

EDUARDO OSÓRIO SENRA

**SOLOS E MONITORAMENTO PEDOCLIMÁTICO EM ALTA
MONTANHA ANDINA, CORDILHEIRA REAL, BOLÍVIA**

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

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2018

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

T

Senra, Eduardo Osório, 1986-
S478s Solos e monitoramento pedoclimático em alta montanha
2018 andina, Cordilheira Real, Bolívia / Eduardo Osório Senra. –
Viçosa, MG, 2018.
vii, 165 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Texto em português e inglês.

Orientador: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Solos - Formação. 2. Solos e clima. 3. Andes, Cordilheira
dos, Região. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento
de Solos. Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de
Plantas. II. Título.

CDD 22. ed. 631.43

EDUARDO OSÓRIO SENRA

**SOLOS E MONITORAMENTO PEDOCLIMÁTICO EM ALTA MONTANHA
ANDINA, CORDILHEIRA REAL, BOLÍVIA**

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

APROVADA. 31 de julho de 2018.



Roberto Ferreira Machado Michel



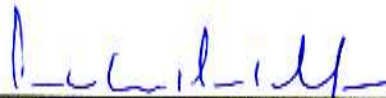
Felipe Nogueira Bello Simas



Fábio Soares de Oliveira



Márcio Rocha Francelino
(Coorientador)



Carlos Ernesto Reynaud Schaefer
(Orientador)

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Ana Rita Osório Senra e José Tarcizo de Oliveira Senra, pelo amor e apoio incondicional.

Aos meus irmãos, Fernando Osório Senra e Ricardo Osório Senra, pelo companheirismo.

Ao professor e grande mestre, Carlos Ernesto Schaefer, pela orientação desse trabalho, pelos enormes conhecimentos compartilhados e pela amizade.

Às amizades construídas e as fortalecidas durante a caminhada acadêmica, principalmente aqueles que diretamente me ajudaram com a tese: Davi Feital, João Reis e Raphael Wakin.

Aos professores que me orientaram e participaram das bancas de qualificação e de defesa: Márcio Rocha Francelino, Elpídio Filho, Roberto Michel, Guilherme Corrêa, Fábio de Oliveira e Felipe Simas.

Ao apoio, carinho e compreensão da minha companheira, Luana Riscado.

À professora Rosa Maria Poch Claret da Universidade de Lleida, Catalunha, Espanha, pela hospitalidade e orientação durante o período do doutorado sanduíche.

À secretária do Núcleo TERRANTAR, Cláudia Maria Gonçalves, pela prontidão em ajudar.

À todos os professores e funcionários do Departamento de Solos, pelo empenho e zelo em manter a excelência da universidade pública.

RESUMO

SENRA, Eduardo Osório, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2018. **Solos e Monitoramento Pedoclimático em Alta Montanha Andina, Cordilheira Real, Bolívia.** Orientador: Carlos Ernesto Reynaud Schaefer. Coorientador: Márcio Rocha Francelino.

A porção central da Cordilheira dos Andes possui uma intrincada conjuntura de aspectos físicos e climáticos que emolduram um mosaico de ecossistemas únicos. Ecossistemas de alta montanha, localizados em zona tropical, estão sob um gradiente climático frágil, com alta vulnerabilidade ambiental, principalmente em cenários de mudanças climáticas. Esse trabalho teve como objetivo o estudo pedológico e pedoclimático dos ecossistemas ao longo de um transecto leste-oeste, transversalmente ao eixo da Cordilheira Real, na Bolívia. O primeiro artigo discorre sobre os processos pedológicos, correlacionando os atributos químicos, físicos, mineralógicos e cronológicos, descritos em 18 perfis de solo ao longo do transecto. O segundo e terceiro artigo abordam as características micromorfológicas dos componentes minerais e orgânicos respectivamente. O quarto e quinto artigo analisam o comportamento pedoclimático (umidade e temperatura) dos solos de altamontanha. No quarto artigo foi feito um comparativo entre o comportamento pedoclimático de um solo localizado na Cordilheira Branca, no Peru, e outro solo na Cordilheira Real, Bolívia, ambos localizados a 4800m de altitude. O quinto artigo faz um estudo mais pormenorizado do gradiente térmico em todo o transecto leste-oeste da Cordilheira Real, com o monitoramento de 2 pontos (3800 m e 4600 m) no flanco leste, 1 ponto no interflúvio (5020 m) e 2 pontos (4750 m e 4600 m) no flanco oeste. O flanco oeste, porção mais seca, é colonizado por vegetação esparsa de puna seca e representa o altiplano boliviano. No flanco leste da cordilheira sob forte influencia das massas úmidas provenientes do domínio amazônico condiciona ecossistemas mais úmidos nessa vertente. No interflúvio, acima de 4800 m, ocorrem as zonas periglaciais. Em função desse gradiente climático, incremento da temperatura e umidade na direção leste (porção amazônica), há maior mineralização da matéria orgânica, menor espessura dos horizontes orgânicos superficiais e assembléia mineralógica da fração argila mais diversificada. A datação do material orgânico enterrado em ambos os flancos é correlata ao Último Máximo Glacial (6MA), e

sugere uma maior extensão das turveiras de topo sob condições amenas no passado. O monitoramento pedoclimático não detectou ocorrência do permafrost até a cota estudada (5020m), evidenciando a degradação de condições periglaciais nas condições climáticas atuais.

ABSTRACT

SENRA, Eduardo Osório, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2018. **Soils and Pedoclimatic Monitoring in High Andean Mountain, Cordillera Real, Bolívia**. Advisor: Carlos Ernesto Reynaud Schaefer. Co-advisor: Márcio Rocha Francelino.

The Central Andes has an intricate set of physical and climatic aspects, forming a mosaic of unique ecosystems. High mountain ecosystems, in tropical zone, are under a fragile climate gradient, with high environmental vulnerability, especially in scenarios of climate change. This work had as objective the pedological and pedoclimatic study of the ecosystems along an east-west transect, transversally to the central axis of the Real Cordillera in Bolivia. The first article discusses the pedological processes, correlating the chemical, physical, mineralogical and chronological attributes, described in 18 soil profiles along the transect. The second and third article discusses the micromorphological characteristics of the mineral and organic components respectively. The fourth and fifth article analyzes the pedoclimatic behavior (humidity and temperature) of highland soils. The fourth article does a comparison between the pedoclimatic behavior of Cordillera Blanca, in Peru and the Cordillera Real, Bolivia. The fifth article provides a more detailed study of the thermal gradient in the entire east-west transect of the Cordillera Real, with six monitoring sites, two sites (3800 m and 4600 m) on the east flank, one at interfluvial site (5020 m) and others two sites (4750 m and 4600 m) on the west flank. The western flank, drier, is colonized by sparse vegetation of dry Puna and represents the Bolivian altiplano. The interflow, above 4800 m, represents the periglacial zones. The eastern flank, affected by the Amazon masses, generates more wet ecosystems. Due to this climatic gradient, increasing temperature and humidity in the eastern direction (Amazonian portion), there are greater mineralization of the organic matter, smaller thickness of the organic horizons and diverse mineralogical assemblage of the clay fraction. The dating of the organic material buried in both flanks is correlated to the Last Glacial Maximum (6MY), and suggests a greater extension of the top bogs under mild conditions in the past. The pedoclimatic monitoring did not detect the occurrence of permafrost up to the

studied elevation (5020m), evidencing the degradation of periglacial conditions in the current climatic conditions.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL	1
ARTIGO 1	3
Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes	
ARTIGO 2	16
Intemperismo mineral e materiais de origem dos solos na Cordilheira Real, Andes Boliviano	
ARTIGO 3	56
Micromorphology of soil organic material in the geoenvironments on Cordillera Real, Bolivia	
ARTIGO 4	83
Monitoramento pedoclimático em alta montanha Andina em latitudes intertropicais (Bolívia e Peru)	
ARTIGO 5	120
Thermal and moisture soil regime along a climosequence from the altiplano to the high amazon basin, Cordillera Real, Bolivia	
CONCLUSÕES GERAIS	164

INTRODUÇÃO GERAL

A paisagem de alta montanha andina está contida em um arcabouço de aspectos físicos e climáticos únicos que refletem um quadro geoambiental bastante diversificado. A Cordilheira Real, na Bolívia, pertence ao setor central da Cordilheira dos Andes e é composta de ecossistemas áridos, como o altiplano no flanco oeste, e extremamente úmidos, como as vertentes no flanco leste influenciadas por massas de ar amazônico. No interflúvio entre esses dois setores distintos destacam-se grandes cadeias montanhosas, em ambiente periglacial.

Esse diversificado quadro geoambiental da Cordilheira Real é influenciado também por sua história geológica. Essa região experimentou desde sedimentação em margens passivas, orogenia com dobramentos, falhamentos e atividade magmática, até processos de sedimentação recente, associados à dinâmica glacio-fluvial, fluvial e gravitacional quaternária. O resultado é um arcabouço litológico bastante diversificado e retrabalhado, com rochas de diferentes composições e texturas. Além disso, o histórico de mudanças ambientais, sempre recorrentes, imprimiu aos solos um caráter policíclico, registrado nas alterações minerais e orgânicas.

Zonas periglaciais de alta montanha intertropicais compõem um dos mais importantes e frágeis compartimentos da criosfera, principalmente em cenários de variações climáticas. Diversos glaciares das zonas intertropicais da Cordilheira dos Andes estão em processo acelerado de retração, ou mesmo já foram extintos (Rabatel et al., 2013; Ramírez et al., 2001). O permafrost, atualmente existente nessas áreas, é quase sempre uma herança de regimes climáticos distintos dos atuais, revelando que podem estar em desequilíbrio, principalmente em condições de mudanças climáticas. Diversos compartimentos da paisagem periglacial estão conectados ao permafrost, como lagos, glaciares rochosos, morainas, faces congeladas, glaciares suspensos (French, H. M.,

2007, Gruber S. & Haeberli W., 2009), portanto a degradação desse elemento tem o potencial de desregular o balanço hidrológico e disparar eventos desastrosos como avalanches rochosos e movimentos de massa.

Dado esse quadro geoambiental marcado por variações dos meios físico e climático tão marcantes a Cordilheira Real torna se uma área propícia aos estudos dos processos pedológicos e pedoclimáticos que figuram nas altas montanhas. Assim o objetivo desse trabalho foi descrever e caracterizar as principais feições pedogenéticas levando em consideração os aspectos cronológicos, ambientais, químicos, físicos, micromorfológicos e climáticos de maneira a relacionar a pedogênese às condições ambientais atuais e/ou pretéritas, revelando uma maior compreensão da evolução da paisagem na alta montanha andina.

ARTIGO 1

Publicado na revista CATENA 178 (2019) 141–153

(<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.012>)

Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes

Eduardo Osório Senra^{a*} Carlos Ernesto Schaefer^a Guilherme Resende Corrêa^b Davi Feital Gjorup^a João Santiago Reis^a

^aDepartamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Av. PH Rolfs s/n, Viçosa, 36570-000, MG, Brazil.

^bDepartamento de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia,

* Corresponding author. Eduardo Osório Senra, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. CEP 36570-000. +55 31 38991050
senra.eduardo@gmail.com

Abstract

The high mountains of Central Andean represents one of the most diverse and heterogeneous landscape of South America, with very contrasting climates across an east-west gradient that remains poorly investigated in terms of Late Quaternary soil formation. Climatic forces within a diverse pedogeomorphological framework generates a complex geoenvironmental scenario, extremely susceptible to climatic changes. From the high aridic bolivian altiplano to moist periglacial regions at high mountain, and from these, to the tropical rainforest downslope, one finds soil chronosequences and different ecosystems. The objective of this work was to describe and interpret chronological, morphological, physical, chemical and mineralogical attributes of 18 profiles along a long and representative east-west transect through the Cordillera Real, at altitudes varying between 1800 and 5030ma.s.l. The parent material is lithologically diverse, ranging from till, fluvio-glacial, talus and loess sediments. Most soils show a sequence of O, A, C and C/R with high organic carbon contents at surface and subsurface, forming Umbric horizons. Buried, polycyclic organic layers are common and the ¹⁴C dating reveals a sequence of processes as one moves away from the glaciated peaks, varying from 1500 to 6000 years (BP). The occurrence of paleo-peatlands and past and present-day hydromorphic areas (bofedales) result in widespread melanization trend, with histic horizons and histosols formation in the bottomlands. The relict, degraded state of bofedales indicates a reduction of waterlogging in the Altiplano in the late Holocene, resulting in increasing water shortage. Inceptisols occur at the high mountain sector, under periglacial conditions and high slope instability and solifluxion. In general soils are acid or high acid, with low base saturation and high Al saturation. High mountain Tundra soils at (5020 m) are exclusively developed on moraines of resistant granodiorite and have low clay content and less mineralogical diversity. Soils at the western slope were affected by the last glaciation and show more diverse mineralogy with cryogenic features under dry, open vegetation (Puna). On the other hand, soils at the eastern slope are associated with a greater climatic variation, varying mineralogical attributes, greater organic carbon mineralization and formation of organometallic complexes. Although most soils show influence of non-crystalline minerals, such as allophanes and amorphous Fe oxides, andic soil properties were apparently absent.

Key words

Cordillera Real; Central Andean ecosystems; High mountain soils; Pedogenesis

1. Introduction

The climatic gradients of High Andes generate a unique geoenvironmental mosaic, of which the Bolivian mountain belt (Bolivian Orocline 11°N at 28°S) represents the central Andean mountain system. This belt extends for >500 km, with a mean elevation of 4000 m, reaching 6500 m. It is branched out into two contrasting geographical areas, the Western Cordillera under arid climate, and the Eastern Cordillera (Real Cordillera) (Kennan, 2000), with two distinct climatic domains: the dry altiplano on the western flank, and the humid slopes on the eastern flank, influenced by Amazonian air masses. Furthermore, the region is heavily affected by El Niño and La Niña events, which create strong seasonal instability (Christie et al., 2009; Garreaud, 2009).

Periglacial conditions rule at high altitudes (> 4500 m) and represent an important compartment of the Cryosphere (Reger and French, 1977). Isothermal conditions are typical of tropical glaciated regions, in contrast with high latitudes regions (Kaser and Osmaston, 2002). This explains the great fragility of tropical glaciers in the face of climate change scenarios. Presently, several glaciers of these regions are either receding or extinct, affecting millions of people who depend on water coming from the annual ice/snow melting (Rabatel et al., 2013; Ramirez et al., 2001).

Highland tropical geoenvironments regulate the hydrological balance of large surface and underground water reserves, release nutrients and act as important atmospheric carbon sink following the accumulation of soil organic matter. The complex interaction between aspects of vegetation, climate, topography and geology factors drives specific pedogenetic processes at high mountains.

Despite the recognition of the scientific and social importance of high mountain ecosystems, studies involving pedogenesis and environmental relationships in high mountain Andes are very scarce in the literature (Eash and Sandor, 1995; Miller and Birkeland, 1992; Portes et al., 2016; Wilcox et al., 1988). This study focuses on

pedogenesis of the soils along the Cordillera Real (Bolivia) linked with past and present environmental conditions, to increase the knowledge in underexploited high mountains areas where climate change is rapidly transforming the landscape. The aim of this work was to evaluate morphological, chemical, physical and mineralogical attributes and to discuss the processes involved in soil formation along a climatic sequence in the Cordillera Real, Bolivia.

2. Material and Methods

2.1 Study area

The study area is an east-west transect in the Cordillera Real (Fig. 1), incorporating two important physiographic environments of Bolivia: the Plateau (Altiplano) and the high Andean mountains (Wright, 1964). This transect runs across four climatically distinct units: i) Mesothermic Climate with Dry and Cold Winter (Cwb); ii) High Mountain Polar (EB); iii) Mesothermic with Dry and Hot Winter (Cwa) and iv) Wet Tropical with Short Drought (Am) (UDAPE, 2000). The Altiplano, west of the Cordillera Real, is affected by the Arid Diagonal (Christie et al., 2009), while to the east the Amazon river watershed, is affected by humid masses of the Intertropical Convergence Zone (Garreaud, 2009).

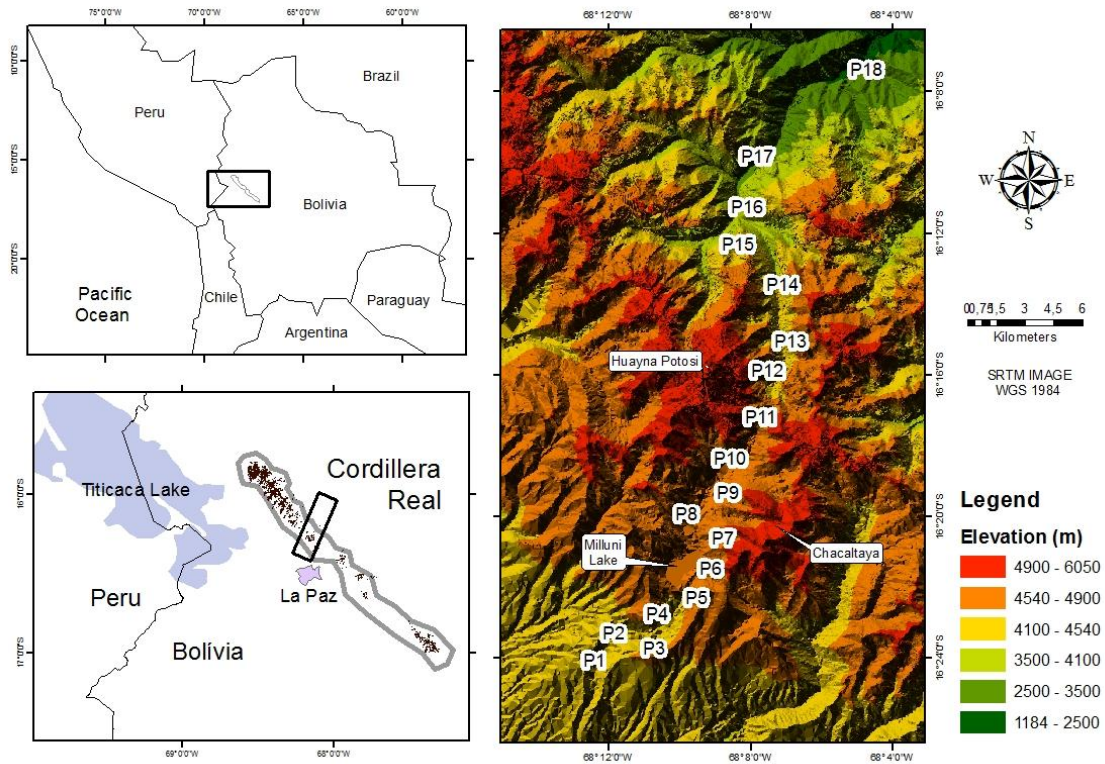


Figure 1. Study area

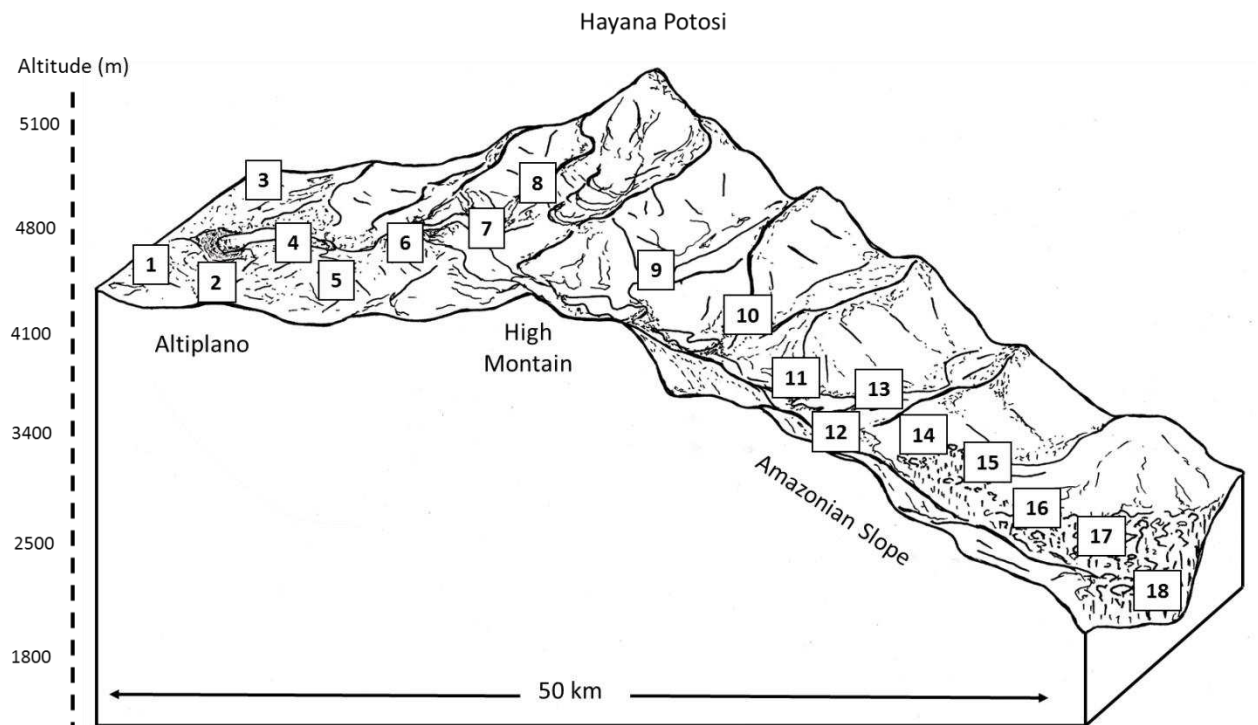


Figure 2. Topographic profile of the transect with the respective profiles collected

The highland vegetation is constituted by herbaceous and grassy carpets (Puna) on well-drained soils, or hydromorphic fields or wetlands (Bofedales). This mosaic comprises most of the semi-arid areas (300mm of precipitation), extending to the high mountain footslopes. Above 4700 m, the rocky substratum outcrops, subjected to moisture (800 mm), low temperatures and strong winds. The subnival vegetation of Puna and Paramo is limited to pockets of soils and cryoturbated sediments between large rocky blocks. In the eastern slope with a strong relief gradient, the climate varies with altitude, increasing moisture (1200 mm) and temperature downwards the Amazon Basin. From the top, the vegetation follows a transitional sequence: Xerophyte Puna, Humid Puna, Tropical Shrub and, finally, Highland Tropical Rain Forests (Josse et al., 2003; Navarro, 2006).

The geology of the area is mainly formed by three units: Catavi, Uncia and Undavi formation, intruded by a batholith of biotite granodiorite of Cenozoic age. The Catavi Formation is basically formed by quartzites and slates; the Uncia Formation has black slates, and the Undavi Formation have alternating quartzites and Ordovician black slates (Sugaki et al., 1985). Whole region is intensely faulted and fractured. In the Catavi Formation, pegmatitic quartz veins associated with pyrite, arsenopyrite, siderite and cassiterite are common, the latter being exploited as tin ore (Sugaki et al., 1985).

2.2 Soil sampling

Eighteen soil profiles were collected along the east/west transect (Figure 2) of the Cordillera Real. The collection sites were chosen according to the pedobioclimatic variations between 1500 and 5030 m A.S.L. of altitude, comprising the main phytophysionomies of the eastern mountain range described by Navarro (2006). Soil horizons were described and collected according to Santos et al (2015) and Bockheim et al. (2006).

2.3 Radiometric dating of soils by ¹⁴C

Five samples of buried A horizons were collected from 4 profiles (P1, P5, P13 and P16) for carbon dating. Recent organic material, such as roots and other light organic matter, were removed by flotation in ultra pure water, whereas the remaining humified organic material was oven dried and sent to the Beta Analytic laboratory (Miami, USA) for dating by Mass Spectrometry with Accelerator method. Calibration was performed using specific databases (Hogg et al., 2013).

2.4 Physical and chemical analyzes

The soil samples were air dried and sieved for fine soil extraction (TFSA < 2 mm) and submitted to physical and chemical analyzes according to EMBRAPA (1997) and Soil Survey Staff (2009). The physical analyzes were: i) determination of the percentage of gravel (> 2 mm) by weight for each horizon; ii) textural analysis by dispersion with 0.1 mol/l NaOH and agitation, coarse sand and fine sand separated by sieving, clay fraction separated by the pipette method, and silt fraction obtained the difference, (Ruiz, 2005). iii) soil density was obtained by the volumetric ring method. In order to identify lithological discontinuities, the relationship between coarse sand/fine sand (CS/FS) and gravel distribution (> 2 mm) was used (Schaetzl, 1998). The morphometric analysis of the sand grains was done in a Zeiss-Stemi 305, at magnification of 10 to 40 times, in the Microscopy Laboratory of the Federal University of Vicosa, following criteria of Powers (1953).

Chemical analysis: i) available phosphorus, potassium and sodium, were extracted through Mehlich-1 (0.05M HCl+0.0125M H₂SO₄, soil/extractor ratio: extract 1:10). The phosphorus was determined by Atomic Absorption Spectrophotometry, potassium and sodium determined by Flame Emission Photometry. ii) Calcium, Magnesium and Aluminum extracted with 1M KCl solution, were determined by atomic absorption spectroscopy. iii) potential acidity were determined by titration after the use of 0.5M

calcium acetate buffered at pH 7. iv) pH in water and KCl ($1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$) were determined potentiometrically in suspension in a soil/water ratio 1: 2.5; v) Organic carbon was determined by wet oxidation with acidic potassium dichromate under heating (Walkley-Black method). From the data the following index were calculated: Base sum ($\text{BS}=\text{Ca}^{2++}\text{Mg}^{2++}\text{K}^{++}\text{Na}^{+}$); Cation exchange capacity ($\text{CEC}=\text{S}+\text{Al}+\text{H}$); Base Saturation ($\text{PBS \%}=\frac{100 \text{ S}}{\text{S}+\text{T}}$); Aluminum Saturation ($\text{Al sat\%}=\frac{100 \text{ Al}^{3+}}{\text{S}+\text{Al}^{3+}}$); Clay activity= $100 \text{ T}/\% \text{ clay}$. vi). Selective extractions of Fe and Al; Fe_p and Al_p bound to organic matter by the method of McKeague (1967) was performed using 0.1M of sodium pyrophosphate at pH 10.0. To extract Fe, Al and Si from poorly crystallized hydroxides (Fe_o , Al_o , Si_o), we performed 0.2M ammonium oxalate extraction at pH 3.0, following Schwertmann (1964). For the extraction of crystalline Fe and Al oxides (Fe_d and Al_d) the dithionite citrate-bicarbonate method was used (Mehra and Jackson, 1960). Elements extracted were determined by atomic absorption spectrometry. To obtain the total amount of iron, we employed the alkaline fusion method (soil fraction <2 mm) of all horizons (Sawhney and Stilwell, 1994). With measurements by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP OES).

2.5 Mineralogy

The mineralogical characterization of sand, silt and clay fractions was carried out by X-ray diffraction (EMBRAPA, 1997). For the identification of 2:1 clay minerals, treatments with K and Mg saturation, with heating at 350 °C and 500 °C, and solvation with glycerol, were carried out. The readings were made in an X-ray diffractometer with Co K α radiation, in the range of 4 to 80° 2 θ . The diffractograms were interpreted with tables of Chen (1977) and standards published (Brindley and Brown, 1980). The amount of ferrihydrite was determined using the Fe_o/Fe_d ratio (Schwertmann, 1964). To assess andic properties, the $\text{Al}_o+1/2 \text{ Fe}_o$ was used, according to Soil Survey Staff (2014). The degree of

soil development was also estimated by the $(\text{Fed-Feo})/\text{Fet}$ ratio, which quantifies the proportion of crystalline iron oxides in relation to total Iron content (Arduino et al., 1984). The aluminosilicates with low crystallinity were calculated by the $\text{Al}_o\text{-Al}_p/\text{Si}_o$ formula proposed by Parfitt and Kimble (1989). Allophane was estimated by the Al/Si molar ratio range from 1 to 2 (Parfitt et al., 1980).

3. Results

3.1 General features

In the study area, current periglacial sites are related to the receding mountain glaciers following the end of the last glacial period. In the high mountains, proglacial lakes at glacier fronts, cirques, talus, moraines and nivation surfaces occur. However soils are not typically cryoturbic, since intense erosion following advances and retreats of glaciers in the late Quaternary prevent landscape stability to allowing cryoturbic features to develop (Emblenton-Hamann, 2004). In the western flank (Fig. 3A), facing the plateau (Altiplano), moraines are overlain by aeolic sediments, also having glacial-lacustrine-fluvial deposits in depressions and talus on steep slopes. In the eastern flank (Fig. 3B), at the highlands of the Zongo River basin, the valleys are deeply carved by former glacial action, with U-shaped cross sections, and flat bottoms, where hydromorphic, swampy conditions prevail. Lateral slopes are steep and covered by talus and alluvial fans resulting from intense Holocene cryoclastic process, solifluction and landslides. This pattern can be seen down to approximately 3500 m, where fluvial erosion takes greater importance in the erosional process, forming dissected valleys with a V-shaped cross section filled with transported debris of varying sizes. These steep slopes are very unstable and mass movements are common (Seltzer, 1992). Increasing moisture and temperature marks the changes in vegetation, from shrubs to forests. Forest vegetation afford greater stability of these steep

lopes with deeper soil depths.

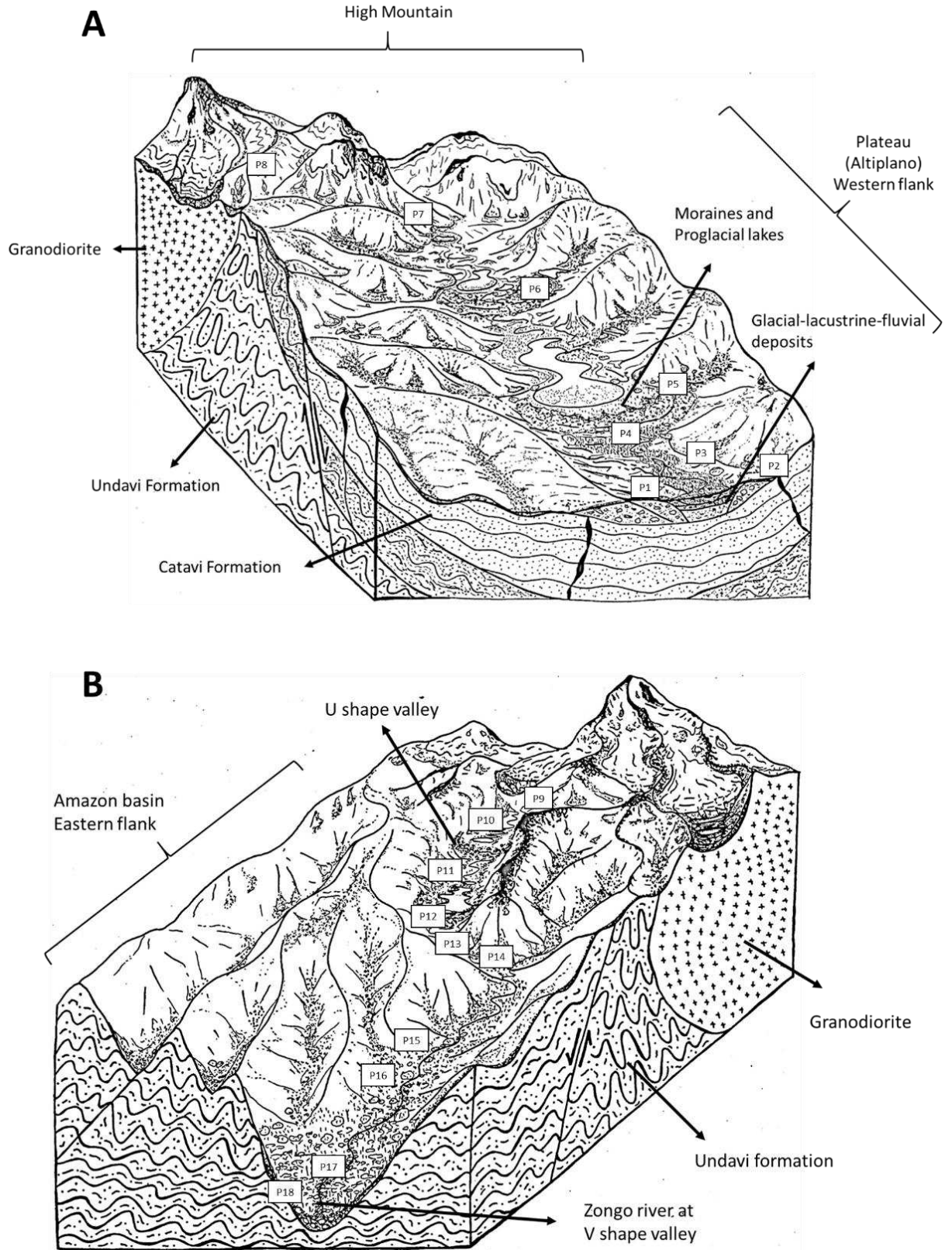


Figure 3. Block-diagram of (A) western slope and (B) eastern slope

3.2 General soil characteristics

Pedoclimate and landform are key factors that most influence the regional soil formation. The accumulation of organic matter and the except at the highest parts (above 4800 m), where climatic conditions do not favor plant growth, and landforms are unstable. Also, buried histic horizons (Paleosols) are common on slopes and depressions. Profiles P1 to P6 (Fig. 3) represent the transition zone between the highland (> 4000 m) and the high mountains areas (> 4700 m) with Cryic temperature regimes.

Soils on slopes are sparsely colonized by low-biomass vegetation (Puna) in a Ustic regime, but the low temperatures favor OM accumulation, affording high levels of organic carbon (> 30 dag/kg). Most of these soils are developed on quartzites and slates of the Catavi formation, with hydrothermal sulfide veins. The presence of these veins has a direct effect on local acidification and ferruginization processes, due to acid drainage and Fe-oxidation. The clay contents of the fine earth (< 2 mm) of subsurface horizons vary from 20 to 45%, without any evidence of illuvial translocation.

At the highest elevations (4800–5100 m), close to the permanent snowline, the soils have Cryic temperature regimes and aquic to udic moisture regimes (Soil Survey Staff, 2014). In this zone, soils P7 and P8 are formed on moraine and talus. Soils are shallow, poorly developed with variable OM content.

The Amazon flank has a very dissected landform steep relief, with steep and very unstable slopes. The depressions at 4000m maintains a glacial landform, with valleys with shallow soils (P9) (Fig. 3), as well as organic horizons on colluvial slopes, with a Mesic soil temperature regime. The depth of the A horizon decreased with altitude.

3.3 Radiometric dating of soils by ¹⁴C

The carbon dating results of buried horizons showed corrected ages varying from 6080 to 1070 years (BP), with a margin of error of ± 30 years. As reference data the

surface humic horizons, in general the baseline dating of A horizon in P1, revealed 1070 years (BP), while the buried horizon down the same profile (2Ah) has 3520 years (BP). Other dated horizons were: P5 (base of the Ah horizon), with 2350 years (BP); P13 (Ah horizon) with 6080 years (BP), and P16, (A2), with 4150 years (BP) (Fig. 4). Hence, all surface and buried soils are in the range of mid to late Holocene.

3.4 Physical and morphological properties

The morphology of the profiles presents A, O or H sequences overlying C horizons, with clear to diffuse transitions, varying from flat to wavy. Colors with value and chroma of <3 occur in almost all horizons, and show a strong darkening effect of OM (organic matter), even in subsurface mineral horizons. P6 shows a sombric character in the AC horizon (23–48 cm). The structure in the mineral horizons with OM > 3 dag/kg range from single grain to granular (moderate to strong), small/medium subangular blocks (weak to strong). In soils with OM < 3 dag/kg, the structure is small and weak, subangular blocks. Organic horizons have a crumb structure in P1, P4 and P5. The mineral horizons have a predominant 10YR hue, with yellowish brown and dark yellowish brown when wet, and brownish yellow and yellow when dry.

Due to intense Holocene postglacial erosion, the soil parent material is very mixed, resulting in varying physical and chemical properties. The texture highlights the high content of coarse material (> 2 mm), with a fine earth texture varying from clay loam to sandy loam (Table 2). In general, soils are developed on reworked till (ground and lateral moraines) in the periglacial zone. In the Plateau (Altiplano) the soils develop on talus, reworked moraines or loess. Thick colluvial soils are more common along the Amazonian flank, where mass movements occur associated with steep slopes. Skeletal composition occurs in 60% of the horizons and ranges from 35 to 85% of coarse material at the surface soil. Stony pavements occur in highland soils (P1 and P2). However, the contribution of clay in the TFSA in some cases is high (> 400 g/kg). Morphometric analysis identified grain

classes “rounded” and “well rounded” on sand grains (> 0.3 mm) at P5, and “angular” to “sub-angular” grain classes (< 0.3 mm) at the other soils. The surface and subsurface horizons, excluding C horizons, have bulk densities ranging from 0.17 to 1.6 g · cm⁻³, depending on more or less organic or mineral contribution. In P1, P5 and P6, the C horizon presents a hardened layer (pan), due to former, inherited cryogenic compaction, with low OM content and sandy loam clay texture.

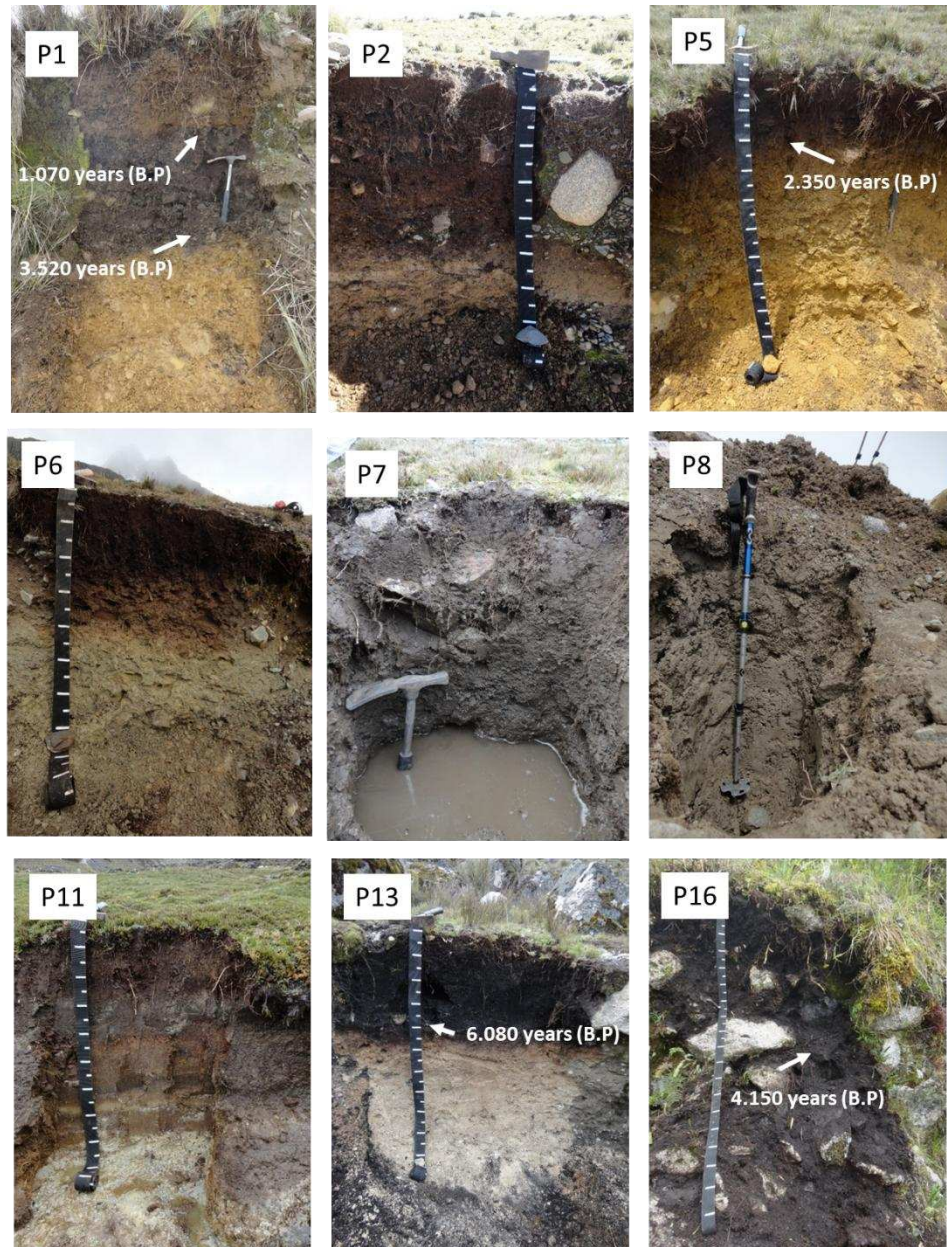


Figure 4. Representative profiles along the transect. P1 Humic Dystrustept, P2 Entic Humudept, P5 Aridic Humustepts, P6 Terrichaplohemist, P7 Aquic Udorthents, P8 Typic Cryopsamment, P9 Typic udorthent, P11 Typic Sulfihemist, P13 Sapric Haplowassists, P16 Typic

3.5 Chemical characteristics

All soils are acidic, with pH ranging from 3.2 (P5) to 6.1 (P18) (Table 3). Except for the profiles P8, P11, and P18, all are dystrophic, with occasional eutrophic O horizons (P7 and P17), characterizing epieutrophic soils. The base saturation showed a correlation with OM content and lower altitudes, with increasing biomass and nutrient cycling. Aluminum saturation is variable (12–99%), with high contents (> 70%) in P5, P2, P15, P13, P3 and P7 and medium to high Al^{3+} content (0.6–188 $cmol_o/dm^3$). There is an exceptional allitic character in P5 due to high saturation associated with high Al^{3+} (> 3 $cmol_o/dm^3$).

The OM contents vary according to vegetation, landscape position and altitude, being high in most surface horizons (7–56 $dag.kg^{-1}$) and subsurface (4.8–54.25 $dag \cdot kg^{-1}$), excepting for C horizons (0.6–2.26 $dag.kg^{-1}$). At the highest elevation of the transect (5020 m), P8 showed the lowest values (0.13 $dag.kg^{-1}$) while P9 (4658 m) had the highest values (56 $dag.kg^{-1}$) of OM. Content decrease to the bottom of the profiles, except for P1, P4, P11 and P15 where discontinuities in Organic Carbon contents suggest buried or sombric horizon. In general, the soils present the high retention of P (51–99%), values inversely proportional to A_{ld} . The profiles P1 and P5, in the transition from high plateau to high mountains, show high values of Fe_d-Fe_o/Fe_t and low values of Fe_o/Fe_d . Fe_p/Fe_t ratio values have a maximum of 40% in P1. The Fe_o/Fe_d ratio ranged from 0.07 to 1.03 and Al_o/Al_d ranged from 0.09 to 1.04.

3.6 Mineralogy

The DRX show the predominance of primary minerals and secondary silicate minerals in the soil mineral composition (Table 5). Quartz and feldspars are present in the sand fraction of all soils, with small variations in the intensity of peaks. Plagioclase peaks

were detected in soils P1, P7, P8, P10, P11, P12 and P16. Micas are also present, with lower peak intensity, and biotite is detected at P2 and P11. Secondary 2:1 minerals are predominant in the clay fraction of all the profiles, corroborated by negative values of ΔpH (high negative charge) and the presence of high activity clay ($> 27 \text{ cmol/kg}$). Quartz was observed in the clay fraction, and occasionally illite. Soils P12, P15, P16 and P17, have illite and smectite.

The presence of allophanes is indicated by the $\text{Al}_{0+1/2}\text{Fe}_0$ values above 0.2 and phosphorous retention values higher than 80% in mineral horizons. Although high $\text{Fed-Fe}_0/\text{Fet}$ values at P1 and P5 indicate the presence of crystalline oxides, they were not detected by X-ray diffraction. On the other hand, high values of the Fe_0/Fed ratio in P2, P7, P10 and P11 reveal higher participation of low crystalline Fe oxides. Among these, the unusual presence of Schwertmannite (2.55 Å) peaks were detected in soils under the influence of sulfide material. Soils P1, P2 and P3 presented 1:1 minerals, kaolinite, mainly.

Table1. Classification, altitude and selected features of soils from Bolivian Andes

Profile	Classification	Altitude (m)	Position	Mean temperature (°C)	Precipitation	Vegetation	Moisture regime	Temperature regime	Horizon sequence	Parent material	Litology
1	Humic Dystrustep	4574	shoulder	6	300	Dry pune	Aridic	Isofrigid	O,A1,2Ah,2AC,2Cm	Moraine and bog peat	Quartzites and slates
2	Entic Humudept	4578	back slope	6	300	Dry pune	Aridic	Isofrigid	O,O2,OC/R, C/R	Moraine and colluvium	Quartzites and slates
3	Aridic Ustorthent	4912	back slope	6	300	Dry pune	Aridic	Isofrigid	O, AC, C/R	Talus and colluvium	Quartzites and slates
4	Terric Sulfihemist	4578	foot slope	6	300	Bofedale	Aquic	Isofrigid	H1, H2, H/C, Cg	Bog peat and colluvium	Pegmatitic quartz veins
5	Aridic Humustepts	4633	back slope	6	300	Dry pune	Aridic	Isofrigid	O, Ah, CA, C	Moraine and colluvium	Quartzites and slates
6	Terric Haplohemist	4697	back slope	3	500	Pune	Ustic	Cryic	O, AO, AC, C	Moraine and colluvium	Quartzites and black slates
7	Oxyaquic Udorthents	4784	foot slope	3	700	Pune/Paramo	Ustic	Cryic	O, O2, C	Talus and colluvium	Granodiorite
8	Typic Cryopsamment	5020	summit	3	800	Tundra/Wet pune	Ustic	Cryic	A, C/R	Moraine	Granodiorite
9	Typic Udorthent	4558	back slope	7	800	Wet pune	Ustic	Isomesic	O, OC, C/R	Talus and colluvium	Granodiorite
10	Oxyaquic Udipsamment	4667	foot slope	7	800	Wet pune	Ustic	Isomesic	O, C/R	Talus and colluvium	Granodiorite
11	Typic Sulfihemist	4583	toe slope	7	800	Bofedale	Aquic	Isomesic	H1, HC, 2H, 2H2, C	Bog peat and colluvium	Granodiorite
12	Terric Haplosaprists	4154	foot slope	9	1200	Wet Pune	Udic	Isomesic	O, H, HC, C1, C2	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
13	Sapric Haplowassists	4149	toe slope	9	1200	Bofedale	Aquic	Isomesic	O, H1, H2	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
14	Lithic Udorthents	3859	foot slope	9	1200	Páramo	Udic	Isomesic	O, C/R	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
15	Typic Udorthents	3673	back slope	9	1200	Scrub	Udic	Isomesic	A1, A2, AC, C	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
16	Typic Udorthents	3142	foot slope	12	1200	Scrub	Udic	Isomesic	O, A1, A2	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
17	Lithic Udorthent	2544	foot slope	12	1200	Forest	Udic	Isomesic	O, A, C	Talus and colluvium	Quartzites and black slates
18	Humic Dystrustept	1800	back slope	12	1200	Forest	Udic	Isomesic	O, Ah, B, C	Talus and colluvium	Quartzites and black slates

Table 2. Physical and morphological data of soils from Bolivian Andes

P	Layer	Depth	Color			>2mm	Coarse Sand	Fine Sand	Silt	Clay	classification	FS/CS+FS	Dens.
			Matiz	V/C dried	V/C moist								
1	O	0-5	2.5y	5/3	3/2	14.7	1.5	18.8	49.8	29.8	clay loam	0.93	0.74
	A1	5-40	2.5y	5/3	3/2	84.6	8.2	9.6	43.3	38.9	clay loam	0.54	
	2Ah	40-90	2.5y	4/2	2.5/1	46.1	18.1	8.6	32.3	40.9	clay	0.32	
	2AC	90-105	2.5y	5/4	3/3	58.4	15.9	8	32.1	44	clay	0.33	
	2Cm	105-150	2.5y	7/6	4/6	43.9	16.2	8	39.2	36.6	clay loam	0.33	
2	O	0-9	10yr	4/4	2/2	9.4	17.1	15.8	41.7	25.3	clay loam	0.48	1.12
	O2	9-32	10yr	3/3	2/2	30.3	55.2	5.6	19.7	19.5	sandy loam	0.09	
	OC/R	32-47	10yr	4/4	2/2	50.1	65.2	3.2	13	18.6	sandy loam	0.05	
	C/R	47-100+	2.5y	7/4	4/4	31.5	27.6	3	54.4	15	silt loam	0.10	
3	O	0-10					25	14.4	35.5	25	clay loam	0.37	1.03
	AC	10-35	10yr	4/4	2/2	54.0	40.6	13.4	27	19	sandy loam	0.25	
	C/R	35-80+	10yr	6/4	3/4	58.2	48.8	8.3	26.3	16.6	sandy loam	0.15	
4	H1	0-40					0	0	0	0			0.20 0.18
	H2	40-75	7.5yr	3/4		24.7	0	0	0	0			
	H/C	75-85	7.5yr	4/6		58.8	29.1	11.1	25.5	34.3	clay loam	0.28	
	Cg	85-110+	2.5y	6/4	4/4	20.6	19.7	4.2	39.1	37	clay loam	0.18	
5	O	0-5	10yr	3/3		4.9	4.8	7.4	63.4	24.4	silty clay loam	0.61	0.52
	Ah	5-25	10yr	3/3	2/2	100.0	23.8	10.2	36.9	29.1	clay loam	0.30	
	CA	25-35	10yr	5/6	3/4	45.1	30.2	10.9	31.7	27.2	clay loam	0.27	
	C	35-100	10yr	6/8	4/6	45.0	30.1	10.5	33.8	25.6	clay loam	0.26	
6	O	0-11	10yr	5/2	2/2		3.2	9.4	65.4	22	silty clay loam	0.75	0.57
	AO	11-23	10yr	2/2	2/1	60.6	41.9	8.9	28.9	20.4	sandy clay loam	0.18	
	AC	23-48	2.5y	5/3	3/2	60.7	37.9	12.3	29.9	19.9	loam	0.25	
	C	48-80+	5y	7/2	5/3	53.4	25.6	10.9	43.6	19.9	loam	0.30	
7	O	0-6	10yr	4/2	2/1	31.8	44.2	8.6	23.5	23.7	sandy clay loam	0.16	1.62 1.21
	O2	6-35	10yr	5/2	2/2	20.1	34.7	10.3	28	27	clay loam	0.23	
	C	35-100+	10yr	5/2	3/2	49.5	44.6	11.2	21.6	22.6	sandy clay loam	0.20	
8	A	0-10	5y	7/2	5/2	24.6	50.2	15.6	22.7	11.5	sandy loam	0.24	0.29
	C/R	10-100+	5y	8/1	6/2	32.5	46.6	18.9	22.9	11.6	sandy loam	0.29	
9	O	0-45	10yr	3/2	2/1	43.2	41.5	17.6	22.6	18.3	sandy loam	0.30	0.59
	OC	45-52	10yr	4/2	2/1	55.9	48.6	16.9	17.9	16.6	sandy loam	0.26	
	C/R	52-80+	2.5y	5/3	3/3	57.4	63.2	16.6	10.3	9.9	sandy loam	0.21	
10	O	0-12/5	2.5y	3/2	2.5/1	24.9	41.9	13.5	22.8	21.8	sandy clay loam	0.24	0.85 1.03
	C/R	12/5-50+	2.5y	3/3	2.5/1	44.7	63.1	10.1	9	17.8	sandy loam	0.14	
11	H1	0-35/40				100.0	16	6.8	31.3	45.9	clay	0.30	0.16 0.20
	HC	35/40-50	10yr	5/2			61.2	11.4	13.1	14.4	sandy loam	0.16	
	2H	40-53	10yr	5/1	2/1		6.5	13.4	51.6	28.5	silty clay loam	0.67	
	2H2	53-88	10yr	5/2	2/2		11.2	6.2	42.6	40	silty clay	0.36	
	C	88+	10yr	8/2	5/2	42.0	64.2	24.7	5.5	5.5	sand	0.28	
12	O	0-5	2.5y	4/2		19.5	28	16.5	34.3	21.3	clay loam	0.37	0.42 0.32
	H	5-40	10yr	2/1		-2.6	19.1	8.6	41.4	30.8	clay loam	0.31	
	HC	40-50	10yr	4/2	2/1	26.1	39.1	15.6	23.1	22.2	sandy clay loam	0.29	
	C1	50-90	2.5y	7/3	4/4	9.9	32.4	23.6	27.8	16.1	sandy loam	0.42	
	C2	90-120+	2.5y	8/2	5/3	33.3	37.1	27	25.2	10.7	sandy loam	0.42	
13	O	0-10				35.8	0	0	0	0			0.82 0.57 0.80
	H1	10-30	10yr	3/1	2/1	0.0	12.1	14	36.7	37.2	clay loam	0.54	
	H2	30+	10yr	2/1		0.0	12	11.8	39	37.2	clay loam	0.50	
14	O	0-35	10yr	3/2	2/1	54.5	15.1	12.5	44.8	27.5	clay loam	0.45	1.32
	C/R	35-150+	5y	7/2	4/2	55.1	29.8	24.7	33.4	12.1	sandy loam	0.45	
15	A1	0-15	10yr	3/2	2/1	54.2	26.6	18.1	34.7	20.6	clay loam	0.40	1.00 0.59
	A2	15-60	10yr	3/2	2/1	36.1	10.4	10.7	54.3	24.6	clay loam	0.51	
	AC	60-65	10yr	3/2	2/1	72.0	12.1	11.7	55	21.3	clay loam	0.49	
	C	65-120+	5y	7/2	5/2	47.2	19.6	16.4	49.6	14.4	loam	0.46	
16	O	0-10	2.5y	3/2		22.5	0	0	0	0			0.81 0.90
	A1	10-57	2.5y	3/2	2.5/1	35.7	32.3	10.8	32.6	24.3	clay loam	0.25	
	A2	57-200+	2.5y	3/2	2.5/1	43.8	47	15	22.6	15.4	sandy loam	0.24	
17	O	0-5	10yr	2/1		0.0	14.2	15.4	39.5	30.9	clay loam	0.52	0.72
	A	5-15	2.5y	3/2	2.5/1	74.4	24.2	17.6	35.2	23	clay loam	0.42	
	C	15-110+	2.5y	6/4	3/3	71.5	27.8	28	32.8	11.4	clay loam	0.50	
18	O	0-7				31.32	20.6	11.2	45.9	22.2	clay loam	0.35	0.39 0.45
	Ah	7-15				26.63	19.2	12.5	48.1	20.1	clay loam	0.39	
	AC	15-35				22.73	18.5	15.1	49.8	16.7	loam	0.45	
19	C	35-120				16.31	17.7	18.8	54.7	8.8	silt loam	0.52	

