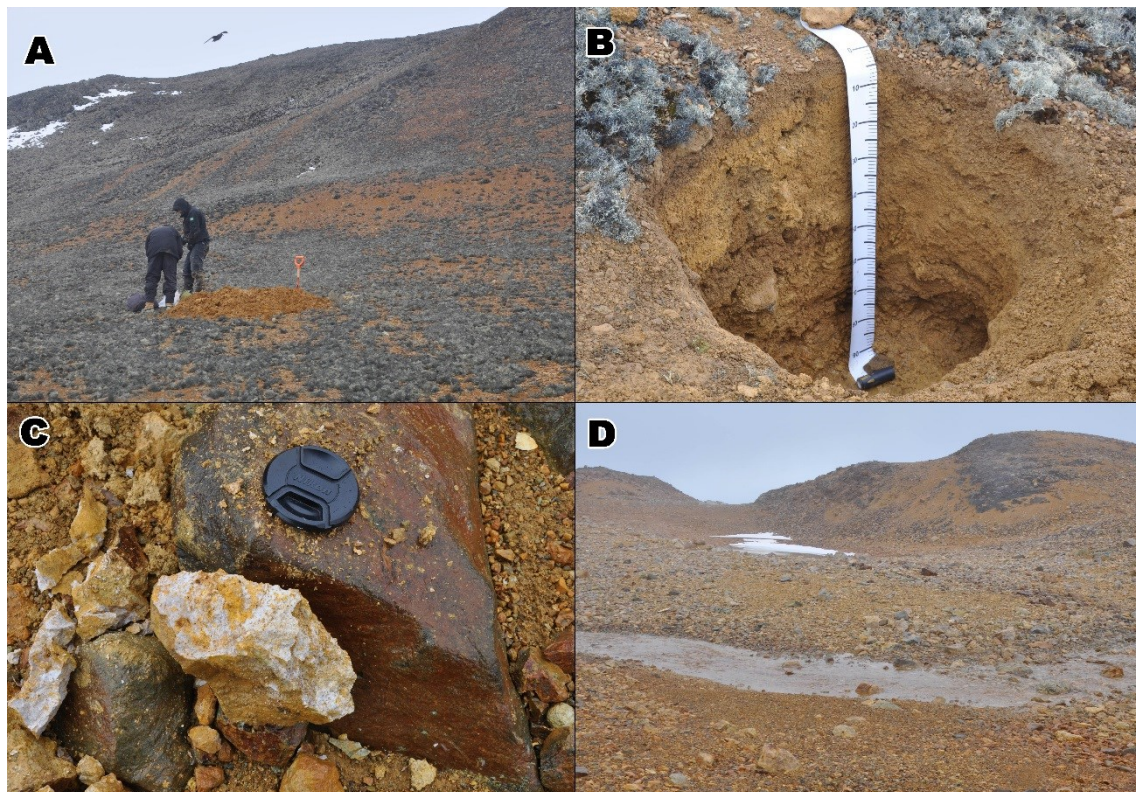


Figura 2.2: Solo sulfatado e sulfurização na Península Barton, Ilha Rei George, Antártica.

A – Paisagem afetada por oxidação de sulfeto; B – Perfil de solo sulfatado; C – Andesito piritizado com marcas de oxidação; D – Canais de drenagem e águas ácidas.

Fonte: Arquivo pessoal.

Além de propiciar maior desenvolvimento dos solos, a oxidação de minerais sulfetados é importante fonte de nutrientes e também metais pesados (SIMAS *et al.*, 2006; SOUZA *et al.*, 2012). Na Ilha Seymour, Delpupo *et al.* (2014) registraram que os solos ácidos sulfatados são os mais desenvolvidos da área. Na Ilha Rei George, nas Penínsulas Barton e Keller, respectivamente, Lopes *et al.* (2017) e Simas *et al.* (2008) relataram presença de solos ácidos, horizontes sulfúricos, minerais de argila que indicam intemperismo químico mais avançado e desestabilização de minerais primários em áreas de oxidação de sulfetos. Áreas sulfetadas

possuem características muito peculiares (SOUZA *et al.*, 2012) e não podem ser tratadas como as demais. Assim, locais com oxidação de sulfetos formam ambiente com pedogênese agressiva, completamente distinta de áreas não sulfetadas.

5. Ecossistemas terrestres antárticos e interações de processos pedogenéticos

A Antártica possui várias possibilidades de regionalização. Bockheim e Ugolini (1990) apresentaram zoneamento do continente utilizando informações de solos e processos minerais ao longo de um gradiente bioclimático que se prolonga no eixo latitudinal, incluindo ilhas subantárticas, Antártica Continental e Marítima (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990). Os processos de rubificação, melanização e acumulação de matéria orgânica diminuem em direção ao sul. Por sua vez, processos de deflação com formação de pavimento desértico, aumentam em importância relativa ao longo deste gradiente (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990; LOPES *et al.*, 2019) (Figura 2.3).

Os processos pedogenéticos assim expostos podem ter suas características vinculadas à taxonomia dos solos, como, por exemplo, à *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 2014) (Figura 2.4). Essas associações podem levar a uma compreensão ampla das relações entre ecossistemas terrestres antárticos e a pedogênese, como apresentado a seguir.

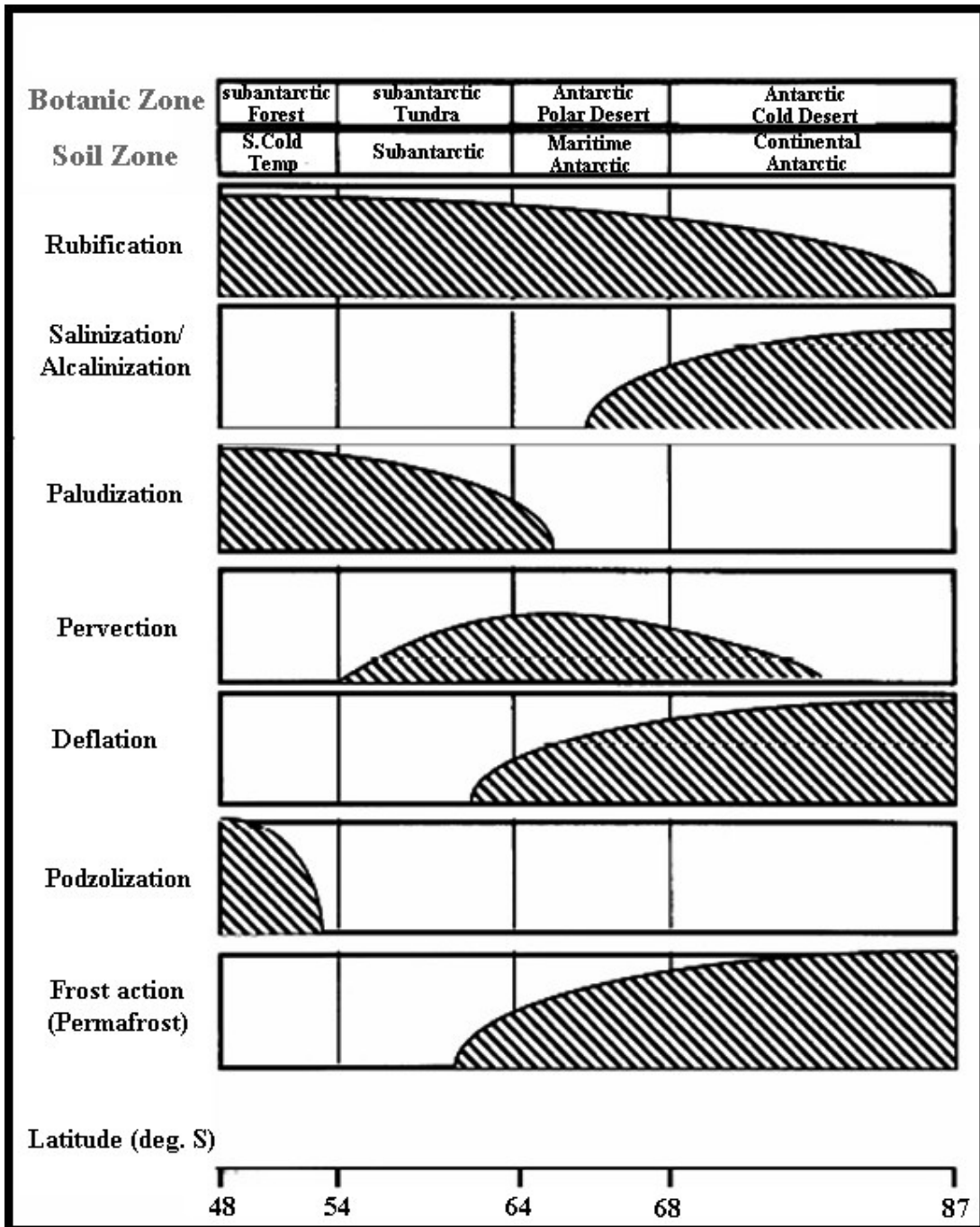


Figura 2.3: Processos pedogenéticos ao longo de um transecto latitudinal no circumpolar no hemisfério sul.
 Fonte: Adaptado de Bockheim e Ugolini (1990)

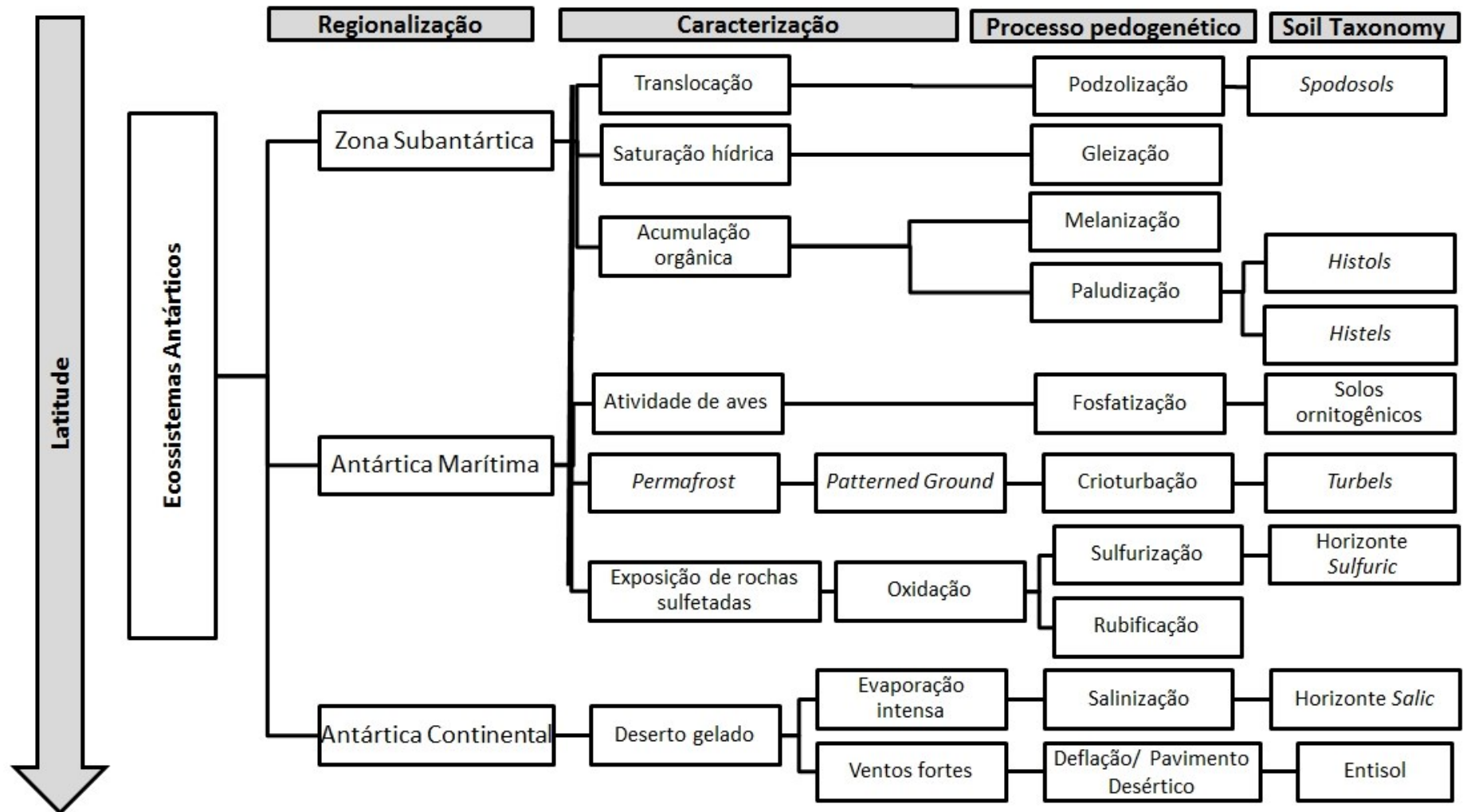


Figura 2.4: Chave de identificação de processos pedogenéticos em ecossistemas terrestres da Antártica e suas implicações no Sistema de Classificação de Solos da Soil Taxonomy.

Fonte: Elaborado pelo autor.

A podzolização é um processo marcante na zona subantártica e que se torna cada vez mais raro com incremento da latitude (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990) (Figura 2.3). Este processo se refere à translocação de materiais em um solo. De acordo com a Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2014), o horizonte espódico é uma camada subsuperficial, abaixo de um horizonte O, A, Ap, ou E, maior do que 2,5 cm e com 85% ou mais de material iluvial. No horizonte espódico (*spodos* em grego, significa “cinzas de madeira”) as substâncias iluviais são constituídas por matéria orgânica e Al, ou Fe (IUSS WORKING GROUP WRB, 2014; SOIL SURVEY STAFF, 2014). Materiais iluviais são caracterizados por alta carga dependente de pH, relativamente elevada área superficial e alta retenção de água (IUSS WORKING GROUP WRB, 2014).

A podzolização é reportada em diversas partes da Antártica (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990). Foram registrados acúmulo e translocação de matéria orgânica, por exemplo, na Tundra Subantártica e no Deserto Polar, sendo que na primeira, ocorre podzolização em solos arenosos e argilosos (BLUME; SCHNEIDER; BOLTER, 1996). Em solos mais argilosos, a translocação ocorre por crioturbação e em solos arenosos por iluviação. No Deserto Polar, a podzolização ocorre apenas em solos arenosos a cascalhentos, com horizonte E branqueado e muito pequeno (1 a 3 cm) e horizonte Bh com presença de compostos orgânicos. Somente em áreas de solos ornitogênicos foram observados horizontes E mais espessos (BLUME; SCHNEIDER; BOLTER, 1996).

Na Antártica Marítima, especificamente nas Shetlands do Sul, Simas *et al.*, (2015) observaram que a matéria orgânica adicionada pela vegetação pode ser translocada em situações em que o substrato apresente maior granulometria, e conseqüente menor capacidade de retê-la. Na Península Antártica, também foi registrada podzolização como um dos processos pedogenéticos ativos. É difícil apresentar a extensão deste processo nessa região, mas é provável que esteja associado à ornitogênese (HAUS *et al.*, 2015).

Nas Ilhas Windmill, também na Antártica Marítima, em ambientes arenosos e cascalhentos com cobertura vegetal, foram registrados processos de podzolização com horizonte E branqueado e pouco encorpado. Somente em solos com teor de cascalho maior igual a 90%, esses horizontes eram mais espessos (BLUME; BÖLTER, 2015). Na área foi relatado podzolização não somente em pinguineiras abandonadas, mas também em depósitos glaciofluviais. Foram observados solos ligeiramente branqueados (horizonte AE) ou mesmo em estágio mais desenvolvido (horizonte E) com horizonte espódico Bh, restos orgânicos de

líquens e musgos provavelmente estão envolvidas na gênese destes solos, os horizontes epédicos são formados sob ausência de crioturbação (BLUME; BÖLTER, 2015).

A paludização é um processo marcante na Antártica pela preservação da matéria orgânica em ambientes frios. Este processo retrata a acumulação intensa de materiais orgânicos e gênese de horizontes enriquecidos por tais materiais (HAUS *et al.*, 2015). Na Antártica Marítima a paludização se deve ao acúmulo de musgos (geralmente associações de musgos) (HAUS *et al.*, 2015). Estes solos são classificados como *Histels* (subordem dos *Gelisols*) ou *Histols* (ordem que representa os solos orgânicos) (SOIL SURVEY STAFF, 2014). O acúmulo orgânico e a decomposição operam em maior extensão em ambientes Temperados Frios e em Zonas Subantárticas, com declínio na Antártica Marítima, sendo insignificante na Antártica Continental (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990).

A melanização é um processo de escurecimento do solo e formação de um horizonte relativamente profundo marcado pela incorporação de matéria orgânica (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990; HAUS *et al.*, 2015). Este processo foi registrado na Península Antártica (HAUS *et al.*, 2015) e na Ilha Rei George, Antártica Marítima (SIMAS *et al.*, 2015). Em áreas com longo tempo de colonização de aves, os solos com melanização apresentam estrutura mais desenvolvida e diferenciação de horizontes mais clara que em solos não ornitogênicos (SIMAS *et al.*, 2015). Com base na coloração escura e presença de compostos orgânicos em horizontes superficiais, a melanização ocorre na Antártica Marítima, mas o aporte orgânico decresce em direção ao polo sul. Na Antártica Oriental e Montanhas Transantárticas este processo não ocorre (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990).

A gleização (hidromorfia) refere-se a processos de redução do Fe férrico a Fe ferroso sob condições anaeróbicas (HAUS *et al.*, 2015). Este processo foi identificado na Península Antártica, embora as características redoximórficas não estejam muito bem expressas nos solos (HAUS *et al.*, 2015). Nos Arquipélagos das Orcadas do Sul e Shetlands do Sul, a abundância de solos classificados como *Aquiturbels* (SOIL SURVEY STAFF, 2014), reflete o efeito do *permafrost* na drenagem e no processo de hidromorfia (SIMAS *et al.*, 2015). Normalmente, áreas com tapetes de musgos indicam condições de saturação, como observado por Rodrigues *et al.* (2019), em Harmony Point, Ilha Nelson, enquanto espécies de plantas superiores indicam ambientes bem drenados (HAUS *et al.*, 2015). Ambientes de praias e terraços soerguidos são favoráveis à existência da gleização por apresentarem extensas áreas encharcadas (SIMAS *et al.*, 2015).

A rubificação é um processo com importante implicação paisagística pela mudança de cores que se destacam na paisagem antártica. Refere-se à formação de cores amarronzadas ou

amareladas no solo por processos de oxidação. Na Antártica, os processos de rubificação diminuem em direção ao sul (polo) (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990).

A deflação é um processo essencial para gênese dos pavimentos desérticos, sendo geoforma de ocorrência singular e, ao contrário do que parece, de grande interesse pedológico (DELPULO *et al.*, 2017; LOPES *et al.*, 2019). Refere-se a uma superfície em que se tem presença marcante de cascalhos e fragmentos mais grossos envernizados, típicos de ambientes desérticos e semidesérticos, com incipiente atuação de processos químicos (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990; CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

Na literatura não existem referências que mencionaram estes pavimentos em ambientes temperados austrais ou em regiões subantárticas, sendo restrito à Antártica Continental (BOCKHEIM; UGOLINI, 1990). Na Antártica Marítima, são encontradas superfícies semelhantes, mas sugerimos o uso do termo pavimentos pedregosos, pois embora sejam semelhantes, apresentam distinções. Os pavimentos pedregosos da Antártica Marítima apresentam alguns indícios de intemperismo químico e apresentam mais partículas finas (silte + argila).

Os pavimentos desérticos podem se formar muito rapidamente, podendo estar presente em superfícies mais jovens. Quanto mais antigo for o pavimento desértico, mais polidos e envernizados serão os fragmentos de rocha residuais. Normalmente, em superfície, o pavimento é constituído apenas de rochas mais resistentes, o que não ocorre em profundidade (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

A salinização compreende processo de acúmulo de sais solúveis no solo. Considerando o gradiente climático do hemisfério sul, englobando a região Temperada, Subantártica, Antártica Marítima e Antártica Continental, observa-se aumento da atuação de processos de salinização (BOCKHEIM, 2015). Durante os processos de intemperismo, íons são liberados em ambientes de clima árido (baixa lixiviação), e permanecem no solo como acumulações de sais ou incrustações nas rochas (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; LOPES *et al.*, 2019).

A presença de sais solúveis na solução do solo é essencial para atuação de processos de intemperismo químico, os quais são dependentes de umidade, mesmo em áreas muito frias (como na Antártica Continental). Soluções com concentrações elevadas de sais podem permanecer descongeladas e favorecer a alteração do substrato (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

A crioturbação se refere à migração mecânica de partículas finas no solo relacionada aos ciclos anuais de congelamento e descongelamento (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). É um requisito para gênese dos *Turbels* (solos crioturbadados com *permafrost* dentro de 2m de

profundidade) (SOIL SURVEY STAFF, 2014). Ocorre em diversas áreas da Antártica, sendo que nas Ilhas Windmill foi registrado *permafrost* contínuo, *patterned-ground* e crioturbação como processo predominante, em destaque para áreas ausentes de vegetação (BLUME; BÖLTER, 2015). De acordo com Campbell e Claridge (1987), a principal limitação para o crescimento das plantas parece ser a instabilidade da superfície do solo causada pela crioturbação.

A crioturbação é, na maioria dos solos, evidenciada por cunhas de gelo, involução de partículas, transições entre horizontes onduladas e irregulares, distribuição errática de argila e silte ao longo do perfil, segregação de partículas, entre outros (HAUS. *et al.*, 2015). Na Antártica, solos com baixo teor argila e silte, como *Spodorthels*, não demonstraram feições de crioturbação devido ao baixo teor de umidade na camada ativa (BLUME; BÖLTER, 2015). Nas Shetlands do Sul, a crioturbação é um fenômeno generalizado resultando na intensa crioclastia, superfícies com padrão e gelifluxão (LOPES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2015).

6. Considerações finais

As diversidades de processos pedogenéticos nos ecossistemas terrestres antárticos implicam em uma série de mudanças paisagísticas, químicas e físicas para os ambientes em que se inserem. Dez processos pedogenéticos foram analisados ao longo de um gradiente latitudinal antártico. Estes processos podem ocorrer de modo simultâneo em alguns ecossistemas.

Áreas com sulfurização e fosfatização apresentam maior desenvolvimento de intemperismo químico e maior desenvolvimento de solos nos ecossistemas antárticos. Ambientes com atuação destes processos apresentam solos singulares que podem auxiliar nas políticas de preservação da Antártica.

Existem muitos estudos de processos pedogenéticos em ambientes tropicais e temperados, porém ainda são escassos estudos em regiões subpolares. Estudos com técnicas refinadas, como micromorfologia e microquímica, podem auxiliar com novas informações sobre gênese e sistemas de transformações pedológicas em ambientes com solos desenvolvidos em condições climáticas extremas.

Referências

- BIGHAM, J. M.; NORDSTROM, D. K. Iron and aluminum hydroxysulfates from acid sulfate waters. *In*: ALPERS, C. N.; JAMBOR, J. L.; NORDSTROM, D. K. (Org.). . *Sulfate Minerals – Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance*. Washington, DC: Mineral. Soc. Amer. 40, p. 351–403, 2000.
- BLUME, H.-P.; BÖLTER, M. Soils of Wilkes Land (The Windmill Islands). *In*: BOCKHEIM, J.G. (Org.). . *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 87–105, 2015.
- BLUME, H.; SCHNEIDER, D.; BOLTER, M. Organic Matter Accumulation in and Podzolization of Antarctic Soils. *Pflanzenernahr. Bodenk.* 159. p. 411-412, 1996.
- BOCKHEIM, J.G. Soil-Forming Factors in Antarctica. *In*: BOCKHEIM, J.G. (Org.). . *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 5–20, 2015.
- BOCKHEIM, J. G.; UGOLINI, F. C. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the Southern Circumpolar Region. *Quaternary Research*, v. 34, n. 1, p. 47–66, 1990.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Amsterdam: Elsevier, 1987. 407p. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21275626>>.
- DAHER, M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; THOMAZINI, A.; *et al.* Ornithogenic soils on basalts from maritime Antarctica. *Catena*, v. 173, n. March 2018, p. 367–374, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.028>>.
- DELPUPO, C.S. *et al.* Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. *Geomorphology*, p. 1–13, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.047>>.
- DELPUPO, C.S. *et al.* Soil and landform interplay in the dry valley of Edson Hills, Ellsworth Mountains, continental Antarctica. *Geomorphology (Amst)*. 295, p. 134–146, 2017.
- DENT, D. Acid sulphate soils: a baseline for research and development. *ILRI Publications*, 1986. 204p.
- DOLD, B. *et al.* Sources for Iron Cycling in the Southern Ocean. *Environmental science & technology*, v. 47, p. 6129–6136, 2013.
- FRANCELINO, M. R. *et al.* Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Catena*, v. 85, n. 3, p. 194–204, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2010.12.007>>.
- FRENCH, H. M. *The Periglacial Environment*. 3. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 479p.
- HAUS, N. *et al.* Soils of Graham and Palmer Lands, Antarctic Peninsula. *In*: BOCKHEIM, J.G. (Org.). *The soils of Antarctica*. Switzerland: Springer International Publishing, p. 205–

225, 2015.

IUSS WORKING GROUP WRB. *World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. Rome: World Soil Resources Reports No. 106. FAO, 2014. v. 43. 191p.

KRAUSKOPF, K. B. *Introduction to geochemistry*, 2nd edn., McGrawHill, New York, 1979. 617p.

LOPES, D. V. *et al.* Solos e Evolução da Paisagem em Ambiente Periglacial na Península Barton, Antártica Marítima. *Revista do Departamento de Geografia USP*, v. 0, n. spe, p. 259-267, 2017. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/132721>>

LOPES, D.V. *et al.* Solos de basalto da Antártica: implicações paleoclimáticas ao longo de uma sequência climática. *REDE – Revista Eletrônica do PRODEMA*, v. 13, n. 1, p. 7–18, 2019.

MICHEL, R F M *et al.* Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from maritime Antarctica; pedogenesis, vegetation, and carbon studies. *Soil Science Society of America Journal*, v. 70(4), n. October, p. 1370–1376, 2006.

OTERO, X. L. *et al.* Seabird colonies as important global drivers in the nitrogen and phosphorus cycles. *Nature Communications*, v. 9, n. 1, p. 1-8, 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41467-017-02446-8>>.

QIN, X. *et al.* From sea to land : assessment of the bio-transport of phosphorus by penguins in Antarctica. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, v. 32, n. 1, p. 148–154, 2014.

RODRIGUES, W.F. *et al.* Soil-landscape interplays at Harmony Point, Nelson Island, Maritime Antarctica: Chemistry, mineralogy and classification. *Geomorphology* 336, p. 77–94, 2019. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.030> >

SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica : A case study from Hope Bay. *Catena*, v. 149, p. 582–591, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>>.

SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Soils and Landforms at Hope Bay, Antarctic Peninsula: Formation, Classification, Distribution, and Relationships. *Soil Science Society of America Journal*, v. 79, n. 1, p. 175–184, 2015.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (Cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays and Clay Minerals*, v. 54, n. 6, p. 721–736, 2006.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Genesis, properties and classification of Cryosols from Admiralty Bay, maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, n. 1–2, p. 116–122, 2008.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Soils of the South Orkney and South Shetland Islands, Antarctica. In: BOCKHEIM, J.G. (Org.). *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 227–273, 2015.

SOIL SURVEY STAFF. Keys to soil taxonomy. *Soil Conservation Service*, v. 12, 2014. 410p. Disponível em:
<http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051546.pdf>.

SOUZA, J. J. L. L. *et al.* Hydrogeochemistry of sulfate-affected landscapes in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155–156, p. 55–61, 2012. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.017>>.

TATUR, A. Ornithogenic soils of the maritime Antarctic The maritime Antarctic forms a climatic zone , which surrounds the. *Polish Polar Research*, v. 10, n. 4, p. 481–532, 1989.

TATUR, A.; MYRCHA, A. Ornithogenic soils on King George Island, South Shetland Islands (Maritime Antarctic Zone). *Polish Polar Research*, v. 5, n. 1–2, p. 31–60, 1984.

TATUR, A; MYRCHA, A.; NIEGODZISZ, J. Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in the maritime Antarctic. *Polar Biology*, v. 17, n. 5, p. 405–417, 1997.

CAPÍTULO 3

LANDFORMS, SOILS AND LITHOLOGICAL DIVERSITY RELATIONSHIPS IN SNOW ISLAND, MARITIME ANTARCTICA

Abstract

Despite the progresses in the last decade on periglacial geomorphology and permafrost research in Antarctica, many knowledges remain gaps. This study aimed to identify and describe the main landforms of President Head Peninsula (PHP), Snow Island, Maritime Antarctica, and investigate their relationships with soils and lithological diversity. We identified and mapped landforms and their physiognomic aspects according to the adopted scale: 1:15,000. Landforms were previously identified in satellite images (Sentinel-2) and georeferenced using portable GPS. The map was produced using the ArcGIS 10.1. The map legend includes eighteen (18) landforms classes. In addition, periglacial processes related to permafrost, and its spatial and altitudinal distribution, were represented. From the soil survey render taken, we selected surface samples of ten representative (10) pedons of the landforms. Morphological, physical, chemical, micromorphological and mineralogical properties of soils were analyzed. This study presents the first systematic characterization and geomorphological map of landscapes from PHP. The lithological influence allows to recognize two landscape domains: sedimentary with paraglacial processes and igneous with periglacial processes. Paraglacial domain is more dynamic and presents soils considered as immature and poorly developed. Periglacial domain has many rocky outcrops, interspersed with Holocene beaches. The existence of vegetated marine terraces are unique and suggests a greater stability of that area. Landforms associated with gelifluction, patterned ground and permafrost were only observed on upper plateaus. The contributions on soil types and the soil-landforms relationships broaden the discussion about geomorphology and allow us to understand the main processes involved in landscape evolution.

Keywords: pedology; geomorphology; patterned-ground; permafrost; periglacial; paraglacial.

1. Introduction

Periglacial environments occupy approximately 20% of the world continental area (GUTIÉRREZ; GUTIÉRREZ, 2016). Their study have a great potential for broadening discussions of global climate change (BARSCH, 1993; FRENCH, 2007). Ice-free areas in the South Shetlands archipelago are typical periglacial environments of the Maritime Antarctica (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). Frost shattering and the myriad of related processes are locally enhanced (FRANCELINO *et al.*, 2011), due to very rapid increase in average temperatures in this part of Antarctica during the last years (TURNER *et al.*, 2005; TURNER; OVERLAND; WALSH, 2007).

The state of permafrost and its distribution affect the hydrology of the whole earth system (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). The recent warming in Maritime Antarctica and the almost negligible direct human impact could favor study about the impacts of climate change on permafrost and its related ecosystems, giving results that may be extrapolated to the Arctic (GUGLIELMIN, 2012), where permafrost research is advanced. Antarctic permafrost studies, however, are still limited, despite its importance for understanding the cryosphere (ERMOLIN; ANGELIS; SKVARCA, 2002; FRANCELINO *et al.*, 2011; LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012; MICHEL *et al.*, 2014; SCHAEFER *et al.*, 2015).

Davies *et al.* (2013) studied the polygenetic origin of landforms in the semi-arid polar environment of James Ross Island, Antarctica Peninsula, and recorded the interaction between glacial, paraglacial, and periglacial processes. Such studies should also be carried out in others Maritime Antarctica areas, contributing to the landscape interpretation and provide new data for paleoenvironmental models. Aspects, such as the role of lithological diversity in the evolution of the periglacial environments, are not completely known. Recent pedological studies have called attention to the importance of parent materials in the soil-landscape interactions (FRANCELINO *et al.*, 2011; MICHEL *et al.*, 2014; MOURA *et al.*, 2012; DELPUPO *et al.*, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2019; LOPES *et al.*, 2019).

Snow Island, located in the South Shetlands Archipelago, is an area with great potential for landforms-soils relationships studies in Maritime Antarctic. In addition to being unprecedented, this area has a great lithological diversity in only 2.6 km in length. The most important ice-free area of the Island is the President Head Peninsula (PHP). The present study aimed to identify and describe the main landforms of PHP and investigate their relationships with soils and lithological diversity. The results will allow an understanding of the main soil-

landscape relationships, processes and landscape evolution in Maritime Antarctic periglacial environment. This in turn helps in planning the future Antarctic environmental protection strategies and will also provide a baseline for future permafrost monitoring.

2. Material and Methods

2.1. Study area

PHP is in the eastern sector of Snow Island ($62^{\circ} 43'54.7''\text{S} - 61^{\circ} 14'03.7''\text{W}$), in South Shetlands Archipelago, Maritime Antarctica (Figure 3.1). The Peninsula extends for 2.6 km in the east-northeast direction, having the highest point (107 m.a.s.l.) at St. Sofroniy Knoll. The region experiences a sub-Antarctic cold moist maritime climate, with -2.8°C of the average annual temperature of the air (period 2002–2010), and relatively high annual precipitation, ranging from 500 to 800 mm (BAÑÓN *et al.*, 2013). The local fauna includes numerous seal colonies, especially elephant seals. Occasional penguins are observed scattered on the beach but other birds like skuas and petrels have nesting sites on coastal rocky outcrops. Vegetation is mainly concentrated in the eastern sector, principally in the marine terrace.

The lithology varies from igneous to sedimentary rocks (basalts, andesites, tuffs, siltstones, sandstones). Abundant plant fossils are found making PHP an important Cretaceous fossiliferous site (TORRES *et al.*, 1996). This stratigraphic sequence belongs to the Byers Group, commonly exposed in western South Shetlands. This thick succession (at least 2.7 km), records upper Jurassic to lower Cretaceous marine sediments and igneous of Antarctic Peninsula Magmatic Arc (HATHWAY; LOMAS, 1998). The lower part of the Byers Group includes conglomerates, sandstones and mudstones, the latter containing ammonites and bivalves (CANTRILL, 1998). These mudstones constitute the Anchorage Formation, succeeded by terrigenous claystones and sandstones of the President Beaches Formation. Above this, conglomerates, claystones and sandstones occur, constituting the Chester Cone Formation (marine) (HATHWAY; LOMAS, 1998). The upper part volcanic breccias of the Start Hill Formation (HATHWAY; LOMAS, 1998). Igneous rocks, mainly intrusive, are present in a great part of the succession, across all formations described (HATHWAY; LOMAS, 1998). Finally, following an erosional hiatus, terrestrial dark volcanoclastic rocks of the Cerro Negro Formation are found in the upper part (HATHWAY; LOMAS, 1998).

2.2. Geomorphological characterization and mapping

The geomorphological analysis was based on the identification and mapping of landforms (geomorphological units) and their physiognomic aspects according to the adopted scale: 1:15,000. Landforms were previously identified in satellite images and later identified and georeferenced in the field (austral summer 2017) using portable GPS.

Landforms were identified and interpreted according to previous geomorphological studies in Maritime Antarctica (FRANCELINO *et al.*, 2011; LOPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012; MICHEL *et al.*, 2014; MOURA *et al.*, 2012), with landforms classification based in Burn (2007), French (2007), and Lopez-Martinez *et al.* (2012). The map was produced from the Sentinel-2 satellite image with 10 m spatial resolution, using the ArcGIS 10.1 software for image processing and vectorization. The map legend includes eighteen (18) landforms classes identified. In addition, periglacial processes related to permafrost, and its spatial and altitudinal distribution, were represented.

2.3. Soil analyses

From the soil survey render taken, we selected ten (10) superficial soil samples to represent all different landforms, which soil is present (Table 3.1). Soil sampling and morphological descriptions followed the recommendations by Bockheim (1997) and Antarctic Permafrost and Soils criteria (BOCKHEIM; BALKS; MCLEOD, 2006). Soils were classified according to the Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2014).

Table 3.1. Location, general description and classification of pedons at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.

