

DAVI FEITAL GJORUP

**GÊNESE E MINERALOGIA DE SOLOS NO GRADIENTE CLIMÁTICO ÁRIDO-
HIPERÁRIDO NO DESERTO DO ATACAMA, NORTE DO CHILE**

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

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2018

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

T

G539g
2018 GJORUP, DAVI FEITAL, 1984-
Gênese e mineralogia de solos no gradiente climático árido-
hiperárido no Deserto do Atacama, Norte do Chile / Davi Feital GJORUP.
- Viçosa, MG, 2018.

vii, 132f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Márcio Rocha Francelino.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Ciência do solo. 2. Solos. 3. Atacama, Deserto (Chile). 4.
Desertos. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.
Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas. II. Título.

CDD 22. ed. 631.4

DAVI FEITAL GJORUP


**GÊNESE E MINERALOGIA DE SOLOS NO GRADIENTE CLIMÁTICO ÁRIDO-
HIPERÁRIDO NO DESERTO DO ATACAMA, NORTE DO CHILE**

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

APROVADA: 1 de fevereiro de 2018.



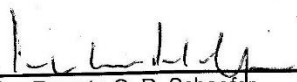
Thiago Torres Costa Pereira



Pablo Vidal Torrado



Elpídio Inácio Fernandes Filho



Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Coorientador)



Márcio Rocha Francelino
(Orientador)

SUMÁRIO

RESUMO	v
ABSTRACT	vii
INTRODUÇÃO GERAL	1
Área de Estudo	2
1. Geologia	2
2. Relevo	3
3. Clima	4
4. Vegetação	6
5. References	7
CAPITULO 1.....	8
Pedogenesis and Soils along a hyperarid-semiarid Climosequence in northern Chile.....	8
1. Introduction	8
2. Material and Methods	9
2.1. Soil characterization	9
3. Results.....	11
3.1. General characteristics.....	11
3.2. Mountain non-saline Soils	12
3.3. Evaporitic Soils.....	26
3.4. Desertic Saline Soils.....	27
4. Discussion	32
4.1. General Characteristcs.....	32
4.2. Mountain non-saline Soils	33
4.3. Evaporitic Soils.....	35
4.4. Desertic saline Soils	37
5. Conclusions.....	38
References.....	40
CAPÍTULO 2.....	43
Pedoclimate monitoring in High Mountain Volcanic Soils at Northern Chile.....	43
Abstract.....	43
1. Introduction	44
2. Material and Methods	46
2.1. Study Area.....	46
2.2. Soil characterization	47
2.3. Pedoclimate monitoring.....	49

3. Results	50
3.1. General characteristics	50
3.2. Soil Properties	50
3.3. Pedoclimate Monitoring	55
3.3.1. Top Site	55
3.3.2. Mid Site	59
3.3.3. Base Site	61
3.3.4. Intersite variations	62
4. Discussion	66
4.1. General Characteristcs	66
4.2. Pedoclimate Monitoring	66
4.3. Pedoclimate - soil features relationship	70
5. Conclusions	71
References	72
CAPÍTULO 3	77
Distribuição e organização de minerais solúveis em Solos de ambientes Áridos e Hiperáridos no Norte do Chile	77
1. Introdução	77
2. Processos de Acumulação	78
3. Quadro físico	81
4. Material e Métodos	82
4.1. Caracterização do Solo	82
5. Resultados	84
5.1. Características Gerais	84
5.1.1. Hyperarid Soils	90
5.1.1.1. Highland Hyperarid Soils	90
5.1.1.2. Lowland Hyperarid Soils	96
5.1.2. Arid Soils	97
5.1.2.1. Highland Arid Soils	97
5.1.2.2. Lowland Arid Soils	102
6. Discussão	107
6.1. Características Gerais	107
6.2. Distribuição dos Minerais	108
6.3. Organização dos Minerais Solúveis e Processos de Acumulação	114
6.3.1. Calcificação	114
6.3.2. Gipsificação	118
6.3.3. Salinização	123

7. Conclusões	127
Referências Bibliográficas	129
CONCLUSÕES GERAIS	132

RESUMO

GJORUP, Davi Feital, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2018.
Gênese e Mineralogia de Solos no Gradiente Climático Árido-Hiperárido no Deserto do Atacama, Norte do Chile. Orientador: Marcio Rocha Francelino.
Coorientador: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

O Deserto do Atacama pode ser considerado o extremo de aridez no planeta, por conjugar as menores precipitações anuais registradas, e a mais longa história de aridez conhecida. Os solos de regiões áridas são relativamente pouco conhecidos, e em geral quanto maior a aridez, menor o nível de informações disponíveis. O Atacama é bem estudado do ponto de vista geológico e geoquímico, mas estudos pedológicos são raros. Este estudo se concentra em diferentes aspectos relacionados aos solos em um amplo gradiente climático seco no norte do Chile, incluindo a área *core* do deserto e áreas adjacentes (climas hiperárido, árido e semi-árido). Os solos dos diferentes conjuntos foram caracterizados morfológica, química, física e mineralogicamente, o que permitiu a discussão acerca dos principais fatores e processos envolvidos na sua gênese. O fator climático é importante no condicionamento dos processos de formação ao longo da climossequência. Teores de sais e matéria orgânica são correlacionados com a precipitação média anual, embora fatores geomorfológicos possam ter maior importância local. Sob clima semiárido os solos não são salinos, e ocorre colonização vegetal significativa e acúmulo de matéria orgânica. Sob os climas árido e semiárido a acumulação de minerais solúveis é o principal processo de formação dos solos. Bacias fechadas condicionam solos salinos em qualquer setor climático. O estudo dos regimes térmico e hídrico de um gradiente climático, pedológico e vegetacional de solos semiáridos de elevada altitude (>4500 m) apontam para um regime típico de ambientes periglaciais em todas as altitudes estudadas. Contudo, permafrost não foi detectado na profundidade dos solos. Fatores relacionados à altitude (temperatura média do ar e precipitação) são importantes na definição dos regimes pedoclimáticos, mas fatores locais, como textura dos solos e duração da radiação solar, também agem sobre o comportamento térmico e hídrico dos solos mais elevados. O estudo de distribuição e organização dos minerais solúveis nos solos submetidos aos climas árido e hiperárido evidenciou que a acumulação destes minerais é o principal processo de formação dos solos. No sistema hiperárido o processo de acumulação é muito avançado, e algum processo de redistribuição ocorre apenas dentro do perfil, com perdas negligenciáveis por lixiviação. No sistema árido, a intensidade do processo de acumulação varia em função da posição na paisagem. Nos solos bem drenados a acumulação coexiste com perdas por lixiviação, enquanto os solos mal drenados recebem sais provenientes de outros setores da paisagem. O processo de calcificação é generalizado na paisagem,

embora pouco avançado. O processo de gipsificação é generalizado, e todas as fases do processo foram observadas – incluindo horizontes com gipsificação completa. O processo de salinização está vinculado à proximidade das fontes destes minerais, à posição na paisagem ou a taxas muito baixas de precipitação.

ABSTRACT

GJORUP, Davi Feital, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2018. **Soil Genesis and Mineralogy in arid-hyperarid climatic gradient in Atacama Desert, Northern Chile.** Adviser: Marcio Rocha Francelino. Co-adviser: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

Atacama Desert is the arid endmember on Earth, due to very low rainfall and longest aridity history. Arid region's soils are poorly known and in greater aridity lower level of information is available. Atacama is well known to geochemical and geological point of view, but pedological studies are scarce. The present study focusing in different soil aspects in a dry climate gradient (hyperarid, arid and semiarid climates) in northern Chile. Soils from climatic zones were characterized, which allow discuss main factors and processes involved in soil genesis. Climate is the main factor conditioning soil forming processes in the climosequence. Organic Matter and Salt accumulation are correlated with rainfall levels, but local factors can also act. Under semiarid climate we observed non-saline soils, with plant colonization and Organic Matter accumulation. Under arid and hyperarid climates salt accumulation is the main soil forming process. Closed basins conditioning saline soils in any climatic zone. Soil thermic and hydric regime study in a semiarid high-mountain climatic-pedological gradient point to a periglacial regime, without permafrost in soil-depth zone. Altitude-related factors (mean air temperature and precipitation) are important to regimes, but local factors (soil texture and solar radiation duration) also act over thermic and hydric behaviour of soils. The investigation on the distribution and organization of soluble minerals in arid and hyperarid zones show that salt accumulation is the main soil-forming process in that zone. In hyperarid system the accumulation is advanced, and salt redistribution is closed to the soils profile, with negligible losses. In the arid system, accumulation intensity vary with landscape position. In well-drained soils salt accumulation coexists with leaching losses, and in poorly-drained soils receive salts from other landscape positions. Carbonatation is generalized but weak in the study areas. Gipsification is generalized, and all stages of the process is observed, including horizons subject to complete gipsification. Salinization is linked with salt sources proximity, landscape position, and very low rainfall levels.

INTRODUÇÃO GERAL

O estudo dos solos submetidos a diferentes climas secos no Norte do Chile representa um avanço no conhecimento processos pedogenéticos pouco usuais. Historicamente, os solos com limitado potencial agrícola – caso dos de regiões desérticas ou submetidos a congelamento – receberam pouca atenção da ciência do solo. Neste cenário, processos de formação típicos destes ambientes são pouco conhecidos. O Deserto do Atacama é bem estudado do ponto de vista geológico e geoquímico, em função da histórica importância dos recursos minerais para a região. No entanto, estudos focados nos solos são escassos.

O presente trabalho apresenta resultados do estudo dos solos em um gradiente climático que varia de climas semiáridos de altitude, na cordilheira dos Andes, a climas áridos e hiperáridos na zona desértica em direção ao Oceano Pacífico, incluindo as zonas de menor pluviosidade conhecidas no planeta. Os objetivos gerais foram caracterizar os solos deste gradiente climático; avaliar os regimes térmico e hídrico de solos de alta montanha submetidos a clima semiárido de altitude; e investigar a distribuição e formas de organização de minerais solúveis em solos submetidos a climas árido e hiperárido.

No primeiro capítulo procurou-se caracterizar os solos ao longo do gradiente climático. Com o uso de dados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos foi possível identificar grupos de solos submetidos a diferentes dinâmicas, e relacionar as diferenças aos diversos graus de aridez encontrados na área. A partir deste estudo inicial, também foi possível identificar as principais questões envolvidas com cada grupo de solos, o que auxiliou na definição dos objetivos dos capítulos subsequentes.

O segundo capítulo se concentrou nos solos submetidos às maiores taxas pluviométricas da área de estudo, em que além da maior umidade o clima é frio em função da altitude. Esta zona corresponde a um elemento peculiar da criosfera, onde as baixas temperaturas não se associam a glaciares ou cobertura de neve permanente em função da aridez. A principal questão neste grupo de solos é como o peculiar clima seco e frio se reflete nos regimes térmico e hídrico dos solos. Foi efetuado monitoramento da temperatura e umidade de três solos de altitude, compondo um gradiente climático, topográfico e vegetacional. Estes sítios de monitoramento compõem uma rede de monitoramento mais ampla na cordilheira dos Andes, mantida pelo grupo TERRANTAR, o que possibilita estudos mais abrangentes e comparativos no futuro.