Table 3. Chemical data of soils from Bolivian Andes

Layer	Depth. cm	pH	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al ³⁺	CEC ¹	CEC ²	PBS ³	Al sat ⁴	TOC ⁵	P ⁶
					*				**		a/ka			%
P1 Humic Dvstrustept														
O	0-5	4.56	192	3.5	3.6	0.83	0.9	9.2	5.84	14.14	4.94	15.4	4.1	51.2
A1	5-40	4.65	105	5.5	2.86	0.59	1.4	10.1	5.14	13.84	3.74	27.2	3.2	61.7
2Ah	40-90	5.14	107	3.5	3.9	0.64	1.5	15.8	6.33	20.63	4.83	23.7	4.1	86.7
2AC	90-105	5.46	51	5.5	1.86	0.47	1.2	9.7	3.68	12.18	2.48	32.6	2.4	89.2
2Cm	105-150	5.7	47	5.5	0.84	0.37	0.6	5.3	1.95	6.65	1.35	30.8	0.7	86.0
P2 Entic Humudept														
O	0-9	4.22	154	9.5	0.71	0.26	2.4	14	3.81	15.41	1.41	63	7.1	77.2
O2	9-32	4.54	43	7.5	0.67	0.1	2.3	12.9	3.21	13.81	0.91	71.7	3.2	80.8
OC/R	32-47	4.67	14	5.5	0.34	0.01	2.9	12.4	3.31	12.81	0.41	87.6	1.7	78.0
C/R	47-100+	5	13	6.5	0.27	0	1	7.9	1.33	8.23	0.33	75.2	1.1	73.7
P3 Aridic Ustorthent														
O	0-10	4.85	217	7.5	3.46	1.02	0.7	12	5.77	17.07	5.07	12.1	8.2	52.2
AC	10-35	4.83	38	5.5	0.93	0.23	1.4	8.9	2.68	10.18	1.28	52.2	2.8	71.7
C/R	35-80+	5.1	19	3.5	0.31	0.03	1.3	5.3	1.7	5.7	0.4	76.5	0.7	59.7
P4 Terric Sulfihemist														
H1	0-40	4.12	8	16.5	0.69	0.46	187.5	247.5	188.74	248.74	1.24	99.3	22.9	79.8
H2	40-75	3.97	11	23.6	0.4	0.28	7	61.5	7.81	62.31	0.81	89.6	31.5	99.7
H/C	75-85	3.86	7	7.5	0.36	0.34	25.4	68	26.15	68.75	0.75	97.1	7.5	99.8
Cg	85-110+	3.2	3	1.5	0.19	0.46	7.2	17.5	7.86	18.16	0.66	91.6	1.3	86.7
P5 Aridic Humustepts														
O	0-5	4.67	207	7.5	5.35	1.87	1.3	20.1	9.08	27.88	7.78	14.3	13.1	75.0
Ah	5-25	4.85	144	4.5	2.45	0.71	2.4	17.7	5.95	21.25	3.55	40.3	6.4	86.2
CA	25-35	4.75	71	3.5	0.77	0.17	2.1	9.2	3.24	10.34	1.14	64.8	1.9	78.5
C	35-100	5.12	47	2.5	1	0.3	1.1	8.6	2.53	10.03	1.43	43.5	0.4	48.5
P6 Terric Haplohemist														
O	0-11	4.47	486	11.5	2.57	0.88	2.3	19.3	7.05	24.05	4.75	32.6	14.6	76.7
AO	11-23	4.44	66	3.5	0.72	0.08	3.1	24.1	4.08	25.08	0.98	76	6.0	98.0
AC	23-48	4.6	40	3.5	0.29	0	1.3	12.4	1.71	12.81	0.41	76	2.5	91.2
C	48-80+	4.99	43	4.5	0.25	0	0.8	5	1.18	5.38	0.38	67.8	0.7	70.0
P7 Oxvaquic Udorthents														
O	0-6	5.14	406	30.6	9.93	1	0.3	10.4	12.4	22.5	12.1	2.4	8.2	62.7
O2	6-35	5.12	58	23.6	1.63	0.13	0.8	8.6	2.81	10.61	2.01	28.5	2.6	86.3
C	35-100+	5.42	43	18.6	1.39	0.06	0.9	7.1	2.54	8.74	1.64	35.4	1.7	86.0
P8 Typic Crvopsamment														
A	0-10	5.2	110	22.6	3.74	0.3	0.3	2.8	4.72	7.22	4.42	6.4	0.5	16.3
C/R	10-100+	5.98	135	17.5	4.68	0.24	0	1.2	5.34	6.54	5.34	0	0.1	21.2
P9 Typic udorthent														
O	0-45	5.06	72	17.5	1.83	0.13	1.6	14.4	3.82	16.62	2.22	41.9	4.5	86.0
OC	45-52	5.26	58	18.6	1.26	0.03	1.3	10.6	2.82	12.12	1.52	46.1	2.6	90.8
C/R	52-80+	5.5	45	25.6	0.99	0.01	1.3	5.3	2.53	6.53	1.23	51.4	1.1	72.0
P10 Oxvaquic Udipsamment														
O	0-12/5	4.77	237	14.5	2.07	0.35	1.5	12.5	4.59	15.59	3.09	32.7	5.6	77.2
C/R	12/5-50+	5.2	44	11.5	0.58	0.04	1.7	16.7	2.48	17.48	0.78	68.5	4.1	92.0
P11 Typic Sulfihemist														
H1	0-35/40	5.9	202	72.6	9.53	0.49	0	8.6	10.85	19.45	10.85	0	22.9	74.2
HC	35/40-50	5.62	55	51.6	4.96	0.22	0.3	4.8	5.85	10.35	5.55	5.1	2.6	49.3
2H	40-53	5.17	63	106.7	11.4	0.25	0.9	15.7	13.18	27.98	12.28	6.8	12.7	91.2
2H2	53-88	4.1	38	77.6	17.29	0.39	3.3	25.7	21.41	43.81	18.11	15.4	24.4	80.3
C	88+	4	6	17.5	1.55	0.14	1.3	2.6	3.08	4.38	1.78	42.2	0.2	28.3
P12 Terric Haplosaorists														
O	0-5	4.39	118	13.5	1.18	0.17	2.1	13.5	3.81	15.21	1.71	55.1	4.5	85.7
H	5-40	4.69	49	10.5	1.17	0.13	3.5	35.1	4.97	36.57	1.47	70.4	15.4	94.3
HC	40-50	4.88	11	7.5	0.38	0	1.3	12.5	1.74	12.94	0.44	74.7	3.0	95.3
C1	50-90	5.39	19	10.5	0.31	0	1	5.3	1.4	5.7	0.4	71.4	0.7	76.5
C2	90-120+	5.43	27	12.5	0.23	0	0.5	2.8	0.85	3.15	0.35	58.8	0.3	51.0
P13 Sapric Haplowassists														
O	0-10	5.24	1202	39.6	12.79	2.43	1.3	25.7	19.77	44.17	18.47	6.6	32.6	47.3
H1	10-30	5.37	113	34.6	12.16	0.61	0.6	18.5	13.81	31.71	13.21	4.3	13.1	91.8
H2	30+	5.48	60	30.6	9.16	0.45	0.6	16.5	10.5	26.4	9.9	5.7	10.9	94.3
P14 Lithic Udorthents														
O	0-35	4.18	38	5.5	0.46	0.05	3.1	22.9	3.73	23.53	0.63	83.1	11.2	95.7
C/R	35-150+	4.97	18	4.5	0.22	0	0.4	3.1	0.69	3.39	0.29	58	0.5	61.7
P15 Typic Udorthents														
A1	0-15	4.52	34	8.5	0.27	0.09	2.3	14.2	2.78	14.68	0.48	82.7	5.4	94.2
A2	15-60	4.48	21	8.5	0.15	0.09	2	21.8	2.33	22.13	0.33	85.8	8.6	97.0
AC	60-65	4.97	26	6.5	0.15	0.05	2.2	18.3	2.49	18.59	0.29	88.4	6.4	97.5
C	65-120+	5.02	32	5.5	0.18	0	1.1	4	1.39	4.29	0.29	79.1	0.5	71.7
P16 Typic Udorthents														
O	0-10													
A1	10-57	4.77	127	10.5	3.52	0.31	3.5	26.4	7.7	30.6	4.2	45.5	10.9	76.5
A2	57-200+	5.15	21	7.5	0.75	0.06	1.8	8.4	2.7	9.3	0.9	66.7	3.7	91.0
P17 Lithic Udorthent														
O	0-5	4.6	565	6.5	12.24	2.91	0.1	14	16.73	30.63	16.63	0.6	14.6	34.0
A	5-15	4.52	97	4.5	7.47	1.7	0.9	16.5	10.34	25.94	9.44	8.7	7.9	71.8
C	15-110+	5.22	59	3.5	0.68	0.08	0.9	8.9	1.83	9.83	0.93	49.2	0.7	59.5
P18 Humic Dvstrustept														
O	0-7	6.1	92	0	10.13	1.56	0	5.8	11.93	17.73	11.93	0	1.1	34.0
Ah	7-15	5.99	46	0	5.8	0.59	0	5.3	6.51	11.81	6.51	0	1.6	47.0
B	15-35	5.83	44	0	4.72	0.32	0	5	5.15	10.15	5.15	0	1.2	49.3
C	35-120	6	17	0	1.04	0.07	0.3	3.5	1.45	4.65	1.15	20.7	0.4	52.2

Table 4. Selective extractions of Fe and Al

Pedon	Layer	Fe _p	Al _p	Fe _o	Al _o	Fe _d	Al _d	Fe _t	Al _o +1/2Fe _o	Fe _p /Fe _o	Al _p /Al _o	Fe _o /Fe _d	Al _o /Al _d	Fe _d -Fe _o /Fe _t
		%												
1	O	0.23	0.15					0.63						
	A1	0.61	0.45	0.18	0.08	1.42	0.18	1.05	0.17	3.35	5.81	0.13	0.44	1.18
	2Ah	0.57	0.67					2.52						
	2AC	0.66	0.80	0.17	0.21	2.09	0.46	7.16	0.29	3.92	3.80	0.08	0.46	0.27
	2Cm	0.00	0.02					4.69						
2	O	0.40	0.27					13.07						
	O2	0.42	0.48					3.43						
	OC/R	0.29	0.52	0.34	0.36	0.91	0.52	19.85	0.53	0.86	1.45	0.37	0.69	0.03
	C/R	0.00	0.00					6.82						
3	O	0.11	0.04					4.16						
	AC	0.18	0.29	0.14	0.10	0.88	0.15	4.23	0.18	1.26	2.83	0.16	0.70	0.17
	C/R							4.12						
4	H1							7.76						
	H2							23.59						
	H/C							32.67						
	Cg			0.54	0.05	3.09	0.11	41.38	0.32	0.00	0.00	0.17	0.44	0.06
5	O	0.54	0.17					4.62						
	Ah	0.79	0.60	0.38	0.16	2.17	0.34	4.35	0.35	2.10	3.72	0.17	0.47	0.41
	CA	0.00	0.00	0.18	0.10	2.47	0.26	9.86	0.19	0.00	0.02	0.07	0.40	0.23
	C	0.00						6.66						
6	O	0.38	0.15					30.05						
	AO	0.58	0.80					35.41						
	AC			0.26	0.38	0.53	0.56	2.15	0.51	0.00	0.00	0.49	0.67	0.13
	C			0.11	0.16	0.40	0.23	9.74	0.21	0.00	0.00	0.27	0.70	0.03
7	O	0.15	0.21					4.08						
	O2	0.22	0.47					5.35						
	C			0.04	0.02	0.31	0.24	1.71	0.04	0.00	0.00	0.12	0.09	0.16
8	A	0.01	0.00			0.16	0.02	1.01	0.00			0.00	0.00	0.16
	C/R							3.57						
9	O	0.12	0.25					12.69						
	OC	0.11	0.42					2.29						
	C/R			0.03	0.17	0.09	0.21	1.47	0.19	0.00	0.00	0.41	0.81	0.03
10	O	0.26	0.22					2.77						
	C/R	0.15	0.57	0.08	0.20	0.14	0.26	3.89	0.24	1.80	2.84	0.60	0.77	0.01
11	H1	0.52	0.09					0.00						
	HC	0.09	0.04	0.09	0.08	0.15	0.08	1.07	0.13	1.01	0.55	0.61	1.00	0.06
	2H	0.09	0.42					2.99						
	2H2	0.17	0.24					0.93						
	C			0.04	0.02	0.04	0.00	0.50	0.05	0.00	0.00	1.03	0.00	0.00
12	O	0.15	0.43					1.99						
	H	0.65	1.48					2.76						
	HC	0.16	0.77					3.05						
	C1			0.03	0.26	0.09	0.26	2.99	0.28	0.00	0.00	0.37	1.03	0.02
	C2							3.82						
13	O							0.00						
	H1	0.47	0.65					2.69						
	H2	0.62	0.78					4.60						
14	O	0.48	0.73					4.44						
	C/R			0.11	0.17	0.28	0.19	8.94	0.23	0.00	0.00	0.40	0.90	0.02
15	A1	0.62	0.75					5.09						
	A2	0.85	1.01	0.48	0.55	0.96	0.75	5.11	0.79	1.75	1.83	0.51	0.74	0.09
	AC	0.79	1.01					4.84						
	C	0.00		0.08	0.19	0.18	0.18	15.81	0.23	0.00	0.00	0.43	1.04	0.01
16	O							0.00						
	A1	0.00	0.00	0.18	0.24	0.28	0.31	4.18	0.33	0.00	0.00	0.66	0.76	0.02
	A2	0.22	0.70	0.18	0.37	0.18	0.44	1.46	0.46	1.20	1.91	1.01	0.83	0.00
17	O	0.31	0.03					0.00						
	A	0.52	0.15					2.90						
	C	0.17	0.14	0.21	0.15	0.49	0.16	4.38	0.25	0.83	0.96	0.43	0.93	0.06
18	O	0.16						4.95						
	Ah	0.30	0.07					6.66						
	B	0.35	0.04					5.71						
	C							4.78						

Table 5. Composition of the mineralogy of the sand and clay fraction

Profile	Layer	Depth. (cm)	Clay	Sand
1	A1	5-40	C-, I+, Q-, G-, H-	Q+, P-, Fe-
	2AC	90-105	C+, I+, Q+, H-, K-	Q+, Fe-
2	OC/R	32-47	C+, I+, Q+, H-, K-	Q+, Fe
3	AC	10-35	C, I, Q-, K-	I, Q
5	Cg	85-110+	C, I, Q, S	Q, P
4	Ah	5-25	C-, I+, Q-	Q+, Fe-,
6	AC	23-48	C+, I+, Q-, G-	Q, C
7	C	35-100+	C+, Q-, I+	Q, P
8	C/R	10-100+	Q-, I+, C+	Q+, P+
9	C/R	52-80+	C+, I, P-, Q-	
10	C/R	12/5-50+	C+, I+, Q-	Q+, P, F?
11	HC	35/40-50	C+, B	F, C, P, K-F
	C	88+	C+, I, P, Q+	P, Q
12	C1	50-90	C+, I+, Q-, M	A+, Q+, ou F
14	C/R	35-150+	C+, I+, Q+	Q+-
15	A2	15-60	C-, M, hB, Q	Q+, I,
16	A1	10-57	C-, I+, M+, H-, Q-	Q+, A
17	A	5-15	I-M+, C, Q+-	Q+, C

C=Clorite, I=Illite, Q=Quartz, P=Plagioclase, A=Albite, M=Montmorilonite, H=Halloysite, F=Kfeldspar, Fe=Ferrydrite, G=Goethite, B=Biotite
S= Schwertmannite, K=Kaolinite, "-" low intensity, "+" high intensity

3.7 Soil classification

Due to the incipient development of highland soils, most pedons do not have well expressed subsurface B horizons, and classification was based mainly on the characterization of surface horizons, OM content and variations in the pedoclimatic regime. According to Soil Survey Staff (2014) the surface horizons were classified as Histic (P9), Folistic (P4 and P11), Umbric (P1, P2, P5, P6, P7, P9, P10, P12, P13, P16, P17), Ochric (P8) and Mollic (P15 and P14). Only P1, P2 and P4 showed a distinct Cambic (incipient) B horizon (Soil Survey Staff, 2014). The thermal regime in P1 to P5 is Isofrigid, in P6 to P8 is Cryic and Isomesic in P9 to P18. The water regime varies with the climate (macroscale), position in the landscape (mesoscale) and texture (microscale). Soils P4, P11 and P13 have an aquic regime, P1, P2, P3 and P5 have an aridic regime and regime, whereas P6 down to P18 an udic regime. Of the total of 18 pedons, 9 were classified as Entisols, 5 as Histosols and 4 as Inceptisols (Tables 1, 3 and Fig. 4). Only profile P17 is eutrophic throughout the profiles, while profile P15 show eutrophy only at

surface, no Mollic epipedon was detected. Despite the contents of $\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0$ higher than 0.2, and the P retention higher than 80%, no evidence of volcanic (vitric) material was observed, suggesting that none is Andosol, having no andic properties. (See Table 4.)

4. Discussion

4.1 Morphology and ^{14}C radiometric dating

In the margins of the high mountain glacial zone, most soils have clear evidences of polygenetic origin, with organic layers buried during retreats and advances in the late Quaternary. A soil chronosequence was well evidenced by the ^{14}C radiometric dating, with intensification of soil formation processes, principally paludization, following the retreat of mountain glaciers since the Early Holocene, corroborating Rodbell et al. (2009). In the western face (Highland) the oldest OM accumulation date back to 3520 years, whereas in the eastern slopes facing the Amazon valley they reach to 6080 BP, revealing early warmer and wetter conditions coming upslope from the Amazon valley commencing from mid-Holocene. Results are consistent with those of Miller et al. (1993) in the northern Peruvian Andes, who reported an intense erosive phase at the Early Holocene (12,000 years), followed by slope stability at mid-Holocene, onwards (6000 years). However, the age difference between points equidistant to the glaciers (P1 and P13), with an altitudinal difference of 400m between them, shows that climatic conditions at higher altitudes (close to 4600 m) were still unfavorable for significant OM accumulation.

The morphological discontinuity observed in P1 reveals late Holocene burials events at 1070 BP, when the 2Ah horizon was fossilized, followed by a new cycle of pedogenesis and OM accumulation forming humic A horizons. Therefore, erosional processes have truncated most previous pedological records from the early Holocene, where conditions are unstable. On the eastern slope, the most unstable and steep topography, triggered intense erosive process, with buried organic, humified material,

accumulated between boulders. The dating of the A2 horizon in P15 was 4150 years (BP), suggesting that mass movement processes were more intense in the past, when upstream bogs were drained by river incision following deglaciation. With mountain glaciers retreat, intense solifluction occurred, and proglacial lakes earlier formed, evolved into open drainage channels, eroding the peat bogs (Miller et al., 1993), as corroborated by our ^{14}C dating.

4.2 Soil classification

Under the current cycle of pedogenesis, the development of subsurface B diagnostic horizons is not very developed, and the classification of soils was mainly based on superficial horizons and pedoclimatic regime. The predominant classes are Entisols and Histosols, combining features of high mountain pedogenetic immaturity associated with high OM accumulation. The main chemical differences between soils are pH, base saturation and aluminum saturation. The eutrophy of some profiles is attributed to the occurrence of plagioclases/feldspars at highland soils, or to OM nutrient cycling in the eastern slope, below 2800 m. There is a high correlation between OC (organic carbon), CEC (cation exchange capacity) and BS (base saturation). Soils located between 3500 and 4700m (AMSL) show common umbric or histic epipedons, associated or not with peat bogs. The results of Fep and Alp indicate a general process of organic matter complexation, strongly correlated to the occurrence of Umbric epipedon. In similar highland Andean soils from Peru, Portes et al. (2016), reported an intense process of Fe and Al complexation by OM in acid soils at Cordillera Blanca. In depressions under peraquic moisture regime (P4 and P11), on both flanks of the mountain range, the paludization process leads to the preservation of Histosols (Peatlands). On the other hand, the eastern slopes, under the influence of the humid air masses of the Amazon, greater vegetation growth and warmer temperature increase OM mineralization and most peat bogs were degraded. The Amazonian moisture that crosses the mountain range and

reaches the fringe of the altiplano (the Foehn effect) creates a limit for the udic regime. This limit coincides with profile P6 site, where there is a clear development of a sombric horizon, indicating an incipient OM mobility and wetter conditions. From this profile towards the Altiplano there is an intensification of erosive processes and aridity, denoting degradation of the peat bogs that show imbalance with the current conditions.

4.3 Pedological process

Soils above 4800m have incipient pedogenetic processes and are mainly associated with frost shattering, freezing and thawing cycles, cryic regime, evidenced by incipient cryoturbic periglacial features at the surface. The tundra-like vegetation in this area is confined to pockets with soils, with a few species adapted to extreme climate. The contribution of OM is minimal, and soils are less acid. There is a combination of plagioclase minerals in the coarse fraction, low clay content, and high base saturation due to limited leaching.

In the Altiplano (Plateau) the allochthonous character is shown by a textural (depositional) discontinuity in some profiles, corroborated by variable and erratic values of Ti, OM and Silt/Sand. In spite of the predominantly silty loess, acid pH and the high clay content, indicate a pre-weathered nature of these sediments (Clapperton, 1979). For this reason, the clay-textured horizons predominant in soils from the Altiplano suggest a loess influence. In addition, in the same sector P1, P4 and P16 have denser C horizons, suggesting former process of cryogenic compression and fragipan formation (Vliet-Lanoe, 1998), during past cold periods (glaciations), as reported by Rodbell et al. (2009) in the same region. Si extractions, by oxalate and DCB, gave low values, so the formation of fragipan by simple Si cementation was discarded.

The slope instability of the Amazonian face contributes to the widespread formation of buried A horizons, evidenced by the greater contribution of coarse material (> 2 mm) in the overlying layers and discontinuities in OM values. However, under higher moisture and

mild temperatures, vegetation development partly stabilizes the slopes, enhancing pedogenesis, soil deepening and OM accumulation at the surface.

Soils P1, P4 and P5 of the Altiplano have yellowish (10YR) subsurface horizon and show ferruginization processes, which result from free Fe^{3+} . Fed values were the highest, and the Fed-Feo/Fet ratio undetectable by DRX, due to small amounts. Soils with low Eh and presence of organic matter prevent the precipitation of ferrihydrite and favor the formation of goethite, with high thermodynamic stability and persistence (Kampf et al., 2012).

The extremely acid pH in P4 suggests the presence of schwertmannite, formed from weathering of sulfide bodies, whereas in P1 and P5, pH above 4 confirms the formation of goethite, according to the model proposed by Bigham et al. (1996). Very acid soils are correlated with sulfurization, associated with hydrothermal intrusions of the Catavi formation (Sugaki et al., 1985).

4.4 Mineralogy

The mineralogical assembly showed little variation, but the intensity of the peaks varied. The XRD of the sand fraction shows greater intensity of quartz, feldspars and plagioclases. The geological context with possible allochthonous sediments and reworking by glacier advances and retreats can explain the relative uniformity, and the presence of allophane. Morphological analysis of the sand grains corroborates the wind surface abrasion in some soils. In the higher parts (> 5000m a.s.l), the absence of quartz in the clay fraction (P8) indicates very low intensity of weathering and weak pedogenesis. In contrast, the advanced pedogenic development in P3 is corroborated by the occurrence of halloysite and low Feo/Fed ratio. In the clay fraction, the predominance of illite and chlorite corroborates a homogenization by past eolian transport across the region. The occurrence of smectite is restricted to the eastern slope, at the wetter and more vegetated sector, indicating greater pedogenesis rates, compared to the dry Altiplano (Plateau).

High Fep/Feo values demonstrate a dominance of organometallic complexes over noncrystalline forms. With consequence, some soils with high values of Feo/Fed and Alo/Ald have a dominance of amorphous forms. However, the values of Fep higher than Feo is not consistent, since forms dissolved by the oxalate method should not be lower than by pyrophosphate, as reported by Portes et al. (2016).

Ald values in some soils were very low, indicating a near absence of Al crystalline forms, generating a low Alo/Ald ratio, and predominance of amorphous minerals. The occurrence of amorphous minerals, evidenced by the high values of Alo and low pH, explains the high levels of Al³⁺ in the mineral horizons in P4, P6 and P16. The values of Alox reached 0.55 mg · kg⁻¹, and in >40% of the soil horizons, so that the P retention was >80%, strongly suggesting the presence of allophonic minerals. However, the absence of volcanic glasses by careful petrographic observation does not confirm andic properties, according to SSS criteria (2014). Hence, the presence of allophane can be explained by the wind transport, from sources such as the nearest volcanic zone at a western mountain range. The occurrence of this material in areas distant from granodiorites discards the possibility of the intermediate stage of weathering as observed by Banfield and Eggleton (1990). The low pH and C-org content does not favor the stability of allophanes and explains the formation of halloysite by ressilification in P1 and P2.

4.5. Anthropic activity

High mountain areas studied (> 3500 m) are subjected to intense anthropic use, and grazing by sheep and llamas, and show signs of degradation that reduce their resilience. Compared to the buried horizons, present-day A horizons present higher acidity and lower OC contents. As reported by Thomas (1979), degradation processes in high altitude environments are irreversible and interfere in all downstream environments, continuously.

5. Conclusions

In the highlands of Bolivia, from the Altiplano to the Amazon flank of Cordillera Real the main soil-forming processes identified are: melanization; ferruginization; sulfurization; paludization and cryoturbation, occurring individually or in combination.

The soil ¹⁴C dating suggests the onset of the soil formation from the midHolocene (optimum). The eastern slope accumulated bogs from 6000 years (BP), whereas in the western Altiplano the same process only began from 3500 years (BP), due to the climatic gradient.

In the western slope, the profiles that contained sulfides underwent sulfurization, leading to the formation of iron oxides and affording greater degree of pedogenic evolution.

In the eastern Amazonian slope, below 3500m of altitude, soils are shallow (A/C) and under condition of instability, where erosive processes are intense. Although the mineralogical and chemical analysis indicates the presence of allophanes, soils did not meet criteria for having andic property, and Andosol Classification.

The predominance of chlorite and Illite show poorly developed soils. In contrast the occurrence of montmorillonite in the eastern slope indicates the most weathered soils. The relative mineralogical uniformity between different soils altitudes demonstrates intense reworking and homogenization by Holocene fluvio-glacial and eolian transport at the Central Andes high mountain landscape.

6. Acknowledgments

This research was supported by CNPq (MCT/CNPq - 23/2009) and TERRANTAR group. We thank to technicians at Soil Department of Federal University of Viçosa for the laboratory assistance and R. Wakin for field assistance.

7. Bibliography

- Arduino, E., Barberis, E., Carraro, F., Forno, M.G., 1984. Estimating relative ages from ironoxide/total-iron ratios of soils in the western Po Valley, Italy. *Geoderma* 33, 39–52. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(85\)90043-6](https://doi.org/10.1016/0016-7061(85)90043-6).
- Banfield, F.J, Eggleton, R.A., 1990. Analytical transmission electron microscope studies of plagioclase, muscovite, and k-feldspar weathering. *Clay Clay Miner.* 38, 77–89. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1990.0380111>.
- Bigham, J.M., Schwertmann, U., Traina, Samuel, Winland, R.L., Wolf, M., 1996. Schwertmannite and chemical modeling of iron in acid sulfate waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60.
- Bockheim, J.G., Balks, M.R., Mcleod, M., 2006. ANTPAS Guide for Describing, Sampling, Analyzing, and Classifying Soils of the Antarctic Region.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. X-Ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. In: Brindley, G.W., Brown, G. (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, Mineralogical Society, pp. 305–356. Chen, P.Y., 1977. Table of key-lines in X-ray power diffraction patterns of minerals in clay and associated rocks. In: *Geological survey occasional paper*. 21. Department of Natural Resources, Bloomington, pp. 67.
- Christie, D.A., Lara, A., Barichivich, J., Villalba, R., Morales, M.S., Cuq, E., 2009. El Nino-Southern Oscillation signal in the world's highest-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281(3–4), 309–319. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>.
- Clapperton C. M., 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*. V277, 375–377.
- Eash, N.S., Sandor, J.A., 1995. Soil chronosequence and geomorphology in a semi-arid valley in the Andes of southern Peru. *Geoderma* 65, 59–79. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(94\)00025-6](https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)00025-6).
- Emblenton-Hamann, C., 2004. Proglacial landforms. In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology v2*. Routledge, London, pp. 810–813.

- EMBRAPA, 1997. Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. Manual de métodos de análise de solo, 2.ed. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro.
- Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>.
- Hogg A.G., Hua Q., Blackwell P.G., P., Niu, M., Buck, C., Guilderson, T., ... Zimmerman S.R., 2013. SHCal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years calBP. *Radiocarbon*.55(4),1889-1093.doi:https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16783.
- Josse, C., Navarro, G., Comer, P., Evans, R., Faber-Langendoen, D., Fellows, M., Kittel, G., Menard, S., Pyne, M., Reid, M., Schulz, K., Snow, K., J. T., 2003. Ecological systems of Latin America and the Caribbean: a working classification of terrestrial systems. *NatureServe* 1–47. <https://doi.org/10.1146/annurev.anthro.30.1.227>.
- Kampf, N., Marques, J.J., Curi, N., 2012. Mineralogia de solos brasileiros. In: Ker, J.C., Curi, N., Schaefer, C.E.G.R., Vidal-torrado, P. (Eds.), *Pedologia fundamentos*. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo, Vicosa, Minas Gerais, pp. 81–146.
- Kaser, G., Osmaston, H., 2002. *Tropical Glaciers*. *Journal of Glaciology* 49. Cambridge University Press, pp. 323.
- Kennan, L., 2000. Large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes. In: Summerfield, M. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, London, pp. 167–192.
- Mckeague, J.A., 1967. An evaluation of 0.1M pyrophosphate and pyrophosphatedithionitein comparison with oxalate as extractants of the accumulation products in podzols and some other soils. *Can. J. Soil Sci.* 47 (2), 95–99. <https://doi.org/10.4141/cjss67-017>.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a

- dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Clay and Clay Minerals, Proceedings of the 7th National Conference. 7. pp. 317–327.
- Miller, D.C., Birkeland, P.W., 1992. Soil catena variation along an alpine climatic transect, northern Peruvian Andes. *Geoderma* 55, 211–223. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(92\)90084-K](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90084-K).
- Miller, D.C., Birkeland, P.W., Rodbell, D.T., 1993. Evidence for Holocene stability of steep slopes, Northern Peruvian Andes, based on soils and radiocarbon dates. *Catena* 20 (1–2), 1–12. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(93\)90025-K](https://doi.org/10.1016/0341-8162(93)90025-K).
- Navarro, G., 2006. Leyenda Explicativa De Las Unidades Del Mapa De Vegetacion De Bolivia a Escala 1:250 000. pp. 62.
- Parfitt, R.L., Kimble, J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 971–977.
- Parfitt, R.L., Furkert, R.J., Henmi, T., 1980. Identification and structure of two types of allophane from volcanic ash soils and tephra. *Clay Clay Miner.* 28, 328–334.
- Portes, R.D.E.C., Spinola, D.N., Reis, J.S., Ker, J.C., Da Costa, L.M., Fernandes Filho, E.I., Schaefer, C.E.G.R., 2016. Pedogenesis across a climatic gradient in tropical high mountains, Cordillera Blanca, Peruvian Andes. *Catena* 147, 441–452. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.027>.
- Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sediment. Petrol.* 23 (2), 117–119.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Caceres, B., Ceballos, J.L., Wagnon, P., 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere* 7 (1), 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guerin, R., Mendoza, J., ... Jordan,

- E., 2001. Small glaciers disappearing in the Tropical Andes. A case study in Bolivia; the Chacaltaya Glacier (16° S). *J. Glaciol.* 47, 187–194. <https://doi.org/10.3189/172756501781832214>.
- Reger, R.D., French, H.M., 1977. The periglacial environment. *Arct. Alp. Res.* 9. <https://doi.org/10.2307/1550550>.
- Rodbell, D.T., Smith, A., Mark, B.G., 2009. Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2165–2212.
- Ruiz, H.A., 2005. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte+argila). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 29, 297–300.
- Santos, R.D., Lemos, R.C., Santos, H.G., Ker, J.C., Anjos, L.H.C., 2005. Manual de descrição e coleta de solo no campo, 5. ed. Rev. ampl. SBCS, Viçosa.
- Sawhney, B.L., Stilwell, D.E., 1994. Dissolution and elemental analysis of minerals, soils, and environmental samples. *Quantitative Methods in Soil Mineralogy*, Soil Science Society of America, Madison, pp. 49–82.
- Schaetzl, R.J., 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection, and application. *Soil Sci.* <https://doi.org/10.1097/00010694-199807000-00006>.
- Schwertmann, U., 1964. The differentiation of iron oxides in soil by extraction with ammonium oxalate solution. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 105, 194–202.
- Seltzer, G.O., 1992. Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *J. Quat. Sci.* 7 (2), 87–98. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390070202>.
- Soil Survey Staff, 2009. In: Burt, R. (Ed.), *Soil Survey Field and Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Sugaki, A., Deno, H., Kitakaze, A., Hayashi, K., Shimada, N., Kusachi, I., Jines, O.S.A.N., 1985. Geological study on the ore deposits in the La Paz district, Bolivia. *Sci. Rep.*

Tohoku Univ. 16 (2), 131–198 (Series 3).

Thomas, B.R., 1979. Effects of change on high mountain human adaptative patterns. In: Webber, P.J. (Ed.), High Altitude Geoecology. AAASS Symposium 12. Westview Press, Colorado, USA, pp. 139–181.

UDAPE, 2000. Unidad de Analisis de Politicas Sociales e Economicas. http://www.udape.gob.bo/portales_html/portalSIG/atlasUdape1234567/atlas01_2000/bolivia.htm, Accessed date: June 2018.

Vliet-Lanoe, B.V., 1998. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena* 34 (1998), 157–183.

Wilcox, B.P., Allen, B.L., Bryant, F.C., 1988. Description and classification of soils of the high-elevation grasslands of central Peru. *Geoderma* 42, 79–94. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(88\)90024-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(88)90024-9).

Wright, A.C.S., 1964. Notes on the Soils of Bolivia. World Soil Resources Office
FAO, Rome.

Artigo 2

Intemperismo mineral e materiais de origem dos solos na Cordilheira Real, Andes Boliviano

Eduardo Senra^a, Carlos Ernesto Schaefer^a, Rosa Poch^b, Fábio de Oliveira^c,

^aDepartamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Av. PH Rolfs s/n, Viçosa, 36570-000, MG, Brasil. senra.eduardo@gmail.com, carlos.schaefer@ufv.br

^bDepartament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Catalonia

^cInstituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

Av. Antônio Carlos, 6627. Pampulha, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP 31270-901. Brasil. fabiosolos@gmail.com

* Corresponding author. Carlos Ernesto G. R. Schaefer, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. CEP 36570-000. +55 31 38991050 carlos.schaefer@ufv.br

1. Introdução

A paisagem de alta montanha andina está associada a contextos climáticos que compõem um quadro geoambiental bastante diversificado. A Cordilheira Real na Bolívia se insere neste contexto (Kennan, 2000; Christie et al., 2009; Garreaud, 2009), e apresenta desde ambientes secos, como o altiplano no flanco oeste, até extremamente úmidos, como as vertentes no flanco leste influenciadas por massas de ar da Amazônia. Em elevadas altitudes (>4500m), ocorrem condições periglaciais, com temperaturas baixas e processos de congelamento e descongelamento que incluem a região como um dos compartimentos da Criosfera (Reger & French, 1977).

Esse diversificado quadro geoambiental da Cordilheira Real é influenciado também por sua rica história geológica. Essa região experimentou desde sedimentação em margens passivas, orogenia com dobramentos, falhamentos e atividade magmática, até processos de sedimentação recente, associados à dinâmica glacio-fluvial, fluvial e gravitacional quaternária. O resultado é um arcabouço litológico bastante diversificado, com rochas de diferentes composições e texturas. A região apresenta rochas metassedimentares, como quartzitos, xistos, ardósias negras e ardósias, presentes nas Formações Catavi, Uncia, Undavi e Lallagua (Sugaki et al., 1985), diamictitos na Formação Cancaniri, e rochas intrusivas, como um batólito composto por biotita-granodiorito e também veios de quartzo associados com pirita, arsenopirita, siderita e cassiterita (Sugaki et al., 1985).

O fato de apresentar variações litológicas e climáticas tão marcantes torna a Cordilheira Real uma área propícia aos estudos das alterações minerais. Estes estudos provêm informações sobre a gênese de solos e as condições ambientais associadas, ainda que pretéritas. De outro modo, a maneira como os minerais são intemperizados espelham a dinâmica da paisagem na interface entre as variações climáticas e

pedogeomorfológicas. Na alta montanha, as mudanças ambientais recorrentes imprimem aos solos um caráter policíclico, que pode estar registrado nas alterações minerais. Além disso, sob forte atuação morfogenética, muitos solos de alta montanha podem não estar relacionados diretamente aos substratos litológicos sotopostos, mas a materiais retrabalhados pela erosão e depositados nas vertentes. Por isso, além das alterações minerais, o reconhecimento dos materiais de origem dos solos revela componentes essenciais da evolução da paisagem.

Os estudos das alterações minerais e dos materiais de origem dos solos ganharam significativo avanço com a Micromorfologia de Solos (Stoops, 2009). A partir do uso de técnicas microscópicas, as transformações dos constituintes do solo e seus arranjos puderam ser mais amplamente conhecidos (Kubiena, 1938; Brewer, 1976; Fitzpatrick, 1984; Bullock et al., 1985; Stoops, 2003; Stoops et al., 2010). A ultramicroscopia e as técnicas analíticas baseadas em imagens também trouxeram contribuições fundamentais para o entendimento das transformações cristal químicas (Nahon, 1991; Delvigne, 1998; Stoops, 2009). Ainda que relevantes, essas técnicas foram pouco aplicadas em estudos de solos altimontanos, principalmente ao longo de gradientes ambientais tão distintos como os da Cordilheira Real.

O objetivo desse trabalho foi descrever e caracterizar através de técnicas microscópicas e microquímicas as alterações minerais em distintos ambientes da Cordilheira Real, Bolívia, bem como compreender sobre quais materiais estes solos se desenvolveram. Essas alterações foram relacionadas com os atributos do meio físico, de maneira a relacionar a pedogênese às condições ambientais atuais e/ou pretéritas, traduzindo cenários para a compreensão da evolução da paisagem na alta montanha andina a partir dos solos.

2. Material e Métodos

2.1 Seqüência de solos

Foram selecionados para o estudo micromorfológico e microquímico os horizontes subsuperficiais (C ou CR) de 10 perfis de solos pertencentes a uma seqüência leste-oeste na Cordilheira Real, apresentada por Senra et al., (2019) (Figuras 1 e 2). Essa seqüência ocorre entre 1500 e 5030 m e transpõe quatro áreas climaticamente distintas: Mesotérmico com Inverno Seco e Frio (Cwb), Polar de Alta Montanha (EB), Mesotérmico com Inverso Seco e Quente (Cwa) e Tropical úmido com Seca Curta (Am), segundo classificação de Koppen.

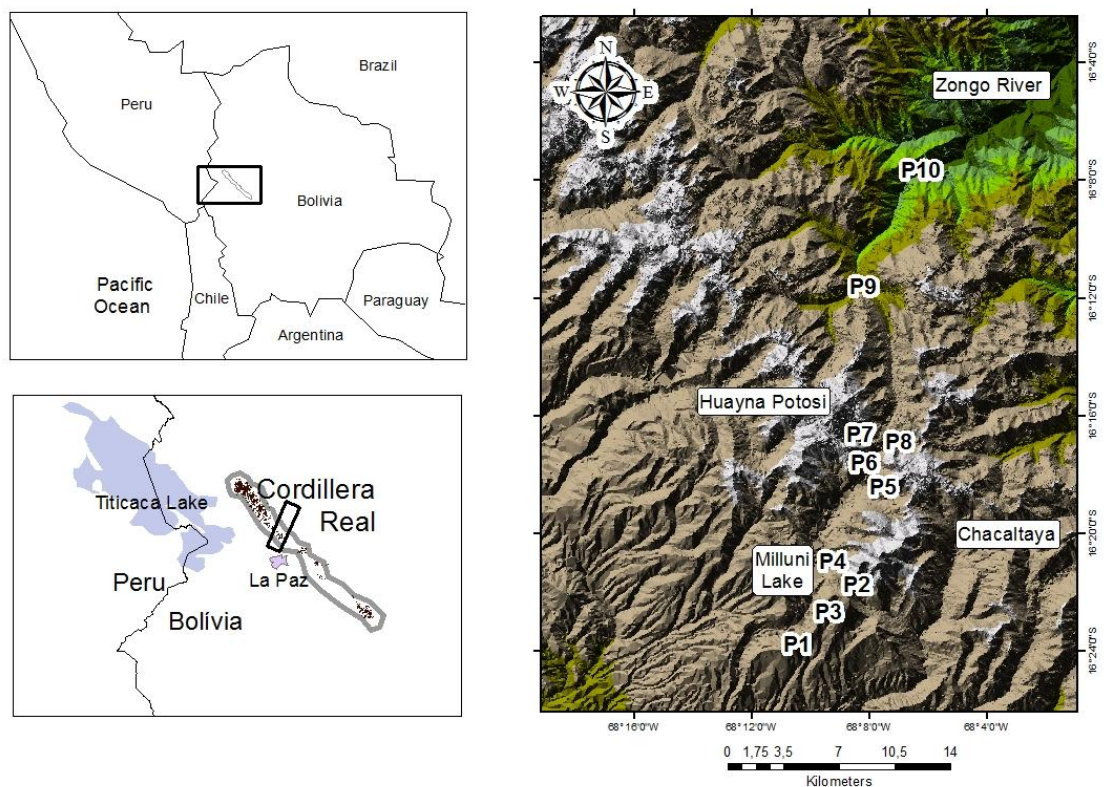


Figura 1 - Localização da área de estudo

Essa seqüência pode ser compartimentada em três unidades ou ambientes distintos: altiplano, alta montanha e vertente úmida amazônica. O altiplano possui uma vegetação pouco variável, condicionada pelo relevo, pedoclima e faces de exposição

(eólica e solar). É formada por um tapete herbáceo e graminoso (Pajonales), com variações arbustivas, sobre solos bem drenados (Matorrales) ou campos hidromórficos (Humedales). Este mosaico compreende a maior parte das áreas semiáridas até o sopé das montanhas mais elevadas

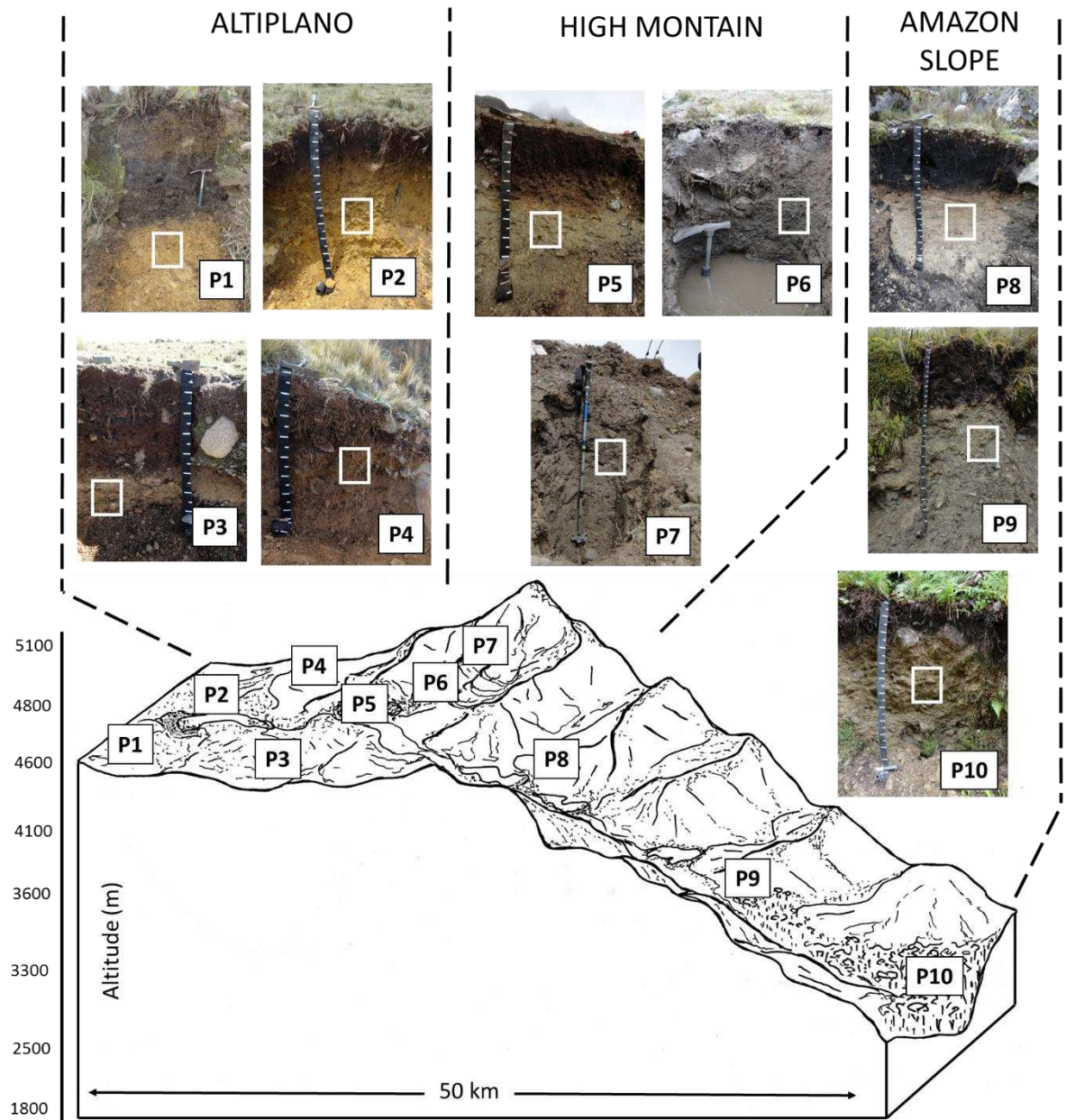


Figura 2 - Perfil topográfico do transecto com os locais de coleta, imagens dos perfis e indicação dos horizontes subsuperficiais estudados (moldura branca).

Nas áreas acima de 4700m, onde ocorre o ambiente de alta montanha, predomina o afloramento do substrato rochoso, sob baixas temperaturas e fortes ventos, com vegetação subnival da Puna Xerófita, limitada a bolsões de solo e sedimentos crioturbados entre blocos rochosos. Na vertente úmida a leste com forte gradiente de relevo, o clima varia em função da altitude, com aumento progressivo na umidade e temperatura em direção da Bacia Amazônica. A partir do topo a vegetação segue uma sequência de transições, de Puna xerófita, Puna úmida, Arbustais Ombrófilos e Florestas Ombrófilas Amazônicas de Terra Alta (Josse, C. et al. 2003; Navarro, 2006).

Dos perfis selecionados, quatro se encontram no altiplano (P1 a P4), três na alta montanha (P5 a P7) e três na vertente úmida amazônica (P8 a P10). O estudo micromorfológico apenas de horizontes C destes perfis corrobora com o interesse de enfatizar as alterações minerais e material de origem dos solos. Estes horizontes foram descritos e coletados por Senra et al. (2019) segundo Santos (2005) e Bockheim et al. (2006).

2.2 Análises

O estudo micromorfológico foi realizado em amostras indeformadas impregnadas a vácuo com resina de poliéster (FILIZOLA e GOMES, 2009). Foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas na dimensão de 1,8 x 30 x 40 mm. A caracterização micromorfológica foi realizada em microscópio trinocular da marca Zeiss, Axiophot, luz transmitida (nicos paralelos e cruzados). Foi utilizada a terminologia de Stoops (2003) e Stoops et al. (2010) para a caracterização das microestruturas, fundo matricial e feições pedológicas.

A microquímica foi realizada em seções previamente descritas em microscópio petrográfico. Foi utilizada a Microsonda Eletrônica com sensor WDS. Lâminas metalizadas com carbono foram observadas num equipamento JEOL, JXA8230 – Superprobe, do Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia da UFOP. As

leituras foram com aceleração de 15 Kv e corrente de 20 nA. Foram produzidos mapas microquímicos e análises pontuais. Foram utilizados os padrões Ian Steele e considerados os elementos Fe, Al, Si, Na, K, Ca, Ti, Mn, P e Mg. Os teores foram reportados em óxidos (%). As formulas estruturais para a identificação das fases minerais foram calculadas utilizando o Programa MinPet 2.0.

A caracterização mineralógica dos constituintes grossos e finos do fundo matricial foi realizada de duas maneiras para dar suporte à descrição micromorfológica. Inicialmente, através da difratometria de raios-x, foram caracterizadas as fases minerais presentes nas frações areia e argila. Para a identificação de minerais de argila 2:1 foi necessário proceder os tratamentos de saturação com K e Mg, tratamento térmico com aquecimento a 350°C e 500°C, e solvatação com glicerol. Todas as lâminas foram analisadas em difratômetro de raio-X com radiação de CoK α , no intervalo de 4 a 70 °2 θ . Os difratogramas foram interpretados conforme proposto por CHEN (1977). Após, com base em imagens de elétrons retroespalhados, foi realizada a análise química com sonda WDS em pelo menos 30 grãos da fração areia. Essa análise buscou retratar que minerais estão compondo essa fração e quão mineralogicamente diversificada é a fase residual dos solos.

3. Resultados

3.1 Atributos gerais dos horizontes estudados

Os principais atributos dos horizontes investigados são apresentados na Tabela 1 (Senra et al., 2019). Conforme os autores tratam-se de horizontes minerais que se diferenciam conforme o ambiente de ocorrência.