ID	Geographic coordinate	Altitude (m.a.s.l.)	Soil Taxonomy (2014)	Lithology	Landform
P1	S 62°43'41,5" / W 061°12'22,3"	12	Typic Cryofluvent	Beach sediments	Marine Terrace
P3	S 62°43'51,8" / W 061°12'59,5"	63	Glacic Haploturbel	Andesite	Upper plateau
P12	S 62°43'59,0" / W 061°13'02,7"	82	Glacic Haploturbel	Tuff	Upper plateau with patterned-ground
P15	S 62°43'34,1" / W 061°12'30,6"	74	Hemic Glacistel	Basalt/Andesite	Upper plateau
P18	S 62°43'32,9" / W 061°12'41,8"	67	Lithic Cryorthent	Basalt/Andesite	Upper plateau
P19	S 62°43'53,3" / W 061°13'52,7"	63	Glacic Haploturbel	Tuff	Upper plateau with patterned-ground
P21	S 62°43'50,4" / W 061°12'19,2"	8	Typic Cryofluvent	Beach sediments	Marine Terrace
P25	S 62°43'58,1" / W 061°14'13,8"	39	Typic Cryorthent	Dark Mudstone	Dissected hills
P26	S 62°43'59,8" / W 061°14'26,6"	46	Lithic Cryorthent	Basalt/Andesite	Dissected hills
P29	S 62°43'52,5" / W 061°14'26,7"	16	Lithic Cryorthent	Siltstone	Dissected plateau

Samples were air dried and sieved through a 2 mm sieve prior to physical, chemical and mineralogical analyzes. Sand, silt and clay were determined by the pipette method after dispersion with 0.1 M NaOH. Soil pH (1:2.5 – v/v – soil and deionized water), available P (Mehlich-1), Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Al³⁺ exchangeable (were extracted with 1 M KCl), and potential acidity (H + Al) (was extracted by 1 M ammonium acetate solution at pH 7) analyses complied with standard methods Embrapa (1997).

The total organic carbon (OC) was determined by wet oxidation (YEOMANS; BREMNER, 1988). The P adsorption capacity was determined after stirring for 1 hour with 2.5 g of soil in 0.01 M CaCl₂, determining the remaining P in solution (P-rem) by photolorimetry (ALVAREZ *et al.*, 2000).

The total contents of Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si, Ti, Co, Cr, Cu, Mn, P, Pb and Zr were determined by X-Ray Fluorescence Spectrophotometer (model Shimadzu μ EDX-1300). The samples were ground and sieved through a 200 mesh screen prior to being pressed manually into a tablet form at a pressure of 4 tons for 1 minute. The data of each metal was obtained from 4,000 points, from an incident ray of 50 μ m diameter. Basic parameters were used to correct the matrix effect and quantify the content of the analytes from reference materials and standards. The accuracy was calibrated using the reference material Soil Montana II (SRM 2711a) and San Joaquin (SRM 2709).

The chemical index of alteration (CIA) was calculated based on the formula:

$$\text{CIA} = \left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \right) * 100 \quad (1)$$

Where oxides are expressed as molar proportions and CaO* is the calcium content of silicates and excludes CaO combined in carbonates and apatite. The CIA is based on the assumption that the dominant process during chemical weathering is the degradation of feldspars and the formation of clay minerals (NESBITT; YOUNG, 1982). Chemical weathering under free drainage conditions leads to leaching of Na⁺, K⁺, Ca²⁺ and concentration of Al, increasing the CIA value.

The minerals present in the soil samples were identified by X-ray diffraction (XRD). The following treatments were performed: Fe-removal by dithionite–citrate–bicarbonate (DCB); saturation with 1.0 mol L⁻¹ KCl; heating in an oven at 350 °C and 550 °C for 3 h; saturation with 1.0 mol L⁻¹ MgCl and glycerol solvation. The XRD employed a PANalytical X'Pert Pro Diffractometer using Co K α radiation (40 kV, 30 mA) in a range of 5-70° 2 θ at an increment of 0.008° 2 θ step s⁻¹.

Some soils (P18, P21, P25 and P26), representatives of lithological diversity, were selected for micromorphological analysis in thin sections of undisturbed soil samples (Benyarku and Stoops, 2005). The analysis was performed with conventional petrographic microscopes according to Stoops (2003).

3. Results

3.1. Landforms and landscape units

Landforms at PHP show diverse geomorphological processes (paraglacial, periglacial and coastal). We recognized Holocene beaches, uplift marine terraces (vegetated and non-vegetated), upper and lower plateaus (in some cases with patterned ground), dissected hills, dissected plateau and outwash plain (Figure 3.1). Nivation niches, rockfalls, patterned ground, talus slopes, talus cones, escarpments and moraines were also identified. Most nivation niches were found on south-facing slopes (Figure 3.1). Snow melting is common on north-facing slopes, or on dark mafic rocks outcrops, which absorb greater solar radiation, heating faster (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987).

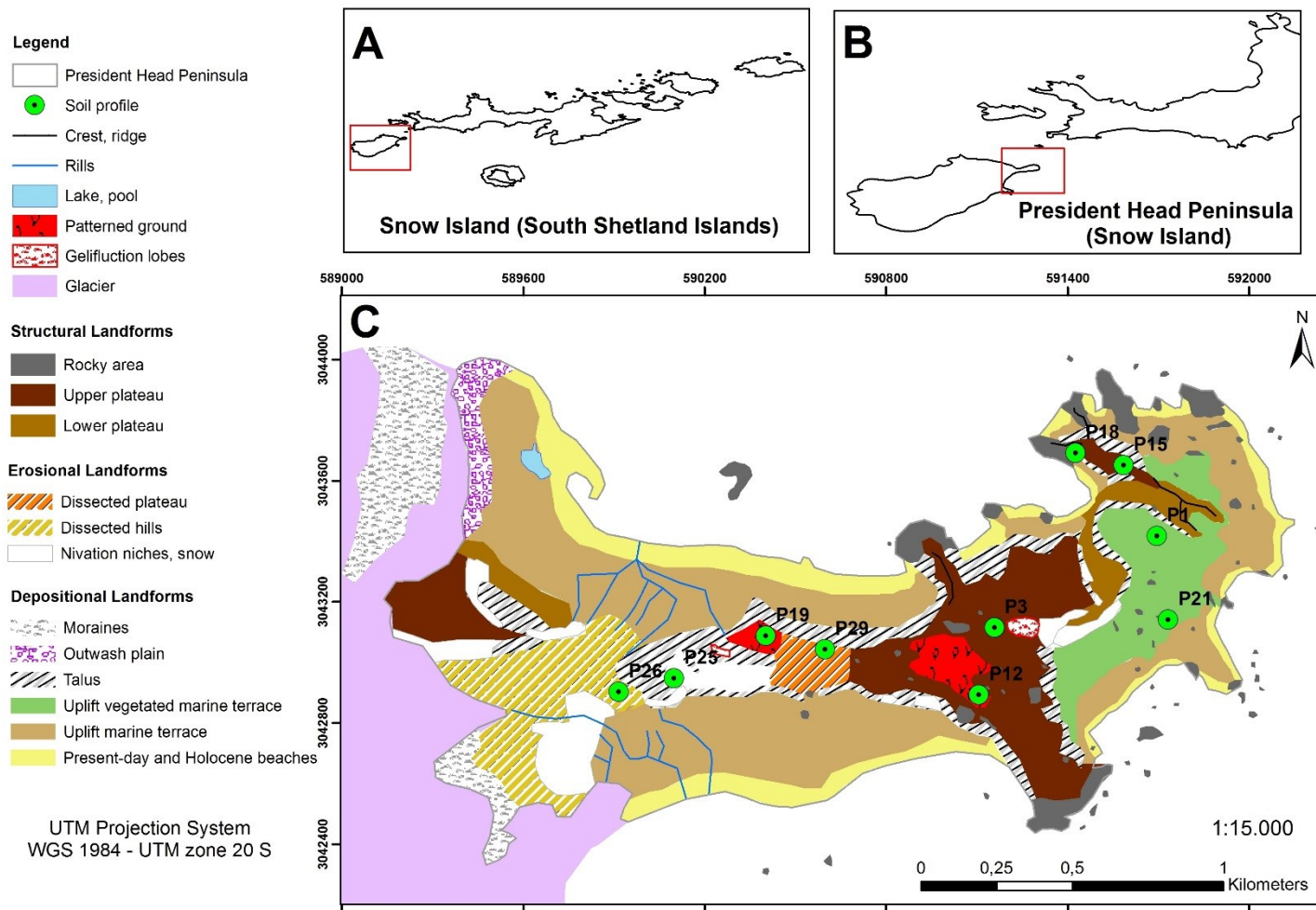


Figure 3.1: Geomorphological map of the President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica.

A - Location of Snow Island, South Shetlands Archipelago, Maritime Antarctica. B - Location of President Head Peninsula, Snow Island. C - Landforms of President Head Peninsula.

We recognized landforms at President Head Peninsula, spatially dominated by uplift marine terraces (non-vegetated) (31.60%), followed by upper plateaus (15.70%), Holocene beaches (10.72%), dissected hills (10.32%), talus (9.62%), uplift vegetated marine terraces (7.48%), moraine (7.32%), lower plateau (3.41%), dissected plateaus (1.94%), outwash plain (1.89%), among others (including rocky outcrops and lakes) (Table 3.2).

Table 3.2: Altitude distribution of geomorphological units at President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Landforms	Altitude (m.a.s.l.)	m²	%
Talus	different	252051.83	9.62
Outwash plain	< 20	49602.72	1.89
Moraine	different	191948.54	7.32
Upper plateau	> 60	411578.17	15.70
Lower plateau	20 – 60	89300.52	3.41
Dissected plateau	40 – 60	50961.81	1.94
Dissected hills	< 60	270438.6	10.32
Vegetated marine terrace	< 20	196036.87	7.48
Non-vegetated marine terrace	< 20	828452.78	31.60
Present-day and Holocene beaches	< 10	281044.38	10.72
Total área	-	2621416.21	100.00

Patterned ground is a very widespread Antarctic landform and the most common periglacial feature of the South Shetlands Archipelago (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987; LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). In the PHP, permafrost and patterned ground are associated only the top of the plateaus, exclusively on igneous rocks. Permafrost was not identified in coastal areas, sedimentary rocks or altitudes below 59 m a.s.l. (Table 3.3).

Table 3.3: Patterned ground and permafrost occurrence in President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica.

Site	Patterned ground	Permafrost depth (cm)	Geomorphological units	Geographic coordinate	Altitude (m a.s.l.)
1	No	40	Upper plateau	S 62°43'51,8" / W 061°12'59,5"	63
2	No	60	Upper plateau	S 62°43'46,9" / W 061°12'48,1"	70
3	Yes	50	Upper plateau	S 62°43'56,8" / W 061°13'12,3"	60
4	Yes	70	Upper plateau	S 62°43'59,0" / W 061°13'02,7"	82
5	No	40	Upper plateau	S 62°43'34,1" / W 061°12'30,6"	74
6	No	75	Upper plateau	S 62°43'33,4" / W 061°12'40,2"	59
7	Yes	60	Upper plateau	S 62°43'53,3" / W 061°13'52,7"	63

The area occupied by the landforms in the sedimentary and igneous rocks (Table 3.4) reveals the predominance of distinct geomorphological processes. In sedimentary rock, dominated by paraglacial processes, we recognized outwash plain, moraines, extensive talus slopes, wide non-vegetated marine terraced and vast Holocene beaches (71.58% of the beaches of all Peninsula) (Table 3.4.). On landscape of periglacial dynamics (igneous rocks), we recognized dominance of upper plateau (83.91% of the upper plateau of all Peninsula) and conspicuous vegetated marine terrace (Table 3.4).

Table 3.4: Extension of landforms in the paraglacial (sedimentary) and periglacial (igneous) domains of the President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Landforms	Unit of measure	Lithology		Total area
		Sedimentary	Igneous	
Outwash plain	m ²	49602.72	0,00	49602.72
	%	100,00	0,00	100.00
Talus	m ²	177915.24	74136.59	252051.83
	%	70.59	29.41	100.00
Upper plateaus	m ²	66208.33	345369.84	411578.17
	%	16.09	83.91	100.00
Lower plateaus	m ²	319642.65	58537.83	378180.47
	%	84.52	15.48	100.00
Vegetated marine terrace	m ²	0,00	196036.87	196036.87
	%	0,00	100,00	100.00
Non-vegetated marine terrace	m ²	636216.45	192236.33	828452.78
	%	76.8	23.2	100.00
Present-day and Holocene beaches	m ²	201167.05	79877.33	281044.38
	%	71.58	28.42	100.00

3.2. Soils

Four of the ten (10) studied pedons (P3, P12, P15 and P19) are Gelisols (SOIL SURVEY STAFF, 2014). Soils without permafrost were also identified and classified according Soil Taxonomy as Typic Cryofluvent (P1, P25), Lithic Cryorthent (P18, P26, P29), Typic Cryofluvent (P21) (Table 3.1).

High contents of gravel are present in most soils (24.1 to 56.7%) (Table 3.5). Textures range from clay to loamy sand, and sandy loam is the main soil texture (P1, P3 and P18). All soils have high content of sand (> 50%) and low content of clay (< 25%), excepted P25 pedon. In general, the soils are dark and with low chroma (Table 3.5).

Table 3.5. Morphological and physical properties of the studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

ID	Gravel ²	Coarse sand	Fine sand	Sand	Silt	Clay	Color (dry)	Texture	
-	%	kg.kg	kg.kg	kg.kg	kg.kg	kg.kg	-	-	
P1	40.29	0.60	0.19	0.79	0.09	0.12	2,5Y	4/3	sandy loam
P3	35.92	0.57	0.15	0.72	0.14	0.14	2,5Y	4/4	sandy loam
P12	35.01	0.34	0.17	0.50	0.32	0.18	2,5Y	6/4	loam
P15	24.17	0.00	-	-	-	-	10YR	4/4	-
P18	33.45	0.52	0.17	0.69	0.14	0.17	10YR	3/3	sandy loam
P19	33.37	0.47	0.12	0.59	0.20	0.21	2,5Y	6/3	sandy clay loam
P21	44.17	0.81	0.04	0.85	0.05	0.10	2,5Y	4/2	loamy sand
P25	56.71	0.27	0.06	0.33	0.23	0.45	2,5Y	4/1	clay
P26	41.39	0.68	0.15	0.83	0.09	0.08	2,5Y	4/2	loamy sand
P29	52.26	0.43	0.10	0.53	0.23	0.24	2,5Y	4/3	sandy clay loam

Only two pedons (P15 and P21) have low bases saturation (< 50%) and only two pedons (P1 and P15) have more than 5 dag.kg⁻¹ of organic carbon (OC) (Table 3.6). Three pedons have high levels (> 10%) of sodium saturation (P1, P2 and P19). Soils are slightly acid but close to neutrality (excepted to P12), and P contents range from 24.9 to 670.2 mg.dm⁻³ (Table 3.6). High sum of bases (> 10 cmolc.dm³) (excepted to P15 and P21) and low Al saturation (< 10%) (excepted to P1, P15 and P21) also characteristic of these soils (Table 3.6).

Table 3.6. Chemical properties of the studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

ID	pH H ₂ O	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CEC _{pot}	PBS	Al _{sat}	ESP	OC
-	-	mg.dm ³	cmolc.dm ³							%		dag.Kg		
P1	4.12	118.80	0.32	3.57	3.73	3.04	1.62	9.70	10.65	20.35	52.30	13.2	17.52	7.83
P3	6.17	24.90	0.46	2.17	8.95	7.47	0.19	2.40	19.06	21.46	88.80	1.00	10.13	1.17
P12	7.16	77.70	0.97	2.43	11.44	10.88	0.00	0.80	25.73	26.53	97.00	0.00	9.18	1.04
P15	4.39	670.20	0.33	0.87	1.12	0.65	2.95	20.10	2.97	23.07	12.90	49.80	3.77	41.08
P18	5.53	54.10	0.41	1.83	8.05	7.21	1.71	7.40	17.50	24.90	70.30	8.90	7.33	3.91
P19	6.51	108.20	0.56	2.17	6.68	7.71	0.00	1.10	17.13	18.23	94.00	0.00	11.92	1.04
P21	4.55	374.60	0.27	0.70	3.56	0.70	1.71	8.50	5.22	13.72	38.00	24.70	5.07	3.13
P25	6.12	153.00	0.43	0.81	7.92	7.54	0.00	1.30	16.70	18.00	92.80	0.00	4.49	1.17
P26	6.76	71.60	0.29	0.70	14.59	5.46	0.00	0.80	21.03	21.83	96.30	0.00	3.19	0.78
P29	6.83	96.40	0.41	2.35	10.34	10.62	0.00	0.80	23.72	24.52	96.70	0.00	9.58	1.17

SB: sum of bases; CEC_{pot}: potential cation exchange capacity; PBS: percent base saturated; Al_{sat}: proportion of Al saturation; ESP: exchangeable Na percentage; OC: total organic carbon.

The total chemical composition gives information about chemical weathering. For example, during the chemical weathering degradation of feldspars (an abundant and reactive mineral) is concomitant formation of clay minerals (Ca, Na and K generally increases in the weathered product) (NESBITT and YOUNG, 1982). CIA value are between 30 and 45 for fresh basalt, 50 for unaltered albite and K-feldspar, muscovite gives a value of 75 and kaolinite close to 100 (NESBITT and YOUNG, 1982). The chemical index of alteration is between 63 to 79 in soils from President Head Peninsula (Table 3.7). The high P content in P1, P15 and P21 are associated with phosphatization. High metal(loid)s content (Zr, Pb, Mn, Ti, Co and Fe) are linked with soils from igneous rocks (P3, P12, P18 and P19).

Table 3.7: Total chemical composition by XRF and CIA index in studied pedons of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Co	Cr	CuO	Mn	P	Pb	Zr	CIA
	%								mg kg ⁻¹							
P1	12.09	2.90	4.54	1.60	1.23	0.94	53.78	0.82	19.34	179.4	87.9	763.91	5166.87	119.34	204.49	68.95
P3	12.87	3.07	6.10	1.56	1.66	2.05	49.91	0.92	23.76	82.19	82.16	1320.02	1850.44	154.74	232.64	65.84
P12	13.33	3.06	5.65	1.63	1.79	1.36	52.37	0.85	26.4	136.44	83.78	1274.92	1919.25	70.64	205.93	68.8
P15	10.48	3.22	6.77	0.57	1.64	0.56	37.29	0.87	31.51	161.94	70.42	1361.86	10161.11	94.97	146.48	70.68
P18	10.98	3.37	7.49	0.71	1.96	1.16	43.77	0.87	35.72	135.45	76.82	1806.62	2168.64	173.28	143.83	67.74
P19	12.87	2.27	4.93	1.53	1.95	1.79	57.36	0.65	24.58	83.70	79.05	1257.99	1833.33	136.74	229.55	69.74
P21	11.57	2.67	4.28	1.62	0.95	2.26	52.34	0.74	18.9	137.48	105.43	498.97	12863.61	109.73	201.69	63.83
P25	16.31	0.54	6.16	2.31	1.67	1.32	48.57	0.70	26.73	126.60	138.94	889.01	464.87	137.69	140.21	79.63
P26	12.21	3.97	6.75	0.85	2.83	1.49	46.54	0.69	33.22	292.38	109.21	1593.91	3251.16	72.76	130.86	65.92
P29	11.99	1.39	4.44	1.56	1.37	1.40	48.66	0.58	20.31	113.6	61.69	1364.31	854.87	131.01	149.14	73.38

The mineralogy of clay fraction in P1 (beach sediments) was composed by vermiculite (1.58 nm), kaolinite (0.74 nm), mica (0.27 nm), goethite (0.24 nm) and quartz (0.33) (Figure 3.2). The presence of vermiculite was confirmed by the treatments, where the peak of 1.31 nm in natural clay after saturation with K^+ at room temperature, the peak dropped to 1.22 nm, when heated to 350 °C and 550 °C, it collapsed to 1.00 nm (Figure 3.2). The peaks of 0.74 and 0.42 nm could be confirmed as kaolinite because they only dropped with heat treatment at 550 °C.

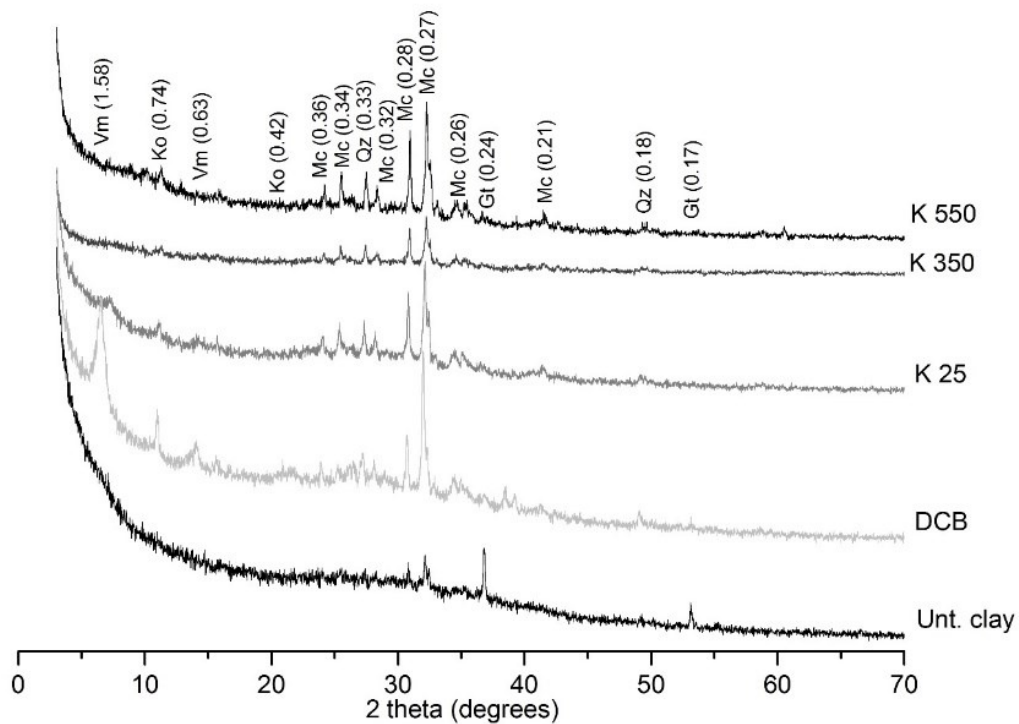


Figure 3.2: Representative XRD patterns for the soils associated with beach sediments, on Marine Terrace of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P1).

Unt. Clay - Untreated clay; DCB - removal of iron oxides; K - K^+ saturation (heat treatment of K-saturated mounts to 25°, 350° and 550° C). (Vm - vermiculite; Ko - kaolinite; Mc - Mica; Qz – Quartz; Gt – goethite). “d” in nm.

Pedons associated with igneous rocks (P3, P12, P15, P18, P19, P26) indicate the presence of vermiculite (1.35), montmorillonite (1.68), plagioclase (0.37) and mica (0.29) (Figure 3.3). Montmorillonite was identified by the 001 reflexion at 1.36 nm in $MgCl_2$ treated samples, which expanded to 1.68 nm when subsequently solvated with glycerol and collapsing after K saturation and heating (Figure 3.3).

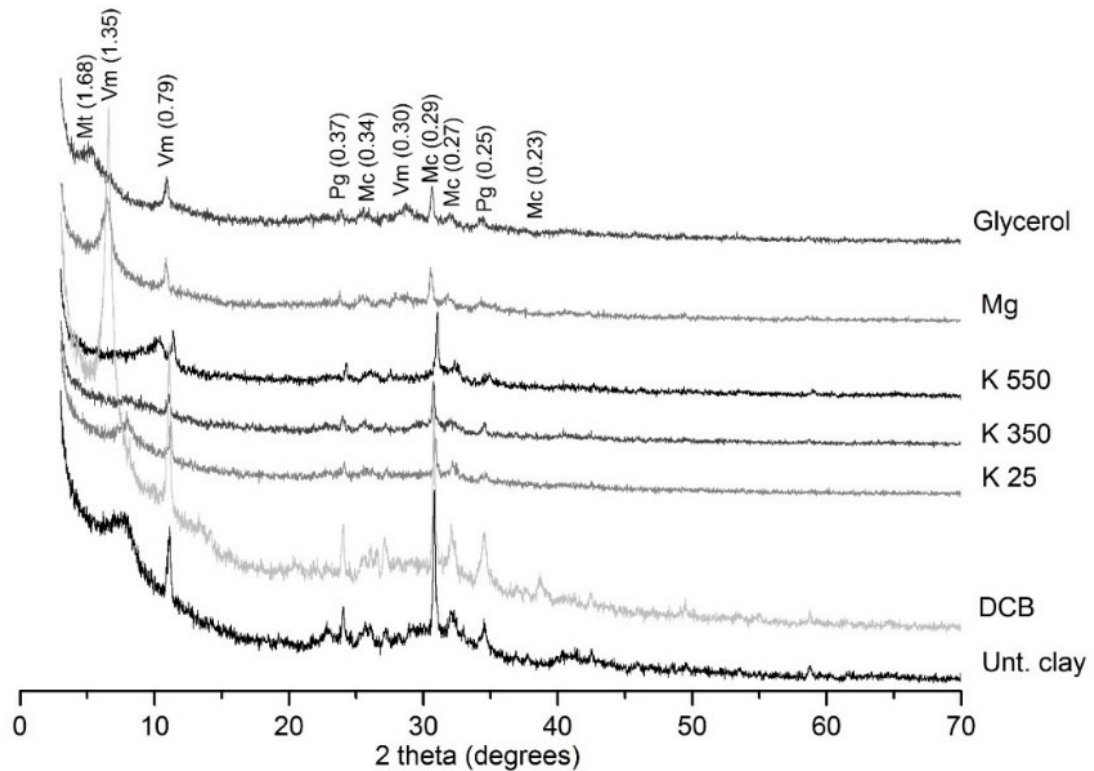


Figure 3.3: Representative XRD patterns for the soils associated with igneous rocks of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P12).

Unt. Clay - Untreated clay; DCB - removal of iron oxides; K - K⁺ saturation (heat treatment of K-saturated mounts to 25°, 350° and 550° C); Mg - Mg²⁺ saturation; Glycerol - saturated by Mg²⁺ and solvated by glycerol. (Vm - vermiculite; Mt - montmorillonite; Pg - plagioclase; Mc - mica). “d” in nm.

For the pedons associated with sedimentary rocks (P25 and P29), XRD indicate vermiculite (1.31), montmorillonite (1.83), mordenite (0.63), mica (0.28) and goethite (0.17) (Figure 3.4). The iron oxide removal treatment by DCB was efficient for the complete removal of goethite in P25 (Figure 3.4).

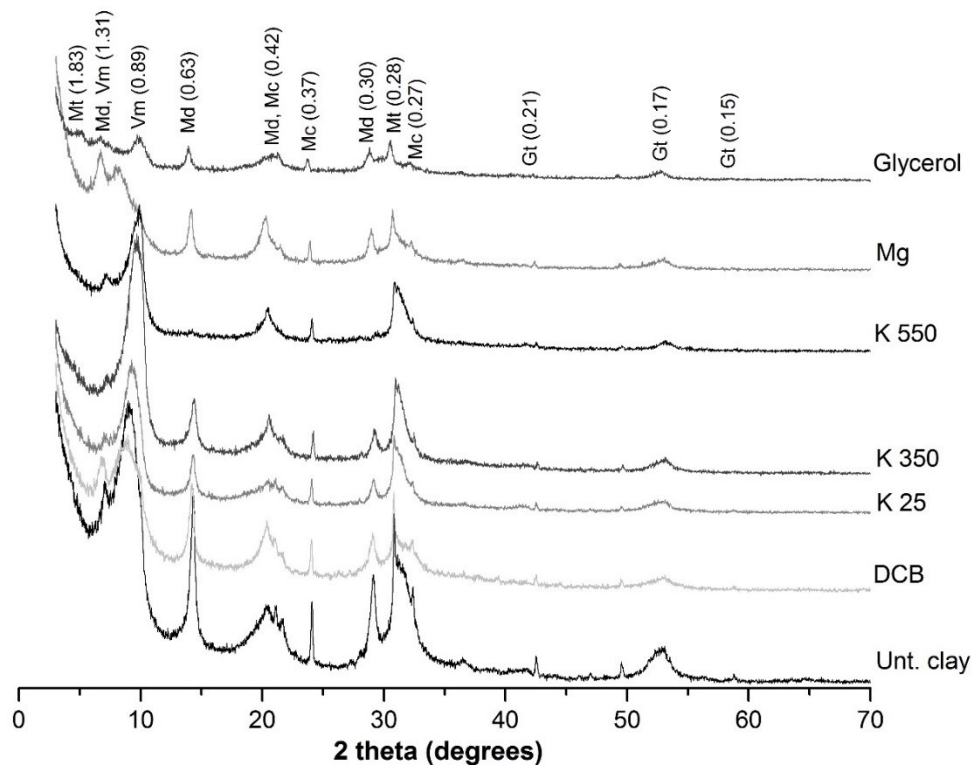


Figure 3.4: Representative XRD patterns for the soils associated with sedimentary rocks of President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica (P25).

Unt. Clay - Untreated clay; DCB - removal of iron oxides; K - K^+ saturation (heat treatment of K-saturated mounts to 25°, 350° and 550° C); Mg - Mg^{2+} saturation; Glycerol - saturated by Mg^{2+} and solvated by glycerol. (Vm - vermiculite; Mt - montmorillonite; Md - mordenite; Mc - mica; Gt - goethite). “d” in nm.

Micromorphologically, soils originated from beach sediments (Figure 3.5A) show open monic microstructure, with groundmass predominantly formed by rounded coarse grains of minerals and rocks. They include basalts, andesites, shales, quartz and calcite veins, etc. Micromass and pedofeatures are virtually absent. Only organic fine material between the pebbles can be observed. It is related to the addition of organic matter by the moss carpets in the surface.

Soils associated with igneous rocks (Figure 3.5B) show microstructure ranging from chitonic, chito-gefuric with poorly developed subangular block, with simple or complex packing voids. The micromass has yellow to brownish colors, and undifferentiated or granostriated b-fabric. Coarse grains of the groundmass are angular to subangular, mainly composed by andesite, basalt and tuffs. The main pedofeatures is clay, silt-clay coatings. According to Mann *et al.* (1986), van Vliet-Lanoë (1998, 2010), van Vliet-Lanoë *et al.* (2004), Schaefer *et al.* (2008), Ugolini *et al.* (2006) and Pereira *et al.* (2013), these features indicate intense frost-action, being more developed in soils with permafrost.

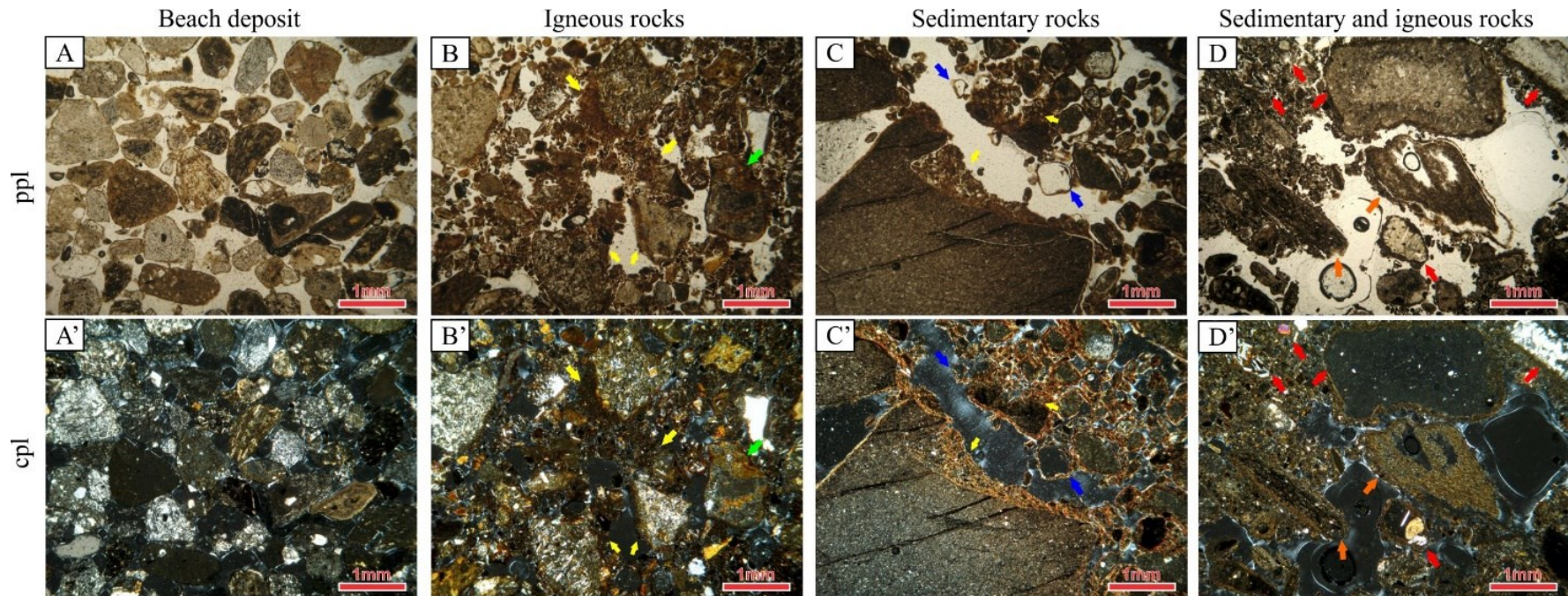


Figure 3.5: Representative photomicrography in ppl (parallel polarized light) and cpl (crossed polarized light) of soils associated with beach deposits (A and A'), igneous rocks (B and B'), sedimentary rocks (C and C') and sedimentary and igneous rocks (D and D'). Yellow arrows indicate clayey coatings on the grain surfaces or in the form of bridges between them. Blue arrows indicate loose clay coatings, with no internal grain. Green arrows indicate fragments of oxidized rock, chemically weathered. Red arrows indicate fragments of igneous rocks. Orange arrows indicate fragments of sedimentary rocks.

In sedimentary rocks (Figure 3.5C), the soils show open monic to pelicular microstructures, with simple packing voids. The coarse grains are rounded to subrounded, not controlled by the schistosity of the rocks. This indicates that the grains must be rounded by the frost action processes. Clay coatings are common and exhibit internal granostriated b-fabric. Some coatings do not contain internal grains, like onion skins features described by Fitzpatrick (1984). These features are composed by 2:1 clay minerals. With the expansion of clays, these coatings separate from the grains. Ice lenses grow in the space between them, inducing the formation of desiccation zones (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004). By drying, these features become very stable and remain in the soil even after the erosion of grains. Some pedons, such as P29 (Figure 3.5 D and D'), present a combination of igneous and sedimentary rocks (micromorphological evidences). This occurs because this pedon is associated with the sedimentary rocks, but it is located near igneous rock outcrops, taking the mixture of parent materials.

4. Discussion

4.1. Lithological diversity and landscape domains

Periglacial geomorphology is a part of cold-region geomorphology and includes a mix of glacial, periglacial, and azonal processes that assume diverse appearances in the cold non-glacial regions of the planet (FRENCH, 2007). Considering identified landforms in the PHP, the geomorphological processes can be associated with lithological diversity influence, featuring two main landscape domains. The eastern portion, where periglacial processes on igneous rocks are dominant, and the western the domain is the paraglacial processes on sedimentary rocks (Figure 3.6). A brief description of each domains is given below.