O terceiro capítulo se concentrou nos solos submetidos a menores taxas pluviométricas da área de estudo. Algumas das zonas estudadas neste capítulo podem ser consideradas membros extremos de solos áridos, em função de estarem submetidos

aos climas mais secos do planeta, ao mesmo tempo em que apresentam a mais longa história de aridez conhecida. A salinização ou acumulação de minerais solúveis é o principal problema pedológico nas zonas áridas. Neste estudo, procurou-se estudar a distribuição dos minerais solúveis na escala da paisagem e do solo, além das formas de organização destes minerais nos solos.

Na abordagem deste trabalho se utilizaram distintos métodos de estudos de solos, na tentativa de esclarecer as principais questões envolvidas com os solos associados às paisagens peculiares encontradas na área climática que representa um extremo em escala planetária.

Área de Estudo

1. Geologia

O Oeste da América do Sul é uma das mais bem conhecidas margens convergentes do planeta, tendo o atual ciclo de convergência se iniciado no Jurássico. Na evolução da orogênese Andina no Chile é possível distinguir 5 distintos períodos, sendo que o mais recente vem ocorrendo do fim do Jurássico ao presente, e é um exemplo de um cinturão de montanhas relacionado a subducção. Os Andes e parte da área de estudo fazem parte do cinturão de fogo do pacífico, com a ocorrência de vulcões ativos. A formação de cinturões vulcânicos é muito significativo para os Andes, especialmente para a área de estudo do presente trabalho. Nesta zona, a convergência das placas de Nazca e Sul Americana gera soerguimento dos Andes Centrais e incremento na atividade magmática. A zona vulcânica central (CVZ), onde se inclui parte da área de estudo, inclui dezenas de centros vulcânicos ativos.

De 14 a 27°S, a porção norte do Chile apresenta diferentes feições fisiográficas, correspondendo a diferentes litologias e atividade tectônica. Simplificadamente, a área de estudo pode ser dividida em 3 unidades fisiográficas distintas, dispostas em faixas de sentido N-S: Coastal Range, Depressão central e Andes.

COASTAL RANGE: composta por rochas ígneas do Paleozóico e Mesozóico, formando uma cordilheira próxima à costa.

DEPRESSÃO CENTRAL: Rochas sedimentares de origem vulcânica, glacial e fluvial do Mesozóico ao Quaternário preenchendo uma depressão, de origem tectônica e erosiva, paralela à costa. A depressão corresponde a uma superfície de erosão Terciária com topos concordantes.

ANDES: Rochas que datam do Mioceno até o presente, formando uma cadeia de montanhas que pode ser subdividida. A área do presente estudo se situa na Western Cordillera, com rochas datada de 26 My até o presente.

2. Relevo

O relevo na área de estudo é resultado de processos tectônicos e magmáticos de zonas de subducção em interação com climas frios de altitude e/ou secos. Embora os processos tectônicos e glaciais tendam a gerar relevos locais mais abruptos, a atuação persistente de baixas taxas de pluviosidade tendem a suavizar o relevo (Casanova et al. 2013) uma das feições características das zonas mais secas da área de estudo são as taxas muito baixas de erosão resultado do clima árido (Clarke, 2006). Dessa forma, nota-se uma heterogeneidade de relevos locais ou regionais ao longo da área de estudo.

Em maiores altitudes nos Andes nota-se relevo montanhoso sob influência de atividade tectônica (Figura 1 A) e ação glacial quaternária. No fim da última glaciação, uma superfície de neve perene ou quase perene com gelisolifluxão variou para uma superfície vegetada (Carke, 2006).

Em menores altitudes e sob menor pluviosidade, o relevo se torna bastante suavizado (Figura 1 B e C). Muito do relevo do vale central consiste de uma superfície reliquial do Terciário, com uma superfície ondulada com ocorrência generalizada de duricrostas (Clarke, 2006).

A costa é predominantemente acidentada por ação tectônica (Figura 1 D), mas o intemperismo salino sob influência de nevoeiros costeiros também pode ser importante (Clarke, 2006).

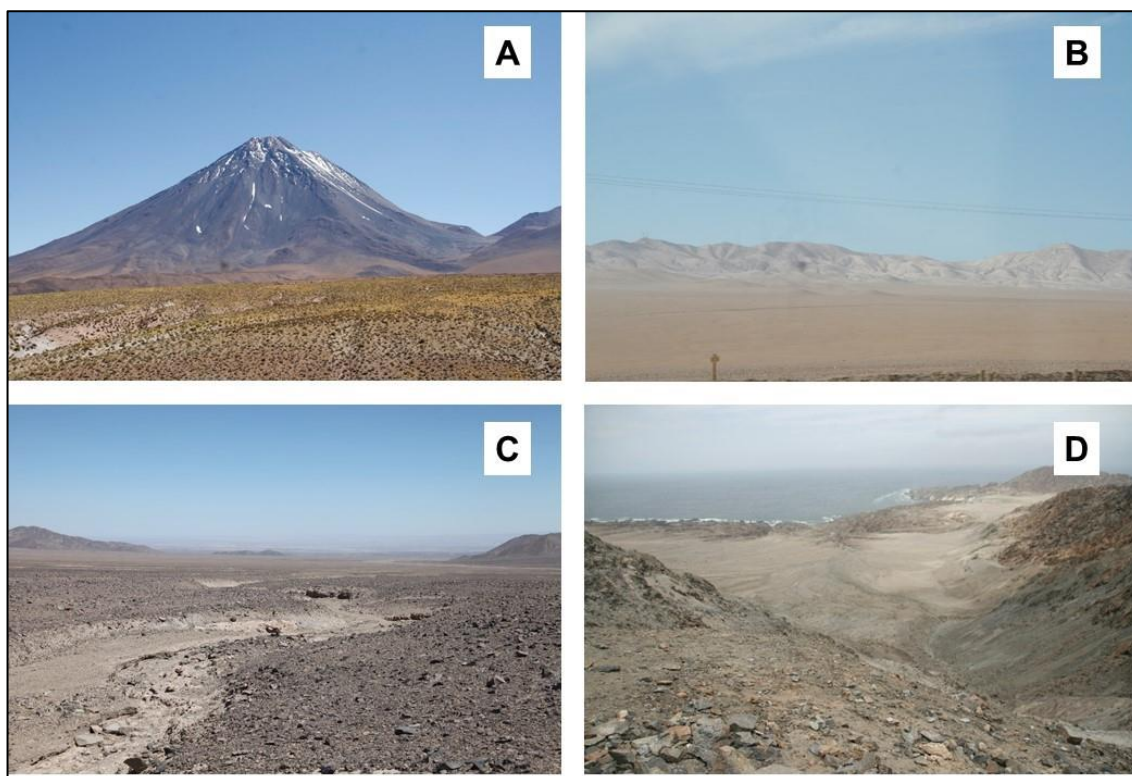


Figura 1 - Aspectos de diferentes paisagens na área de estudo. A: Cordilheira dos Andes, com vulcão Licancabur, de mais de 6000 m de altitude, e sopés vegetados. B: Relevo plano a suave no Vale Central, sob as menores taxas de precipitação na área de estudo. C: Relevo plano na transição árido/hiperárido. D: Coastal Range e oceano pacífico.

3. Clima

A área de estudo é marcada por climas secos. Embora apresente considerável variabilidade, em termos globais todos os climas contidos na área de estudo são bastante áridos. Nas zonas mais secas da área de estudo estão situados alguns dos locais mais secos do planeta. Como exemplo, de precipitação média anual dentro da área de estudo, podem ser citadas Antofagasta, com $1,7 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ e Calama, com $5,7 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ (Clarke, 2006).

Além da extrema aridez, na área de estudo se situam as zonas de maior história de aridez conhecida, com condições hiperáridas prevalecendo desde o Mioceno, e registros evaporíticos relacionados a climas áridos desde o Triássico (Clarke, 2006).

As condições climáticas no deserto do Atacama são condicionadas por diversos fatores, onde podem ser citados a confluência da zona de alta pressão subtropical, a corrente fria de Humboldt que corre ao longo da costa, e os ventos terrais (Clarke, 2006), além da sombra de chuvas da cordilheira dos Andes.

A cordilheira dos Andes origina forte variabilidade climática, com variações na precipitação, temperatura e padrões de vento. A altitude e distribuição N-S da cordilheira configuram uma formidável barreira topográfica e causam perturbação na circulação

atmosférica. Além disso, o norte do Chile experimenta forte variação climática interanual em função de eventos ENSO (El Niño South Oscillation) (Casanova et al., 2013).

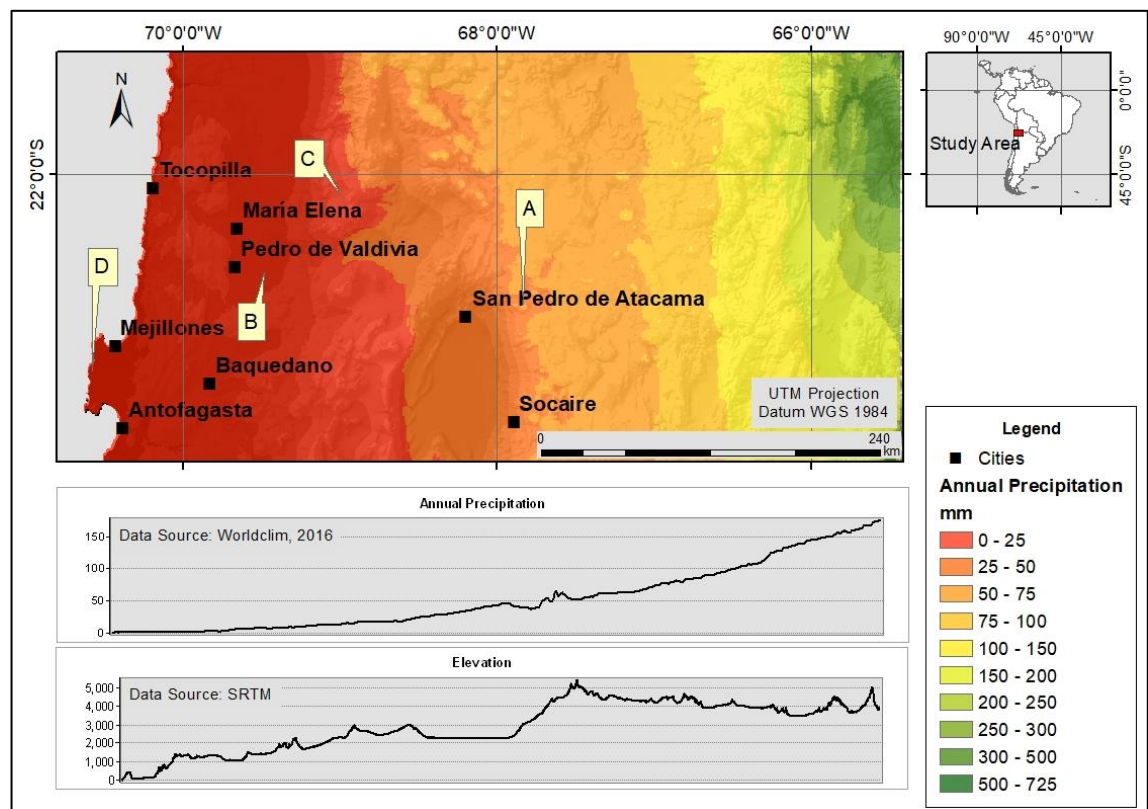


Figura 2 - Localização da área de estudo e dados de precipitação segundo Worldclim (2016). A localização aproximada das fotos da Figura 1 está marcada segundo as letras de identificação.