Os horizontes C dos solos do altiplano possuem elevada constituição grossa em formatos variados, seixos rolados a arredados. Ainda assim, a textura predominante da terra fina é franco argilosa, sendo que, macromorfológicamente, alguns horizontes

apresentaram forte adensamento, descrito como um horizonte pan criogênico por Senra et al. (2018).

Os solos descritos na alta montanha estão em um contexto periglacial, em cotas altimétricas elevadas. A textura predominante nos horizontes minerais C é franco arenosa e com elevada proporção de material grosso. Morfologicamente há pouca diferenciação entre os horizontes superficiais e subsuperficiais, com pouca contribuição orgânica.

O setor da vertente úmida amazônica apresenta as maiores variações pedogenéticas em função do gradiente topoclimático. Os solos mais desenvolvidos estão no sopé das encostas, onde os horizontes C possuem textura de franco arenosa ou no fundo dos vales em turfeiras com material subsuperficial predominantemente humificado. A partir da cota 3500m as encostas possuem pendentes fortes com solos rasos e maior diversidade litológica no horizonte C.

Os dados químicos, principalmente saturação por bases (V%) e por alumínio (m%), refletem a pobreza química generalizada do material de origem, solos sempre ácidos, em geral distróficos e com elevada saturação por Al^{3+} , há, portanto, uma grande variação entre os teores de matéria orgânica associada a paleoturfeiras e a atual cobertura da vegetação.

Tabela 1 - Principais atributos dos horizontes C/CR investigados nos seus respectivos perfis e ambientes. Fonte: Sena et al. (2018)

Ambiente	Altiplano				Alta Montanha			Vertente Amazônica		
Perfil	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Perfil correspondente em Classificação do solo	P1	P5	P2	P3	P6	P7	P8	P12	P15	P17
Altitude (m)	Humic Dystrustept 4574	Aridic Humustept 4633	Entic Humudep 4578	Aridic Ustorthent 4912	Terric haplohemist 4697	Aquic Udorthents 4784	Typic Cryopsamment 5022	Terric Haplosaprists 4154	Typic Udorthents 3673	Lithic Udorthent 2544
Vegetação	Puna Seca	Puna Seca	Puna	Puna Seca	Puna Úmida	Puna Úmida	Tundra	Puna Úmida	Arbustais Ombrófilos 1200	Floresta Ombrófila
Precipitação (mm)	300				800			1200		
Situação de relevo	Forte ondulado Bem drenado	Forte ondulado Bem drenado	Forte ondulado Bem drenado	Montanhoso a Eescarpado Moderadamente drenado	Ondulado Imperfeitamente drenado	Forte ondulado Mal drenado	Forte ondulado Bem drenado	Ondulado Bem drenado	Montanhoso Imperfeitamente drenado	Montanhoso Moderadamente drenado
Drenagem do perfil	Bem drenado	Bem drenado	Bem drenado	Moderadamente drenado	Imperfeitamente drenado	Mal drenado	Bem drenado	Bem drenado	Imperfeitamente drenado	Moderadamente drenado
Horizonte	2AC	C	C/R	C/R	C	C	C/R	C2	C	C
Prof.	90-105	35-100	47-100+	35-80+	48-80+	35-100+	10-100+	90-120+	65-120+	15-110+
Cor (seca)	2.5y5/4	10yr6/8	2.5y7/4	10yr6/4	5y7/2	10yr5/2	5y8/1	2.5y8/2	5y7/2	2.5y6/4
> 2mm	58,4	45,0	31,5	58,2	53,4	49,5	32,5	33,3	47,2	71,5
Areia grossa	15,9	30,1	27,6	48,8	25,6	44,6	46,6	37,1	19,6	27,8
Areia fina	8	10,5	3	8,3	10,9	11,2	18,9	27	16,4	28
Silte	32,1	33,8	54,4	26,3	43,6	21,6	22,9	25,2	49,6	32,8
Argila	44	25,6	15	16,6	19,9	22,6	11,6	10,7	14,4	11,4
pH H₂O	5.46	5.12	5	5.1	4.99	5.42	5.98	5.43	5.02	5.22
pH KCl	4.35	4.12	4.35	4.65	4.32	4.8	4.3	4.77	4.69	4.42
V %	20.4	14.3	4	7	7.1	18.8	81.7	11.1	6.8	9.5
m %	32.6	43.5	75.2	76.5	67.8	35.4	0	58.8	79.1	49.2
C dag/kg	2.44	0.38	1.13	0.67	0.67	1.69	0.08	0.30	0.52	0.75

3.2 Micromorfologia

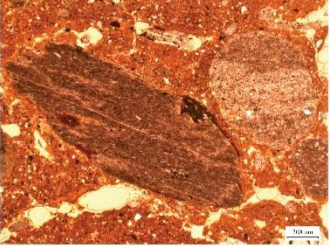
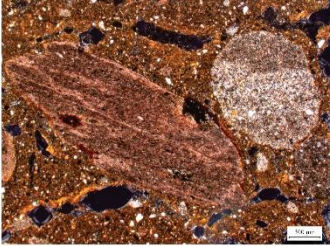
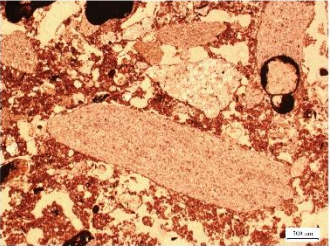


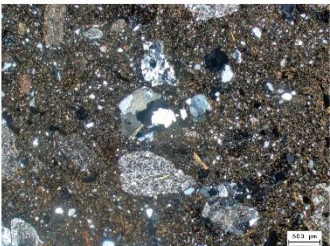
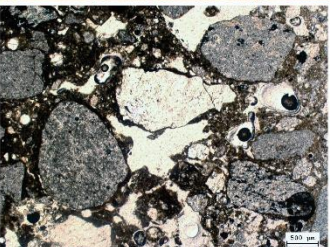
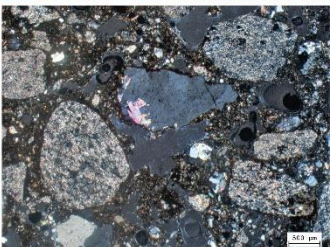
Os horizontes subsuperficiais C do altiplano (Tabela 2) apresentam microestruturas em blocos, com pedalidade fraca a moderada. Ocorre também microestrutura granular, onde o desprendimento da micromassa dos constituintes grossos caracteriza uma distribuição relativa enaulica. O arredondamento dos grânulos, seu tamanho ($< 500 \mu\text{m}$) e o fato de ocorrerem principalmente em zonas de preenchimento solto contínuo permite seu enquadramento como microagregados (Benayas & Pinto Ricardo, 1973; Chauvel & Pédro, 1978; Eschenbrenner, 1986; Santos et al., 1989; Schaefer, 2001; Cooper et al., 2005), o que reflete o importante papel da atividade biológica na pedoplasmação destes solos. Os poros ocorrem entre os agregados e fragmentos líticos, constituindo um sistema de empacotamento complexo. Também ocorrem poros fissurais planares como reflexo da fragmentação de blocos, e poros biológicos, como canais e câmaras.

O fundo matricial é dominado pelos constituintes grossos (relação c/f de 3/1), em tamanhos cascalho a areia fina. Os formatos variam de alongados, influenciado pela xistosidade das rochas (Tabela 2 – P12AC e P3C/R), a arredondados, indicando atuação do rolamento por transporte mecânico e/ou efeitos da ação de ciclos anteriores de congelamento e descongelamento. A composição envolve rochas metapelíticas, principalmente filitos, com variações faciológicas mais e menos quartzosas, mas também granodiorito e meta-arenitos. Os perfis P1 e P2 são litologicamente mais homogêneos que P3 e P4, corroborando a sua posição na paisagem, já que os últimos estão em situação de relevo bastante influenciada pelos materiais transportados da Alta Montanha (Figura 2).

Grãos monomineralógicos de quartzo, feldspatos e micas também são observados no fundo matricial, em conformidade com a caracterização mineralógica por DRX (Figura

3). Estes grãos estão imersos na micromassa numa trama porfirica, ou envolvidos por ela, numa trama quitônica. A composição diversificada do material grosso sugere um caráter alóctone para material de origem dos solos deste setor.

Tabela 2. Síntese da descrição micromorfológica dos horizontes subsuperficiais (C) dos perfis do Altiplano, com respectivas fotomicrografias representativas.

Perfis	Hor	Microestrutura e porosidade	Fundo Matricial (c/f 2 µm)			Feições pedológicas	Fotomicrografias representativas (nicóis paralelos à esquerda e nicóis cruzados a direita)	
			Material grosso	Material fino	Distribuição relativa			
P1	2AC	Pedalidade fraca. Blocos subangulares, poros planares, canais em fissuras (100 µm) e câmaras (800 µm). Algumas zonas massivas	Frag. alongados a arredondados de filito compostos por ripas muito pequenas de mica branca e biotita cloritizada, quartzo com extinção ondulante e feldspato.	Micromassa de coloração vermelho-amarelada com trama birrefringente monoestriada	Porfiro-enaulica	Revestimento argiloso crescente		
P2	C	Pedalidade moderada. Granular a blocos pequenos subarredondados. Poros planares e de empacotamento complexo	Frag. alongados de filito com sericita, mica branca, feldspato, biotita e quartzo e de uma facies quartzo-filito contendo quartzo, sericita, plagioclásio, mica branca e pequenos cristais de biotita. Grãos isolados dos mesmos minerais descritos acima.	Micromassa de coloração bruno-amarelada com trama birrefringente monoestriada rara e indiferenciada predominante	Porfiro-enaulica	Preenchimento solo descontínuo		
P3	C/R	Pedalidade fraca. Blocos subarredondados médios e grânulo pequenos arredondados. Canais em fissuras e câmaras, além de empacotamento composto	Frag. de filito com biotita, feldspato e sericita; frag. de quartzo policristalino (meta-arenito?), frag. de granito com feldspato com macla polissintética sericitizado e feldspato com caulinita, biotita e quartzo; frag. de granito com muita mica branca. Grãos isolados dos mesmos minerais descritos acima	Micromassa de coloração bruno-amarelo-avermelhada com trama birrefringente biestriada e indiferenciada.	Porfiro-enaulica	Revestimento argiloso crescente; preenchimento solo contínuo e excrementos		
P4	C/R	Pedalidade moderada. Grânulos subarredondados pequenos e blocos subarredondados pequenos a médios. Canais em fissuras, além de empacotamento complexo	Frag. arredondados a subarredondados de filito, com sericita e quartzo; frag. de granito com quartzo, feldspato, mica branca e biotita. Grãos isolados dos mesmos minerais descritos acima, principalmente palheta de mica branca, grãos de quartzo e fenocristais de feldspato com sericita	Micromassa de coloração bruno-amarelada com trama birrefringente indiferenciada.	Quito-enaulica	Preenchimento solo contínuo, excrementos e nódulos orgânicos		

A micromassa é salpicada e apresenta algumas zonas de adensamento, que podem também estar relacionadas à movimentação mecânica. As cores variaram de vermelho-amarelada a brunada, indicando a atuação diferencial de agentes pigmentantes, como ferro e matéria orgânica. Além de materiais aparentemente amorfos, a composição da micromassa envolve a presença de argilominerais, como illita e caulinita (Figura 3). Foram observadas tramas birrefringentes monoestriadas, comuns nos domínios em que há uma concentração de rochas metapelíticas (P1 e P2). Tramas indiferenciadas ocorrem no interior de agregados mais desenvolvidos, o que sugere que a pedogênese tem promovido a reorganização dos constituintes finos através da reorientação da argila.

Entre as feições pedológicas, além das zonas de preenchimento, foram observadas feições de revestimento do tipo crescentes, principalmente nos horizontes P12AC e P3C/R. Essas feições indicam a desestabilização da argila nos horizontes orgânicos superiores por efeito da matéria orgânica (Senra et al., 2019), promovendo a iluviação. A cor vermelho-amarelada e o brilho contínuo sob nicois cruzados indica sua composição argilo-ferruginosa.

Na Alta Montanha (Tabela 3), os horizontes minerais C apresentaram pedalidade fraca nos solos situados nas maiores altitudes (P7C/R) e fraca a moderada em menores altitudes (P5C e P6C). No primeiro caso, predominam microestruturas em blocos grandes, com poros planares, além de porções com microestrutura maciça. No segundo caso ocorrem blocos, pequenos a médios, parcialmente separados entre si, e zonas com agregados granulares, semelhantes àqueles descritos no altiplano. O sistema poroso predominante, neste caso, é de empacotamento complexo.

Outra distinção entre os solos das porções mais e menos altas da Montanha ocorre no material grosso do fundo matricial. Nos solos acima de 5000 m e sob vegetação de Tundra, é comum a presença de grãos monominerálicos em detrimento de fragmentos

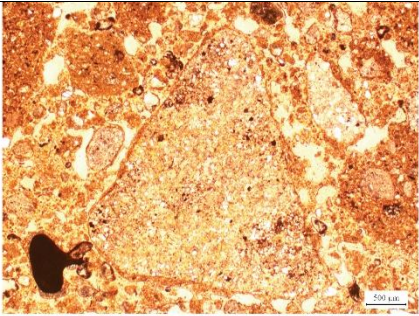
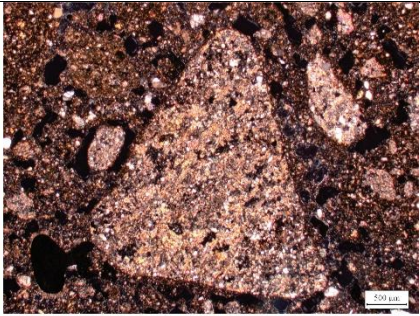
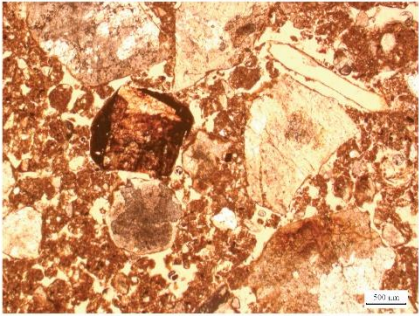
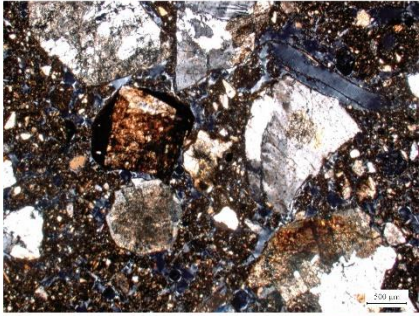
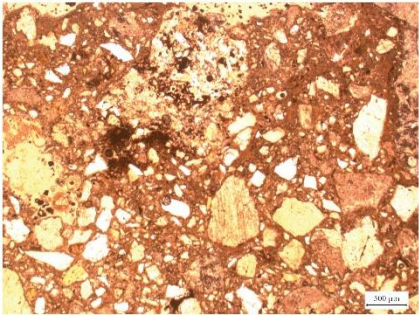
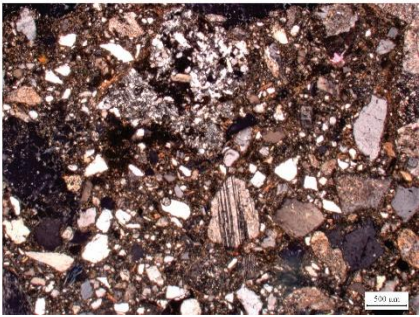
líticos; sendo o contrário observado nas posições inferiores. Esses grãos são de feldspatos diversos, com destaque para albita e ortoclásios, quartzo e micas, incluindo biotita e clorita. Ainda que a composição do material seja a mesma, isto é, fragmentos de granodiorito, o formato angular, a forte orientação dos grãos e a existência de zonas de concentração de minerais pertencente a um mesmo tipo de rocha, sugerem que nas porções mais altas as condições periglaciais são mais estabelecidas e imprimem uma fragmentação *in situ* mais acentuada. Essa fragmentação ocorre por crioclastia ao longo de ciclos de congelamento e descongelamento (French, 2007). No sentido P5 – P7, transição altiplano – alta montanha, a diversidade litológica dos constituintes grossos diminui, reiterando que os materiais de origem dos solos expressam misturas e não unidades litológicas homogêneas.

A micromassa é composta por minerais primários fragmentados, como quartzo e micas, e minerais secundários transformados e neoformados, como itilia, caulinita e compostos de ferro. Tal como no altiplano, a relação c/f destaca a presença dos constituintes grossos, cerca de 1/3, e a distribuição predominante entre eles é quito-enaulica a quito-porfirica. Isso demonstra uma tendência ao revolvimento dos constituintes grossos pelos constituintes finos, que já foi assinalada como uma organização típica de solos afetados pela atividade do gelo (Vliet-Lanoe, 2010). A cor predominante da micromassa destaca o papel dos compostos de ferro, mas sempre com alguma influência da matéria orgânica, motivo pelo qual variou de bruno-amarelada a bruno-avermelhada. A orientação da argila foi identificada no entorno dos fragmentos líticos e grãos minerais, trama granoestriada, ou não identificada, o que ocorreu em algumas zonas de adensamento da micromassa.

A expressividade das feições pedológicas é pequena nos solos da Alta Montanha, sendo reconhecidas apenas algumas zonas com preenchimento solto descontínuo e

revestimentos associados à reorientação de argilas por movimentação mecânicas do solo (hiporrevestimentos). Isso corrobora os demais resultados que indicam a jovialidade da pedogênese em tais solos.

Tabela 3 – Síntese da descrição micromorfológica dos horizontes subsuperficiais (C) dos perfis da Alta Montanha, com respectivas fotomicrografias representativas.

Hor	Perfis	Microestrutura e porosidade	Fundo Matricial (c/f 2 µm)			Feições pedológicas	Fotomicrografias representativas (nicóis paralelos à esquerda e nicóis cruzados a direita)	
			Material grosso	Material fino	Distribuição relativa			
P5	C	<p>Pedalidade fraca a moderada.</p> <p>Blocos arredondados a subarredondados médio a pequenos e grânulos arredondados. Poros de empacotamento complexo, com forte orientação</p>	<p>Frag. triangulares, placoidais e arredondados de filito com sericita, biotita, feldspato e quartzo; frag. de quartzito micáceo, com zonas de quartzo policristalino, entremeados com mica branca, biotita e pouco feldspato. Grãos isolados dos mesmos minerais descritos acima, principalmente quartzo e feldspato</p>	<p>Micromassa de coloração amarelo-avermelhada com trama birrefringente granoestriada a indiferenciada</p>	<p>Quito-enaulica e porfírica no interior de alguns blocos</p>	<p>Preenchimento solto descontinuo</p>	 	
P6	C	<p>Pedalidade fraca a moderada.</p> <p>Granulos arredondados médios a pequenos, blocos arredondados a subarredondados médios. Poros de empacotamento complexo.</p>	<p>Frag. de arcóseo (arenito com feldspato > 25%), contendo feldspato sericitizado e quartzo; frag. de granodiorito compostos de feldspato, feldspato sericitizado; biotita, biotita cloritizada, quartzo e quartzo mimerquítico. Grãos isolados dos mesmos minerais, destaque para fenocristais de feldspato</p>	<p>Micromassa de coloração bruno-avermelhada com trama birrefringente granoestriada a indiferenciada</p>	<p>Quito-enaulica e porfírica no interior de alguns blocos</p>	<p>Preenchimento solto descontinuo</p>	 	
P7	C/R	<p>Pedalidade fraca. Blocos subangulares grandes. Maciça em algumas porções da lâmina. Poros planares e cavitários</p>	<p>Frag. de granito com quartzo, quartzo com mimerquita, feldspato, feldspato sericitizado, mica branca e clorita. Grãos minerais, como feldspato sericitizado, plagioclásio com macla polissintética; clorita com cor de interferência azulada, biotita, feldspato alterados para caulinita e biotita alterando para clorita</p>	<p>Micromassa de coloração bruno-amarelada com trama birrefringente granoestriada</p>	<p>Quito-porfírica</p>	<p>Revestimento argiloso típico e hiporrevestimentos</p>	 	

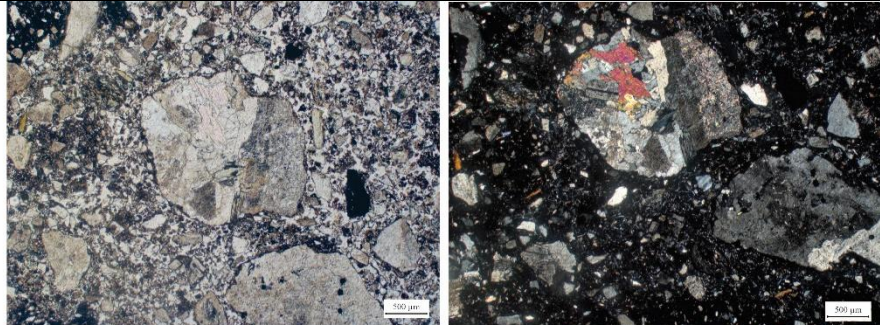
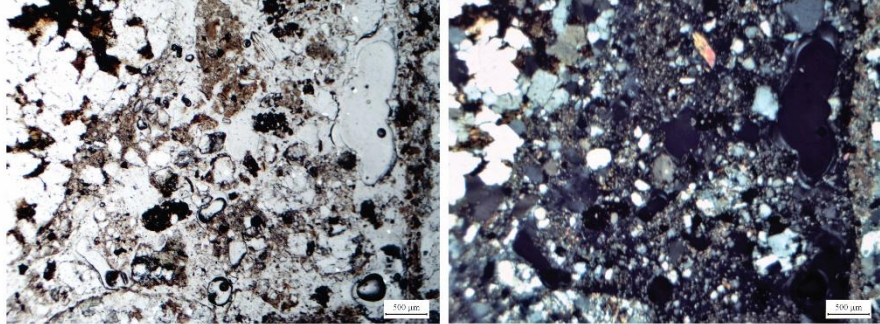
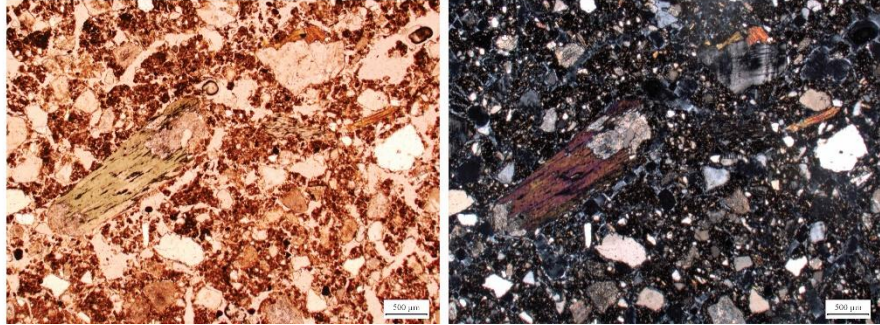
Na vertente úmida (Tabela 4), a micromorfologia do horizonte C2 (P9) apresenta distinção que o separa dos demais (P9 e P10), permitindo que seja considerado um perfil de transição. Trata-se de um horizonte com pedalidade moderada, constituído por microestrutura em blocos subarredondados com trama porfirica interna e granular bem separada, sendo estes desorganizados e aparentemente associados a feições de preenchimento solto descontínuo. P9C e P10C, por sua vez, apresentam pedalidade de moderada a forte, nos quais os blocos são formados por grânulos coalescidos, principalmente em P10C. Assim, estrutura granular não está restrita a algumas zonas, mas amplamente disseminada, constituindo, inclusive, uma segunda geração de peds. De maneira geral, esse comportamento da microestrutura evidencia um grau de pedogênese mais avançado e a atuação mais forte e madura da atividade biológica.

O fundo matricial acompanha as distinções da microestrutura. Em P8, horizonte C ocorrem muitos fragmentos líticos e grãos minerais como constituintes grossos, assemelhando estes solos àqueles descritos no altiplano e alta montanha (Tabelas 2 e 3). Nos demais perfis, a presença de grãos monominerálicos é maior, com alguns poucos residuais de fragmentos de rocha. Nos dois casos, esses fragmentos e minerais provém de rochas graníticas, com forte presença de uma assembléia mineral aluminossilicata. Contudo, não são observadas feições pseudomórficas e nem tampouco arranjos típicos da alteroplasmação (Delvigne, 1998) que indiquem o intemperismo de uma rocha *in situ*. Ao contrário, os constituintes grossos estão dispersos de maneira caótica, e, em conformidade com as descrições de campo (Senra et al., 2019), reiteram a origem coluvionar do material de origem destes solos.

A micromassa é escassa no perfil P8, horizonte C2, e mais abundante nos demais. Possui coloração que denota a influência de constituintes orgânicos e ausência de padrões de refringência, descaracterizando eventual orientação preferencial da argila. Sua composição inclui a presença da caulinita e illita, com picos de haloisita e montmorilonita, conforme

demonstrados pelo DRX (Figura 3). P9, horizonte C, apresentou poros com feições de revestimento, indicando que a desestabilização da argila nos horizontes superiores tem promovido sua iluviação.

Tabela 4 – Síntese da descrição micromorfológica dos horizontes subsuperficiais (C) dos perfis da Vertente Úmida, com respectivas fotomicrografias representativas.

Perfis	Hor	Microestrutura e porosidade	Fundo Matricial (c/f 2 µm)			Feições pedológicas	Fotomicrografias representativas (nicóis paralelos à esquerda e nicóis cruzados a direita)	
			Material grosso	Material fino	Distribuição o relativa			
P8	C2	Pedalidade moderada. Blocos subarredondados médios e grânulos arredondados pequenos a muito pequenos, bem separados e desorganizados. Poros de empacotamento complexo e fissurais em canais.	Frag. de granito com quartzo com extinção ondulante, feldspato com macla polissintética sericitizado, mica branca, biotita e clorita; grãos minerais soltos, principalmente feldspato sericitizado, clorita com cor de interferência azulada, quartzo, biotita, feldspato alterados, biotita alterando para clorita, entre outros	Micromassa pouco abundante de coloração bruno-escura com trama birrefringente indiferenciada	Porfiro-enaulica	Preenchimento solto descontínuo	P8C2	
P9	C	Pedalidade moderada a forte. Grânulos arredondados pequenos e blocos subarredondados médios. Poros de empacotamento complexo e planares raros	Frag. de granito com quartzo, feldspato, mica branca e pouca biotita; grãos minerais soltos, sendo eles os mesmos descritos acima, com destaque para quartzo, feldspato, paletas de mica branca e de biotita	Micromassa pouco abundante de coloração bruno-amarelada com trama birrefringente indiferenciada	Porfiro-enaulica	Revestimento argiloso crescente e preenchimento solto contínuo	P9C	
P10	C	Pedalidade forte Grânulos arredondados pequenos e blocos subarredondados constituidos por grânulos coalescidos. Poroso de empacotamento complexo	Frag. de granitos com quartzo, feldspato com macla polissintética, feldspato sericitizado, clorita arrocheada; frag. de granito com quartzo, feldspato sericitizado, microclima, clorita e mica branca. Grãos minerais soltos, principalmente plagicoclásio com macla polissintética, feldspatos sericitizados, epidoto, clorita (verde), biotita microclima, quartzo, e feldspato zonado.	Micromassa de coloração bruno-avermelhada com trama birrefringente indiferenciada	Enaulica	Preenchimento solto contínuo	P10C	

3.3 Mineralogia

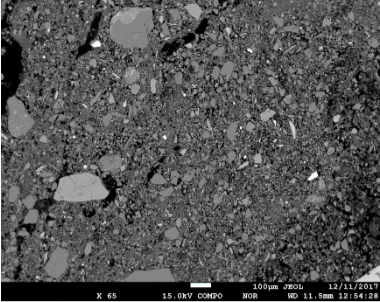
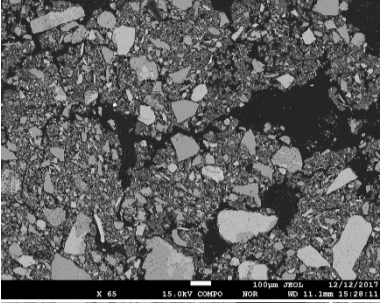
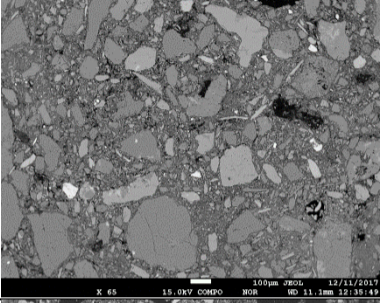
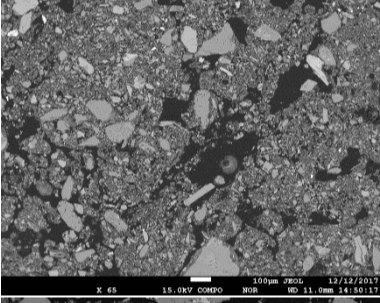
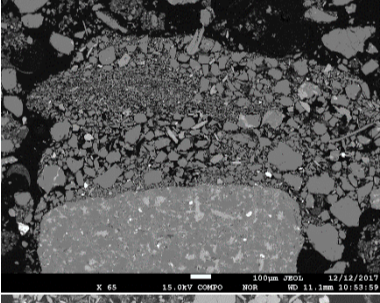
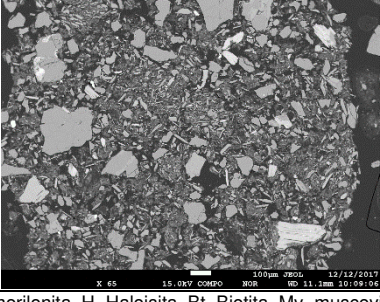
A composição mineralógica das frações areia e argila é apresentada na Tabela 5. Difrátogramas representativos de cada ambiente são apresentados na Figura 3. As imagens e microquímica dos grãos de areia demonstrou que nos solos do altiplano há um predomínio da sequência micáceos > feldspatos > quartzo > outros (que incluem minerais máficos ferro-magnesianos, como anfibólios, piroxênios, e minerais acessórios como apatitas, zircão, etc). Essa composição é confirmada e refinada pela DRX, onde foram detectados picos de k-feldspato, albita, quartzo, biotita e muscovita. Essa assembléia é típica da mistura da mistura de rochas metapelíticas, com fácies sericíticas a quartzosas, e rochas graníticas. Na fração argila, foram identificados quartzo, illita e caulinita.

Nos solos da Alta Montanha, a fração areia apresenta uma composição definida pela relação feldspatos > quartzo > outros > micáceos. Nos difratogramas estão presentes ortoclásios e plagioclásios, com maior destaque para microclina, albita e anortita, quartzo, muscovita e biotita. A fração argila apresenta quartzo como produto da fragmentação em condições de intensa crioclastia, mas também caulinita e illita como produto de alteração dos micáceos e feldspatos. Essa assembléia é típica de solos associados aos granodioritos.

Na vertente úmida os horizontes C apresentaram uma mineralogia primária menos diversificada e, ao contrário, argila mais distintas. As imagens e análises microquímicas revelaram uma presença majoritária do quartzo, perfazendo cerca de 60% dos grãos. A relação, neste caso, foi quartzo > feldspato > micáceos/ outros, com variação destes últimos conforme o horizonte. No DRX os feldspatos são ortoclásios e albita, principalmente, e os micáceos muscovita e biotita. Na fração argila, foram identificados o quartzo e a illita, além de picos mais definidos de caulinita. Em algumas amostras também foram identificados picos de argilominerais 2:1 (15.1 Å), cujos tratamentos

revelaram se tratar de uma esmectita. Na saturação com $MgCl_2$ e solvatação com glicerol o pico da esmectita se desloca de 15 para 16.9 Å, confirmando sua presença.

Tabela 5. Caracterização mineralógica por análises químicas de grãos selecionados em imagens de elétrons retroespalhados dos distintos ambientes e resultados da difração de raios-x (DRX) das frações areia e argila e grau de cristalinidade do Fe e Al (Senra et al., 2018) dos respectivos horizontes apresentados nas imagens.

Ambiente	Hor.	Grãos	%				Imagem de elétrons retroespalhados	Mineralogia (DRX)		Fe _o /Fe _d	Al _o /Al _d
			quartzo	feldspatos	micas	outros		Areia	Argila		
Altiplano	P3C/R	35	18,8	31,2	34,4	15,6		Qz, Al, K-fed, Mc (Bt +Mv+Cl)	IL, K, Qz	0,37	0,69
	P6C	46	23,9	63,04	6,54	6,52		Qz, Al, An, K-fed, Mc (Bt + Mv)	IL, K, Qz	0,12	0,09
Alta Montanha	P7C/R	40	21,9	50	9,4	18,7		Qz, Al, K-fed, Mc (Bt + Cl)	IL, K, Qz	-	-
	P8C2	34	13	42	19,2	25,8		Qz, K-fed, Mc (Bt + Mv)	IL, K, Qz, Mt	0,37	1,03
Vertente Úmida	P9C	63	67,7	21	3,3	8		Qz, K-fed, An, Mc (Mv)	IL, H, K, Qz, Mt	0,43	1,04
	P10C	42	59,4	14,3	14,3	12		Qz, K-fed, Mc (Mv)	IL, K, Mt, Qz	0,43	0,93

Cl=Clorita, IL=lilita, Qz=Quartzo, K-fed=Ortoclássio, Al=Albita, An=anortita, Mt=Montmorilonita, H=Halóisita, Bt=Biotita, Mv=muscovita, Mc=Mica, K=caulinita. Fe_oeAl_d = Fe e Al extraído por CBD Fe_o e Al_o =Fe e Al extraído por Oxalato (Senra et al., 2018).

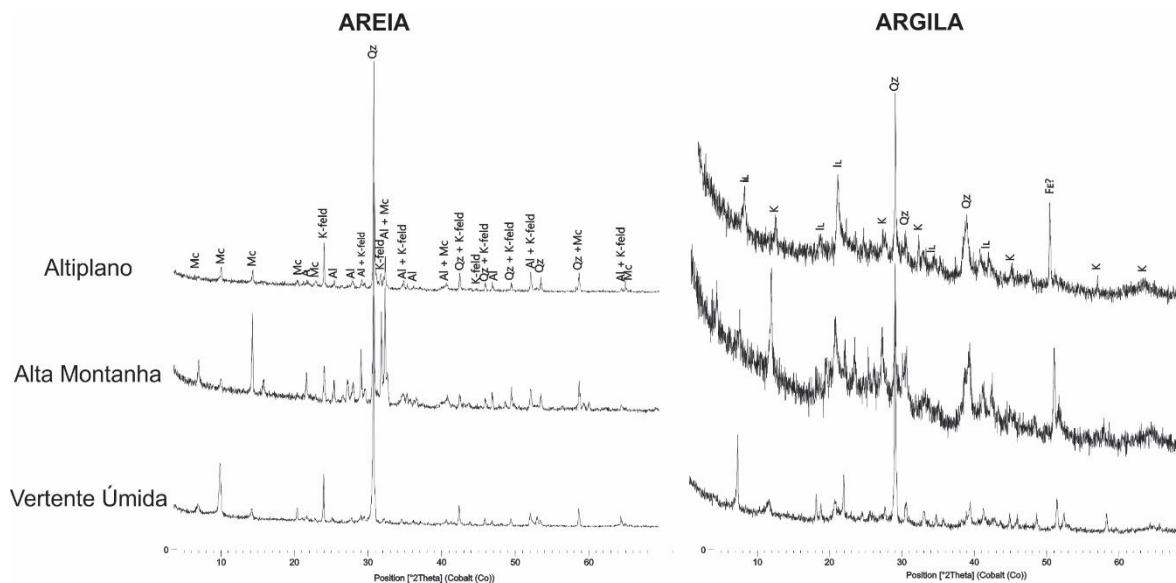


Figura 3. Difratoformas de raios-x (radiação de CoK α) representativos dos distintos ambientes da Cordilheira Real, Bolívia, estudados, evidenciando os principais minerais encontrados nas frações areia e argila. IL=Illita, Qz=Quartzo, K-feld=Ortoclásio, Al=Albita, An=anortita, Mc=Mica, K=caulinita.

Comparativamente, os difratogramas demonstram que a areia é mineralogicamente mais diversificada no altiplano e alta montanha, se comparada à vertente úmida. Isso se dá por uma redução na participação de minerais facilmente intemperizáveis na sua composição, como feldspatos e biotitas, e pelo predomínio do quartzo neste último ambiente. Duas causas podem ser atribuídas a esse fato: a presença de um material de origem mais quartzoso, como um granito ácido, ou maior grau de alteração dos minerais nos solos deste ambiente. Considerando que a composição da argila na vertente úmida também é distinta e revela não só a presença de minerais secundários mais diversificados, mas também de difratogramas com picos mais bem definidos e com menos ruídos e ombreiras (indicando menor presença de material pouco cristalino), é provável que os solos da vertente úmida tenham experimentado, do ponto de vista mineralógico, um maior grau evolutivo.

Os valores do grau de cristalinidade expressos por Senra et al. (2019) (Tabela 5) reiteram o que foi exposto acima. Tanto o ferro quando o alumínio apresentam maior cristalinidade nos solos da vertente úmida, onde se observa um aumento nas relações Fe_o/Fe_d e Al_o/Al_d . No caso do Al, esses valores são próximos ou superiores a 1, indicando a presença dos argilominerais evidenciados pela difração.

3.4 Microquímica

As Figuras 4, 5 e 6 apresentam a análise química por Microsonda Eletrônica de diferentes minerais e produtos de alteração associados. Os resultados da análise dos pontos nas imagens foram compilados no Material Suplementar 1, com a respectiva indicação da fase mineral interpretada a partir da fórmula química obtida no Programa MinPet 2.0.

No altiplano foram observados diferentes comportamentos para a alteração dos fragmentos das rochas metapelíticas e graníticas. Ocorrem desde fragmentos de filito mais máficos, com biotita, quimicamente pouco alterados (sem córtex de alteração), até filitos mais muscovíticos, com borda alterada para argilominerais do tipo 2:1 (ilita). A origem dos argilominerais está associada ao intemperismo dos filossilicatos primários. O quartzo desprende-se de maneira inalterada da rocha e passa a constituir a fração areia. Entretanto, a presença de argilominerais constituindo o fundo matricial também ocorre nos solos em que os fragmentos de filito encontram-se pouco alterados, descartando a possibilidade de que a origem das argilas esteja relacionada exclusivamente à alteração deles.

Os granodioritos apresentam nítida alteração mineral diferencial. Isso é, internamente, os cristais de plagioclásio encontram-se mais fraturados e quimicamente

intemperizados que os cristais de ortoclásios e quartzo. Entre os próprios plagioclásios é possível observar que a albita comporta-se como mais resistente que a anortita. A biotita está preservada quando envolvida por grãos de quartzo e/ou ortoclásios. Contudo, quando exposta, fragmenta-se na forma de paletas alongadas e finas.

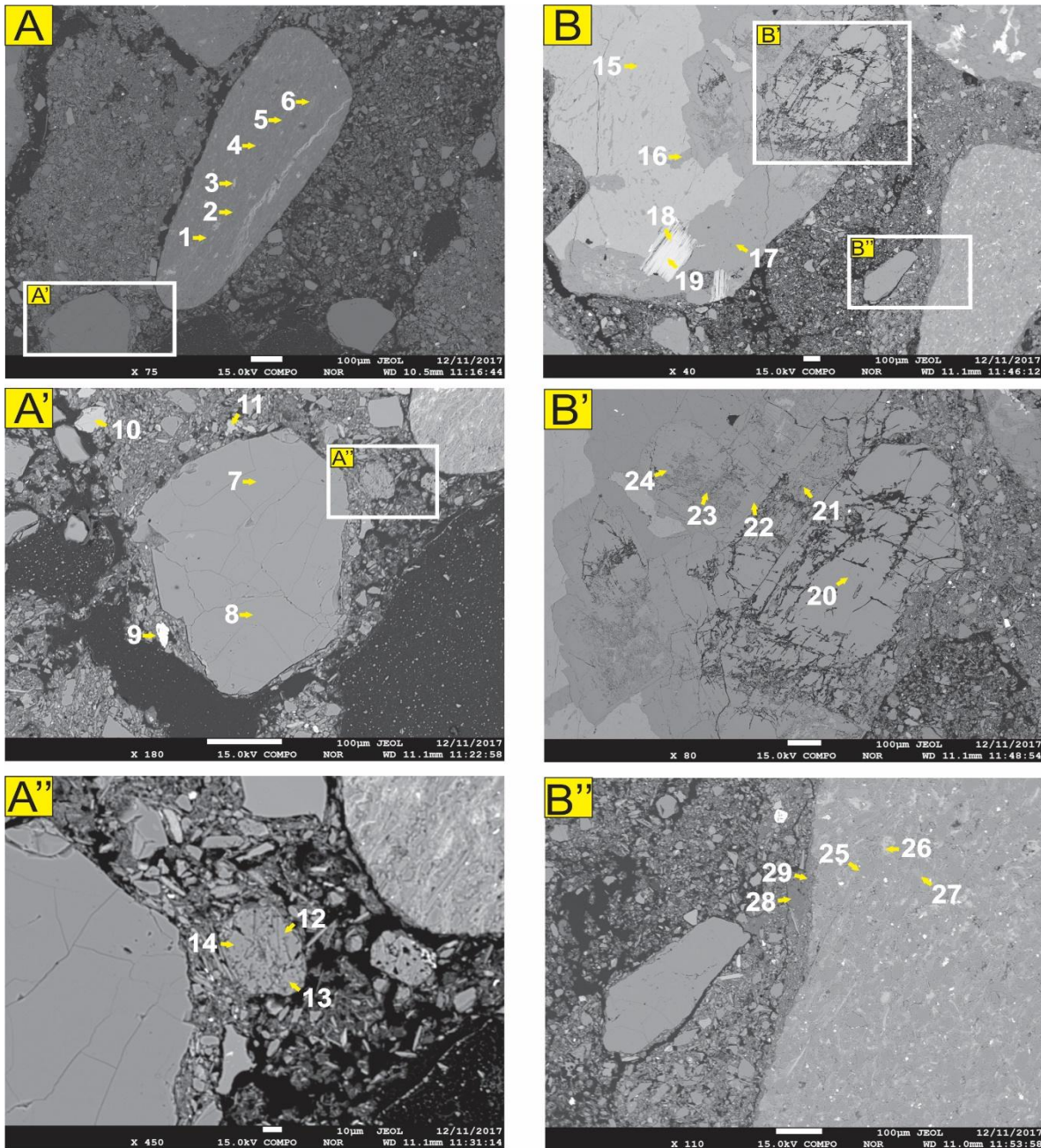


Figura 4. Imagens de elétrons retroespalhados das alterações minerais dos horizontes C do altiplano, sendo A horizonte P2C e B horizonte P3C/R. Os números nas imagens indicam pontos onde foram realizadas análises por microsonda eletrônica. Os resultados das análises foram compilados no Material Suplementar 1. Em A fragmento de filito pouco alterado, sendo 1 e 2 – biotita, 6 – quartzo e 3, 4 e 5 – steenstrupina, Em A': quartzo multigrãos fraturados, circundados por minerais máficos, grãos de quartzo menores, micas, feldspatos e matriz argilosa, sendo 7 e 8 – quartzo, 9 – steenstrupina, 10 e 11 – diopsídio. Em A'': cristais de plagioclásio (12, 13 e 14 – albita) alterados. Em B: fragmento de granodiorito com diferentes graus de alteração dos minerais, sendo 15 e 16 – ortoclásio, 17 – quartzo, 18 e 19 – biotita. Em B': detalhamento da alteração e produtos secundários de feldspatos, sendo 20 – andesina, 21 – argilomineral, 22 e 24 – ortoclásio alterado, 23 – argilomineral. Em B'': detalhamento da borda de alteração (córTEX) de fragmento de filito e alguns minerais internos pouco alterados, sendo 25 – quartzo, 26 – biotita, 27 – muscovita, 28 e 29 – argilomineral.

Fragmentos de filito coexistem com grãos monominerálicos de quartzo e feldspato, cujo tamanho não condiz com aqueles presentes na rocha metapelítica. Isso quer dizer que a origem desses materiais envolve misturas que podem ser claramente demonstradas pela microscopia. Vale destacar que no interior dos filitos máficos, além da biotita, ocorrem minerais silicatados enriquecidos em Fe, Mg e P, que foram identificadas como steenstrupina, um mineral de terras raras (Ce) cuja presença na rocha precisa ser mais detalhadamente investigada.

Na alta montanha os resultados da análise microquímica confirmam a alteração preferencial de alguns minerais e da presença de misturas de rochas nos horizontes C, principalmente nas porções de sopé das vertentes. No horizonte P6 (Hor. C) foram observados desde fragmentos bastante alterados de rocha granítica, com argilominerais secundários (ilita e caulinita) provenientes da alteração de feldspatos envolvidos por quartzo ainda preservado, até fragmentos de filito rico em mica branca pouco intemperizado quimicamente, mas bastante fragmentado. Novamente, esses fragmentos de rochas estão envolvidos por grãos minerais muito diversos, incluindo quartzo, ortoclásios e micas, cujo tamanho revelam uma origem associada a rochas porfíricas, como o granodiorito.

À medida que a altitude aumenta, a relação de distribuição entre material grosso e micromassa torna-se mais fechada, e demonstra que a heterogeneidade composicional dos fragmentos líticos diminui. Os grãos minerais soltos são os mesmos dos fragmentos de rochas, o que sugere a ausência da contribuição de metapelitos. Neste caso, alguns fragmentos líticos apresentam bordas alteradas, com feldspatos transformados em argilomineral, cuja composição insinua a presença da montmorilonita, considerando o conteúdo de cálcio presente. Fato importante é que o material imediatamente em contato com os fragmentos líticos apresenta uma orientação totalmente distinta deles, indicando

que mecanismos de transporte e rearranjo físico atuam como processos pedogenéticos nestes solos.

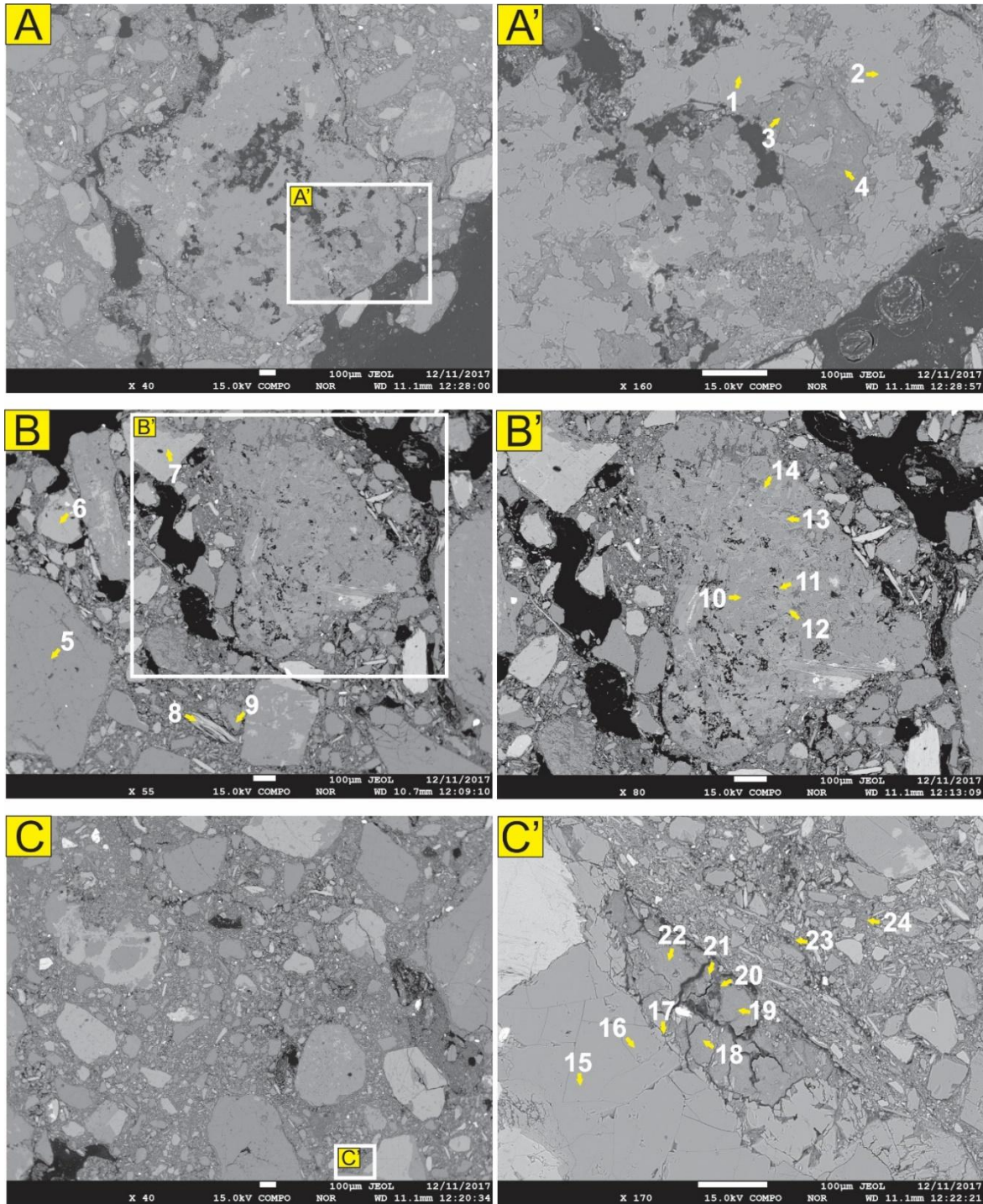


Figura 5. Imagens de elétrons retroespalhados das alterações minerais dos horizontes C da alta montanha, sendo A e B horizonte P6C e C horizonte P7C/R. Os números nas imagens indicam pontos onde foram realizadas análises por microsonda eletrônica. Os resultados das análises foram compilados no Material Suplementar 1. Em A e A': fragmento de granodiorito quimicamente

bastante alterado, sendo 1 e 2 – quartzo, 3 e 4 – argilomineral. Em B: fragmento de filito circundado por minerais diversos, sendo 5 – quartzo, 6 e 7 – ortoclásio, 8 – biotita e 9 – albita. Em B': detalhe da porção interna do fragmento de filito, sendo 10 – quartzo e 11, 12, 13 e 14 – muscovita (sericita). Em C e C': minerais diversos típicos da fragmentação de granodiotiros envolvidos por uma matriz adensada (efeito da ação do gelo), destacando borda alterada de granodiorito, sendo 15 e 16 – quartzo, 17 – oligoclásio, 18 a 22 – argilomineral proveniente da alteração química do oligoclásio. No interior da matriz que circunda o fragmento alterado, com forte orientação do material grosso, os pontos 23 e 24 indicam a presença de um argilomineral como matriz de fundo.

Na vertente úmida também ocorrem distinções entre os horizontes dos solos das partes altas, próximos ao altiplano e alta montanha, e das partes mais baixas, sob floresta. Nos primeiros, estão presentes fragmentos de rochas metapelíticas e graníticas tal como nos demais, sendo o nível de alteração superior ao que foi observado até então. Essa alteração se dá pela forte desagregação física, que individualiza os minerais e promove a formação de uma matriz grossa mais próxima da areia média a fina. Associado a ela, os grãos minerais apresentam bordas degradadas quimicamente, com formação de argilominerais relacionados a sua decomposição. Nas imagens investigadas, a mica branca foi o principal material de origem dos argilominerais (ilita e caulinita).

Nas porções mais baixas, com destaque para os horizontes P9 (horizonte C) e P10 (horizonte C), predominam os grãos minerais soltos, com forte orientação em torno dos fragmentos líticos ainda existentes. A fragmentação destes minerais é intensa, e em alguns domínios, como no horizonte P9 (hor.C), há pouco argilomineral associado. Isso ocorre nos espaços em que há um predomínio de quartzo, ao passo que nas porções com maior acúmulo de micas (muscovita) a presença de argilominerais (caulinita ou montmorilonita) é maior. Essa distribuição sugere uma relação de gênese entre argilas, micas e feldspatos. Os cristais de feldspato presentes mais preservados são potássicos (ortoclásios), reiterando sua maior resistência a alteração. Placioclásios encontram-se mais alterados para argilominerais.