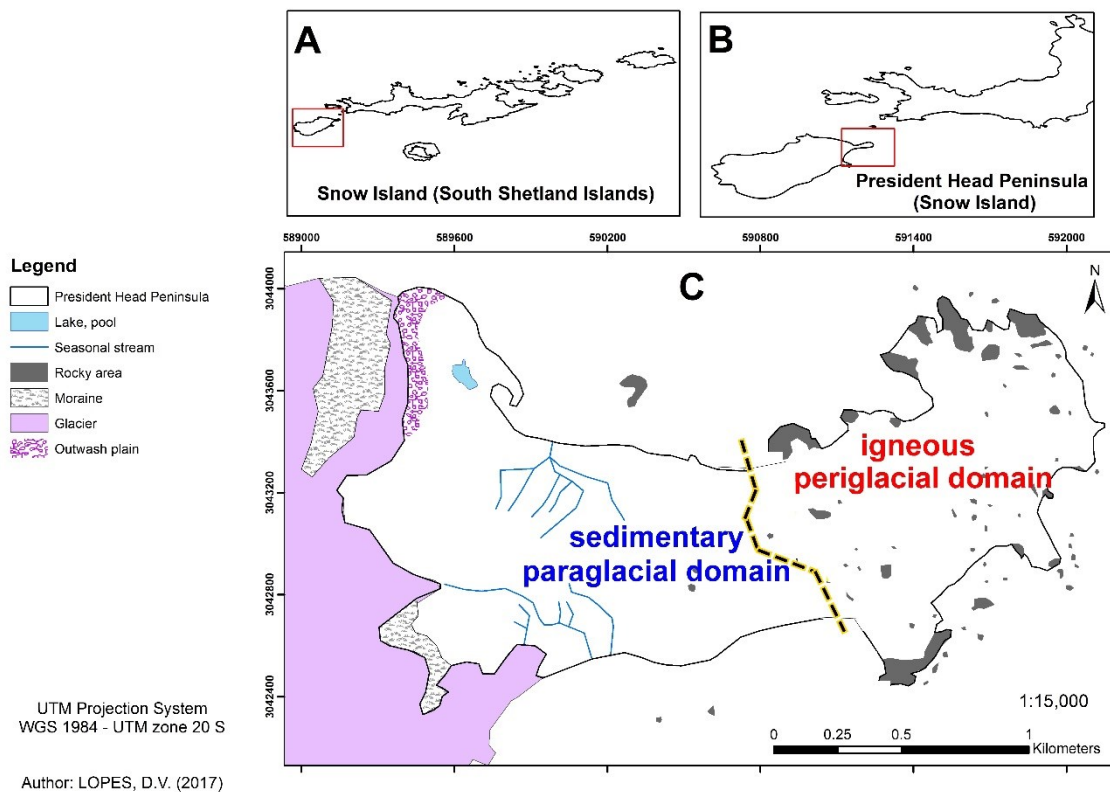


Figure 3.6: Landscapes domains of President Head Peninsula, Snow Island, Antarctica, according to landforms, geomorphological processes and lithological diversity.

4.1.1. Periglacial environment on igneous rocks

The eastern sector is characterized by Holocene beaches, terraces and plateaus interspersed with many rocky outcrops (Figure 3.1; Table 3.4). These outcrops are formed by resistant igneous rocks of andesitic composition, affected by hydrothermal metamorphism. The beaches are narrower than in the western part of Peninsula. There are many erratic rocky blocks along the coast, as well as accumulations of wind-blown sands. A similar periglacial landscape was described by Francelino *et al.* (2011), on King George Island, Maritime Antarctica, where narrow gravelly beaches, with variable amount of sand and boulders.

Two types of marine terraces were recognized in the eastern sector: vegetated and non-vegetated (Figure 3.1). Comparatively, vegetated terraces occur at higher altitude and suggest greater soil development. Their higher stability is inferred from less erosional features and greater pebbles/cobbles fragmentation, hence indicating an older development of these vegetated marine terraces. The stability affords soil formation and higher nutrient availability. The presence of fauna (marine elephant colonies and flying birds) is additional factors that enhance vegetation colonization, forming an exuberant mosses carpets.

The eastern sector has high plateau, with the most developed soils of the Peninsula. This plateau contains characteristic frost action features, permafrost and patterned ground. The plateau is bordered by talus slopes, or rocky slopes where common occur rockfalls. These slopes separate the plateaus from the coastal domain, with uplifted marine terraces and Holocene beaches (Figure 3.1).

4.1.2. Paraglacial environment on sedimentary rocks

Paraglacial domains are characterized by the adjustment of glacial to nonglacial conditions, with intense erosion and glacial-isostatic uplift. Consequently, it presents debris-slopes, wind and fluvial processes (DAVIES *et al.*, 2013). In the western sector of PHP, it is common the presence of slopes covered by talus, associated with greater fragility of the sedimentary rocks and cryoclastic process (Figure 3.1). The substrate disintegration is influenced by the rock nature (mineral composition, texture and structure). The mudstone shows a tendency to fragmentation along cleavage planes, while the sandstone disaggregates into individual grains. Similar behavior for these rocks is observed by Campbell and Claridge (1987).

The western part presents a higher performance of erosive processes, with less soil development. Holocene beaches and terraces are extensive, with no vegetation (Figure 3.1). The concentration of nivation niches indicate snow accumulates in winter, and in the summer, the thawing promotes the sediments transport responsible for the landscape denudation. Rills mark the dissected landscape, these are also associated with ice melting during the summer and show the role of fluvial processes in the paraglacial environment. Some rills are more than 1.5 m deep. The fragility of the rocks, mainly for the mudstone (Table 3.1), seems to contribute to this deepening. Erosion in the paraglacial domain is an important agent of rock destruction, formation of regolith and landscape transformation in Antarctica (CAMPBELL and CLARIDGE, 1987; FRANCELINO *et al.*, 2011).

In King George Island, along the coast, rills were identified that descend from the higher platforms and form braided, some take lakes, others cross terraces (FRANCELINO *et al.*, 2011). Most of these channels have nival regime, characterized by the maximum melting in the summer (FRANCELINO *et al.*, 2011). Rills were also recorded on James Ross Island, fed by the melting of snowfields and glaciers, their transfer variably in diurnal, weekly and monthly

schedules (DAVIES *et al.*, 2013). In the President Head Peninsula, rills are interpreted as glacial-fluvial channels on paraglacial environment.

Scarce upper plateaus were observed in the western sector. These surfaces may have formed by the glacier retreat, but the landscape denudation have eroded most of it. These plateaus are associated with igneous intrusions within sedimentary rocks, and are probably sustained by these intrusions. This leads us to believe that there is a great difference in resistance between these rocks.

4.2. Soils-landforms relationships

Landforms and their predominant soils reflect processes that may or may not be linked to permafrost presence. The soil-landscape relationship is important indicator of the environments and their dynamics (DELPUPPO *et al.*, 2017; FRANCELINO *et al.*, 2011; LOPES *et al.*, 2017; LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012; MICHEL *et al.*, 2014; MOURA *et al.*, 2012; POELKING *et al.*, 2015; SCHAEFER *et al.*, 2015).

Marine terraces constitute the spatially dominant landform and present Cryofluvents (SOIL SURVEY STAFF, 2014) as predominant soils (P1 and P21), in both domains (igneous periglacial and sedimentary paraglacial). These soils have low clay content (<12%) and high amount of sand (> 79%), mainly coarse sand. The coarse fraction (>2mm) is also high (>40%) and constituted by rounded pebbles.

The carbon content is higher if considered the other soils of the study area (> 3%). In addition, these soils have high Al saturation (>13%), are chemically poor and with high potential acidity (between 8.5 and 9.7 cmolc.dm⁻³). These areas represent unique terrestrial ecosystems that deserve to be analyzed in greater detail (item 4.4). The XRD revealed the presence of vermiculite, kaolinite, mica, goethite and quartz. The presence of quartz in the clay fraction indicates that physical weathering is capable of fragmenting this mineral down to claysized materials (MOURA *et al.*, 2012). The presence of kaolinite in Antarctic soils is rather unusual, although it has been detected in previously study (SCHAEFER *et al.*, 2015; SIMAS *et al.*, 2007). The presence of kaolinite indicates chemical weathering of primary minerals (SIMAS *et al.*, 2007).

The upper plateaus of the igneous periglacial domain present different soils, which constitute the most developed soils of the PHP. Some of these were classified as Glacic Haploturbel (P3 and P12) (SOIL SURVEY STAFF, 2014), with permafrost and cryoturbation

features. They are eutrophic, with low Al saturation (<1%), high K (0,46 to 0,97 cmolc.dm⁻³), Ca (8.9 to 11.4 cmolc.dm⁻³) and Mg (7.4 to 10.8 cmolc.dm⁻³) and pH close to neutrality (between 6.1 and 7.1). The XRD indicate the presence of vermiculite, montmorillonite, plagioclase and mica.

Other soils found in their upper plateaus are Hemic Glacistel (P15) and Lithic Cryorthent (P18), both at the eastern portion of the Peninsula. They are soils with extremely distinct properties. P15 is an organic soil, located in a closed depression with mosses inside plateau, have permafrost, high CEC (23.0 cmolc.dcm⁻³), high Al saturation (49.8%) and OC (41.8%). P18 is eutrophic (70.3%), has high CEC (24.9 cmolc.dcm⁻³), and base sum (17.5 cmolc.dcm⁻³), and their pH is 5.3. These results are like soils formed by igneous materials on Livingston Island identified by Moura *et al.* (2012).

On the sedimentary paraglacial domain, the soils are less developed. Glacic Haploturbel (P19) it's an exception. This pedon was identified in the residual upper plateau with patterned ground on sedimentary domain, but derived from igneous rock (tuffs). The typic soils of this domain are not affected by permafrost or cryoturbation, such as Typic Cryorthent (P25) and Lithic Cryorthent (P29). Pedon P26 also represent an anomaly in the sedimentary domain. This soil is associated with basalt/andesite intrusion. As highlighted, it is important to consider that intrusions of igneous rocks can occur in the sedimentary domain.

Pedon P19 (Glacic Haploturbel) and P29 (Lithic Cryorthent) are formed by different parent materials, but have similar physical and chemical properties, such as clay content (21 and 24% respectively), high SB (between 94.0 and 96.7%), pH values (between 6.5 and 6.8) and low OC (between 1.0 and 1.1%). The micromorphological analyses showed that in some superficial horizons on sedimentary domains occur mixtures of igneous and sedimentary rocks (Figure 3.5D and D'). Normally, these pedons are located on dissected plateaus or hills with upper plateaus or rock outcrops supported by igneous rocks around. Pedon P29 have their chemical properties clearly affected by the presence of igneous rock fragments, such as high SB with high levels of Ca and Mg. Soils of sedimentary rocks can be affected by igneous rocks because they are always in lower levels of the landscape.

Pedon P25 is a typical soil derived from sedimentary rock, in this case a mudstone. This soil presents clay texture, high clay content (45%), dark colors (2.5YR), pH close to neutrality (6.1), is eutrophic (92.8%) and has low exchangeable acidity (1.3 cmolc.cm⁻³) (Table 3.6). The young degree of development of these soils (proximity of the parent material), favors their greater nutritional availability.

For the soils in paraglacial on sedimentary rocks domain, XRD indicate the presence of vermiculite, montmorillonite, mordenite, mica and goethite. The highest chemical index of alteration of PHP is 79.63 in P25 (Table 3.7). Oxidation of pyrite has resulted in acid sulfate weathering, with precipitation of jarosite (and/or natrojarosite) and intense weathering may lead to the formation of goethite (LOPES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2006).

4.3. Permafrost, patterned ground and lithological influence

Periglacial geomorphology is based in freezing/thawing processes and its associated landforms, with emphasis on permafrost (FRENCH, 2007). Permafrost is a sensitive indicator of climate change due to the effects on its thermal regime (ERMOLIN; ANGELIS; SKVARCA, 2002). Maritime Antarctica is one of the regions in the world currently affected by the greatest air warming (TURNER *et al.*, 2005; TURNER; OVERLAND; WALSH, 2007) and provides opportunity to understand the impacts of climate change on permafrost (GUGLIELMIN, 2012). In the PHP, permafrost occurs at different depths, in some cases associated with patterned ground (Table 3.3).

Patterned ground is a very widespread Antarctic landform in which the soil surface is covered by a more or less symmetrical pattern of polygonal features (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). This is the most common periglacial feature of the South Shetlands Archipelago (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). In the PHP, permafrost and patterned ground are associated only the top of the plateaus, exclusively on igneous rocks. Permafrost was not identified in coastal areas, in sedimentary rocks and altitudes below 69 m a.s.l. (Table 3.3).

The relief in the South Shetlands Archipelago is organized according to altitude, topography, lithology and snow cover. Lopez-Martinez *et al.* (2012) indicated that low altitudes, near the coast, show less occurrence of periglacial processes. In the upper positions, however, the frost action is quite characteristic. In Livingston Island, for example, soils derived from volcanic tuffs occur in smooth slope to plane surfaces on top the plateaus and are submitted to intense cryoturbation, occurrence of patterned ground and permafrost from 53 cm depth (MOURA *et al.*, 2012). The results found in President Head reinforce these relationships and add that the lithological influence must be considered.

The lower resistance of sedimentary rocks causes the differently response for the frost action in comparison to igneous rocks. The greater porosity, schistosity, the strata with compositional variation and the minerals with smaller size of sedimentary rocks potentiate the

cryoclastic effect, frost actions processes and the mass movement. Together, these conditions restrict the permafrost establishment.

Frost creep and gelifluction are soil mass movements more common in South Shetlands archipelago. These processes do not depend the permafrost existence, but may be favored by their (BENEDICT, 1976). Where insufficient sources of moisture occur, permafrost may be required for soil movement. In turn, where moisture is not a limiting factor, such as areas fueled by melting snow banks, permafrost is not required (BARSCH, 1993).

In the PHP, gelifluction associated with permafrost dynamics occur in the upper plateaus (> 60 m), to be associated with permafrost degradation. In the Fildes Peninsula (MICHEL *et al.*, 2014), gelifluction increase with altitude and were not identified below 20 m altitude. In other locations in South Shetlands, on upper platforms (above 50 m.a.s.l.), soil mass movement prevailed in environments dominated by permafrost (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012). In these areas, however, the association between gelifluction and permafrost was almost always analyzed on igneous substrates. In the President Head is not different. But, mass movement more intense is observed in paraglacial areas with sedimentary rocks, always associated with nivation niches melting. The geomorphological results are more dissected landforms, with low altitudes and superficial area.

4.4. Landforms like a landscape evolution indicator

The area occupied by the landforms in the sedimentary and igneous rocks (Table 3.4) reveals the predominance of distinct geomorphological processes. In sedimentary rock, where prevailed paraglacial processes, domain the landforms outwash plain, moraines and extensive talus slopes (70% of the Peninsula's talus), has wide terraced areas (76% of the Peninsula terraces), with absent vegetation, and vast beaches (71% of the beaches of all Peninsula) (Table 3.4).

The major occurrence of talus in the sedimentary paraglacial domain (Table 3.4) is related to the greater fragility of the sedimentary rocks, the cryoclastic processes and the advances of the glaciers during the winter, mainly in the coastal area, that causes the plateaus erosion. Besides the active fluvio-glacial erosion, the Paraglacial domain is more susceptible to the wind performance. This is because much of the surface does not have vegetation cover, even in the higher levels of the marine terrace. Only in some rock outcrops we registered lichens and algae.

The joint action of soil formation and erosion explains the plateaus evolution in PHP (Figure 3.7). The soil formed on the higher surfaces is transported and deposited along the slope. If the rocks offer mechanical resistance (periglacial domain), the landscape will be characterized by talus cones. If rocks were less resilient, such as sedimentary rocks, the accelerated production of debris promote the slopes retreat and plateaus lowering, forming the talus slopes through the cones coalescence. The erosion of the paraglacial area has depressed surfaces (few areas with plateaus higher than 60 m are found), exposed sedimentary rocks and fossils, which are found in abundance in this part, and formed young and unstructured soils.

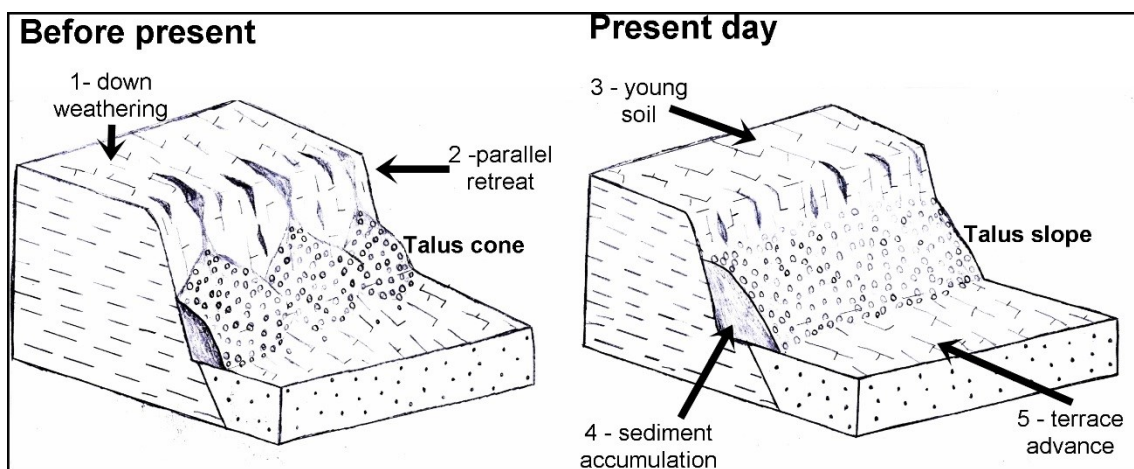


Figure 3.7: Illustration shows that the slope retreat and the increase of soil erosion in the upper plateaus, can lead to the talus cone formation. The coalescence of the cones may give origin to talus slopes.

The greater stability of the igneous periglacial domain favored the fauna occupation, mainly in the marine terraces interspersed with rock outcrops, which finds excellent shelters in this ecosystem. The higher terraces are the main occupied landforms. The profiles P1 and P21, for example, presented 118.8 and 374.6 mg.dm⁻³ of P, which indicates excrement contribution and the phosphatization process. Although incipient when compared to other areas colonized by penguins of the Maritime Antarctic, the fauna-substrate interaction is important conditions in the patterns of vegetation occupancy in Antarctica.

In addition to phosphatization, continuous vegetation cover is associated with more humid areas, which is sufficient to promote percolation, leaching and consequently higher chemical weathering performance (MICHEL *et al.*, 2006; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1984). The existence of nivation niches on south-facing slopes suggests that vegetated terraces (located in the southern part of the Peninsula) (Figure 3.1) receive much moisture from the snows melting, favoring the development of the flora.

The base leaching of these sandy substrates favors the acidic pH recorded, 4.12 and 4.55, respectively. In Hope Bay, Antarctica, Schaefer *et al.*, (2015) associated lower pH values with microbial degradation of organic matter. The soils of the PHP terraces have high levels of organic C compared to other soils (ranging from 7.8 to 3.1%). It is noteworthy that these soils also present high saturation by Al (between 13.2 and 24.7%).

Antarctic biota (fauna and flora) promote significant ecosystem changes, giving rise to exceptional landscapes and soils. The Antarctic seas are extremely rich in all forms of marine life and exhibit high biological productivity. Some animals, such as penguins and seals, derive their food from the sea and use the land for breeding. These animals are very important in transporting nutrients from marine to terrestrial ecosystems (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). These dynamics influences the processes of chemical weathering and soil formation in these environments (MICHEL *et al.*, 2006).

4.5. Environmental planning and conservation

Antarctica is considered a vital area for the global climate and is the part of the world least disturbed by anthropogenic impact (GUGLIELMIN, 2012). Nevertheless, due to the increasing anthropic activity in the South Shetlands Islands, the understanding and mapping of Antarctic terrestrial ecosystems is essential for appropriate conservation and land use strategies (MICHEL *et al.*, 2014). Information on local geomorphology can aid the environmental planning. In Antarctica, the conservation planning needs to consider the biological connections between ecosystems (TERAUDS *et al.*, 2012).

Biogeographic patterns emerge from an interaction with the environment, its evolutionary history and the characteristics of the organisms' life history (TERAUDS *et al.*, 2012). Thus, information about geomorphology and pedology can support planning and preservation practices that aim to maintain the functioning of Antarctic terrestrial ecosystems.

Non-vegetated marine terraces, for example, are most suitable in the PHP for installation of possible human activities, such as research camps or the building of a scientific station. The proximity to nivation niches (fresh water source), wind protection (area surrounded by upper plateaus to the north and west, and still protected by rocky outcrops to the east), location near the coast (facilitating the landing with the use of boats) geomorphological stability and the low occupation of the fauna and flora suggest the possibility of using the area with minimal environmental impacts.

5. Conclusions

- This work presents the first systematic geomorphological characterization and mapping from President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica. The island presents geomorphological complexity influenced by lithological diversity, paraglacial, periglacial and coastal processes.
- The PHP was divided into 2 landscapes domains, sedimentary with paraglacial processes and igneous with periglacial processes.
- Paraglacial domain presents soils considered as immature and poorly developed, represent typical unstable environment with predominance of morphogenesis over pedogenesis. The extensive Holocene beaches, large non-vegetable terraces and expressive talus slopes suggest the greatest erosion (fluvial, gravitational and wind) performance of this area, always influenced by low resistance of sedimentary rocks.
- Periglacial domain has many rocky outcrops, interspersed with Holocene beaches. The existence of vegetated terraces unique to this part suggests the greater stability and greater nutrients availability. Landforms associated with gelifluction, patterned ground and permafrost were only observed on upper plateaus, which are absent on terraces and beaches.
- The geomorphology information is not only important in understanding Antarctic ecosystems changes. Environment planning needs to account for natural geomorphic events. Geomorphology, as a critical component of physical geography, is needed to understand natural landform changes, preparing for land use and ecosystem preservation.
- Geomorphological mapping is essential for constructing the interpretation of the lithological influence. The contributions on soil types and the soil-landforms relationships broaden the discussion about geomorphology and allow us to understand the main processes involved in landscape evolution.

References

- ALVAREZ, V. H. V. *et al.* Determinação e uso do fósforo remanescente. *B. Inf. SBCS*, v. 25, p. 27–32, 2000.
- BAÑÓN, M., JUSTEL, A., VELÁZQUEZ, D., QUESADA, A. Regional weather survey on Byers Peninsula , Livingston Island , South Shetland Islands , Antarctica. *Antarct. Antarct. Sci.* 25, p. 146–156, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1017/S0954102012001046>>
- BARSCHE, D. Periglacial geomorphology in the 21st century. *Geomorphology*, v. 7, n. 1–3, p. 141–163, 1993.
- BENEDICT, J. B. Frost creep and gelifluction features: A review. *Quaternary Research*, v. 6, n. 1, p. 55–76, 1976.
- BOCKHEIM, J. G. Properties and classification of cold desert soils from Antarctica. *Soil Science Society of America Journal*, v. 61, n. 1, p. 224–231, 1997.
- BOCKHEIM, J.G; BALKS, M.R.; MCLEOD, M. ANTPAS guide for describing, sampling, analyzing and classifying soils of the Antarctic region. *Earth, ANTPAS*, p. 1-12, 2006.
- BURN, C. R. Periglacial landforms. Permafrost. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, p. 2191–2199, 2007.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Amsterdam: Elsevier, 1987. 407p. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21275626>>.
- CANTRILL, D. J. Early Cretaceous fern foliage from President Head , Snow Island , Antarctica. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, v. 22:3, p. 241–258, 1998.
- DAVIES, B. J. *et al.* Landscape evolution and ice-sheet behaviour in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 381, n. 1, p. 353–395, 2013. Disponível em: <<http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP381.1>>.
- DELPUPO, C., *et al.* Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. *Geomorphology*, p. 1–13, 2014.
- DELPUPO, C. *et al.* Soil and landform interplay in the dry valley of Edson Hills, Ellsworth Mountains, continental Antarctica. *Geomorphology*, v. 295, p. 134–146, 2017. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X16309540>>.
- ERMOLIN, E.; ANGELIS, H.; SKVARCA, P. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. *Annals of Glaciology*, v. 34, p. 184–188, 2002.
- FRANCELINO, M. R. *et al.* Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Catena*, v. 85, n. 3, p. 194–204, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2010.12.007>>.

FRENCH, H. M. *The Periglacial Environment*. 3. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 479p.

GUGLIELMIN, M. Advances in permafrost and periglacial research in Antarctica: A review. *Geomorphology*, v. 155–156, p. 1–6, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.008>>.

GUTIÉRREZ, F.; GUTIÉRREZ, M. Periglacial Landforms. In: GUTIÉRREZ, F.; GUTIÉRREZ, M. *Landforms of the Earth*. 1. ed.: Springer International Publishing, p. 221–236, 2016.

HATHWAY, B.; LOMAS, S. A. The Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, p. 43–67, 1998.

LOPES, D. V. *et al.* Solos e Evolução da Paisagem em Ambiente Periglacial na Península Barton, Antártica Marítima. *Revista do Departamento de Geografia USP*, v. 0, n. spe, p. 259–267, 2017. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/132721>>

LOPES, D.V. *et al.* Concretionary horizons, unusual pedogenetic processes and features of sulfate affected soils from Antarctica. *Geoderma*, v. 347, n. March, p. 13–24, 2019. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706117314337>>.

LOPEZ-MARTINEZ, J. *et al.* Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, v. 155–156, p. 62–79, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.018>>.

MANN, D.H., SLETTEN, R.S., UGOLINI, F.C., Soil development at Kongsfjord, Spitsbergen. *Polar Res.*, 4: p. 1-16, 1986.

MICHEL, R.F.M. *et al.* Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from maritime Antarctica; pedogenesis, vegetation, and carbon studies. *Soil Science Society of America Journal.*, v. 70(4), n. October, p. 1370–1376, 2006.

MICHEL, R.F.M. *et al.* Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, p.76-86, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.041>>.

MOURA, P. A. *et al.* Distribution and characterization of soils and landform relationships in Byers Peninsula, Livingston Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155–156, p. 45–54, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.011>>.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 299, n. 5885, p. 715–717, 1982.

PEREIRA, T. T. C. *et al.* Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Geoderma*, v. 209–210, p. 98–109, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.012>>.

POELKING, E. L. *et al.* Soil-landform-plant-community relationships of a periglacial landscape on Potter Peninsula, maritime Antarctica. *Solid Earth*, v. 6, n. 2, p. 583–594, 2015.

- RODRIGUES, W.F. *et al.* Soil-landscape interplays at Harmony Point, Nelson Island, Maritime Antarctica: Chemistry, mineralogy and classification. *Geomorphology* 336, p. 77–94, 2019. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.030> >
- SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, n. 1–2, p. 104–115, 2008.
- SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Soils and Landforms at Hope Bay, Antarctic Peninsula: Formation, Classification, Distribution, and Relationships. *Soil Science Society of America Journal*, v. 79, n. 1, p. 175–184, 2015.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (Cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays and Clay Minerals*, v. 54, n. 6, p. 721–736, 2006.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.
- SOIL SURVEY STAFF. Keys to soil taxonomy. *Soil Conservation Service*, v. 12, 2014. 410p. Disponível em: <http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051546.pdf>.
- TATUR, A.; MYRCHA, A. Ornithogenic soils on King George Island, South Shetland Islands (Maritime Antarctic Zone). *Polish Polar Research*, v. 5, n. 1–2, p. 31–60, 1984.
- TERAUDS, A. *et al.* Conservation biogeography of the Antarctic. *Diversity and Distributions*, v. 18, n. 7, p. 726–741, 2012.
- TURNER, J. *et al.* Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.*, v. 25, n. February, p. 279–294, 2005.
- TURNER, J.; OVERLAND, E.; WALSH, J. E. An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change. *International Journal of Climatology*, v. 27, n. September 2006, p. 277–293, 2007.
- UGOLINI, F.C., CORTI, G., CERTINI, G. Pedogenesis in the sorted patterned ground of Devon Plateau, Devon Island, Nunavut, Canada. *Geoderma*, 136, p. 87–106, 2006.
- VAN VLIET-LANOË, B. Frost action. In: STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (eds). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, p. 81-108, 2010.
- VAN VLIET-LANOË, B.; FOX, C. A., GUBIN, S. V. Micromorphology of cryosols. In: Kimble, J. M. (Ed.). *Cryosols- permafrost affected soils*. Springer, p. 365-390, 2004.
- VAN VLIET-LANOË, B.. Frost and soils: implications for palaeosols, palaeo-climates and stratigraphy. *Catena*, 34: p. 157-183, 1998.
- YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, v. 19, n. 13, p. 1467–1476, 1988.

CAPÍTULO 4

SOIL FORMATION, CLASSIFICATION AND DISTRIBUTION IN DIFFERENT LITHOLOGICAL GROUPS IN SNOW ISLAND, MARITIME ANTARCTICA

Abstract

During the last decade, much effort has been made to increase knowledge on Antarctic soils, soil forming processes, distribution, landforms-soils relationships and influence in landscape modification. Snow Island, Maritime Antarctica, one of the least studied areas, although it possesses a high lithological diversity, representing an ideal place for pedological research. This study aims to analyze the soil genesis on igneous and sedimentary lithological groups at Snow Island, and to determine the soil properties, classification and distribution. Thirty pedons were collected, described and analysed (morphological, chemical, physical, mineralogical and micromorphological properties). The mineralogy was identified by X-ray diffraction. Undisturbed soil samples were collected for micromorphological descriptions. The soil map was produced which represents the spatial distribution of pedon in the area. We identified 5 soil groups: (1) Entisols derived from igneous, sedimentary rocks, and marine sediments (2) Inceptisols derived from igneous and sedimentary rocks, (3) Gelisols derived from igneous rocks, (4) phosphatized soils and (5) paludized soils. The areas with igneous rocks are the most pedodiverse. Typic Cryofluvents is the dominant soil unit. Typic Haploturbels are fully associated with permafrost and patterned ground in upper plateaus. The formation of patterned ground occurs mainly in tuffs, probably influenced by greater disposition for fragmentation, clay generation and separation between coarse and fine grains. Ornithogenic soils area associated with fly bird's nests in rock outcrops coastal areas, but conspicuous phosphatization processes, also occur in marine terrace by excreta deposition of the elephant seals colonies.

Keywords: pedogenesis; cryosols; periglacial soils; permafrost.

1. Introduction

Antarctica is characterized by weak soil development and strongly linked to parent material conditions, due to a general low chemical weathering (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). The wide variety of climates at the regional scale directly influence the soil properties and their distribution (BOCKHEIM, 2015). In local scales, other factors, such as parent material and biological activity, has greater role in the pedogenesis control. Soils affected by faunal activity (ornithogenic soils) or developed from sulfide-bearing rocks (sulphate soils), for example, are more developed due to the acidity generated by guano decomposition (phosphatization) and sulfide oxidation (sulfurization) (LOPES *et al.*, 2019b; MICHEL *et al.*, 2006; SIMAS *et al.*, 2006; SIMAS *et al.*, 2007; SIMAS *et al.*, 2008; DELPUPO *et al.*, 2014; TATUR *et al.*, 1993; TATUR; MYRCHA, 1989, 1984).

From 1960 to 2000, Antarctic soil research focused on describing the soils and understanding their age and genesis. Since 2000, with new technologies (GPS, high-resolution satellite data, detailed digital elevation models and others) opportunities have arisen to develop detailed soils map to clarify the soil-landscape interactions at a local scales (BALKS *et al.*, 2013). During the last decade, much effort has been made to increase knowledge on Antarctic soils, soil forming processes, distribution, landforms-soils relationships and influence in landscape modification (BOCKHEIM *et al.*, 2013; BOCKHEIM, 2015; DELPUPO *et al.*, 2014; LOPES *et al.*, 2019b; MICHEL *et al.*, 2014; SCHAEFER *et al.*, 2017; SCHAEFER *et al.*, 2015; VIEIRA *et al.*, 2010).

Soils properties offer important information for a better understanding of the functioning of Antarctic terrestrial ecosystems (MICHEL *et al.*, 2006; SIMAS *et al.*, 2007; DELPUPO *et al.*, 2014; TATUR *et al.*, 1993; TATUR; MYRCHA, 1989). Under increasing human pressure on Maritime Antarctica, better understanding of its terrestrial environment is crucial for developing conservation strategies.

Snow Island, located in the South Shetlands Archipelago, Maritime Antarctica, one of the least studied areas, although it possesses a high lithological diversity, representing an ideal place for pedological research. This study aims to analyze the soil genesis on igneous and sedimentary lithological groups in Snow Island, and to determine the soil properties, classification and distribution.

The results will allow an understanding of the main soil-forming processes with new approaches can be assessed through the analysis of soils morphological, physical, chemical,

mineralogical and micromorphological characteristics in this periglacial environment. These results may extend the current debate of impacts of climate change on dynamic terrestrial ecosystem, being able to improve knowledge of Antarctic soils sensitivity (especially in permafrost-affected soils). Besides the report, results will also provide a baseline that embraces conservation and preservation of the Antarctic terrestrial ecosystems.

2. Material and methods

2.1. Study area

Like the rest of the South Shetlands archipelago, Snow Island is almost completely glaciated. President Head Peninsula (PHP) ($62^{\circ} 43'54.7''\text{S}$; $61^{\circ} 14'03.7''\text{W}$) is the easternmost headland of the Island and is the largest ice-free area. The region experiences a sub-Antarctic cold moist maritime climate, with -2.8°C of the average annual temperature of the air (period 2002–2010), and relatively high annual precipitation, ranging from 500 to 800 mm (BAÑÓN *et al.*, 2013).

Mesozoic rocks outcrops occur in PHP (CANTRILL, 1998; SMELLIE *et al.*, 1984). This area is a small promontory (2.6 km length) with sedimentary and igneous rocks of the Byers Group (HATHWAY; LOMAS, 1998). This group include fossiliferous rocks, ranging from Late Jurassic to Early Cretaceous (SMELLIE *et al.*, 1984), with green sandstone, grey siltstone, dark mudstones and rare thin conglomerates (HATHWAY; LOMAS, 1998; SMELLIE *et al.*, 1984). The eastern part of President is formed by andesitic basalt and tuffs (SMELLIE *et al.*, 1984), belonging to Antarctic Peninsula Magmatic Arc (HATHWAY; LOMAS, 1998).

Due to lithological diversity, PHP can be divided in two rock groups: sedimentary (SR) and igneous (IR). In addition, sediments deposited on ancient and current beaches (CBS) can be found in coastal areas. According to Lopes *et al.* (2020) (unsubmitted), the lithological influence determines the geomorphological processes. Their authors compartmentalized PHP into two landscape domains: 1) Sedimentary Paraglacial, the western part with a dissected plateau, topography underlain by a sequence of Juro-Cretaceous sediments. This domain is strongly eroded by rills formed by active meltwater streams. 2) Igneous Periglacial, the eastern

part of the Peninsula with a flat-topped plateau at about up to 70 m a.s.l. The periglacial processes reworked this domain in different degrees. In the South Shetland Islands permafrost is regarded as sporadic or inexistent in altitudes below 20 m a.s.l., and occurs more or less discontinuously in altitudes from 30 to 150 m a.s.l. (BOCKHEIM *et al.*, 2013; LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012; SERRANO; LOPEZ-MARTINEZ, 2000). In the President Head up to 50 m a.s.l. we identified uncontinuous permafrost and patterned ground.

2.2. Soil characterization

Thirty (30) pedons were collected in President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Soil sampling was performed during the austral summer, in January and February of 2017. The sampling design aimed to represent the different geological groups: IR, SR and CBS (Table 4.1). Soil sampling and morphological descriptions followed the recommendations of Bockheim (1997), described and sampled based on the Antarctic Permafrost and Soils criteria (BOCKHEIM; BALKS; MCLEOD, 2006). Soil pits were dug down to the lithic contact or to the permafrost table. Soils were classified according the Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2014).

Dry soil colors were determined using the Munsell Chart. Soil samples were air-dried and sieved to 2 mm and submitted to chemical and physical analyses (EMBRAPA, 1997). Soil texture was analyzed by slow mechanical dispersion of < 2 mm soil samples in pH 10 distilled water, sieving and weighing of coarse and fine sand, sedimentation of silt + clay. Soil textural classes were determined using a soil textural chart (Coarse Sand 0.2 – 2 mm, Fine Sand 0.05 – 0.2 mm, Silt 0.002 – 0.05 mm and Clay < 0.002 mm).

Soil pH was measured with a glass electrode in a 1:2.5 suspension (v/v soil and deionized water). The potential acidity (H + Al) was extracted by 1 M ammonium acetate solution at pH 7. Exchangeable Ca^{2+} , Mg^{2+} and Al^{3+} were extracted with 1 M KCl, were determined by atomic absorption. Exchangeable K^{+} and Na^{+} were determined by flame emission after Mehlich-1 extraction. From these results, the sum of bases (SB), base saturation (V) and cation exchange capacity (CEC) were calculated.

The available phosphorus content (P_M) was determined by a Mehlich-1 extraction solution. The total organic carbon (OC) was determined by wet oxidation (YEOMANS; BREMNER, 1988). The P adsorption capacity of the soil was determined after stirring for 1

hour with 2.5 g of soil in 0.01 M CaCl₂ containing 60 mg of P L⁻¹. The suspension was filtered and the remaining P in solution (P-rem) was measured by photolorimetry (ALVAREZ *et al.*, 2000). Therefore, the lower the value of P-rem, the higher is the affinity of soils for the P in the solution.