O norte do Chile, onde se situa a área de estudo, é predominantemente desértico, com grandes extensões de precipitações extremamente baixas, frequentemente menores que $50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$. Nesta porção do território chileno, é observada forte relação da altitude com a precipitação: abaixo dos 2400 m a precipitação tende a $0 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$, enquanto aos 4000 m tende a $200 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$. No altiplano ocorrem precipitações ($200\text{-}300 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$) de verão (Casanova et al., 2013). Esta relação pode ser observada na Figura 2, onde se notam maiores taxas pluviométricas relacionadas à cordilheira dos Andes, e menores taxas em direção ao litoral.

A área de estudo não apresenta glaciares ou cobertura permanente de neve mesmo nas cotas mais altas (Figura 1 A). Esta ausência de gelo e neve é atribuída à aridez, e neve pode ser observada nos picos mais altos apenas por curtos períodos após os eventos de precipitação. Mesmo assim, esta forma de precipitação é a mais importante na área de estudo, contribuindo para a ocorrência do clima mais úmido na área de estudo (semiárido de altitude), e alimentando cursos d'água importantes para a evolução geomorfológica e pedológica.

4. Vegetação

A distribuição das diferentes formações vegetais na área de estudo segue padrão similar à distribuição dos climas, e tem relação com a altitude.

Nas zonas mais áridas da área de estudo, a vegetação é praticamente inexistente (Figura 1 B e C, Figura 3 E e F). Nesta faixa climática, plantas podem ocorrer em sítios favoráveis, como na costa, ao longo dos rios ou em fundos de depressões fechadas. Zonas próximas à costa sofrem a ação de frequentes nevoeiros (localmente conhecidos como *camanchaca*), que favorecem a ocorrência de vegetação adaptada.

Em direção aos andes, a vegetação se adensa, com a ocorrência de arbustos e cactos, já sob a influência de climas áridos menos drásticos (Figura 3 B), nas encostas acima de 2000 m. Grande parte da zona árida, entretanto, não apresenta nenhum tipo de cobertura vegetal (Figura 3 C). Abaixo desta cota, pode ocorrer vegetação em sítios favoráveis, como nos arredores de San Pedro do Atacama, em que a concentração de água no fundo de depressão fechada pode dar origem a solos mal drenados e favorecer vegetação adaptada (Figura 3 D).

Nos Andes a vegetação está submetida a maiores taxas de precipitação e ao frio de altitude, e é composta principalmente por almofadas de gramíneas (Figura 3 A). Nesta zona também se desenvolvem tipos particulares de vegetação de zonas úmidas e solos mal drenados.

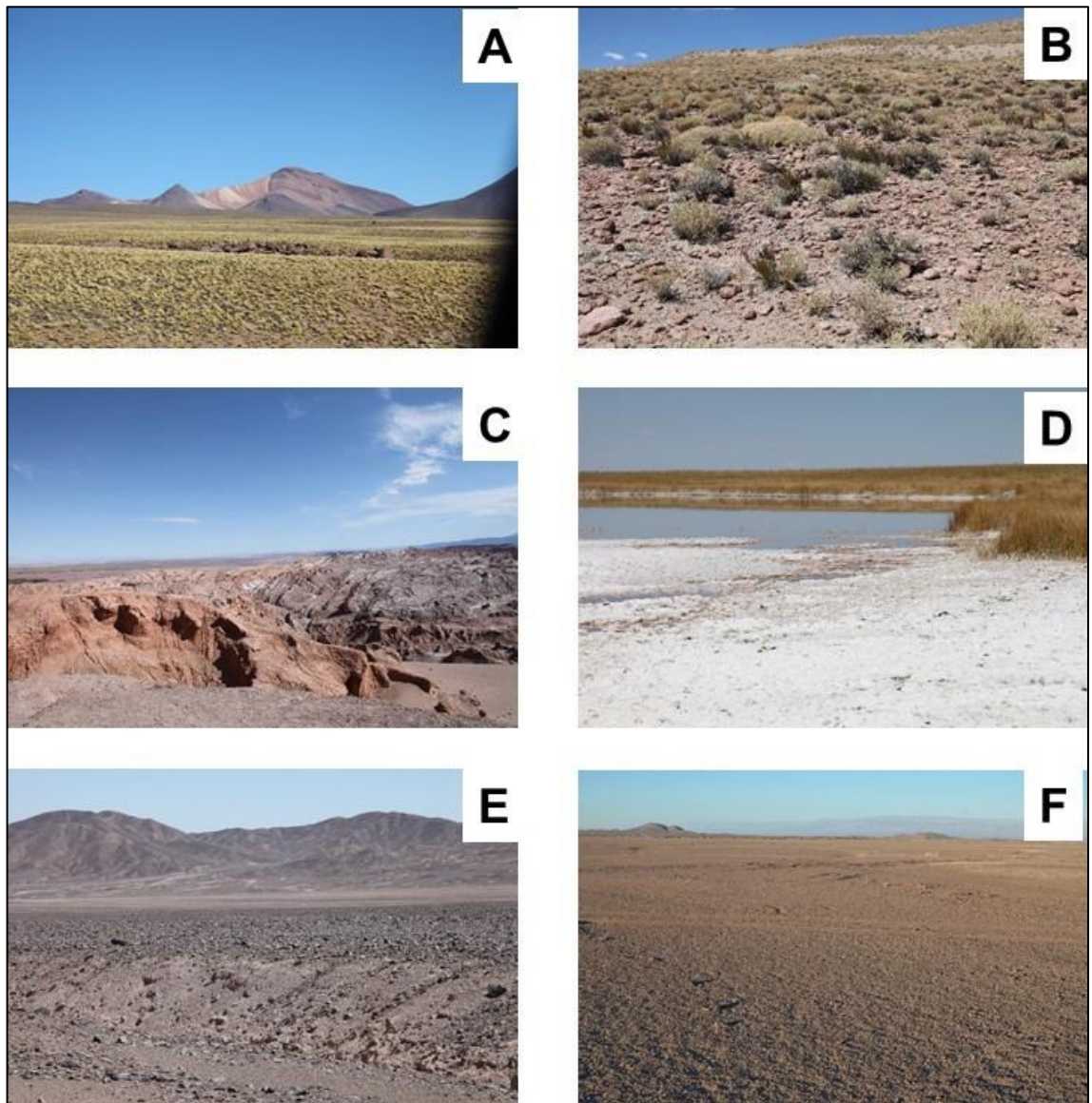


Figura 3 - Diferentes tipos de vegetação na área de estudo

5. References

Casanova, M., Salazar, O., Seguel, O., Luzio, W. 2013. *The Soils of Chile*. Springer. DOI 10.1007/978-94-007-5949-7.

CLARKE, J. D. A. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*. v. 73, p. 101 – 114.

Moreno, T., Gibbons, W. (eds.) 2007. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London.

CAPITULO 1

Pedogenesis and Soils along a hyperarid-semiarid Climosequence in northern Chile.

1. Introduction

Arid landscapes account for more than 30% of planet's emerged lands (Dregne, 1976; Laity, 2008; Dixon 2009). Deserts and semideserts are one of most extensive biomes on Earth, and are highly diversified (Laity, 2008). These are very important areas, with unique ecosystems where the low disponibility of water (to biological, geomorphological and pedological processes) is a constant.

Despite their importance, these ecosystems are poorly knowed, and low information about physical and biological resources of arid landscape is available (Dregne, 1976). The agronomic approach of soil science limits the knowledge about arid soils. Detailed soil maps are rare to arid zones, and increasing aridity corresponds to a less accureced soil information (Dregne, 1976). Few pedological studies were performed in extreme arid zones.

The soil formation under arid climates is poorly known. At these landscapes, climate action is the main factor in soil genesis, and dryness variations are ruling in soil differentiation. Salt accumulation is a typical character of arid soils.

The objecticves of this paper are present morphological and analytical data for the main soil types found in the hyperarid-semiarid climosequence in northern Chile, and discuss the factors and processes which govern soil formation.

2. Material and Methods

2.1. Soil characterization

Twenty-six pedons were described and collected in April 2014 and October 2015, along a climosequence that extends from Pacific coast to high-andean Altiplano (Hiperarid to Semiarid) (Figures 1 and 2). Soils were classified according Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014).

Gravel fraction (> 2 mm) was obtained in gravimetric basis, by sieving and weighing. Soil texture was determined by mechanical/chemical dispersion ($\text{NaOH } 0,1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ followed by agitation) of < 2 mm soil samples in pH 10 distilled water, sieving and weighing of coarse and fine sand, sedimentation of silt+clay followed by siphoning of the $< 0,002$ mm fraction (Ruiz, 2005 a,b). Electric conductivity was determined in the aqueous extract using a 1:1 soil:water ratio using a calibrated Electric Conductivity meter at $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (SSS, 2009).

Before the analytical chemical characterization, samples was washed with 60% Ethanol, until no precipitation to silver nitrate, to avoid free-salts presence in this arid soils. Exchangeable cations were determined following Embrapa (2011), in < 2 mm samples. P, Na and K were extracted with Melich-1 with a 1:10 soil:extractor ratio. P content in the extract was determined by spectrophotometry, and Na and K by flame emission photometry. Ca and Mg were determined by atomic absorption spectroscopy. P retention was inferred by method described in Murphy and Riley (1962).