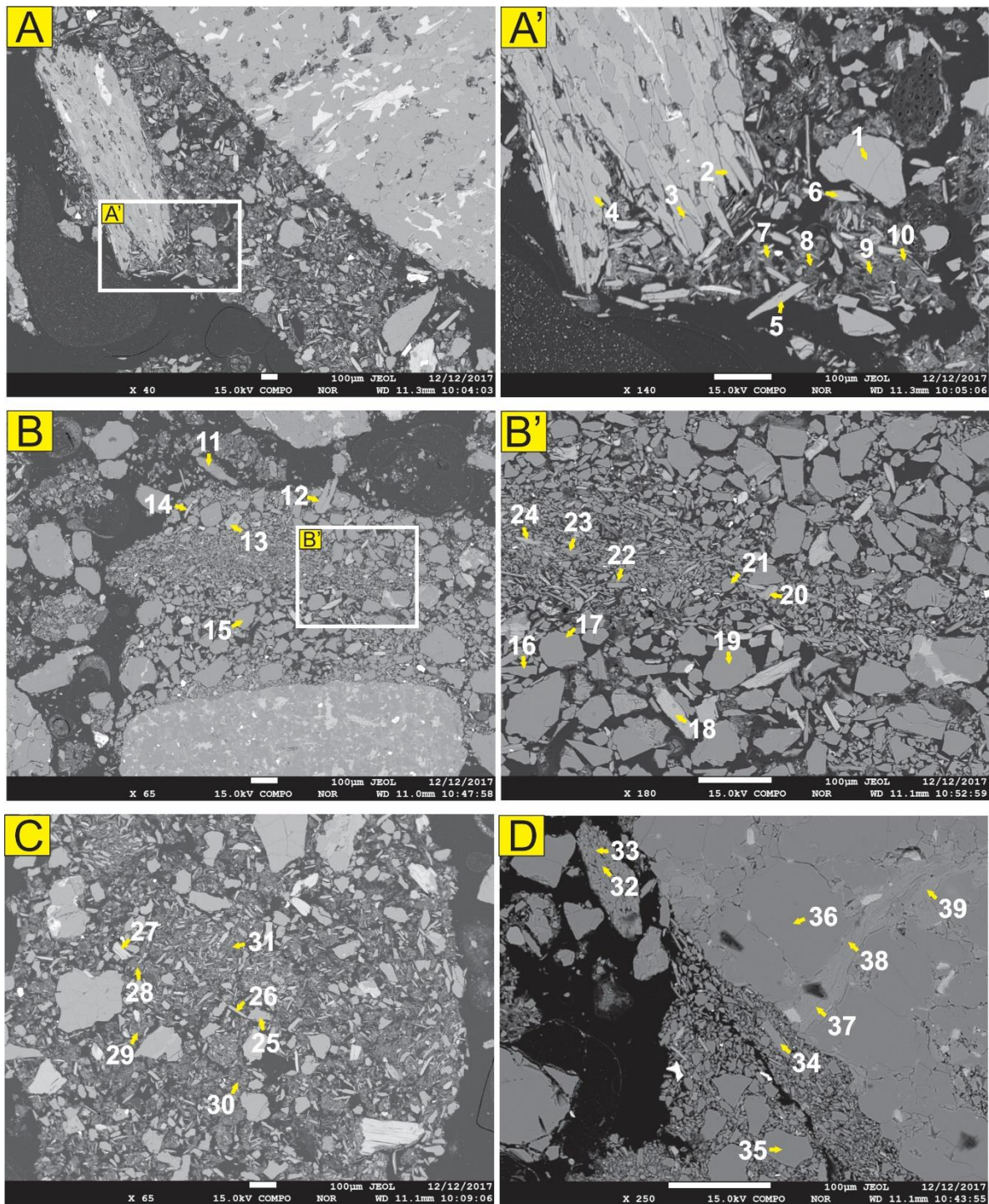


Figura 6. Imagens de elétrons retroespalhados das alterações minerais dos horizontes C da vertente úmida, sendo A horizonte P8C2, B horizonte P9C e C e D horizonte P10C. Os números nas imagens indicam pontos onde foram realizadas análises por microsonda eletrônica. Os resultados das análises foram compilados no Material Suplementar 1. Em A e A': fragmento xisto com borda alterada, sendo 1 e 3 – quartzo, 2, 4, 5 e 6 – muscovita, 7, 8, 9 e 10 – argilomineral. Em B e B': aglutinação de cristais minerais diversos bem orientados na borda de fragmentos de granito, sendo 11, 15, 16, 17, 19 e 21 – quartzo; 12 e 22 – muscovita; 13 – ortoclásio, 14, 18, 20 e 24 – biotita, 23 – albita. Em C: fragmentos minerais diversos com fundo matricial argiloso, sendo 25

– quartzo, 26 – muscovita, 27 – biotita, 28, 29, 30 e 31 – argilomineral. Em D: borda alterada de granito com minerais fragmentados, sendo 32, 35 e 36 – quartzo, 33, 34, 37, 38 e 39 – muscovita.

4. Discussão

Os resultados obtidos neste estudo, em associação com as descrições de campo e outras propriedades analíticas investigadas por Senra et al. (2019), permitem considerar que os solos do altiplano estão formados basicamente por till em morainas holocênicas, nas partes baixas em relevo forte ondulado, ou talus nas encostas íngremes, com pendentes fortes e cimeiras escarpadas. Na alta montanha, os solos estão associados igualmente a talus nas porções mais baixas e sopés das vertentes e a produtos da alteração e remobilização, ainda que no próprio perfil, do intemperismo do batólito de granodiorito que forma todo o eixo central da Cordillera Real. Na vertente úmida, os solos das partes mais altas, próximo às áreas de alta montanha apresentam como composição misturas de materiais. Nas porções mais baixas, entretanto, os solos, ainda que sob condição de depósitos, refletem uma composição mais localizada de rochas graníticas.

O fato dos solos apresentarem como material de origem misturas de materiais em ambientes de deposição evidencia o importante papel da morfogênese na evolução da paisagem andina. Independente do ambiente e das suas características climáticas atuais, o retrabalhamento mecânico dos mantos de alteração das distintas rochas, faz com que na atualidade a maior parte dos solos seja formada pelos depósitos que conectam as unidades litológicas. Tais misturas não refletem apenas o ambiente atual, podendo ter se processado em condições climáticas pretéritas. Como exemplos, estão os horizontes minerais subsuperficiais do altiplano, cujas características dos constituintes grossos do fundo matricial, como diversidade litológica, grau de arredondamento e orientação, mostram que existem tanto solos associados a depósitos glaciais pretéritos quando depósitos de talus relacionados aos processos erosivos recentes. Da mesma maneira, nas porções mais altas da vertente úmida, os depósitos refletem a influência das últimas dinâmicas glaciares, ao passo que nas partes baixas traduzem a movimentação holocênica de materiais em contexto coluvial ou por transporte fluvial nos fundos de vale.

Além das diferenças nos materiais de origem, os solos guardam feições de uma condição pedogenética pretérita. A micromorfologia demonstrou que entre as principais estão as feições associadas a condições peri-glaciais não mais operantes, exceto na alta montanha, como o arredondamento e orientação de fragmentos líticos, o capeamento do material grosso por outros constituintes de natureza mineral heterogênea (e não necessariamente ligadas a sua alteração), e os horizontes adensados com baixa porosidade, por exemplo. Essas feições coexistem com mecanismos de agregação associados ao atual ambiente, que não expressam mais o efeito de ciclos de congelamento e descongelamento. Dentre as principais está o estabelecimento da atividade biológica como um componente importante na formação de microestruturas, mesmo nos horizontes minerais subsuperficiais. Essa coexistência de feições de tempos passados e presentes reitera o caráter poligenético destes solos.

De maneira geral, a pedogênese atual imprime distinções na forma como a alteração dos minerais ocorre entre os ambientes. O estudo micromorfológico aqui empreendido demonstrou que a alteração física é a mais relevante. Essas alterações estão associadas à fragmentação das rochas e minerais, produzindo frações mais finas, e à movimentação destes nos perfis por efeitos diversos (do gelo e da gravidade principalmente). Em se tratando das alterações químicas, nenhum ambiente apresentou características que se aproximassem de uma pedogênese tropical, ainda que a área esteja situada neste contexto. Isso evidencia o caráter particular das regiões altimontanas intertropicais.

A vertente úmida foi o ambiente que apresentou horizontes C/CR com maior grau de desenvolvimento pedogenético. Esse desenvolvimento, em termo das alterações minerais, foi compreendido por uma menor diversidade mineralógica da fração areia em comparação com os demais, bem como pela presença mais bem definida de argilominerais associados à transformação e neoformação mineral. Ainda assim, não se trata de solos tropicais intemperizados, considerando que as assinaturas mineralógicas, mesmo dos solos sob floresta, guardam uma diversidade compatível com solos jovens. Esse fato, de certa maneira, reitera o papel da morfogênese na manutenção da

instabilidade das vertentes na porção climática úmida, considerando que para o intemperismo mais avançado não só os aspectos climáticos são importantes, mas também a estabilização das superfícies para a atuação dos processos de transformação mineral e aprofundamento do manto de alteração.

As alterações mineralógicas na vertente úmida são mascaradas pelo efeito morfogenético como processo de rejuvenecimento do material. Mesmo assim foi possível constatar pequenas alterações na qualidade dos componentes argilominerais. Os solos sob florestas possuem maiores alterações em função da atividade biológica e da estabilidade na vertente favorecendo a pedogênese. A estabilidade das florestas é maior nos vales onde o material possui contribuição de material coluvionar e fluvial transportada pelo rio Zongo.

De qualquer forma, a alteração dos minerais segue uma sequência clássica, na qual algumas fases mais susceptíveis têm sido alteradas pioneiramente. Como destaque, os plagioclásios, principalmente anortita, tem sido alterados mais rapidamente que os ortoclásios, e estes, por sua vez, são alterados antes do quartzo. Esse comportamento corrobora com a sequência de intemperismo e resistência mineral proposta por Goldish (1934).

5. Conclusões

A região tropical da Cordilheira dos Andes condiciona ambientes de alteração mineral em desacordo com ambientes tropicais típicos. Além disso geoambientes andinos possuem características genéticas com processos truncados. Entretanto algumas alteração mineralógicas dos horizontes C na sequência estudado foi correlata as condições pedoclimáticas atuais. Os solos são predominantemente formados por minerais 2:1.

A micromorfologia dos solos de alta montanha evidencia processos de retrabalhamento relacionados a ambientes periglaciais, principalmente nos setores de alta

montanha e a borda do altiplano contemplada. No setor úmido há predomínio de materiais transportados (origem coluvionar).

A pedofeições relacionadas com a atividade biológica do solo são evidentes mesmo em se tratando de horizontes predominantemente mineral em ambientes de condições limitantes.

6. Bibliografia

- Benayas, J., Pinto Ricardo, R. Aspectos micromorfológicos de solos de uma topossequência ocorrendo em zona tropical húmida (Superfície da Quibala - Angola). Anais do Instituto Superior de Agronomia, v.34, 1973 p.181–203.
- Bockheim, J. G., Balks, M. R., & Mcleod, M. (2006). ANTPAS Guide for Describing , Sampling , Analyzing , and Classifying Soils of the Antarctic Region. *Earth*, (October 2015).
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publications, Wolverhampton.
- Brewer, R. Fabric and mineral analysis of soils. Huntington, New York: Robert E. Krieger Publications Co., 1976. 482p.
- Chauvel, A. ; Pedro, G. Genése de sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferralitiques) de Casamance (Sénégal). Cahiers ORSTOM, Série Pédologie v,16, 1978 p.231–249.
- Chen, P. Y. Table of Key Lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in

Clays and Associated Rocks. Bloomington, Indiana: Department of Natural Resources, 1977. (Geological survey occasional paper 21).

Christie, D. A., Lara, A., Barichivich, J., Villalba, R., Morales, M. S., &

CUQ, E. (2009). El Niño-Southern Oscillation signal in the world's highest-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 309–319. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>

Cooper, M., Vidal-Torrado, P. & Chaplot, V., 2005. Origin of

microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Scientia Agricola* 62, 256–263.

Delvigne, J. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering.

Canadian Mineralogist Special Publication, Mineralogical Association of Canada, Ottawa, 1998 495pp

Eschenbrenner, V. Contribution des termites à la micro-agrégation de sols

tropicaux. Cahiers ORSTOM, série Pédologie, v.22, n.4, 1986 p.397-408

Filizola, H. F.; Gomes, M. A. Coleta e impregnação de solos para análise

micromorfológica. Comunicado Técnico EMBRAPA, v. 20, 2004. 4 p.

FitzPatrick, E.A., 1984. Micromorphology of soils. Chapman and Hall, London/New

York, 433 pp.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in*

Geosciences, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

Josse, C., G. Navarro, P. Comer, R. Evans, D. Faber-Langendoen, M.

Fellows, G. Kittel, S. Menard, M. Pyne, M. Reid, K. Schulz, K. Snow, J. T. (2003).

Ecological Systems of Latin America and the Caribbean: A Working Classification

of Terrestrial Systems. *NatureServe*, 1–47.
<https://doi.org/10.1146/annurev.anthro.30.1.227>

Kennan, L. (2000). Large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes. *Geomorphology and Global Tectonics*, Wiley, 1–18.

Kubiena, W. L. Micropedology. Ames: Collegiate Press, 1938. 243 p.

Nahon, D.B. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. New York: Wiley-Interscience, 1991 313p.

Navarro, G., 2006. Leyenda Explicativa De Las Unidades Del Mapa De Vegetacion De Bolivia a Escala 1:250 000, 62.

Parfitt, R.L., Kimble, J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc.Am. J.* 53, 971–977.

Parfitt, R.L., Furkert, R.J., Henmi, T., 1980. Identification and structure of two types of allophane from volcanic ash soils and tephra. *Clay Clay Miner.* 28, 328–334.

Reger, R. D., & French, H. M. (1977). *The Periglacial Environment. Arctic and Alpine Research* (Vol. 9). <https://doi.org/10.2307/1550550>

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

Santos, M.C.D., Mermut, A.R.; Ribeiro, M.R. Submicroscopy of clay microaggregates in an Oxisol from Pernambuco, Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, v.53, 1989 p.1895–1901.

Schaefer, C.E.R. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. Australian Journal Soil Research, v.39, 2001 p.909 – 926

Senra, E. O., Schaefer, C.E., Corrêa, G.R., Group D.F., Reis J.S., Francelino M.R., 2019. Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes. Catena 178, 141-153.

Stoops, G.. Guideline for the Analyses and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA. Madison, 2003

Stoops, G.: Evaluation of Kubiena's contribution to micropedology. At the Occasion of the Seventieth Anniversary of His book "Micropedology", Eurasian Soil Sci., 42, 693–698, 2009.

Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Amsterdam: Elsevier; 2010.

Sugaki, A., Deno, H., Kitakaze, A., Hayashi, K., Shimada, N., Kusachi, I., & Jines, O. S. A. N. (1985). GEOLOGICAL STUDY ON THE ORE DEPOSITS IN THE LA PAZ DISTRICT , BOLIVIA Andes in Bolivia . They , especially tin deposits are longer distributed along the bordered with Argentina as shown in Figure I . The distribution area of such ore.

MATERIAL SUPLEMENTAR 1. Composição química obtida por Microsonda Eletrônica e respectivos minerais em imagens de elétrons retroespalhados dos horizontes C dos ambientes altiplano, alta montanha e vertente úmida. As imagens com as indicações dos pontos foram organizadas, respectivamente, nas Figuras 4, 5 e 6.

ALTIPLANO															
No.	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	ZnO	FeO	Cl	P ₂ O ₅	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MnO	Total	Mineral
1	0,4	34,3	23,6	1,1	0,0	21,2	0,0	0,7	0,0	0,1	0,0	3,4	0,0	84,8	Bt

2	0,9	42,0	33,1	1,7	0,0	8,7	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1	4,4	0,0	91,4	Bt
3	0,3	12,8	19,3	2,0	0,2	55,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,1	0,8	0,1	92,7	St
4	0,3	27,2	25,7	6,4	0,1	30,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	0,2	92,4	St
5	0,1	18,7	21,1	5,6	0,1	32,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,6	0,2	78,9	St
6	0,0	98,9	0,5	0,2	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	100,9	Qz
7	0,0	99,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,9	Qz
8	0,0	100,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,6	Qz
9	0,0	0,2	1,2	3,5	0,0	51,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	56,6	St
10	0,5	52,7	1,3	15,7	0,0	10,7	0,0	0,0	0,0	0,0	21,2	0,0	0,7	102,9	Dp
11	0,5	48,3	4,1	18,0	0,0	8,2	0,0	0,0	0,0	0,1	20,9	0,0	0,2	100,3	Dp
12	10,3	65,3	21,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	99,2	Pg-al
13	10,5	65,3	22,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	2,6	0,1	0,0	100,8	Pg-al
14	10,0	64,2	22,5	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,7	0,0	99,9	Pg-al
15	1,4	65,0	18,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	14,5	0,0	99,5	Or
16	5,3	71,9	15,7	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	5,9	0,0	99,1	Or
17	0,0	98,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	98,9	Qz
18	0,1	34,7	19,0	7,2	0,1	23,9	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	8,4	0,3	94,1	Bt
19	0,1	34,6	18,9	7,5	0,1	23,5	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	7,9	0,2	93,4	Bt
20	6,7	57,3	26,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,6	0,2	0,0	99,6	Pg-and
21	0,6	34,0	26,9	1,3	0,1	6,7	0,1	1,3	0,0	0,0	0,1	4,1	0,1	75,1	Arg
22	2,4	49,3	32,7	0,0	0,0	0,4	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	7,7	0,0	92,9	Or-alterado
23	0,1	44,9	33,2	0,6	0,1	1,9	0,0	0,5	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0	81,9	Arg
24	0,2	44,7	35,2	0,1	0,0	0,3	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	7,2	0,0	87,9	Or-alterado
25	0,2	99,5	0,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,5	Qz
26	0,2	25,7	23,0	4,2	0,0	29,9	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,4	0,1	85,3	Bt
27	0,3	46,9	30,6	3,0	0,0	5,5	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	8,1	0,0	94,7	Mv
28	0,4	31,4	25,0	1,2	0,0	8,1	0,1	1,6	0,0	0,0	0,1	2,8	0,0	70,7	Arg
29	0,5	28,1	23,7	2,0	0,0	9,9	0,1	1,4	0,0	0,0	0,1	2,5	0,1	68,4	Arg
ALTA MONTANHA															
No.	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	ZnO	FeO	Cl	P ₂ O ₅	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MnO	Total	Mineral
1	0,0	98,6	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,5	Qz
2	0,0	98,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0	Qz
3	0,0	41,1	39,4	1,0	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,7	0,1	84,4	Arg
4	0,0	39,7	38,9	0,8	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,1	82,0	Arg
5	0,0	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	Qz
6	0,2	64,5	18,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	16,2	0,0	99,0	Or
7	0,7	64,3	18,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	15,5	0,0	98,9	Or

8	0,2	35,0	15,8	11,4	0,0	19,2	0,2	0,0	0,0	0,0	3,0	1,3	0,3	86,7	Bt
9	10,7	65,9	20,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,3	0,0	98,8	Pg-al
10	0,0	95,3	2,6	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	0,0	99,2	Qz
11	1,0	45,7	32,4	1,1	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	9,5	0,0	91,4	Mv
12	0,1	47,1	33,9	0,9	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	10,5	0,0	94,0	Mv
13	0,5	47,6	31,6	1,7	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	9,8	0,0	92,8	Mv
14	0,1	47,6	32,8	1,3	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,1	0,1	95,0	Mv
15	0,0	99,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,6	Qz
16	0,0	99,9	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,1	Qz
17	8,0	60,2	20,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	3,5	0,1	0,0	92,5	Pg-olg
18	0,1	49,8	29,4	0,9	0,0	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,3	0,0	85,7	Arg
19	0,1	50,0	28,7	0,9	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,4	0,0	85,6	Arg
20	0,0	6,2	64,2	0,5	0,0	0,7	0,0	0,1	0,0	0,0	0,5	0,1	0,0	72,5	Arg
21	0,1	25,6	15,1	0,6	0,0	2,0	0,1	0,0	0,0	0,0	1,1	0,3	0,0	45,0	Arg
22	0,1	49,8	29,8	0,9	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,4	0,1	86,6	Arg
23	0,8	37,7	18,1	3,5	0,0	6,8	0,0	0,3	0,0	0,0	4,2	2,4	0,1	74,0	Arg
24	3,0	39,6	17,6	3,3	0,0	6,2	0,1	0,0	0,0	0,0	1,0	2,5	0,1	73,4	Arg
VERTENTE ÚMIDA															
No.	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	ZnO	FeO	Cl	P ₂ O ₅	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MnO	Total	Mineral
1	0,0	100,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,2	Qz
2	1,1	47,1	37,3	0,5	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	8,1	0,0	95,1	Mv
3	0,0	100,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,3	Qz
4	1,1	42,8	34,2	0,4	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,5	0,0	88,2	Mv
5	1,0	45,9	36,4	0,4	0,1	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	7,9	0,0	92,6	Mv
6	0,9	45,2	35,7	0,5	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	0,0	91,8	Mv
7	0,5	21,7	15,7	1,2	0,0	13,5	0,1	1,5	0,0	0,0	0,8	1,1	2,1	58,3	Arg
8	0,4	27,0	20,2	1,4	0,0	6,7	0,1	0,8	0,0	0,0	0,4	2,4	0,2	59,6	Arg
9	0,3	24,1	20,8	1,0	0,1	6,0	0,1	0,5	0,0	0,0	0,2	3,9	0,1	57,1	Arg
10	0,2	20,7	16,3	2,2	0,1	12,3	0,1	0,8	0,0	0,0	0,6	1,9	0,1	55,5	Arg
11	0,0	99,6	0,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,2	QZ
12	0,3	46,4	35,3	0,9	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,3	0,0	93,8	Mv
13	0,5	63,9	18,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	14,1	0,0	97,7	Or
14	0,0	34,9	18,9	7,9	0,1	24,7	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	7,0	0,1	94,0	Bt
15	0,0	100,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,6	Qz
16	0,0	100,5	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	100,7	Qz
17	0,0	99,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	99,6	Qz
18	0,0	22,8	22,7	11,3	0,0	32,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	89,6	Bt

19	0,0	100,7	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,8	Qz
20	0,1	34,3	20,8	8,1	0,1	23,5	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,8	0,1	88,4	Bt
21	0,0	100,6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,9	Qz
22	0,4	47,7	34,2	1,1	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1	0,0	93,9	Mv
23	11,9	68,6	19,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	100,5	Plag-al
24	0,1	29,1	17,5	7,3	0,1	29,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	2,1	0,2	86,6	Bt
25	0,0	101,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	101,3	Qz
26	0,9	45,2	35,6	0,4	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,3	0,0	91,3	Mv
27	0,1	35,2	23,0	8,2	0,0	21,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,5	0,1	90,6	Bt
28	0,3	35,1	16,5	1,5	0,0	8,2	0,1	0,7	0,0	0,0	0,3	3,4	0,2	66,4	Arg
29	0,2	21,3	15,8	2,1	0,0	8,3	0,1	0,7	0,0	0,0	0,4	2,0	0,1	51,3	Arg
30	0,3	17,7	14,8	1,2	0,1	8,1	0,1	1,5	0,0	0,0	0,5	2,0	0,2	46,4	Arg
31	0,4	28,1	20,1	1,5	0,0	6,6	0,1	0,8	0,0	0,0	0,5	3,8	0,4	62,4	Arg
32	0,0	100,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,7	Qz
33	0,6	52,7	33,1	0,8	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	5,4	0,0	94,1	Mv
34	0,4	46,1	34,2	1,3	0,1	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,6	0,0	93,6	Mv
35	0,0	100,5	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,7	Qz
36	0,0	100,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,2	Qz
37	0,5	46,7	34,1	1,1	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1	0,1	93,2	Mv
38	0,6	45,4	33,4	1,1	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,2	0,0	91,9	Mv
39	0,4	45,2	32,2	1,3	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1	0,0	91,3	Mv

Artigo 3

Micromorphology of soil organic material in the geoenvironments on Cordillera Real, Bolivia

Eduardo Senra^a, Carlos Ernesto Schaefer^a, Rosa M. Poch^b, Fábio de Oliveira^c,

^aDepartamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Av. PH Rolfs s/n, Viçosa, 36570-000, MG, Brasil. senra.eduardo@gmail.com, carlos.schaefer@ufv.br

^bDepartament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Catalonia

^cInstituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6627. Pampulha, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP 31270-901.
Brasil. fabiosolos@gmail.com

* Corresponding author. Carlos Ernesto G. R. Schaefer, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. CEP 36570-000. +55 31 38991050
carlos.schaefer@ufv.br

Abstract

Macro and microscale factors govern high mountain conditions and promote strong environmental contrasts. In a 50 km west-east transect in the Cordillera Real, it is possible to traverse an environmental gradient through three distinct climatic zones: Dry Bolivian Plateau, High Mountain and Wet Slope. This climatic differentiation associated with the variations of the physical environment promotes particularities in the pedological aspects, attributed mainly to the dynamics of the organic matter in association with the mineral alterations in periglacial dynamics. In this study, the morphological characterization of the humic horizons and organomineral horizons, correlations with the radiometric dating of ^{14}C , and physical and chemical aspects were studied in 10 profiles along the climatic gradient of the Cordillera Real. The transect corresponds to a climatic sequence with correspondence in the humus type of the superficial horizons and varying the humus type between Mor, Moder, and Mull. The general characteristics of acidity and pedoclimatic conditions, especially in the Bolivian Plateau sector, favor a biological activity of micro and mesofauna, with sizes and forms of related excrements mainly enchytraeids and mites. At the eastern end of the wet slope, there is an increase in vegetation size and narrowing of the organic horizon due to the rate of decomposition with biological activity related to earthworms. Chronological correlations between dating of buried materials and factories of organic material revealed distinct training conditions, where peat bogs were more extensive at ages up to 6 ky.

Keywords:

Micromorphology, Pedogenesis, Organic Matter, Humus, biological activity, High Tropical Mountain

1. Introduction

In the high Andean tropical mountains climatic and physical factors combines to express an intricate environmental landscape organization, at all scales. The factors variability along the slopes generates a geoenvironmental gradient that can be predicted by soil morphology. However, the detailed study at the micromorphological level can elucidate more relevant aspects in the morphological description, that are not so evident at the macroscale level.

The high mountain climate can regulate the environments dynamics and the carbon sink in the soil (Hribljan et al., 2017) with relevant role in global warming scenarios. The micromorphological study of the pedogenetic processes can elucidate the qualities of the soil (Boixadera et al., 2008) and the dynamics of organic matter. The micromorphological analysis of organic components, although neglected in many studies, shows themselves to be more functional in the investigation of pedogenetic factors. The morphology of the humic formations is determined mainly by environmental factors (Babel 1975). Their transformations can be detected by microstructural analysis, and it is possible to deduce chronological and environmental correlations applied to the soil genesis studies (Kooistra, 2015). Although it is a powerful tool, micromorphology is very often absent in studies involving organic matter and environmental relationships of high Andean mountain.

High tropical mountains belong to the terrestrial cryosphere and are vulnerable to the isothermal variations, that can be promote significant changes in the snow line and

accelerate the retraction of the glacial bodies. Despite the incipient pedogenesis in these areas most soils are polycyclic (Senra et al., 2019), and define chronological relationships that revealing previous environmental conditions, which may not be in balance with the current conditions.

This paper aims to characterize the micromorphological attributes of organic structures in soils along a geoenvironmental gradient in the high Andean mountain, linking with chronological, physical, microchemical and mineralogical soil properties. Three hypotheses were elaborated as starting point: 1: Climatic variations in the transect affect the formation of humic horizons; 2: The micromorphological features of high mountain soils are associated with polygenetic processes, and 3: The agents of transformation of organic matter are variable along the transect.

2. Material and Methods

2.1 Study area

The study area comprises an east-west transect in the Real Cordillera, Bolivia. It crosses four climatically distinct areas, according to Koppen: Mesothermal Climate with Dry and Cold Winter (Cwb), High Mountain Polar (EB), Mesothermal with Dry and Hot Inverse (Cwa) and Tropical Wet with Short Drought (Am). The Bolivian Plateau, west of the Cordillera Real, is affected by the Arid Diagonal (Christie et al., 2009), while the wet masses from the Amazon basin, the result of the Intertropical Convergence Zone (Garreaud, 2009), are to the east.

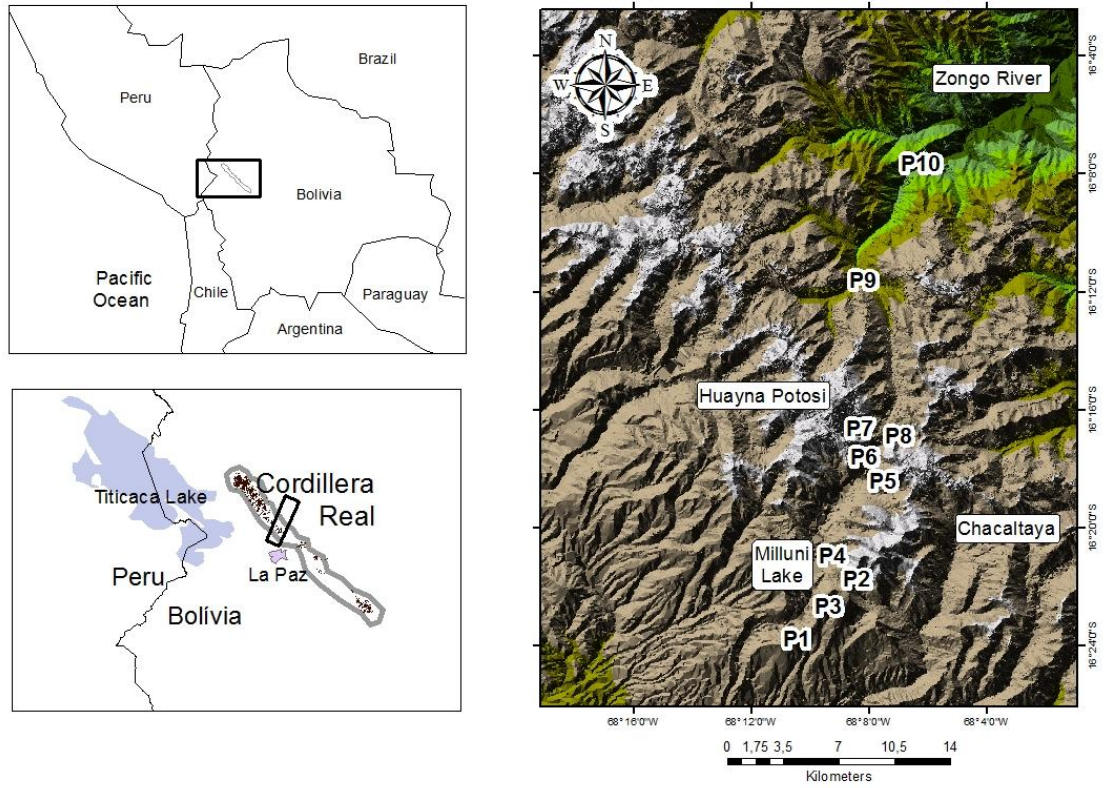


Figure 1. Study area

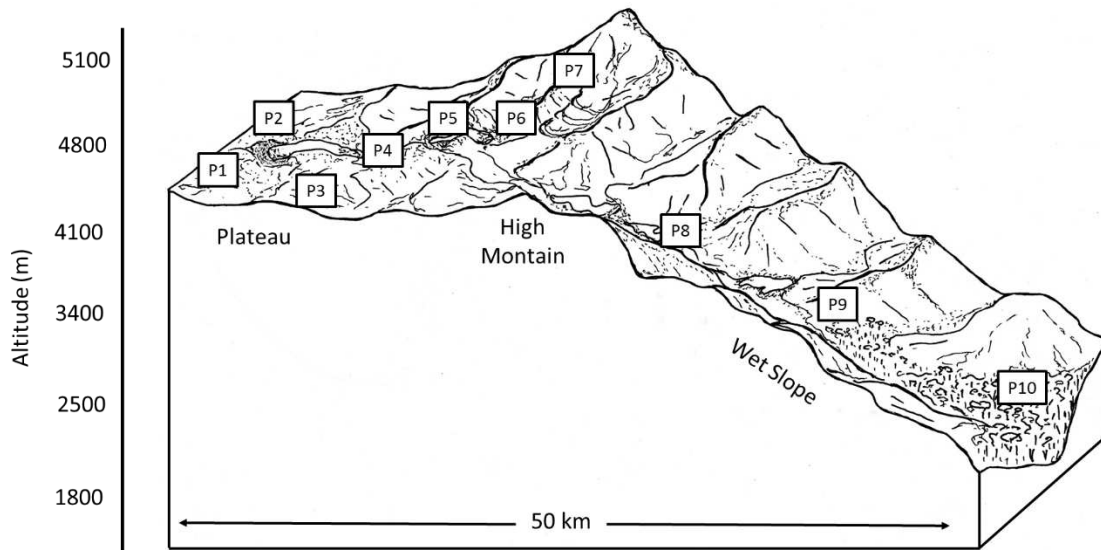


Figure 2. Topographic profile of the transect with collection sites

The Bolivian Plateau has a poor variable vegetation conditioned mainly by the relief, pedoclimatic and exposure face (wind and solar). It is formed most by an herbaceous and gramineous carpet (Puna), with shrub variations, on well-drained soils or hydromorphic fields (Bofedales). This mosaic comprises most of the semi-arid areas up to the foothills of the highest mountains. In areas above 4700m, the rocky substrate predominates, under low temperatures and strong winds, with subnival vegetation of Wet Puna/Páramo, limited to pockets of organic soil and sediments between rocky blocks. The eastern slope has a stronger relief gradient and the climate varies with altitude, increasing humidity and temperature towards the Amazon Basin. From the top, the vegetation follows a transitional sequence, of Xeric Puna, Wet Puna/Páramo, Ombrophilous scrub, and finally the Amazonian Ombrophilous Forests of High Lands (Josse, C. et al., 2003; Navarro, 2006).

The geology of the area is basically formed by three main formations: Catavi, Uncia, Undavi and Tertiary Granodiorite. The highest parts of the Real Cordillera are formed by biotite granodiorite batholith, intrusive in quartzites and slates of the Catavi formation, black slates from the Uncia Formation and quartzite black slates and Ordovician slates from the Undavi formation (Sugaki et al., 1985). Other formations less expressive are: Formation Lallagua, composed of quartzite and black slates and Formation Cancaniri, composed of silurian diamictites (Sugaki et al., 1985). Every region is intensely failed and fractured. In the Catavi Formation there are pegmatitic quartz veins associated with pyrite, arsenopyrite, siderite, and cassiterite, the latter being exploited as tin ore (Sugaki et al., 1985).

2.2 Sampling

The organic superficial horizons (O and A) of 10 soil profiles described by Senra et al. (2019) on Cordillera Real were selected for the micromorphological study (Figures 1

and 2). The collection sites were selected according to the pedobioclimatic variations along the altitudinal variation, between 1500m and 5030m, comprising the main phytophysionomies of the eastern mountain range described by Navarro, (2006). The horizons were described and collected according to Santos (2005) and Bockheim et al. (2006).

2.3 Micromorphology

Ten undisturbed soil samples were collected in 10 x 10 cm rigid plastics box and sent to the Micromorphology Laboratory of the Department of Geology, Federal University of Ouro Preto. The samples were dried at 50 ° C and impregnated with 1: 1 "crystic resin: styrene mix" applied to the sample under vacuum. The impregnated samples were cut into 0.5 cm thick plates using a diamond blade and polished with corundum and diamond abrasives at 600 mesh. After ultrasonic cleaning, the polished blocks were mounted on glass slides (5 X 2.5 cm), polished to make thin sections of 30 µm thickness. The characterization of pedofeeding in optical transmission microscopy (OTM) was performed based on standard micromorphological techniques (Bullock et al., 1985) and used a petrographic optical microscope equipped with polarized light Olympus BX51 at the University of Lleida, Catalonia, Spain. For the proportion of the units, the free software ImageJ @ was used.

2.4 Humus classification

The classification of humus followed the system proposed by Zanella et al. (2017) for terrestrial forms and Zanella et al. (2018) for peat formations. The types of humus were classified in terrestrial (Mull, Moder, Amphi, Mor, and Tangel) and humic (Moors: Anmoor, Saprimoor, Amphimoor, Mesimoor and Fibri moor), correlated by Babel (1975). The

description of the organic material was done according to Zaiest & Poch (2016) and Stoops (2003).

3. Results

3.1 General properties of studied horizons

The main properties of horizons studied by Senra et al. (2019) are summarized in Table 1. The studied soils present a range of humic formations (OL, OF and OH) and organomineral surface horizons (A), as a reflection of variations in vegetation type, mineral composition, humidity regime, local topography effects and geochemical conditions. In general, they have shallow solum, composed by a diverse mineral matrix, of several lithologies (Senra et al., 2019), such as quartzites, granodiorites and phyllite, present in the relict's gravels and boulders. This diversity in origin, size and shape are reflected by the events of glacial transport on periglacial landscape (Senra et al., 2019). The apedal mineral horizons is below pedogenic mineral horizons (Horizons A) with poor pedality, with thick organic (O or H) and organomineral (A) horizons developed with biologically formed structures and microstructures. The superficial horizons have dark colors, with value and chroma always below 2/2, always thick. The discontinuity between OH horizons represents the formation of recent organic horizons above paleo-horizons (P1, P2, and P8).

1 Tabela 1. Main characteristics of the profiles and respective horizons studied

Zones	Bolivian Plateau				High Mountain			Wet Slope		
Profiles	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Soil Classification (SSS 2014)	Humic Dystrustept	Aridic Humustepts	Terric Sulfihemist	Entic Humudept	Entic Humudept	Aquic Udorthents	Typic Cryopsamment	Terric Haplosaprists	Typic udorthents	Lithic udorthent
Altitude (m)	4574	4633	4578	4578	4697	4784	5022	4154	3673	2544
Vegetation	Dry Pune	Dry Pune	Dry Pune	Dry Pune	Dry Tundra	Páramo	Páramo/ Tundra	Wet Tundra	Shrub	Forest
Precipitation (mm)	300	300	300	300	700	800	800	1200	1200	2100
Local topography	Slope/Strong wavy	Slope/Strong wavy	Slope/Strong wavy	Steep slope	Strong wavy	Steep slope	Summit/Steep	Steep slope	Steep slope	Steep slope
Soil moisture regime	Aridic	Aridic	Aquic	Aridic	Ustic	Ustic	Ustic	Udic	Udic	Udic
Mean Temperature Air/Soil at 10cm (0C)	6.3/7.4	6.3/7.4	6.3/7.4	-	-5.9	2.4/3.7	3.63/5.57	-9.12	8.9/9.4	-
Horizons	A 2H 2A C	O Ah AC	H2	CA	AC	A	A	H	AC	A
OM %	5.49 7.1 4.2	22.6 10.98 3.3 6	54.25	2.91	4.39	4.52	0.9	26.48	10.98	13.6
V %	27 23.4 20.4	27.9 16.7 11	1.3	3.2	3.2	18.9	61.2	4	1.6	36.4
pH H₂O	4.65 5.14 5.4 6	4.67 4.85 4.7 5	3.97	4.67	4.6	5.12	5.2	4.69	4.97	4.52
pH KCl	4.1 4.16 4.3 5	4.06 4.23 4	3.58	4.15	4.57	4.48	4.75	4.17	4.35	4.18
Bulk density	0.74 0.76 -	- 0.52 -	0.18	-	-	1.21	-	0.32	-	0.72
Sand %	17.8 26.7 23.9	12.2 34 41.1	-	68.4	50.2	45	65.8	27.7	23.8	41.8
Silt %	43.3 32.3 32.1	63.4 36.9 31.7	-	13	29.9	28	22.7	41.4	55	35.2
Clay %	38.9 40.9 44	24.4 29.1 27.2	-	18.6	19.9	27	11.5	30.8	21.3	23
Coarse Fragments (g/g)	84.6 46.1 58.4	4.9 0.0 45.1	24.7	50.1	60.7	20.1	24.6	0.0	72.0	74.4
Dating (years)	1070 3520 -	- 2350 -	-	-	-	-	-	6080	-	-

The pedoclimatic regimes vary along the three climatic sectors, due to local geomorphology and morphological proprieties of the horizons, ranging between Ustic (P1, P2, P4), Here (P3) and Udic (P3).

In general, the soils are acidic, with pH ranging from 3.2 to 6.1, dystrophic, but in some cases epieutrophic (P6 and P10). The organic content varies greatly depending on the vegetation, but mainly due to climatic conditions (past and present) and local geochemistry. Soils with base saturation (SB) are generally low with a positive correlation with the OM content and with the wetter and hotter sectors, where the lower thickness of the OL layer reflects a higher rate of cycling.

The granulometry highlights the high percentage of coarse material (> 2mm), with the texture of the fine dry earth ranging from clay loam to sandy loam. The surface horizons have a high proportion of coarse material in all studied sectors. The skeletal composition occurs in 60% of the horizons and varies from 35 to 85% of fine material and reflects in the micromorphological organization, especially in the more localized profiles (P9 and P10). Stony pavements occur in highland soils (P1 and P2). However, the contribution of clay in the fine dry earth in some cases is high (> 400g / kg).

3.2 Humus form and micromorphology of the organic fraction

The analysis of soil morphology shows variations mainly in the microstructure, droppings, horizons thickness, transition, the color of the material and humidified material. The organic layers in each profile were classified according to Kooistra (2015) as their positions and quality and decomposition state: OL for the surface layers, with fresh recognizable plant and animal materials; OF composed of fragmented plant residues, partially decomposed but still recognizable; and OH as a humified amorphous material with rare fragments of plants.

Along the transect, the OL horizon of the profiles varies along the environmental gradient. They are shallow (<5cm) in the Bolivian Plateau and in the areas adjacent to the high mountains, but absent in the highest profile (P7). There is a gradual increment in thickness in the wet slope until reaching 10 cm, under areas vegetated with forest.

The profiles were collected in mid-slope position in a regionally strong relief wavy to steep slopes. In the zone of the plateau, they present distinct horizons as the constitution and fabric of the histic horizons, when present. In P1 and P2 (Figure 4) the terrestrial horizons 2H and H were classified as Hemimoder. In both horizons, there is a predominant fabric with granular microstructure and complex packing pores.

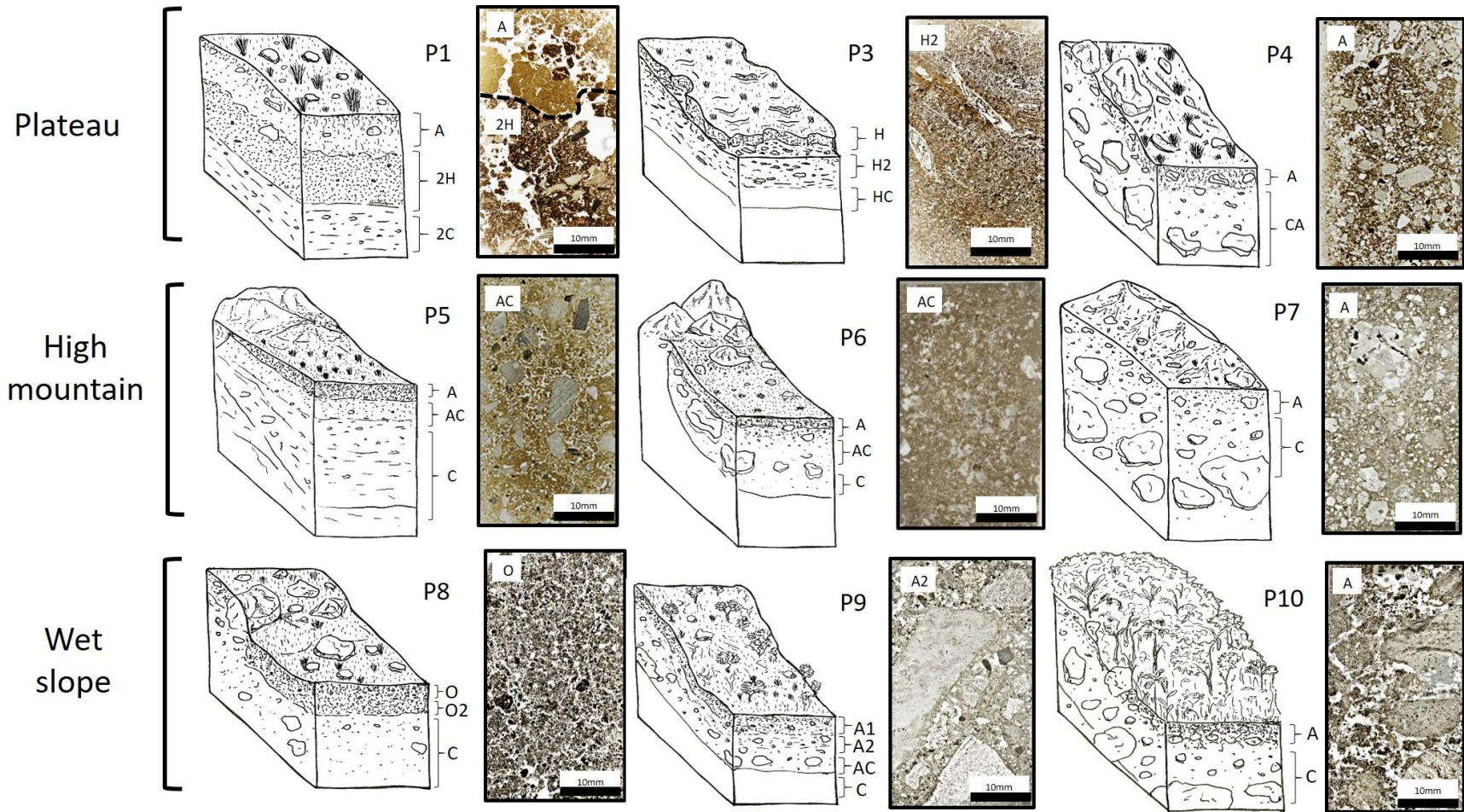


Figure 3. Representation of the pedoenvironments and sections of main soil features

Table 2. Description of basic organic components in the Bolivian Plateau sector

Profile	Horizon SSS (2014)	Depth	Humus form	Microstructure and porosity	Organic components	Pedofeatures
P1	A	5-40	Moder	Subangular blocks, moderate to well-developed with moderate pedality, macroaggregated peds accommodated to flat pores in cracks, channels, and cavities	Residues: > 2% hyphae, sticks and roots mainly of monocotyledonous (Festuca sp.), Preserved to moderate, elongated, circular, dark red yellow, Parenchymatous structure, elements of vessels etc. Fabrics: 1% thin cells yellow to light yellow moderate to slightly moderate; Fine material: 70% well preserved amorphous material of brown color, 5% of scoring.	
	2H	40-90	Moder	Crumbs to granular (<200µm) with medium separation and packing pores	Residues: 2-5% Talos and roots mainly monocotyledonous (Festuca sp.), Preserved to moderate, elongated, circular, dark red yellow, Parenchyma structure, vessel elements etc. Fine material: 70% well preserved amorphous material brown to black	Excrements of 100-150 µm
	O	0-5	Moder	Granular microstructure, dense smooth and wavy spheroidal aggregates, packaging pores and biological channels		
P2	Ah	5-25	Moder	Granular and lenticular microstructure, dense smooth and wavy spheroidal aggregates, packaging pores and biological channels	Residues: > 2%> 100µm Thin, well preserved, elongated, dark yellow, parenchyma Fine material: cells up to 100 µm poorly preserved and brownish color, Plectenchymae: <0.5%	Droppings: 10 -40 µm, well preserved amorphous material
	AC	25-35		Complex microstructure: Material cavity of wells with material filling with moderately separated granular microstructure. Basic microstructure of coated grains	Residues: > 2%> 100µm, well preserved, elongated, dark yellow, parenchyma Fine material: cells of up to 100 µm poorly preserved and brownish color	Droppings: 100 µm, well preserved amorphous material
P3	H2	40-75	Anmoor	Complex microstructure: 70% Laminated spongy microstructure composed of plant fragments in different degrees of decomposition and 20% moderately separate granular microstructure and 10% mass microstructure, porosity of striae, biological channels and chambers. Orientation in fibric material	Residues: > 50% > 50 µm, roots, well preserved, elongated, yellow and dark red, parenchyma. Tissues: roots <1% 300 µm poorly preserved, lignified roots <2% Fine material: cells up to 100 µm, with thin cell walls,> poorly preserved and brownish color, 60% of well preserved amorphous material of dark red and black color. Punctuations: 5% on organic amorphous material	Droppings: 100 µm, well preserved amorphous material Droppings: few, well preserved, structure mass.
P4	CA	32-47	Moder	Massive microstructure with amorphous composition and fissural pores with C cracks and subangular to angular blocks with biological channels and filled channels and moderate cracks, filled fine mass channels	Fine material: Well preserved amorphous brown material in A and more oxidized in C Organic pigments: Dark pigments present in several rock fragments, incipient to moderate impregnation	Droppings: 50 µm coalesced filling channels

Table 3. Description of basic organic components in the High Mountain sector

Profile	Horizon SSS (2014)	Depth	Humus form	Microstructure e porosity	Organic components	Pedofeatures
P5	AC	5-35	Moder	Granular microstructure compound packing porosity, chambers and biological channels and fissural microstructure and with textural porosity, simple packing pores	Fine material: Predominantly homogeneous amorphous material very variable from light to dark brown	Droppings: few 60µm, Fine material strongly associated with the minerals of the fine and coarse sand fraction,
P6	A	20-50	Moder	Microstructure in subangular blocks and granular microstructures with composite packaging pores, porosity in cavities	Residues: <1% 120 µm roots, well to moderately preserved, dark yellow, parenchyma Fine: cells up to 100 µm poorly preserved and light brown and dark brown, <0.5%, well preserved amorphous material, punctuations on plant tissues	Droppings: sub rounded 10 -40 µm
P7	A	0-10		Microstructure massive 85% and subangular blocks with porosity as cracks and chambers	Residues: <1% 100 µm roots, moderately poorly preserved, dark yellow and parenchyma cells <0.5% Fine: amorphous material with a greyish color <0.5% and rare fragments yellow dark yellow, pontuactions on plant tissues	Silt cappings

Table 4. Description of basic organic components in the Wet Slope sector

Profile	Horizon SSS(2014)	Depth	Humus form	Microstructure and porosity	Organic components	Pedofeatures
P8	O	10-30	Moder	Granular microstructure, 100 to 400 µm pores with packing pores at 80%	Residues: 1%> 200µm, stalks and roots, monocotyledonous (<i>Festuca</i> sp.), Slightly to moderately preserved, elongated and circular, dark red, parenchyma, cortex Tissues: cortex, parenchyma cells 100 to 300 µm poorly preserved <1% red dark to dark, Lignified: Sclerenchyma cells, Phlobaphene 200µm Finematerial: cells of up to 100 µm poorly preserved and brown color, amorphous Phlobaphene material in plant residues	Droppings: 80% 110 to 450 µm, well preserved loose
P9	AC	60-65	Moder	Apedal microstructure with channels filled with spheroidal porous granular microstructure and slightly rough	Residues: Tissues: cortex, parenchyma cells 100 to 300 µm poorly preserved <1% dark red to dark Fine: 2% poorly preserved amorphous material, frequent pigmentation of mineral grains in different sizes	Droppings: 5% 110 to 450 µm, well preserved in general loose
P10	A	5-15	Mull	Subangular blocks in 70% of the fine material and dense and porous granular microstructure of 200 to 400 µm, a microstructure with textural porosity, 350 µm channels, complex packing	Residues: > 5%> 50µm, roots, slightly to moderately preserved, elongated and circular, dark red yellow, parenchyma, cortex Tissues: parenchyma 100 µm poorly preserved <1% dark red to dark, Fine material: cells of up to 100 µm poorly preserved and dark red color, cells with thin walls,protoxylem, amorphous material with few expression, Phlobaphene in plant residues	Droppings: 110 µm, few, poorly preserved

P1 has a discontinuous fabric between H and 2H horizons. In H, the fabric is dense with subangular blocks microstructure, cracks voids and moderate pedality. The subsurface horizons (Cm) of both profiles (P1 and P2) have fragipan (Cryogenic), that influence the soil moisture regime. P3 is under both acidic and acidic conditions (pH 3.9), and this humus was classified as Fbrimoor. In the OF horizon there is a predominance of laminar plant with organic material little decomposed, dense fabric and fissure channels.