Statistical analyses were performed, using Statistica Software 8.0, to examine relationships between variables in each soil group. Correlation was performed between physical and chemical soil properties. A correlation could be positive, when both variables move in the same direction or negative (one variable increase and other decrease). Correlations diagrams was created using Tableau Software 10.3.

The total contents of Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si, Ti, Co, Cr, Cu, Mn, P, Pb and Zr were determined with a X-Ray Fluorescence Spectrophotometer (model Shimadzu μ EDX-1300). The samples were ground and sieved through a 200 mesh screen prior to being pressed manually into a tablet form. The data of each metal was obtained from 4,000 points, from an incident ray of 50 μ m diameter. The accuracy was calibrated using the reference material Soil Montana II (SRM 2711a) and San Joaquin (SRM 2709).

The chemical index of alteration (CIA) was calculated based on the formula:

$$CIA = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \right) * 100 \quad (1)$$

Table 4.1. Location, general description and classification of the sampled soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Pedon	Geographic coordinate	Altitude (m.a.s.l.)	Rock group	Lithology	Landform	Depth to permafrost and characteristics	Classification Soil Taxonomy (SSS, 2014)
P1	S 62°43'41,5" / W 061°12'22,3"	12	Beach sediments (CBS)	Sediments	Terrace	No water saturation	Typic Cryofluent
P2	S 62°43'44,41" / W 061°12'14,8"	12		Sediments	Terrace	No water saturation	Typic Cryofluent
P21	S 62°43'50,4" / W 061°12'19,2"	8		Sediments	Holocene beaches	No water saturation	Typic Cryofluent
P22	S 62°43'49,2" / W 061°12'13,9"	6		Sediments	Holocene beaches	No water saturation	Typic Cryofluent
P3	S 62°43'51,8" / W 061°12'59,5"	63	Igneous rocks (IR)	Andesite.	Upper plateau	40 cm. Ice-cemented. Water saturation	Glacic Haploturbel
P4	S 62°43'51,3" / W 061°12'58,7"	63		Andesite.	Upper plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P5	S 62°43'53,5" / W 061°12'53,0"	72		Andesite.	Upper plateau	No water saturation	Lithic Cryopsamment
P6	S 62°43'46,9" / W 061°12'48,1"	70		Andesite.	Upper plateau	60 cm. Ice-cemented. Water saturation	Glacic Haploturbel
P7	S 62°43'47,4" / W 061°12'48,0"	73		Andesite.	Upper plateau	No water saturation	Lithic Cryopsamment
P8	S 62°43'56,8" / W 061°13'12,3"	60		Tuff	Intermediate plateau	50 cm. Ice-cemented. Water saturation. Patterned ground.	Typic Haploturbel
P9	S 62°43'53,2" / W 061°13'15,9"	52		Andesite.	Intermediate plateau	No water saturation	Typic Haplocryept
P10	S 62°43'53,9" / W 061°13'13,6"	60		Tuff	Intermediate plateau	50 cm. Ice-cemented. No water saturation. Patterned ground.	Typic Haploturbel
P11	S 62°43'53,6" / W 061°12'59,5"	83		Andesite.	Upper plateau	No water saturation	Typic Haplocryept
P12	S 62°43'59,0" / W 061°13'02,7"	82		Tuff.	Upper plateau	45 cm. Ice-cemented. Water saturation. Patterned ground.	Glacic Haploturbel
P13	S 62°43'51,3" / W 061°13'09,1"	89		Andesite.	Upper plateau	No water saturation	Lithic Haplocryept
P14	S 62°43'37,7" / W 061°12'36,8"	34		Basalt/Andesite	Lower plateau	No water saturation	Typic Cryorthent

P15	S 62°43'34,1" / W 061°12'30,6"	74	Basalt/Andesite	Upper plateau	40 cm. Ice-cemented. No water saturation.	Hemic Glacistel
P16	S 62°43'32,9" / W 061°12'35,9"	68	Basalt/Andesite	Upper plateau	No water saturation	Typic Haplocryept
P17	S 62°43'33,4" / W 061°12'40,2"	59	Basalt/Andesite	Upper plateau	70 cm. Ice-cemented. No water saturation.	Typic Psammuturbel
P18	S 62°43'32,9" / W 061°12'41,8"	67	Basalt/Andesite	Upper plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P19	S 62°43'53,3" / W 061°13'52,7"	63	Tuff	Upper plateau	30 cm. Ice-cemented. No water saturation. Patterned ground. Patterned ground.	Glacic Haploturbel
P20	S 62°43'59,9" / W 061°14'23,3"	48	Basalt/Andesite.	Intermediate plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P23	S 62°43'29,3" / W 061°12'0,7"	9	Basalt/Andesite	Holocene beaches.	Water saturation.	Ornithogenic Cryorthent
P26	S 62°43'59,8" / W 061°14'26,6"	46	Basalt/Andesite.	Intermediate plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P24	S 62°43'55,8" / W 061°14'06,6"	60	Siltstone	Intermediate plateau	No water saturation	Typic Haplocryept
P25	S 62°43'58,1" / W 061°14'13,8"	39	Dark Mudstone.	Lower plateau	No water saturation	Typic Cryorthent
P27	S 62°43'59,8" / W 061°14'27,0"	46	Sandstone.	Intermediate plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P28	S 62°43'56,4" / W 061°14'00,6"	53	Siltstone	Intermediate plateau	No water saturation	Typic Cryorthent
P29	S 62°43'52,5" / W 061°14'26,7"	16	Siltstone.	Intermediate plateau	No water saturation	Lithic Cryorthent
P30	S 62°43'56,4" / W 061°14'00,6"	53	Dark Mudstone.	Intermediate plateau	No water saturation	Typic Cryorthent

Sedimentary rocks (SR)

Oxides are expressed as molar proportions and CaO* is the calcium content of silicates and excludes CaO combined in carbonates and apatite. The CIA is based on the assumption that the dominant process during chemical weathering is the degradation of feldspars and the formation of clay minerals (NESBITT; YOUNG, 1982). Chemical weathering under free drainage conditions leads to leaching of Na⁺, K⁺, Ca²⁺ and concentration of Al.

The minerals present in the clay fraction were identified by X-ray diffraction (XRD). Oriented clays on ceramic plates were analyzed by XRD, after Fe-removal by dithionite–citrate–bicarbonate (DCB), Mg saturation, liquid glycerol solvation and K saturation (25°C, heating at 350°C and 550°C for 3h). The XRD employed a PANalytical X'Pert Pro Diffractometer using Co K α radiation (40 kV, 30 mA) in a range of 5-70° 2 θ at an increment of 0.008° 2 θ step s⁻¹.

Undisturbed soil samples were collected in some pedons for micromorphological descriptions. They were impregnated with polyester resin and subjected to preparation of polished blades (thin-sections 30 μ m) in the dimensions 1.8 x 30 x 40 mm for subsequent analysis in petrographic microscope Zeiss, Axiophot model, with integrated digital camera. The microstructural descriptions were based on Stoops (2003) and Stoops et al. (2010).

2.3. Soil mapping

For soil mapping, we used the free pathway method (EMBRAPA, 1995). The cartographic base was Sentinel-2 image (with 10 m of resolution), we used too field relationship to locate and delineate representative soil areas. ArcGIS 10.1 was used for data processing and map editing. The soil map was produced which represents the spatial distribution of pedon in the studied area. Thirty soils were mapped, representing the occurrence, location of soil processes, altitudinal and landforms distribution of each pedoenvironment.

3. Results

3.1. Soil morphology and physical properties

The soils of the PHP are deeper. Six pedons (P2, P14, P21, P22, P25 and P30) were deeper than 100 cm and ten (P1, P6, P8, P11, P12, P16, P17, P19, P24 and P28) were deeper than 50 cm (Table 4.2). Four soils (P8, P10, P12 and P19) have patterned ground (Table 4.1). Soils without cryoturbation were only observed in marine terrace and associated with sedimentary rocks, mainly close to the retreating glacier, suggesting a very recent formation and lithological influence.

Table 4.2. Physical and morphological properties of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Pedon	Depth	Structure ¹	Horizon boundary	Gravel ²	Coarse sand ³	Fine sand ³	Silt ³	Clay ³	Color (dry)	
-	Cm	-	-	%	kg.kg	kg.kg	kg.kg	kg.kg	-	
P1 - Typic Cryofluvent										
A	0-5	w m sbk	clear smooth	40,29	0,60	0,19	0,09	0,12	2,5Y	4/3
C1	5-15	Sg	abrupt smooth	18,84	0,65	0,12	0,04	0,19	2,5Y	4/4
C2	15-23	Sg	clear smooth	85,42	0,70	0,08	0,10	0,12	10YR	4/4
C3	23-45	Sg	clear smooth	95,14	-	-	-	-	10YR	4/4
C4	45-52	Sg	gradual irregular	65,18	0,71	0,04	0,12	0,13	10YR	4/3
C5	52+	Sg	-	78,83	0,76	0,03	0,08	0,12	10YR	4/3
P2 - Typic Cryofluvent										
D	0-20	-	-	100,00	-	-	-	-	variegated	
A	20-35	w m-f sbk	abrupt smooth	34,30	0,69	0,07	0,10	0,14	2,5Y	6/3
C1	35-57	Sg	clear smooth	77,20	0,87	0,01	0,05	0,08	2,5Y	6/4
C2	57-110+	Sg	-	40,38	0,90	0,03	0,02	0,06	2,5Y	5/3
P3 - Glacic Haploturbel										
A	0-10	w m sbk	gradual smooth	35,92	0,57	0,15	0,14	0,14	2,5Y	4/4
Cjff	10-40+	Sg	-	73,72	0,45	0,11	0,27	0,17	2,5Y	5/4
P4 - Lithic Cryorthent										
D	0-20	-	-	100,00	-	-	-	-	variegated	
C	20-45	w f gr-sg	gradual smooth	77,70	0,60	0,14	0,13	0,14	2,5Y	6/2
R	45+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P5 - Lithic Cryopsamment										
A	0-5	md m sbk	abrupt smooth	20,00	0,42	0,18	0,25	0,16	2,5Y	6/4
C	5-10/20	md m sbk	diffuse irregular	30,44	0,38	0,19	0,27	0,17	2,5Y	6/4
R	10/20+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P6 - Glacic Haploturbel										

A	0-10	md m sbk	clear irregular	24,49	0,57	0,23	0,08	0,12	2,5Y	5/2
Bjj	10-40	w m sbk	clear irregular	21,72	0,57	0,11	0,17	0,16	2,5Y	6/4
Cjff	40-60+	Sg	-	72,05	0,66	0,07	0,11	0,16	2,5Y	6/4
P7 - Lithic Cryopsammet										
A	0-20	w m-f sbk	gradual irregular	37,06	0,61	0,15	0,11	0,14	2,5Y	4/2
C	20-40	Sg	gradual irregular	16,44	0,55	0,12	0,16	0,18	2,5Y	5/4
R	40+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P8 - Typic Haploturbel										
A	0-30	w m sbk-gr	abrupt irregular	40,45	0,34	0,08	0,36	0,22	2,5Y	7/2
Chjff	30-50+	Sg	gradual irregular	64,39	0,46	0,08	0,24	0,22	2,5Y	7/2
2C	0-30	w m sbk-gr	gradual irregular	95,89	-	-	-	-	2,5Y	7/3
2Chjff	30-50+	Sg	-	44,14	0,45	0,16	0,26	0,14	2,5Y	6/3
P9 - Typic Haplocryept										
A	0-15/7	md f sbk	gradual irregular	27,85	0,48	0,21	0,19	0,12	2,5YR	6/3
Bht1	15/7-30	w m sbk	diffuse irregular	47,11	0,25	0,35	0,22	0,19	2,5YR	6/4
Bht2	30 -40	w m sbk	diffuse irregular	17,04	0,09	0,40	0,27	0,24	2,5YR	7/4
2Bht	40-67	w f-m sbk	gradual smooth	16,38	0,05	0,45	0,29	0,20	2,5YR	6/4
2Cht	67-70+	Sg	-	48,39	0,31	0,28	0,22	0,19	2,5YR	6/4
P10 - Typic Haploturbel										
A	0-25	st m-f sbk	clear smooth	12,81	0,39	0,32	0,14	0,16	2,5Y	6/3
Chjff	25-50+	Sg	clear smooth	65,46	0,44	0,21	0,18	0,17	2,5Y	7/4
2Chf	0-30	Sg	-	88,79	0,50	0,24	0,13	0,13	2,5Y	6/4
P11 - Typic Haplocryept										
A	0-8	w m sbk	diffuse smooth	46,20	0,59	0,19	0,10	0,12	2,5Y	3/3
Bt	8-30	w m-f sbk	abrupt irregular	21,71	0,56	0,13	0,17	0,14	2,5Y	5/4
Crt	30-50+	Sg	-	33,16	0,18	0,20	0,51	0,11	2,5Y	6/4
P12 - Glacic Haploturbel										
A	0-50	md m-f sbk	diffuse irregular	35,01	0,34	0,17	0,32	0,18	2,5Y	6/4
Chjff	50-70+	Sg	diffuse irregular	35,58	0,33	0,18	0,28	0,21	2,5Y	7/3
2Ch	0-20/30	Sg	diffuse irregular	100,00	-	-	-	-	variegated	
2Chf	20/30-50+		diffuse irregular	80,00	0,48	0,16	0,20	0,16	2,5Y	6/3
P13 - Lithic Haplocryept										
A	0-12	w m-f sbk	clear wavy	17,28	0,62	0,15	0,12	0,12	10YR	4/3
Bt	12-24	md m sbk	diffuse irregular	26,92	0,29	0,15	0,41	0,16	2,5YR	7/4
CR	24-45+	Sg	-	60,69	0,35	0,13	0,35	0,18	2,5YR	7/4
P14 - Typic Cryorthent										
A	0-18	Sg	clear smooth	66,27	0,68	0,12	0,08	0,13	10YR	4/2
C	18-62	Sg	abrupt irregular	83,12	0,83	0,03	0,05	0,09	10YR	7/4
2C1	62-110	Sg	abrupt irregular	66,29	0,87	0,01	0,05	0,08	10YR	7/6
2C2	110+	Sg	-	100,00	-	-	-	-	variegated	
P15 - Hemic Glacistel										
Oe1	0-10	w f gr	diffuse irregular	24,17	-	-	-	-	10YR	4/4
Oe2	10-18	w f gr	clear smooth	23,26	-	-	-	-	10YR	4/4
Ah	18-40	w f sbk	diffuse irregular	68,40	0,62	0,11	0,11	0,16	10YR	5/6
Chf	40+	Sg	-	50,97	0,52	0,15	0,19	0,15	10YR	6/4
P16 - Typic Haplocryept										

P27 - Lithic Cryorthent										
A	0-10	w-md f-m sbk	clear irregular	46,13	0,68	0,12	0,12	0,09	2,5Y	4/4
Ct	10-47	Sg	clear irregular	72,34	0,59	0,09	0,19	0,13	5Y	6/3
R	47+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P28 - Typic Cryorthent										
A	0-12/20	w f sbk	abrupt smooth	18,38	0,69	0,06	0,14	0,11	2,5Y	4/3
C1	12/20-60	md f sbk	abrupt wavy	1,80	0,14	0,20	0,49	0,18	10YR	6/8
C2	60-80+	Sg	-	55,73	0,43	0,24	0,24	0,09	10YR	4/4
P29 - Lithic Cryorthent										
A	0-10/20	w f sbk	abrupt irregular	52,26	0,43	0,10	0,23	0,24	2,5Y	4/3
C	10/20-40	Sg	abrupt irregular	59,72	0,33	0,19	0,21	0,28	2,5Y	5/3
R	40+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P30 - Typic Cryorthent										
C1	0-30	Sg	abrupt smooth	63,46	0,24	0,08	0,45	0,23	2,5Y	7/4
2Ch1	30-90	w f gr-sg	clear irregular	73,86	0,45	0,09	0,21	0,25	10YR	5/1
Ch2	90-130	Sg	gradual irregular	26,84	0,50	0,15	0,12	0,23	2,5Y	7/3
2Ch2	130-160	w f gr-sg	clear irregular	89,48	0,44	0,01	0,20	0,36	2,5Y	5/2
Ch3	160-190+	Sg	-	30,07	0,32	0,05	0,30	0,33	2,5Y	6/2

¹Grade: w = weak, md = moderate, st = strong. Size: f= fine, m = medium. Type: ma = massive, gr = granular, sbk = subangular blocky, sg = single grain.

²Percent of particles > 2 mm.

³coarse sand: 2–0.2 mm; fine sand: 0.2–0.05 mm; silt: 0.05–0.002 mm; clay: < 0.002 mm.

Most soils have high gravel content (Table 4.2), as recorded by other studies with skeletal soils from Maritime Antarctica (FRANCELINO *et al.*, 2011; MICHEL *et al.*, 2006; SIMAS *et al.*, 2007). The transition between horizons varied from irregular to smooth. In general, the soils are low pigmented and with low chroma (Table 4.2). The structure has a weak to moderate degree, with a dominance of subangular blocky form and single grains (Table 4.2).

3.2. Chemical properties

Only six pedons (P2, P14, P15, P21, P22 and P23) have low bases saturation (< 50%) and only four pedons (P1, P15, P17 and P23) have more than 5 dag.kg⁻¹ of organic carbon content (OC) (Table 4.3). Three pedons have high levels (> 15%) of sodium saturation (P1, P4 and P8). Soils are slightly acid but close to neutrality, with high variation of Mehlich-1 extractable P contents (P), cation exchange capacity and remaining P (P-Rem) (Table 4.3).

Table 4.3. Chemical properties of the studied soil pedons in President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.

Pedon	pH H ₂ O	pH KCl	P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al ³⁺	SB	CECeff	CECpot	PSB	Alsat	ESP	OC	P-Rem
P1 - Typic Cryofluent																	
A	4,12	4,07	118,80	0,32	3,57	3,73	3,04	1,62	9,70	10,65	12,27	20,35	52,30	13,20	17,52	7,83	12,20
C1	4,74	4,25	142,30	0,22	0,96	3,77	1,49	0,86	10,10	6,44	7,30	16,54	38,90	11,80	5,78	5,35	10,80
C2	4,10	4,00	146,70	0,28	1,22	3,30	1,57	1,24	9,30	6,36	7,60	15,66	40,60	16,30	7,77	4,96	5,70
C4	5,12	3,67	225,60	0,38	0,70	4,44	2,59	3,62	7,90	8,11	11,73	16,01	50,70	30,90	4,35	1,43	28,00
C5	4,69	3,63	198,30	0,45	4,35	4,48	2,34	4,10	7,20	11,62	15,72	18,82	61,70	26,10	23,10	0,65	33,70
P2 - Typic Cryofluent																	
A	4,35	3,17	2225,70	1,02	1,13	3,20	0,65	2,19	19,60	6,01	8,20	25,61	23,50	26,70	4,41	3,00	49,30
C1	4,49	3,02	576,50	0,87	0,70	2,93	0,47	1,52	13,20	4,97	6,49	18,17	27,40	23,40	3,83	1,30	53,80
C2	4,46	3,14	436,50	0,41	0,54	1,70	0,37	1,33	10,10	3,02	4,35	13,12	23,00	30,60	4,11	0,78	48,80
P3 - Glacic Haploturbel																	
A	6,17	4,42	24,90	0,46	2,17	8,95	7,47	0,19	2,40	19,06	19,25	21,46	88,80	1,00	10,13	1,17	19,80
Cjff	6,48	4,48	25,80	0,77	3,57	13,24	14,26	0,19	1,90	31,83	32,02	33,73	94,40	0,60	10,57	0,78	25,00
P4 - Lithic Cryorthent																	
C	6,64	4,25	21,10	0,46	4,43	5,43	13,58	0,29	2,20	23,91	24,20	26,11	91,60	1,20	16,98	1,04	31,40
P5 - Lithic Cryopsamment																	
A	6,38	4,79	20,50	0,46	2,09	7,85	6,63	0,00	2,50	17,02	17,02	19,52	87,20	0,00	10,69	1,96	13,30
C	6,25	4,99	21,40	0,50	2,09	9,28	7,80	0,00	2,70	19,67	19,67	22,37	87,90	0,00	9,33	2,61	12,80
P6 - Glacic Haploturbel																	
A	5,96	4,12	50,70	0,34	1,65	5,18	3,59	0,57	3,60	10,77	11,34	14,37	74,90	5,00	11,50	2,61	31,70
Bjj	6,60	4,63	28,90	0,46	1,57	14,69	9,10	0,00	1,90	25,82	25,82	27,72	93,10	0,00	5,65	1,30	28,00
Cjff	6,69	4,42	33,70	0,46	1,74	16,08	11,24	0,00	1,60	29,52	29,52	31,12	94,90	0,00	5,59	0,91	35,00
P7 - Lithic Cryopsamment																	
A	5,89	4,05	372,30	0,40	2,00	4,62	4,86	1,24	8,80	11,89	13,13	20,69	57,50	9,40	9,67	4,70	17,60
C	5,33	4,00	651,60	0,45	1,83	5,54	4,50	1,24	9,40	12,32	13,56	21,72	56,70	9,10	8,41	3,26	14,40
P8 - Typic Haploturbel																	

A	6,85	4,94	32,60	0,55	3,13	5,57	7,44	0,00	0,50	16,69	16,69	17,19	97,10	0,00	18,21	0,91	40,20
Chjff	6,66	4,81	69,20	0,69	4,09	8,03	12,56	0,00	0,50	25,37	25,37	25,87	98,10	0,00	15,80	0,91	36,60
2Chjff	6,87	5,00	29,90	0,64	4,09	6,96	10,25	0,00	0,50	21,94	21,94	22,44	97,80	0,00	18,21	0,52	38,60

P9 - Typic Haplocryept

A	6,50	4,94	28,50	0,40	1,57	5,08	5,14	0,00	1,70	12,19	12,19	13,89	87,80	0,00	11,27	1,70	19,30
Bht1	6,72	4,65	26,70	0,56	2,09	7,95	9,03	0,00	1,40	19,63	19,63	21,03	93,30	0,00	9,92	1,30	24,50
Bht2	6,74	4,67	27,30	0,61	2,35	9,38	10,28	0,00	2,00	22,62	22,62	24,62	91,90	0,00	9,54	1,83	20,50
2Bht	6,63	4,69	45,20	0,61	2,00	8,26	9,21	0,00	1,90	20,09	20,09	21,99	91,40	0,00	9,10	1,70	21,60
2Cht	6,74	4,54	45,10	0,56	1,91	7,38	8,00	0,00	1,40	17,86	17,86	19,26	92,70	0,00	9,93	0,78	28,40

P10 - Typic Haploturbel

A	6,58	4,72	54,10	0,51	1,83	7,18	7,64	0,00	1,60	17,16	17,16	18,76	91,50	0,00	9,73	1,30	28,60
Chjff	6,83	4,54	48,50	0,49	1,48	8,75	9,97	0,00	0,50	20,69	20,69	21,19	97,60	0,00	6,98	0,39	38,60
2Chf	6,26	4,60	33,90	0,48	1,74	6,37	7,17	0,00	1,60	15,76	15,76	17,36	90,80	0,00	10,02	1,57	38,00

P11 - Typic Haplocryept

A	5,80	4,21	15,20	0,40	1,48	3,88	4,86	0,57	3,10	10,62	11,19	13,72	77,40	5,10	10,77	1,57	25,70
Bt	6,80	4,81	20,40	0,50	2,09	9,98	9,45	0,00	2,00	22,01	22,01	24,01	91,70	0,00	8,69	1,43	18,40
Crt	7,10	4,31	51,80	0,82	3,91	15,04	13,51	0,00	0,90	33,28	33,28	34,18	97,40	0,00	11,45	0,65	37,60

P12 - Glacic Haploturbel

A	7,16	4,82	77,70	0,97	2,43	11,44	10,88	0,00	0,80	25,73	25,73	26,53	97,00	0,00	9,18	1,04	34,10
Chjff	7,26	4,89	55,50	0,87	2,87	11,22	12,69	0,00	0,50	27,65	27,65	28,15	98,20	0,00	10,19	1,04	38,80
2Chf	5,99	4,15	25,20	0,61	2,35	9,33	10,11	0,29	2,50	22,40	22,69	24,90	90,00	1,30	9,43	1,83	24,20

P13 - Lithic Haplocryept

A	6,16	4,66	22,40	0,35	1,57	5,68	3,68	0,00	3,50	11,28	11,28	14,78	76,30	0,00	10,59	3,00	14,70
Bt	6,96	4,60	57,20	1,18	4,17	15,21	13,20	0,00	1,60	33,76	33,76	35,36	95,50	0,00	11,80	1,17	26,90
CR	7,03	4,37	56,20	1,07	4,35	14,51	15,18	0,00	1,10	35,11	35,11	36,21	97,00	0,00	12,01	0,91	35,00

P14 - Typic Cryorthent

A	5,34	3,75	576,00	0,46	2,43	4,13	2,48	2,00	10,20	9,51	11,51	19,71	48,20	17,40	12,35	4,30	34,50
C	5,10	3,25	564,30	0,66	2,00	3,26	0,99	3,43	11,80	6,92	10,35	18,72	37,00	33,10	10,68	1,04	41,50
2C1	4,92	2,97	100,30	0,72	1,39	2,40	0,78	9,52	10,20	5,29	14,81	15,49	34,20	64,30	8,98	0,52	38,20

P15 - Hemic Glacistel

Oe1	4,39	3,50	670,20	0,33	0,87	1,12	0,65	2,95	20,10	2,97	5,92	23,07	12,90	49,80	3,77	41,08	16,20
Oe2	4,25	3,50	1094,70	0,20	0,77	1,81	0,62	4,19	33,50	3,40	7,59	36,90	9,20	55,20	2,07	41,08	9,10
Ah	4,39	3,13	391,50	0,25	0,70	4,51	1,08	10,19	20,00	6,54	16,73	26,54	24,60	60,90	2,62	4,96	20,00
Chf	4,32	3,17	450,60	0,31	0,87	4,58	1,11	10,48	22,30	6,87	17,35	29,17	23,60	60,40	2,98	5,22	15,70
P16 - Typic Haplocryept																	
A	4,96	3,65	46,30	0,32	1,13	7,68	3,51	5,90	12,40	12,64	18,54	25,04	50,50	31,80	4,51	4,70	10,10
Bh	6,39	4,05	33,90	0,51	1,74	18,21	12,64	0,19	2,70	33,10	33,29	35,80	92,50	0,60	4,86	1,30	29,00
Ch	6,29	4,21	45,60	0,46	1,65	16,53	10,74	0,19	2,70	29,38	29,57	32,08	91,60	0,60	5,15	1,17	30,00
P17 - Typic Psammoturbel																	
A	5,58	4,02	27,30	0,36	1,22	9,21	6,76	1,14	6,90	17,55	18,69	24,45	71,80	6,10	4,98	5,22	15,50
Bht1	6,46	4,50	111,60	0,40	1,30	13,56	9,30	0,00	2,80	24,56	24,56	27,36	89,80	0,00	4,77	1,83	25,70
Bht2	6,60	4,60	27,10	0,50	1,48	17,31	12,95	0,00	2,40	32,24	32,24	34,64	93,10	0,00	4,27	1,83	25,00
Cht	6,71	4,24	48,50	0,46	1,65	20,07	15,18	0,00	1,60	37,36	37,36	38,96	95,90	0,00	4,24	1,04	37,60
Chtf	6,65	4,00	58,20	0,51	1,83	17,73	14,22	0,19	1,60	34,29	34,48	35,89	95,50	0,60	5,09	1,04	39,40
P18 - Lithic Cryorthent																	
A	5,53	3,92	54,10	0,41	1,83	8,05	7,21	1,71	7,40	17,50	19,21	24,90	70,30	8,90	7,33	3,91	15,50
Cht	5,84	3,90	60,20	0,51	1,65	11,72	7,95	2,00	7,20	21,83	23,83	29,03	75,20	8,40	5,69	1,43	16,30
P19 - Glacic Haploturbel																	
A	6,51	4,66	108,20	0,56	2,17	6,68	7,71	0,00	1,10	17,13	17,13	18,23	94,00	0,00	11,92	1,04	31,70
Chtf	6,99	4,98	97,30	0,46	2,00	7,38	7,31	0,00	0,60	17,15	17,15	17,75	96,60	0,00	11,27	0,91	36,00
2Chtf	6,73	4,97	7,40	0,51	2,09	7,34	7,02	0,00	0,90	16,96	16,96	17,86	95,00	0,00	11,69	1,70	33,90
P20 - Lithic Cryorthent																	
A	6,68	4,27	18,80	0,28	1,13	30,53	14,21	0,00	1,90	46,15	46,15	48,05	96,00	0,00	2,35	0,78	32,50
Cht	6,65	4,69	7,80	0,28	1,22	27,40	7,30	0,00	0,80	36,20	36,20	37,00	97,80	0,00	3,29	1,30	37,60
P21 - Typic Cryofluvent																	
A	4,55	3,50	374,60	0,27	0,70	3,56	0,70	1,71	8,50	5,22	6,93	13,72	38,00	24,70	5,07	3,13	41,30
Cht	4,47	3,40	470,00	0,27	0,79	1,49	0,48	2,19	13,20	3,03	5,22	16,23	18,70	42,00	4,88	2,22	32,30
C	4,69	3,20	471,30	0,28	0,70	2,08	0,31	1,52	11,90	3,37	4,89	15,27	22,10	31,10	4,56	1,70	38,90
P22 - Typic Cryofluvent																	
A	4,02	3,09	324,60	0,31	0,70	1,05	0,27	2,38	10,70	2,33	4,71	13,03	17,90	50,50	5,34	1,30	36,70

Ch	4,02	3,04	398,90	0,39	0,78	2,53	0,43	5,24	18,40	4,13	9,37	22,53	18,30	55,90	3,47	1,30	26,70	
P23 - Ornithogenic Cryorthent																		
A	3,74	3,45	5688,60	0,77	2,70	9,36	2,18	0,57	22,60	15,00	15,57	37,60	39,90	3,70	7,17	14,61	67,00	
Cht	4,30	3,61	6267,80	1,02	3,04	11,69	2,03	0,67	26,40	17,79	18,46	44,19	40,30	3,60	6,89	6,91	69,30	
P24 - Typic Haplocryept																		
A	5,40	3,73	54,10	0,39	1,04	4,26	6,97	2,19	4,70	12,66	14,85	17,36	72,90	14,70	6,01	1,30	26,90	
B1	5,85	4,35	15,70	0,38	1,04	10,27	17,50	0,19	2,00	29,19	29,38	31,19	93,60	0,60	3,35	0,52	20,10	
B2	5,62	3,85	27,40	0,36	0,78	8,56	11,09	0,57	2,80	20,80	21,37	23,60	88,10	2,70	3,32	0,39	31,40	
Cr	5,48	4,16	22,60	0,51	0,87	11,76	14,77	0,19	2,50	27,91	28,10	30,41	91,80	0,70	2,86	0,39	23,60	
P25 - Typic Cryorthent																		
A	6,12	4,88	153,00	0,43	0,81	7,92	7,54	0,00	1,30	16,70	16,70	18,00	92,80	0,00	4,49	1,17	23,00	
C1	6,55	4,75	233,10	0,31	0,69	8,53	6,17	0,00	0,80	15,69	15,69	16,49	95,10	0,00	4,17	1,17	41,50	
C2	6,34	4,90	153,50	0,29	0,60	10,76	4,96	0,00	0,80	16,61	16,61	17,41	95,40	0,00	3,45	2,35	36,60	
C3	6,46	5,23	68,50	0,27	0,51	12,35	3,57	0,00	0,30	16,70	16,70	17,00	98,20	0,00	3,02	1,70	37,20	
P26 - Lithic Cryorthent																		
A	6,76	4,92	71,60	0,29	0,70	14,59	5,46	0,00	0,80	21,03	21,03	21,83	96,30	0,00	3,19	0,78	42,80	
P27 - Lithic Cryorthent																		
A	6,69	4,48	106,30	0,28	0,70	11,14	6,99	0,00	1,10	19,11	19,11	20,21	94,60	0,00	3,44	0,39	42,30	
Ct	6,97	5,14	184,10	0,20	0,55	9,71	5,17	0,00	0,00	15,63	15,63	15,63	100,00	0,00	3,50	0,26	45,70	
P28 - Typic Cryorthent																		
A	6,82	4,54	46,90	0,29	0,78	14,21	8,92	0,00	0,90	24,20	24,20	25,10	96,40	0,00	3,12	0,39	41,20	
Bh	7,01	5,59	40,30	0,23	0,79	34,28	12,73	0,00	0,00	48,03	48,03	48,03	100,00	0,00	1,65	0,26	23,90	
Ch	7,01	5,92	37,30	0,17	0,45	15,83	3,45	0,00	0,00	19,91	19,91	19,91	100,00	0,00	2,27	1,04	16,70	
P29 - Lithic Cryorthent																		
A	6,83	4,80	96,40	0,41	2,35	10,34	10,62	0,00	0,80	23,72	23,72	24,52	96,70	0,00	9,58	1,17	40,00	
C	6,96	4,87	110,70	0,49	3,04	13,99	15,27	0,00	0,80	32,80	32,80	33,60	97,60	0,00	9,06	0,52	38,90	
P30 - Typic Cryorthent																		
C1	7,13	5,94	91,40	0,20	0,52	22,97	2,91	0,00	0,00	26,61	26,61	26,61	100,00	0,00	1,97	0,93	31,80	
2Ch1	7,01	5,97	494,90	0,22	0,81	35,31	2,99	0,00	0,70	39,33	39,33	40,03	98,30	0,00	2,02	1,60	31,30	
Ch2	7,06	6,07	119,60	0,22	0,45	29,17	2,16	0,00	0,20	31,99	31,99	32,19	99,40	0,00	1,38	2,00	33,10	

2Ch2	7,69	6,56	42,00	0,14	0,42	28,65	2,09	0,00	0,00	31,30	31,30	31,30	100,00	0,00	1,34	0,53	34,70
Ch3	7,40	6,23	166,50	0,23	0,55	33,32	2,76	0,00	0,00	36,86	36,86	36,86	100,00	0,00	1,50	5,05	32,00

SB: sum of bases; CEC_{eff}: effective cation exchange capacity; CEC_{pot}: potential cation exchange capacity; PSB: percent base saturated; Al_{sat}: proportion of Al saturation; ESP: exchangeable Na percentage; OC: total organic carbon.

The high P content in the total chemical composition (Table 4.4) is associated with phosphatized soils (P23). In general, soils associated with CBS show higher content of K and Na, probably linked with sea-spray (LOPES *et al.*, 2019a). The presence of soluble salts in the soil solution is essential for the performance of chemical weathering processes (CAMPBELL; CLARIDGE, 1987). The CIA ranging from 29.5 to 74.7 (Table 4.4). The soils associated with SR have higher CIA than IR. The lowest CIA value (29.5) of phosphatized soil is due to its location in an igneous rocky outcrop area. The geochemistry of the andesites found in the area shows SiO₂ (58.4%), Al₂O₃ (17.2%), CaO (5.3%), Na₂O (4.2%), MgO (3.4%), Fe₂O₃ (2.3%) e K₂O (0.8%) (SMELLIE *et al.*, 1984). Entisols on igneous rocks shows SiO₂ (46.1%), Al₂O₃ (12.2%), CaO (3.2%), Na₂O (1.3%), MgO (1.7%), Fe₂O₃ (6.8%) e K₂O (1.1%) (Table 4.4). The results of this study showed geochemical losses of Si, Al, Ca, Na, Mg and enrichment of K and Fe, probably associated with the oxide mineral class.