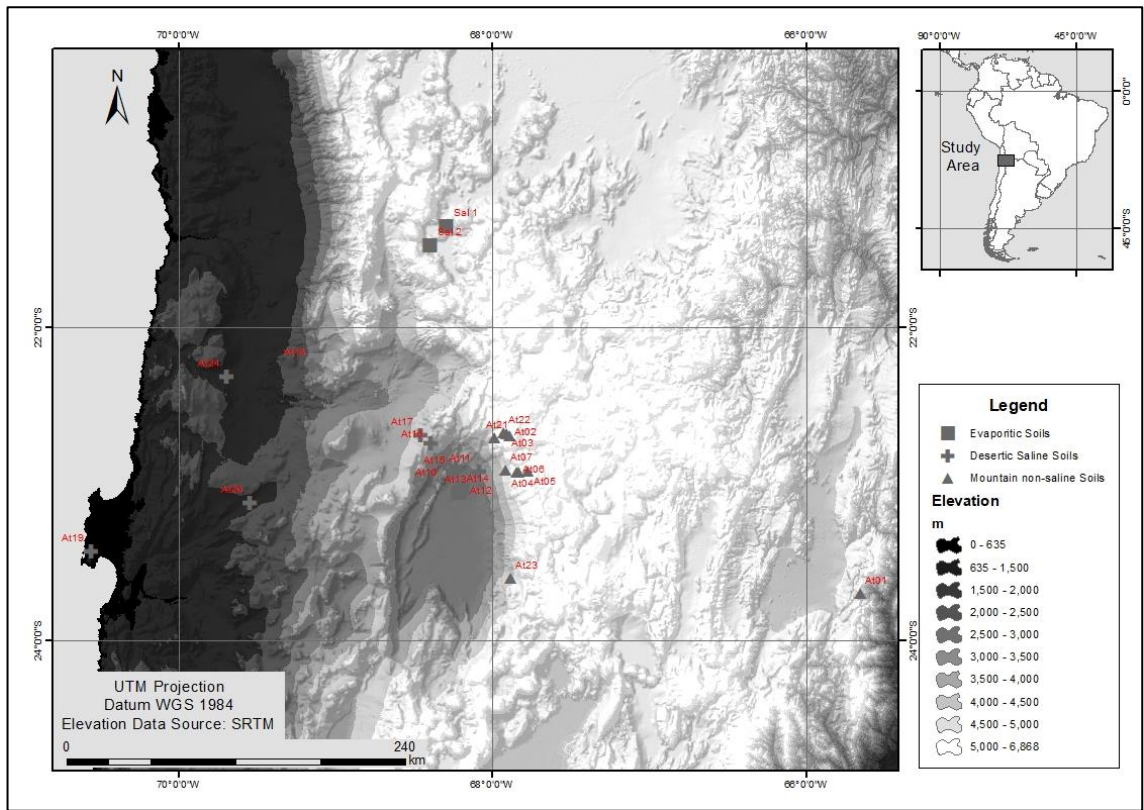


Figure 4 Location of Study Area in Northern Chile, with soil profiles.

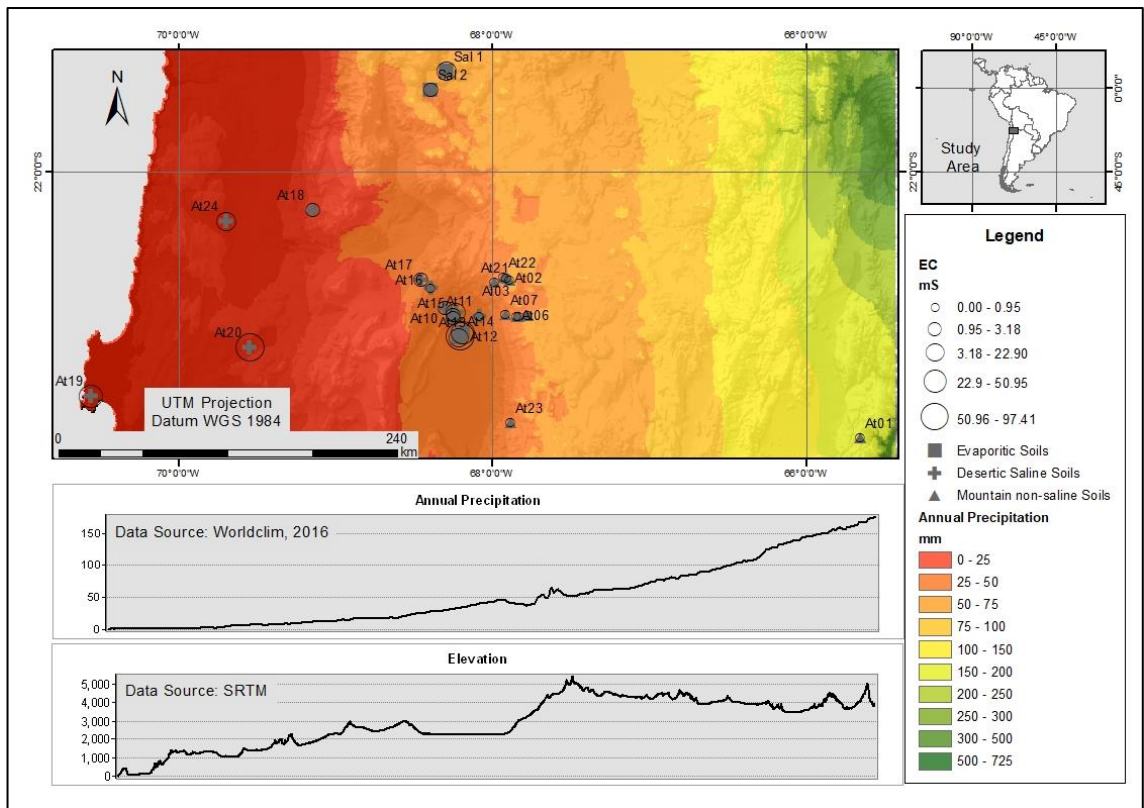


Figure 5 Precipitation along the Study Area.

Exchangeable Al was determined by titration after extraction with KCl $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$, and potential acidity (H + Al) by titration after extraction with $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO}_2)$ $0,5 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ buffered at pH 7. Organic Matter content was obtained by Total Organic Carbon - determined by wet oxidation according Yeomans and Bremer (1988) – multiplied by 1,724 factor. pH in KCl and H_2O were determined according Embrapa (2011).

Clay mineralogy of selected horizons was determined by X-Ray diffractometry on oriented clay samples, using Co $\text{K}\alpha$ radiation in the range of $4 - 50^\circ 2\theta$. The clay samples was submitted to the following treatments before X-Ray analysis: Mg + glycerol saturation, K saturation at room temperature and heating at 350°C and 550°C . X-Ray diffraction patterns interpretation was based in Chen (1977).

To assess Andic Properties in specific soils, some analysis are performed in selected samples: Poorly crystalline phases of Fe, Al, Si and Mn were extracted from $< 2 \text{ mm}$ samples with ammonium oxalate in the dark (Schwertmann, 1973), and determined by atomic absorption spectroscopy. Bulk density was determined by oven drying of the volumetric ring-samples for 24 H at 105°C . pH in NaF was determined according SSS (2009), in wich $1 \text{ g} < 2 \text{ mm}$ sample was mixed with 50 mL of $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ NaF solution, and pH was measured.

Salt speciation was performed to one representative pedon of each soil category. To this purpose, soil solution was extracted by 1:1 (soil:water) suspension, followed by agitation and centrifugation. Main anions were measured in solution, by ionic chromatography (Sulfates, Chlorides and Nitrates) and titration (Carbonates).

3. Results

3.1. General characteristics

Horizonation vary from clear to diffuse in all soil category. Well-defined horizonation is generally due to plant colonization, forming well-defined A horizons; or salt/sulfate/carbonate cementation, forming well-defined cemented B and C horizons.

Most soils show very low values of Organic Matter (OM) ($<0.70 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$). In general, OM content decreases with decreasing altitude. Some poorly drained soils may have significant values of OM: SAL1 show a profile-average OM $4.75 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$, and $11.3 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ at 2C1 horizon; AT21 show a profile-average OM $2.26 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$, and $10.01 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ at 2CA horizon.

All soils show prevalence of negative charges. Electrical conductivity in general increase with decreasing altitude, although evaporitic soils may present high values in any altitude.

Based on their geographical, morphological, chemical and mineralogical attributes, soils were assigned to the following categories: (i) Mountain non-saline Soils; (ii) Evaporitic Soils; (iii) Desertic Saline Soils. Some geographical, morphological, mineralogical and chemical characteristics for each soil category are summarized in Table 1 and Table 2, and spatial distribution of these soil categories is showed in Figures 1 and 2.

3.2. Mountain non-saline Soils

Mountain non-saline Soils occurs in highest altitudes (3700 to 5060 m) and precipitation rates (37 – 167 mm) (Worldclim, 2016) among soil groups. The main horizons related with this soil group were Ochric epipedons followed by poorly-defined C horizons. Buried A horizons are common (Table 1).

Tabela 1 Geographic distribution, clay fraction mineralogy and main horizons for soil groups

Soil Category	Altitude	Precipitation	Clay Fraction Mineralogy	Horizons
	m	mm		
Mountain non-saline soils	3700 - 5060	37 - 167	Ha; Le; Ch; Tr; Vm; Ka	Ochric Epipedon, poorly defined C, buried A
Evaporitic Soils	2300-3700	42-57	Mg-Ca; Th	Salic, Gypsic, well defined A and H
Desertic Saline Soils	193 - 3400	3-47	Sm; Cq; Ca; Su; HI; Al; Si; Gy; Ul	Salic, Petrogypsic, Petrocalcic, Gypsic, Calcic

Ha: Halloysite, hydrated ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); Le: Lepidocrocite ($\text{FeO}(\text{OH})$); Ch: Chlorite ($\text{M}_5\text{-(Al,Si)}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$); Tr: Tridymite (SiO_2); Vm: Vermiculite ($(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Al,Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$); Ka: Kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$); Mg-Ca: Mg-Calcite ($(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$); Th: Thenardite (Na_2SO_4); Sm: Smectite ($(\text{Na,Ca})_{0.33}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$); Cq: Coquimbite ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$); Ca: Carnalite ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); Su: Sulfur (S); HI: Halite (NaCl); Al: Alunogen ($\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$); Si: Silimanite (Al_2SiO_5); Gy: Gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); Ul: Ulexite ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Precipitation data: Worldclim, 2016.

Most Mountain non-saline Soils were classified as Entisols. Andic Soil Properties were not observed at the selected Mountain soils, and classification as Andisols was not possible. The highest soils (located above 4400 m) have a Cryic soil temperature regime, which dictates the soil classification. Below this altitude limit, Xeric soil moisture regime is the main factor in soil classification at the Entisol order. One soil, AT22, are poorly drained, and related with a peculiar hydromorphic environment (pajonal), being classified as Aquent. Finally, the soil situated at lower altitude (AT23), associated to richest rocks (Basalt), present greater development, and was classified as Xerept.

Mountain non-saline Soils show some extreme attributes among analysed soils. Soil group averages point to lowest Electrical Conductivity (EC) ($0.16 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$), Salt-Free pH (6.23), CaCl_2 pH (5.28), Bases Sum ($5.51 \text{ cmol}_c \cdot \text{dm}^{-3}$), Exchangeable Sodium Percentage (2.79%), and highest Sand content ($0.70 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) among all soil categories (Table 2).

Tabela 2 Mean of selected soil attributes for soil groups

Soil Category	EC	pH		BS	ESP	OM	Clay	Sand
	mS	Salt-free	CaCl_2	$\text{cmol}_c \cdot \text{dm}^{-3}$	%	$\text{dag} \cdot \text{kg}^{-1}$	$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$	
Mountain non-saline soils	0.16	6.23	5.28	5.51	2.79	1.23	0.13	0.70
Evaporitic Soils	38.02	7.26	7.93	57.06	16.93	1.49	0.17	0.37
Desertic Saline Soils	15.31	7.00	7.64	66.52	6.09	0.41	0.12	0.52

EC: electrical conductivity at 25 °C; BS: bases sum (%);ESP: exchangeable sodium percentage; OM: organic matter = Org C x 1,724 - Walkley-Black

In general, Electrical Conductivity decrease with increasing altitude in Mountain non-saline Soils. The highest soil (AT02) show a low profile-average EC ($0.04 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$), while the lowest soil (AT07) show a high profile-average electrical conductivity ($0.70 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$) (Table 4). Electrical Conductivity and Annual Precipitation relation is not linear, and the soil subject to higher annual precipitation (AT01) show a intermediate EC (167 mm and $0.12 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$), and the soil subject to lower annual precipitation (AT21) show a low EC (38 mm and $0.07 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$) (Worldclim, 2016). (Tables 3 and 4).