Profiles at High Mountain occurs above 4750m. The climatic conditions (cold and windy) define the vegetation that assumes the physiognomy of Páramo (P6) and Wet Tundra (P7), in the heights above 5000m. Therefore in this zone the soils express contrasting conditions in the formation of organic horizons and organomineral horizons. The profiles P5 and P6, with Puna and Páramo vegetation respectively, have shallow superficial OL horizons (<5cm), being absent in P7. In P5 the OH horizon is developed (30 cm) and defined as Hemimoder (Figure 4 P5), in profiles P6 and P7 the horizons OF and OH are absent, presenting horizon A: maA (biomacrostructure) and sgA (single grain), respectively. P7 has a complex microstructure with textural and spheroidal porosity. In the P5 profile the microstructure is predominantly granular with composite packing porosity (Figure 4 P5), chambers and biological channels and fissural microstructure with textural porosity. There is a reasonable contribution (<5%) of mesofauna excrement (Enchytraides) at P5 (10-50 μm) and P6 (up to 100 μm).

From the elevation 4750m towards the humid slopes that form the Zongo River, there is a strong environmental gradient. Downward slope there are phytophysionomies changes, increasing size as there are wetter and warmer. Resulting in a sequence of environments: Wet Puna/Paramo (P8), Wet Scrub (P9) and highland tropical forests (P10). In the P8 profile, Hemimoder (Figure 4, P8) forms correlate the profiles P1 and P2, with OL, OF and OH horizons, with a spherical granular microstructure dense and porous, loose or coalesced with pores of packing. The profile is at the foothills with strong wavy

that allowed the accumulation and the thickness 45cm of the OH horizons. Analogous to the P2 and P3 profiles of the high plateau the OH2 horizon at P8 appears to be residual from Holocene bogs (Senra et al. 2019), when these extended over a higher base level.

Subsequent profiles (P9 and P10) were collected in slope conditions with mountainous relief and steep slope. The P9 profile, with Scrub vegetation, presents OL horizon horizons (5cm) and maA and meA and the P10 has horizons OL (5cm) OH (10cm) and maA and meA horizons. Although the little depth there is a gradual increment of the rate of deposition and decomposition of the vegetal material, therefore they mark the transition between humid of the type Moder and Mull.

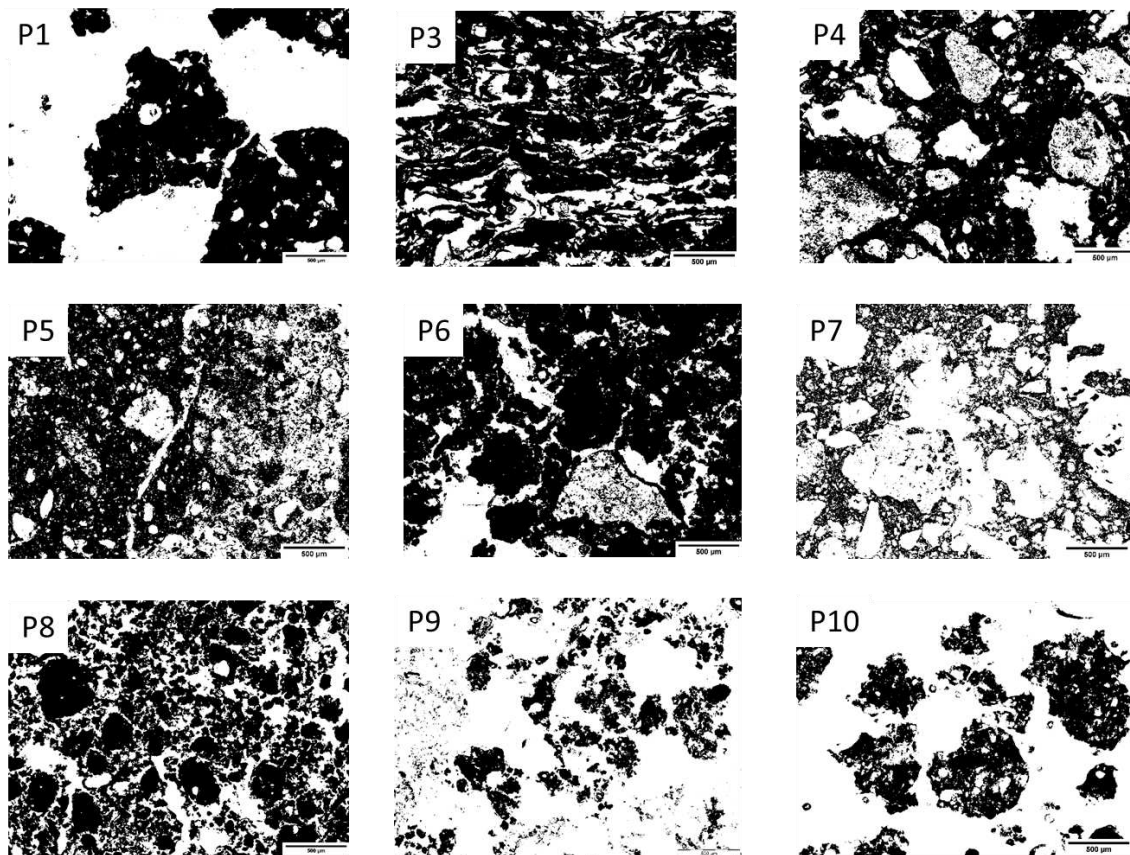


Figure 4. Main structures. P1: Strongly clustered granular microstructure, complex packaging pores; P3: Lamellar spongy microstructure P4: Loosely developed subangular blocks with organic micromass and closed porphyric distribution; P5: Hor AC Loosely separated and aggregate subangular blocks; P6: Moderately aggregated subangular microstructure P7: Massive structure

with biological pores P8: Granular microstructure with packing voids P9: Random loose granular microstructure P10: Granular microstructure grouped.

3.3 Excrements and biological activity

According to Kooistra (2015) the features induced by biological activity can be divided into (i) excrement and products, (ii) channels and (iii) in fillings. In the profiles P1 (2OH), P2 (OH), P5 (zoA) and P8 (OH) highlight a considerable contribution (> 5%) of excrements in varied sizes (50-2000 μm), spherical to elliptical forms. These features denote contribution of meso and macrofauna (4-200mm) mainly of mites (Oribatid) and enchytraeids, secondarily worms, arthropods and fungi. They are the main agents in the construction of the humus mull in the respective horizons, in general microstructure is spheroidal subrounded granular with porosity of simple packing. These excreta are common features in the P6 profile, but with less expression (<5%), usually in pore infillings (Figure 6) of 500 μm thickness.

In P3, there was a reduced occurrence of excrements (<1%) with sizes up to 100 μm , with subangular forms, identified as macrofauna, mainly mites and enchytraeids. However, the aquatic and acidic conditions of the profile are expressed with higher activity of bacteria and fungi. P7 has low biological activity due to low temperatures and predominantly mineral composition with low OM content, without excrement occurrence. In profiles 9 and 10 there is an increase in size of biological aggregates (500 μm) with subrounded shapes with textural composition, features related mainly to some earthworm casts.

3.4 Organic components

The description of the coarse organic components refers to the conserved plant fragments which allows the tissue or organ of origin to be recognized. Thus an anatomical

stratification between the plant parts and the different degrees of decomposition of each material was possible. The contribution of the coarse components is a direct consequence of the contribution of vegetation, both of aerial part and in the rhizosphere, fungal hyphae and some eventual contribution of animal remains. Therefore it is inherent to the life cycle of each species of the biological community in each sector. The composition of the Bolivian Plateau vegetation is poor diversified, with variations in the density and disposition of the species. In general, this vegetation is herbaceous, composed mainly of grasses of the genus *Festuca* interspersed by a matrix of mosses (*Sphagnum*) and small plants (<5cm), monocotyledonous and dicotyledonous. The thick components are formed by large clusters of cortex cells, structures of the endodermis and conductive tissues (Xylem and phloem) that mainly comprise roots.

In the soils of the Bolivian Plateau these components are present in different degrees of alteration, type of deformation and coloration, reflecting the low biological activity and restricted geochemical conditions such as generalized acidity and low oxidation potential (P3). The rhizosphere in all cases is limited to the superficial layers with medium and abundant roots up to 50 cm deep, with few exceptions. The components in each profile are described in Table 1. The coarse material is the main organic component in P7 (5020m) occupying structural pores and constructing biological pores.

The fine organic components are present in all the profiles, in the O horizons and in most of the A horizons, where they mainly mark processes of illuviation and bioturbation. They present several origins that indicate the formation condition in the profile and its agents. They can be the direct result of the decomposition of the coarse components, products of fungal and bacterial origin or also present themselves as by-products of the decomposition of the preformed aggregates, in these cases they appear as agglomerates linked by fine components. The low frequency of thick fungal constituents is due to the fragility of these decomposition structures (Babel 1975), even under adverse conditions of

pH and hydromorphism. The coloration of some amorphous entities indicates production of phlobaphene, mainly in P10 where the forest phytophysiology has more lignin. In several profiles there is occurrence of fine material in the form of punctuations within the mineral matrix and can occupy up to 1%.

3.5 ¹⁴C Radiocarbon dating

The results of carbon dating (Table 1) show horizons ranging from 6080 to 1070 years (BF), with a margin of error of ± 30 years (Senra et al., 2019). In the P1 profile, they were dated to the OH horizon (35cm) and the base of the horizon 2OH (50cm), serving as a reference for the OH horizons and the buried horizons, in the Bolivian Plateau sector in general. The dating of the base showed 1070 years (BP), marking the beginning of the formation of the OH horizon, while its base has 3.520 years (BP), a difference of 2450 years. This age corresponded to the dating made at the base of the OH horizon (20cm) in the P2 profile, which was 2350 years (BP). There is, therefore, a correlation between the chronology of formation with the discontinuity described in item 3.4 for the OH and 2OH horizons. In the wetland sector, the OH horizon of the P8 profile was dated 6080 years (BP).

4. Discussion

Throughout the terrestrial pedosphere, the participation of organic matter in the genesis of ecosystems is sublime, from polar latitudes to the equator, from sea level to the top of the high mountains. Thus, environments with climatic extremes have their ecological functionality from the dynamics of organic matter. In this transect of the Cordillera Real the understanding of the pedogenesis from the micromorphological analysis of the organic matter and its dynamics was better understood given the fabric variations observed in the

organic and organomineral components. Due to the strong organic presence in these soils the pedality is expressed mainly by the fabric of the humidified material.

The description of the types of humus in horizons A indicates specific processes of melanization, podsolization and paludization. The pedological architecture, in general, is polygenetic in nature, including truncated paleohorizons, but the surface horizons are correlated to the conditions. However, depending on the intensity of bioturbation, isotropic and anisotropic, there is a change in the morphology and may mask the pedofeatures. In addition, the organization of surface horizons (current) is induced by climatic factors, but mainly by local and biological factors.

Organic components are difficult to describe because in many cases coloration, morphology and texture are criteria that change greatly with the type of humification (Stoops 2013). Initially, the material was classified objectively according to the criteria of description (FAO 2006 and SSS 2014) followed by more specific criteria according to the classification proposed by Zanella (2018), a system in the form of a taxonomic key that goes beyond basic classification criteria. Micromorphological descriptions were made mainly for surface horizons (O) and sub-surface horizons (A). Although humus types were well defined since Kubiena (1953), and well exploited by the adopted classification system, there was difficulty in including transitional humic forms between Moder and Mull.

The thickness of the organic horizons shows conditions of maintenance of the organic matter in detriment to its decomposition. There is, therefore, a mismatch between biomass production and degradation that becomes even more pronounced by analyzing the low primary production of the vegetation. This effect can be explained by several factors such as low temperatures, dystrophic environments and complexation, mainly Fe and Al (Benites et al 2001). Thick horizons with large amounts of excrement do not necessarily mean large biological activity. On the other hand, the organic soils fabric can be built and stabilized by biological activities (Babel 1975). The analysis of the

microstructures of biological nature shows a aggregation state of the excrements, agglutinated by amorphous material that promote protection and stabilization. Degradation of the excreta may be followed by the thickening of the fine material, from a granular fabric to a fine and dense fabric (Babel U., 1975). There is also the climatic effect of tropical latitudes that provides little climatic seasonality, mainly amplitude of solar radiation and temperature, providing photosynthetic activity throughout the year in permanent snow free areas. This factor contrasts with primary productivity in high mountain environments at higher latitudes.

The acidic conditions, high aluminum saturation and low base saturation are generalized in all environments, but the climatic sequence in the transect provides transitions between humus types. On conditions of limited aeration and low pH the decomposition of OM is reduced and dominated by bacteria, microfauna and fungus, resulting in the formation of peat, humus anmor or mor (Babel 1975, Kooistra M.J & Pulleman 2010). In drier and less acidic conditions moder and mull humus are formed with greater influence of the meso and macrofauna of the soil. At the eastern end of the transect, under cover of forest, epieutrophism and greater biological activity is mull humus. This activity is corroborated by the occurrence of large excreta (400 μm) and degraded parts due to high biological activity. Considering that only the surface horizons of the high plateau are predominantly in mor and moder types, exceptions are the hydromorphic horizons (P3) in sulfated zones that present anmor humus. The yellowish coloration and the preserved state of the coarse residues (Figure 1, P3) occur as a function of redox and acidic conditions, with precipitation of amorphous oxides and sulfides in the organic residues, consequently low biological activity and few excrements, usually associated with mites.

There is a contrast between the buried horizon (2H) at P1 and the H horizon but a similarity of structure between it and the H horizon at P8. In this profile, a granular

microstructure was described, similar to that found in 2H of P1, although it was in agglutinated forms and with a higher percentage of amorphous material indicating greater degradation by non-zoogenetic agents, in succession to the mesofauna agents. This similarity analyzed and ^{14}C age suggests a model of formation of these peat bogs during the Holocene Climatic Optimum by process of paludization. It is assumed, therefore, that during this period the extension of the bogs was increased, under milder conditions, greater saturation by bases and possibly greater activity of macrofauna, mainly earthworms. The isotopic composition of C (-24.9) shows a composition of predominantly C3 plants or mosses. This high value indicates a contrast with the present vegetation, a graminoid field with monocotyledons (*Festuca* sp.), corroborated by the anatomical identification of the thick vegetal material, in the superficial horizons, typical of this botanical group.

This transition of horizons along the transect is a didactic demonstration of the possible effects that climatic changes will promote, changes mainly in biological activity with direct consequences in the transformation of organic material (moder to mull) and succession of vegetation, except for the limitations imposed by topography.

The organomineral features show stabilization of the MO with mineral association, demonstrated in the non-illuvial cappings, which are possibly the result of the distribution of the organic pigments or amorphous organic matter during the drying and wetting cycles (Stolt and Lindbo, 2010).

5. Conclusions

The climatic gradient along the studied transect coincides with an environmental gradient where the transitions in the humus type are evidenced by the microstructures of

the superficial horizons and caused mainly by the differentiation of the vegetation type and excrements of the associated soil fauna.

High tropical mountain environments are important reserves of carbon in the soil. The beginning of the carbon accumulation refers to the Holocene Climatic Optimum, being a climate-dependent reserve in apparent imbalance as the current conditions of global warming.

The classification of the humified material assisted by the analyzes of micromorphology can bring greater clarity as to the quality of the organic components and of the fauna involved mainly when to biological features such as excrement.

6. Bibliography

- Babel, U., 1975. Micromorphology of soil organic matter. In: Giesecking, J.E. (Ed.), Soil Components, Volume 1, Organic Components. Springer-Verlag, Berlin, pp. 369– 473
- Benites, V.M., Schaefer, C.E.G.R., Mendonça, E.S., Neto, L.M., 2001. Caracterização da matéria orgânica e micromorfologia de solos sob campos de altitude no parque estadual da serra do brigadeiro (MG). 2001 Revista brasileira de Ciência do solo, 25: 661-674
- Bockheim, J. G., Balks, M. R., & Mcleod, M., 2006. ANTPAS Guide for Describing , Sampling , Analyzing , and Classifying Soils of the Antarctic Region. *Earth*, (October 2015).
- Boixadera, J.; Antúnez, M.; POCH, R. M., 2008. Soil evolution along a toposequence on glacial and periglacial materials in the Pyrenees Range. In: KAPUR, S.; MERMUT, A.; STOOPS, G. (Ed.). New Trends in Soil Micromorphology. Berlin: Springer, 2008. p. 39-65.

- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T.,
Babel, U., 1985. Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research
Publications, Wolverhampton.
- Brewer, R., 1976. Fabric and mineral analysis of soils. Huntington, New York:
Robert E. Krieger Publications Co.. 482p.
- Christie, D. A., Lara, A., Barichivich, J., Villalba, R., Morales, M. S., &
CUQ, E., 2009. El Niño-Southern Oscillation signal in the world's highest-elevation
tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeography,
Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 309–319.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>
- FAO, 2006. Guidelines for Soil Description, 4th ed. FAO, Rome.
- Garreaud, R. D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in
Geosciences*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Hribljan J.A., Suarez E., Bourgeau- Chavez L.,..., 2017. Multidate,
multisensor remote sensing reveals high density of carbon-rich mountain peatlands
in the páramo of Ecuador. *Glob Change Biol.* 2017;23:5412–5425.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13807>
- IUSS Working Group, W.R.B., 2014. World Reference Base for Soil Resources
2014. International soil classification system for naming soils and creating legends
for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106FAO, Rome.
- Josse, C., G. Navarro, P. Comer, R. Evans, D. Faber-Langendoen, M.
Fellows, G. Kittel, S. Menard, M. Pyne, M. Reid, K. Schulz, K. Snow, J. T. , 2003.
Ecological Systems of Latin America and the Caribbean: A Working Classification
of Terrestrial Systems. *NatureServe*, 1–47.

<https://doi.org/10.1146/annurev.anthro.30.1.227>

- Kooistra, M.J., 1991. A micromorphological approach to the interactions between soil structure and soil biota. *Agric. Ecosyst. Environ.* 34, 315–328. [http://dx.doi.org/10.1016/0167-8809\(91\)90117-g](http://dx.doi.org/10.1016/0167-8809(91)90117-g).
- Kooistra, M.J and Pulleman, M.M 2010 Features Related to Faunal Activity
Features In Stoops, G Marcelineo, V and Mees F Interpretation of
Micromorphological Features of Soils and Regoliths Elsevier, Oxford. 397-418
- Kubiëna,W.L., 1955. Animal activity in soils as a decisive factor in establishment of Humus forms. In: Kevan, D.K.M. (Ed.), *Soil Zoology*. Butterworths, London, United Kingdom, pp. 73–82.
- Kubiena, W. L.,1938. *Micropedology*. Ames: Collegiate Press. 243 p.
- Navarro, G., 2006. *Leyenda Explicativa De Las Unidades Del Mapa De Vegetacion De Bolivia a Escala 1:250 000*, 62.
- Ponge, J.-F., 2003. Humus forms in terrestrial ecosystems: a framework to biodiversity. *Soil Biol. Biochem.* 35, 935–945. [http://dx.doi.org/10.1016/S0038-0717\(03\)00149-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00149-4).
- Ponge, J.-F., 2013. Plant-soil feedbacks mediated by humus forms: a review. *Soil Biol. Biochem.* 57, 1048–1060. <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.07.019>.
- Ponge, J.F., Sartori, G., Garlato, A., Ungaro, F., Zanella, A., Jabiol, B., Obber, S., 2014. The impact of parent material, climate, soil type and vegetation on Venetian forest humusforms: a direct gradient approach. *Geoderma* 226, 290–299.
- Santos, R. D. et al. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 5a ed.
Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005

- Senra, E. O., Schaefer, C.E., Corrêa, G.R., Group D.F., Reis J.S., Francelino M.R.,
2019. Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the
Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes. *Catena* 178, 141-153.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12th ed. USDA-Natural
Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Stolt, M., Lindbo, DL., 2010 Soil organic matter. In: Stoops G, Marcelino V,
Mees F (eds) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*.
Elsevier, Amsterdam, pp 369–396
- Stoops,G, 2003. *Guideline for the Analyses and Description of Soil and Regolith
Thin Sections*.SSSA. Madison, 2003
- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., editors, 2010. *Interpretation of
micromorphological features of soils and regoliths*. Amsterdam: Elsevier.
- Sugaki, A., Deno, H., Kitakaze, A., Hayashi, K., Shimada, N., Kusachi, I.,
& Jines, O. S. A. N., 1985. *GEOLOGICAL STUDY ON THE ORE DEPOSITS
IN THE LA PAZ DISTRICT , BOLIVIA* Andes in Bolivia .
- Zaiets, O., Poch, R.M., 2016. Micromorphology of organic matter and humus in
Mediterranean mountain soils. *Geoderma* 272, 83–92. [http://dx.doi.org/10.1016/j.
geoderma.2016.03.006](http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.03.006).
- Zaiets O.,Poch M.R., 2017.Use of Micromorphology for humus characterization
and alsssification in some mediterranean calcareous soils. *Applied Soil Ecology*
<http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2017.09.016>
- Zanella,A., Ponge, JF., Jabiol, B, Sartori, G, Kolb, E, Bayon, RC.,
Gobat JM., Aubert, M., Waal,R. Delft, B.V., Vacca, A., Serra, G., Chersich, S.,
Andreetta, A., Köll, R., Brun, J.J., Cools, N., Englisch, M., Hager, H., Katzensteiner,

K., Brêthes, A., Nicola, C., Testi, A., Bernier, N., Graefe, U., Wolf, U., Juilleret, J, Garlato, A, Obber, S., Galvan, P., Zampedri, R., Frizzera, L., Tomasi, M., Banas, D., Bureau, F., Tatti, D., Salmon, S., Menardi, R., Fontanella, F., Carraro, V., Pizzeghello, D., Concheri, G., Squartini, A., Cattaneo, D., Scattolin, L., Nardi, S., Nicolini, G., Viola, F., 2018. Humusica 1, article 5: Terrestrial humus systems and forms — Keys of classification of humus systems and forms. Applied Soil Ecology 122 pag75-86 <http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2017.06.012>

Zanella, A., Waal, R., Delft, BV, Ponge, JF. , Ferronato, C., Nobili, M., Bayon, RC , Andreetta, A, Kõlli R. 2018 Humisca 2, article 10: Histic system and forms – Key of classification. Applied Soil Ecology 122 pág 154-161 <http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2017.06.035>

Parfitt, R.L., Kimble, J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. Soil Sci. Soc.Am. J. 53, 971–977.

Parfitt, R.L., Furkert, R.J., Henmi, T., 1980. Identification and structure of two types of allophane from volcanic ash soils and tephra. Clay Clay Miner. 28, 328–334.

Artigo 4

Monitoramento pedoclimático em alta montanha Andina em latitudes intertropicais (Bolívia e Peru)

Eduardo Osório Senra^a, Carlos Ernesto G. R. Schaefer^{a*}, Roberto Michel^b, André Thomazini^a, Marcio Rocha Francelino^a

^aDepartamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Av. PH Rolfs s/n, Viçosa, 36570-000, MG, Brazil. senra.eduardo@gmail.com, carlos.schaefer@ufv.br

^bUniversidade Estadual de Santa Cruz

Resumo

Os regimes pedoclimáticos em ambientes de alta montanha, próximos à linha de neve, são diferentemente afetados ao longo da extensão latitudinal da Cordilheira dos Andes. O objetivo do trabalho foi comparar o comportamento pedoclimático de dois solos dos Andes Centrais, em diferentes latitudes porém em condições fisiográficas semelhantes. Os sítios de monitoramento estão em uma mesma altitude (4800m), declividade e face de exposição. O monitoramento foi conduzido em perfis de solo na Cordilheira Branca (P1, 9^o Sul), Peru, e outro perfil na Cordilheira Real (P2, 16^o Sul), Bolívia. Dados horários para temperatura do solo (5, 10, 30, 50, 80 cm), da umidade (10, 30, 50, 80 cm) e temperatura do ar (100 cm acima da superfície do solo) foram coletados continuamente ao longo de 4 anos em P1 e 9 meses em P2. Os dois solos foram classificados como Entisols, com regime cryic de temperatura até 80 cm de profundidade e sem evidências de permafrost atual, apesar de evidenciar feições criotúrbicas, periglaciais. O comportamento térmico e hídrico dos solos foi afetado pela morfologia, precipitação e climas locais. Solos com contribuição de material grosseiro (>2 mm) mostram maior condutividade térmica, enquanto matéria orgânica e maior percentagem de argila possuem um efeito tampão na variação da temperatura. O sítio peruano (P1) possui maiores temperaturas médias e máximas, com uma isothermalidade forte, consistente com sua latitude mais baixa. Na Bolívia (P2) os valores de temperaturas médias e mínimas são menores, com uma sazonalidade térmica mais pronunciada ao longo da série temporal. No P2 há uma estiagem hídrica mais evidente entre os meses de maio e setembro, porém o P1 possui

maiores variações diárias. O P2, no sopé da encosta, possui maior profundidade do solum, maiores teores de argila e maior aporte de matéria orgânica enquanto P1, no topo, com vegetação esparsa, é raso e possui maior contribuição de materiais grosseiros (>2mm). Portanto as diferenças locais do terreno, como situação na encosta e cobertura vegetal, afetam os regimes pedoclimáticos e conseqüentemente o intemperismo. Em ambos os locais a análise do padrão térmico periglacial é muito distinto dos observados em regiões de latitudes elevadas.

Palavras chave: Andes Tropical, Permafrost, Camada ativa, Regime térmico, Regime hídrico.

1. Introdução

Zonas periglaciais de alta montanha intertropicais compõem um dos mais importantes e frágeis compartimentos da criosfera, principalmente em cenários de variações climáticas. Diversos glaciares das zonas intertropicais da Cordilheira dos Andes estão em processo acelerado de retração, ou mesmo já foram extintos (Rabatel et al., 2013; Ramírez et al., 2001). O permafrost, atualmente existente nessas áreas, é quase sempre uma herança de regimes climáticos distintos dos atuais, revelando que podem estar em desequilíbrio, principalmente em condições de aquecimento global acelerado. Diversos compartimentos da paisagem periglacial estão conectados ao permafrost, como lagos, glaciares rochosos, morainas, faces congeladas, glaciares suspensos (French, H. M., 2007, Gruber S. & Haeberli W., 2009), portanto a degradação desse elemento tem o potencial de desregular o balanço hidrológico e disparar eventos desastrosos como avalanches rochosos e movimentos de massa.

O macroclima é preponderante sobre as características locais e nas condições que definem o pedoclima em alta montanha. Secundariamente os fatores locais modulam o balanço térmico do solo (Black, 1976). Sob o foco ambiental a camada ativa é responsável pelas dinâmicas ecológicas mais perceptíveis, como trocas gasosas, fluxo hidrológico, colonização da vegetação, estabilidade de compartimentos geomorfológicos, etc (Francelino et al., 2011; Thomazini et al., 2016). A espessura desta camada é muito variável, sendo influenciada principalmente pela presença de permafrost, da latitude, da temperatura do ar, da cobertura de neve, da orientação da vertente e do conteúdo de

água do solo. Bockheim (1997) aponta o albedo de superfície, também como um fator de grande importância nas propriedades e espessura da camada ativa. Segundo o autor, solos superficialmente escuros tem menor albedo, maior temperatura do solo, do que solos superficialmente claros.

Comparativamente às regiões polares (Ártico e Antártica), onde há extensa bibliografia sobre o regime térmico dos solos afetados por permafrost, pouco se conhece sobre as condições pedoclimáticas de alta montanha intertropical, onde os efeitos de mudanças climáticas são muito mais expressivos com impacto humano direto. Entretanto o comportamento pedoclimático dos solos de alta montanha é conduzido por uma gama de fatores extremos e dificilmente monitorados. O objetivo desse trabalho foi avaliar e comparar o comportamento pedoclimático em dois sítios localizados em diferentes latitudes dentro da faixa intertropical da Cordilheira dos Andes.

2. Material e Métodos

2.1. Área de estudo

A área de estudo compreende dois sítios de monitoramento pedoclimático, um na Cordilheira Branca (CB), Peru, e outro na Cordilheira Real (CR), Bolívia (Figura 1). CB está localizada no centro leste do Peru, no estado de Ancash. A extensão latitudinal vai de 8° a 11° S e longitudinal de 77 a 78° W. CR está localizada ao Norte de La Paz, capital da Bolívia. Com extensão latitudinal vai de 15° a 17° S e longitudinal de 68° a 67° W.

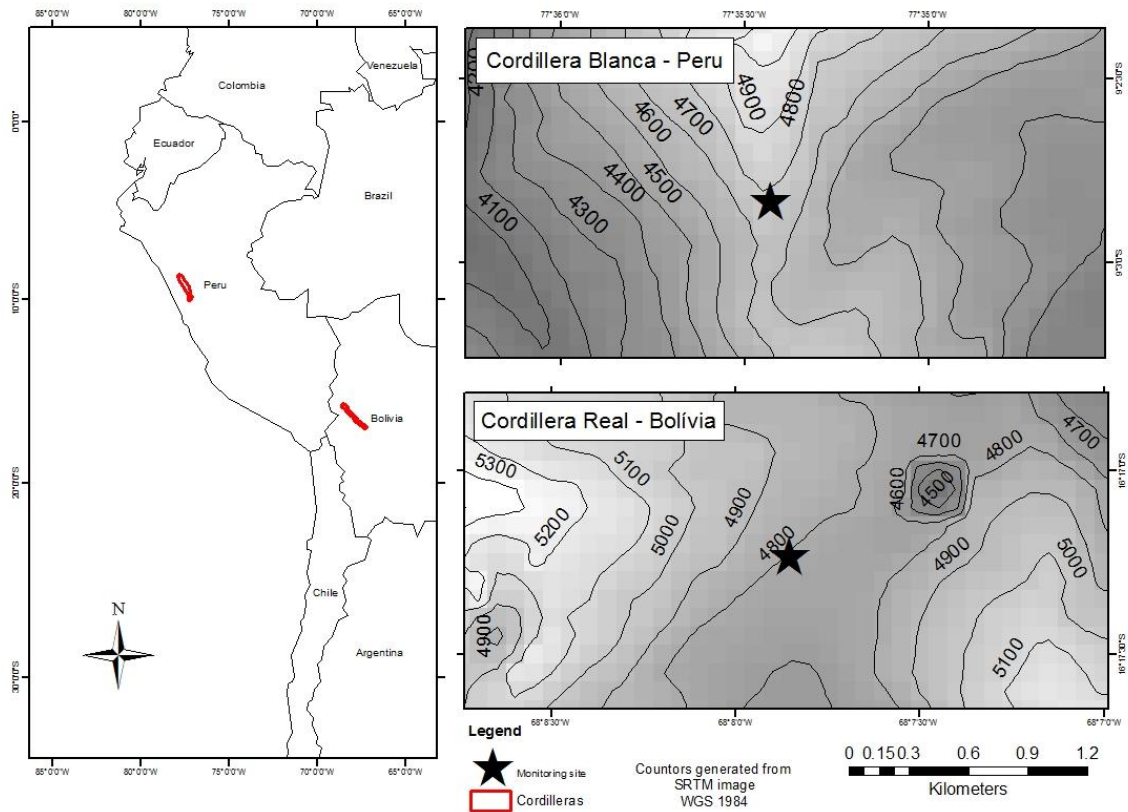


Figura 1. Localização da área de estudo

Na CB a precipitação média anual nos setores mais elevados alcança 1.100 mm (INRENA, 2003) com temperatura média anual de 3^oC na faixa de 4000 a 48000 metros de altitude (Silverio, 2003). O regime é considerado isotérmico, com pouca variação anual da temperatura. Porém, em função igualmente da latitude quase equatorial, há uma forte variação diária na temperatura (INRENA, 2003). O regime de precipitação é bem sazonal, com período úmido entre outubro e abril e uma estação seca entre maio a setembro.

A CR representa o limite geográfico entre o Altiplano, a oeste, afetado pela Diagonal Árida (Christie et al., 2009), e a vertente amazônica a leste, onde dominam as massas úmidas provenientes das terras baixas da Amazônia, fruto da Zona de Convergência Intertropical (Garreaud, 2009). A estação seca vai de março e agosto. Nas

cotas mais elevadas (4800 – 5100 m), próximo à linha de neve permanente a precipitação média anual é de 700-900 mm e a temperatura média do ar 3°C (Wagnon et al. 1999), portanto mais seca que no sítio peruano da CB.

Os locais monitorados foram escolhidos com base em semelhanças fisiográficas, mesma face de exposição, declividade local, altitude e características pedogeomorfológicas (Figura 2 e Tabela 1). O perfil coletado na CB (P1) está na vertente sudeste da montanha Yanapaccha (5460m). A superfície do solo é extremamente pedregosa com uma vegetação rarefeita, muito esparsa (Roquedal), em pequenas almofadas ocupando bolsões e estrias onde há concentração de material fino. O perfil coletado na CR (P2) está localizado também a 4800m, na vertente sudeste da montanha Huayna Potosi (6088m). A vegetação é mais adensada, formando carpete herbáceo contínuo, com aproximadamente 3 cm de espessura, caracterizada como Puna úmida Andina (Navarro, 2006).

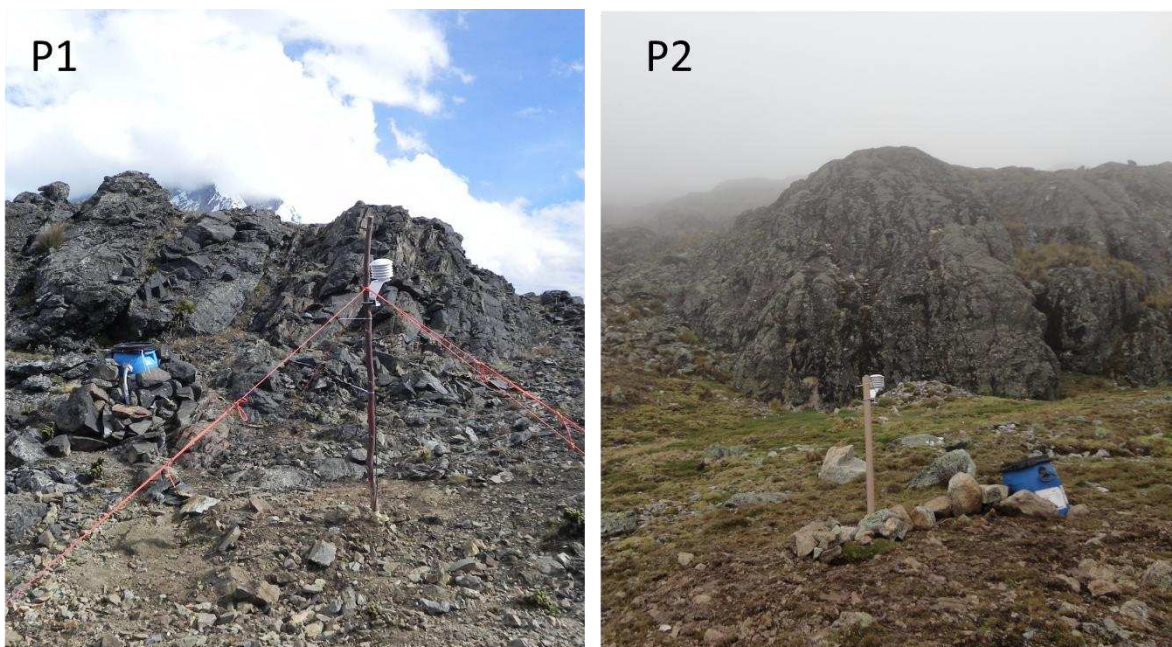


Figura 2. Fotos ilustrativas dos locais: P1 Cordilheira Branca e P2 Cordilheira Real

Tabela 1. Caracterização geral dos perfis

Perfil	Coord.	Altitude (m)	Face	Situação	Litologia	Geologia	Decliv.	Vegetação	Precip. anual (mm)
1	77°35'25.63"O 9° 2'49.75"S	4835	Southest	ombro topo	Till	Granodiorito	5%	Roquedal	900
2	68° 7'51.19"O 16°17'13.79"S	4800	Southest	meia encosta	Coluvio	Granodiorito	5%	Puna	800

2.2. Coleta de solos

Em cada local um perfil de solo foi morfológicamente descrito e coletado de acordo com Bockheim et al.(2006) e Santos (2006). Para a calibração dos sensores CS616 foram coletadas 2 amostras indeformadas em P2 a duas profundidades (20cm e 50 cm), utilizando um tubo de PVC com 100mm de diâmetro e 50 cm de comprimento.

2.3. Análises

O material coletado foi seco ao ar e peneirado para extrair a terra fina seca ao ar (TFSA <2 mm). Posteriormente foram encaminhados ao laboratório de análises de solos do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. Onde foram realizadas análises químicas e físicas, de acordo com EMBRAPA (1997) e SSS (1996):

2.4. Análises Químicas

O fósforo disponível, potássio e sódio, foram extraídos através do método Mehlich-1 (HCl 0,05 M + H₂SO₄ 0,0125 M, relação solo:extrato 1:10). O Fósforo, Potássio e Sódio foram determinados através de fotômetro de chama. O Cálcio, Magnésio e Alumínio foram extraídos com solução de KCl 1 M e determinados através de espectroscopia de absorção atômica. A acidez potencial foi determinada por titulometria, com de acetato de cálcio 0,5 M tamponado a pH 7. O pH em água e em KCl (1 mol·L⁻¹) foram determinados potenciometricamente, em suspensão com relação solo:água de 1:2,5. O teor de carbono

orgânico por obtido por oxidação via úmida, com dicromato de potássio em meio ácido com aquecimento (método Walkley-Black). A partir dos dados foram calculados os índices: Soma de bases ($S=Ca+Mg+K+Na$); Capacidade de troca catiônica ($T=S+Al+H$); Saturação por bases ($V\%=100 S/T$); Saturação por alumínio ($m\%=100 Al/(S+Al)$); Atividade da argila = $100 T/\%$ argila.

2.5. Análises físicas

A determinação da percentagem em peso de cascalho (>2 mm) foi realizada para cada horizonte. A análise granulométrica foi realizada via dispersão com NaOH 0,1 mol/l e agitação. As frações areia grossa e areia fina foram separadas por tamisação. A fração argila foi separada pelo método da pipeta e a fração silte obtida pela diferença (Ruiz, 2005). Para identificar descontinuidades litológicas foi usada a relação Areia grossa/Areia fina e também a distribuição da pedregosidade (> 2 mm) (Schaetzl, 1998).

2.6. Monitoramento pedoclimático

Para o monitoramento da temperatura e umidade do solo foi instalado 1 sistema de monitoramento em cada local. Cada sistema é composto por um Datalogger Campbell Scientific® (modelo CR1000), programado para leituras horárias, conectados a 5 sensores de temperatura do solo (modelo 107, Temperature Probe), instalados a 5, 10, 30, 50 e 80 cm de profundidade, e 4 sensores de umidade do solo tipo TDR (Reflectometria por Domínio do Tempo, modelo CS616-L), instalados a 10, 30, 50 e 80cm de profundidade, alimentados por uma bateria 12 Volts do tipo SBS C11 (Hawker), acondicionado em recipiente plástico.

O período de monitoramento em P1 foi de 03/06/2011 a 20/07/2015. Um problema técnico interrompeu a coleta de dados pelo sensor da temperatura do ar a partir de janeiro de 2015 e as dificuldades de campo não possibilitaram a coleta de amostra indeformada

desde perfil para posterior calibração em laboratório. Foi então utilizada a equação fornecida pelo fabricante (Campbell Scientific, 2006). O sensor CS616 tem uma acurácia de $\pm 2,5$ % no teor de umidade volumétrica, quando é utilizada a calibração padrão ($\theta_v = -0,0663 - 0,0063 \cdot \text{tempo} + 0,0007 \cdot \text{tempo}^2$). O tempo é fornecido indiretamente como resposta do sensor em microsegundos.

O período de monitoramento em P2 foi de 23/01/2015 a 21/10/2015. Para calibração dos sensores de umidade duas amostras indeformadas foram coletadas. Em laboratório, as amostras foram saturadas e um sensor CS616 foi instalado em cada uma, formando dois conjuntos. Os tubos de PVC, com drenagem livre e destampados, na medida em que secavam foram pesados e tomadas as leituras correspondentes. Ao todo foram realizadas 7 leituras. Ao final, as amostras foram secas em estufa a 105°C e pesadas novamente para obter o peso do solo seco. Descontou-se o peso do solo seco nas pesagens feitas com solo úmido, obtendo-se o peso de água para cada leitura. Foram geradas duas equações de tendência linear para transformar o sinal temporal da sonda (em microsegundos) em umidade gravimétrica: $\theta_v = 0,014 \cdot \text{tempo} + 0,0956$, $R^2 = 0,9201$, para a camada superficial; e $\theta_v = -0,7136 \cdot \text{tempo} + 23,054$, $R^2 = 0,8808$ para as camadas subsuperficial. A umidade gravimétrica foi multiplicada pela densidade correspondente e assim foi obtida a umidade volumétrica.

A partir do processamento dos dados horários de temperatura e umidade do solo foram calculados 4 parâmetros, segundo Guglielmin et al. (2008): dias de congelamento e descongelamento (DCD), número de dias que possuem temperaturas negativas e positivas com pelo menos um valor maior que $\pm 0,5$ °C; dias de descongelamento (DD), dias em que todas as leituras horárias são positivas e pelo menos uma leitura é mais quente que $+0,5$ °C; dias de congelamento (DC) contabilizando o número de dias em que todas as medições horárias são negativas e pelo menos uma leitura é mais fria que $-0,5$

°C e dias isotérmicos (DI) contabilizando o número de dias em que todas as medições horárias variam somente entre $\pm 0,5^{\circ}$ C. Para descrever o comportamento da temperatura e umidade dos solos foi calculado a diferença entre leituras horárias consecutivas (primeira diferença) e as séries temporais foram decompostas em componentes de sazonalidade e de tendência por suavização ponderada (decomposição adicional). Para processamento dos dados e montagem dos gráficos foram utilizados os softwares R® software (R Development Core Team, 2008) e Excel® (Microsoft Office, 2013). Para comparação dos parâmetros nas duas áreas foi utilizado somente o período de coincidência temporal entre eles (série reduzida), de janeiro de 2016 a julho de 2016, totalizando 7 meses e 72.380 leituras.

3. Resultados

3.1. Caracterização geral

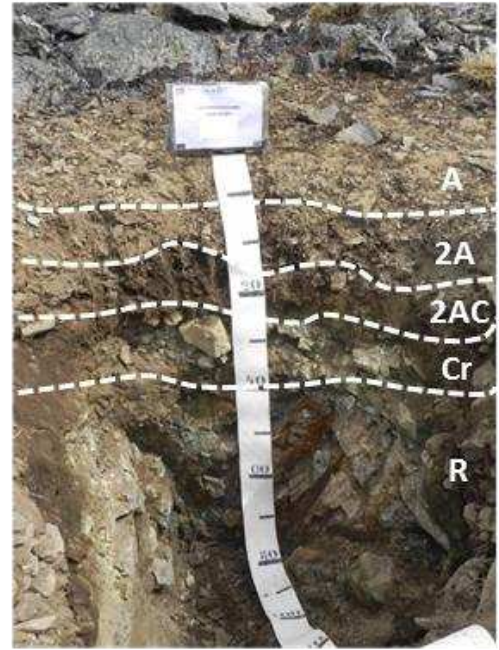
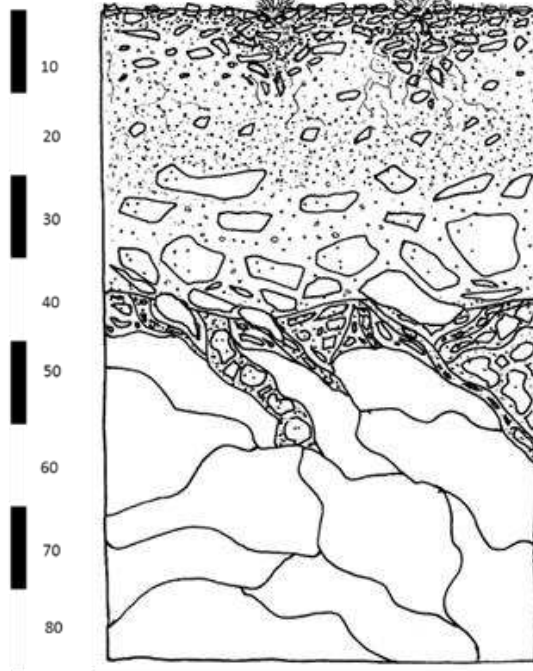
As áreas distam 7° de latitude entre si, ocupam uma mesma altitude e estão sobre uma condição pedogeomorfológica semelhante. As morfologias dos solos denotam processos pedogenéticos incipientes, ausência de horizontes diagnósticos, associados a recente exposição do material em condições de baixas temperaturas (Figura 2). A estrutura em P1 é blocos subangulares, pequena e fraca em 2Ah e 2AC e grãos simples em A e Cr com transição clara e ondulada entre os horizontes. Em P2 há desenvolvimento de grumos no horizonte Ah, e grãos simples em C com transição plana difusa entre Ah e AC. As áreas apresentam rochiosidade elevada e ambos perfis são esqueléticos, com contribuições semelhantes de areia grossa na TFSA (Tabela 2). P1 apresenta descontinuidade corroborada pela relação AG/AF, em geral elevadas.

A vegetação e a situação na paisagem ditam as principais diferenças no conteúdo de C-org e profundidade do solum. No P1 a média dos valores de COT é 25 g/kg

enquanto P2 possui média de 72,13 g/kg. A profundidade do solum em P1 é de 40 cm, portanto os dados climáticos analisados abaixo dessa profundidade estão relacionados com o horizonte R. Os resultados das análises químicas mostram diferenças significativas em soma de bases e saturação por alumínio. P1 é distrófico e P2 apresenta eutrofia em superfície e distrofia nos horizontes subsuperficiais. Os solos são ácidos, possuindo valores de pH médio de 5,43 em P1 e 5,2 em P2, eletronegativos, com ΔpH variando de -0,94 a -0,96 em P1 e -0,62 a -0,73 em P2 (Tabela 3). Ambos solos foram classificados como Entisols, com regime cryic de temperatura, segundo Soil taxonomy(2014).

Os perfis estudados apresentam regimes térmicos e hídricos relacionados principalmente com as características geográficas locais, vegetação, morfologia e constituição física de cada perfil monitorado.

P1



P2

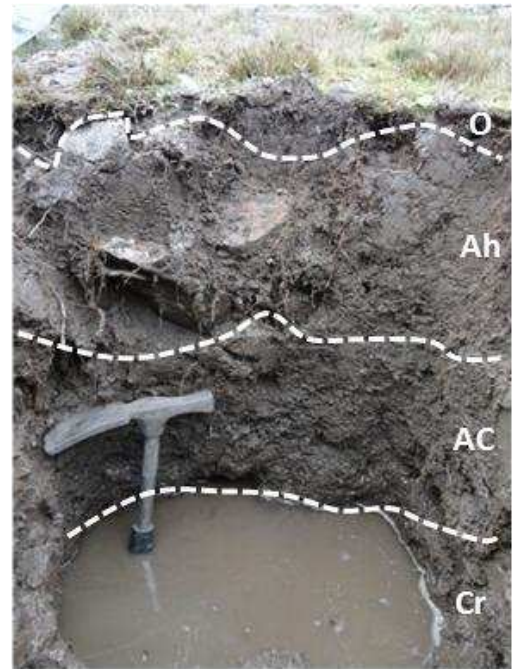
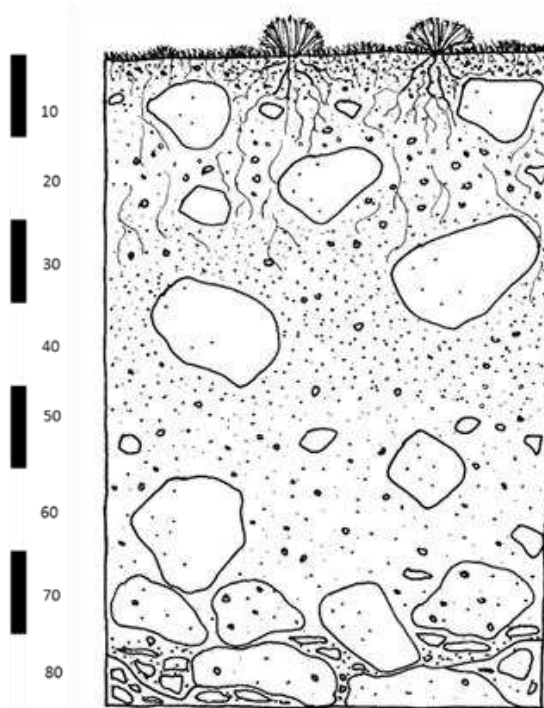


Figura 2. Esquema representativo de P1 e P2

Tabela 2. Resultados das análises físicas da TFSA (<2mm)

Pedon	Horizonte	Prof.	Cor	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Classificação
P1 Lithic Cryorthents	A	0-3	2.5Y3/1	480	100	290	130	Fanco arenosa
	2Ah	03/10/2020	2.5Y3/1	250	110	480	160	Franca
	AC	10/20-25	5Y2.5/2	420	90	340	150	Franca
	Cr	25-40	2.5Y3/1	470	90	290	150	Franco arenosa
P2 Oxyaquic Cryorthents	O	0-6	10Y2/1	44.2	8.6	23.5	23.7	Franco argilo arenoso
	Ah	6-35	10Y2/2	34.7	10.3	28	27	Franco argiloso
	AC	35-100+	10Y3/2	44.6	11.2	21.6	22.6	Franco argilo arenoso

Tabela 3. Resultados das análises químicas da TFSA (<2mm)

Perfil	Hor.	Prof. cm	pH H ₂ O	pH KCl	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al ³⁺	SB	t	T	V	m	C
P1 Lithic Cryorthents	A	0-3	5,43	4,47	0,14	0,00	0,32	0,09	0,70	5,80	0,55	1,25	6,35	8,70	56,0	34,9
	2Ah	3-10/20	5,56	4,78	0,04	0,02	0,12	0,04	0,20	5,30	0,22	0,42	5,52	4,00	47,6	25,7
	AC	10/20-25	5,48	4,82	0,01	0,00	0,10	0,28	0,30	6,40	0,39	0,69	6,79	5,70	43,5	30,8
	Cr	25-40	5,50	4,56	0,01	0,00	0,10	0,03	0,70	5,80	0,14	0,84	5,94	2,40	83,3	9,30
P2 Oxyaquic Cryorthents	O	0-6	5,14	4,41	406	30,6	9,93	1	0,3	10,4	12,1	12,4	22,5	53,8	2,4	142,1
	Ah	6-35	5,12	4,48	58	23,6	1,63	0,13	0,8	8,6	2,01	2,81	10,6	18,9	29	45,2
	AC	35-100+	5,42	4,8	43	18,6	1,39	0,06	0,9	7,1	1,64	2,54	8,74	18,8	35	29,1

3.2. Cordilheira Branca P1

O P1 está localizado em um ombro interfluvial entre a bacia do rio Santa (Oceano Pacífico) e bacia do Rio Marañon (Oceano Atlântico), com declividade aproximada de 5%. O material de origem dos solos é formado principalmente por colúvios e tálus de afloramentos, essencialmente granodioritos, muito fragmentado por crioclastia. A superfície possui um pavimento pedregoso, estriado e extremamente rochoso. O solum é raso (40cm), extremamente pedregoso e a rocha matriz está intensamente fraturada. As discontinuidades nos valores de MO, corroborados pelas descontinuidade da relação AG/AF, evidenciam o dinamismo, principalmente por solifluxão. As raízes em 2Ah (3-10/20 cm) são poucas e finas e em 2AC (10/20-25cm) são comuns. Nesse local, o solo foi classificado como Lithic Cryorthents, devido ao contato lítico até 50 cm de profundidade.

Frente as condições climáticas extremas, instabilidade do solo e exposição eólica intensa, não há desenvolvimento pronunciado da vegetação, restrita à poucas espécies adaptadas (principalmente da família Asteraceae), que colonizam as estrias, onde há concentração de material fino, e posicionadas a sotavento dos afloramentos rochosos.

As temperaturas médias do ar de 2011 a 2015 mostram, médias mais baixas entre os meses de junho a agosto, com pouca variação (máximo 1°C). Houve uma inversão dessa tendência no ano de 2014 onde as temperaturas médias foram mais elevadas nesse mesmo período (Figura 3). A maior média mensal da temperatura do ar foi de $2,25^{\circ}\text{C}$ em junho de 2014 e a menor média foi de $-0,21^{\circ}\text{C}$ em 31 de julho de 2013.