Table 4.4: Total chemical composition by XRF and CIA index of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Profile	Horizon	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Cr	CuO	Mn	P	Pb	CIA
		%								mg kg ⁻¹					
P1	A	12,09	2,90	4,54	1,60	1,23	0,94	53,78	0,82	179,40	87,90	763,91	5166,87	119,34	68,95
	C1	12,03	3,20	5,98	0,93	1,19	1,97	41,26	1,05	146,65	65,08	1028,70	10353,98	75,78	66,33
P2	A	11,01	3,14	6,84	1,55	0,45	1,79	37,43	1,02	134,47	247,90	402,03	85676,97	133,03	62,96
	C2	11,86	2,87	5,15	1,69	0,83	2,19	54,53	0,76	49,01	98,65	625,83	24060,89	173,89	63,71
P3	A	12,87	3,07	6,10	1,56	1,66	2,05	49,91	0,92	82,19	82,16	1320,02	1850,44	154,74	65,84
	Cjif	12,91	2,85	6,74	1,65	2,78	1,34	48,73	0,91	200,77	65,58	1479,91	2407,80	71,98	68,89
P4	C	12,75	2,54	6,66	1,70	2,62	2,18	51,97	0,92	139,23	81,27	1595,38	2074,91	128,09	66,49
P5	A	14,98	4,06	7,97	1,14	2,00	2,20	47,72	1,23	125,78	98,23	1664,87	4127,91	134,49	66,95
	C	12,72	3,22	6,61	1,02	2,09	0,68	41,26	1,05	138,99	72,43	1367,83	3067,61	111,90	72,14
P6	A	12,71	3,05	4,89	1,44	1,53	1,69	59,44	0,79	160,00	82,70	928,48	2718,00	132,39	67,31
	Bjj	13,17	3,59	7,55	1,05	2,55	2,00	47,67	1,00	170,19	93,78	1725,80	3611,61	128,05	66,46
P7	A	11,92	2,96	5,56	1,49	1,46	1,85	50,81	0,82	194,45	61,10	1131,06	6613,76	132,49	65,43
	C	11,37	3,20	5,78	1,13	1,29	1,33	45,42	0,75	127,44	95,86	1206,91	18444,59	98,00	66,74
P8	A	13,60	1,77	4,07	1,68	1,97	3,06	61,45	0,59	69,14	91,49	1111,57	932,50	95,54	67,62
	Chjif	13,82	1,93	3,51	1,85	1,86	2,28	67,12	0,55	48,50	80,31	908,52	988,63	82,70	69,52
	2Chjif	13,97	2,65	4,82	1,61	2,04	1,90	65,05	0,78	147,90	86,14	1079,14	1383,44	169,54	69,43
P9	A	13,75	3,54	6,43	1,18	1,32	1,20	54,41	1,03	153,88	64,36	1402,27	2198,61	66,56	69,89
	Bht2	13,40	2,36	4,71	1,38	1,77	1,80	50,01	0,71	160,79	80,78	1138,16	1907,36	98,25	70,74
P10	A	13,18	3,27	5,47	1,31	1,98	1,69	57,11	0,87	145,78	77,18	1108,71	1975,32	160,55	67,77
	Chjif	12,43	3,06	5,19	1,69	1,59	1,62	56,81	0,68	99,45	63,79	1914,37	1195,41	82,83	66,10
P11	A	11,91	2,95	5,20	1,18	1,52	1,87	49,03	0,81	120,04	65,55	1024,80	1823,44	109,87	66,52
	Bi	14,87	3,63	7,07	1,31	2,35	2,05	50,94	1,07	153,48	90,70	1543,21	2757,35	136,55	68,05
P12	A	13,33	3,06	5,65	1,63	1,79	1,36	52,37	0,85	136,44	83,78	1274,92	1919,25	70,64	68,80
	Chjif	13,20	2,90	5,12	1,69	1,92	1,49	55,52	0,74	84,69	77,92	1210,81	1621,04	96,04	68,46
P13	A	13,52	3,24	5,82	1,24	1,98	2,74	53,39	0,92	174,41	108,04	1212,99	2535,49	80,86	65,17
	Bt	12,49	2,57	5,08	1,85	2,55	1,78	49,63	0,71	95,08	66,95	1491,96	2073,45	120,41	66,82
P14	A	11,86	2,60	4,00	1,75	0,91	1,51	52,78	0,63	101,15	91,69	511,99	13003,88	65,79	66,92
	C	12,99	2,81	4,60	1,92	0,85	1,57	55,83	0,69	132,26	93,40	544,90	19595,35	135,38	67,36
P15	Ah	10,48	3,22	6,77	0,57	1,64	0,56	37,29	0,87	161,94	70,42	1361,86	10161,11	94,97	70,68
	Chf	10,84	3,12	7,52	0,61	1,30	1,37	37,18	0,93	116,13	87,38	1524,04	10836,00	211,31	68,01
P16	A	11,83	3,57	7,26	0,70	1,73	1,29	45,09	0,85	136,69	89,01	1671,45	3264,93	147,81	68,01
	Bh	11,59	3,12	7,02	0,83	3,08	1,26	45,13	0,69	182,87	67,69	1642,78	2216,65	85,09	68,96

P17	A	11,77	3,55	7,06	0,78	1,73	1,33	44,67	0,89	154,18	104,76	1366,63	3110,80	131,41	67,51
	Bht2	11,73	3,35	7,30	0,69	2,38	1,52	42,32	0,84	110,09	98,58	1574,18	1157,98	156,03	67,84
P18	A	10,98	3,37	7,49	0,71	1,96	1,16	43,77	0,87	135,45	76,82	1806,62	2168,64	173,28	67,74
	Cht	11,14	3,11	7,63	0,71	1,06	0,09	42,32	0,76	131,14	90,03	2147,31	4227,12	161,22	74,01
P19	A	12,87	2,27	4,93	1,53	1,95	1,79	57,36	0,65	83,70	79,05	1257,99	1833,33	136,74	69,74
	Chtf	12,36	2,24	4,69	1,50	1,75	2,16	57,27	0,62	88,03	75,87	1161,58	1536,72	44,74	67,67
P20	A	10,45	4,37	9,73	0,29	4,68	2,37	39,22	0,48	281,07	76,75	2114,31	2949,99	216,82	60,00
	Cht	6,30	2,64	10,93	0,14	4,65	0,40	32,01	0,28	248,92	65,22	3087,58	989,22	262,80	66,46
P21	A	11,57	2,67	4,28	1,62	0,95	2,26	52,34	0,74	137,48	105,43	498,97	12863,61	109,73	63,83
	Cht	10,25	2,32	4,99	1,58	0,71	1,37	50,03	0,78	64,26	115,85	395,19	23641,92	94,02	66,03
P22	A	10,47	1,64	3,60	2,06	0,56	0,69	54,08	0,57	0,00	75,65	334,95	15030,80	65,18	70,50
	Ch	9,06	1,58	5,28	1,27	0,89	1,63	42,77	0,57	65,39	87,66	314,74	21188,10	113,67	66,92
P23	A	5,21	7,54	3,16	1,10	0,00	1,65	28,61	0,34	82,67	306,60	315,84	63139,45	122,93	33,63
	Cht	4,64	11,97	6,88	0,87	0,33	0,68	22,55	0,30	327,30	670,98	635,48	111165,26	170,15	25,55
P24	A	12,46	1,81	7,36	1,18	1,63	1,26	46,60	0,68	236,12	116,33	1102,95	2215,28	137,58	74,56
	B1	12,66	0,50	12,92	1,67	1,24	2,06	35,84	0,85	304,24	79,60	672,26	483,86	263,68	74,98
P25	A	16,31	0,54	6,16	2,31	1,67	1,32	48,57	0,70	126,60	138,94	889,01	464,87	137,69	79,63
	C1	15,40	0,54	5,85	2,22	1,19	0,63	49,36	0,65	149,35	85,98	849,77	1094,76	143,68	81,96
P26	A	12,21	3,97	6,75	0,85	2,83	1,49	46,54	0,69	292,38	109,21	1593,91	3251,16	72,76	65,92
P27	A	12,10	3,51	7,09	0,95	2,27	0,33	45,63	0,65	298,89	82,18	1605,37	2176,07	167,60	71,62
	Ct	12,87	1,32	7,12	0,82	1,89	1,61	39,77	0,91	201,36	128,91	1322,39	1009,88	114,54	77,42
P28	A	12,12	2,94	6,42	1,03	2,12	1,53	48,39	0,67	178,63	85,68	1054,70	1256,31	113,41	68,81
	C1	13,77	3,16	8,94	0,37	1,63	1,55	37,29	0,80	363,46	103,95	3856,19	2060,11	153,61	73,07
P29	A	11,99	1,39	4,44	1,56	1,37	1,40	48,66	0,58	113,60	61,69	1364,31	854,87	131,01	73,38
	C	13,26	1,60	5,91	1,94	1,67	2,61	50,07	0,65	106,64	106,53	2362,54	1023,91	102,05	68,32
P30	2Ch1	15,35	2,12	4,24	0,81	1,31	1,53	44,58	1,00	148,56	77,13	3111,02	1716,67	104,79	77,51
	Ch2	13,18	1,23	6,32	1,54	1,47	1,12	52,32	0,65	153,71	85,93	462,74	1066,80	117,90	77,19

3.3. Mineralogy and micromorphology

The XRD patterns revealed the presence in clay fraction of the silicate primary minerals (quartz, micas, amphibole and chlorite), expandable 2:1 clay minerals (vermiculite and smectites), non expandable 2:1 clay minerals (illite), 1:1 clay mineral (kaolinite), iron oxyhydroxides (goethite), sulphate minerals (jarosite), sulphide minerals (pyrite) and phosphate minerals (apatite, leucophosphate, taranakite). XRD patterns details can be seen in Supplementary Material 1.

Micromorphological descriptions showed five main microstructures (Tabela 4.5): basic monic, pelicular grain, platy, fissural and basic enaulic. The basic monic microstructure is composed of single grains with varying sizes of rock fragments and mineral grains and few concentrations of fines, corroborating the skeletal character and sand loam texture of the soils. It occurs mainly in the superficial horizons of soils associated with CBS and SR. The formation of fragments in autochthonous parent materials occurs by cryoclast processes (YERSHOV, 1998), and in allochthonous by sedimentation. The freezing and thawing cycles contribute to generate solutions by melting the snow, which penetrate the soil and can carry finer particles to the base or outside the profiles.

Although it is considered to be a pedofeature, the presence of coatings was highlighted as a microstructure (Pelicular Grain) because it is very common in some soils described, mainly soils associated with IR. Pelicular coatings in soils in periglacial areas are indicative of intense ice activity (MANN *et al.*, 1986, VAN VLIET-LANOË, 2010). The fragments present coatings around and at the top. This diversity of the position indicate the rotation of the grains by frost action processes (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004). In some thin sections, the coatings are fractured by cryoturbation. In other cases, as in mudstones, it occurs the removal of rock fragments, leaving only the clay coating, similar to the onion skin feature (FITZPATRIK, 1984). This indicates a different behavior between clay films on the IR and SR when faced with the frost action. (KUHN *et al.*, 2010, 2018; VAN VLIET-LANOË, 2010).

The planar or lenticular / platy microstructure (VAN VLIET-LANOË, 2010) is very common on the IR soils, especially those affected by permafrost, and can be associated with the frost shrinking process and the vertical growth of the ice (KOVDA and LEBEDEVA, 2013). Planar structures can also be caused by ice lenses (STOOPS *et al.*, 2010, 2018; VAN VLIET-LANOË; FOX, 2018), and because of that, they can be observed in the horizontal and vertical position.

Table 4.5 – Microstructures identified and general micromorphological aspects of the studied soil pedons in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica. CBS: beach sediments; IR: igneous rocks; SR: sedimentary rocks

Microstructure	General Aspects	Horizons (Pedons)	Representative photomicrographs
Basic Monic	Single grains, with no or poorly associated micromass. Simple packing voids occur among them. CBS soils presents fragments of varied types of rocks, mainly igneous, and minerals (calcite, feldspar phenocrystals, etc). In the SR material, the fragments are more homogeneous, being of sandstones, siltstones or mudstones. Mixtures of both occur in some pedons (P29, P27). The fragments of igneous rocks are more rounded, and sedimentary rock fragments are elongated, according to the foliation.	Superficial horizons of the pedons associated with CBS (P1A, P22A, P22A), and horizons of the pedons with mixture of the SR and IR fragments (P29A, P27A). Superficial horizons of the pedons associated with SR (P24Cr, P25C2, P27Ct, P28C2, P30Ch2).	
Pelicular Grain (Basic Chitonic)	Single grains or open porphyric relative distribution with micromass on the surface of the rock fragments or mineral grains. The fragments in IR and CBS soils are subrounded, composed by andesite, basalt, tuff, feldspar, sauritized feldspar, calcite, rare quartz and biotite crystals. Fine material is composed of primary minerals fragmented to silt and clay sizes, and secondary minerals formed by weathering, such as 2: 1 clays. SR soils have only fragments of the mudstones. The fine material is composed by the same clay minerals existing in the rock, with rare quartz. In all soils, the predominant b-fabric is granostriated. In SR soils the fragments can be removed, leaving only the clay coating, similar to onion skin feature.	Superficial horizons of the pedons associated with SR (P25A, P30A). Subsuperficial horizons of the pedons associated with CBS (P21C, P22C), IR (P4C, P5C, P7C) and SR (P25C1, P25C2)	
Planar or Lenticular / Platy	Peds with distinct vertical and horizontal dimensions, elongated (platy) or with elliptical shapes (lenses). Planar voids are dominant, and the groundmass is composed of rock fragments (andesite) and feldspar, biotite, calcite, epidote grains. The micromass have striated or crystallitic b-fabric. Organic matter occurs as amorphous organic fine material and punctuations.	Superficial and subsuperficial horizons of the pedons associated with IR (P15Oe2, P15Ah, P16A, P16Bh, P17A, P17Bht, P18A). Subsuperficial horizon of one pedon associated with SR (P24Cr)	
Fissural	Weakly separated blocks, with planar voids poorly developed. The voids are few or not connected. The groundmass is composed of mixed igneous rock fragments, as coarse material, and minerals of them in micromass with clay and silt size. The relative distribution is porphyric and b-fabric is undifferentiated or crystallitic.	Subsuperficial horizons of the pedons associated with IR (P20Cht)	
Basic Enaulic	Smaller subrounded to rounded aggregates with rock fragments, with complex packing voids. The groundmass is composed by only fine material, mainly oxi-hydroxide clays, with red or yellow rediwish colors. The b-fabric is undifferentiated.	Superficial and subsuperficial horizons of the acid sulfate affected pedons (P24, P28)	

Associated with planar microstructures, zones with banded fabric occur (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004), which reflect repetitive cycles of freezing and thawing, with internal microerosion, particle translocation and possibly some plastic deformation, causing fine particles to accumulate. In sedimentary rocks, the plates were recognized in only one pedon (P24). In this case, they occur on the Cr horizon and appear to represent the rock fragmentation coordinated by foliation.

Fissural microstructures were observed in a few horizons, being characterized by little or unconnected planar pores, with poor aggregation differentiation. Apparently, this microstructure is associated with the initial fragmentation of massive soil (HARRIS; ELLIS, 1980), which can occur through solifluxion, compaction, the collapse of microstructures and the consolidation of thawing conditions. This type of structure is also associated with cryodesiccation (TARNOCAI; BOCKHEIM, 2011).

The basic enaulic microstructure is characterized by the presence of granular aggregates smaller than 1 mm, interspersed with larger rock fragments. This arrangement is common in soils affected by ice and with higher amounts of fine materials such as silt, clayey texture or rich in amorphous minerals (VAN VLIET-LANOË; FOX, 2018), in addition to being indicative of cryogenic processes (VAN VLIET-LANOË, 1998, 2010; TODISCO; BHIRY, 2008; VILLAGRAN *et al.*, 2013). In this study, however, there seems to be a relationship between the presence of this microstructure and the soils affected by sulfurization. The photomicrographs sequence (Table 4.5) shows that the rock oxidation along the fractures isolates rounded nuclei, which are transformed into small clay pellets by chemical alteration. It is not a typical granular ped, but it can be bought from them due to its size and shape.

3.4. Soil classification and distribution

Eight pedons had frozen ground within 100 cm from the surface and keyed out as Gelisols in the Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2014). Fifteen pedons are Entisols, six are Inceptisols and one is Ornithogenic (Table 4.1; Figure 4.1).

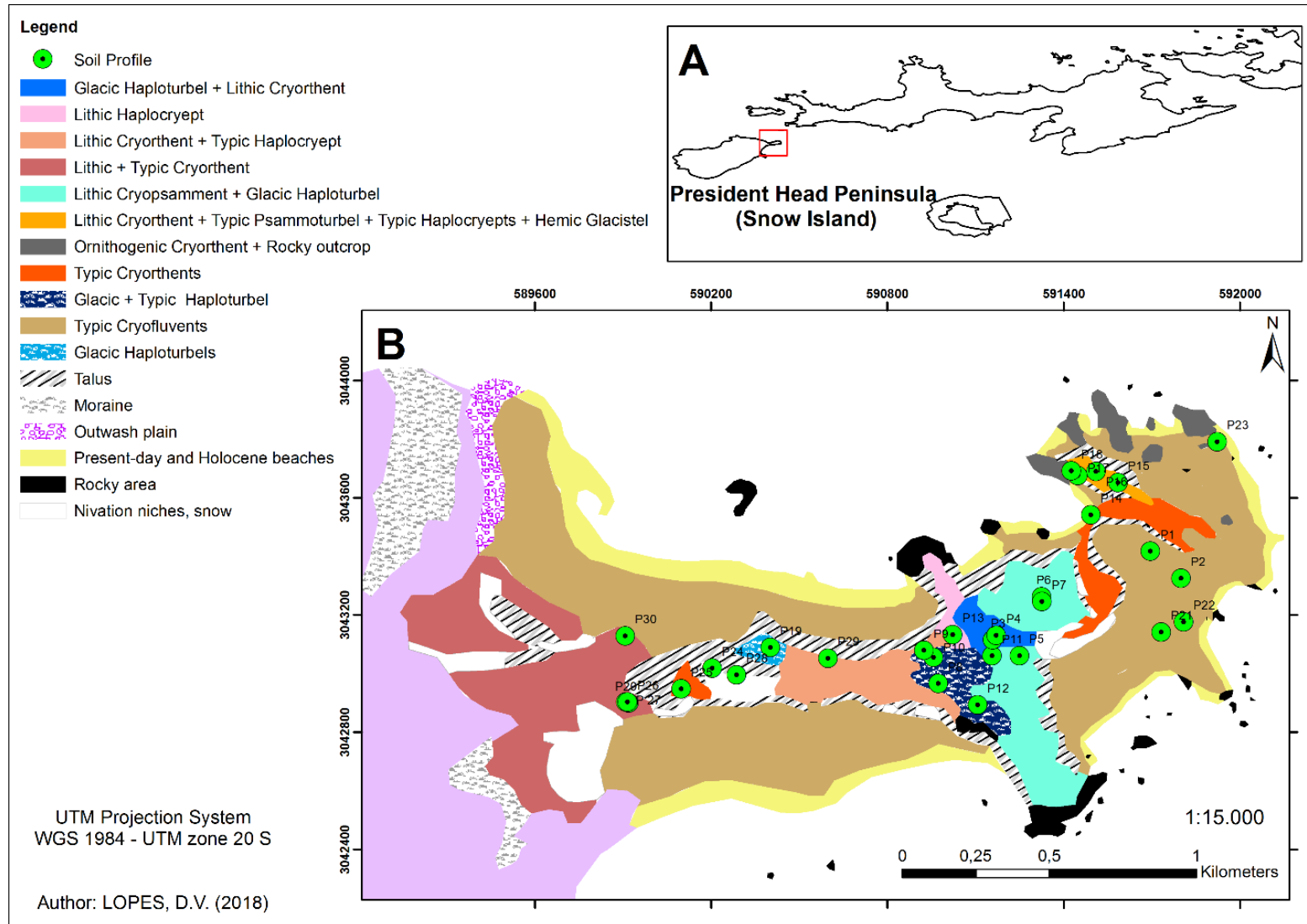


Figure 4.1. Soil map of President Head Peninsula, Snow Island (B), South Shetlands Islands (A), with the location of the sampled soil pedons.

Criteria guiding the distribution of soil are not and should not be strictly genetic, it is conceivable that different soil taxonomic units may be recognized on a landscape affected by a single, predominant genetic process (BOCKHEIM and UGOLINI, 1990). An understanding of the distribution of soil taxa is important for identifying sites that should be protected in Antarctica (BOCKHEIM *et al.*, 2015). The most pedodiversity area in President Head is upper plateaus with igneous rocks (Gelisols, Entisols and Inceptisols) and low pedodiversity is areas with SR or sediments in marine terrace (Entisols) (SOIL SURVEY STAFF, 2014). Typic Cryofluvents are the dominant soil unit, associated with marine terraces. Typic Haploturbels are fully associated with patterned ground landforms in upper plateaus. Ornithogenic soil units occupy the rocky outcrops in coastal area, this soils distribution is in accordance with previous studies in others areas of Antarctica (SCHAEFER *et al.*, 2015).

3.5. Correlation with physical and chemical soil properties

On the soils derived from IR + CBS (Supplementary Material 2), the coefficients show that acidity (H+Al) is correlated with OC (0.79) and P (0.71). The SB is highly correlated to Mg (0.94) and Ca (0.91), and with less correlation to K (0.43). Silt is correlated with K (0.55), Mg (0.55) and pH (0.54).

The coefficients on SR (Supplementary Material 2) show positive correlation between silt and pH (0.64), clay (0.63), Ca (0.57) and Mg (0.55). The OC were not correlated with others soil properties. We identified high positive correlation of SB with Ca (0.92), and moderate with silt (0.67) and Mg (0.64). Unlike the igneous rocks, the influence of K is very limited in the sedimentary domain.

4. Discussion

4.1. Lithological diversity, soil properties and soil groups

Based on lithological diversity, soil properties and classification, we recognize five (5) soil groups in President Head Peninsula: (1) Entisols on igneous, sedimentary rocks, and beach sediments (2) Inceptisols on igneous and sedimentary rocks, (3) Gelisols on igneous rocks, (4) phosphatized soils and (5) paludized soils. Although different lithologies form soils in the same taxon, the influence of parent material is expressed in soil properties. Some chemical and physical properties for each soil groups are summarized in Table 4.6. Representative pedons are presented in Figure 4.2.

Table 4.6. Mean values of the chemical and physical properties of the soil's groups in President Head Peninsula, Snow Island, Maritime Antarctica.

Soil Group	Lithology	pH H ₂ O	P	K	Na	Ca	Mg	Al ³⁺	H+Al ³⁺	SB	CEC _{eff}	CEC _{pot}	PSB	Alsat	ESP	OC	P-Rem	Sand	Silt	Clay
			mg.dm ³			cmolc.dm ³			%			dag.Kg	mg.L	kg.kg						
Entisols	igneous	5,98	171,60	178,00	522,86	7,50	7,50	0,93	5,74	17,73	18,66	23,48	75,20	5,29	9,73	2,70	17,33	0,66	0,18	0,16
	sedimentary	6,85	118,04	107,53	206,52	19,53	6,59	0,00	0,59	27,29	27,29	27,88	97,61	0,00	3,41	1,23	34,88	0,49	0,25	0,26
	beach sediments	4,57	459,40	178,63	325,38	3,00	1,19	2,78	11,38	6,06	8,84	17,44	34,53	31,13	7,89	2,55	33,28	0,82	0,07	0,11
Inceptisols	igneous	6,49	37,27	233,71	525,71	10,34	9,17	0,49	2,74	22,40	22,89	25,14	87,64	2,72	9,26	1,66	24,41	0,61	0,24	0,16
	sedimentary	5,59	29,95	160,00	215,00	8,71	12,58	0,79	3,00	22,64	23,43	25,64	86,60	4,68	3,89	0,65	25,50	0,55	0,23	0,22
Gelisols	igneous	6,57	48,92	214,73	506,36	10,56	9,76	0,12	1,74	23,07	23,19	24,82	92,54	0,66	9,52	1,40	31,91	0,64	0,19	0,16
Phosphatized	igneous	4,02	5978,20	350,00	660,00	10,53	2,11	0,62	24,50	16,40	17,02	40,90	40,10	3,65	7,03	10,76	68,15	0,67	0,12	0,20
Paludized	igneous	4,34	651,75	107,50	184,00	3,01	0,87	6,95	23,98	4,95	11,90	28,92	17,58	56,58	2,86	23,09	15,25	0,70	0,15	0,16

SB: sum of bases; CEC_{eff}: effective cation exchange capacity; CEC_{pot}: potential cation exchange capacity; PSB: percent base saturated; Al_{sat}: proportion of Al saturation; ESP: exchangeable Na percentage; OC: total organic carbon.

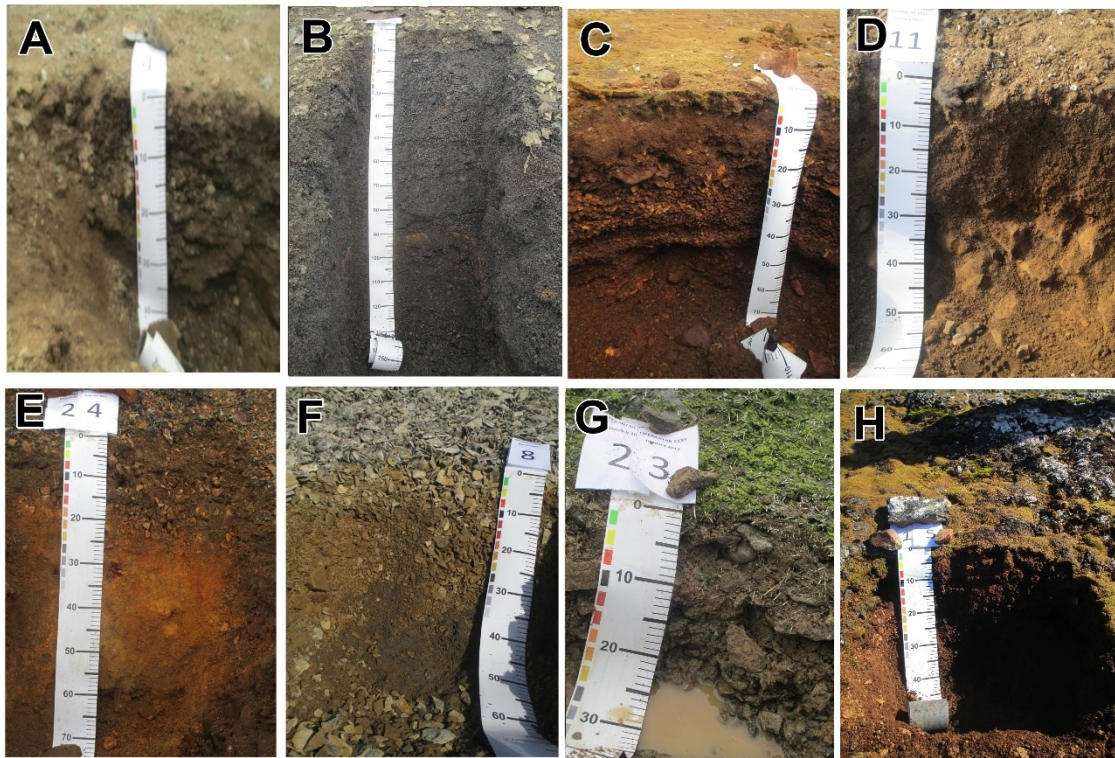


Figure 4.2. Representative pedons for each main soil group, President Head, Snow Island, Antarctica.

A - Entisol on igneous rocks (P4); B - Entisol on sedimentary rocks (P25); C - Entisol on beach sediments (P1); D - Inceptisol on igneous rocks (P14); E - Inceptisol on sedimentary rocks (P24); F - Gelisol on igneous rocks (P8); G - Phosphatization environment (P23); H - Paludization environment (P15).

4.2. Entisols

Entisols on IR can be represented by pedons P4, P5, P7, P18, P20 and P26; on SR by pedons P25, P27, P28, P29 and P30, and CBS by pedons P1, P2, P14, P21 and P22. Entisols on IR and SR are located at the highest altitudes, upper and dissected plateaus, or rock outcrops. On CBS, they are in marine terraces at different levels. In others areas in the South Shetlands archipelago, such as Keller Peninsula, Entisols are associated with felsenmeers, rock crests and outcrops, sometimes composing soil complex with Turbic Cryosols and Leptosols (FRANCELINO *et al.*, 2011). Lithic Entisols also occur in landforms of structurally controlled, resistant rocks on flat tops overlying basalt platforms. Soil texture is the main sandy loam (FRANCELINO *et al.*, 2011).

The most Entisols on IR are shallower than 45 cm and has lithic contact. The lithic contact is also present on SR, but the mean depth is greater (50 cm). On CBS the lithic contact is often

below 200 cm of the surface, and the pedons are even deeper (up to 110 cm) because of the sediment accumulation.

All Entisols have high content of sand, and low content of clay. On SR, however, the mean clay and silt content is higher (Table 4.6). This can be explained by genesis of clay by physical and chemical weathering, and/or textural heritage of the particle size of parent material. The both cases seems to occur in President Head. Soils associated with clayey SR (P25 and P30), have more clay than soils associated with sandstones (P26 and P27). As a result, the texture of soils in SR and CBS have strong lithological control. On IR, the clay content is directly dependent of the weathering degree.

The soil colors also have strong lithological dependence. On IR, soils on basalts and andesites have low pigmented and low chroma. On SR, the matiz range from 10YR to 2,5Y, showing right correlation with variation to the rock color. Soil on CBS have similar color, as result of sediments mixing. The soil structures show weakly to moderate degree on IR and SR, and weakly on CBS, with a dominance of subangular blocky form and single grains, respectively. In micromorphological scale, the structures are determined by relative distribution of the coarse and fine material in the groundmass. The chitonic and pellicular patterns, for example, are more developed in soil on SR. The frost action pedofeatures, however, is more developed in soils on IR. The CBS soils show open monic microstructure.

Chemically, Entisols on IR and SR have mean pH values close to neutrality, and acidic on CBS. The major P and CO content on CBS suggest that pH is controlled by fauna influence, mainly birds and elephant seals. The highest K values have different meanings. On IR soils, they are related to weathering of minerals such as K-feldspar, and on CBS soils, to the fauna influence. The Na content on IR is also related to the mineral weathering. The levels of SB, PSB and CEC decrease along SR – IR – CBS. These results also show strong lithological control. The higher values for SR are consequence of the greater clay content inherited from fine-grained rocks, such as mudstones and siltstones, that condition high CEC values even in a low degree of weathering. On the other hand, Entisols on CBS have lower values due to the small clay content present in the parent material.

XRD patterns of the clay fraction shown presence of silicate primary minerals (quartz and micas), expandable 2:1 clay minerals (vermiculite and montmorillonite) and 1:1 clay mineral (kaolinite) on the Entisols associated with IR and CBS. On SR, in addition to these same minerals, we observed iron oxyhydroxides (goethite), and traces of pyrite. This is consistent with analysis realized by Moura *et al.* (2012) in Livingston Island. They identified in soils from SR clay mineralogy with greater amounts of smectite, illite, quartz, plagioclases

and traces of chlorite and hydroxy-interlayered vermiculite. Primary minerals in clay fraction are mainly inherited from parent materials through physical particle-size reduction promoted by soil freeze-and-thaw cycles (VENNUM; NEJEDLY, 1990; SIMAS *et al.*, 2006).

The CIA index in Entisols associated with IR, SR and CBS ranged from 60 to 74, 68 to 82 and 63 to 70, respectively. A smaller variation occurs on IR and show similar chemical weathering behavior between andesites, basalts and tuffs. Higher values observed in SR are influenced by the presence of mudstones. These rocks are rich in clay minerals and induce high CIA values in conditions of poor weathering. For example, soils associated with sandstone (P29) show 68 value and on mudstones 82, both on the C horizon. This suggesting strong influence of the SR type in the CIA index. On beach sediments, the higher values are also determined by presence of clay minerals in soil composition, mainly pre-weathered minerals deposited on the terraces.

4.3. Inceptisols

Inceptisols on IR can be represented by pedons P9, P11, P13 and P16, and SR by one pedon (P24). These soils are distributed on the plateaus forming a soil complex with Gelisols, like identified by Francelino *et al* (2011) in Keller Peninsula. They are deeper in both parent materials, mainly on SR, were exceeding 75 cm.

Similar textures occur on Inceptisols, with more clay content on SR. The pedon P24 is associated with siltstone. These clays are interpreted as product of the weathering, and not only just inherited from the parent material. Entisols on same rock (P28), for example, have less clay content. Thus, it is possible that the development of pedogenesis also contributed to the generation of fine particles.

Chemically, Inceptisols on SR are relatively acid, and the pH values on IR are close to neutrality. H^+ + Al^{3+} and aluminum saturation are also higher on SR soils, suggesting the existence of some source of acidity. Base saturated are high in both rock groups, controlled by Ca and Na content. The highest Na values on IR confirm the alteration of minerals as the main source, like on Entisols.

The XRD patterns revealed the presence of silicate primary minerals and expandable 2:1 clay minerals on IR soils. On SR, XRD patterns indicate silicate primary minerals (quartz, micas, and chlorite), expandable 2:1 clay minerals (vermiculite and montmorillonite), non

expandable 2:1 clay minerals (illite), 1:1 clay mineral (kaolinite) and iron oxyhydroxides (goethite). Sulphate minerals (jarosite) and traces of pyrite are also identified.

Pyrite, jarosite and goethite is frequently associated with sulfurization process (LOPES *et al.*, 2019b; SIMAS *et al.*, 2006; DELPUPO *et al.*, 2014; TATUR *et al.*, 1993). Normally, these minerals are present in IR by hydrothermal metamorphism, mainly in veins. In SR, however, sulfides have been reported as a product of absolute enrichment in a submerged marine environment. In this case, the sulfides are found in the rock, and form disseminated small crystals. When exposed, sulfides can be oxidized. Acid sulphate drainage effects is intense enough to result in strong silicate weathering in sedimentary rock (TATUR *et al.*, 1993).

The comparison of the soil properties between Entisols and Inceptisols on SR, show a higher soil development degree in rocks more enriched in disseminated sulfides. Although the pH values do not show well-developed acid sulphated soils, they already show signs (potential acidity, yellowish color, greater depth, newly formed secondary minerals, etc.) that the oxidation of sulphides is responsible for the advance of chemical weathering. The aluminum in the exchange complex is another sign that sedimentary rocks with sulfides are chemically more weathered. No other soil associated with SR showed aluminum saturation, only pedon P24.

Micromorphological features corroborate the influence of sulfurization on SR. The thin sections show the presence of immersed and/or oriented tiny sulfide grains in the rocks. These grains have oxidized edges, which evolve into moldic-type voids (CHOQUETTE; PRAY, 1970). Throughout the fractures, the percolation of acid solutions extends the zones of alteration, increasing the oxidation of the rock. A basic enaulic microstructure is formed, with rounded aggregates in sulphide accumulation zone, and litoreliquial rock fragments in the zones with poor sulfide concentrations.

On IR, the soils are more developed than SR soils. IR, unlike SR, do not show enrichment in sulfides, thus, the highest degree of weathering is caused by the position in the landscape and association with areas affected by permafrost and cryoturbation. One of the indicators of the advancement of weathering is the increase in saturation of the base exchange complex, which in this case, means the greater chemical weathering of the minerals contained in the basalts, andesites and tuff.

4.4. Gelisols

We characterized seven Gelisols exclusively on IR (P3, P6, P8, P10, P12, P17 and P19). All pedons are distributed on plateaus. Cryoturbation is a dominant pedologic process in permafrost-affected soils and is used to delineate Gelisols in Soil Taxonomy (BOCKHEIM and TARNOCAI, 1998). In South Shetlands Islands, on “highlands, mountains and upper platforms” (above 50 m a.s.l.), the frost heaving (patterned ground) and frozen bodies creep and flow prevail in an environment dominated by permafrost (LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2012).

We observed typical cryoturbation features and processes such as vertical orientation of stones, discontinuous and irregular horizons, buried organic horizons, patterned ground and frost heaving. The most evident cryoturbation features are involutions, irregular and broken (distorted) horizon originate from soil mass displacement, ice segregation, thermal cracking, and from related frost processes such as collapse during thermokarst and mass-wasting due to gelifluction (BOCKHEIM and TARNOCAI, 1998).