Mountain Soils have very low saline to low saline conditions ($EC < 0.15 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$), except the lowest soils (AT23 and AT07). These soils are in general strongly acid to neutral, and just one soil is moderately alkaline (AT23). Mountain non-saline Soils in general have a high to very high base saturation, although some soils show moderate or even very low base saturation (Tables 2 and 4).

Tabela 3 Physical data for soil groups

Horizon		Altitude	Precipitation	CS	FS	Total Sand	Silt	Clay	Gravel
Horizon	Depth (cm)	m	mm	kg · kg ⁻¹					
Mountain non-saline Soils									
AT01 - Typic Cryopsamment									
A	0-15	4149	167	0.11	0.72	0.83	0.03	0.15	0.26
AE	15-20/30			0.14	0.61	0.75	0.07	0.18	0.29
E	20/30-55/60			0.21	0.48	0.68	0.12	0.20	0.16
2Cr	55/60-130+			0.16	0.42	0.58	0.08	0.34	0.23
AT02 - Typic Cryorthents									
A	0-15	5060	56	0.47	0.29	0.76	0.11	0.14	0.51
C1	15-25			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.91
C2	25-40			0.34	0.38	0.72	0.14	0.15	0.37
2Cr3	40-60			0.28	0.47	0.75	0.12	0.13	0.18
3Cr4	60-100+			0.31	0.50	0.81	0.08	0.11	0.66
AT03 - Typic Cryopsamments									
C1	0-25	4730	47	0.70	0.22	0.92	0.01	0.07	0.28
C2	25-45			0.64	0.28	0.91	0.05	0.04	0.29
C3	45-100+			0.70	0.22	0.93	0.03	0.04	0.31
AT04 - Typic Cryopsamments									
O	5-0	4426	44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
A	0-10			0.43	0.44	0.87	0.06	0.07	0.19
2A	10-20			0.36	0.44	0.81	0.11	0.08	0.20
2AC	20-35			0.50	0.28	0.78	0.10	0.12	0.00
C1	35-60			0.31	0.37	0.68	0.20	0.12	0.00
C2	60-90			0.41	0.31	0.72	0.18	0.10	0.14
C3	90+			0.57	0.21	0.78	0.13	0.09	0.00
AT05 - Typic Cryopsamments									
A	0-15	4645	53	0.41	0.29	0.70	0.18	0.12	0.24
2C	15-25			0.39	0.30	0.69	0.20	0.11	0.21
3A	25-35			0.42	0.30	0.72	0.19	0.09	0.21
3AC	35-50			0.44	0.27	0.71	0.18	0.11	0.54
4C	50-65			0.15	0.46	0.60	0.32	0.08	0.23
5C	65-115			0.53	0.28	0.82	0.09	0.09	0.35
AT06 - Typic Cryopsamments									
CA	0-15	4346	43	0.27	0.57	0.83	0.08	0.09	0.10
2A	15-30			0.37	0.42	0.79	0.08	0.12	0.07
2AC	30-50			0.50	0.23	0.74	0.16	0.11	0.03
2CA	50-75			0.46	0.26	0.72	0.18	0.10	0.25
2Cr	75-130			0.37	0.29	0.67	0.27	0.06	0.00
3C	130-140+			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00

Horizon		Altitude	Precipitation	CS	FS	Total Sand	Silt	Clay	Gravel
Horizon	Depth (cm)	m	mm	kg · kg ⁻¹					
AT07 - Lithic Xeropsamment									
CA	0-5	3703	39	0.41	0.39	0.79	0.12	0.09	0.19
2A	.5-20			0.24	0.53	0.77	0.10	0.13	0.07
2CA2	20-35			0.58	0.27	0.86	0.05	0.09	0.15
R	35-40			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
AT21 - Typic Xeropsamment									
Crosta	0-2	4039	38	0.32	0.45	0.77	0.12	0.11	0.19
A1	.2-10			0.23	0.46	0.69	0.18	0.12	0.25
2A1	.10-30			0.27	0.42	0.69	0.18	0.13	0.29
2A2	30-42			0.39	0.35	0.74	0.16	0.10	0.35
2CA	42-60			0.45	0.25	0.71	0.17	0.12	0.50
2C	60-120+			0.40	0.31	0.71	0.05	0.24	0.41
AT22 - Typic Cryaquect									
H	0-55	4163	43	0.73	0.14	0.88	0.02	0.10	0.03
A	55-65			0.65	0.23	0.87	0.03	0.10	0.20
AC	65-80			0.49	0.26	0.76	0.08	0.16	0.00
C	80-110+			0.30	0.41	0.71	0.10	0.20	0.20
AT23 - Gypsic Haploxerept									
A	0-5	3295	37	0.24	0.19	0.43	0.09	0.49	0.29
AB	.5-13			0.51	0.22	0.74	0.11	0.16	0.25
2Biy _m	13-25			0.57	0.25	0.82	0.11	0.07	0.65
2Biy ₂	25-40			0.43	0.22	0.64	0.32	0.04	0.65
2Cry	40-70+			0.55	0.12	0.68	0.16	0.16	0.18
Evaporitic Soils									
AT12 - Petrogypsic Haplosalid									
Cym	0-3	2361	42	0.29	0.55	0.84	0.09	0.07	0.00
2AC	.3-20			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
2C1	20-65			0.22	0.63	0.85	0.10	0.05	0.00
2Cym	65-120			0.51	0.38	0.88	0.04	0.08	0.01
Crosta				0.24	0.46	0.70	0.19	0.12	0.00
3Cym	120-150			0.04	0.29	0.33	0.61	0.07	0.00
3C2	150-170			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
AT13 - Typic Aquisalid									
O	0-20	2349	42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.19
Cg	20-40+			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.19
AT14 - Gypsic Haplosalid									
Azm	0-3	2358	42	0.18	0.23	0.41	0.41	0.19	0.00
ACzm	.3-12/15			0.13	0.38	0.51	0.26	0.23	0.00
Bz	12/15-80+			0.05	0.24	0.29	0.51	0.20	0.00
				n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SAL01 - Typic Aquisalid									
Crosta	5-0	3710	57	0.07	0.16	0.23	0.73	0.05	0.19
A	0-10			0.17	0.08	0.25	0.36	0.39	0.00
C	.10-20			0.47	0.23	0.70	0.11	0.19	0.00
2A	20-27			0.21	0.26	0.48	0.30	0.22	0.01
2C1	27-50			0.15	0.08	0.23	0.34	0.43	0.00
2C2	50-70+			0.42	0.20	0.62	0.22	0.16	0.03
SAL02 - Typic Aquisalid									
A	0-10	3726	48	0.39	0.31	0.70	0.13	0.17	0.03

Horizon		Altitude	Precipitation	CS	FS	Total Sand	Silt	Clay	Gravel
Horizon	Depth (cm)	m	mm	kg · kg ⁻¹					
C	.10-27			0.03	0.04	0.07	0.79	0.14	0.01
2A	27-40			n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00
2C	40-75			n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.16
3H	75-100			n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.09
Desertic Saline Soils									
AT08 - Petrogypsic Haplosalid									
CK	0-10			0.43	0.31	0.73	0.19	0.08	0.05
2Bymk	15-30	2527	38	0.50	0.16	0.66	0.20	0.14	0.37
3Cymk	30-50			0.09	0.10	0.19	0.70	0.10	0.08
AT09 - Petrogypsic Haplosalid									
A	0-15			0.14	0.58	0.73	0.14	0.13	0.24
Ckym	15-55	2523	37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.60
2Bkym	55-70			0.26	0.23	0.48	0.37	0.15	0.15
2Ckym	70-110			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT10 - Calcic Haplosalid									
CAk	0-10			0.11	0.44	0.55	0.40	0.05	0.00
2ACK	.10-18	2451	38	0.58	0.22	0.80	0.18	0.03	0.35
3Ck1	18-35			0.63	0.16	0.78	0.16	0.06	0.28
4Ck	35-80			0.85	0.05	0.89	0.06	0.05	0.35
AT11 - Xeric Petrogypsid									
Ay	0-5/15			0.39	0.40	0.79	0.08	0.13	0.16
Cym1	5/15-10/30			0.36	0.35	0.71	0.13	0.16	0.16
Cy2	20/30-45/55	2534	43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11
Cym3	45/55-70/75			0.57	0.27	0.83	0.04	0.13	0.09
2Cym	70/75-110+			0.63	0.29	0.91	0.02	0.07	0.05
AT15 - Petrogypsic Haplosalid									
A	0-10			0.53	0.22	0.75	0.20	0.06	0.20
Cym	.10-40	2448	40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.41
Cym2	40-90			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
Cym3	90-130			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.58
AT16 - Petrogypsic Haplosalid									
Ak	0-15/20			0.54	0.19	0.74	0.15	0.11	0.17
Cy1	15/20-65	3380	29	0.64	0.17	0.82	0.07	0.12	0.12
C2	65-120			0.65	0.18	0.83	0.07	0.10	0.23
Ck3	120-140+			0.65	0.21	0.86	0.05	0.09	0.15
AT17 - Petrogypsic Haplosalid									
A	0-20			0.53	0.09	0.62	0.29	0.09	0.50
Cym	20-100	3223	29	0.56	0.15	0.72	0.17	0.11	0.41
2Cy	100-120			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
3Cym	120-150			0.51	0.10	0.62	0.27	0.11	0.27
AT18 - Petrogypsic Haplosalid									
A	0-20			0.25	0.39	0.64	0.26	0.10	0.20
By	20-40/60	2134	16	0.48	0.15	0.63	0.24	0.13	0.24
Cym	40/60-130			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.62
Cym2	130-150			0.54	0.14	0.68	0.17	0.15	0.41
AT19 - Petrogypsic Haplosalid									
Cym	0-2/6			0.42	0.18	0.60	0.20	0.19	0.05
2BCym	.2/6-40	193	3	0.22	0.37	0.59	0.28	0.13	0.02
2BCym2	40-60			0.41	0.20	0.61	0.24	0.15	0.06

Horizon		Altitude	Precipitation	CS	FS	Total Sand	Silt	Clay	Gravel
Horizon	Depth (cm)	m	mm	kg · kg ⁻¹					
3Cym	60-100			0.34	0.06	0.41	0.43	0.16	0.19
AT20 - Petrogypsic Haplosalid									
Cym	0-10			0.32	0.21	0.53	0.31	0.16	0.41
2Cym	.10-45			0.20	0.34	0.54	0.21	0.25	0.19
2Cykm	45-110	1378	7	0.41	0.07	0.47	0.23	0.30	0.19
3C	110-150			0.62	0.12	0.74	0.15	0.11	0.02
4Cm	150-200			0.23	0.07	0.30	0.45	0.26	0.19
5C	200-250+			0.29	0.22	0.51	0.36	0.13	0.01
AT24 - Petrogypsic Haplosalid									
Crosta	0-3			0.57	0.12	0.69	0.16	0.16	0.34
Cy	.3-40	1391	28	0.16	0.34	0.50	0.24	0.26	0.10
Cym2	40-75+			0.25	0.35	0.60	0.20	0.20	0.34

Clay: <0.002 mm; Silt: 0.002 - <0.05 mm; FS: Fine Sand: 0.05 - <0.02 mm; CS: Coarse Sand: 0.2 - <2 mm; Gravel: ≥2 mm; n.d. – no data. Precipitation data: Worldclim, 2016.