As temperaturas médias do solo são sempre positivas e maiores que as temperaturas do ar (Figura 3). A maior temperatura média mensal do solo ($7,16^{\circ}\text{C}$) foi registrada durante junho de 2014 e a maior temperatura ($23,6^{\circ}\text{C}$) registrada foi em dezembro de 2013, ambos a 5 cm de profundidade. A menor temperatura média mensal ($2,27^{\circ}\text{C}$) ocorreu em março de 2013, e a menor temperatura ($-8,7^{\circ}\text{C}$) foi registrada em fevereiro de 2012, ambos a 10 cm de profundidade.



Figura 3. Médias mensais da série temporal completa em P1

Considerando a série temporal completa (janeiro de 2011 a julho de 2015) os dias de descongelamento (DD) foram maiores a 50 cm e menores em 10 cm, totalizando 916 e 681 dias, respectivamente. Os dias de congelamento e descongelamento (DCD) foram maiores em 5 cm e menores em 50 cm, totalizando 827 e 592 dias, respectivamente. A maior variância das médias das temperaturas ocorreu a 10 cm de profundidade, seguido por 5cm, 30 cm, 80 cm e do ar.

Por outro lado, a série temporal reduzida entre P1 e P2 (Tabela 4), que foi de Janeiro de 2015 a julho de 2015, evidenciou que os dias de descongelamento (DD) foram maiores a 50 cm e menores em 10 cm, totalizando 102 e 65 dias, respectivamente. Os dias de congelamento e descongelamento (DCD) foram maiores em 10 cm, totalizando 114 dias e menores em 50 cm, totalizando 77 dias. A maior variância das médias das temperaturas ocorreu a 10 cm de profundidade, seguido por 5cm, 30 cm e 80 cm. A

temperatura do ar nesse período não foi computada por falhas no sensor e não houve registros de dias isotermais (DI) e dias de congelamento (DC).

Tabela 4. Parâmetros calculados em P1 na série temporal reduzida

	Thawing days					Freeze thawing day				
	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm
jan/15	1	1	2	2	4	8	8	7	7	5
fev/15	16	12	15	17	16	12	16	13	11	12
mar/15	23	23	17	20	21	8	8	14	11	10
abr/15	20	14	16	19	19	10	16	14	11	11
mai/15	17	12	14	16	14	14	19	17	15	17
jun/15	10	2	11	13	13	20	28	19	17	17
jul/15	2	1	10	15	13	18	19	10	5	7
Soma	89	65	85	102	100	90	114	94	77	79

	Freeze degrees day					Isothermal days				
	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm
jan/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
fev/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mar/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
abr/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mai/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
jun/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
jul/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

De acordo com a análise da primeira diferença (Figura 5), observa-se que as variações horárias são mais intensas em superfície e durante os meses mais quentes, novembro a fevereiro. Os resultados indicam uma ampla variação horária de 23°C, entre 13:00 e 14:00h em 5 cm de profundidade no dia 23/12/2013. Os gráficos das decomposições adicionais resumem o comportamento sazonal da temperatura do solo nas diferentes profundidades (Figura 4), da série temporal completa. Os resultados evidenciam que a sazonalidade é mais expressiva em 5 e 10 cm, quando comparada com profundidades abaixo de 50 e 100 cm. No último mês analisado, houve um comportamento anômalo seguido por um incremento acentuado da temperatura em 10 cm.

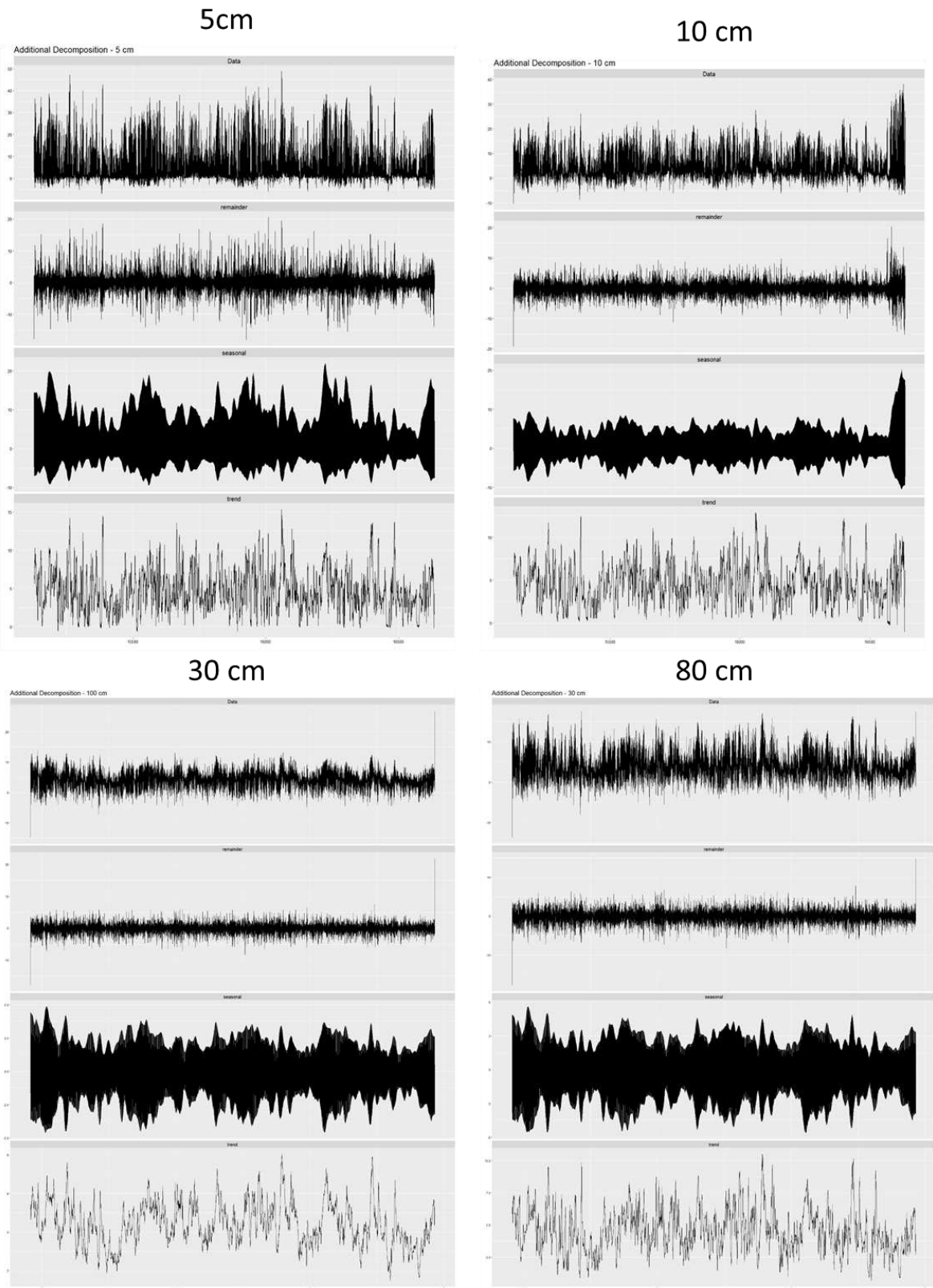


Figura 4. Decomposição adicional em 5, 10, 30 e 80 cm

As variações diárias na umidade são sempre menores que as variações da temperatura (Figura 5). Os resultados indicam que a umidade é sempre decrescente com a profundidade. A média da umidade registrada foi de $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ em 10 cm, $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ em 30 cm e 80 cm e $0,08 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ em 50 cm. A maior amplitude de variação no teor de umidade foi registrado em 10 cm, seguido pela profundidade de 30 cm. Há uma maior sazonalidade da umidade quando comparada com a temperatura. Entretanto as amplitudes de variação no teor de umidade a 30 e a 80 cm apresentam padrões similares. Nos meses de abril a agosto, em todos os anos, há um decréscimo no conteúdo e na variação da umidade, aumentando por precipitações esporádicas de chuva ou pelo derretimento de neve.

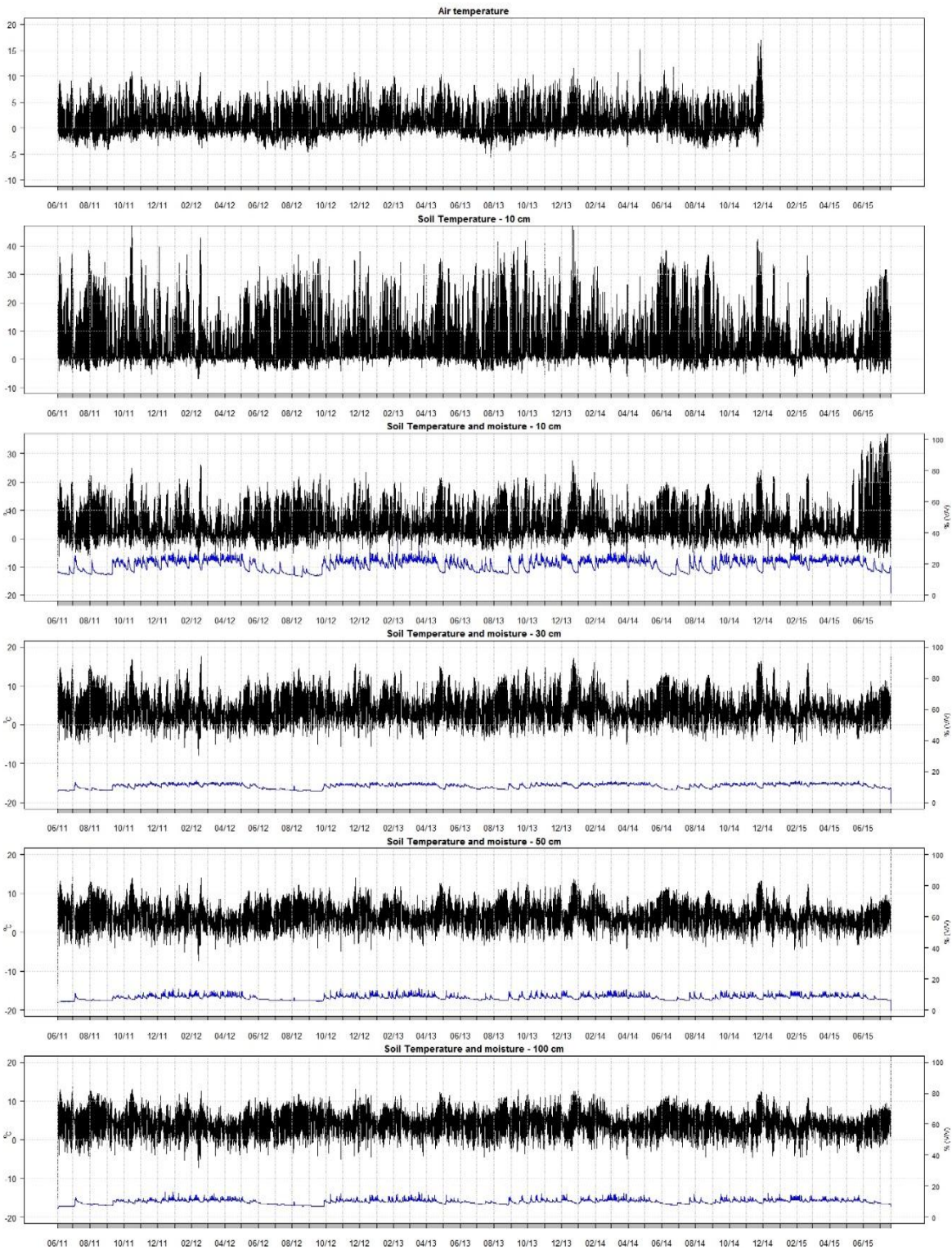


Figura 5. Temperatura e umidade plotados juntos. Ar, 5, 10, 30, 50 e 80cm.

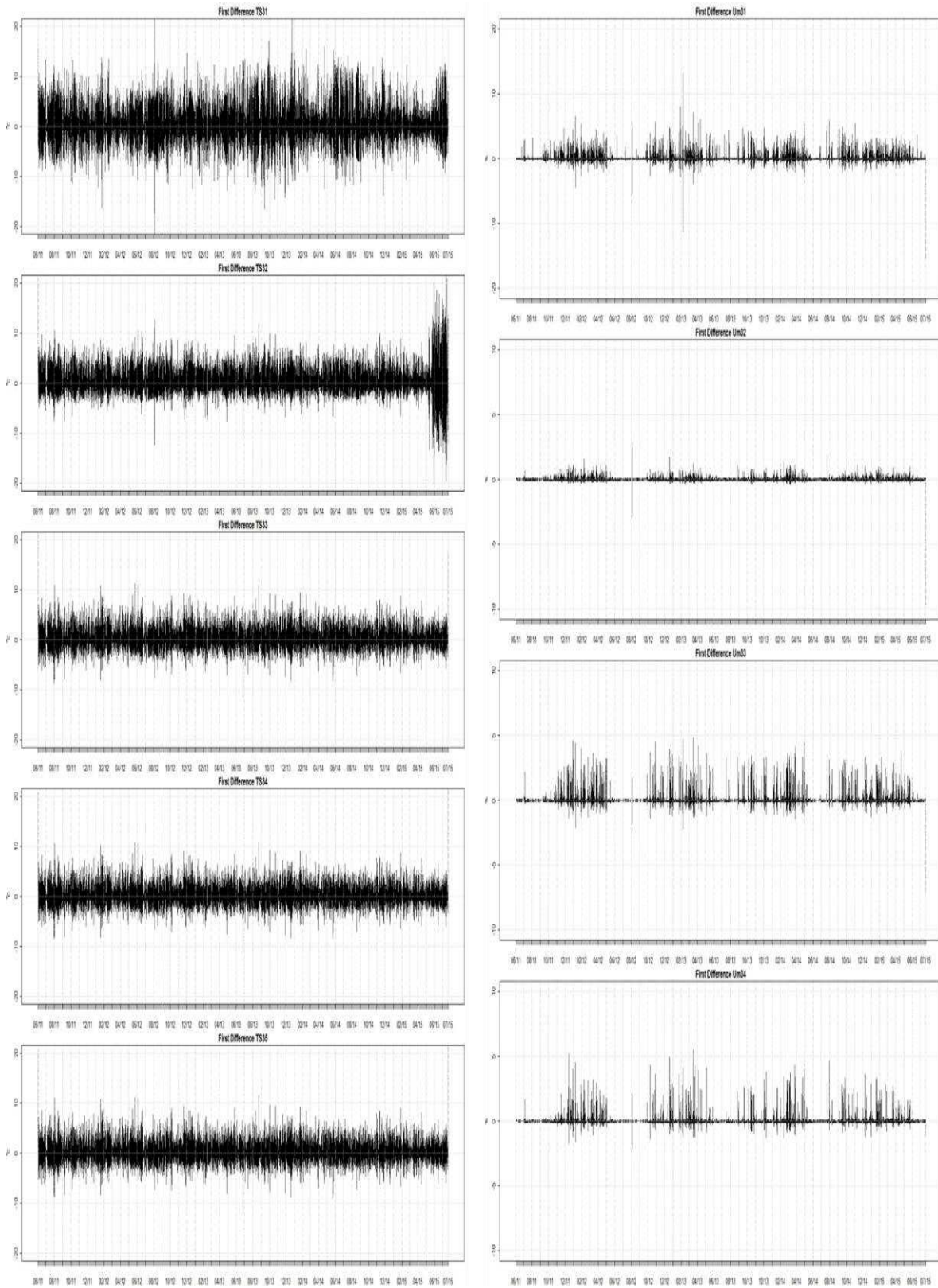


Figura 6. Primeira diferença para(a) temperatura e (b) umidade em 5, 10, 30, 50 e 80cm

3.3. Cordilheira Real P2

O solo descrito encontra-se no interflúvio entre as bacias do Rio Madeira, a leste, e a bacia endorreica do Altiplano, a oeste. O perfil está situado em terço inferior da encosta, entre diversos afloramentos de granodiorito, preenchidos por colúvios estabilizados e colonizados por uma vegetação herbácea rasteira densa. A área é extremamente rochosa e o solum é muito pedregoso, com 80 cm de profundidade. O teor de C-org e a relação AG/AF têm valores decrescentes com o aumento da profundidade, portanto sem descontinuidades. A textura da TFSA é franco argilo arenosa nos horizontes O e AC, e franco argilosa no horizonte A (Tabela 2). Os solos foram classificados como Oxyaquic Cryorthents, segundo Soil Taxonomy (2014), enfatizando a condição de saturação do solo por pelo menos 30 dias consecutivos.

Considerando se a série temporal completa, os resultados indicam que a temperatura média mensal do ar variou entre 1,6°C e 3 °C em agosto e junho de 2015, respectivamente. A temperatura mínima e máxima do ar registrada foi de -4,7°C e 12,6°C registrada em 11/08/2015 e 13/10/2015, respectivamente. A maior temperatura média (5,99°C) foi registrada em março, na profundidade de 30 cm. Por outro lado, a maior temperatura registrada foi de 21,1°C, em janeiro a 5 cm de profundidade. A menor temperatura média e a menor temperatura absoluta registrada foram -0,13°C e -7,4°C em junho e julho, respectivamente, ambas a 5 cm de profundidade. A amplitude de variação foi decrescente ao longo do perfil sendo que a temperatura do ar teve a menor variância dos dados. Entre março e meados de agosto a temperatura do ar foi superior as temperaturas do solo em 5 cm.

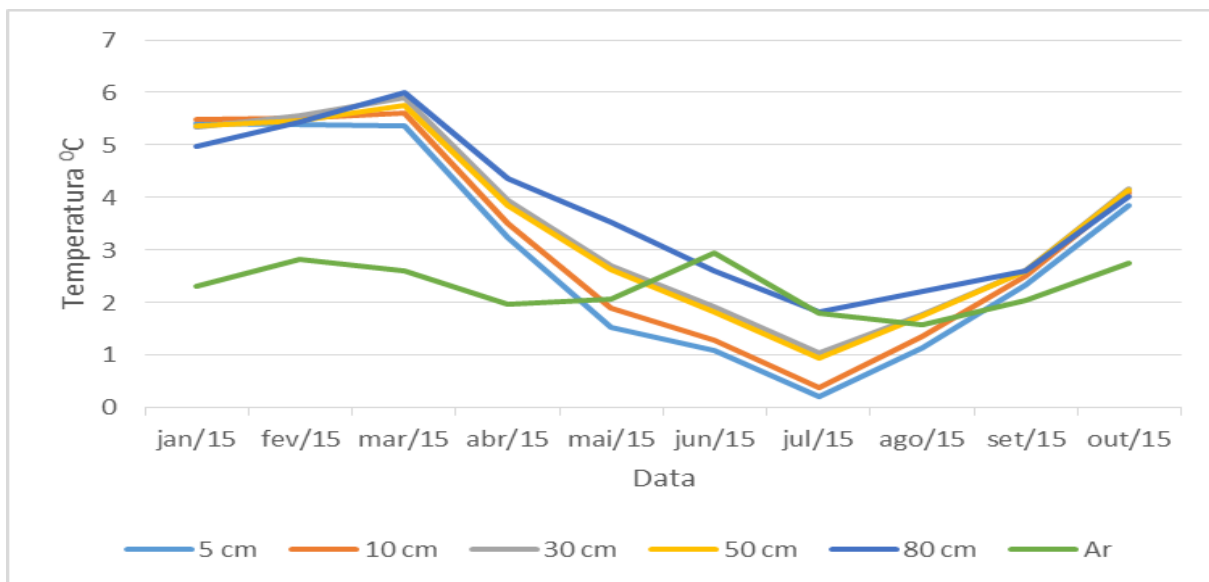


Figura 7. Temperaturas médias da série completa

Considerando somente a série temporal reduzida, os dias de descongelamento (DD) foram maiores a 80 cm e menores em 5cm, totalizando 177 e 63 dias, respectivamente. Os dias de congelamento e descongelamento (DCD) foram maiores em 80 cm e menores em 30 cm, totalizando 173 dias e 132 dias, respectivamente. A variância da média das temperaturas foi crescente de 5 cm a 80 cm e não houve registros de dias isotermais (DI) e dias de congelamento (DC) nesse local.

Tabela 6. Parâmetros calculados em P2 na série temporal reduzida

	Dias de descongelamento					Dias de congelamento e descongelamento				
	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm
jan/15	3	2	2	2	2	6	7	7	7	7
fev/15	21	23	24	24	24	7	5	4	4	4
mar/15	22	24	30	30	31	9	7	1	1	0
abr/15	10	12	25	26	26	20	18	5	4	4
mai/15	0	1	5	5	11	31	30	26	26	20
jun/15	0	0	0	0	0	30	30	30	30	30
jul/15	1	1	2	2	3	19	19	18	18	17
Soma	57	63	88	89	97	122	116	91	90	82
	Dias de congelamento					Dias isotermais				
	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	80 cm
jan/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
fev/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mar/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
abr/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mai/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
jun/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
jul/15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Considerando a série temporal completa, os dias de descongelamento (DD) foram maiores a 10 cm e menores em 5 cm de profundidade, totalizando 97 e 57 dias, respectivamente. Os dias de congelamento e descongelamento (DCD) foram maiores em 10 cm e menores em 80 cm, totalizando 116 e 82 dias respectivamente. A variância da média das temperaturas foi crescente de 5 cm a 80 cm. Não houve registros de dias (DI) e dias de congelamento (DC).

As variações horárias, analisadas pela primeira diferença (Figura 10), são mais intensas em superfície. A maior variação horária observada foi de 11,7^oC em 29/01/2015, às 12:00h, a 5 cm de profundidade. As variações na umidade possuem uma sazonalidade correlatas com a temperatura (Figura 9). De janeiro a abril, houve intensa variação diária no conteúdo de água no perfil. Entre maio e agosto a umidade decresceu de forma regular. O volume de água foi sempre maior a 50 cm de profundidade, variando de 54% a 47%. As maiores amplitudes de variação foram registradas a 10 cm, seguido pela profundidade de 5 cm.

A análise do gráfico da decomposição adicional (Figura 8) indica sazonalidade equitativa para todas as profundidades, sendo estas mais expressivas em 5 e 10 cm, quando comparada com as profundidades de 50 e 80 cm.



Figura 8. Decomposição adicional em P2: (a) 5 cm, (b) 10 cm, (c) 30 cm, (d) 80 cm.

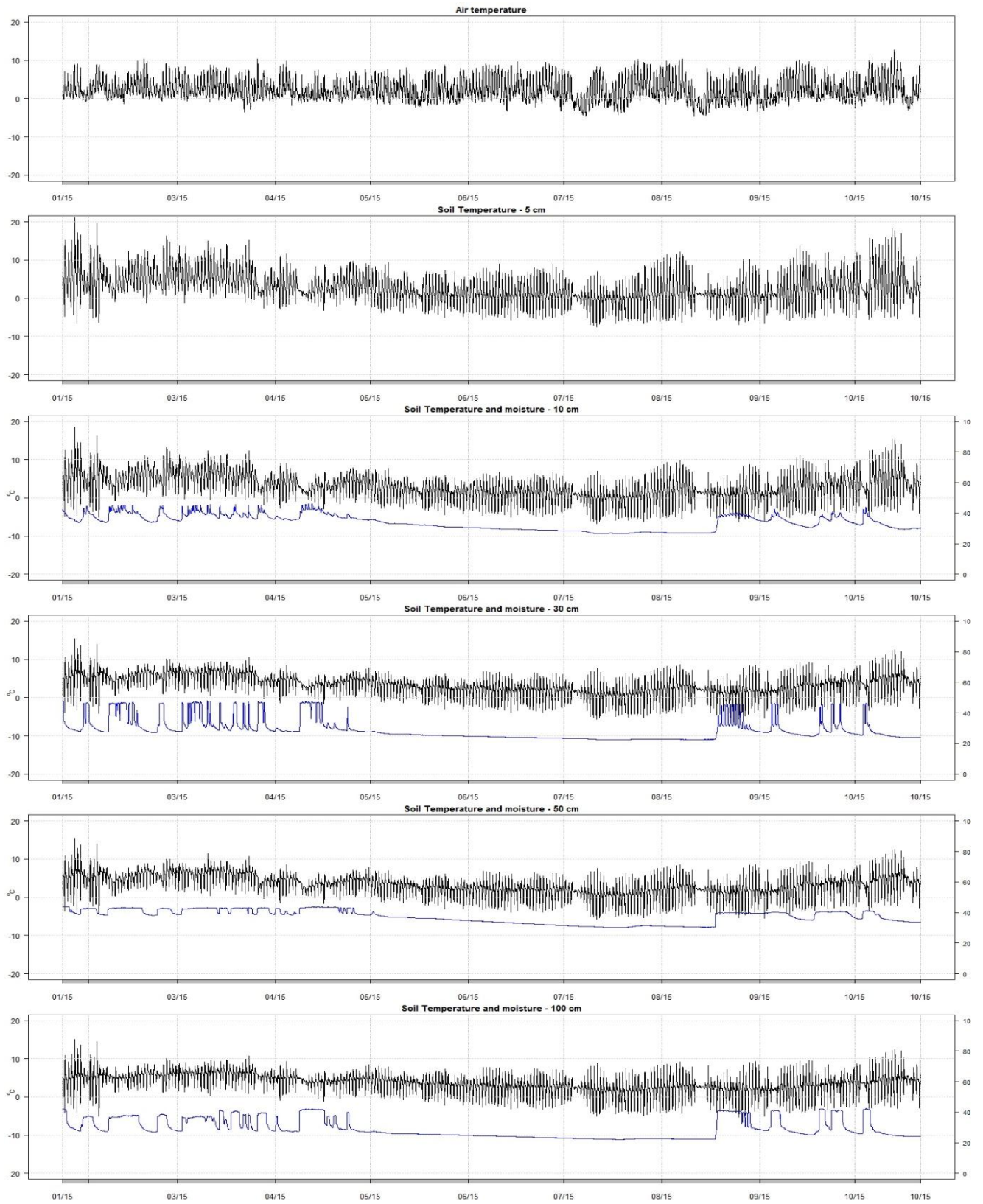
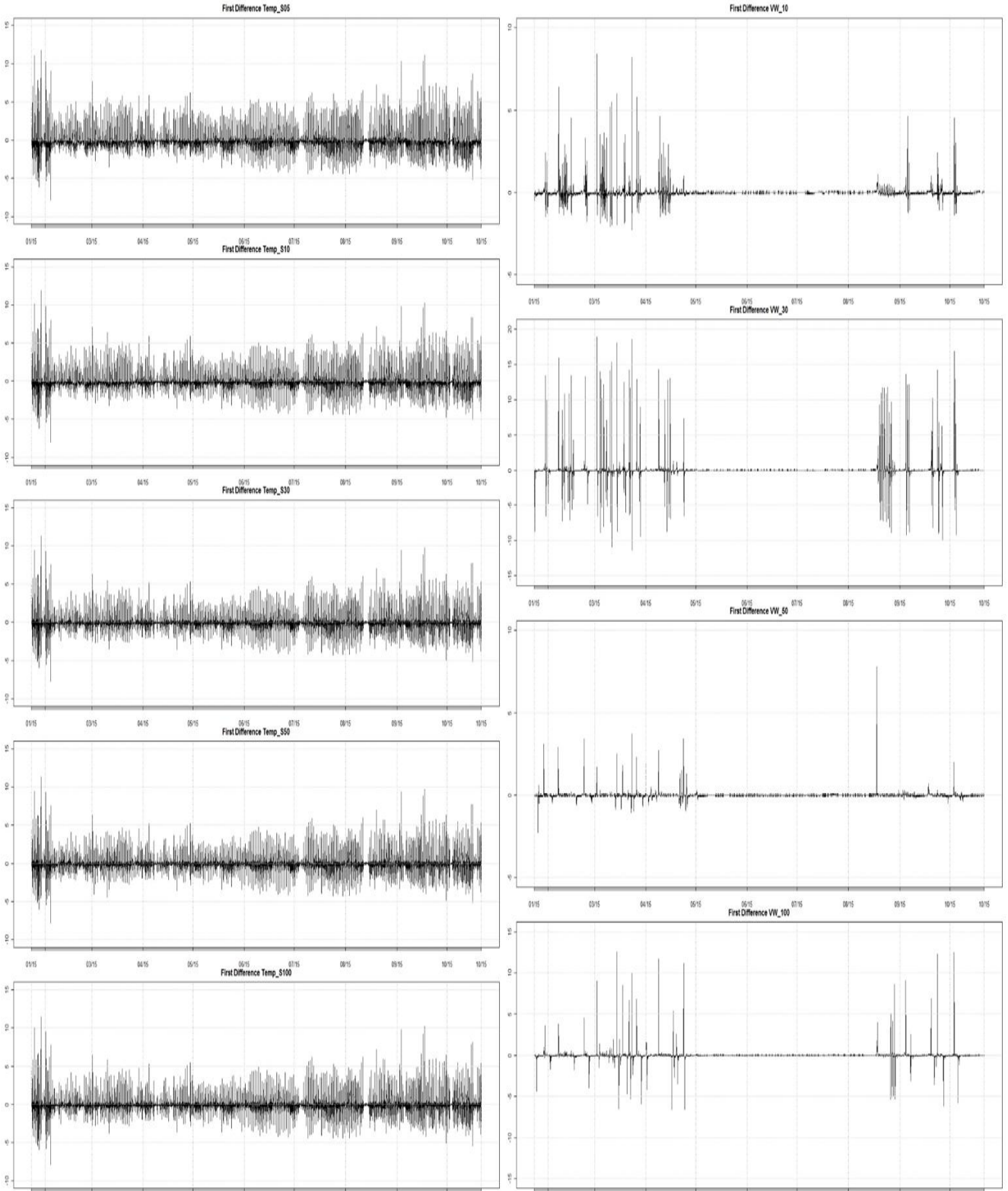


Figura 9. Temperatura e umidade plotadas juntos em P2



a

b

Figura 10. Primeira diferença: (a) temperatura e (b) umidade

4. Discussão

Os resultados demonstram que as condições pedoclimáticas dessas áreas estão associadas as características locais, principalmente de vegetação e situação, conduzindo também a um desenvolvimento pedogenético diferencial. O aporte de material orgânico é mais pronunciado em P2, conseqüentemente com maiores teores de C-org, intimamente associado as principais diferenças químicas observadas. No P2 há eutrofia no horizonte superficial O e considerando todos os horizontes a soma de bases (SB) e CTC (t e T) são superiores a P1. Os dados físicos, como maior porcentagem de argila, apontam para uma intensidade de intemperismo também maior em P2, corroborados pela maior umidade durante o ano e maior profundidade do solum. Portes et al. (2016) compararam 10 perfis de solo ao longo de um transecto na Cordilheira Branca, Huascarán, e correlacionou a maior intensidade de intemperismo com pedoclima úmido com vegetação densa encontradas nessa cordilheira. Portanto as características locais do terreno associado a morfologia do solo e vegetação favorecem maior intemperismo em P2. Comparativamente aos solos de zonas periglaciais da antártica (Francelino et al. 2011 e Michel et al. 2012) e do ártico (Ping et al., 1998) a maior disponibilidade de água líquida em ambientes periglaciais de alta montanha conduz um maior intemperismo químico.

As massas de ar úmido da Amazônia, fruto da Zona de Convergência Intertropical, afetam a face leste nas duas cordilheiras estudadas (Wagnon P. et al. 1999, Roche et al. 1990, Kaser et al., 1990). Entretanto a maior proximidade com essa forçante climática confere maior umidade na CR. Em contrapartida a face oeste da CB recebe mais umidade que a mesma face na CR, provenientes do Oceano Pacífico. Por razão da proximidade, há um maior efeito das anomalias, como El Niño e La Niña nas temperaturas na costa do Peru (Roche et al. 1990).

O ângulo de incidência da radiação solar aumenta com a diminuição da latitude, além disso, é mais intensa em altitudes (Schaetzl e Anderson, 2005) em função da pouca interação com a atmosfera reduzida. Por outro lado, a nebulosidade contribui nas variações diárias (Hellström et al. 2010). Portanto a radiação solar e a precipitação são variáveis independentes que afetam a variação da temperatura e umidade do solo. Isso fica evidenciado com as médias da temperatura do solo, em todas as profundidades sempre mais elevadas em P1 do que P2. Entretanto outros fatores diferenciam o recebimento de energia solar em superfície nos dois perfis. O P1 está posicionado em situação de topo, sem sombreamento do relevo, sem vegetação e com pequeno albedo, já que o pavimento pedregoso está revestido por uma película orgânica escura (líquens). O P2 está em situação de terço inferior, mais sombreado por elevações vizinhas e possui uma cobertura densa de vegetação. Em função disso os registros de máxima variação horária são maiores em P1 (23,6⁰C) do que P2 (11,7⁰C).

O comportamento da temperatura do ar é discreto e com menor variância do que as temperaturas do solo em ambos os locais. As temperaturas do solo são sempre mais elevadas em relação a do ar, em P1 em função da interação entre a radiação solar incidente e os constituintes minerais dos solos. Em contrapartida em P2 esse efeito se inverte a partir de março de 2015 e as temperaturas do ar passam a ser maiores que o solo, por efeito isolante da vegetação e em condições mais frias que P1. Em ambos os perfis a temperatura aumenta até 10 cm de profundidade e depois decresce, principalmente em função da perda de energia para a água. Em P2, o teor de C-org e a textura franco argilosa também atuam como mal condutores de calor, intensificando o isolamento. Nos horizontes subsuperficiais, onde há teor de umidade elevado, há uma dificuldade no ganho de calor e as temperaturas mantêm-se baixas, em função do elevado calor específico da água se comparado com os constituintes minerais.

O padrão isotérmico é mais evidente em P1 do que em P2, principalmente em função da menor latitude em que ocupa. P2 apresenta 32 dias a mais de congelamento e descongelamento do que P1, a 5 cm de profundidade, no período comparativo entre eles (Janeiro a Julho de 2015). E P1 possui 120 dias, com temperaturas positivas (DD), a mais que P2, com pelo menos uma leitura acima de $0,5^{\circ}\text{C}$. Esse comportamento fica ainda mais evidente pela análise da decomposição adicional, que demonstra uma sazonalidade mais acentuada no P2 do que no P1. Além da latitude as características de cobertura também estão associadas às variações nessa análise, sendo que o efeito isolante da vegetação em P2 impede grandes oscilações da temperatura. Por outro lado a ausência da cobertura da vegetação em P1 acentua as oscilações nesse local. Isso indica que as variações da temperatura do solo em P1 estão mais correlacionadas com a temperatura do ar do que P2. Almeida et al. (2014) e Cannone et al. (2006) verificaram o mesmo comportamento comparando a influência da vegetação em solos periglaciais da Antártica, e constataram o efeito tampão em solos sob cobertura de musgos.

A análise da decomposição adicional da série temporal completa (2011-2015) em P1 demonstra um aumento na temperatura a partir do meio de 2015, que está atribuído ao efeito do El Niño no referido ano. Esse comportamento é corroborado por relatórios climáticos que demonstram uma maior intensidade do El Niño e aumento de $1,8^{\circ}\text{C}$ na temperatura do ar, afetando principalmente a região costeira do Peru (Nacional et al., 2015). Contudo o período limitado, de 9 meses em P2, não foi suficiente para essa mesma constatação na Bolívia. Entretanto a sazonalidade da temperatura na região de P2 fica mais evidenciada no mesmo período.

Comparativamente aos trabalhos de Guglielmin et al. (2008), Michel et al. (2012) e Almeida et al. (2016), em regiões da Antártica Marítima, a análises dos dados de temperatura em alta montanha tropical sugerem um padrão de periglacialismo totalmente

distinto. Em alta montanha há uma tendência muito mais isotermal ao longo do ano com amplitudes de variações diárias muito mais intensas. A maior proporção de dias congelamento/descongelamento em detrimento a inexistência de dias de congelamento e dias isotermas nos sítios estudados comprovam a intensa variação diária reportada.

Essa evidência de forte atividade térmica influencia feições criotúrbicas (Bockheim 1998), descritas nos perfis estudados, especialmente em P1 na forma de estrias. Essas características associadas a proximidade da linha de neve permanente, em ambos os casos, caracteriza os sítios como ambientes periglaciais (Slaymaker O., 2011). Entretanto, o regime de temperatura e as características dos solos não sustentam a presença ou a formação de permafrost nas condições atuais em nenhum dos locais, até a profundidade estudada. Isso sugere que nessas regiões a frente de congelamento está mais influenciada pelas condições de superfície do que de subsuperfície (permafrost), como relatado para regiões polares.

As diferentes morfologias dos solos estudados explicam em parte o comportamento hídrico. No P2 há maior profundidade, com horizontes menos pedregosos, mais argila, sem discontinuidades e com cobertura da vegetação que contribuem para uma maior retenção de umidade. O P1 é mais raso, apresenta discontinuidade, possui constituição mais pedregosa e não possui cobertura vegetal. Conseqüentemente a condutividade hidráulica é maior em P1, corroborado pelos valores mais elevados na correlação da umidade entre as camadas. Entretanto os sensores em 50 cm registram maiores variações que os a 30 cm de profundidade. Esse comportamento está relacionado com a discontinuidade do conteúdo de matéria orgânica, que retarda a perda de umidade.

As diferentes situações em P1, no topo, e P2 no terço inferior, demonstram influência na umidade. Em P2 parece haver uma perlocação horizontal sustentando

maiores teores de umidade. Um efeito similar foi relatado por Schaefer et al. (2016), que demonstrou haver uma influência da posição na paisagem dos solos no conteúdo de umidade, comparando solos ao longo de uma encosta da Cordilheira Ellsworth, Antártica Continental.

Em ambos os perfis a evaporação reduz a umidade em superfície proporcionalmente ao aumento da temperatura. Entretanto esse efeito é maior em P1 que tem uma superfície nua. Em contrapartida a evapotranspiração da vegetação em P2 assume maior relevância e contribui para reduzir a umidade superficial.

As precipitações e os acúmulos de neve intermitentes ocorrem em ambos os perfis, principalmente durante verão sul americano. Nos eventos de acumulação de neve há uma inversão no comportamento térmico, já que a superfície passa a apresentar um isolamento, impedindo a transferência de calor para o solo. Nesses casos as amplitudes da temperatura são menores. E como consequência há um aumento na amplitude da umidade, em função do derretimento.

As precipitações em P1 possuem uma melhor distribuição ao longo do ano do que em P2. Os gráficos de umidade revelam fraca sazonalidade das precipitações em P1 evidenciado pela maior constância no conteúdo de água dos solos ao contrário de P2 onde há uma estiagem muito bem definida de abril a agosto. Apesar disso o conteúdo de água em P2 mantém-se sempre mais elevado, correlato com a maior capacidade de adsorção de água no perfil e posição que ocupa da paisagem.

5. Conclusões

As características superficiais como vegetação e albedo são cruciais no comportamento térmico dos solos. Solos com superfície sem vegetação e com pavimento pedregoso tendem a maior variação na temperatura diária.

As amplitudes de variações são maiores em latitudes menores. As diferenças de latitude influenciam na temperatura do ar e na camada ativa dos solos. A amplitude das cotas isotermais são maiores em latitudes maiores e a elevação em latitudes menores é maior para uma mesma cota isothermal.

O comportamento térmico do solo, localizado na CB, mostra uma relação significativa com eventos climáticos anômalos, como o El Niño no ano de 2015.

O comportamento térmico das zonas periglaciais de alta montanha intertropical são extremamente distintas das zonas periglaciais de alta latitude. Evidenciando um comportamento mais isothermal durante o ano e variações diárias mais amplas.

A morfologia distinta dos solos afeta a dinâmica hidrológica ao longo do perfil. Solos com maiores teores de matéria orgânica e com maior capacidade de retenção de água, apresentam maior tamponamento térmico.

6. Bibliografia

Almeida, I. C. C., Schaefer, C. E. G. R., Fernandes, R. B. A, Pereira, T. T. C.,

Nieuwendam, A., Pereira, A. B. 2014. Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* 225: 36-46.

Bockheim, J.G. Properties and Classification of Cold Desert Soils from Antarctica.

Soil Sci. Soc. Am. J., v. 61, p. 224–231. 1997.

Bockheim, J. G., Balks, M. R., & Mcleod, M. (2006). ANTPAS Guide for Describing
, Sampling , Analyzing , and Classifying Soils of the Antarctic Region. *Earth*,
(October 2015).z

Bockheim, J., Tarnocai, C. 1998. Recognition of Cryoturbation for Classifying
Permafrost-Affected Soils. *Geoderma* 81: 281-293. DOI: 10.1016/S0016-
7061(97)00115-8

Black R. F. FEATURES INDICATIVE OF PERMAFROST Department of Geology,
University of Connecticut, Storrs, Connecticut 1976

CAMPBELL SCIENTIFIC. 2006. CS616 and CS625 Water Content Reflectometers.
Instruction Manual Revision: 8/06. Campbell Scientific Inc., North Logan.

Cannone, N., Ellis Evans, C.J., Strachan, R., Guglielmin, M., 2006. Interactions
between climate, vegetation and the active layer in soils at two Maritime Antarctic
sites. *Antarct.Sci.* 18, 323–333.

Christie, D. A., Lara, A., Barichivich, J., Villalba, R., Morales, M. S., & Cuq, E.
(2009). El Niño-Southern Oscillation signal in the world's highest-elevation tree-ring
chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeography*,
Palaeoclimatology, *Palaeoecology*, 281(3–4), 309–319.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. 1997.
Manual de métodos de análise de solo, 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de
Pesquisa de Solos (212p.).

Francelino, M.R., Schaefer, C.E.G.R., Simas, F.N.B., Filho, E.I.F., Souza, J.J.L.L.,

- Costa, L.M., 2011. Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Catena* 85, 194–204.
- Free, E. E. *STUDIES IN SOIL PHYSICS , V: Soil Temperature Author (s): E . E .*
- Free Source : The Plant World , Vol . 14 , No . 8 (AUGUST , 1911), pp . 186-190*
- Published by : Wiley on behalf of the Ecological Society of America Stable URL :*
http://www.jstor.org/st (Vol. 14).
- FRENCH, H. M. 2007. The periglacial environment. 3a ed. West Sussex: John Wiley & Sons,.
- Gruber S., Haeberli W., 2009. Mountain Permafrost in MARGESIN R. Permafrost Soils
Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Garreaud, R. D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Guglielmin, M., Ellis Evans, C.J., Cannone, N., 2008. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). *Geoderma* 144: 73–85.
- Guglielmin, M., Vieira, G. 2014. Permafrost and periglacial research in Antarctica: New results and perspectives. *Geomorphology* 225: 1-3.
- Michel, R. F. M., Schaefer, C. E. G. R., Poelking, E. L., Simas, F. N. B, Fernandes Filho, E. I., Bockheim, J. G. 2012. Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* 155-156: 12-19.
- Michel, R. F. M., Schaefer, C. E. G. R., Simas, F. N. B., Francelino, M. R.,

- Fernandes Filho, E. I., Lyra, G. B., Bockheim, J. G. 2014. Active layer thermal monitoring at Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica. *Solid Earth Discuss.* 6: 1423-1449. DOI: 10.5194/sed-6-1423-2014
- Nacional, E., Fenómeno, D. E. L., Niño, E. L., El, A. De, Costero, N., Comité, E., ...
- Niño, E. L. (2015). COMUNICADO OFICIAL ENFEN N ° 16-2015, 16–18.
- Navarro, G. (2006). Leyenda Explicativa De Las Unidades Del Mapa De Vegetacion De Bolivia a Escala 1:250 000, 62.
- R Development Core Team, 2008. R: A language and enviroment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria (ISBN 3-900051-07-0,URL)<http://www.R-project.org>.
- Roche et al. 1990 Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes boliviennes *Hydrology in Mountainous Regions. I - Ifydrvlogical Measurements; the Water Cycle* (ftoceeaiings of two Lausanne Symposia, August 1990). IAHS Publ. no. 193,1990.
- Ruiz, H.A., 2005a. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *Rev. Bras. Cienc Solo* 29: 297–300.
- Senra, E. O., Schaefer, C.E., Corrêa, G.R., Group D.F., Reis J.S., Francelino M.R., 2019. Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes. *Catena* 178, 141-153.
- Silverio, W. Atlas del Parque Nacional Huascarán – Cordillera Blanca – Perú. Lima, p.72, 2003.
- Soil Survey Staff. 2009. Soil Survey Field and Laboratory Methods Manual. Soil

Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. R. Burt (ed.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.

Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy, Twelfth ed. USDA-NRCS, Washington.

Peru. International Glaciological Society. Annals of Glaciology 14, 136-140, 1990.

Thomazini A. ,FrancelinoM.R., Pereira A.B., Schünemann A.L., Mendonça E.S., Almeida P.H.A., Schaefer C.E.G.R. Geospatial variability of soil CO₂-C exchange in the main terrestrial ecosystems of Keller Peninsula, Maritime Antarctica Science of the Total Environment 562 (2016) 802–811

Kaser, G., Ames, A., Zamora, M. Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca,

Wagnon P. Ribstein P.,Francou B., Pouyaud B.et al. Annual cycle of energy

balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, BoliviaJOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 104, NO. D4, PAGES 3907-3923, FEBRUARY 27, 1999

Artigo 5

Soil thermal and moisture regime along a climosequence at the Bolivian Altiplano-Amazon watershed, Cordillera Real, Bolivia

Eduardo Osório Senra^a Carlos Ernesto Schaefer^{a*} Márcio Rocha Francelino^a

^aDepartamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Av. PH Rolfs s/n, Viçosa, 36570-000, MG, Brazil. senra.eduardo@gmail.com, carlos.schaefer@ufv.br

* Corresponding author. Carlos Ernesto G. R. Schaefer, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. CEP 36570-000. +55 31 38991050 carlos.schaefer@ufv.br

Abstract

Pedoclimatic monitoring is key to understand the dynamics of ecosystems and occurrence of permafrost of high tropical mountain. Soil climate patterns define the occurrence of permafrost, weathering, organic carbon and vegetation dynamics. This study aimed to analyze the annual pedoclimatic monitoring of a high mountain along an east-west transect in Cordillera Real, Bolivia and its relationship with environmental and pedological characteristics. In each of the three climatic sectors (Altiplano, High Mountain and Amazon Slope), two sites of soil thermal monitoring were installed. At 5cm, 20cm and 50cm depth and 1 air temperature sensor (50cm above ground). Moisture was also monitored at different depths (10cm, 30cm, 50cm and 100cm) in one representative site (P3). To analyze the soil thermal behavior at each sector, four parameters were calculated: freezing and thawing days (FTD); thawing days (TWD); freezing days (FD) and isothermal days (ISO). These parameters reveal predominantly TWD conditions at all sectors and show an absence of permafrost in this Central Andes high mountain sector. The thermal regimes were classified as Isofrigid, Cryic and Isomesic at Altiplano, High Mountain and Wet Slope sectors, respectively. The pedoclimate data indicate large variations along the climosequence, related to climatic effects on a regional scale and variations in the local conditions of the terrain, accompanied by changes in the vegetation. On the Amazonian-facing slope slightly higher temperatures, translates in higher intensity of weathering and organic matter mineralization rate at the surface soil.

Key words

Cryosphere, Cordillera Real, Central Andean, High mountain soils, Andean ecosystem

1. Introduction

The pedosphere is a terrestrial compartment with a dynamic behavior, mediating the main energy flows at the atmosphere-biosphere-geosphere interface. The pedoclimate has innumerable global scale influences and consequences, for example: carbon cycle, vegetation distribution, release of greenhouse gases and permafrost occurrence. Most pedogenetic processes, related to microbial activity, mineral weathering, water dynamics, organic nutrient cycling, all have a close dependency on soil temperature and moisture behavior.

High tropical mountains host the most sensitive cryosphere of the three poles and now witness the vanishing of the last low latitudes mountain glaciers, snow packs and mountain permafrost, due to accelerated widespread global warming. It possesses high variability in local climates and topographic attributes, accompanied by highly contrasting environmental features. High Mountains are a unique terrestrial tropical environments that may line periglacial environments, under very unstable conditions. The high tropical mountain climate also allows large carbon reservoir in soils (Hribljan J.A. et al., 2017) and highly vulnerable to CO₂ emissions and losses under current global warming scenarios.

At the central Andes of Cordillera Real, Bolivia, three climatic sectors have five main types of vegetation: Puna, Páramo, Tundra, Scrub and Sub-tropical highland rainforests. This array of natural elements form the headwaters of two important South American basins, the Titicaca Basin and the Amazon River Basin, with great importance for the quantity and quality of water resources, with large impacts for most Andean people.

While new remote processing technologies with high resolution have been increasingly used for global scale monitoring (Hribljan J.A. et al., 2017) and have been predictions of terrestrial (soil, ocean, atmosphere) the, in situ monitoring has a key

importance, to offer a more precise understanding of local climatic characteristics of mountain regions, where lacking observational data at an adequate spatial and temporal resolution is common place (Beniston et al. 1997).

The aim of this work was to study the spatial variation of high mountain pedoclimatics and to correlate with the main pedogenetic environmental attributes along a climosequence in the Amazon/Titicaca watershed Cordillera Real, Bolivia.

2. Material and Methods

2.1 Study area

The study area is a representative east-west climosequence in the Cordillera Real (Figure 1), incorporating two important physiographic environments of Bolivia: the Altiplano (Plateau) and high Andean mountain slopes (Wright, 1964). The sequence crosses four climatically distinct areas: i) Mesothermic Climate with Dry and Cold Winter (Cwb); ii) High Mountain Polar (EB); iii) Mesothermic with Dry and Hot Inverse (Cwa) and iv) Wet Tropical with Short Drought (Am). The Altiplano, west of the Cordillera Real, is affected by the Arid Diagonal (Christie et al., 2009), while to the east the Amazonbasin is greatly affected by humid masses of the Intertropical Convergence Zone (Garreaud, 2009).