A lithological control seems to exist in the result of the cryoturbation features. Soils with mud boils pattern were identified exclusively in areas with tuffs. The same situation was observed by Rodrigues *et al* (2019) in Harmony Point, Nelson Island. According to Bockheim (2015), the most common patterned ground forms includes sorted, poorly sorted and unsorted circles, nets, polygons, steps and stripes. In the circular pattern, fine sediments are concentrated in the center and are surrounded by a circle of larger lithic fragments (FRENCH, 2007). It seems that the tuft fragmentation pattern favors frost action processes and the separation between coarse and fine grains (MICHAELSON *et al.*, 2008; PING *et al.*, 2008).

Gelisols at President Head have pH values close to neutrality, high levels base saturated, high sum of bases and low organic carbon (Table 4.6). These results are in accordance with those found by previous studies in Gelisols from others Antarctica ice-free areas (MICHEL *et al.*, 2014; SIMAS *et al.*, 2007). The XRD patterns revealed the presence of silicate primary minerals (quartz, micas and amphibole), expandable 2:1 clay minerals (vermiculite and montmorillonite), 1:1 clay mineral (kaolinite).

4.5. Phosphatized soils

Soil genesis of Maritime Antarctica can be greatly influenced by several animals excreta, mainly seabirds (MICHEL *et al.*, 2006). Phosphatization is the process by which phosphorus is emplaced in a host material, the alteration of rocky material takes place under the impact of chemically rich in phosphorus guano solutions (TATUR; MYRCHA, 1984). The phosphatization can have different course at different depths of the soil profile (TATUR; MYRCHA, 1984).

Only one pedon was classified as Ornithogenic in the PHP (P23). According Simas *et al.* (2007), soils affected by ornithogenesis include P values greater than 500 mg.dm³, or 300 mg.dm³ with other indicators, such as bones, eggshells and feathers (IUSS WORKING GROUP WRB, 2014). In President Head, the influence of nesting birds (skuas and petrels) was restricted to soils developed on rocky outcrop in marine terrace, marked by the presence of bones and buried eggshells.

The pedon P23 is shallow (30 cm), with low chroma. The structure has a weak degree, with subangular blocky form. This group have high content of sand (67%) and relevant content of clay (17 to 23%). The transition between soil horizons is clear to gradual and irregular. This soil has low pH (3.4 to 3.6), show high available P (ranging from 5688.6 to 6267.8 mg.dm³) and higher OC contents (ranging from 14.6 to 6.1 dag.Kg⁻¹). The ornithogenic soils are readily distinguished from the non-ornithogenic soil by presence of continuous vegetation cover, lower pH and bases saturation, very high extractable-P, exchangeable Al and OC (SIMAS *et al.*, 2007).

The XRD patterns revealed the presence of quartz, micas, amphibole and phosphate minerals (apatite, leucophosphite and taranakite). The phosphate illuviation characterize a distinct process of phosphatization, with P mobility and neoformation of secondary phosphates, such as taranakite, minyulite and leucophosphite (SIMAS *et al.*, 2007). Leucophosphite is the main mineral of the subsurface yellow layer, forms as a precipitate in neutral or slightly acid conditions and taranakite forms from strong acid solution with lower phosphorus but enough high alkali content (TATUR; MYRCHA, 1984).

Although only one profile has been classified as ornithogenic, it does not represent the only phosphatized soil. The high positive correlation between pH, P and CO in soils associated with CBS + IR (Supplementary Material 2), shows soils on marine terraces with high phosphorus content, low pH, but without meeting the other criterias to be classified as

ornithogenic. This is the case of the pedon P2, with 2225.70 mg.dm³ on superficial horizon. These soils are associated with elephant sea colonies, very common in coastal areas on Snow Island.

Thus, soils affected by birds are considered ornithogenic, but enrichment in phosphorus and the phosphatization processes are not exclusive for these animals. The Maritime Antarctica terrestrial ecosystem develop in the ice-free coastal zone with high nutrient input from manuring by sea animals (TATUR *et al.*, 1997). Be soils are the most important site of carbon sequestration in Antarctica terrestrial ecosystems and present relevant chemical weathering (MICHEL *et al.*, 2006; SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1989, 1984). There are no studies comparing soil phosphated by marine mammals and birds. There are also no proposals to expand the classification of soils generated by this process.

4.6. Paludized soils

This soil group being represented by pedon P15. This is a very specific and restricted pedoenvironment in Snow Island. Paludization is a process that occur in Antarctica by the preservation of organic matter in cold environments. This process refers to the deep accumulation of organic materials and the genesis of organic horizons (HAUS *et al.*, 2015). Paludized soils have high content of organic carbon (23.09 dag.Kg⁻¹), low pH (4.3), low base saturation (17.5%) and high Al saturation (56.5%) (Table 4.6). The XRD patterns revealed the presence quartz, micas, vermiculite and montmorillonite. These appears to be the most common clay mineralogical pattern of soils on IR.

These soils are classified as Histels (suborder of the Gelisols), representing organic soils. Histosols and Histels result from paludization in areas without and with permafrost, respectively (BOCKHEIM *et al.*, 2015), nesting and migratory birds may influence all of these soils (SIMAS *et al.*, 2007). In this pedoenvironment is common organic matter involutions. Some of the organic matter diffuses from the tongues into pockets and streaks under the soil profile involutions, but much of it spreads laterally across the permafrost table (BOCKHEIM and TARNOCAL, 1998).

The organic accumulation and decomposition decline in the Maritime Antarctica compared to Temperate Zones, being insignificant in Continental Antarctica (BOCKHEIM and UGOLINI, 1990). In Maritime Antarctica, paludization is due to the accumulation of mosses

(usually moss associations) (HAUS *et al.*, 2015). The paludization environment in President Head Peninsula is due to the accumulation of mosses in permafrost area.

5. Conclusions

- We identified five soil groups in President Head, Snow Island: (1) Entisols on igneous, sedimentary rocks, and beach sediments (2) Inceptisols on igneous and sedimentary rocks, (3) Gelisols on igneous rocks, (4) phosphatized soils and (5) paludized soils.
- The areas with IR are more pedodiverse than areas with SR and CBS.
- Typic Cryofluvents are dominant soil unit in President Head. Typic Haploturbels are fully associated with permafrost and patterned ground in upper plateaus.
- Soil physical, chemical, mineralogical, micromorphological properties and the weathering degree are directly influenced by rock type.
- Soil weakly developed on SR have physical and chemical properties influenced by texture of rocks. Thus, soils derived from clayed rocks, such as mudstones, have similar properties to the more developed soils in other rocks domains, such as IR.
- The SR is very affected by crioclastic and mass movement processes. Because for that, the pedogenesis is less developed than morphogenesis. Only rocks with disseminated sulphide showed a more favorable performance of chemical weathering.
- The pedogenesis on IR is similar between rock types. However, the formation of patterned ground like mud boils occurs mainly in tuffs, because this rock has greater disposition for fragmentation, clay generation and separation between coarse and fine grains.
- Ornithogenic soils area associated with fly bird's nests in rock outcrops in coastal areas. The phosphatization processes, however, is not exclusive of birds, and occur in marine terrace by excreta deposition of the elephant seals colonies.

References

- ALVAREZ, V. H. V. *et al.* Determinação e uso do fósforo remanescente. *B. Inf. SBCS*, v. 25, p. 27–32, 2000.
- BALKS, M. R. *et al.* Windows on Antarctic soil – landscape relationships : comparison across selected regions of Antarctica. *In: HAMBREY, M.J. et al. Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes*. Geological Society, London, Special Publications, 381, p. 397–410, 2013.
- BAÑÓN, M., JUSTEL, A., VELÁZQUEZ, D., QUESADA, A. Regional weather survey on Byers Peninsula , Livingston Island , South Shetland Islands , Antarctica. *Antarct. Antarct. Sci.* 25, p. 146–156, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1017/S0954102012001046>>
- BOCKHEIM, J.G.; UGOLINI, F. C. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the Southern Circumpolar Region. *Quaternary Research*, v. 34, n. 1, p. 47–66, 1990.
- BOCKHEIM, J.G. Properties and classification of cold desert soils from Antarctica. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, p. 224–231, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100010031x>
- BOCKHEIM, J.G., TARNOCAI, C., Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils. *Geoderma* 81, p. 281–293, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00115-8)
- BOCKHEIM, J. *et al.* Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. *Global and Planetary Change*, v. 100, p. 215–223, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.018>>.
- BOCKHEIM, J.G., *Cryopedology*. Springer, London, 2015. 182p.
- BOCKHEIM, J.G.; BALKS, M.R.; MCLEOD, M. ANTPAS guide for describing, sampling, analyzing and classifying soils of the Antarctic region. *Earth, ANTPAS*, p. 1-12, 2006.
- BOCKHEIM, J.G., LUPACHEV, A. V., BLUME, H.P., BÖLTER, M., SIMAS, F.N.B., MCLEOD, M., Distribution of soil taxa in Antarctica: A preliminary analysis. *Geoderma* 245–246, p. 104–111, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.01.017>
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Amsterdam: Elsevier, 1987. 367p. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21275626>>.
- CANTRILL, D. J. Early Cretaceous fern foliage from President Head , Snow Island , Antarctica. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, v. 22:3, p. 241–258, 1998.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C., Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 54, p. 207-250, 1970.
- DELPUPO, C., *et al.* Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. *Geomorphology*, p; 1–13, 2014.

EMBRAPA. *Manual de Métodos de Análise de Solo, 2a Edição*. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 1997. 212p.

EMBRAPA. Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos. 1995, Brasília: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - SPI, 1995. p. 101.

FRANCELINO, M. R. *et al.* Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Catena*, v. 85, n. 3, p. 194–204, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2010.12.007>>.

FRENCH, H. M. *The Periglacial Environment*. 3. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 479p.

HARRIS, C., ELLIS, S. Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, Northern Norway. *Geoderma*, 23: p. 11-29, 1980.

HATHWAY, B.; LOMAS, S. A. The Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, p. 43–67, 1998.

HAUS, N. *et al.* Soils of Graham and Palmer Lands, Antarctic Peninsula. In: BOCKHEIM, J.G. (Org.). *The soils of Antarctica*. Switzerland: Springer International Publishing, p. 205–225, 2015.

IUSS WORKING GROUP WRB. *World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. Rome: World Soil Resources Reports No. 106. FAO, v. 43, 2014. 191p.

KOVDA, I., LEBEDEVA, M. Modern and relict features in clayey cryogenic soils: morphological and micromorphological identification. *Span. J. Soil Sci.*, 3: p. 1-18, 2013..

KUHN, P., AGUILAR, J., MIEDEMA, R. Textural pedofeatures and related horizons. In: STOOPS, V. MARCELINO, G., MEES, F. (Eds). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, 1st edn., Elsevier. Science, Amsterdam, p. 217-250, 2010.

KUHN, P., AGUILAR, J., MIEDEMA, R. Textural pedofeatures and related horizons. In: STOOPS, V. MARCELINO, G., MEES, F. (Eds). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, 2nd edn., Elsevier, p. 377-423, 2018.

LOPES, D.V. *et al.* Solos de basalto da Antártica: implicações paleoclimáticas ao longo de uma sequência climática. REDE – Revista Eletrônica do PRODEMA, v. 13, n. 1, p. 7–18, 2019a.

LOPES, D. V. *et al.* Concretionary horizons, unusual pedogenetic processes and features of sulfate affected soils from Antarctica. *Geoderma*, v. 347, n. March, p. 13–24, 2019b. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706117314337>>.

LOPEZ-MARTINEZ, J. *et al.* Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, v. 155–156, p. 62–79, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.018>>.

- MANN, D.H., SLETTEN, R.S., UGOLINI, F.C., Soil development at Kongsfjord, Spitsbergen. *Polar Res.* 4: p. 1-16, 1986.
- MICHAELSON, G., Ping, J., C. L., Epstein, H., Kimble, J. M., Walker, D. A., Soils and frost boil ecosystems across the North American Arctic Transect. *J. Geophys. Res.*, 113, G03S11, 2008. Disponível em: <doi:10.1029/2007JG000672>
- MICHEL, R F M *et al.* Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from maritime Antarctica; pedogenesis, vegetation, and carbon studies. *Soil Science Society of America Journal.* v. 70(4), n. October, p. 1370–1376, 2006.
- MICHEL, R.F.M *et al.* Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.041>>.
- NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 299, n. 5885, p. 715–717, 1982.
- NICHOLS, R.L. Coastal Geomorphology, McMurdo Sound, Antarctica. *J. Glaciol.* 7, 449–478, 1968.
- PING, C.L., MICHAELSON, G.J., KIMBLE, J.M., ROMANOVSKY, V.E., SHUR, Y.L., SWANSON, D.K., WALKER, D.A., 2008. Cryogenesis and soil formation along a bioclimate gradient in Arctic North America. *J Geophys Res* 113:G03S12. doi:10.1029/2008JG000744.
- SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Soils and Landforms at Hope Bay, Antarctic Peninsula: Formation, Classification, Distribution, and Relationships. *Soil Science Society of America Journal*, v. 79, n. 1, p. 175–184, 2015.
- SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica : A case study from Hope Bay. *Catena*, v. 149, p. 582–591, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>>.
- SERRANO, E.; LOPEZ-MARTINEZ, J. Rock glaciers in the South Shetland islands, western Antarctica. *Geomorphology*, v. 35, n. 1–2, p. 145–162, 2000.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (Cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays and Clay Minerals*, v. 54, n. 6, p. 721–736, 2006.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.
- SIMAS, F.N.B. *et al.* Genesis, properties and classification of Cryosols from Admiralty Bay, maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, n. 1–2, p. 116–122, 2008.
- SMELLIE, J. L. *et al.* The geology of the South Shetland Islands. *VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. British Antarctic Survey Scientific Reports*, nº 87, p. 1-85, 1984.
- SOIL SURVEY STAFF. Keys to soil taxonomy. *Soil Conservation Service*, v. 12, p. 410pp, 2014. Disponível em: <http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051546.pdf>.

STOOPS, G. *Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections*. SSSA. Madison, WI. 2003. 184p.

STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (eds).. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier Science, 2010. 720 p.

STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, 2nd ed. Elsevier, 2018. 1000 p.

TARNOCAI, C., BOCKHEIM, J. Cryosolic soils of Canada: genesis, distribution, and classification. *Can. J. Soil Sci.* 91(5): 749-762, 2011.

TATUR, A.; MYRCHA, A. Ornithogenic soils on King George Island, South Shetland Islands (Maritime Antarctic Zone). *Polish Polar Research*, v. 5, n. 1–2, p. 31–60, 1984.

TATUR, A. *et al.* Surface mineralization on Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, v. 14, n. 2, p. 153–168, 1993.

TATUR, A.; MYRCHA, A. Soils and vegetation in abandoned penguin rookeries (maritime Antarctic). *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology*, v. 2, p. 181–189, 1989.

TATUR, A.; MYRCHA, A.; NIEGODZISZ, J. Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in the maritime Antarctic. *Polar Biology*, v. 17, n. 5, p. 405–417, 1997.

TODISCO, D., BHIRY, N. Micromorphology of periglacial sediments from the Tayara site, Qirkitaq Island, Nunavik (Canada). *Catena*, 76: 1-21, 2008.

VAN VLIET-LANOË, B. Frost action. *In*: STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (eds). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 81-108, 2010.

VAN VLIET-LANOË, B.; FOX, C. A., GUBIN, S. V. Micromorphology of cryosols. *In*: Kimble, J. M. (Ed.). *Cryosols- permafrost affected soils*. Springer, 365-390, 2004.

VAN VLIET-LANOË, B., FOX, C. A. Frost Action, *In*: STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 575-603, 2018.

VAN VLIET-LANOË, B.. Frost and soils: implications for palaeosols, palaeo-climates and stratigraphy. *Catena*, 34: 157-183, 1998.

VENNUM, W.R., NEJEDLY, J.W. Clay mineralogy of soils developed on weathered igneous rocks, West Antarctica. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* 33, 579–584, 1990.
<https://doi.org/10.1080/00288306.1990.10421376>

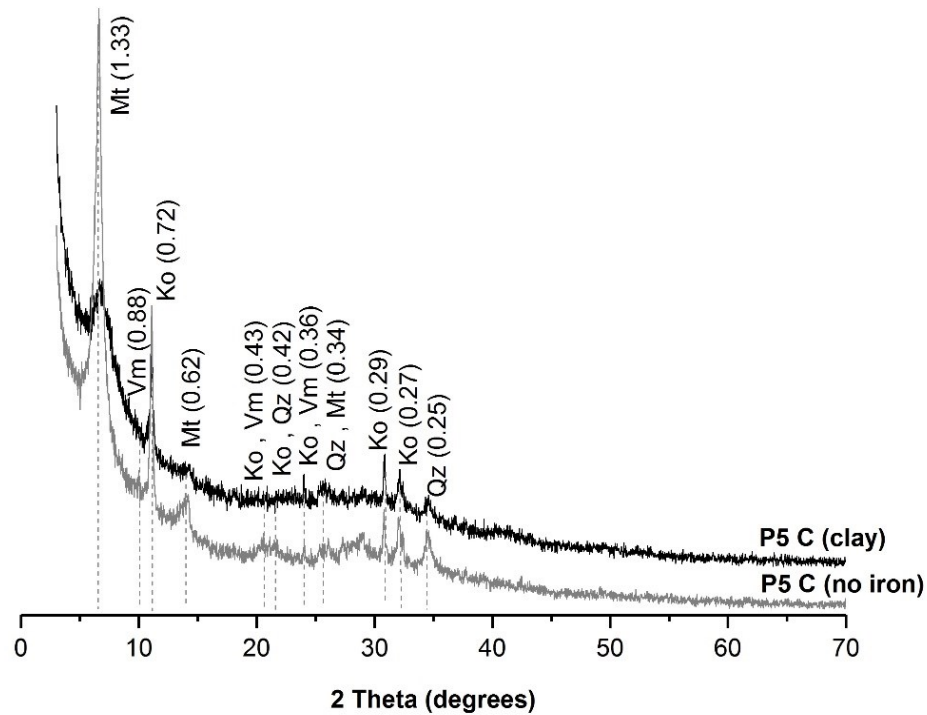
VIEIRA, G. *et al.* Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: Advances during the international polar year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 21, n. 2, p. 182–197, 2010.

VILLAGRAN, X. S., SCHAEFER, C. E. G. R., LIGOUIS, B. Living in the cold: geoarchaeology of sealing sites from Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). *Quat. Int.* n° 27: 184-199, 2013.

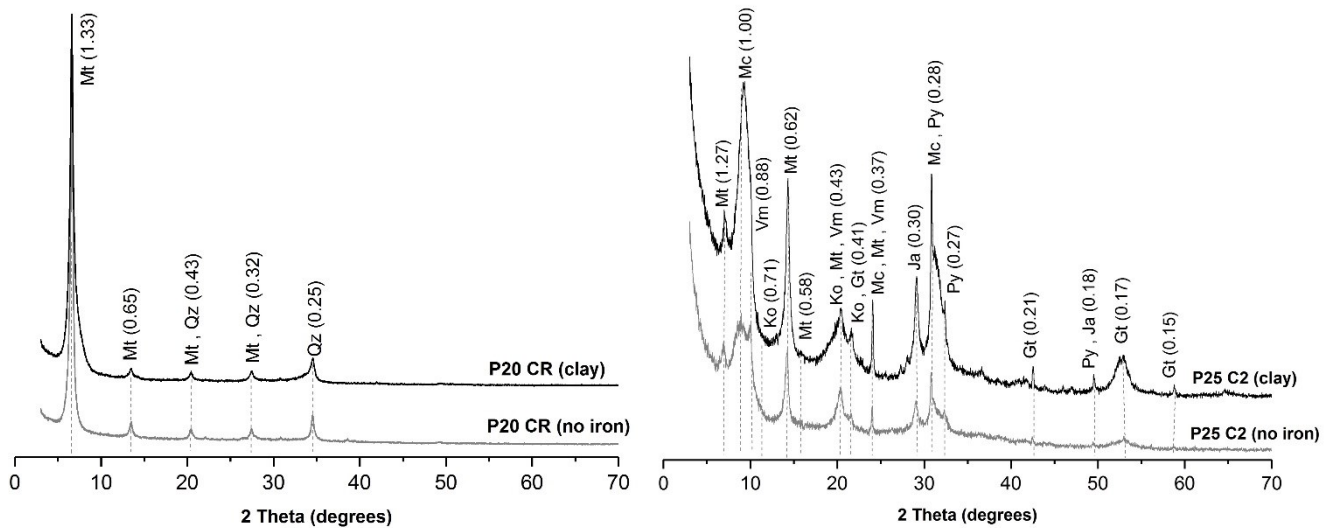
YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, v. 19, n. 13, p. 1467–1476, 1988.

YERSHOV, E. D. *General Geocryology*, Studies in Polar Research Series. Cambridge University Pres. 1998. 580 p.

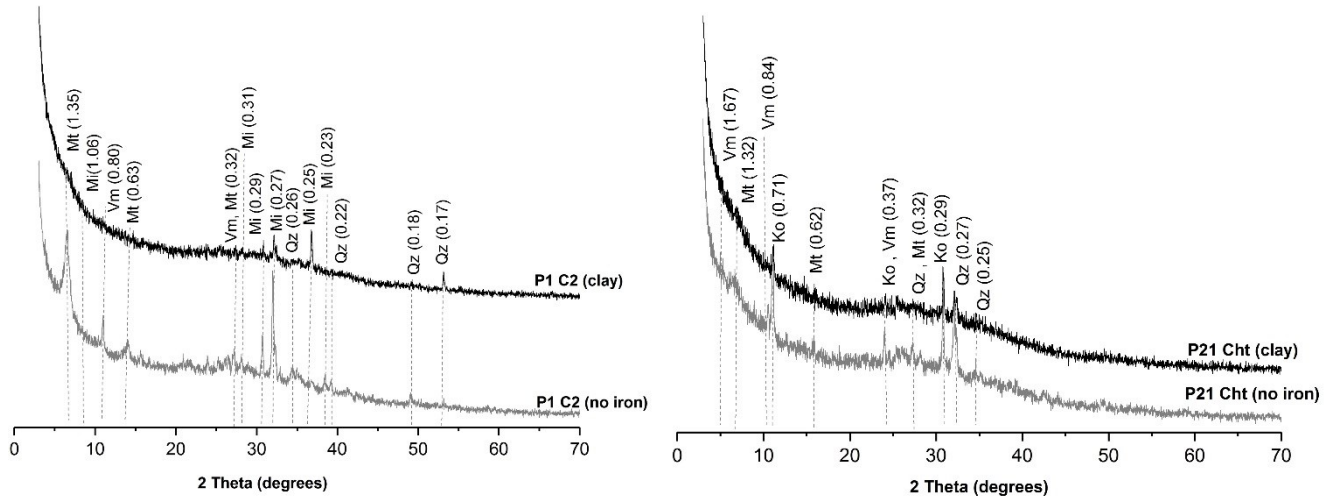
Supplementary Material 1



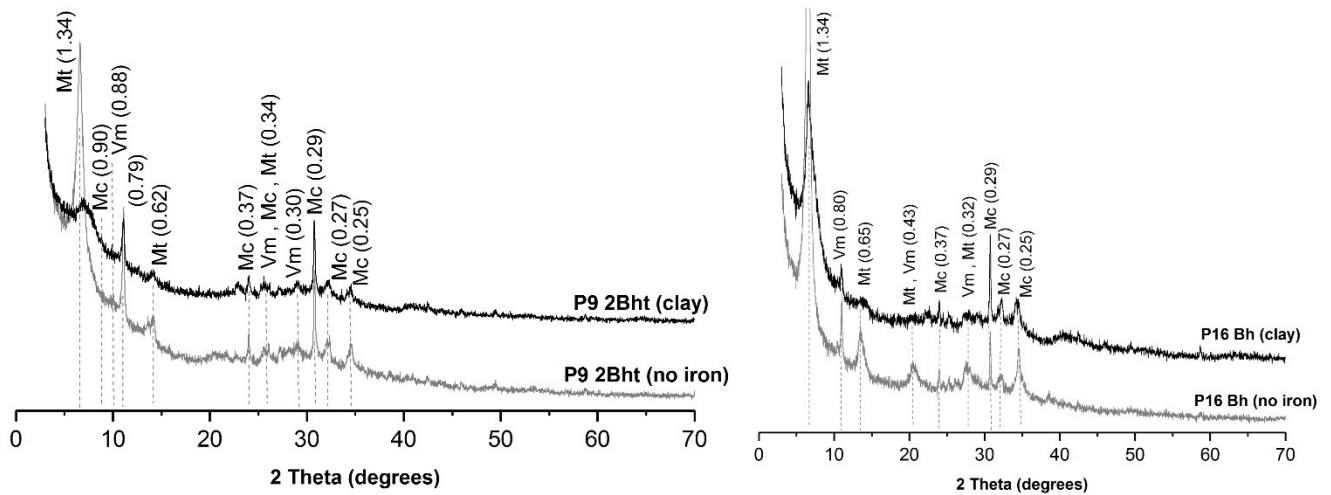
XRD patterns for the Entisols on IR at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P5 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Ko — kaolinite, Mi — mica. “d” in nm.



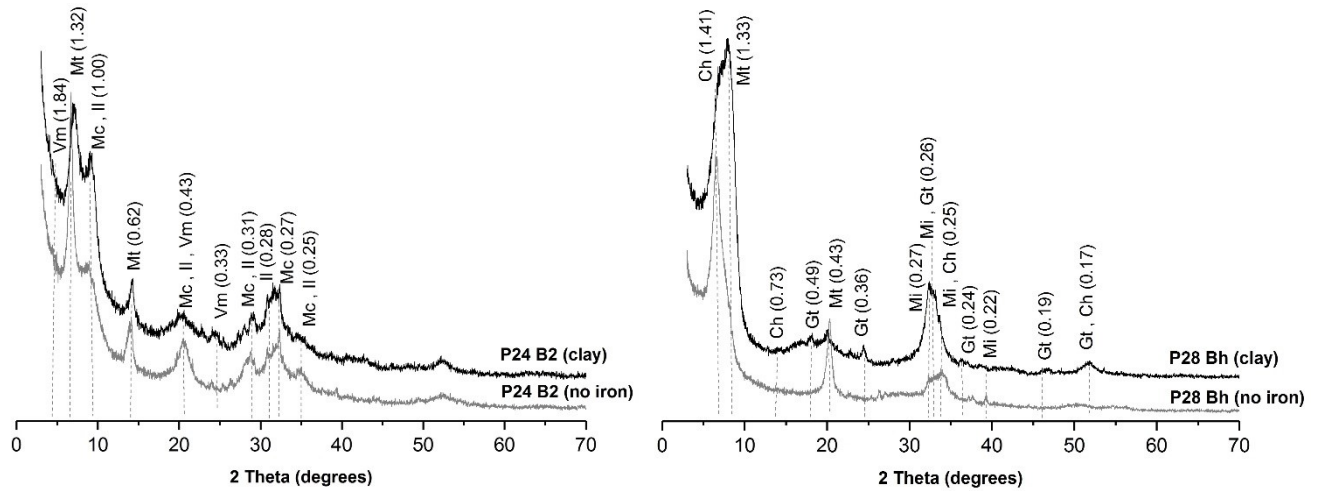
XRD patterns for the Entisols on SR at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P20 and P25 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Ko — kaolinite, Mi — mica, Py — pyrite, Gt — goethite, Ja - jarosite. “d” in nm.



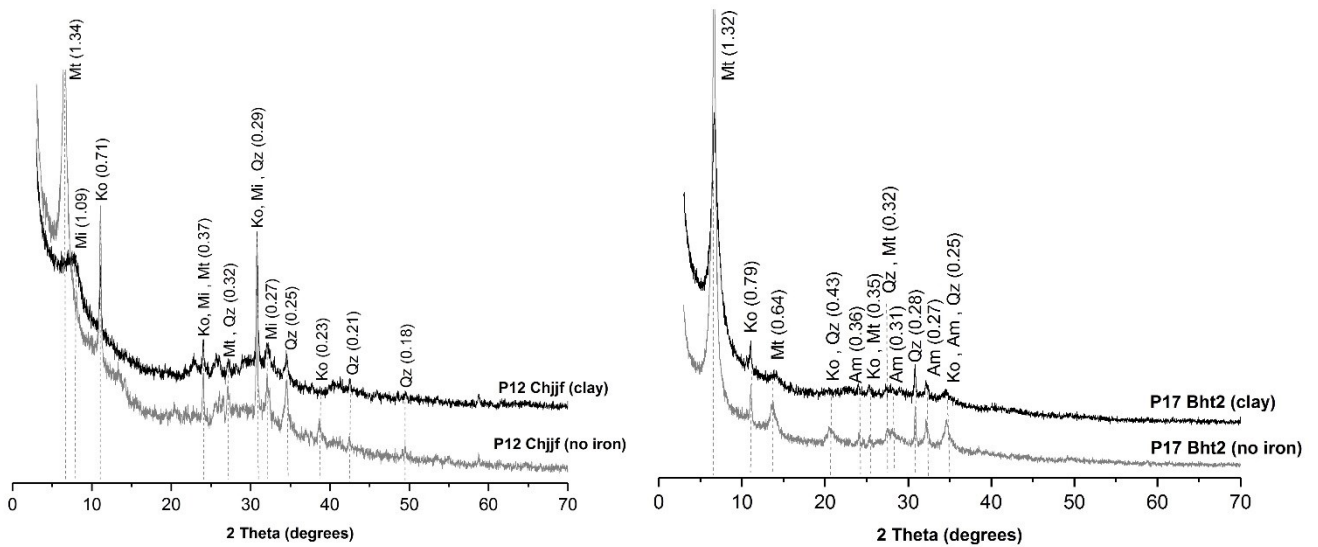
XRD patterns for the Entisols on CBS at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P1 and P21 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Ko — kaolinite, Mi — mica. “d” in nm.



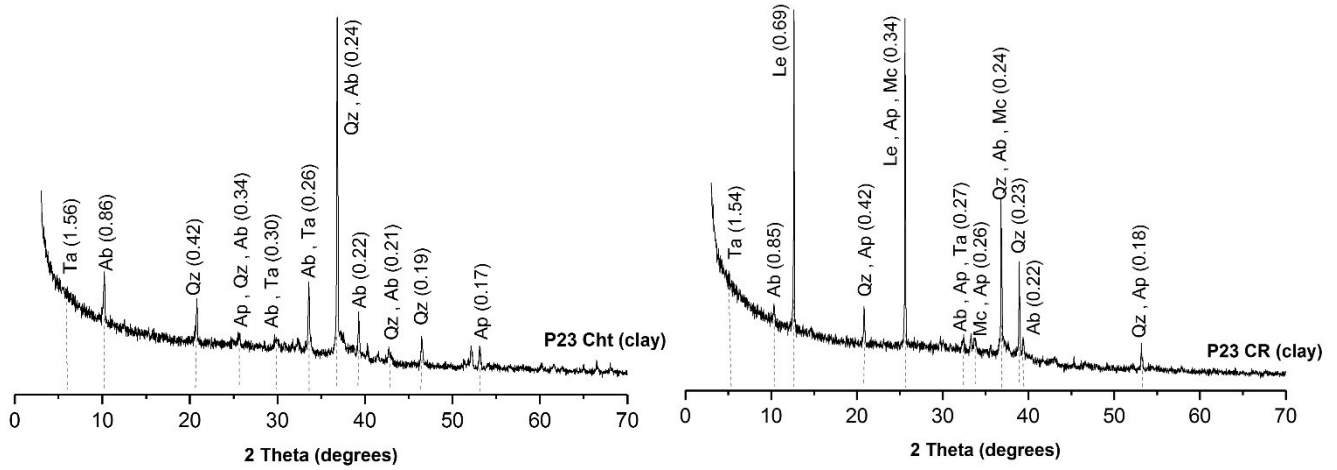
XRD patterns for the Inceptisols on IR at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica ca. Pedon P9 and P16 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Mc — mica. “d” in nm.



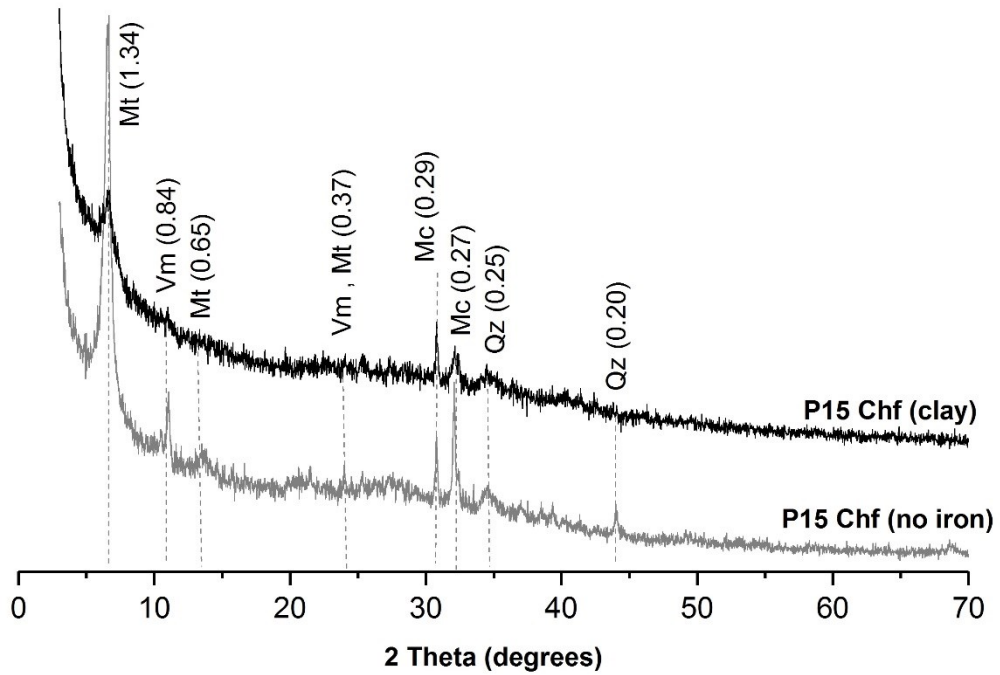
XRD patterns for the Inceptisols on SR at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P24 and P28 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Ko — kaolinite, Mc — mica, Il – illite, Ch – chlorite, Gt - goethite. “d” in nm.



XRD patterns for the Gelisols on periglacial environment at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P12 and P17 (clay and no iron). Am – amphibole, Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Ko — kaolinite, Mc — mica. “d” in nm.

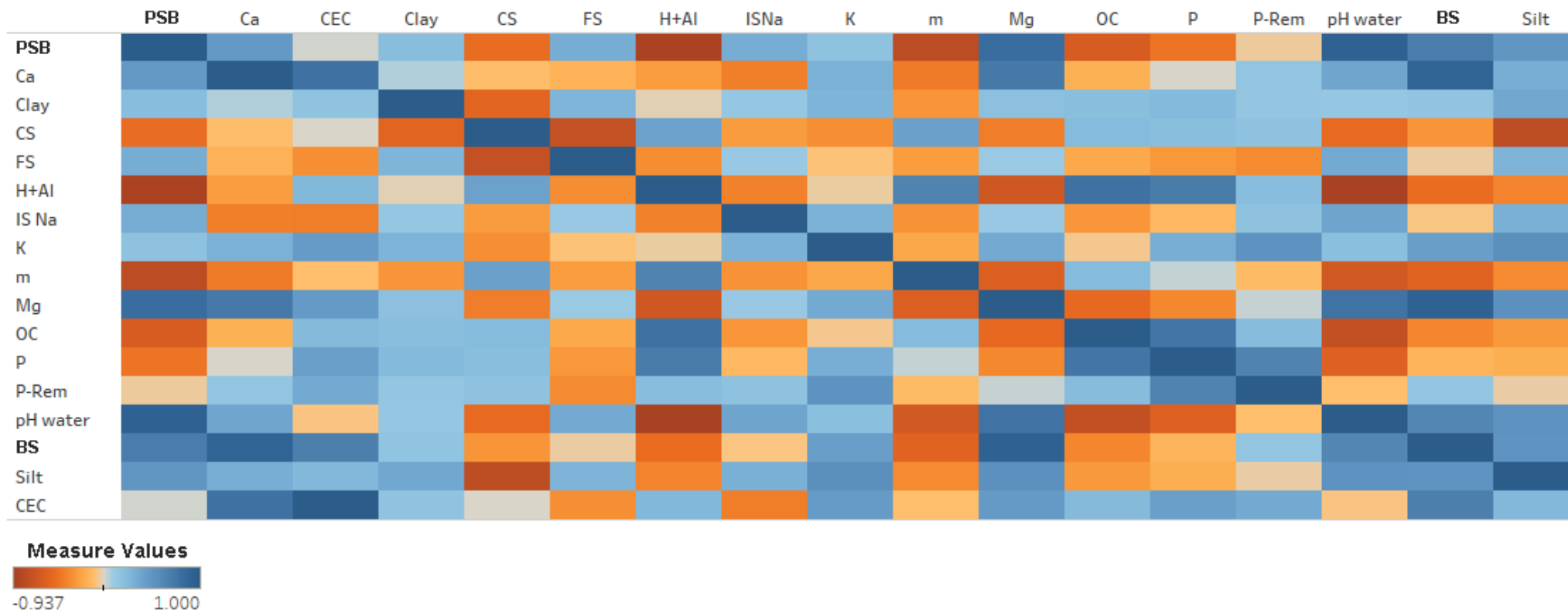


XRD patterns for the Phosphatized soils at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P23 (clay). Qz — quartz, Mc — mica, Ta – taranakite, Ab – amphibole, Ap – apatite, Le - leucophosphate. “d” in nm.