Soil Bulk Density of selected horizons vary between 1.28 and 1.59 g · cm⁻³ (Table 5). AT03 shows highest values (1.50 – 1.59 g · cm⁻³), while AT04 shows lowest values (1.28 – 1.36 g · cm⁻³). Soil Water Content at -1500 kPa is very low, varying between 0.02 and 0.05 g · g⁻¹. A horizons shows higher and less variable values (0.05 g · g⁻¹), whereas C horizons shows more variable values (0.02 to 0.05 g · g⁻¹). Al⁺/2Fe_o range between 0.11 and 0.31% (Table 5), bellow to the taxonomic criteria to Andic soil properties. NaF pH range between 9.69 and 10.63 (Table 5).

XRD patterns point to dominance of insoluble silicates in Mountain non-saline Soils. Hidrated Halloysite occur in all analyzed sample. Chlorite and Tridymite occurs at AT02 and AT04, and Vermiculite occurs at AT03 and AT04. AT23 show more differentiated mineral assemblage, with a water-soluble Sulfate (Coquimbite) and a Iron Hidroxiside (Lepidocrocite) (Figure 3).

Salt speciation in Mountain non-saline Soils (AT01) show relative low amounts of all anions. Chlorides, Nitrates and Carbonates was concentrad at AE horizon, and highest concentrations of Sulfates, Chlorides and Nitrates was observed at highest depth (2Cr) (Figure 6).

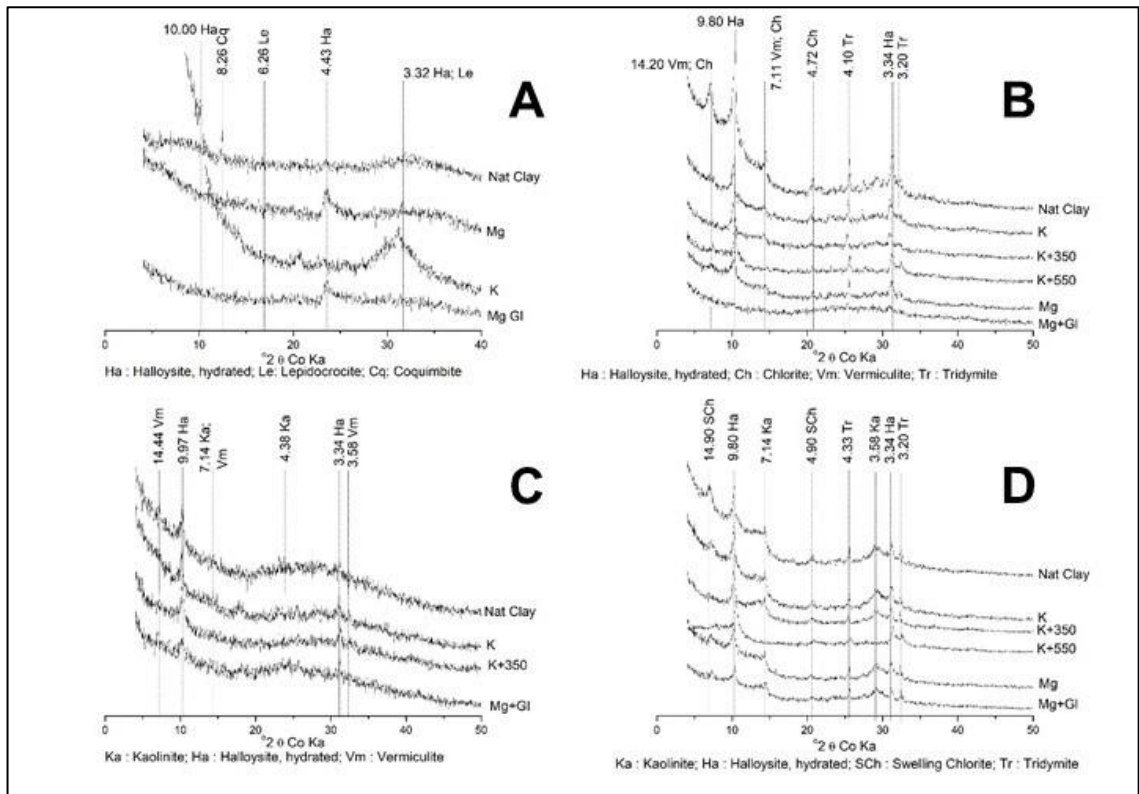


Figura 6 XRD patterns for the Mountain non-saline Soils. A: AT23 2Biym; B: AT04 C1; C: AT03 C3; D: AT02 2Cr3.

Tabela 4 Chemical data for soil groups

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Simbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
Mountain non-saline Soils																
AT01 - Typic Cryopsamment																
A	0-15	6.14	4.5	5.85	6.17	0.14	0	2.3	6.33	6.33	8.63	73.3	0	0.82	1.92	45.8
AE	15-20/30	6.4	4.78	5.5	4.04	0.04	0	2.3	7.5	7.5	9.8	76.5	0	0.63	1.92	36.6
E	20/30-55/60	6.4	4.9	5.21	6.02	0.02	0	1.2	4.78	4.78	5.98	79.9	0	1.69	0.13	48.1
2Cr	55/60-130+	6.28	4.84	7.62	6.19	0.29	0	1.2	13.87	13.87	15.07	92	0	3.74	0.13	39.7
AT02 - Typic Cryorthents																
A	0-15	5.81	4.77	7.22	4.93	0.06	0	1.5	3.59	3.59	5.09	70.5	0	2.08	0.13	42.8
C2	25-40	5.6	4.85	6.55	5.61	0.00	0	1.7	4.76	4.76	6.46	73.7	0	2.05	0.13	45
2Cr3	40-60	4.98	4.32	5.84		0.02	0	1.2	4.9	4.9	6.1	80.3	0	1.3	0.13	44.5
3Cr4	60-100+	4.75	4.38	8	7.44	0.04	0	0.8	3.66	3.66	4.46	82.1	0	1.69	0.13	52.2
AT03 - Typic Cryopsamments																
C1	0-25	5.57	4.57	2.51	5.66	0.03	0.2	1.3	0.29	0.49	1.59	18.2	40.8	2.54	0.13	44.9
C2	25-45	5.53	4.8	6.44	4.91	0.05	0	1.2	0.65	0.65	1.85	35.1	0	1.95	0.13	44.6
C3	45-100+	5.58	4.86	6.55	4.74	0.02	0	1.2	0.72	0.72	1.92	37.5	0	3.92	0.13	46.1
AT04 - Typic Cryopsamments																
A	0-10	4.65	4.18	2.53	3.23	0.34	0.3	3.1	3.25	3.55	6.35	51.2	8.5	1.6	0.77	50.7
2A	.10-20	5.8	4.69	3.61	3.3	0.03	0.1	3.3	3.31	3.41	6.61	50.1	2.9	0.81	1.28	43.4
2AC	20-35	5.91	4.3	7.7	6.09	0.07	0	2.1	4.26	4.26	6.36	67	0	1.39	0.64	46.9
C1	35-60	5.85	4.68	7.5	5.5	0.09	0	1.5	5.44	5.44	6.94	78.4	0	1.84	0.64	43.4
C2	60-90	5.4	4.89	6.36	6.81	0.07	0	1.7	5.43	5.43	7.13	76.2	0	1.42	0.38	38.5
C3	90+	6.44	4.9	5.86	5.7	0.03	0	1.3	2.9	2.9	4.2	69	0	1.89	0.13	41.9

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Symbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
AT05 - Typic Cryopsamments																
A	0-15	6.27	4.98	5.47	4.88	0.03	0	0.8	3.89	3.89	4.69	82.9	0	2.82	0.38	48
2C	15-25	6.71	4.69	6.51	5.94	0.27	0	1	4.1	4.1	5.1	80.4	0	3.61	0.64	50.6
3A	25-35	6.7	4.89	6.79	6.23	0.07	0	0.8	2.97	2.97	3.77	78.8	0	3.62	0.26	59.5
3AC	35-50	6.8	4.85	4.84	6.9	0.03	0	0.8	3.8	3.8	4.6	82.6	0	2.97	0.26	47.4
4C	50-65	6.2	4.98		7.51	0.10	0	0.3	3.16	3.16	3.46	91.3	0	2.93	0.26	52.8
5C	65-115	4.88	4.62	6.98	7.34	0.08	0	0.8	2.96	2.96	3.76	78.7	0	1.77	0.26	56.4
AT06 - Typic Cryopsamments																
CA	0-15	5.74	4.2	5.35	3.5	0.14	0.4	2.5	2.35	2.75	4.85	48.5	14.5	2.37	0.9	46.6
2A	15-30	6.02	4.97	5.53	4.85	0.00	0	1.3	4.07	4.07	5.37	75.8	0	2.38	0.77	49.4
2AC	30-50	6.53	4.64		4.6	0.03	0	1.2	3.93	3.93	5.13	76.6	0	1.81	0.64	49
2CA	50-75	6.26	4.76	4.23	5.34	0.02	0	1.2	3.37	3.37	4.57	73.7	0	1.74	0.51	55
2Cr	75-130	6.33	4.56	6.69	6.21	0.04	0	1	1.73	1.73	2.73	63.4	0	2.12	0.38	53.7
AT07 - Lithic Xeropsamment																
CA	0-5	6.51	4.7	6.17	4.48	1.13	0	2.5	6.86	6.86	9.36	73.3	0	3.14	3.84	56.5
2A	.5-20	5.7	5	5.31	5.35	0.87	0.1	4	11.04	11.14	15.04	73.4	0.9	1.46	8.96	55.1
2CA2	20-35	6.1	4.66	4.83	4.29	0.10	0	1.2	5.01	5.01	6.21	80.7	0	1.77	1.41	57.2
AT21 - Typic Xeropsamment																
A1	.2-10	5.69	5.52	4.21	2.94	0.15	0.4	3	3.32	3.72	6.32	52.5	10.8	1.52	0.39	51.2
2A1	.10-30	6.7	5.83	4.3	5.35	0.02	0	1.3	6.37	6.37	7.67	83.1	0	1.31	0.13	55
2A2	30-42	6.74	6.14	5.11	4.19	0.05	0	1.3	6.82	6.82	8.12	84	0	1.5	0.26	48.2
2CA	42-60	7.05	3.26	4.8	5.12	0.06	0	1	5.24	5.24	6.24	84	0	1.82	10.01	47.4
2C	60-120+	7.4	5.93	6.18	4.79	0.06	0	0.3	3.97	3.97	4.27	93	0	4.09	0.52	54.2