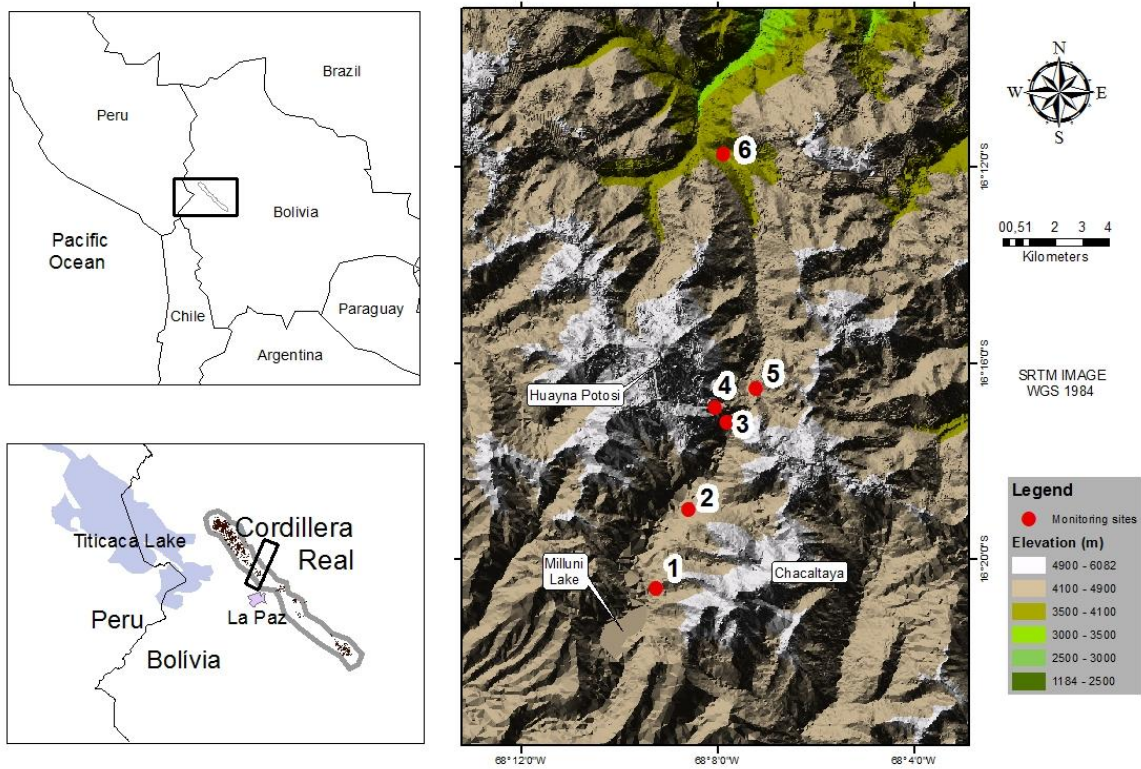


Figure 1. Study area

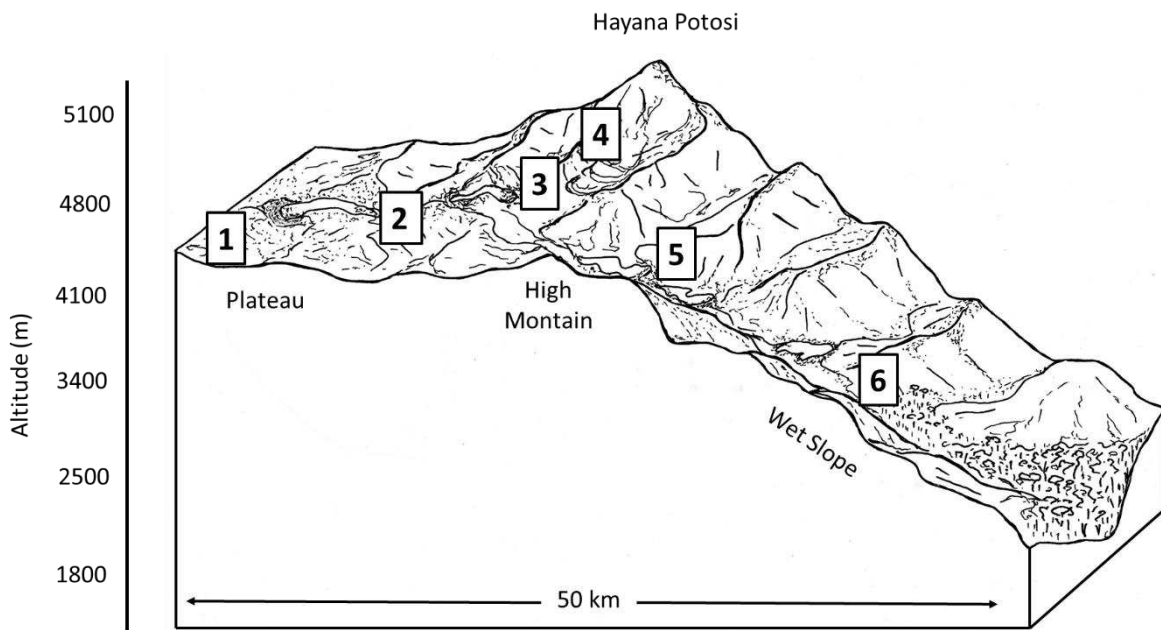


Figure 2. Topographic profile of the transect

The vegetation of the Altiplano highlands is constituted by an herbaceous carpet (Puna) or hydromorphic fields (Bofedales) forming a mosaic on most semi-arid areas, reaching the foothills of the mountains. Above 4700m, the rocky substratum emerges, under low temperatures and strong winds. The subnival vegetation of Xerophyte Puna is limited to sparse pockets of soil and cryoturbated sediments between rocky outcrops forming transitions to tundra upwards. To the eastern slopes, descending towards the Amazon valley, a strong relief gradient, is accompanied by increase moisture temperature towards the Amazon Basin. From the top, the vegetation follows a transitional sequence, ranging from Xerophyte Puna, Humid Puna, Tropical Shrub and, finally, SubTropical Rain Forests of midslopes (Josse et al., 2003, Navarro, 2006).

The geology of the area is mainly formed by three units: The Paleozoic Catavi, Uncia and Undavi. Others formations (at high lands), include a batholite intrusion of biotite granodiorite of Tertiary age. The Catavi Formation is basically formed by quartzites and slates; the Uncia Formation consists of black slates, and the Ordovician Undavi Formation quartzites and black slates (Sugaki et al., 1985). Minor occurrences of Silurian diamictites of the Cancaniri Formation (Sugaki et al., 1985), also occur. The whole sequence is intensely faulted and fractured. In the Catavi Formation, pegmatitic quartz veins containing sulphides (pyrite, arsenopyrite); siderite and cassiterite, are exploited as tin ore (Sugaki et al., 1985).

2.2 Pedoclimatic monitoring

Five temperature monitoring stations (P1, P2, P4, P5 and P6) were installed, using Datalogger Ibuttons KILOG® (model KT 20 L), with an accuracy of 0,5⁰C. Each station was composed of 1 air temperature sensor (50 cm above the surface) and 3 soil temperature (10cm, 20cm and 50cm below the surface). Readings were recorded and stored every two hours. A complete thermal and moisture monitoring station (P3) (Figure 1) was installed as

reference. This station consists of a Campbell Scientific® Datalogger (model CR1000), programmed for hourly readings, connected to 5 soil temperature sensors (Model 107 Temperature Probe), installed at 5, 10, 30, 50 and 80 cm depth, and 4 soil moisture sensors type TDR (Time Domain Reflectometry, model CS616-L), installed at 10, 30, 50 and 80 cm depth, fed by a 12 Volt battery type SBS C11 (Hawker), all packed in a plastic container .

For calibration of the moisture sensors two undisturbed soil samples were collected in PVC tubes. In the laboratory, the samples were and two sets of CS616 sensors was installed, and monitored for moisture changes by weighing following the natural drying process under free drainage, summing seven readings. At the end, the samples were oven dried at 105°C and weighed again, allowing to obtain the weight of water for each reading. Two linear equations were fitted to transform the probe time signal (in microseconds) into gravimetric moisture: $\theta_v = 0.014 * \text{time} + 0.0956$, $R^2 = 0.9201$, for the surface layers; and $\theta_v = -0.7136 * \text{time} + 23.054$, $R^2 = 0.8808$ for the subsurface layer. Gravimetric moisture was multiplied by the corresponding soil density, so that volumetric moisture was finally obtained.

The annual monitoring period in all stations was from 18 sept/2016 to 30 Nov/2017. For the processing of the hourly data of temperature and soil moisture, 4 parameters were calculated, following recommendation of Guglielmin et al. (2008): freezing and thawing days (FTD), number of days that have negative and positive temperatures with at least one value greater than ± 0.5 ° C; days of thawing (TWD), meaning days in which all hourly readings were positive, with at least one reading warmer than $+0.5$ ° C; days of freezing (FD), by counting the number of days when all hourly measurements were negative and at least one reading colder than -0.5 ° C, and the isothermal days (ISO), by counting the number of days in which all measurements hour intervals vary only between ± 0.5 ° C. In

order to describe the behavior of soil temperature and moisture, the difference between consecutive hourly readings (first difference) and the time series were computed into components of seasonality and trend (additional decomposition). The software R® software (R Development Core Team, 2008) and Excel® (Microsoft Office, 2013) were used for data processing and graphics assembly.

2.3 Soil sampling

The 6 reference profiles monitored are part of a large collection of 18 soils studied in a previous work (Senra et al. 2019) collected along the same east/west transect (Figure 2) at Cordillera Real. The horizons were described and collected according to Santos et al (2015) and Bockheim et al. (2006).

2.4 Physical and chemical analyzes

The samples were air-dried and sieved for fine soil extraction (TFSA <2mm) and submitted to physical and chemical analyzes according to EMBRAPA (1997) and SSS (1996). The physical analyzes were: i) determination of the percentage of gravel (> 2mm) by weight for each horizon; ii) textural analysis by dispersion with 0.1 mol / l NaOH and agitation, coarse sand and fine sand separated by sieving, clay fraction separated by the pipette method, and silt fraction obtained the difference, adapted by Ruiz (2005). iii) soil density obtained by the volumetric ring method. In order to identify lithological discontinuities, the relationship between coarse sand / fine sand (AG / AF) and stony distribution (> 2 mm) was used (Schaetzl, 1998). The morphometric analysis of the sand grains was done in a Zeiss-Stemi 305 magnification of 10 to 40, in the Microscopy Laboratory of the Federal University of Viçosa, following criteria of Power M.C (1953) classification.

Chemical analysis: i) available phosphorus, potassium and sodium, extracted through Mehlich-1 0.05 M HCl + 0.0125 M H₂SO₄, soil ratio: extract 1:10). The phosphorus was determined by Atomic Absorption Spectrophotometry, potassium and sodium determined by Flame Emission Photometry. ii) Calcium, Magnesium and Aluminum extracted with 1M KCl solution, determined by atomic absorption spectroscopy. iii) potential acidity determined by titration after extraction with 0.5 M calcium acetate buffered at pH 7. iv) pH in water and KCl (1 mol · L⁻¹) determined potentiometrically in a 1:2.5 soil water ratio suspension; v) Organic carbon content by wet oxidation with acidic potassium dichromate with heating (Walkley-Black method). From the above determinations data the following index were calculated: Base sum ($S = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+}$); Cation exchange capacity ($T=S+Al+H$); Base Saturation ($V\% = 100 S/T$); Aluminum Saturation ($m\% = 100 Al^{3+} / (S + Al^{3+})$); Clay activity = $100 T / \% \text{ clay}$. vi) we carried out selective extractions of Fe and Al as follow: F_{ep} and Al_p bound to organic matter by the method of McKeague (1967) using 0.1 M of sodium pyrophosphate at pH 10.0. Fe, Al and Si from poorly crystallized hydroxides (Fe_o , Al_o , Si_o), was extracted by 0.2 M ammonium oxalate at pH 3.0, following Schwertmann (1964). For the extraction of crystalline Fe and Al oxides (Fe_d and Al_d) the dithionite citrate-bicarbonate method was used (Mehra and Jackson 1960). All elements extracted were determined by atomic absorption spectrometry. The total amount of iron, was obtained by the alkaline fusion method (soil fraction <2 mm) of all horizons (Sawhney and Stilwell, 1994), and measured by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP OES).

2.5 Mineralogy

The mineralogical characterization of sand, silt and clay fractions was carried out by X-ray diffraction. For the identification of 2:1 clay minerals, we carried out treatments

with K and Mg saturation, with heating at 350°C and 500°C, and solvation with glycerol, were carried out. XR readings were made in an X-ray diffractometer with Co K α radiation, in the range of 4 to 80 ° 2 θ . The diffractograms were interpreted with help of tables provide by CHEN (1977) and published standards (Brindley and Brown, 1980). The amount of ferridrite was estimated using the Fe_o / Fe_d ratio (Schwertmann, 1985). To assess the presence of andic properties, the Al_o + 1/2 Fe_o was used, according to IUSS-Working Group WRB (2006). The degree of soil development was also estimated by the (Fe_d-Fe_o) / Fe_t ratio, which quantifies the proportion of crystalline iron oxides in relation to the total Fe content (Arduino et al., 1984). The amount of low crystallinity aluminosilicates was calculated by the Al_o-Al_p / Si_o formula proposed by Parfitt and Kimble (1989). Allophane was estimated by the Al / Si molar ratio range from 1 to 2 (Parfitt et al., 1980).

3. Results

3.1 General features

The geomorphology diversification of the study area is mainly related with Holocene processes in periglacial and proglacial environments, marked by polygenetic features, at the different climatic settings. At the Altiplano surface, the landscape is composed mainly of extensive alluvial fans, moraines, talus slopes and hydromorphic fluvio-glacial terraces and plains (Bofedales). The topography is predominantly rugged, with flat bottoms along the valleys. The High Mountain sector corresponds to the central axis of the sequence, composed by periglacial landscapes where the ice-free areas are recent, mainly talus, alluvial fans, lateral and frontal moraines. Toward the eastern slope, below 3500 m, drainage incision is deep, with very steep slopes and mountainous relief.

The sites monitored are distinguished by different climatic and pedological conditions, resulting in changes vegetation (Table 1). The Altiplano is the driest sector with

annual rainfall of 300 mm and mean air temperatures of 6.3⁰C, covered with Dry Puna, herbaceous vegetation. In this sector the organic horizons are deep (> 30cm) (P1 and P2) (Figure 3), with common buried horizons (2Oh) and water-saturated horizons (H2) on depressions (Senra et al. 2019). The topography is strongly wavy, with soils formed on deep C horizons, with dense layers. The mineral composition of the soils in this sector is formed by talus of diversified lithologies, mainly quartzites, slate and granites. The High Mountain sector has a transitional climate with annual rainfall of 800 mm and the lowest averages of air temperature (2.4⁰C and 3.6⁰C). The soils of this sector are shallow with great contribution of clay fraction, composed predominantly by products of the weathering of granodiorites. The vegetation presents as transitions between Puna and Páramo, since there is greater moisture and accumulation of MO (P3) (Figure 3) and between Páramo and Tundra, since there is little MO (P4) (Figure 3) and extreme conditions, up mountain, wind and low temperatures. In the Amazonian Slope there is an increase of humidity, fruit of the adiabatic cooling followed by condensation of humid air masses coming from the Amazon basin. The increase in humidity and mild temperatures is followed by a densification of the phytophysionomies, which transect from humid Puna in the upper parts (> 4000 m) to Shrub (3600 – 2500 m) to forests (< 2600 m). The morphology of the soils in this sector is formed by organic horizons (Oh), shallower (<20cm) on slightly altered mineral material (C) and deeper (> 100cm) soils on the stabilized slopes (P5 and P6) (Figure 3).

Table 1. Main characteristics of monitoring sites

Site	Coordinates	Altitude (m)	Face	Slope position	Landform	Vegetation	Annual Precipitation (mm)
1	68° 9'16.18"O 16°20'36.45"S	4625	West	Middle	Medium gradient mountain	Dry Puna	300
2	68° 8'35.74"O 16°18'59.56"S	4620	West	Lower	Medium gradient mountain	Dry Puna	300
3*	68° 7'51.19"O 16°17'13.79"S	4800	Southeast	Middle	High gradient escarpment zone	Paramo	800
4	68° 8'4.27"O 16°16'54.51"S	5020	-	Crest (Summit)	High gradient escarpment zone	Tundra	800
5	68° 7'13.87"O 16°16'32.39"S	4490	Northeast	Middle	High gradient escarpment zone	Wet Puna	1200
6	68° 7'53.71"O 16°11'44.92"S	3755	Southeast	Lower	High gradient hill	Shrub	1200

*Reference site

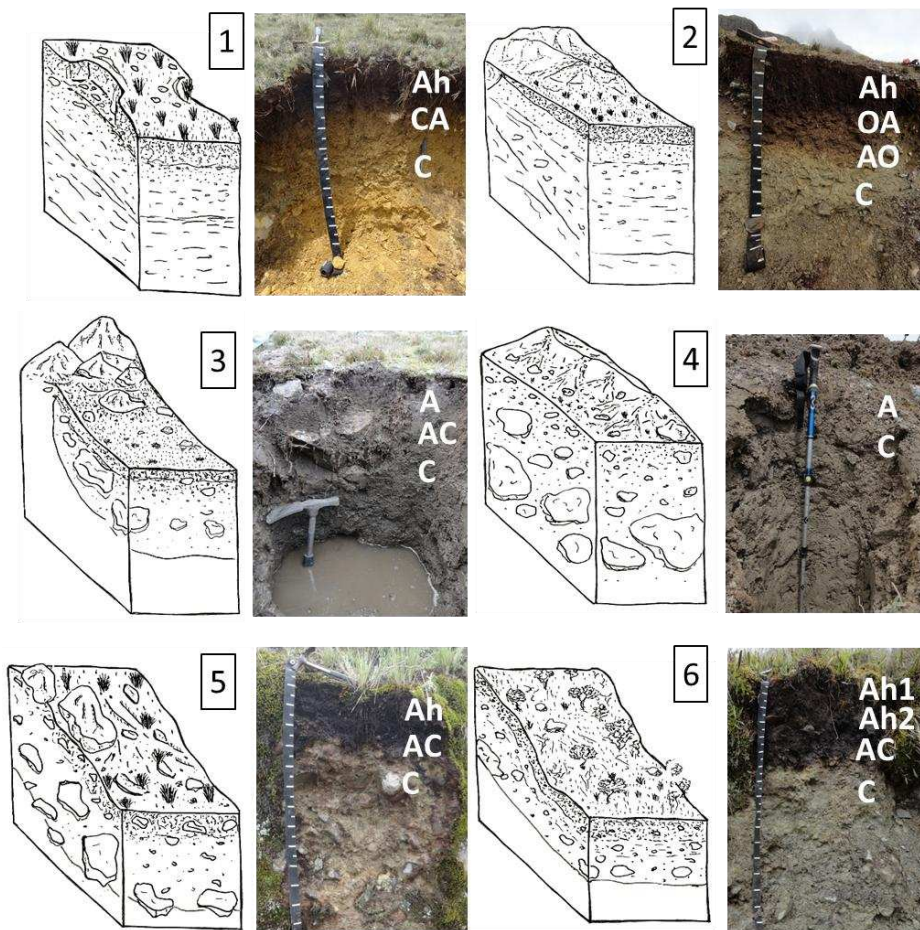


Figure 3. Reference soils of each site

3.2 Thermal soil Regimes

The climatic data are summarized in Tables 2 and 3 and the complete time series for all sites are represented by the graphs in Figures 4 to Figure 16. The monitored sites present different behaviors mainly related to the climatic zone where they are inserted and secondarily by the situation in the topography, drainage condition and morphology of the soils.

The monitoring points P2 and P5 had a technical problems in the air temperature sensors and therefore only the profiles P1, P3, P4 and P6 have air temperature registers. An erosive event at P1 left the 5cm depth sensor exposed to the atmosphere since June, resulting in changes in the minimum, maximum and average for this depth.

Average air temperatures throughout the year in all locations were positive: 6.3⁰C in the highland sector, 2.4⁰C and 3.6⁰C in the high mountains and 8.8⁰C in the Amazonian slope. The average air temperature for summer (December, January and February) and the average for winter (June, July and August) was $\Delta t_m = 4.02^{\circ}\text{C}$ in the High Mountain sector, $\Delta t_m = 2.02^{\circ}\text{C}$ for the Altiplano and $\Delta t_m = 1.41^{\circ}\text{C}$ for the Amazonian Slope.

The mean annual temperatures at 50 cm were: 7.2⁰C; 7,1⁰C in the Altiplano sector at P1 and P2, respectively; 3⁰C, 5,2⁰C in the High Mountain sector at P3 and P4, respectively; 9.1⁰C and 9.2⁰C in the Amazonian sector for P5 and P6, respectively. According to the SSS (2014) criteria, were classified as Isofrigid ($T_m < 8^{\circ}\text{C}$), Cryic ($T_m < 6^{\circ}\text{C}$, in the presence of O horizons) and Isomesic ($8^{\circ}\text{C} < T_m < 15^{\circ}\text{C}$) temperature regimes for the Altiplano, High Mountain and Amazonian Slope respectively. The monitored slope of the Altiplano is climatically very similar to the high mountains, the cryic regime being very close to the isofrigid.

Soil temperature records at 5 cm always show higher temperatures than air, also with higher standard deviation values. Due to the thermal diffusivity of each site there is an increasing trend of temperature with depth up to 50cm, however the average annual temperature variation between the depths of 5cm and 50cm in each site is low, always lower than 1⁰C. The lowest mean temperatures were recorded at 5 cm depth in the High Mountain sector, 2.6⁰C and 5.2⁰C at P3 and P4 respectively, followed by the sector of the Altiplano, 7.3⁰C and 6⁰C at P1 and P2 respectively, and the sector of the Amazonian slope with averages of 9.1⁰C and 9.3⁰C in P5 and P6 respectively. While the minimum temperatures were recorded in the Altiplano sector at 5 cm depth with values of -10⁰C and -5⁰C, in P1 and P2 respectively, followed by the High Mountain sector with -2⁰C and -3⁰C, in P3 and P4 respectively, and the Amazonian Sector with 20⁰C and 40⁰C, in P5 and P6 respectively. The surface exposure of the P1 surface sensor thermometer altered the mean, minimum and maximum for this depth but did not affect the measurements at 50 cm depth. This depth presents the smallest standard deviations because they are free of atmospheric interfacial interferences, therefore they are more compatible in the comparison between the sites, in different situations.

The lowest values of average monthly temperatures, at 50 cm depth, were recorded during the period between June and July in all locations: 5.4⁰C in P1; 4.90⁰C in P2; 0.70⁰C in P3; 1.1⁰C in P4; 7.4⁰C in P5 and 7.6 in P6. And the highest values during the month of November: 8,2⁰C in P1; 8.9⁰C in P2; 6.9⁰C in P3; 7.60⁰C in P4; 10,7⁰C in P5 being the only exception in P6 with the highest average in February with 10.4⁰C.

The parameters indicate patterns of thermal behavior of soils. The daily isothermal trend (ISO) was reported only in P3 (4800m): 8 and 3 days to 5cm and 20cm depth respectively, in the High Mountain sector. The freezing and thawing days (FTD) in the soil at 20 cm depth are 1.8% and 2.1% in P1 and P2; 14.1% and 2.2% in P3 and P4; and were

not reported in the P5 and P6 profiles. In P1, at the depth of 5cm the thermal behavior has an anomalous character (FTD = 23%), due to the direct exposure to the atmosphere, therefore, not comparable. The values of FTD at 5 cm are higher than the deep layers: 4.1%, 18.9% and 22.6% at P2, P3 and P4, respectively. The Amazonian slope showed always positive temperatures in all the compartments monitored, therefore FTD absent, except for the air temperature in P6 with 8 days of the year marking temperatures below 0°C. P6 is located under shrub vegetation and presents lower amplitudes in daily temperatures and monthly averages due to the protection of solar radiation and the reduction of heat loss.

In the high mountain sector during the winter, a buff effect caused by snow is observed in the thermal behavior that is reflected as a plateau in the temperature graph in P3 and P4 (Figure 8 and Figure 10).

The analysis of the additional decomposition (Figure 16) shows the same trend in the behavior of soil temperature at 50cm depth with lower temperatures between June and August and higher temperatures from November to February. However the seasonal component is different in each site due to thermal diffusivity and effects of moisture, snow and vegetation. In high mountain the tendencies in the seasonality are more abrupt and with values of residues higher.

Table 2. Means, Minimum, Maximum and Standard Deviation of all sites

		5cm	20cm	30cm	50cm	80 cm	Air	Soil Temperature Regime
P1 (4625m)	Mean	7.3	7.3	-	7.2	-	6.3	Isofrigid
	Mean summer	6.99	7.74	-	8.27	-	7.22	
	Mean winter	8.22	7.05	-	5.97	-	5.20	
	Min.	-10.0	-2.0	-	5.0	-	-5.0	
	Max.	45.0	32.0	-	9.0	-	22.0	
	Dev Std.	8.3	5.2	-	1.0	-	4.6	
P2 (4620m)	Mean	6.0	7.0	-	7.1	-	-	Isofrigid
	Mean summer	7.1	7.9	-	8.1	-	-	
	Mean winter	4.9	5.8	-	5.8	-	-	
	Min.	-5.0	1.0	-	4.0	-	-	
	Max.	22.0	15.0	-	11.0	-	-	
	Dev Std.	4.4	2.5	-	1.4	-	-	
P3 (4800m)	Mean	2.6	2.7	3.0	3.0	3.2	2.4	Cryic
	Mean summer	6.4	6.5	6.6	6.5	6.5	3.0	
	Mean winter	0.9	1.2	1.5	1.5	1.9	2.3	
	Min.	-2.0	-1.1	-0.6	-0.6	0.0	-5.5	
	Max.	14.2	11.2	9.0	9.1	7.9	12.0	
	Dev Std.	3.0	2.5	2.0	2.1	1.6	3.0	
P4 (5020m)	Mean	5.2	5.4	-	5.0	-	3.6	Cryic
	Mean summer	6.3	6.9	-	6.9	-	5.1	
	Mean winter	3.9	3.9	-	3.1	-	1.1	
	Min.	-3	0	-	1	-	-4	
	Max.	25	19	-	85	-	20	
	Dev Std.	5.2	3.5	-	3.3	-	4.3	
P5 (4490m)	Mean	9.1	9.0	-	9.3	-	-	Isomesic
	Mean summer	9.7	9.6	-	10.0	-	-	
	Mean winter	8.6	8.2	-	8.4	-	-	
	Min.	2	4	-	6	-	-	
	Max.	25	13	-	11	-	-	
	Dev Std.	3.6	1.5	-	1.0	-	-	
P6 (3755m)	Mean	9.3	9.3	-	9.5	-	8.8	Isomesic
	Mean summer	9.8	10.0	-	10.1	-	9.4	
	Mean winter	8.7	8.4	-	8.6	-	8.0	
	Min.	4	7	-	8	-	-1	
	Max.	19	12	-	11	-	26	
	Dev Std.	2.4	0.9	-	0.7	-	5.0	

Table 4. Sum of 439 days, FD(Freeze days), FTD(Freeze and thawing days), ISO(Isothermal days),TWD (Thawing days).

		5cm	20cm	30cm	50cm	80 cm	Air
P1 (4625m)	FD	0	0	-	0	-	0
	FTD	159	14	-	0	-	101
	ISO	0	0	-	0	-	0
	TWD	280	425	-	439	-	338
P2 (4620m)	FD	0	0	-	0	-	-
	FTD	18	8	-	0	-	-
	ISO	0	0	-	0	-	-
	TWD	394	430	-	439	-	-
P3 (4800m)	FD	0	0	0	0	0	0
	FTD	83	62	38	40	1	310
	ISO	8	3	0	0	0	0
	TWD	348	374	401	399	438	129
P4 (5020m)	FD	0	0	-	0	-	0
	FTD	99	10	-	1	-	166
	ISO	0	0	-	0	-	0
	TWD	340	429	-	438	-	246
P5 (4490m)	FD	0	0	-	0	-	-
	FTD	0	0	-	0	-	-
	ISO	0	0	-	0	-	-
	TWD	439	439	-	439	-	-
P6 (3755m)	FD	0	0	-	0	-	0
	FTD	0	0	-	0	-	0
	ISO	0	0	-	0	-	0
	TWD	439	439	-	439	-	439

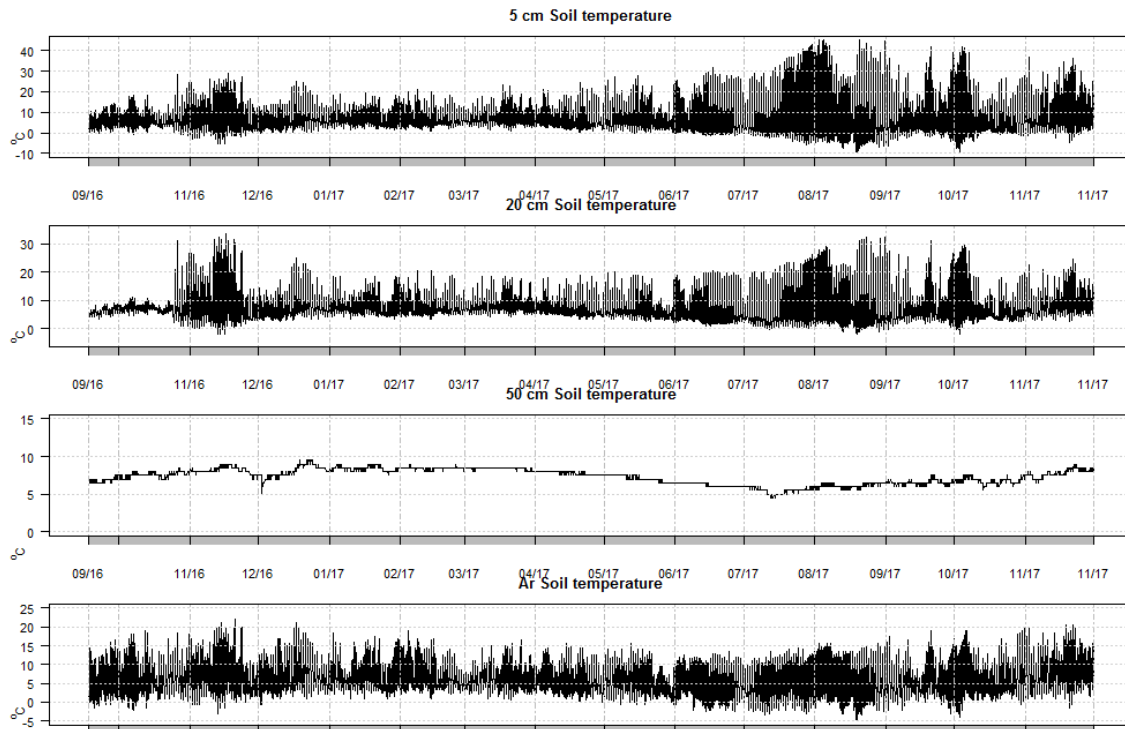


Figure 4. Graph of soil temperature at 5cm, 20cm, 50cm and air temperature at P1

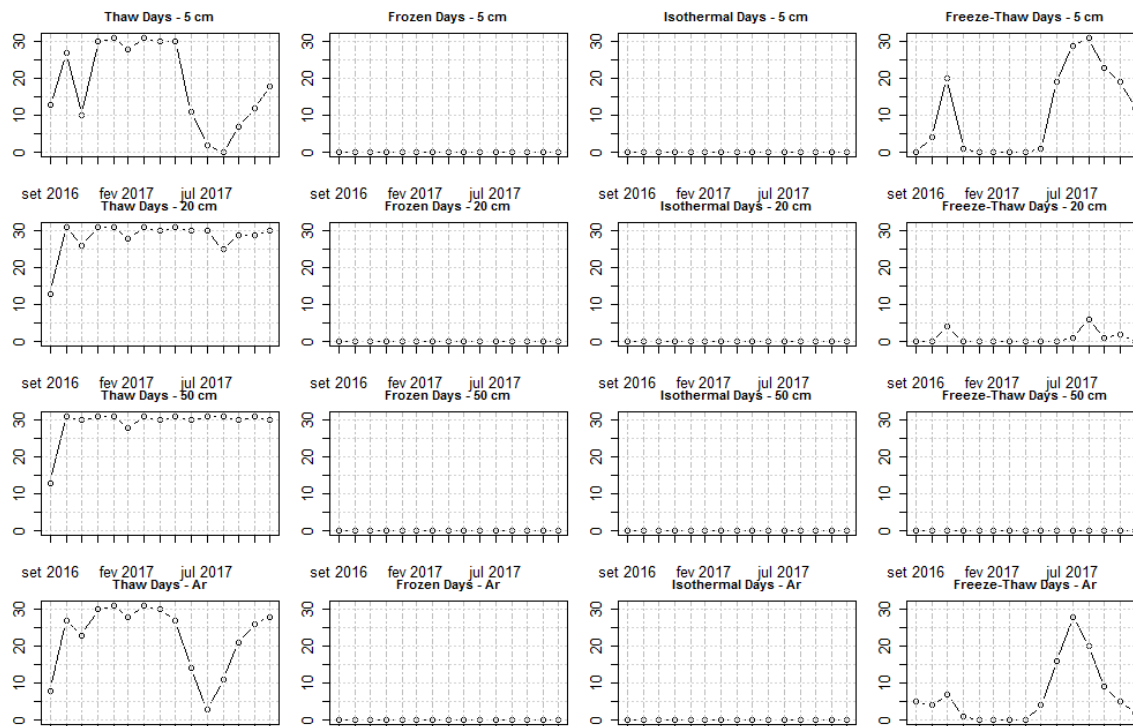


Figure 5. Monthly parameters calculated for P1

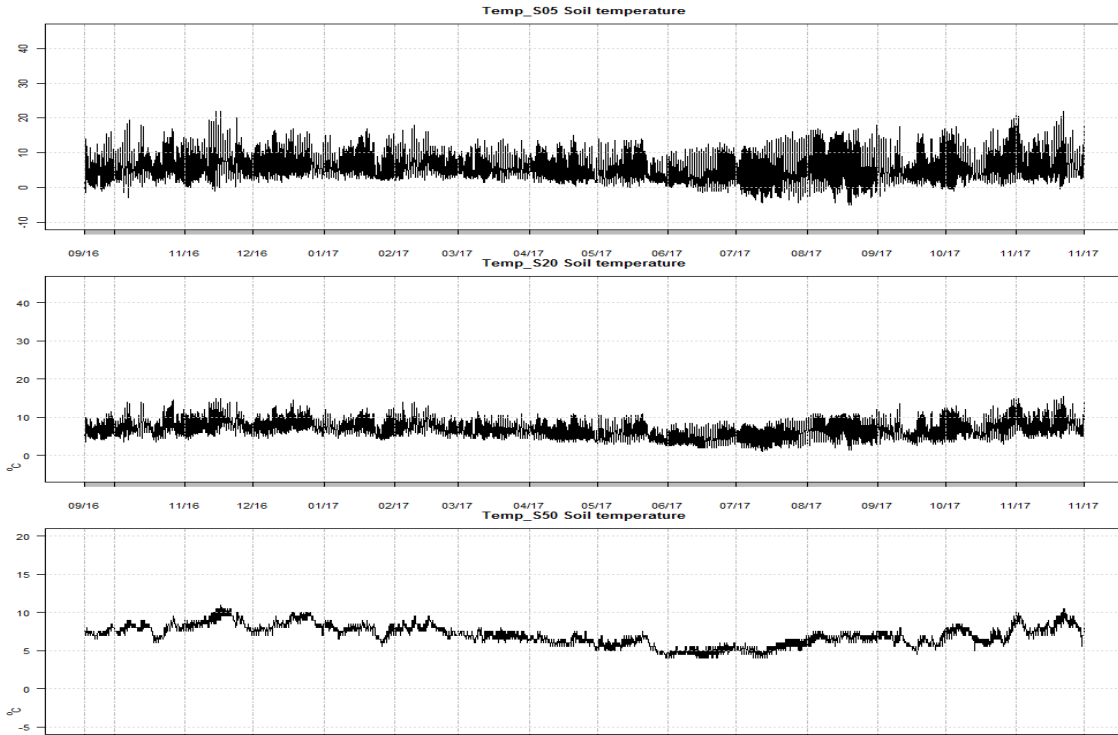


Figure 6. Graph of soil temperature at 5cm, 20cm and 50cm at P2

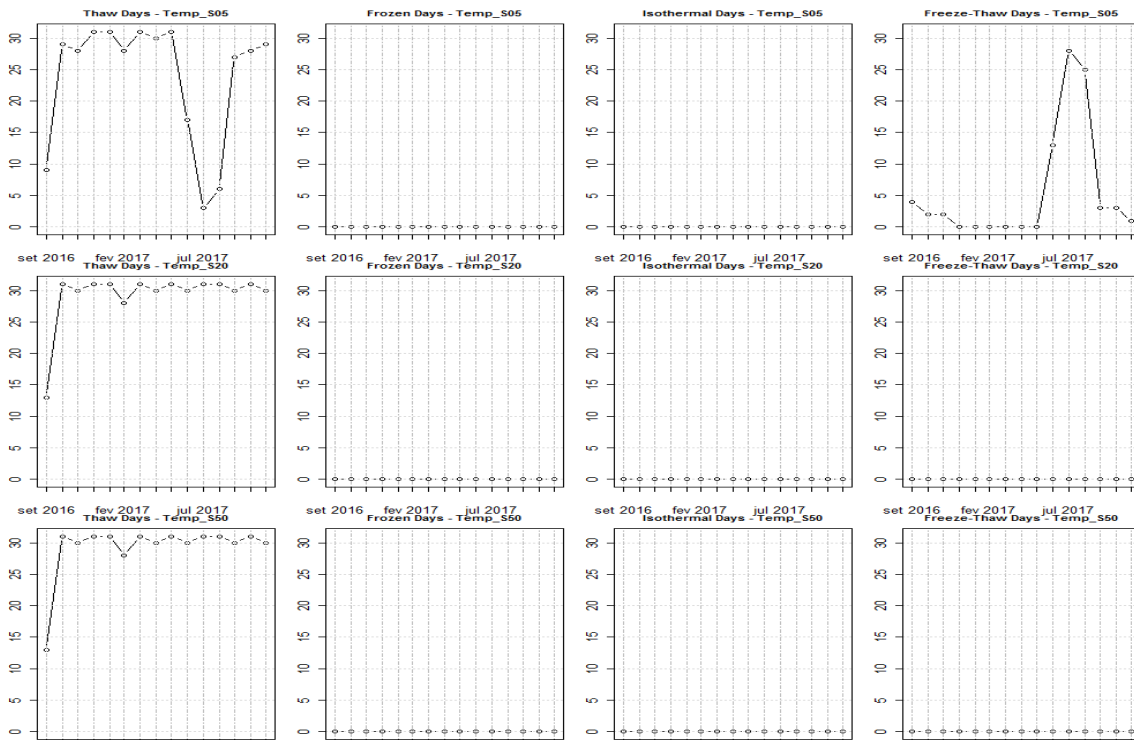


Figure 7. Monthly parameters calculated for P2

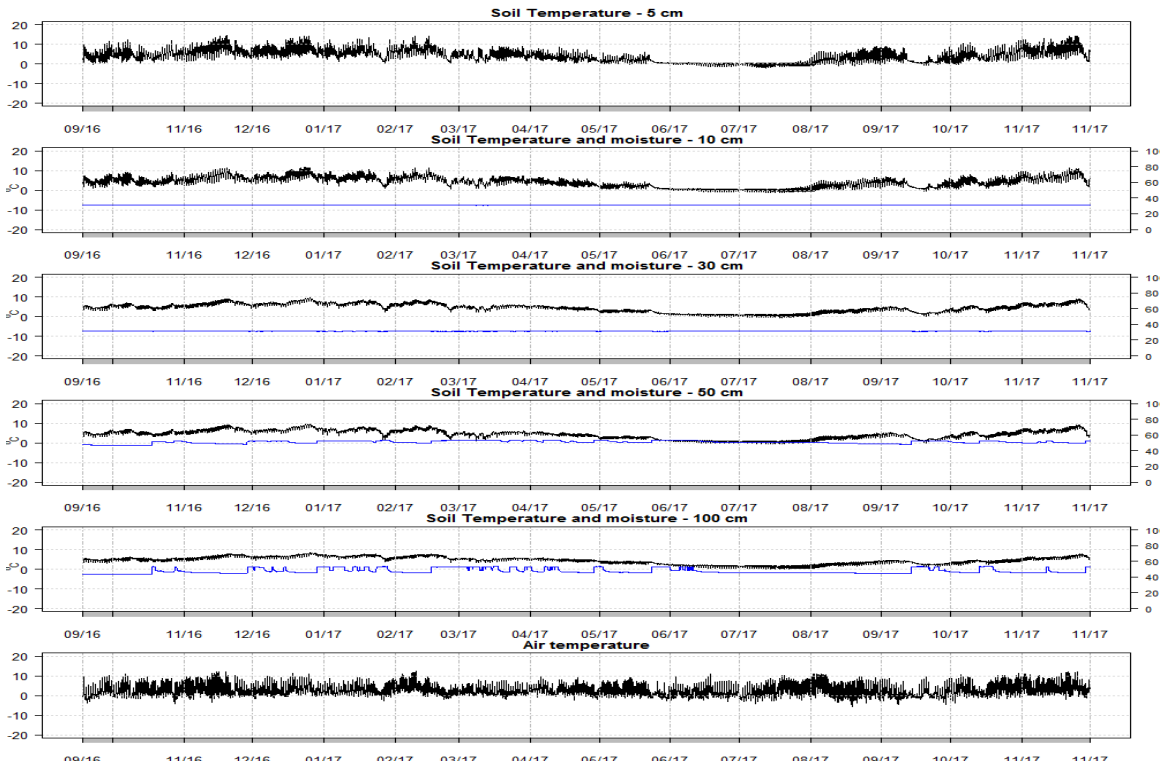


Figure 8. Soil moisture and soil temperature at 5cm, 10cm, 30cm and 50cm at P3

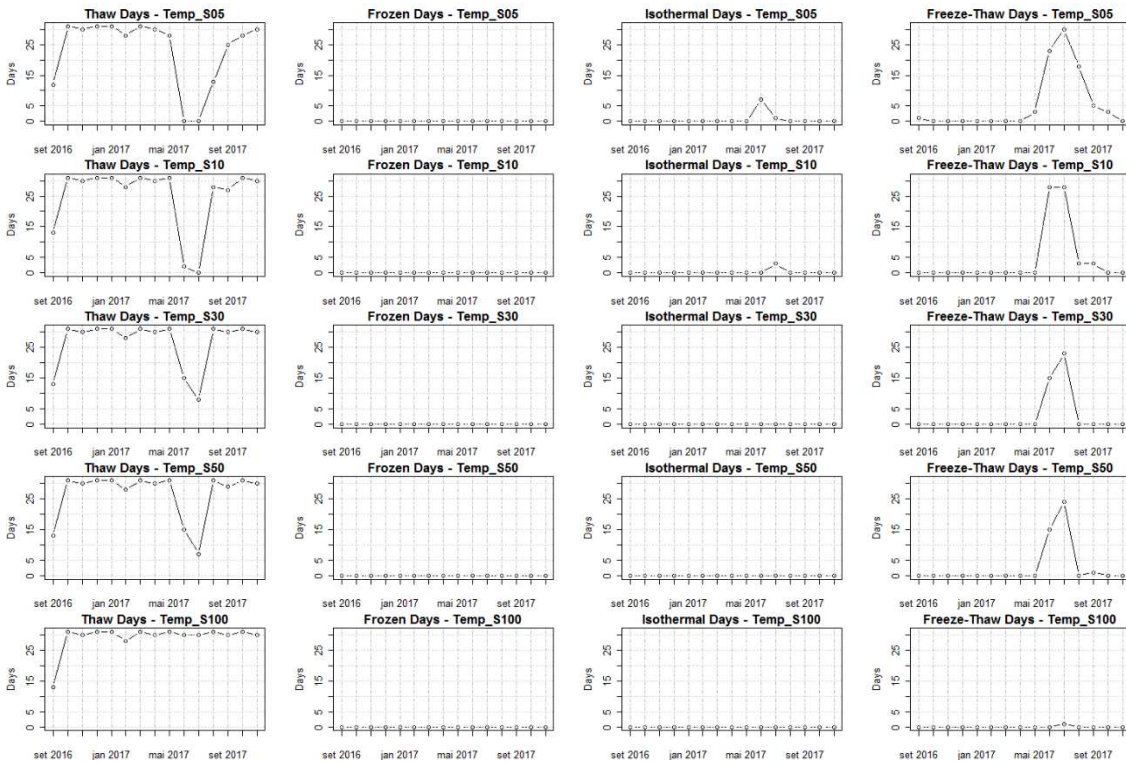


Figure 9. Monthly parameters calculated for P3

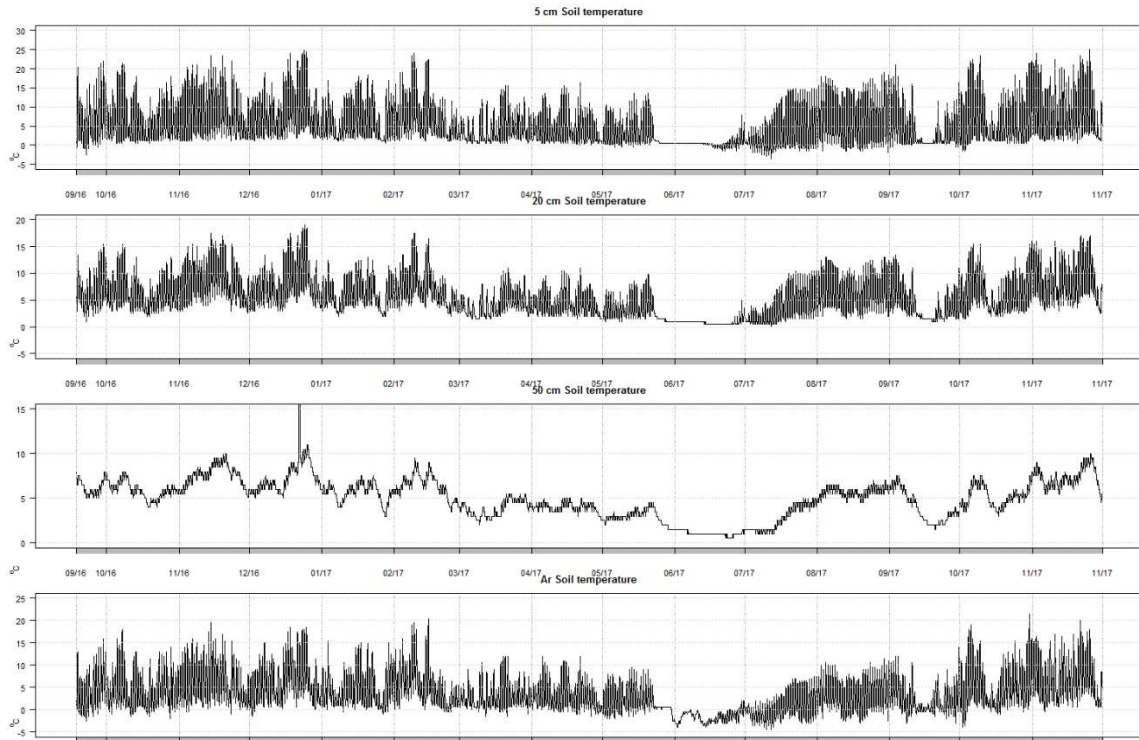


Figure 10. Graph the soil temperature at 5cm, 20cm, 50cm and air temperature at P4

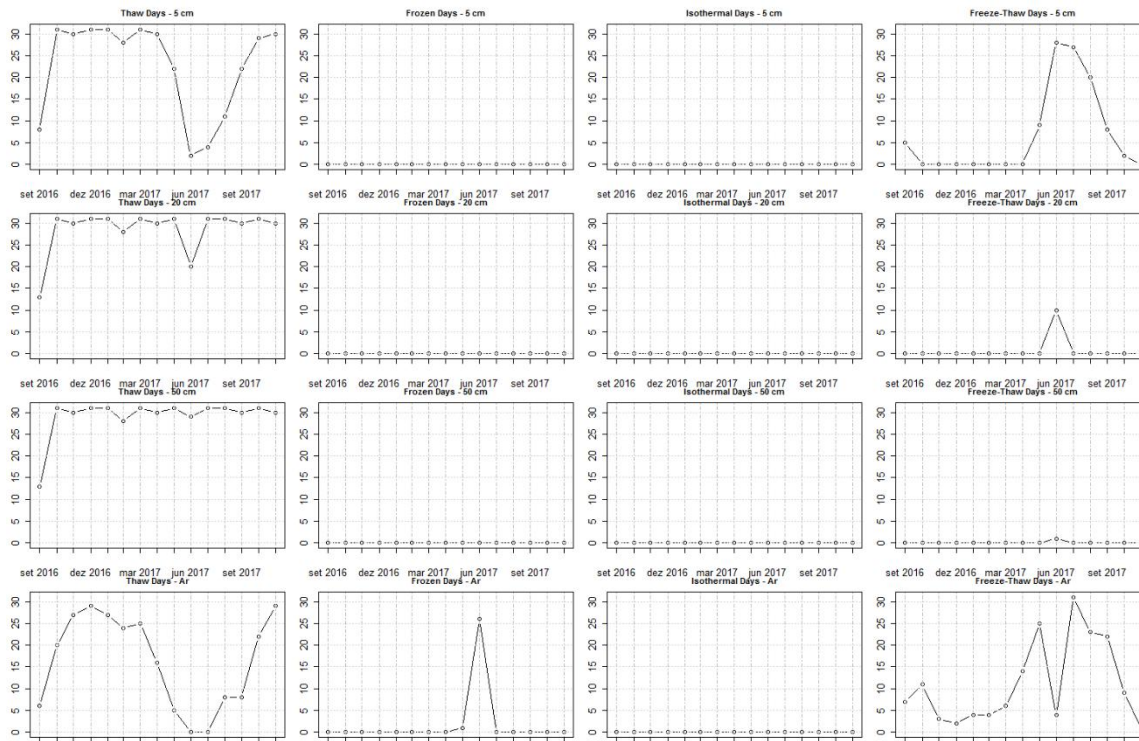


Figure 11. Monthly parameters calculated for P4

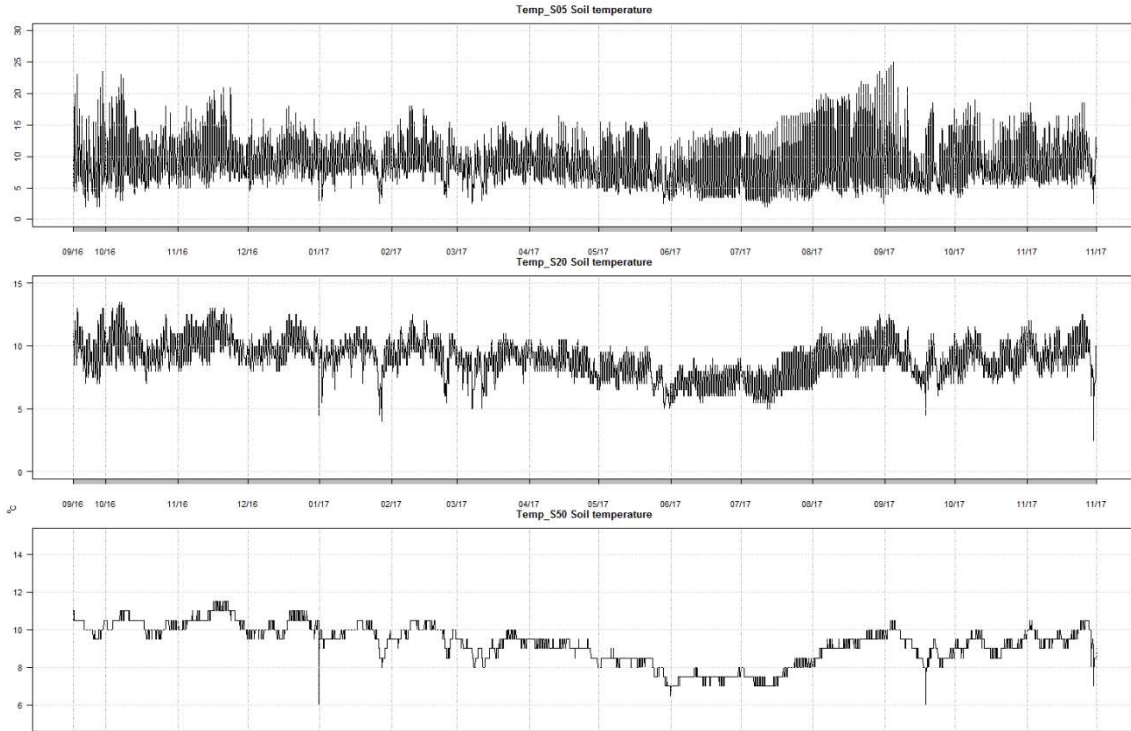


Figure 12. Graph the soil temperature at 5cm, 20cm, 50cm at P5

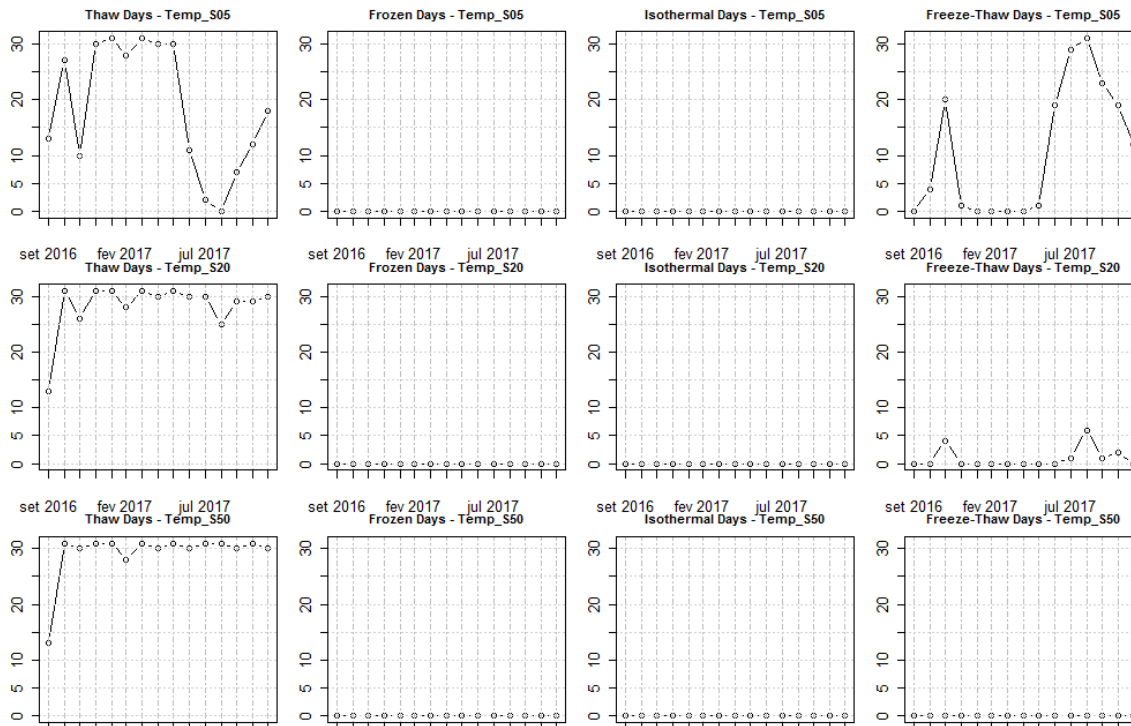


Figure 13. Monthly parameters calculated for P5

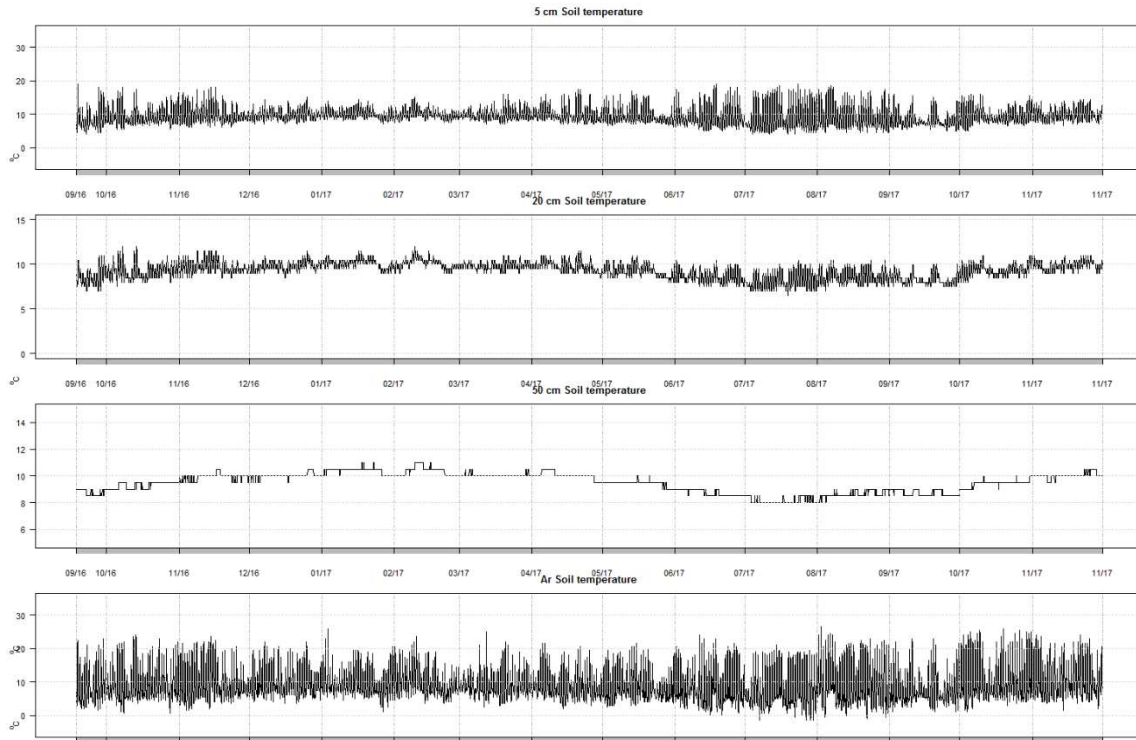


Figure 14. Graph the soil temperature at 5cm, 20cm, 50cm and air temperature at P6