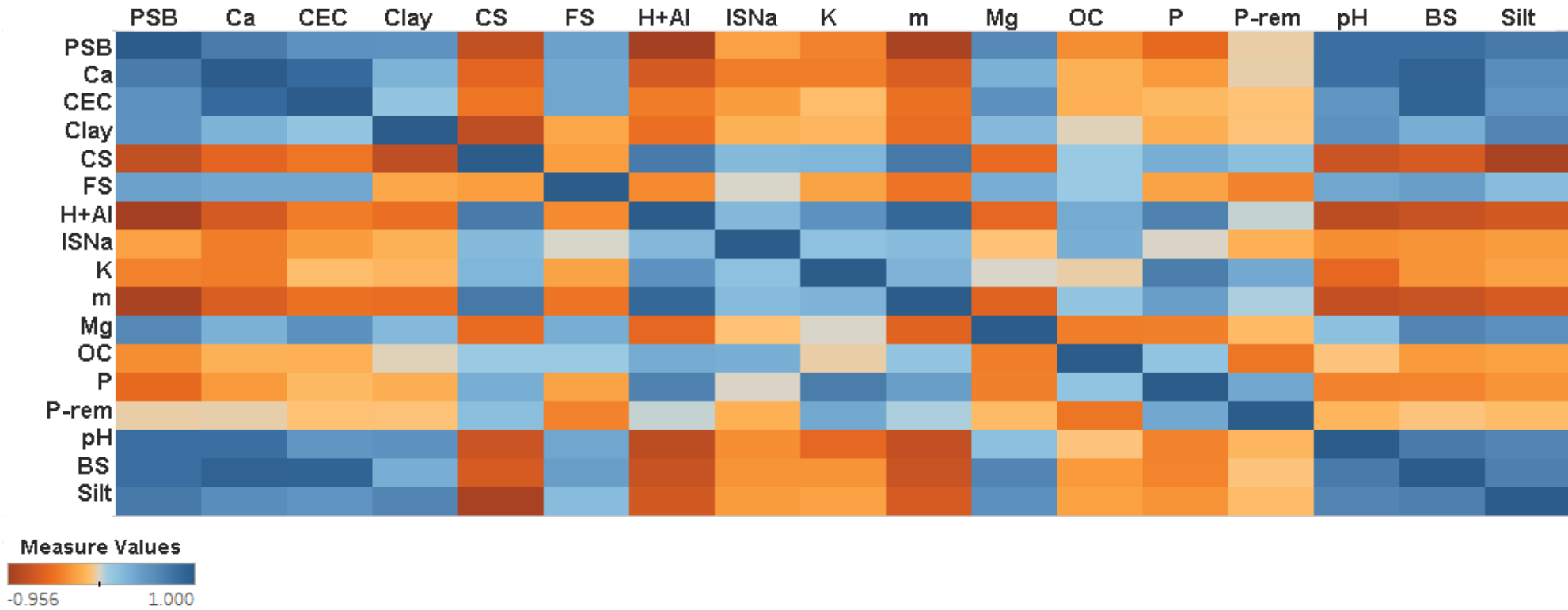


XRD patterns for the Palutized soils at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica. Pedon P15 (clay and no iron). Mt — montmorillonite, Qz — quartz, Vm — vermiculite, Mc — mica. “d” in nm.

Supplementary Material 2



Correlation between physical and chemical properties in soils associated with IR + CBS. Legend: SB: sum of bases; CECpot: potential cation exchange capacity; PSB: per base saturated; m: proportion of Al saturation; ISNa: exchangeable Na percentage; OC: organic carbon; CS: coarse sand; FS: fine sand.



Correlation between physical and chemical properties in soils associated with SR. Legend: SB: sum of bases; CECpot: potential cation exchange capacity; PSB: percent bases saturated; m: proportion of Al saturation; ISNa: exchangeable Na percentage; OC: organic carbon; CS: coarse sand; FS: fine sand.

CAPÍTULO 5

SOIL POCKET PHOSPHATIZATION AND CHEMICAL WEATHERING OF SITES AFFECTED BY FLYING BIRDS OF MARITIME ANTARCTICA

Abstract

Although ornithogenic soils have been previously studied in Maritime Antarctica, most studies focus on the influence of penguins. Little reports are available about influence by flying birds. The purpose of this study was to report the main morphological, chemical, physical, mineralogical and micromorphological characteristics of ornithogenic soils pockets influenced by flying birds of Snow Island, Maritime Antarctica. Zone of phosphatization have high concentration of P, K and Ca. The XRD patterns for the clay fraction of ornithogenic soils show that phosphate minerals are the main crystalline phases (leucophosphite, minyulite, fluorapatite and apatite). We show that even under typical periglacial conditions in Antarctica, sites influenced by flying birds present active chemical weathering processes (phosphatization). This process release exchangeable bases and accelerate mineralogical changes. These sites are importants hotspots of nutrients in Antarctic terrestrial ecosystems. These ornithogenic environments are susceptible to high rates of erosion, global change can remobilize nutrients stocked returning them to the sea.

Keywords: Ornithogenic soil; nutrients hotspots; secondary minerals; climate change.

1. Introduction

Ornithogenic soils consist of a layer of guano composed of materials with strong influence of birds (SIMAS *et al.*, 2007; UGOLINI, 1972), it often has a high content of gravel that has been transported by birds and is identified by other indications as bones, carcasses, eggshells and feathers (IUSS WORKING GROUP WRB, 2014). Ornithogenic soils of the Maritime Antarctic are different than those of the Continent (TATUR; MYRCHA, 1984). In environment wet, the substances washed from the decomposition of guano react with the substrate to form a wide phosphatase zone (SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1984). The ornithogenic soils of this region are unique in Antarctica and represent important sites where phosphatization is the main soil-forming process (DAHER *et al.*, 2019; LOPES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2007). These conditions favor the formation of deeper and with more fine particles (silt + clay). There are still several gaps in genesis, processes and transformation systems in phosphatized environments.

Birds activity during the short austral summer in Maritime Antarctica promotes sea-land transference of nutrients and organic matter (SIMAS *et al.*, 2007). Large amounts of guano deposited by marine birds accumulate on ice-free areas (DAHER *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2007). Ornithogenic sites constitute the most important reservoirs that retain carbon in Antarctic terrestrial ecosystems (SIMAS *et al.*, 2007; UGOLINI, 1972). In these conditions, it favors the growth of the vegetation (COCKS *et al.*, 1999; MICHEL *et al.*, 2006; TATUR; MYRCHA, 1989), formation of granular and sub-rounded structures, and mobilization of phosphates (illuviation) with mineral neoformation, characterizing the phosphatization process (SIMAS *et al.*, 2007).

Increasingly studies in periglacial environments look to understand how to develops the processes of chemical weathering associated with ornithogenic areas in Antarctica (COCKS *et al.*, 1999; DAHER *et al.*, 2019; MICHEL *et al.*, 2006; PEREIRA *et al.*, 2013; SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR, 1989; TATUR; MYRCHA, 1984; TATUR; MYRCHA, 1989; TATUR; MYRCHA; NIEGODZISZ, 1997; UGOLINI, 1972). Although ornithogenic soils have been previously studied, most studies focus on the influence of penguins (SCHAEFER *et al.*, 2017; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1984; TATUR; MYRCHA, 1989; TATUR; MYRCHA; NIEGODZISZ, 1997; UGOLINI, 1972). Little reports are available about influence by flying birds (COCKS *et al.*, 1999).

This study purposed to analyse the phosphatization as a soil forming process and unusual chemical weathering of sites affected by flying birds in the President Head Peninsula (PHP), Snow Island, Maritime Antarctica. These results may extend the debate of phosphatization and chemical weathering in periglacial environment. Results will also provide a baseline for the degree of ornithogenic influence with new approaches can be assessed through the analysis of soils morphological, physical, chemical, mineralogical and micromorphological characteristics. Besides the report of soils affected by flying birds being able to improve the definitions, qualifier and diagnostic criteria of ornithogenic soils within the WRB and Soil Taxonomy systems.

2. Material and methods

2.1. Study area

President Head Peninsula (PHP) is in the eastern sector of Snow Island ($62^{\circ} 43'54.7''\text{S}$ - $61^{\circ} 14'03.7''\text{W}$), South Shetlands Archipelago, Maritime Antarctica (Figure 5.1). The Peninsula extends for 2.6 km in the east-northeast direction. The lithology varies from igneous to sedimentary rocks (basalts, andesites, tuffs, siltstones, mudstones and sandstones) (SMELLIE *et al.*, 1984; TORRES *et al.*, 1997). Abundant plant fossils are found making PHP an important Cretaceous fossiliferous site (TORRES *et al.*, 1997).

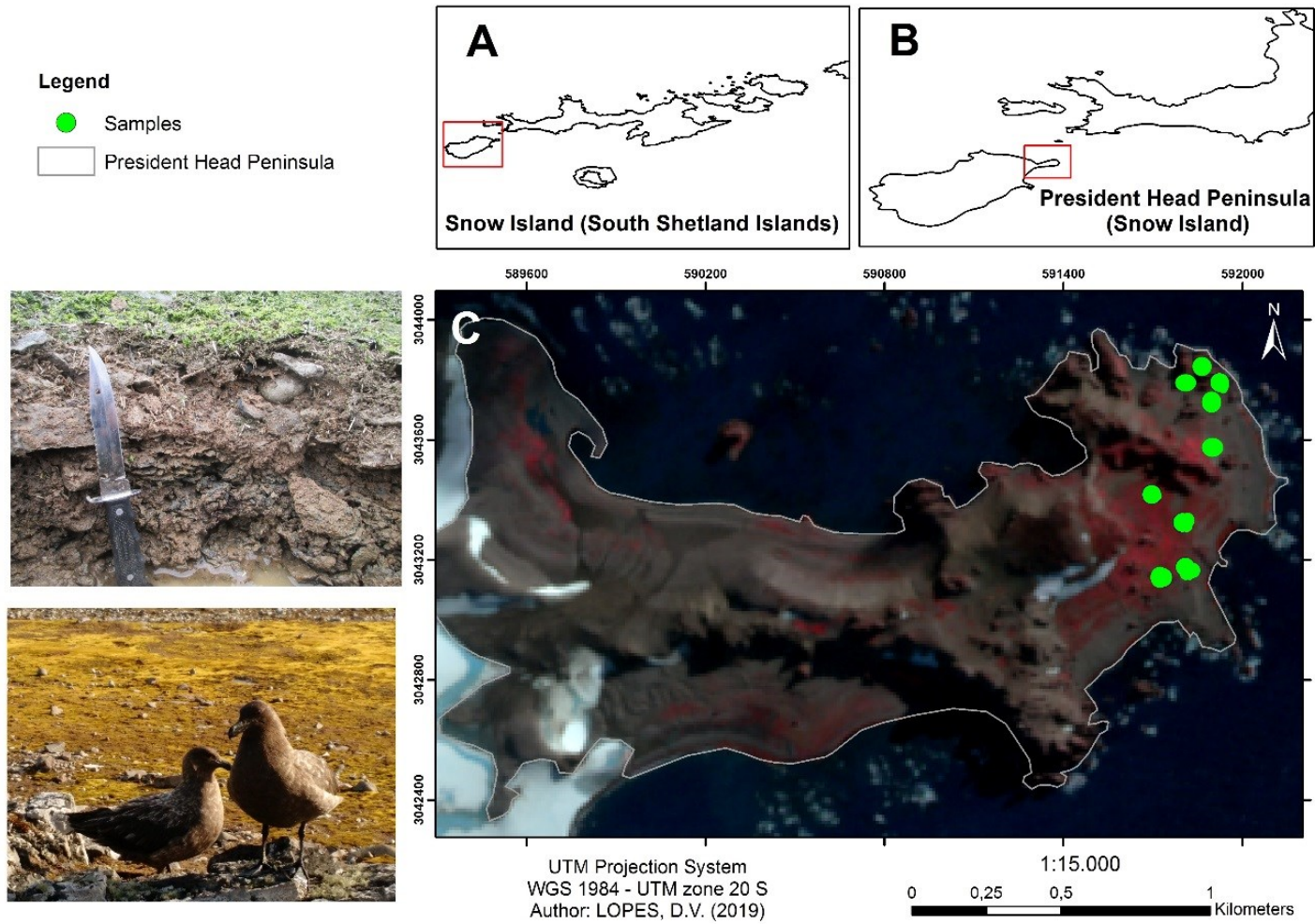


Figure 5.1. Localization of President Head Peninsula (C), Snow Island (B), South Shetlands Islands (A).

PHP have a gentle topography dominated by a wide central plateau and surrounded by talus slope and extensive coastal plains. There are different levels of marine terraces with very specific soils. Lopes *et al.* (2020 – unsubmitted) compartmentalized President Head Peninsula into two landscape domains: 1) Sedimentary Paraglacial, the western part of the Island with a dissected plateau, topography underlain by a sequence of Cretaceous sediments. This domain is strongly eroded by rills formed by active meltwater streams. 2) Igneous Periglacial, the eastern part of the Island with a flat-topped plateau at about up to 70 m a.s.l.. In the Snow Island up to 50 m a.s.l., we identified permafrost and patterned ground.

During our 2017 expedition to Snow Island, we observed the local fauna includes numerous seal colonies, especially elephant seals. Occasional penguins are observed scattered on the Holocene Beach, but other birds like skuas and petrels have nesting sites on coastal rocky outcrops (where a few soils pockets form in microdepressions rock outcrops). Marine mammals and seabirds are extremely important for transfer of nutrient in the marine-terrestrial ecosystems, they forage in marine habitats and breed on land.

2.2. Sampling sites

Fifteen (15) superficial sites on coastal rock outcrops were selected during the 2017 austral summer in PHP. These sites constitute the main areas with terrestrial biological activity in Snow Island. Compound surface samples (0–20 cm) of present-day petrels and skuas nestings were collected. The sampling design aimed to represent the influence of flying birds in the chemical weathering in coastal domain.

2.3. Morphological, physical and chemical analyses

Samples were air dried and sieved through a 2 mm sieve (EMBRAPA, 1997). Sand, silt and clay were determined by the pipette method after dispersion with 0.1M NaOH. Soil pH was determined in distilled water with a glass electrode in a 1:2.5 suspension (v/v soil and water) (EMBRAPA, 1997).

The potential acidity (H+Al) was extracted by 1M ammonium acetate solution at pH 7.0. The content of exchangeable Ca^{2+} , Mg^{2+} and Al^{3+} were determined in a 1M KCl extract.

Exchangeable K^+ and Na^+ were determined after Mehlich-1 extraction. Phosphorus content (PM) was determined by a Mehlich-1 extraction solution. All chemical analyses complied with Embrapa (1997). The total organic carbon (OC) was determined by wet combustion (YEOMANS; BREMNER, 1988).

2.4. Mineralogical and micromorphological analyses

The mineralogy of the clay fraction was determined by X-ray diffraction (XRD) on powdered samples. The XRD employed a PANalytical X'Pert Pro Diffractometer using $Co\ K\alpha$ radiation (40 kV, 30 mA) in a range of $5-70^\circ 2\theta$ at an increment of $0.008^\circ 2\theta$ steps per second. The clay fraction was submitted to the following treatments before X-ray analyzes: solubilize oxides and hydroxides with dithionite-citrate-bicarbonate (DCB), Mg saturation ($MgCl_2$), glycerol saturation, K saturation (KCl) at room temperature, heating of K-saturated samples to $350^\circ C$ and then to $550^\circ C$.

Thin sections of soils were described in a Zeiss microscope fitted with a digital camera. The micromorphological description was based on Stoops (2003) and Stoops *et al.* (2010).

2.5. Statistical analyses

Descriptive statistical analyses (mean, median, maximum, minimum, percentile 10 and 90, coefficient of variation, skewness and kurtosis) were performed. We used 17 samples of ornithogenic soils derived from penguin activities studied by Daher *et al.* (2019), Pereira *et al.* (2013), Simas *et al.* (2007) and Simas *et al.* (2015) and 15 samples (Table 5.1) of ornithogenic soils derived from flying birds activities of Snow Island, all located in Maritime Antarctica. To examine the descriptive statistical, analysis was performed using STATISTICA 8.0® software.

3. Results

3.1. Morphological, physical and chemical properties

Results of morphological and physical properties of soils pockets phosphatization are showed in Table 5.1. Chemical properties are show in Table 5.2. In order to investigate the impact of phosphatization in the study area, we compared to the surrounding soils, we present results of two non-ornithogenic pedons, respectively on marine terrace and upper plateau.

The ornithogenic environments of the PHP showed mean of 46% of gravel contents (Table 5.1). Textures range from clay loam to loamy sand, and sandy clay loam is the main soil texture (sites 3, 6, 8, 12, 14 and 15). In general, the soils have dark to olive gray colors (Table 5.1). The soils have high content of sand (mean of 54.6%) and considerable content of silt (mean of 16.8%) and clay (20.0%). These clay values are 1.65 higher than non-ornithogenic soils. These results suggest an association between clay genesis and chemical weathering promoted by phosphatization processes.

These ornithogenic sites have an acidic reaction with pH (water) ranging from 4.2 to 5.9, OC values reaching 40.6 dag kg⁻¹, usually eutrophic (mean 54.6%), with high levels of P extracted with Melich-1 (4503.7 mg dm⁻³) and high Na⁺ (mean 739.2 mg dm⁻³) (Table 5.2). The content of exchangeable Ca (7.5 cmol_c dm⁻³), K (278.9 mg dm⁻³) and H+Al (mean 11.8 cmol_c dm⁻³) was higher than non-ornithogenic soils on marine terrace, 2.0, 2.2 and 1.2 times, respectively (Table 5.2).

Table 5.1 - Morphological and physical properties of the superficial samples on ornithogenic sites at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica.

Sample	Gravel	Coarse Sand	Fine Sand	Silt	Clay	Texture				Color (dry)		Color (wet)	
										%			
1	44,8	56,7	9,2	15,6	18,5	sandy loam	5Y	3/1	Very Dark Gray	5Y	4/2	Olive Gray	
2	53,4	71,8	11,5	7,7	9,1	loamy sand	5Y	5/2	Olive Gray	10YR	2/1	Black	
3	29,6	36,1	12,3	26,9	24,7	sandy clay loam	2,5Y	3/2	Very Dark Grayish Brown	10YR	3/3	Dark Brown	
4	27,3	66,7	6,7	9,0	17,6	sandy loam	2,5Y	3/1	Very Dark Gray	2,5Y	3/1	Very Dark Gray	
5	28,0	66,3	6,7	11,2	15,8	sandy loam	5Y	3/1	Very Dark Gray	2,5Y	3/1	Very Dark Gray	
6	77,0	45,3	8,2	22,9	23,6	sandy clay loam	5Y	6/2	Light Olive Gray	2,5Y	4/2	Dark Grayish Brown	
7	58,6	53,6	9,4	17,7	19,3	sandy loam	5Y	2,5/1	Black	5Y	3/1	Very Dark Gray	
8	66,4	47,4	7,1	22,9	22,6	sandy clay loam	5Y	3/1	Very Dark Gray	5Y	2,5/1	Black	
9	53,3	23,4	10,5	39,1	27,1	clay loam	5Y	4/1	Dark Gray	5Y	4/1	Dark Gray	
10	45,6	55,4	8,5	20,1	16,1	sandy loam	5Y	3/2	Dark Olive Gray	5Y	3/2	Dark Olive Gray	
11	41,6	47,2	10,8	22,9	19,1	sandy loam	5Y	4/2	Olive Gray	2,5Y	3/1	Very Dark Gray	
12	55,5	54,6	8,5	11,3	25,6	sandy clay loam	5Y	4/1	Dark Gray	2,5Y	3/3	Dark Olive Brown	
13	9,1	79,5	5,6	3,8	11,1	loamy sand	5Y	5/2	Olive Gray	2,5Y	3/2	Very Dark Grayish Brown	
14	50,7	46,4	8,4	15,5	29,6	sandy clay loam	5Y	4/2	Olive Gray	2,5Y	4/3	Olive Brown	
15	49,9	68,2	5,2	6,1	20,6	sandy clay loam	5Y	4/1	Dark Gray	2,5Y	3/3	Dark Olive Brown	
Mean (n=15)	46,0	54,6	8,6	16,8	20,0	-	-	-	-	-	-	-	
SD	17,1	14,6	2,1	9,3	5,7	-	-	-	-	-	-	-	
Median	49,9	54,6	8,5	15,6	19,3	-	-	-	-	-	-	-	
Non ornithogenic soil on marine terrace	40,3	60,0	18,6	9,2	12,1	sandy loam	2,5Y	4/3	Olive Brown	10YR	2/2	Very Dark Brown	
Non ornithogenic soil on plateau	24,5	56,5	23,2	8,1	12,1	sandy loam	2,5Y	5/2	Grayish Brown	10YR	3/2	Very Dark Grayish Brown	

Table 5.2 – Chemical properties of the superficial samples on ornithogenic sites at President Head, Snow Island, Maritime Antarctica .

Sample	pH water	pH KCl	mg.dm ³			cmolc.dm ³					CECeff	CECpot	PSB	%		OC dag.Kg	P-Rem mg.L
			P	K	Na	Ca	Mg	Al	H+ Al	SB				Als	ISNa		
1	5,0	4,6	6544,0	309,0	1044,0	8,4	3,4	0,2	12,2	17,2	17,4	29,4	58,4	1,2	15,5	9,6	46,4
2	4,8	3,8	3496,0	468,0	779,9	9,4	3,1	0,1	9,0	17,1	17,2	26,1	65,5	0,6	13,0	2,9	57,0
3	4,8	4,4	7072,0	209,0	1023,7	13,8	4,9	0,3	20,9	23,7	24,0	44,6	53,1	1,3	10,0	8,1	53,8
4	4,3	4,0	4557,9	289,0	1226,9	4,9	3,1	0,4	13,2	14,0	14,4	27,2	51,5	2,8	19,6	9,6	72,7
5	5,4	4,6	6355,4	209,0	1044,0	5,7	2,6	0,2	9,9	13,4	13,6	23,3	57,4	1,5	19,5	7,7	48,1
6	4,4	3,7	5159,8	249,0	495,4	7,8	2,0	0,6	12,5	12,6	13,1	25,1	50,1	4,5	8,6	11,7	48,7
7	5,3	4,4	5044,5	229,0	759,6	7,3	4,0	0,2	8,5	15,2	15,4	23,7	64,1	1,3	14,0	27,3	51,4
8	5,6	4,8	5377,5	368,0	1084,7	7,7	4,1	0,0	9,3	17,4	17,4	26,7	65,1	0,0	17,7	32,6	41,2
9	5,9	5,3	5652,2	151,0	718,9	11,4	6,7	0,0	11,1	21,5	21,5	32,6	66,0	0,0	9,6	8,3	28,4
10	5,8	5,2	6299,5	269,0	800,2	11,5	5,4	0,0	6,2	21,1	21,1	27,3	77,3	0,0	12,7	12,1	44,1
11	5,8	5,3	7092,1	249,0	434,4	8,9	2,2	0,0	5,2	13,6	13,6	18,8	72,3	0,0	10,1	9,4	48,7
12	4,7	3,8	3034,9	309,0	515,7	5,1	1,9	0,5	18,1	10,1	10,6	28,2	35,7	4,6	8,0	40,6	52,9
13	4,4	3,4	474,9	178,0	373,5	1,6	0,8	1,1	9,3	4,5	5,6	13,8	32,6	19,5	11,8	3,9	40,7
14	4,2	3,1	530,3	388,0	393,8	4,6	1,3	1,1	19,2	8,6	9,7	27,8	31,0	11,2	6,2	8,1	52,8
15	4,8	3,9	864,1	309,0	393,8	3,9	1,3	0,2	12,1	7,7	7,9	19,8	38,8	2,5	8,7	31,9	47,1
Mean (n=15)	5,0	4,3	4503,7	278,9	739,2	7,5	3,1	0,3	11,8	14,5	14,8	26,3	54,6	3,4	12,3	14,9	48,9
SD	0,6	0,7	2320,1	84,1	293,4	3,3	1,7	0,4	4,6	5,4	5,2	6,9	14,6	5,3	4,2	11,9	9,5
Median	4,8	4,4	5159,8	269,0	759,6	7,7	3,1	0,2	11,1	14,0	14,4	26,7	57,4	1,3	11,8	9,6	48,7
Non ornithogenic soil on marine terrace	4,1	4,1	118,8	124,0	820,0	3,7	3,0	1,6	9,7	10,7	12,3	20,4	52,3	13,2	17,5	7,8	12,2
Non ornithogenic soil on plateau	6,0	4,1	50,7	134,0	380,0	5,2	3,6	0,6	3,6	10,8	11,3	14,4	74,9	5,0	11,5	2,6	31,7

3.2. Comparison between sites affected by flying birds *versus* penguins

In Maritime Antarctica, nutrient availability, are greatly enhanced by the enormous guano deposition by marine birds, in such sites, phosphatization soil formation process occurs, as reported by several studies (DAHER *et al.*, 2019; MICHEL *et al.*, 2006; PEREIRA *et al.*, 2013; RODRIGUES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2007). Descriptive statistics demonstrates that soils pockets affected by flying birds activity show higher mean and median values of clay, P, K, Ca, Mg, BS, CEC and OC compared to soils affected by penguins activity (Table 5.3).

The comparative data demonstrated a higher values Al, H+Al and Al sat for penguins' areas. High values of H+Al can indicate a high leaching degree, as reported by Daher *et al.* (2019). The deeper soils of sites affected by penguins, may lead to high losses through leaching, considered more downward movement of water through soil.

The results of sites affected by flying birds show highest extreme values (percentile 10), on the contrary, penguins areas show highest percentile 90 and coefficient of variation (CV). The kurtosis describes the shape of a probability distribution, kurtosis was platykurtic (less than 3) for all flying birds variables (except for Al sat and CEC), and penguins areas (except for K and OC) (Table 5.3). Distributions with kurtosis greater than 3 (leptokurtic) produces more outliers than the normal distribution. Skewness (measure of the asymmetry of the probability distribution) were positive (the distribution is right-skewed) for penguin areas (except for sand) (Table 5.3).

Table 5.3 - Descriptive statistics considering phosphatized sites affected by flying birds comparison with penguins.

Variables	Units	n	Mean	Median	Minimum	Maximum	Percentile	Percentile	Coef.Var.	Skewness	Kurtosis
							10.00000	90.00000			
Snow Island (flying birds)											
Silt	kg.kg	15	16.85	15.60	3.80	39.10	6.10	26.90	55.29	0.78	0.83
Clay	kg.kg	15	20.03	19.30	9.10	29.60	11.10	27.10	28.51	-0.27	-0.28
Sand	kg.kg	15	63.13	63.10	33.80	85.10	48.40	83.20	21.33	-0.30	0.35
pH water	-	15	5.00	4.83	4.16	5.90	4.27	5.83	11.78	0.18	-1.35
P	mg.dm ³	15	4503.67	5159.80	474.90	7092.10	530.30	7072.00	51.52	-0.81	-0.64
K	mg.dm ³	15	278.87	269.00	151.00	468.00	178.00	388.00	30.17	0.68	0.43
Na	mg.dm ³	15	739.23	759.60	373.50	1226.90	393.80	1084.70	39.68	0.17	-1.46
Ca	cmolc.dm ³	15	7.46	7.65	1.59	13.80	3.88	11.54	43.87	0.21	-0.27
Mg	cmolc.dm ³	15	3.11	3.06	0.82	6.65	1.28	5.42	53.44	0.65	-0.13
Al	cmolc.dm ³	15	0.32	0.20	0.00	1.09	0.00	1.09	110.97	1.36	1.11
H+ Al	cmolc.dm ³	15	11.78	11.10	5.20	20.90	6.20	19.20	38.65	0.76	-0.02
SB	cmolc.dm ³	15	14.49	13.99	4.49	23.69	7.66	21.52	37.22	-0.07	-0.46
CECpot	cmolc.dm ³	15	26.27	26.67	13.79	44.59	18.77	32.62	26.24	0.94	3.22
PSB	%	15	54.59	57.40	31.00	77.30	32.60	72.30	26.72	-0.33	-0.98
Alsat	%	15	3.40	1.30	0.00	19.50	0.00	11.20	156.27	2.44	6.10
OC	dag.Kg	15	14.92	9.64	2.93	40.57	3.86	32.59	79.51	1.20	0.02
Others places in Antarctica (penguins)											
Silt	kg.kg	17	20.59	21.00	2.00	38.00	6.00	38.00	54.17	0.19	-0.91
Clay	kg.kg	17	15.76	15.00	4.00	39.00	5.00	32.00	57.33	1.25	1.82
Sand	kg.kg	17	63.65	62.00	24.00	93.00	42.00	85.00	28.49	-0.39	-0.15
pH water	-	17	5.41	5.31	4.20	6.72	4.61	6.59	13.36	0.30	-0.70
P	mg.dm ³	17	2636.14	819.90	174.70	8675.80	185.30	8326.50	125.83	1.09	-0.69
K	mg.dm ³	17	208.28	148.20	10.00	1134.90	74.00	347.10	120.97	3.45	13.08
Na	mg.dm ³	17	431.70	275.88	52.80	1269.00	117.10	1220.70	85.81	1.45	1.13
Ca	cmolc.dm ³	17	4.79	3.32	0.60	15.42	0.64	11.40	93.44	1.19	0.35

Mg	cmolc.dm³	17	2.59	1.70	0.27	7.30	0.41	6.60	85.45	0.99	-0.17
Al	cmolc.dm³	17	1.62	0.67	0.00	6.80	0.00	5.60	126.42	1.55	1.71
H+ Al	cmolc.dm³	17	14.37	13.70	4.60	23.80	6.30	23.30	49.03	0.04	-1.78
SB	cmolc.dm³	17	9.85	7.40	1.13	22.72	1.83	21.80	70.79	0.63	-0.89
CECpot	cmolc.dm³	17	21.65	19.53	7.68	37.42	9.56	36.14	43.53	0.33	-1.06
PSB	%	17	40.15	39.20	4.80	83.20	9.40	72.20	58.12	0.23	-0.78
Alsat	%	17	20.95	6.00	0.00	72.80	0.00	71.10	123.88	1.07	-0.29
OC	dag.Kg	17	11.97	8.53	0.90	55.75	1.75	26.20	110.00	2.57	7.78

* Daher *et al.* (2019), Pereira *et al.* (2013), Simas *et al.* (2007) and Simas *et al.* (2015).

3.3. Mineralogical and micromorphological properties

X-ray diffraction patterns of the sand fraction show the presence of mordenite (0.34, 0.40, 0.65 nm), olivine (0.15, 0.18, 0.25, 0.28, 0.40 nm), biotite (0.21, 0.24, 0.32 nm), plagioclase (0.25, 0.28, 0.32, 0.40 nm), augite (0.14, 0.17, 0.21, 0.25, 0.28, 0.32 nm), ilmenite (0.14, 0.17, 0.19, 0.22, 0.25, 0.27 nm) and trace of apatite (0.27, 0.34 nm) (Figure 5.2).

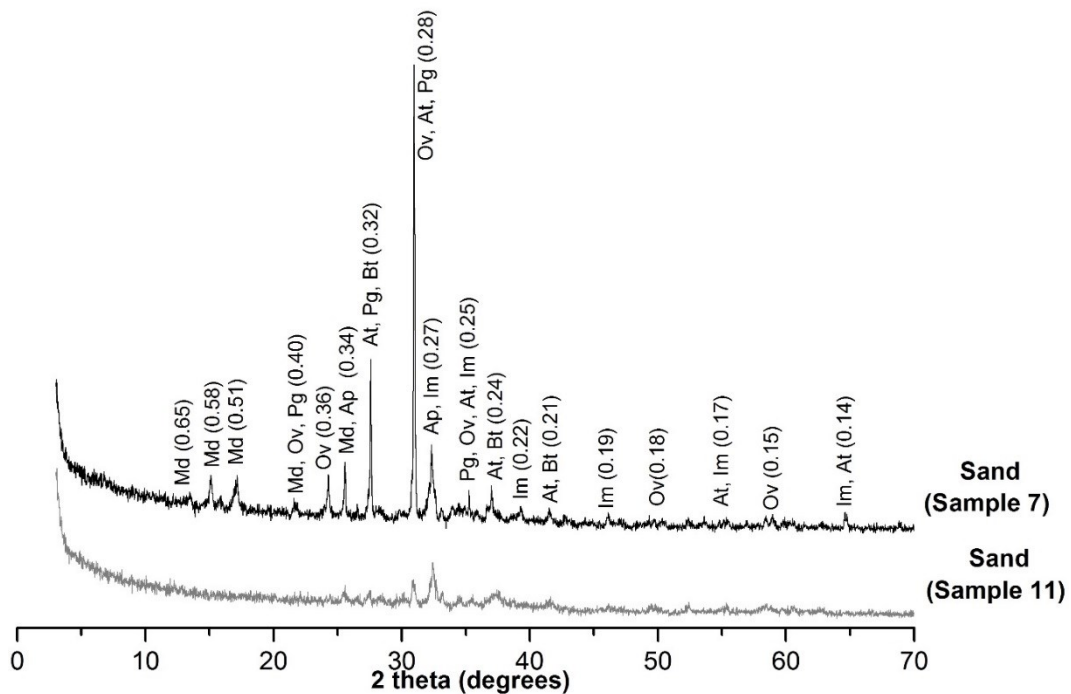


Figure 5.2. Representative XRD of sand samples of ornithogenic sites (samples 7 and 11). Md - mordenite; Ov – olivine; Bt - biotite; Pg – plagioclase; At – augite; Im – ilmenite; Ap - apatite). “d” in nm.

XRD patterns for the clay fraction show phosphate minerals as the main crystalline phases. The mineralogy was basically composed by leucophosphite ($\text{KFe}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$) (0.61, 0.55, 0.42, 0.28 nm), minyulite ($\text{KAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH},\text{F}) \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$) (0.55, 0.39, 0.34, 0.26 nm), fluorapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)\text{F}$) (0.19, 0.26 nm) and apatite ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}_2)$) (0.28, 0.26 nm) (Figures 5.3 and 5.4).