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Symbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
AT22 - Typic Cryaquent																
H	0-55	3.74	5.8	2.68	2.11	0.36	1.7	19	3.85	5.55	22.85	16.8	30.6	2.89	1.16	29.2
A	55-65	6.75	4.85	7.26	5.1	0.08	0	0	4.13	4.13	4.13	100	0	18.83	1.42	56.6
AC	65-80	6.98	6.38	4.53	4.13	0.02	0	0.2	3.21	3.21	3.41	94.1	0	4.49	0.78	59.6
C	80-110+	6.76	6.15	6		0.02	0	0.3	7.48	7.48	7.78	96.1	0	6.46	0.78	55.9
AT23 - Gypsic Haploxerept																
A	0-5	8.07	6.55	6.06	5.62	0.04	0	0	12.39	12.39	12.39	100	0	1.87	0.52	51.1
AB	.5-13	7.98	6.36	4.99	5.7	0.06	0	0.3	27.88	27.88	28.18	98.9	0	1.12	1.68	49.3
2B ₁ ym	13-25	8.41	7.49	5.51	7.25	0.05	0	0	10.62	10.62	10.62	100	0	3.21	1.68	56.8
2C ₁ y	40-70+	8.26	7.75	6.01	7.3	0.05	0	0	5.54	5.54	5.54	100	0	4.89	1.68	59.9
Evaporitic Soils																
AT12 - Petrogypsic Haplosalid																
C ₁ ym	0-3	6.31	4.88	6.18	8.46	2.58	0	0.3	61.58	61.58	61.88	99.5	0	4.18	0.26	53.3
2C ₁	20-65	6.22	4.84	8.79	8.73	27.80	0	0.5	44.73	44.73	45.23	98.9	0	15.86	0.13	48.6
2C ₂ ym	65-120	6.18	4.93	8.34	8.53	121.30	0	0.3	82.23	82.23	82.53	99.6	0	43.51	0.13	55
3C ₁ ym	120-150	6.15	4.76	7.91	8.12	7.99	0	0.3	56.51	56.51	56.81	99.5	0	7.86	0.26	53.3
3C ₂	150-170	6.75	4.7	6.01	6.48	3.10	0	0.3	107.5	107.5	107.8	99.7	0	11.03	0.51	41.5
AT13 - Typic Aquisalid																
O	0-20	n.d.	n.d.	7.91	7.46	32.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C _g	20-40+	n.d.	n.d.	8.37	7.78	13.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT14 - Gypsic Haplosalid																
A ₁ zm	0-3	6.66	4.83	7.76	8.2	141.30	0	0.5	63.3	63.3	63.8	99.2	0	8.37	0.13	30.6
AC ₁ zm	.3-12/15	6.87	4.86	8.49	8.17	77.50	0	0.3	185.35	185.35	185.65	99.8	0	31.57	0.51	34.5

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Symbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
Bz	12/15-80+	6.64	4.84	8.55	8.18	14.99	0	0.3	17.65	17.65	17.95	98.3	0	71.13	0.13	24.4
SAL01 - Typic Aquisalid																
A	0-10	7.47	7.06	7.16	6.4	52.20	0	0.8	101.68	101.68	102.48	99.2	0	0.69	0.78	44.8
C	.10-20	8.04	8.05	7.91	7.43	14.30	0	0	88.23	88.23	88.23	100	0	0.64	0.26	50.5
2A	20-27	8.21	8.05	7.88	7.94	15.18	0	0	42.18	42.18	42.18	100	0	3.11	1.42	37.6
2C1	27-50	8.24	8.21	7.95	8.1	12.05	0	0	17.08	17.08	17.08	100	0	6.91	11.3	26.8
2C2	50-70+	8.83	7.82	8.43	8.29	6.42	0	0	8.07	8.07	8.07	100	0	15.7	10.01	16.5
SAL02 - Typic Aquisalid																
A	0-10	4.89	7.81	9.31	8.46	7.83	0	0	21.91	21.91	21.91	100	0	18.35	1.29	9.3
C	.10-27	9.42	7.57	8.4	7.95	1.48	0	0	21.07	21.07	21.07	100	0	9.12	0.65	16.2
2C	40-75	8.66	7.24	8.05	7.85	0.93	0	0	8.37	8.37	8.37	100	0	3.66	0	43.9
3H	75-100	8.34	8.09	6.63	7.1	2.46	0	0.2	18.79	18.79	18.99	98.9	0	4.14	0.78	45.6
Lama Ascotan	-	7.82	6.19	n.d.	n.d.	0.00	0	0	61.76	61.76	61.76	100	0	4.03	1.16	12.5
Desertic Saline Soils																
AT08 - Petrogypsic Haplosalid																
CK	0-10	6.69	4.81	8	7.47	2.25	0	0.5	85.71	85.71	86.21	99.4	0	0.71	0.26	54
2Bymk	15-30	6	4.83	8.17	7.45	13.88	0	0.8	71.19	71.19	71.99	98.9	0	11.78	0.13	56.5
3Cymk	30-50	6.76	4.43	8.89	8.94	21.40	0	0.3	93.13	93.13	93.43	99.7	0	50.12	0.26	29.4
AT09 - Petrogypsic Haplosalid																
A	0-15	6.18	4.78	8.53	7.94	0.58	0	0.5	12.01	12.01	12.51	96	0	5.56	0.26	43.2
Ckym	15-55	n.d.	n.d.	7.93	7.43	2.46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
2Bkym	55-70	6.44	4.89	8.02	7.85	2.06	0	0.3	114.1	114.1	114.4	99.7	0	0.43	0.38	54.8

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Symbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
2Ckym	70-110	n.d.	n.d.	7.67	6.92	1.67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT10 - Calcic Haplosalid																
CAk	0-10	6.8	4.91	7.86	7.1	2.55	0	0.5	22	22	22.5	97.8	0	3.73	0.64	53.3
2ACk	.10-18	6.91	4.63	6.07	6.27	0.92	0	0.7	21.67	21.67	22.37	96.9	0	1.59	0.38	63.7
3Ck1	18-35	6.78	4.78	7.95	7.85	2.01	0	0.3	12.75	12.75	13.05	97.7	0	2.99	0.38	53.9
4Ck	35-80	6.71	4.97	6.05	6.55	0.99	0	0.5	20.16	20.16	20.66	97.6	0	0.93	0.13	55.1
AT11 - Xeric Petrogypsid																
Ay	0-5/15	6.74	4.67	7.1	7.32	0.11	0	0.5	10.1	10.1	10.6	95.3	0	2.32	0.13	47.6
Cym1	5/15-10/30	6.33	5.03	8.31	7.92	1.81	0	0.3	16.97	16.97	17.27	98.3	0	6.89	0.26	47.6
Cy2	20/30-45/55	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cym3	45/55-70/75	6.13	4.87	6.07	6.37	0.34	0	0.3	15.68	15.68	15.98	98.1	0	4.71	0.26	48.6
2Cym	70/75-110+	5.98	4.3	5.67		0.04	0	0.5	5.46	5.46	5.96	91.6	0	9.61	0.13	52.6
AT15 - Petrogypsic Haplosalid																
A	0-10	6.75	4.72	7.89	7.94	2.25	0	0.3	97.11	97.11	97.41	99.7	0	0.18	0.13	56.5
Cym	.10-40	n.d.	n.d.	5.93	7.16	2.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cym2	40-90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cym3	90-130	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT16 - Petrogypsic Haplosalid																
Ak	0-15/20	6.69	4.8	8.05	7.43	1.08	0	0.5	15.46	15.46	15.96	96.9	0	2.25	0.13	56.2
Cy1	15/20-65	6.8	4.68	8.1	8.11	2.08	0	0.2	11.36	11.36	11.56	98.3	0	7.65	0.13	53.1
C2	65-120	6.49	4.99	6.88	6.69	0.47	0	0.3	11.95	11.95	12.25	97.6	0	4.68	0.26	53.9
Ck3	120-140+	6.76	4.86	6.22	6.94	0.16	0	0.5	13.72	13.72	14.22	96.5	0	4.21	0.13	52.3
AT17 - Petrogypsic Haplosalid																

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Simbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
A	0-20	6.56	4.72	7.75	7.49	0.00	0	0.7	69.04	69.04	69.74	99	0	0.5	0.13	45.3
Cym	20-100	6.81	4.68	6.78	8.89	2.38	0	0.8	90.99	90.99	91.79	99.1	0	6.39	0.26	15
2Cy	100-120	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
3Cym	120-150	6.28	4.79	6.34	8.3	2.91	0	0.5	100.61	100.61	101.11	99.5	0	5.45	0.13	48.4
AT18 - Petrogyptic Haplosalid																
A	0-20	6.87	5.06	6.47	6.69	0.31	0	0.7	19.52	19.52	20.22	96.5	0	3.68	0.26	55.1
By	20-40/60	6.35	4.44	7.65	7.59	2.16	0	0.3	110.18	110.18	110.48	99.7	0	0.52	0.38	55.6
Cym	40/60-130	n.d.	n.d.	8.21	8.01	2.49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cym2	130-150	6.33	4.94		7.05	2.51	0	0.3	25.28	25.28	25.58	98.8	0	0.69	0.13	55.4
AT19 - Petrogyptic Haplosalid																
Cym	0-2/6	7.35	7.06	8.58	8.23	4.20	0	0	95.15	95.15	95.15	100	0	1.33	1.16	55.7
2BCym	.2/6-40	7.26	6.96	6.8	7.17	61.30	0	0	98.46	98.46	98.46	100	0	3.42	1.16	40.9
2BCym2	40-60	7.24	6.85	n.d.	n.d.	0.00	0	0.2	98.29	98.29	98.49	99.8	0	2.13	0.65	51.1
3Cym	60-100	8.68	8	n.d.	n.d.	0.00	0	0	85.65	85.65	85.65	100	0	3.42	1.29	20.3
AT20 - Petrogyptic Haplosalid																
Cym	0-10	8.3	7.93	8.55	8.59	29.10	0	0.2	97.23	97.23	97.43	99.8	0	3.36	1.42	39.3
2Cym	.10-45	8.95	7.98	8.2	8.25	167.70	0	n.d.	218.92	218.92	n.d.	n.d.	0	n.d.	n.d.	n.d.
2Cykm	45-110	8.95	8.9	7.81	7.89	198.20	0	n.d.	223.75	223.75	n.d.	n.d.	0	n.d.	n.d.	n.d.
3C	110-150	8.76	8.69	8.63	8.11	56.80	0	0	60.44	60.44	60.44	100	0	22.05	1.03	42.8
4Cm	150-200	8.73	4.35	8.06	8.35	109.20	0	0	146.5	146.5	146.5	100	0	34.3	0.39	38.6
5C	200-250+	8.76	6.35	9.3	8.8	23.50	0	0	97.04	97.04	97.04	100	0	4.55	0.13	37.3
AT24 - Petrogyptic Haplosalid																
Crosta	0-3	8.19	7.74	8.13	7.91	2.10	0	0	15.74	15.74	15.74	100	0	14.71	1.16	50.2

Horizon		pH				EC	Al 3+	H+Al	BS	t	T	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem
Simbol	Depth	Salt-Free		Nat Sample		mS · cm ⁻¹	cmolc · dm ⁻³					%		dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	
		H ₂ O	KCl	H ₂ O	CaCl ₂											
Cy	.3-40	8.26	7.16	7.99	7.18	31.90	0	0.2	98.36	98.36	98.56	99.8	0	1.33	0.52	47.8
Cym2	40-75+	8.16	7.75	8.39	8.14	10.73	0	0	96.86	96.86	96.86	100	0	0.83	1.03	43.7

EC: electrical conductivity at 25 °C; BS: bases sum: Ca+Mg+K+Na; (t): Effective CEC; T: pH 7.0 CEC; PBS: Percent bases saturation (%); Als: aluminium saturation (%); ESP: exchangeable sodium percentage; OM: organic matter = Org C x 1,724 - Walkley-Black; n.d.: no data.