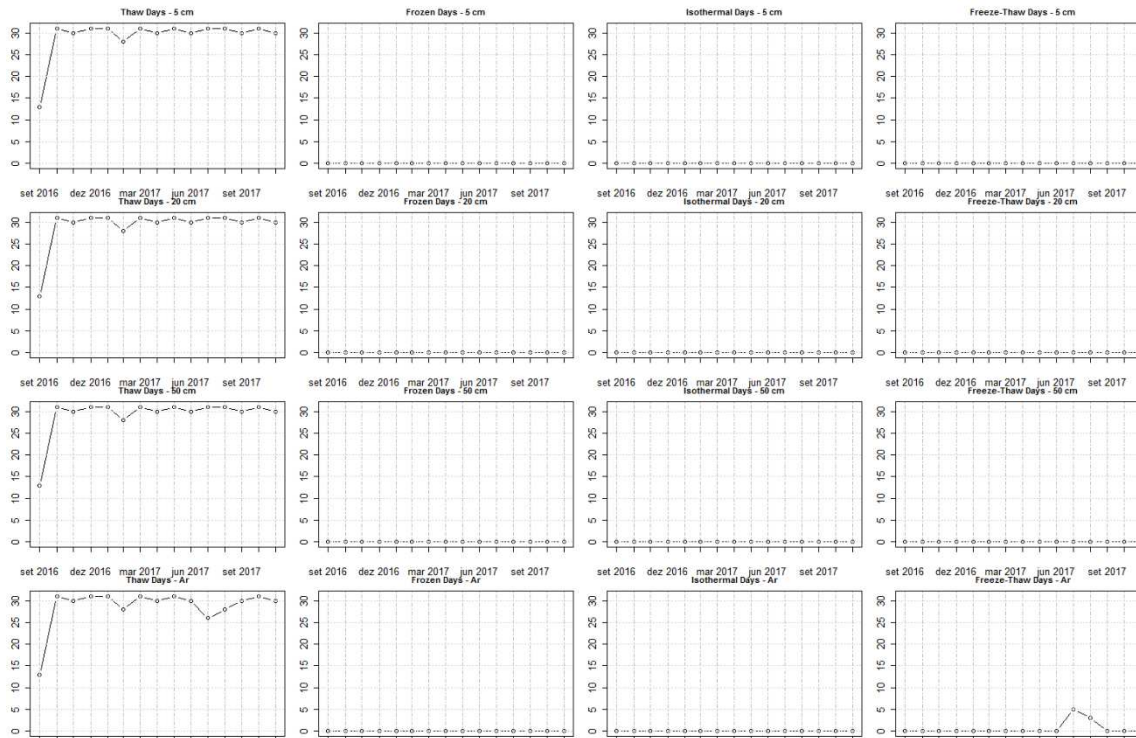


Figure 15. Monthly parameters calculated for P6

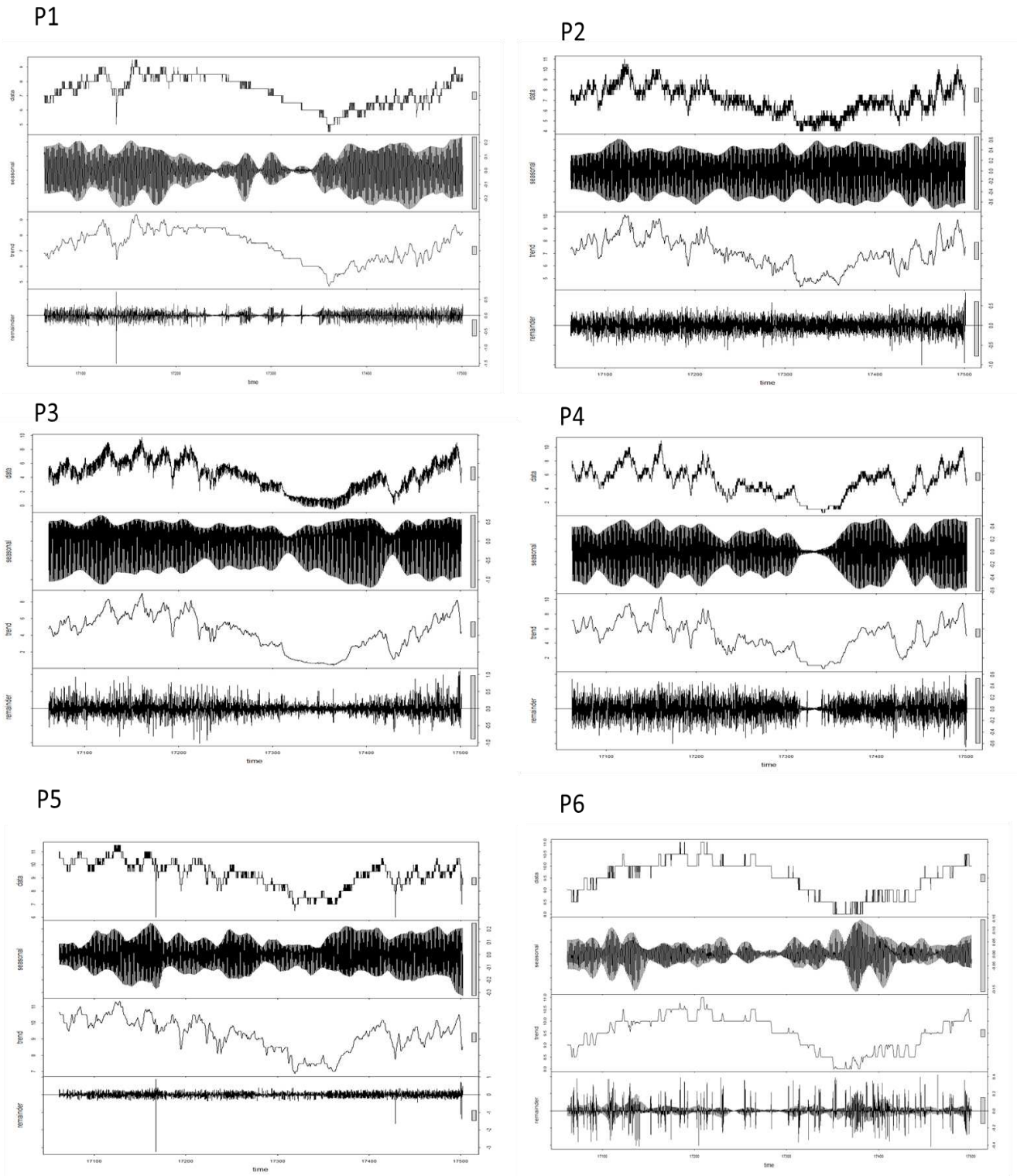


Figure16. Adicionaldecompositon at 50cm depth for all sites

3.3 Moisture soil regime

The moisture regime was monitored only in P3 (4800m), in the High Mountain sector, located in the interflow between the Altiplano and the Amazonian Slope. It is in a steep hillside (Figure 1) in the middle of a mountainous regional topography, on the southeast face of sun exposure and covered by herbaceous vegetation, which forms a continuous carpet of 3cm to 5cm of thickness. According to SSS (2014) in the control section for this soil (20cm to 60cm), the soil moisture regime is predominantly udic, but show aquic periods during the months of February and March.

There is an inverse proportional effect between the moisture behavior and the temperature behavior. The standard deviations of the moisture values are smaller and have increasing variations in depths. The average moisture contents are higher in subsurface 50% to 50cm and 47% to 100cm, and smaller to 10 and 30cm with 31% in both depths.

From the analysis of the graph (Figure 17) the largest amplitude of variation in moisture content was recorded in 100 cm, followed by the depth of 50 cm. There is a clear seasonality of humidity, higher values during the months of December to April and lower between July and September. There is a greater seasonality of moisture when compared to temperature. The figure shows the graph with the first difference in the 4 depths, the layers of 100 and 50 cm show more sudden variations of moisture in hourly intervals. The few days of freezing and thawing (FTD) and the absence of freezing days (FD) for P3, are insufficient to keep these layers frozen and to change the water behavior.

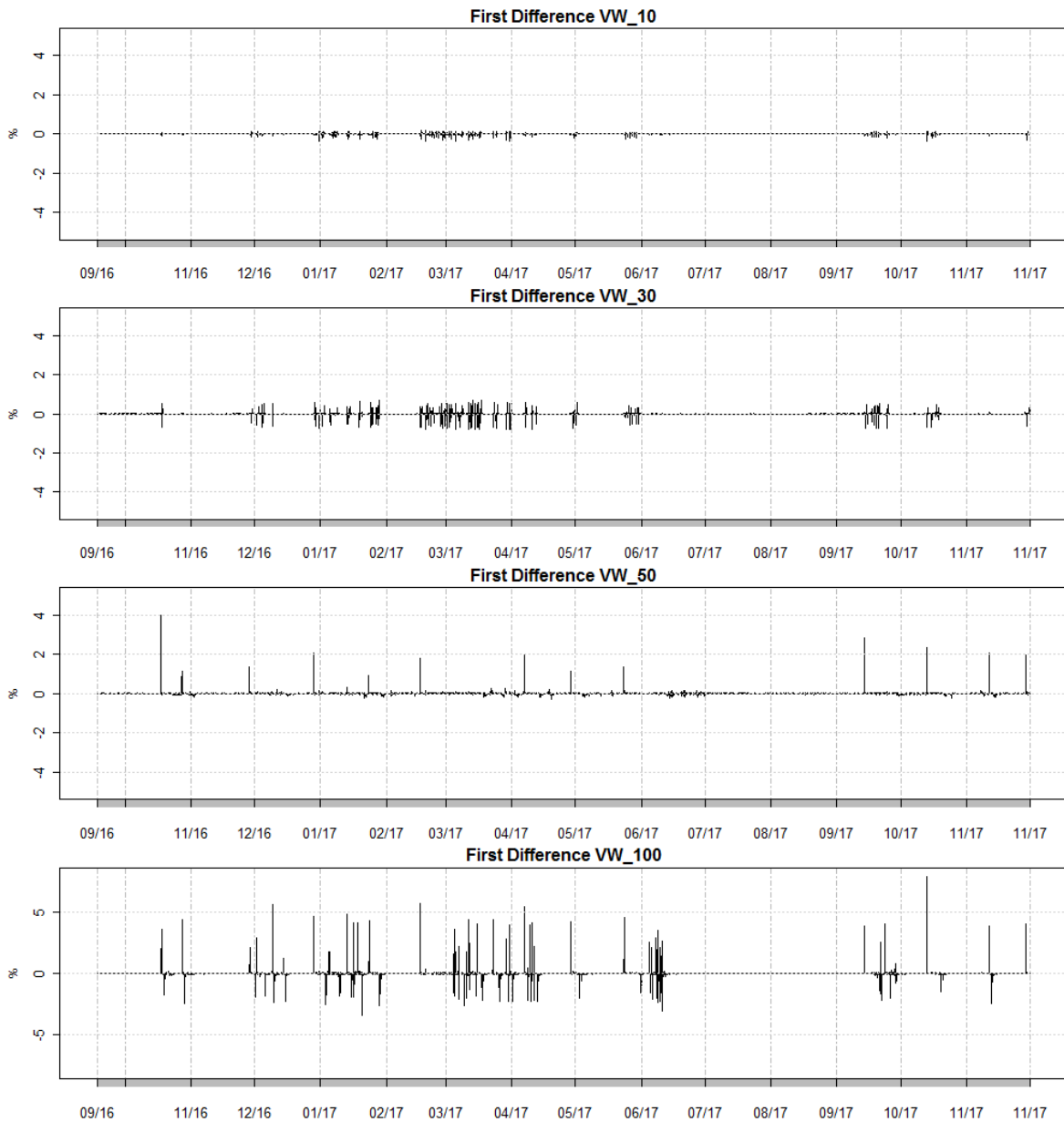


Figure 17. First difference for soil moisture at P3

3.4 Morphological and Physical properties

The soil source material is very heterogeneous. It shows a high percentage of thick material (> 2 mm), with the texture of the TFSA varying from clay loam to sandy loam (Table 5). In general, the soils are developed from till, mainly the soils of the periglacials, coming from bottom and lateral moraines. In the far parts of the present glaciers the soils develop on talus, reworked or loess moraines. Thick colluvium are more common on the

Amazonian flank. The skeletal composition occurs in 60% of the horizons and ranges from 35 to 85% of coarse material. Stony pavements occur in highland soils (P1 and P2). However, the contribution of clay in the fine dry air soil in some cases is high ($> 400\text{g / kg}$). The surface and subsurface horizons, excluding horizons C, have densities ranging from 0.17 to 1.6 g.cm^{-3} , according to the organic and mineral constitution. In P1, P5 and P6, the C horizon presents pan characteristics by cryogenic compaction, with low OM content and sandy loam clay texture.

The soils present Horizon A, O or H sequences on C, with clear and diffuse transition, varying from flat to wavy. Colors with value and chroma less than 3 occur in almost all horizons, and show a strong effect of OM, even in the mineral horizons. The structures in the mineral horizons with $\text{OM} > 3\text{ dag/kg}$ range from simple to granular (moderate to strong) grains to small to medium subangular blocks (weak to strong). In soils with OM less than 3 dag/kg , the structure is small and weak subangular blocks. Organic horizons have a crumb structure.

Table 5. Physical and morphological properties

Site	Classification	Layer	Depth	Color		>2mm	Coarse Sand	Fine Sand	Silt	Clay	Classes	Density
				Value	V/C moist							
1	Aridic Humustepts	O	0-5	10yr		4.9	4.8	7.4	63.4	24.4	Silty clay loam	0.515
		Ah	5-25	10yr	2/2	100.0	23.8	10.2	36.9	29.1	Clay loam	
		CA	25-35	10yr	3/4	45.1	30.2	10.9	31.7	27.2	Clay loam	
		C	35-100	10yr	4/6	45.0	30.1	10.5	33.8	25.6	Clay loam	
2	Terrichaplohemist	O	0-11	10yr	2/2		3.2	9.4	65.4	22	Silty clay loam	0.568
		AO	11-23	10yr	2/1	60.6	41.9	8.9	28.9	20.4	Sandy clay loam	
		AC	23-48	2.5y	3/2	60.7	37.9	12.3	29.9	19.9	Loam	
		C	48-80+	5y	5/3	53.4	25.6	10.9	43.6	19.9	Loam	
3	Aquic Udorthents	O	0-6	10yr	2/1	31.8	44.2	8.6	23.5	23.7	Sandy clay loam	1.615
		O2	6-35	10yr	2/2	20.1	34.7	10.3	28	27	Clay loam	
		C	35-100+	10yr	3/2	49.5	44.6	11.2	21.6	22.6	Sandy clay loam	
4	Typic Cryopsamment	A	0-10	5y	5/2	24.6	50.2	15.6	22.7	11.5	Sandy loam	
		C/R	10-100+	5y	6/2	32.5	46.6	18.9	22.9	11.6	Sandy loam	
5	Lithic Udorthents	O	0-35	10yr	2/1	54.5	15.1	12.5	44.8	27.5	Clay loam	1.322
		C/R	35-150+	5y	4/2	55.1	29.8	24.7	33.4	12.1	Sandy loam	
6	Typic udorthents	A1	0-15	10yr	2/1	54.2	26.6	18.1	34.7	20.6	Clay loam	0.995
		A2	15-60	10yr	2/1	36.1	10.4	10.7	54.3	24.6	Clay loam	
		AC	60-65	10yr	2/1	72.0	12.1	11.7	55	21.3	Clay loam	
		C	65-120+	5y	5/2	47.2	19.6	16.4	49.6	14.4	Loam	

3.5 Chemical properties

All soils are acidic, with pH ranging from 4.18 to 5.98 (Table 6), the wetter sector has slightly more acidic soils. All horizons are dystrophic, with the exception of the eutrophic horizons in P3 and P4, characterizing epieutrophic soils. The base saturation (SB) showed a correlation with the OM content and with the wetter and hotter sectors, where there is more cycling. Aluminum saturation is variable (2.4-88%), with high contents (> 70%) in P5 and P6 and medium to high Al^{3+} content (0.6 - 188 cmolc / dm³). In P5 the high saturation associated with high Al^{3+} content conditions the allytic character.

The OM content is variable with the type of vegetation, position in the landscape, altitude and peleoenvironment. Highlands in almost all surface horizons (7dag / kg – 25.19dag / kg) and subsurface (4.8dag / kg - 54.25 dag / kg), with the exception of horizons C (0.6 dag / kg - 2.9 dag / kg). P4 (5020m) showed the lowest values (0.9 dag.kg-1) while P2 had the highest values (25.19 dag.kg-1) of OM. In general, the soils presented high retention of P (51-99%), with values inversely proportional to Al_d . Profiles P1 and P2, in the transition from the high mountain plateau, have high Fe_d-Fe_o / Fe_t values and low Fe_o / Fe_d values. The Fe fractions bound to OM indicated by the Fe_p / Fe_t ratio have a maximum value of 16% in P2. The Fe_o / Fe_d ratio ranged from 0.12 to 1.01 and Al_o / Al_d ranged from 0.67 to 20.63.

Table 6. Chemical properties

Site	Layer	pH H ₂ O	SB	t	T	V	m	ISNa	MO	C	P - ret	Fep	Alp	Feo	Alo	Fed	Ald	Fet	Alo+1/2Feo	Fep/Feo	Alp/Alo	Feo/Fed	Alo/Ald	Fed- Feo/Fet
1	O	4.67	7.78	9.08	27.88	27.9	14.3	0.12	22.6	13.11	75.0	0.40	0.27					13.18						
	Ah	4.85	3.55	5.95	21.25	16.7	40.3	0.09	10.98	6.37	86.2	0.42	0.48					3.45						
	CA	4.75	1.14	3.24	10.34	11	64.8	0.15	3.36	1.95	78.5	0.29	0.52	0.34	0.36	0.91	0.09	20.01	0.53	0.86	1.45	0.37	3.96	0.03
	C	5.12	1.43	2.53	10.03	14.3	43.5	0.11	0.65	0.38	48.5	0.00	0.00					6.87	0.00					0.00
2	O	4.47	4.75	7.05	24.05	19.8	32.6	0.21	25.19	14.61	76.7	0.38	0.15					30.26						
	AO	4.44	0.98	4.08	25.08	3.9	76	0.06	10.33	5.99	98.0	0.58	0.80					35.65						
	AC	4.6	0.41	1.71	12.81	3.2	76	0.12	4.39	2.55	91.2			0.26	0.38	0.53	0.05	2.17	0.51	0.00	0.00	0.49	7.16	0.12
	C	4.99	0.38	1.18	5.38	7.1	67.8	0.36	1.16	0.67	70.0			0.11	0.16	0.40	0.04	9.81	0.21	0.00	0.00	0.27	4.01	0.03
3	O	5.14	12.1	12.4	22.5	53.8	2.4	0.59	14.21	8.24	62.7	0.15	0.21					4.10	0.00					0.00
	O2	5.12	2.01	2.81	10.61	18.9	28.5	0.97	4.52	2.62	86.3	0.22	0.47					5.38	0.00					0.00
	C	5.42	1.64	2.54	8.74	18.8	35.4	0.93	2.91	1.69	86.0			0.04	0.02	0.31	0.03	1.72	0.04	0.00	0.00	0.12	0.67	0.16
4	A	5.2	4.42	4.72	7.22	61.2	6.4	1.36	0.9	0.52	16.3	0.01	0.00			0.16	0.02	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
	C/R	5.98	5.34	5.34	6.54	81.7	0	1.16	0.13	0.08	21.2							3.59	0.00					0.00
5	O	4.18	0.63	3.73	23.53	2.7	83.1	0.1	19.38	11.24	95.7	0.00	0.00	0.18	0.24	0.28	0.03	4.21	0.33	0.00	0.00	0.66	8.58	0.02
	C/R	4.97	0.29	0.69	3.39	8.6	58	0.58	0.9	0.52	61.7	0.22	0.70	0.18	0.37	0.18	0.02	1.47	0.46	1.20	1.91	1.01	20.63	0.00
6	A1	4.52	0.48	2.78	14.68	3.3	82.7	0.25	9.36	5.43	94.2	0.62	0.75					5.12						
	A2	4.48	0.33	2.33	22.13	1.5	85.8	0.17	14.85	8.61	97.0	0.85	1.01	0.48	0.55	0.96	0.10	5.14	0.79	1.75	1.83	0.51	5.74	0.09
	AC	4.97	0.29	2.49	18.59	1.6	88.4	0.15	10.98	6.37	97.5	0.79	1.01					4.88	0.00					0.00
	C	5.02	0.29	1.39	4.29	6.8	79.1	0.56	0.9	0.52	71.7	0.00		0.08	0.19	0.18	0.02	15.92	0.23	0.00	0.00	0.43	10.70	0.01

3.6 Mineralogy

The DRX show the predominance of primary minerals and secondary silicate minerals in the soil composition. Quartz and feldspars are present in the sand fraction of all soils, with small variations in the intensity of the peaks. Plagioclase peaks were detected in the soils P1, P2 and P5. Micas are also present, with lower peak intensity, and biotite is detected at P1 and P5. Secondary 2:1 minerals are predominant in the clay fraction of all the profiles, corroborated by negative values of ΔpH (high charge) and the presence of high activity clay ($> 27 \text{ cmol / kg}$). Quartz was observed in the clay fraction and occasionally Illite. Soils P5 e P6 have illite and smectite. The presence of allophanes is indicated by the $Al_o + 1 / 2Fe_o$ values above 0.2 and P retention values higher than 80% in mineral horizons. Although high $Fe_d - Fe_o / Fe_t$ values at P1 indicate the presence of crystalline oxides, they were not detected by x-ray diffractions. On the other hand, high values of the Fe_o / Fe_d ratio in P2, P3 and P5 reveal higher participation of low crystalline Fe oxides. Soils P1, P2 and P3 presented 1:1 minerals, kaolinite, mainly.

3.7 Vegetation

The vegetation cover pattern is an important indicator of the pedoclimatic conditions and acts as a mediator in the thermal and soil water behavior. In addition to the pedoclimate, the spatialization of vegetation in the landscape is conditioned by a set of environmental factors such as climate, winds, relief, drainage, etc. The NDVI image (Figure 19) is generated from the chlorophyll activity and elucidates the pattern of vegetation distribution along and throughout the studied sequence.

Despite the resolution of 30 m, for the bands 4 and 5 that make up satellite LandSat 8, the patterns in the distribution of the landscape can be well recognized. The

indexes close to zero correspond to the sector of the high plateau where Dry Puna vegetation predominates (Figure 18A), low-density vegetation interspersing surfaces with exposed soil and low species diversity. This is predominant vegetation along the transect, and occurs from the plateau until approximately the 4000m dimension in the humid slope. It has a limited range in the high mountain area (> 4800m) where there is a transition to Tundra (Figure 18B), coincident with substrate changes, which becomes predominantly rocky and stony, with lower average temperatures, snow and strong winds. The higher moisture of this sector combined with sparse vegetation represents the lowest index, in red. The Puna predominates until the upper parts of Amazon slope, where it acquires greater diversity of species (Figure 18D), however the low density of cover reflects in negative NDVI indices, similar to those of the plateau. The increase in temperature below transforms the humid Puna into a typical Páramo landscape (Figure 18E). Although the occurrence of this vegetation was not described in this region, the temperature and humidity conditions, as well as the phytophysiology are similar to those described in the most northern sectors of the Andes, such as Venezuela, Colombia and Ecuador (Munoz et al., 2015).

The positive values, in green spots, in the middle of the valleys are bofedales (Figure 18 C). Herbaceous vegetation and denser cover that occupy the low and flat parts, in hydromorphic conditions, in all the climatic sectors described.

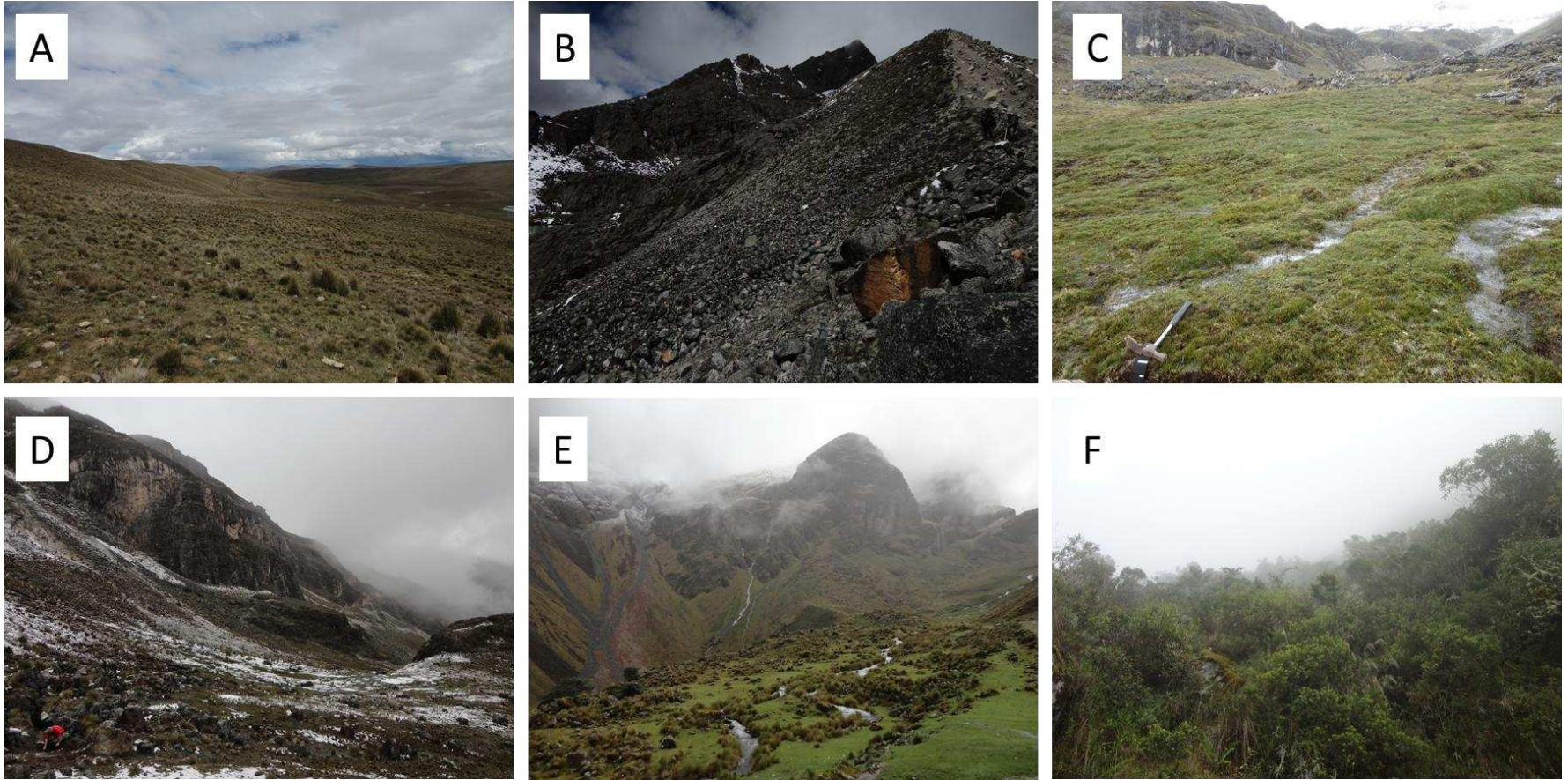


Figure 18. Vegetation at A:Altiplano; B:High mountain; C: Bofedales; D,E and F: Amazon slope

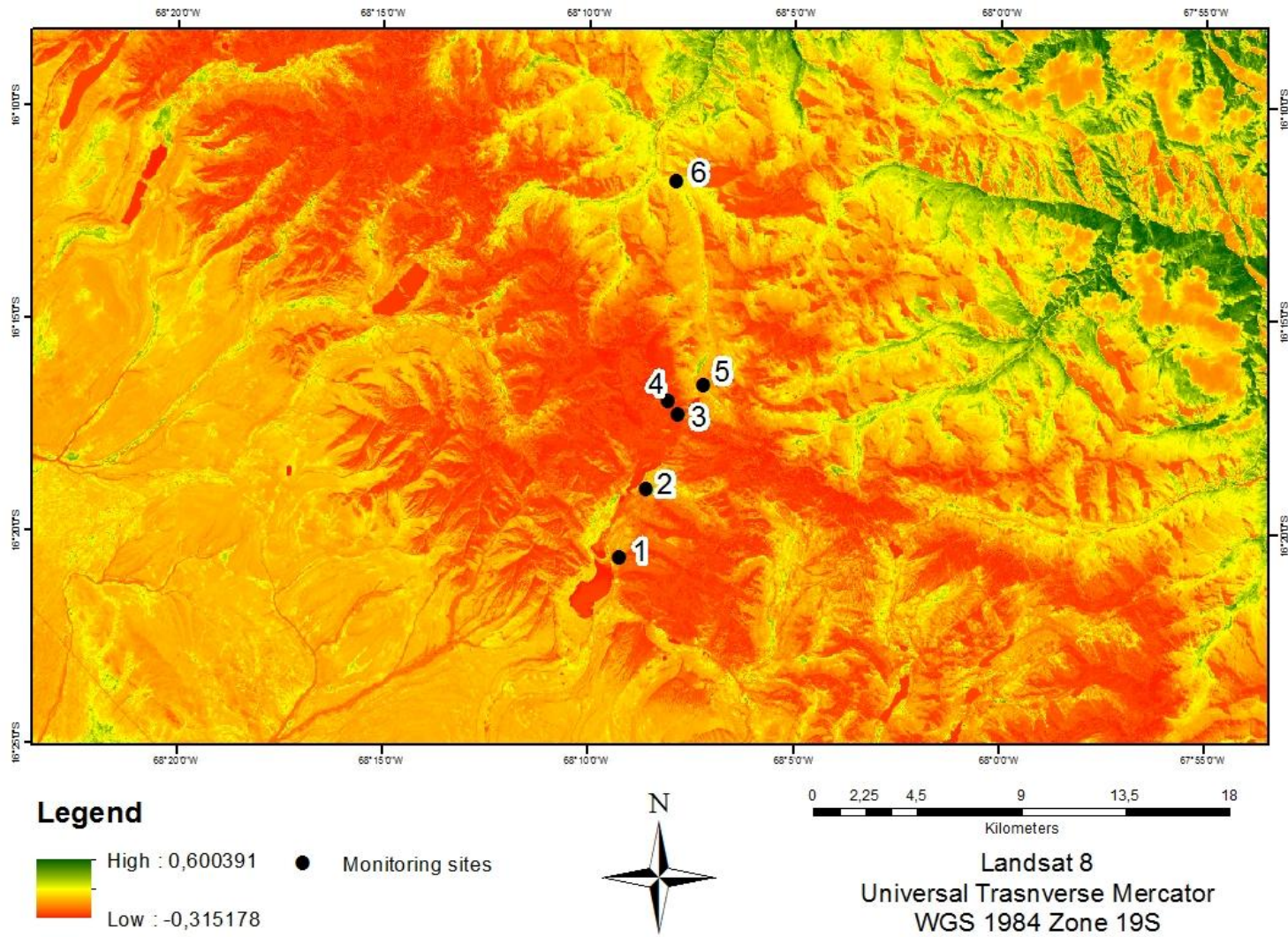


Figura19. NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) for study area

4. Discussion

The heterogeneity of the physical environment and climatic variables in high tropical mountain are reflected in pedoclimatic behaviors, specific to each geoenvironment. This peculiarity defines the complexity of the patterns in thermally dependent processes such as permafrost coverage, mineral weathering, vegetation distribution and dynamics in organic matter.

Altitude plays an important role in temperature variability, and other important factors such as topography, morphology and albedo have a profound effect not only on the ecosystem, but also on glaciers and permafrost (Ohmura 2012).

Although some studies report the occurrence of permafrost above 4700m in the central Andes (Rangecroft et al., 2016), the profiles located in high mountain areas, P3 (4800m) and P4 (5020m), do not have freezing and thawing days (FTD) in the depth of 50 cm. These data show that thermal conditions are insufficient for the occurrence of permafrost up to 5020m or occur in isolation patterns only under very specific conditions of coverage, humidity and morphology. Permafrost in tropical high mountain requires specific conditions compared to the distribution in Andean zones at higher latitudes (Cruber 2012). These data corroborate the configuration of permafrost of the type isolated in high tropical mountain and suggest a fragility in the degradation in this type of permafrost. In addition to the altitude and isoline 0°C , several other factors may influence the occurrence of permafrost, such as vegetation, organic layers, exposure, texture and humidity. However, the negative difference between air temperature averages and depth 50cm does not corroborate the premise of the 0°C coupling as a predictor of the occurrence of permafrost, as proposed by Rangecroft et al (2016).

The thermal behavior patterns of the active layer in tropical regions have little variation during the year, with more isothermal tendencies, when compared to regions of high latitudes (Michel et al., 2012, Almeida et al., 2016, Schaefer et al.) due to

seasonal cycles. However, the daily thermal amplitude of the soils in regions of high tropical mountain is greater and conditioning for the fragmented pattern of permafrost.

Thermal patterns in the high mountain sector reveal degradation of the periglacial conditions inducing temperate conditions since there is no freezing domain of the active layer throughout the studied transect. The transition from the climatic zone of the Altiplano to the High Mountains takes place gradually, slightly divergent values of average monthly temperatures and greater seasonal trend throughout the time series. The change in the thermal regime between isofrigid and cryic occurs tenuously, by the average summer temperature (December, January and February) according to SSS criteria (2014). This tendency of climatic similarity between these sectors suggests that plateau has been affected by glaciations in a more extensive way, when compared to the behavior of the Amazonian slope, where the conditions differ more. This characteristic is corroborated by the morphological characteristics described in the reference profiles, P1 and P2, with C horizons densified by cryogenesis, corroborated by Senra et al.(2019).

There is a downward trend in average temperature with altitude, in both slopes, with the lowest average temperatures ever recorded in the high mountain sector. However, the inversion of this trend within the sector, with average temperatures lower in P3 (4800m) than P4 (5020m), is due to different drainage conditions and different humidity regimes. P3, at the foot of the slope and with a loamy clay texture, conditions a higher humidity when compared to P4, on a sandy loam textured top. The results in P3 show a coupling of the thermal variations to the water variations. The water changes have interferences such as vegetation cover, exposure, morphology, texture, density and mineralogy (Reinhardt and Odland 2012, Abu-Hamdeh and Reeder, 2000). P3 is covered by an herbaceous carpet and have an O horizon of 5 cm thick while P4 is discovered and accounts for the highest standard deviation within the high mountain sector. The alteration of the mean values of temperature in P1, at 5 and 20cm depth, after the exposure of the sensor to the atmosphere, demonstrates the importance of

the soil in the regulation of the surface temperature in these environments. The greater influence of the cloudiness, due to the effect of condensation (Effect Foehn) with altitude, in this sector explain the highest values of standard deviation in highland sector, corroborating similar data from Ohmura (2012).

The transition from temperatures towards the Amazonian slope occurs abruptly with very divergent average temperatures and more seasonal trends in the monitoring series. The differences between the means for P5 and P6 were lower than 0.5°C , suggesting that vegetation differentiation is more closely related to maximum and minimum values, with differences also in the standard deviation, corroborated by Munoz et al. (2015). This finding supports the hypothesis of a potential rise of mountain vegetation above in warming scenarios. In the high mountain conditions where the lowest minimum temperatures were recorded, -2°C and -3°C denote Tundra's specialization for extreme weather conditions.

The negative values in the NDVI composition indicate low chlorophyll activity in a large part of the study area and elucidate a small contribution of the vegetation in the mediation of the thermal behavior in the soils. However, the local differentiations that alter soil moisture, mainly precipitation and exposure, differ. The lowest NDVI indices are coincident with lakes, snow, glaciers suspended and moist soils, mainly on the south face in the High Mountain sector. The bofedales stand out in the valleys in small spots with positive indexes due to the greater densification of the vegetation in hydromorphic medium. The water behavior described for P3, with low NDVI, suggests a representation of the wetter areas, thus not representative of the highland areas. The lowest NDVI indexes correspond to areas of high mountain area match low vegetation density and high humidity.

The climosequency is also accompanied by chemical and mineralogical changes of the soils. The profiles located in the Amazonian slope have lower values in saturation by bases (V) and higher values of saturation by aluminum (m) in the mineral horizons that reveal a higher intensity of weathering in this sector. In the high mountain

sector (P3 and P4), despite higher humidity than the altiplano sector, it has more recent pedogenesis and explains the absence of quartz in the clay fraction and lower Fe_o / Fe_d ratios. The occurrence of montmorillonite is restricted to the eastern slope and is correlated to the Amazonian sector, thus a good indicator of the greater pedogenetic intensity in this sector compared to the western slope (Altiplano) and High Mountain. Although the vegetation in the Amazonian sector contributes a greater amount of biomass, the higher average temperatures favor higher biological activity (Senra et al., 2019) and mineralization reflecting in a lower content of C-org in the superficial horizons.

The more pronounced thermal gradient in the Amazonian slope shows that the bogs described by Senra et al. (2019) are more vulnerable to the mineralization of organic matter, with consequent release of carbon in the atmosphere, in warming scenarios. On the other side the vulnerability of permafrost to degradation in warming scenarios potentiates erosive processes in both sides. Especially in the high plateau area where there are sulfate zones described by Senra et al. (2019), may increase the intensity of acid drainage in the areas of water capitation that supply populated areas such as El Alto and La Paz.

5. Conclusions

From the pedoclimatic study of 6 thermal monitoring stations and one water monitoring station along a climatic sequence in the Real Cordillera, the climatic stratification was evident in 3 sectors with their own behavior.

The climatic and altimetric variables have direct correlations with the thermal regime of the soils, but the local characteristics of the terrain, like vegetation, O horizons and topography, are important mediators for the pedoclimatic understanding that govern high mountain ecosystems.

The permafrost in tropical high mountain is restricted to microclimatic conditions, discontinuous in the high mountain landscape, creating a strong edge effect and intensifying the vulnerability of this compartment of the tropical cryosphere.

The peat bogs located in the upper parts of the Amazon slope have greater vulnerabilities in heating scenarios due to the more variable climate gradient, with higher temperatures and humidity.

The studied climosequence shows correlations in the pattern of vegetation distribution. Since the differences between maximums and minimums define phytophysionomies better than average values. In the warmer and wetter areas the chemical attributes indicate greater mineral weathering and greater biological activity in the biochemical cycle of the biomass.

6. Bibliography

Abu-hamdeh, N.H., Reeder, R.C., 2000. Soil Thermal Conductivity: Effects of Density, Moisture, Salt Concentration, and Organic Matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:1285-1290.

Almeida, I. C. C., Schaefer, C. E. G. R., Fernandes, R. B. A, Pereira, T. T. C., Nieuwendam, A., Pereira, A. B. 2014. Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* 225: 36-46.

Beniston, M., Diaz, H.F., Bradley, R.S., 1997. Climatic change at High elevation Sites: An overview. *Climatic Change* 36: 233–251.

Bockheim, J.G. Properties and Classification of Cold Desert Soils from Antarctica. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 61, p. 224–231. 1997.

Bockheim, J. G., Balks, M. R., & Mcleod, M. 2006. ANTPAS Guide for

Describing , Sampling , Analyzing , and Classifying Soils of the Antarctic Region. *Earth*, (October 2015).z

Bockheim, J., Tarnocai, C., 1998. Recognition of Cryoturbation for Classifying Permafrost-Affected Soils. *Geoderma* 81: 281-293. DOI: 10.1016/S0016-7061(97)00115-8

Black R. F., 1976. FEATURES INDICATIVE OF PERMAFROST Department of Geology, University of Connecticut, Storrs, Connecticut

Brindley, G.W. & Brown, G., 1980. Crystal structures of clays minerals and their X-ray identification. London, Mineralogical Society. 495p. (Monograph, 5)

Campbell Scientific, 2006. CS616 and CS625 Water Content Reflectometers. Instruction Manual Revision: 8/06. Campbell Scientific Inc., North Logan.

Cannone, N., Ellis Evans, C.J., Strachan, R., Guglielmin, M., 2006. Interactions between climate, vegetation and the active layer in soils at two Maritime Antarctic sites. *Antarct.Sci.* 18, 323–333.

Chen, P. Y., 1977. Table of Key Lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clays and Associated Rocks. Bloomington, Indiana: Department of Natural Resources. (Geological survey occasional paper 21).

Christie, D. A., Lara, A., Barichivich, J., Villalba, R., Morales, M. S., & CUQ, E. (2009). El Niño-Southern Oscillation signal in the world's highest-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 309–319. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>

EMBRAPA, 1997. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA

–. Manual de métodos de análise de solo, 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos (212p.).

Francelino, M.R., Schaefer, C.E.G.R., Simas, F.N.B., Filho, E.I.F.,

Souza, J.J.L.L., Costa, L.M., 2011. Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Catena* 85, 194–204.

French, H. M. The periglacial environment. 3a ed. West Sussex: John Wiley & Sons, 2007.

Gruber S., Haeberli w., 2009. Mountain Permafrost in MARGESIN R.

Permafrost Soils Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Gruber, S., 2012. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The cryosphere*, 6, 221-233, 2012

Garreaud, R. D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in*

Geosciences, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

Guglielmin, M., ELLIS EVANS, C.J., CANNONE, N., 2008. Active layer

thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). *Geoderma* 144: 73–85.

Guglielmin, M., Vieira, G., 2014. Permafrost and periglacial research in

Antarctica: New results and perspectives. *Geomorphology* 225: 1-3.

Hribljan J.A., Suarez E., Bourgeau- Chavez L., ET AL. Multidate,

multisensor remote sensing reveals high density of carbon-rich mountain peatlands in the paramo of Ecuador. *Glob Change Biol.* 2017;23:5412–5425. <https://doi.org/10.1111/gcb.13807>

Josse, C., G. Navarro, P. Comer, R. Evans, D. Faber-Langendoen,

M. Fellows, G. Kittel, S. Menard, M. Pyne, M. Reid, K. Schulz, K. Snow, J. T.

(2003). Ecological Systems of Latin America and the Caribbean: A Working Classification of Terrestrial Systems. *NatureServe*, 1–47. <https://doi.org/10.1146/annurev.anthro.30.1.227>

Kaser, G., Ames, A., Zamora, M. Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. Glaciol.* 14, 136–140.

Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay Clay Miner.* 7,317–327.

Michel, R. F. M., Schaefer, C. E. G. R., Poelking, E. L., Simas, F. N. B., Fernandes Filho, E. I., Bockheim, J. G., 2012. Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology* 155-156: 12-19.

Michel, R. F. M., Schaefer, C. E. G. R., Simas, F. N. B., Francelino, M. R., Filho, E.F., Lyra, G. B., Bockheim, J. G., 2014. Active layer thermal monitoring at Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica. *Solid Earth Discuss.* 6: 1423-1449. DOI: 10.5194/sed-6-1423-2014

Munoz, M.A, Faz, A., Mermut, A.R., 2015. Soil Carbon Reservoirs at High-Altitude Ecosystems in the Andean Plateau In: Münir Öztürk, M., Hakeem, K.R., Faridah-Hanum I., Efe, R. Editors *Climate Change Impacts on High-Altitude Ecosystems*. Springer

Nacional, E., Fenómeno, D. E. L., Niño, E. L., El, A. De, Costero, N., Comité, E., ... Niño, E. L. (2015). COMUNICADO OFICIAL ENFEN N ° 16-2015, 16–18.

Navarro, G., 2006. Leyenda Explicativa De Las Unidades Del Mapa De Vegetacion De Bolivia a Escala 1:250 000, 62.

Ohmura, A., 2012. Enhanced temperature variability in high-altitude climate

change. *Theor Appl Climatol* (2012) 110:499–508 DOI 10.1007/s00704-012-0687-x

Parfitt, R.L., Kimble, J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc.Am. J.* 53, 971–977.

Parfitt, R.L., Furkert, R.J., Henmi, T., 1980. Identification and structure of two types of allophane from volcanic ash soils and tephra. *Clay Clay Miner.* 28, 328–334.

Powers, M.C, 1953. A new roundness scale for sedimentary particles.

JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY, VOL. 23, No. 2, Pp. 117 119

R Development Core Team, 2008. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria (ISBN 3-900051-07-0,URL)<http://www.R-project.org>.

Rangecroft, S., Suggitt, A.J., Anderson, K., Harrison, S., 2016.

Future climate warming and changes to mountain permafrost in the Bolivian Andes *Climatic Change* 137:231–243 DOI 10.1007/s10584-016-1655-8

Reinhardt S., Odland a., 2012. Soil temperature variation in calciphile mountain plant communities in Southern Norway. *Oecologia Montana* 2012,21, 21 - 35

Roche, 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des

Andes boliviennes *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle* (proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990). IAHS Publ. no. 193,1990.

Ruiz, H.A., 2005a. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo

por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *Rev. Bras. Cienc Solo* 29: 297–300.

Santos, R. D. et al. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5a ed.

Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005

Senra, E. O., Schaefer, C.E., Corrêa, G.R., Group D.F., Reis J.S., Francelino M.R.,
2019. Holocene pedogenesis along a chronotoposequence of soils from the
Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian Andes. *Catena* 178, 141-153.

Soil Survey Staff, 2009. Soil Survey Field and Laboratory Methods

Manual. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. R. Burt (ed.).
U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.

Soil Survey Staff, 2014. Keys to Soil Taxonomy. 12th ed. USDA-Natural

Resources Conservation Service, Washington, DC. Peru. International
Glaciological Society. *Annals of Glaciology* 14, 136-140, 1990.

Sawhney, B.L., Stilwell, D.E., 1994. Dissolution and elemental analysis of
minerals, soils, and environmental samples. *Quantitative Methods in Soil
Mineralogy*. Soil Science Society of America, Madison, pp. 49–82.

Schaetzl, R.J., 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins:
theory, detection, and application. *Soil Sci.* [http://dx.doi.org/10.1097/00010694-
199807000-00006](http://dx.doi.org/10.1097/00010694-199807000-00006).

Schwertmann, U., 1964. The differentiation of iron oxides in soil by
extraction with ammonium oxalate solution. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 105,
194–202.

Sugaki, A., Deno, H., Kitakaze, A., Hayashi, K., Shimada, N.,

Kusachi, I., & Jines, O. S. A. N. (1985). GEOLOGICAL STUDY ON THE ORE
DEPOSITS IN THE LA PAZ DISTRICT , BOLIVIA Andes in Bolivia . They ,
especially tin deposits are longer distributed along the bordered with Argentina
as shown in Figure I . The distribution area of such ore.

Thomazini A. ,Francelino M.R., Pereira A.B., Schünemann A.L.,

Mendonça E.S., Almeida P.H.A., Schaefer C.E.G.R. Geospatial variability of soil CO₂-C exchange in the main terrestrial ecosystems of Keller Peninsula, Maritime Antarctica Science of the Total Environment 562 (2016) 802–811

Wagnon P. Ribstein P., Francou B., Pouyaud B. ET AL. Annual cycle of

energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 104, NO. D4, PAGES 3907-3923, FEBRUARY 27, 1999

Wright, A.C.S, 1964. Notes on the soils of Bolivia. World Soil Resources Office FAO.

Rome

UDAPE, 2000. http://www.udape.gob.bo/portales_html/portalsig/atlasudape123

4567/atlas01_2000/bolivia.htm Accessed at :june/2018

CONCLUSÕES GERAIS

A Cordilheira Real possui uma conjuntura pedológica diversificada, com aspectos poligenéticos na quase na totalidade dos solos estudados

A datação do ¹⁴C demonstra uma maior extensão espacial das turfeiras, com início de formação no último máximo glacial. Atualmente a manutenção dos solos orgânicos se mantém há condições de hidromorfia e baixas temperaturas

A micromorfologia dos solos de alta montanha evidencia processos de intenso retrabalhamento por transporte glacial, principalmente nos setores de alta montanha e na borda do altiplano oeste, e origem coluvionar, na vertente leste.

As pedofeições relacionadas com a atividade biológica do solo são evidentes mesmo em se tratando de horizontes predominantemente minerais em ambientes com condições biologicamente limitantes.

O permafrost em alta montanha está restrito a condições microclimáticas definidas por feições pedogeomorfológicas específicas o que faz da criosfera de alta montanha um compartimento muito vulnerável as variações climáticas.

As características superficiais como vegetação e albedo são cruciais no comportamento térmico dos solos. Solos com superfície sem vegetação e com pavimento pedregoso tendem a maior variação na temperatura diária.

As diferenças de latitude influenciam na temperatura do ar e na camada ativa dos solos. Em latitudes menores há um comportamento mais azonal já que a variação das cotas isotermais são maiores em latitudes maiores.

O comportamento térmico das zonas periglaciais de alta montanha intertropical são extremamente distintas das zonas periglaciais de alta latitude, ártico e antártica. Evidenciando um comportamento mais isotermal durante o ano e variações diárias mais amplas.

A morfologia distinta dos solos afeta a dinâmica hidrológica ao longo do perfil. Solos com maiores teores de matéria orgânica e com maior capacidade de retenção de água apresentam maior tamponamento térmico.