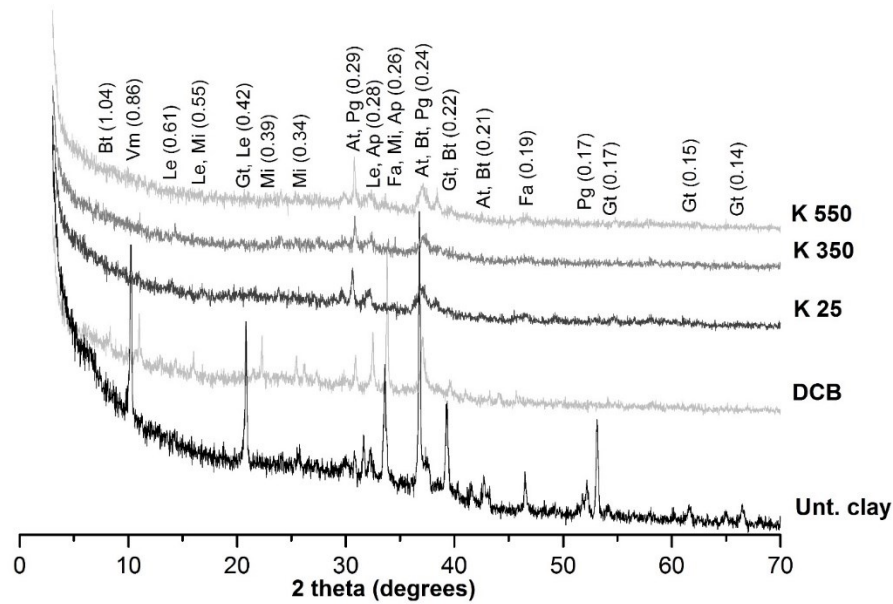


Figure 5.3. Representative XRD of clay sample of ornithogenic soil (sample 7). Unt. Clay - Untreated clay; DCB - removal of iron oxides; K - K⁺ saturation (heat treatment of K-saturated mounts to 25°, 350° and 550° C). (Vm - vermiculite; Bt - biotite; Pg - plagioclase; Le - leucophosphate; Mi - minyulite; Gt - goethite; At - augite; Fa - fluorapatite; Ap - apatite). “d” in nm.

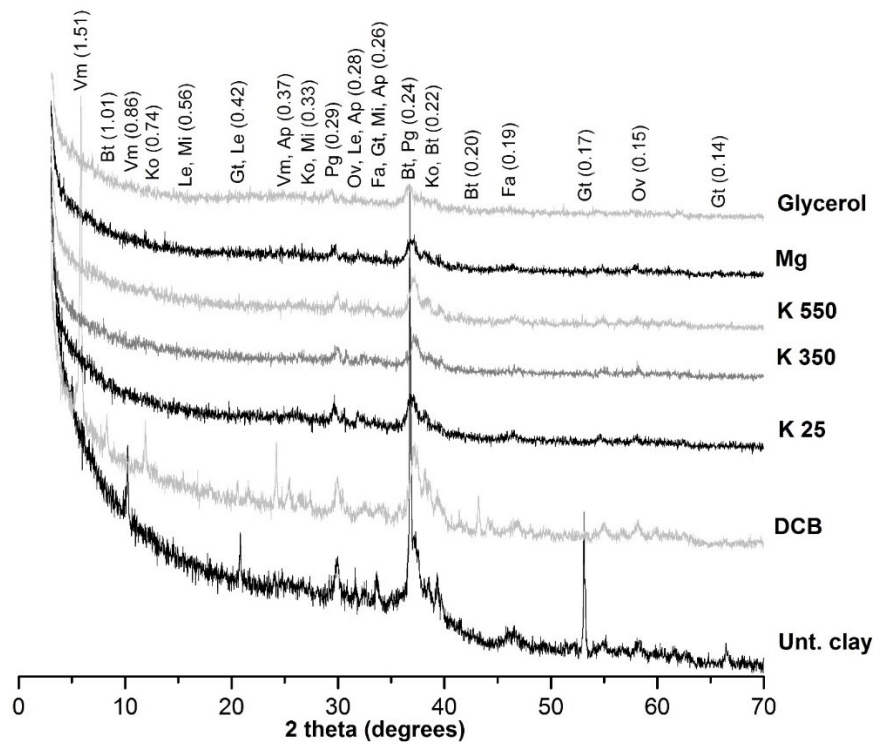


Figure 5.4. Representative XRD of clay sample of ornithogenic soil (sample 11). Unt. Clay - Untreated clay; DCB - removal of iron oxides; K - K⁺ saturation (heat treatment of K-saturated mounts to 25°, 350° and 550° C); Mg - Mg²⁺ saturation; Glycerol - saturated by Mg²⁺ and solvated by glycerol. (Vm - vermiculite; Bt - biotite; Pg - plagioclase; Le - leucophosphate; Mi - minyulite; Gt - goethite; Fa - fluorapatite; Ov - olivine; Ap - apatite). “d” in nm.

Vermiculite (1.51, 0.86, 0.37 nm), plagioclase (0.24, 0.19 and 0.17 nm), augite (0.21, 0.24, 0.29 nm) and biotite (Figures 5.3 and 5.4) were identified, consistent with previous studies in Maritime Antarctica (PEREIRA *et al.*, 2013; RODRIGUES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2007). Mica (biotite) has a nonexpendable d(001) of 1.04 nm, which is not affected by ethylene glycol solvation or heating (Figure 5.4). Strong 0.22 and 0.24 nm peaks (Figures 5.3 and 5.4) that remained stable after heating and glycerol solvation confirm biotite identification. Interestingly, these ornithogenic samples showed a presence of crystalline Fe- oxyhydroxides, remarkably, goethite (0.14, 0.15, 0.17, 0.22, 0.42 nm) (Figures 5.3 and 5.4), which is unusual for Antarctic soils. The DCB method was efficient for the removal of iron hydroxides.

Micromorphologically (Figure 5.5), the phosphatized soils pockets have well separated blocks and/or moderately separated planar microstructures. The groundmass consists of fragments of igneous rocks (andesitic basalts) and bones as coarse material, immersed in a yellowish-brown phosphorous micromass, with porphyric relative distribution. Coatings and infillings features are common within pores and around rock fragments. These features have a phosphate composition, yellow-red color, crescent b-fabric, like those observed by Simas *et al.* (2007) on King George Island.

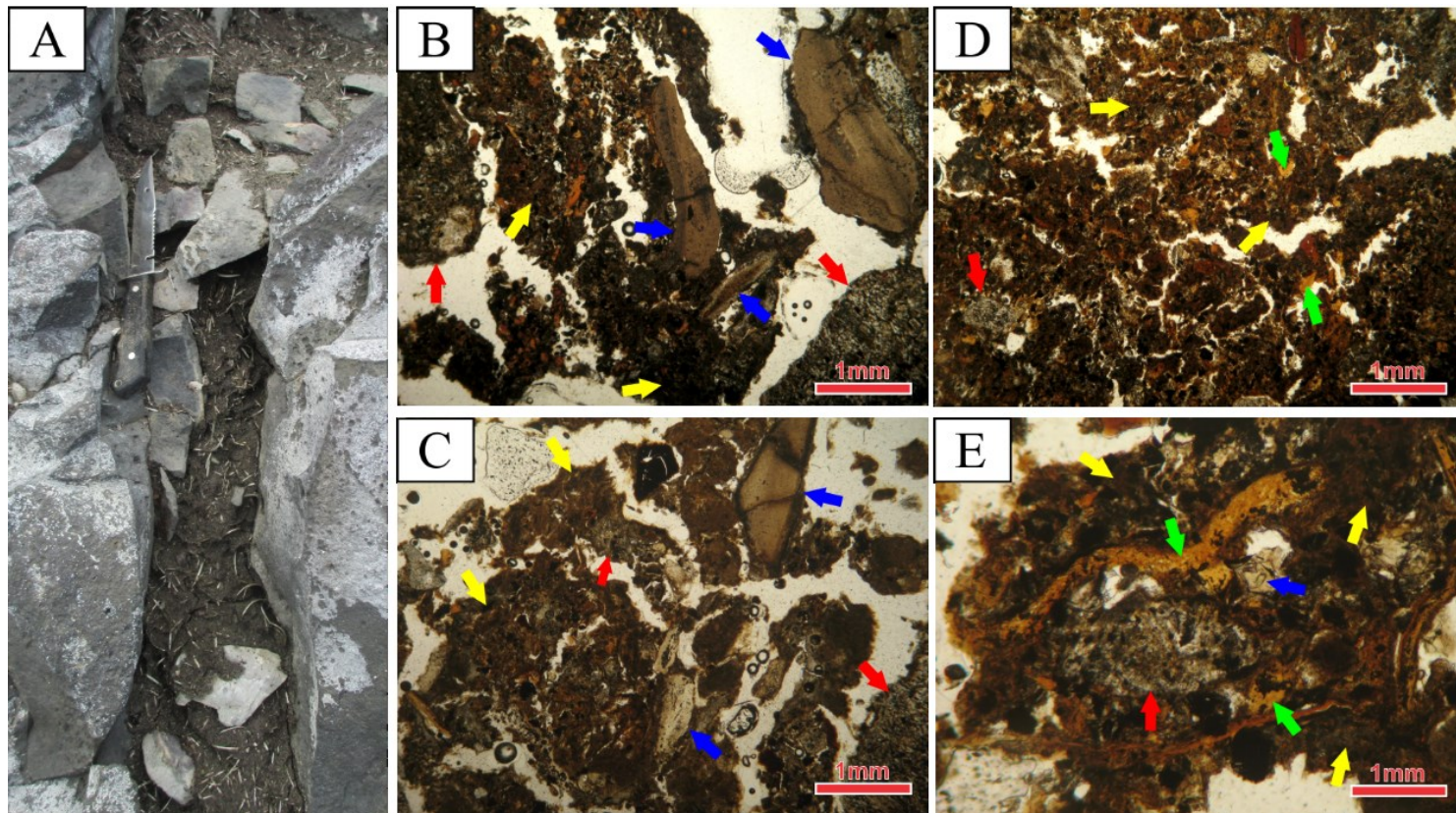


Figure 5.5: A) Macromorphological aspect and B, C, D, E) Micromorphological representative photomicrographs in ppl (parallel polarized light) of soil pocket affected by flying birds (phosphatized soils). Blue arrows indicate bone fragments. Red arrows indicate rock fragments. Yellow arrows indicate phosphatized micromass. Green arrows indicate amorphous iluvial Fe-P features.

4. Discussion

4.1. Flying bird's *versus* penguin's phosphatization

The influence of penguin's activities in soils from Antarctica seems to be spatially much higher than influence of flying birds but, the question is thus posed as to the potential or capacity of phosphatization and chemical weathering in soils affected by flying birds compared with penguins?

The worldwide seabird population is estimated to be 804 million individuals (OTERO *et al.*, 2018), distributed mainly in the polar zones, concentrated in Antarctica and sub-Antarctic islands (the largest order is Procellariiformes, that comprises petrels' family, with 424 million and followed by Charadriiformes, that comprises Stercorariidae/skuas with 291 million) (OTERO *et al.*, 2018).

The phosphatization is more intense in Southern Hemisphere because the differences between species' body masses and length of the breeding seasons produces more nutrient excretions. An important portion of the species present in Antarctica and its sub-Antarctic islands are big in size and weight (e.g. *Pygoscelis antarcticus*, 3–5 kg) (OTERO *et al.*, 2018), these information is important for understand effect on the quantity of excreted nutrients (OTERO *et al.*, 2018).

The breeding activity of penguins yields the most prominent ecological effects along the coast in the Maritime Antarctic (TATUR, 2002). The number of dry excreta penguins on the land daily can be 46 higher than flying birds (TATUR, 2002). In Barrientos Island, Daher *et al.* (2019) reported lower level of P in soil collected from the giant petrel's nest, where the intensity of organic deposition was much lower compared with the penguin sample.

Although the maximum values of P and OC were identified in penguins areas (8675.80 mg.dm³ and 55.75 dag.Kg respectively), this study highlights mean and median values higher in flying birds areas (median of 5159.80 mg.dm³ of P and 9.64 dag.Kg of OC) (Table 5.3). These results can be explained by more mobilization of guano for deep layers in penguins areas or because flying birds nests like the snow petrel represent hot spots for nutrients in the nest center and these levels drop off rapidly with distance (COCKS *et al.*, 1999). Our results have

broad implications for understanding the importance of chemical weathering for ornithogenic environments in periglacial sites affected by flying birds.

Descriptive statistics demonstrates that soils pockets affected by flying birds activity show higher mean and median values of clay, P, K, Ca, Mg, BS, CEC and OC compared to soils affected by penguins activity (Table 5.3). Highest nutrients levels in flying birds' areas probably are associated with fresh guano. Chemical weathering is impacted by guano addition and its effect can be seen by high clay content (median of 19.3 kg.kg) (Table 5.3). The clay content was the highest in sites more phosphatized with acid conditions and the highest levels of P in Barrientos Island, Antarctica (DAHER *et al.*, 2019).

The pH values on ornithogenic soils affected by penguins are similar to others from elsewhere in the Maritime Antarctica (MICHEL *et al.*, 2006; PEREIRA *et al.*, 2013; SIMAS *et al.*, 2007), with mean of 5.41 (Table 5.3), this is higher than values reported in sites affected by flying birds, with mean of 5.00 (Table 5.3). The statistical data demonstrated a higher values Al, H+Al and Al sat for penguins' areas. Guano is initially alkaline, but progressive acidification occurs with proceeding degradation of organic matter (PEREIRA *et al.*, 2013).

4.2. Flying bird's phosphatization also contributes to soil mineralogical transformations

The PHP coastal outcrops are characterized by igneous rocks. X-ray diffraction patterns of the sand fraction show the presence of mordenite (usually found in andesite and basalt), olivine, biotite, plagioclase, augite, ilmenite and trace of apatite (Figure 5.2). Lavas and hypabyssal intrusions are petrografically similar, aphyric rocks contain plagioclase (andesite), olivine (occurs only in the basalts and basaltic andesites) and augite (pyroxene mineral) at Snow Island (SMELLIE *et al.*, 1984). Skeletal ilmenite and rare apatite are described in petrographic analysis presented by Smellie *et al.*, (1984). Almost all igneous rocks contain a phosphate, and it is almost always apatite (accessory mineral) (NASH, 1984).

In soil-rock contact phosphatization leads to alteration of parent material, products of phosphatization stay in situ, secondary minerals are formed but some fragments of igneous rocks are preserved (TATUR; MYRCHA, 1984). Preserved igneous rocks fragments can be seen in Snow Island by minerals composition with olivine, plagioclase and biotite. In the analyzed soils from Snow Island we found a mixture of three phosphates with silicates in each

sample. The presence of several phosphates proves changeable morphological, physical and chemical conditions during genesis (TATUR; MYRCHA, 1984).

The phosphate assemblage on Snow Island includes leucophosphate, minyulite, fluorapatite and apatite, confirming the high active chemical weathering and organic input by flying birds. A mineral assemblage representative of phosphatization was reported in several recent studies in coastal areas of Antarctica, but always associated with penguin activity (PEREIRA *et al.*, 2013; SCHAEFER *et al.*, 2008; SIMAS *et al.*, 2007; TATUR; MYRCHA, 1984). Slight differences may occur in the order of appearance and disappearance of particular phosphate minerals like geochemical nature of the parent rock, parent rock porosity and topographic relief (FUCOTEAU; JACQUES, 1984) (Figure 5.6).

The most important phosphate in the layer of guano is hydroxyapatite, besides this mineral struvite (magnesium ammonium phosphate) is commonly precipitated from concentrated solutions, both are durable minerals under neutral or alkaline reaction of soils (TATUR; MYRCHA, 1984). Struvite was not detected in Snow Island where ornithogenic soils pockets have an acidic reaction with pH (water) ranging from 4.2 to 5.9 (Table 5.2). Confirming once more this pattern, struvite were detected in soils from Hope Bay, Antarctic Peninsula in sites with slow degradation of organic compounds which resulting in a higher mean pH value of 6.1 (PEREIRA *et al.*, 2013).

Once guano deposition occurs, the ornithogenic P is expected to react first with amorphous aluminosilicates due to their large surface area and high P affinity (SIMAS *et al.*, 2007). The soils of the South Shetland Islands, are considered weakly developed and chemical weathering processes are considered to be negligible, except in ornithogenic environments (HAUS. *et al.*, 2016). The presence of weatherable primary minerals (such as plagioclases detected in the clay fraction) and secondary minerals (such as phosphates and iron hydroxides) (Figures 5.3 and 5.4) indicate that chemical weathering is unusual in these soils formed on coastal areas of Antarctica. Soil acidification favours the transformation of weatherable mafic minerals and releases appreciable amounts of highly reactive, amorphous Fe minerals which react with ornithogenic P to form amorphous and crystalline Fe-P minerals (SIMAS *et al.*, 2007).

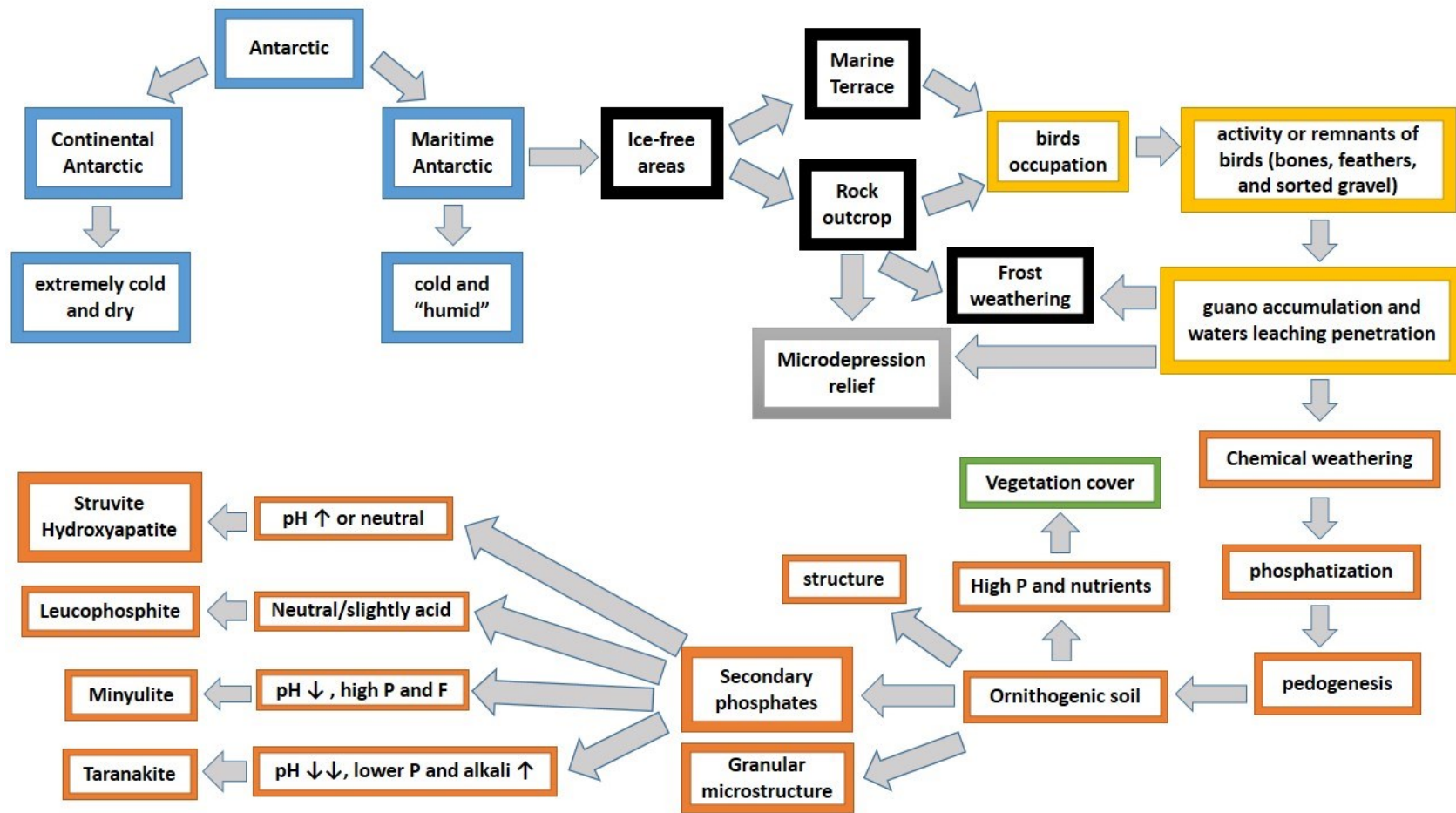


Figure 5.6. Schematic of ornithogenic soil formation in Maritime Antarctica, mineral assemblage representative of phosphatization and pedoenvironment characteristics. Blue color indicates association with climate conditions, black association with lithology, grey association with relief, yellow association with faunal activities, orange association with soil and green association with flora. Informations extraction from Pereira *et al.*, (2013), Schaefer *et al.*, (2008), Simas *et al.*, (2007), Tatur and Myrcha (1984).

4.3. Ornithogenic environment and impacts of the phosphatization processes

Ornithogenic environment can be considered a natural landscape unit and constitute area which exhibit attributes that define them (Figure 5.7) and differentiate from the surrounding areas. The comparison of morphological, physical, chemical and mineralogical properties between non-ornithogenic and ornithogenic soils allows a better understanding of the impacts of faunal activity on the Antarctic terrestrial ecosystems (SIMAS *et al.*, 2007).

Phosphorus from seabirds guano influences the terrestrial and freshwater ecosystems of Antarctica (QIN *et al.*, 2014). Fresh faeces, under the influence of rains are partly washed into stony, leachates of guano react with stony loams forming thus a large zone of phosphatization (TATUR; MYRCHA, 1984). In Snow Island, zone of phosphatization have high concentration of P (37.9 times higher than non-ornithogenic soils on marine terrace), K (2.2 times higher) and Ca (2.0 times higher) (Table 5.2).

Guano deposits contain phosphates and oxalic acid, causing phosphatization and/or dissolution of silicates (HAUS *et al.*, 2016). A layer of mineralized guano, rich in calcium phosphates (family of minerals containing calcium ions together with inorganic phosphate anions), occurs in these areas (TATUR; MYRCHA, 1989). Mean pH for the ornithogenic soils studied in the present work is 5.0, which is lower than the mean pH of the non-ornithogenic soils on plateau (6.0) (Table 5.2).

In Antarctica, higher amount of organic matter is accumulated only in coastal ornithogenic soils (TATUR; MYRCHA, 1989). In the present study, organic carbon is 5.7 times higher than non-ornithogenic soils on plateau. High concentration of P, K, Ca and organic matter favors vegetation development in ornithogenic soils from Maritime Antarctica (DAHER *et al.*, 2019; LOPES *et al.*, 2019; SIMAS *et al.*, 2007) (Figure 5.5). Otero *et al.* (2018) estimated fluxes worldwide amounts of total nitrogen (N) and total phosphorus (P) excreted by seabirds to be 591 Gg N y⁻¹ and 99 Gg P y⁻¹, with the Antarctic and Southern coasts receiving the highest N and P inputs.

High levels of Na⁺ in ornithogenic soils (mean 739.2 mg dm⁻³) are attributed to the little distance to the sea and less exposure to winds (DAHER *et al.*, 2019). Na⁺ levels in non-ornithogenic soils increased in the soil located on plateau (380.0 mg dm⁻³) to the non-ornithogenic soil on marine terrace (820.0 mg dm⁻³) (Table 5.2).

The topographic relief regulates drainage and surface slope changes, with passing time, and may cause changes in the nature or concentration of percolating solutions (FUCOTEAU; JACQUES, 1984). The geomorphology perspective of rock outcrops in Antarctic coastal areas is very relevant for understand that phosphatization. Chemical alteration is especially intense when are stops guano run off, which enables waters leaching them a permanent aggressive penetration and phosphatization of lower situated layers (TATUR; MYRCHA, 1984). The phosphatization occurs most easily when in deeper layers there is finer but still permeable material (TATUR; MYRCHA, 1984) and in crioclastic material.

Faunal activity at coastal areas in Antarctica can induce permafrost degradation and enhanced periglacial erosion (SCHAEFER *et al.*, 2017). Areas that receive large additions of seabird guano in Snow Island with high content of gravel and sand (Table 5.1) are susceptible to high rates of erosion. Taking the above into account, global change can remobilize nutrients stocked in ornithogenic environments returning them to the sea as a consequence of increasing erosion due to ice thawing and sea level rise, as well as to a presumable increase in pluvial precipitation in Antarctic or sub-Antarctic ecosystems (OTERO *et al.*, 2018).

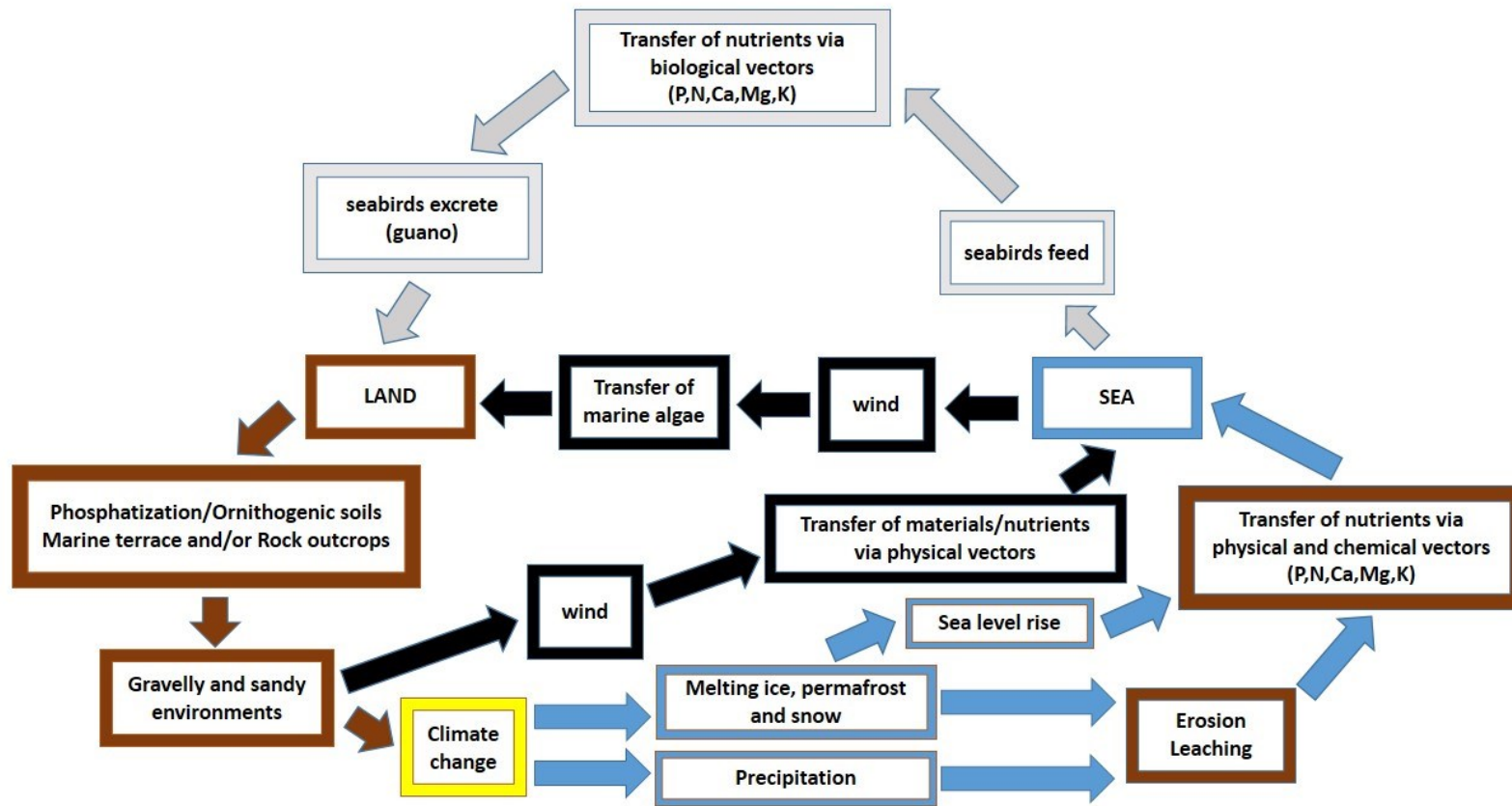


Figure 5.7. Schematic of the sea-land nutrient transfer in Maritime Antarctica, using climate change scenario, biological, physical and chemical vectors. Blue color indicates association with water, black association with wind, grey association with seabirds, yellow association with climate and brown association with land. Informations extraction from Otero *et al.*, (2018), Qin *et al.*, (2014), Schaefer *et al.*, (2017) and Simas *et al.*, (2007).

5. Conclusions

- This study demonstrates that even under typical periglacial conditions in Antarctica, sites influenced by flying birds present active chemical weathering processes, such as phosphatization.
- The phosphatization are chemical processes that release exchangeable bases and accelerate mineralogical and micromorphological transformations even under periglacial conditions. Despite their reduced geographic expression, these sites are important hotspots of nutrients in Antarctic terrestrial ecosystems.
- Phosphatization is a very important soil-forming process to the Antarctic terrestrial ecosystems for changing the nutrients status of the soils.
- Seabirds are one of the main factors influencing the flora establishment in Snow Island marine terraces.
- This study indicates that precipitation of secondary minerals occurs in Snow Island, resulting in unusual chemical weathering processes.
- The ornithogenic environments of Snow Island with high content of gravel and sand are susceptible to high rates of erosion, global change can remobilize nutrients stocked in these areas returning land-sea transfer.

References

- COCKS, M. P. *et al.* The influence of ornithogenic products on the nutrient status of soils surrounding nests on nunataks in Dronning Maud Land, Antarctica. *Polar Research*, v. 18, n. 1, p. 19–26, 1999.
- DAHER, M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; THOMAZINI, A.; *et al.* Ornithogenic soils on basalts from maritime Antarctica. *Catena*, v. 173, n. March 2018, p. 367–374, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.028>>.
- EMBRAPA. *Manual de Métodos de Análise de Solo, 2a Edição*. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 1997. 212p.
- FUCOTEAU, R.; JACQUES, L. Weathering of Phosphate Minerals. *In*: NRIAGU, J.; MOORE, P. (Org.). . *Phosphate Minerals*. Berlin, Germany: Springer, p. 292–317, 1984.
- HAUS, N. W. *et al.* A case for chemical weathering in soils of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geoderma*, v. 263, p. 185–194, 2016.
- IUSS WORKING GROUP WRB. *World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. Rome: World Soil Resources Reports No. 106. FAO, 2014. v. 43. 191p.
- LOPES, D. V. *et al.* Concretionary horizons, unusual pedogenetic processes and features of sulfate affected soils from Antarctica. *Geoderma*, v. 347, p. 13–24, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.03.024>>.
- MICHEL, R F M *et al.* Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from maritime Antarctica; pedogenesis, vegetation, and carbon studies. *Soil Science Society of America Journal.*, v. 70(4), n. October, p. 1370–1376, 2006.
- NASH, W. P. Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks. *In*: NRIAGU, J.; MOORE, P. (Org.). . *Phosphate Minerals*. Berlin, Germany: Springer, p. 215–241, 1984.
- OTERO, X. L. *et al.* Seabird colonies as important global drivers in the nitrogen and phosphorus cycles. *Nature Communications*, v. 9, n. 1, p. 1–8, 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41467-017-02446-8>>
- PEREIRA, T. T. C. *et al.* Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Geoderma*, v. 209–210, p. 98–109, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.012>>.
- QIN, X. *et al.* From sea to land : assessment of the bio-transport of phosphorus by penguins in Antarctica. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, v. 32, n. 1, p. 148–154, 2014.
- RODRIGUES, W.F. *et al.* Soil-landscape interplays at Harmony Point, Nelson Island, Maritime Antarctica: Chemistry, mineralogy and classification. *Geomorphology* 336, p. 77–94, 2019. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.030> >

SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, n. 1–2, p. 104–115, 2008.

SCHAEFER, C.E.G.R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica : A case study from Hope Bay. *Catena*, v. 149, p. 582–591, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>>.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, v. 138, n. 3–4, p. 191–203, 2007.

SIMAS, F.N.B. *et al.* Soils of the South Orkney and South Shetland Islands, Antarctica. In: BOCKHEIM, J.G. (Org.). *The soils of Antarctica*. 1. ed. Switzerland: Springer International Publishing, p. 227–273, 2015.

SMELLIE, J. L. *et al.* *The geology of the South Shetland Islands. VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. British Antarctic Survey Scientific Reports*. nº 87. p. 1-85, 1984.

STOOPS, G. *Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections*. SSSA. Madison, WI. 2003. 184p.

STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (eds).. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier Science, 2010. 720 p.

TATUR, A. Ornithogenic soils of the maritime Antarctic The maritime Antarctic forms a climatic zone , which surrounds the. *Polish Polar Research*, v. 10, n. 4, p. 481–532, 1989.

TATUR, A.; MYRCHA, A. Ornithogenic soils on King George Island, South Shetland Islands (Maritime Antarctic Zone). *Polish Polar Research*, v. 5, n. 1–2, p. 31–60, 1984.

TATUR, A. Ornithogenic Ecosystems in the Maritime Antarctic — Formation, Development and Disintegration. In: BEYER, L.; BÖLTER, M. (Org.). . *Geoecology of Antarctic Ice-free Coastal Landscapes*. Berlin: Springer, p. 161–184, 2002.

TATUR, A; MYRCHA, A. Soils and vegetation in abandoned penguin rookeries (maritime Antarctic). *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology*, v. 2, p. 181–189, 1989.

TATUR, A; MYRCHA, A.; NIEGODZISZ, J. Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in the maritime Antarctic. *Polar Biology*, v. 17, n. 5, p. 405–417, 1997.

TORRES, T. *et al.* Cretaceous Floras from Snow Island (South Shetland Islands, Antártica) and Their Biostratigraphic Significance. *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, p. 1023–1028, 1997.

UGOLINI, F. C. Orthinogenic soils of Antarctica. In: LLANO, G. A. (Org.). *Antarctic Terrestrial Biology*. Washington, DC: American Geophysical Union, p. 181–193, 1972.

YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, v. 19, n. 13, p. 1467–1476, 1988.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados encontrados nesse trabalho demonstram que, na natureza não existe limite fixo entre os ambientes e processos envolvidos. Analisou-se paisagens com processos periglaciais, paraglaciais, costeiros e que ainda guardam heranças glaciais pretéritas, ou seja, trata-se de sistemas complexos, dinâmicos e que necessitam de uma abordagem *multiproxy*.

Para o entendimento destes ambientes e dos processos envolvidos é essencial que se faça uma abordagem transescalar, do macro ao micro, considerando as relações e interações existentes.

Ao se falar em ambiente é preciso fazer uma abordagem climática, passando pela geologia, pedologia, geomorfologia e pelos aspectos bióticos considerando uma escala temporal. Esta visão sistêmica, complexa e dinâmica é primordial para interpretação das paisagens e crucial para iluminar os aspectos obscuros que elas carregam.

As diversidades de processos geomorfológicos e pedogenéticos nos ecossistemas terrestres antárticos implicam em uma série de mudanças paisagísticas, químicas e físicas para os ambientes em que se inserem. É possível observar distinção de processos pedogenéticos ao longo de um gradiente latitudinal antártico. A compreensão destes processos, os quais muitas vezes apresentam solos singulares, podem auxiliar nas políticas de preservação no continente.

Este trabalho apresentou a primeira caracterização sistemática, com mapeamento geomorfológico e pedológico da Península President Head, Ilha Snow, uma área com complexidade litológica, geomorfológica, pedológica e com paisagens de exceção.

Grande parte dos estudos na Antártica se concentram nas influências climáticas para os solos e formas de relevo, o papel da diversidade litológica é muitas vezes negligenciado, o qual como foi apresentado neste estudo é essencial para o entendimento do relevo, em termos de erosão diferencial e processos geomorfológicos e pedológicos. A atividade biológica tem papel fundamental nos processos de alterações químicas nos ecossistemas Antárticos, gerando propriedades típicas. A fauna promove a transferência de nutrientes entre ecossistemas (marinhos/terrestres), atua como catalizadora de processos químicos e promove adubação de ambientes extremamente pobres como áreas de terraços marinhos.

A importância das informações geomorfológicas não é somente para o entendimento dos ecossistemas antárticos, mas sim também para políticas de planejamento/preservação e aspectos envolvidos no monitoramento das geoformas em relação as mudanças climáticas.

Terraços vegetados da Península President Head constituem pedoambientes com características singulares que necessitam de maiores cuidados quanto a sua preservação.

O mapeamento geomorfológico é essencial para construção e interpretação de aspectos geológicos e pedológicos. As contribuições dos tipos de solos e das interações pedogeomorfológicas enriquecem as discussões e oferecem novas possibilidades de entendimento dos processos envolvidos na evolução da paisagem.

Estudos com técnicas refinadas, como micromorfologia e microquímica, podem auxiliar com novas informações sobre gênese e sistemas de transformações pedológicas em ambientes com solos desenvolvidos em condições climáticas extremas.