Tabela 5 Andic soil properties of selected Mountain non-saline Soil

Horizon	BD	pH		Alo	Feo	Sio	Al+1/2Fe	u	Pret
	g · cm ⁻³	H2O	NaF	%				g · g ⁻¹	%
AT02									
A	1.46	5.81	10.18	0.12	0.21	0.06	0.23	0.046	28.67
2Cr3	1.53	4.98	10.17	0.11	0.20	0.02	0.21	0.018	25.83
AT03									
C1	1.59	5.57	10.63	0.17	0.29	0.06	0.31	0.017	25.17
C3	1.50	5.58	10.52	0.17	0.16	0.02	0.25	0.051	23.17
AT04									
A	1.36	4.65	9.69	0.06	0.09	0.04	0.11	0.045	15.50
2C1	1.28	5.85	10.12	0.09	0.09	0.03	0.13	0.043	27.67

BD: Bulk Density; OM: Organic Matter; u: humidity at -1500 kPa; Pret: Phosphate retention

3.3. Evaporitic Soils

Evaporitic soils are located at closed depressions at intermediate altitudes (2300 to 3700 m) and precipitation rates (42-57 mm) (Worldclim, 2016). All Evaporitic soils show Salic horizons, being classified as Salids. Drainage conditions separates two subgroups, Aquisalids located at hydromorphic bottom of depressions, and Haplosalids at well-drained depression edge. Well defined A and H horizons occur at poorly-drained Evaporitic soils.

Evaporitic soils show many extreme attributes. The mean values for this group point to highest Electrical Conductivity (38.02 mS · m⁻¹), salt-free pH (7.26), CaCl₂ pH (7.93), Bases Sum (57.06 cmolc · dm⁻³), Exchangeable Sodium Percentage (16.93%), Clay content (0.17 kg · kg⁻¹), and lowest Sand content (0.37 kg · kg⁻¹), among all soil categories (Table 2). Well drained evaporitic soils show even more extreme values than poorly-drained evaporitic soils. In AT12 and AT14 (well drained evaporitic soils), Electrical Conductivity reach 141 mS · m⁻¹ (AT14 Azm), Bases Sum reach 185 cmolc · dm⁻³ (AT14 Azm), Exchangeable Sodium Percentage reach 71% (AT14 Bz) (Table 4).

Evaporitic Soils are extremely saline (> 0.93 mS · m⁻¹), and all soils exceeding many orders of magnitude the inferior limit to this class. These soils are slightly acid to moderately alkaline and have a very high base saturation.

XRD patterns of clay samples, with leaching pre-treatment, point to a simple mineral assemblage. Were observed Mg-Calcite (Carbonate of Mg and Ca) in all analysed samples, and Thernadite (Sodium Sulfate) at AT13 (Figure 4).

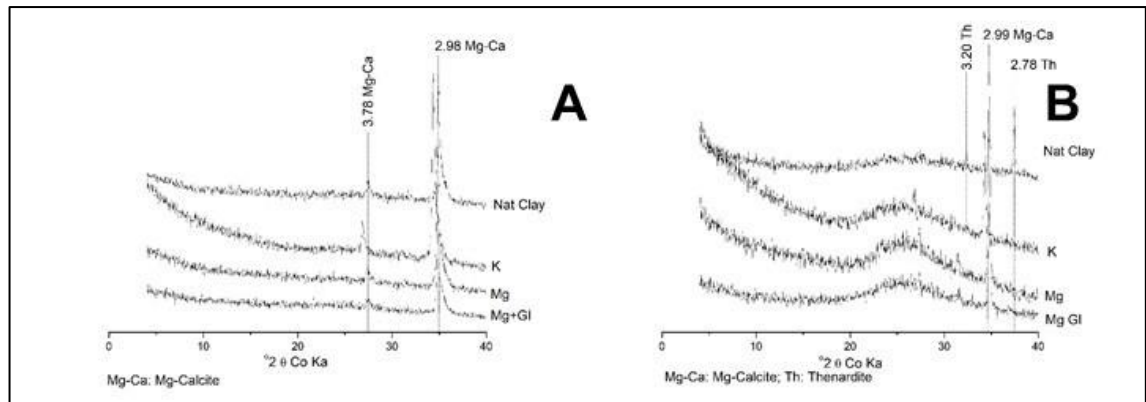


Figure 7 XRD patterns for the Evaporitic Soils. A: SAL2 C; B: AT13 Cg.

Salt speciation in representative Evaporitic Soil (AT13) show very high concentrations of all anions. In decrease order of concentration, are Chlorides, Sulfates, Nitrates and Carbonates. All anions show highest concentration at soil surface, but Nitrates and Carbonates show low difference along depths (Figure 6).

3.4. Desertic Saline Soils

Desertic Saline Soils are located at lowest altitude (193 to 3400 m) and precipitation rates (3 to 47 mm) (Worldclim, 2016) among all soil groups. Most Desertic Saline Soils present Salic and Petrogypsic horizons, and were classified as Petrogypsic Haplosalids. In few cases soils may do not present one or another horizon, but at least one occurs at all Desertic Soils. Cemented horizons are common in this soil group and cementing agent vary from salt to gypsum and carbonates.

Desertic Saline Soils show intermediate soil attributes, although closer to Evaporitic Soils than Mountain non-saline Soils. Extreme Group-averages associated with Desertic Saline Soils are the lowest Organic Matter ($0.41 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$) and Clay content ($0.12 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) (Table 2).

Most Desertic Saline soils are extremely saline ($EC > 0.93 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$), with a soil exceeding one hundred times the inferior limit to this class (AT20, $97 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$). Just one soil is classified as very saline (AT11, $0.75 \text{ mS} \cdot \text{m}^{-1}$). These soils are slightly acid to strongly alkaline and have a very high base saturation.

XRD patterns of Desertic Saline Soils shows dominance of water-soluble minerals (even after salt removal pretreatment) who occurs at all selected soils analysed. Dominant water-soluble mineral group is Sulphates (Gypsum, Coquimbite, Copiapite and Alunogen), who occurs at all soils except AT08. Chlorides (Halite and Carnalite) are common, and occurs in most Desert Saline Soils (AT24, AT19, AT18, AT17 and AT08). A borate (Ulexite) was observed at AT15. Insoluble clay minerals were detected at all Desert Saline Soils. Smectite occurs at all soils except AT08, who show Vermiculite and Halloisite as phyllosilicate elements. Silimanite and Quartz were observed at AT18, AT17 and AT15 (Figure 5).

Salt Speciation at representative Desertic Saline Soil (AT15) show relative low amounts of all anions in low depths, and high amounts of Chlorides, Sulfates and Nitrates in high depths. Carbonates follow a inverse trend, lowering with depth (Figure 6).

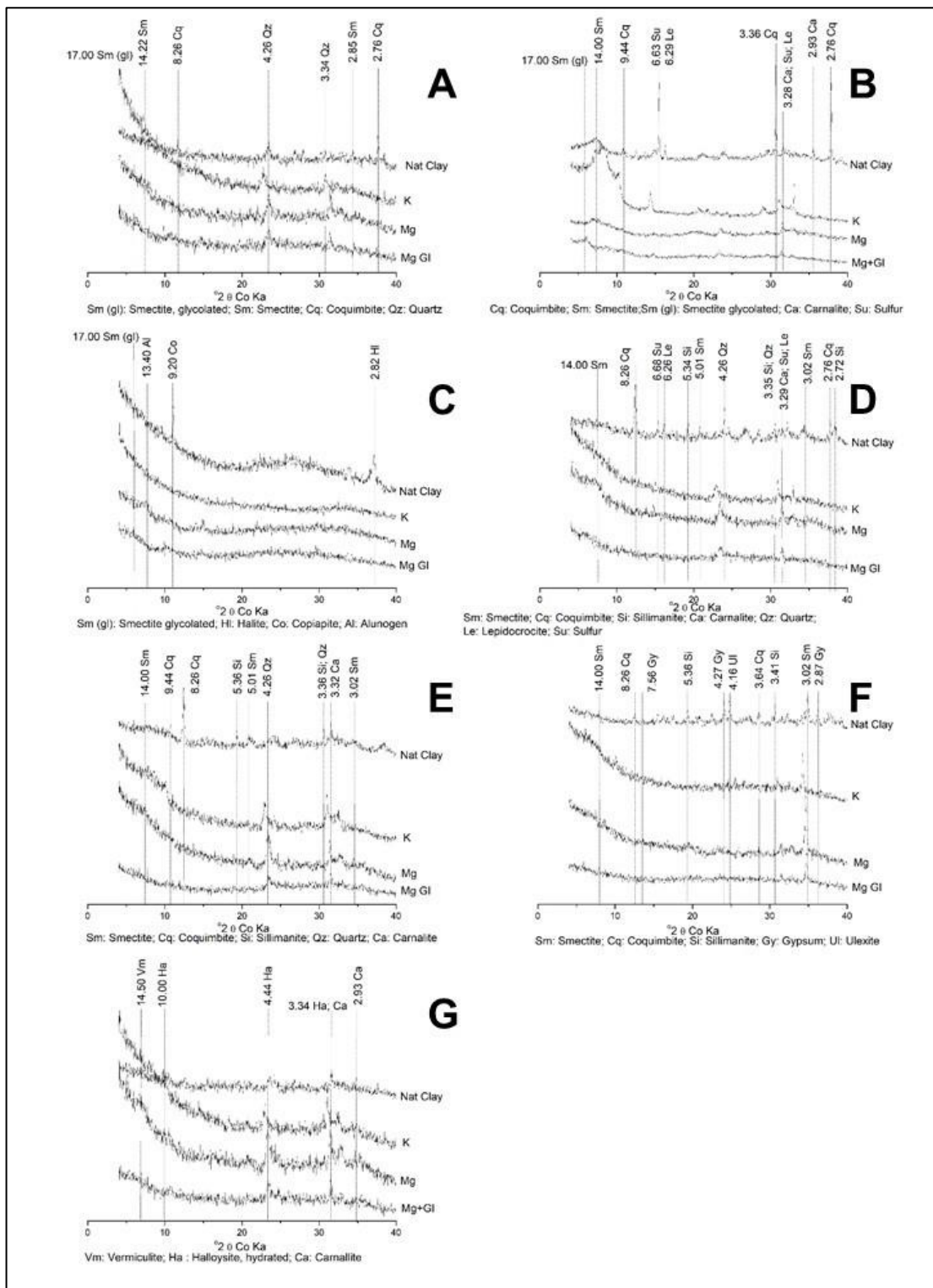


Figure 8 XRD patterns for the Desertic Saline Soils. A: AT24 Cy; B: AT20 2Ckm; C: AT19 2BCym; D: AT18 By; E: AT17 Cym; F: AT15 Cym; G: AT08 2Bkym.

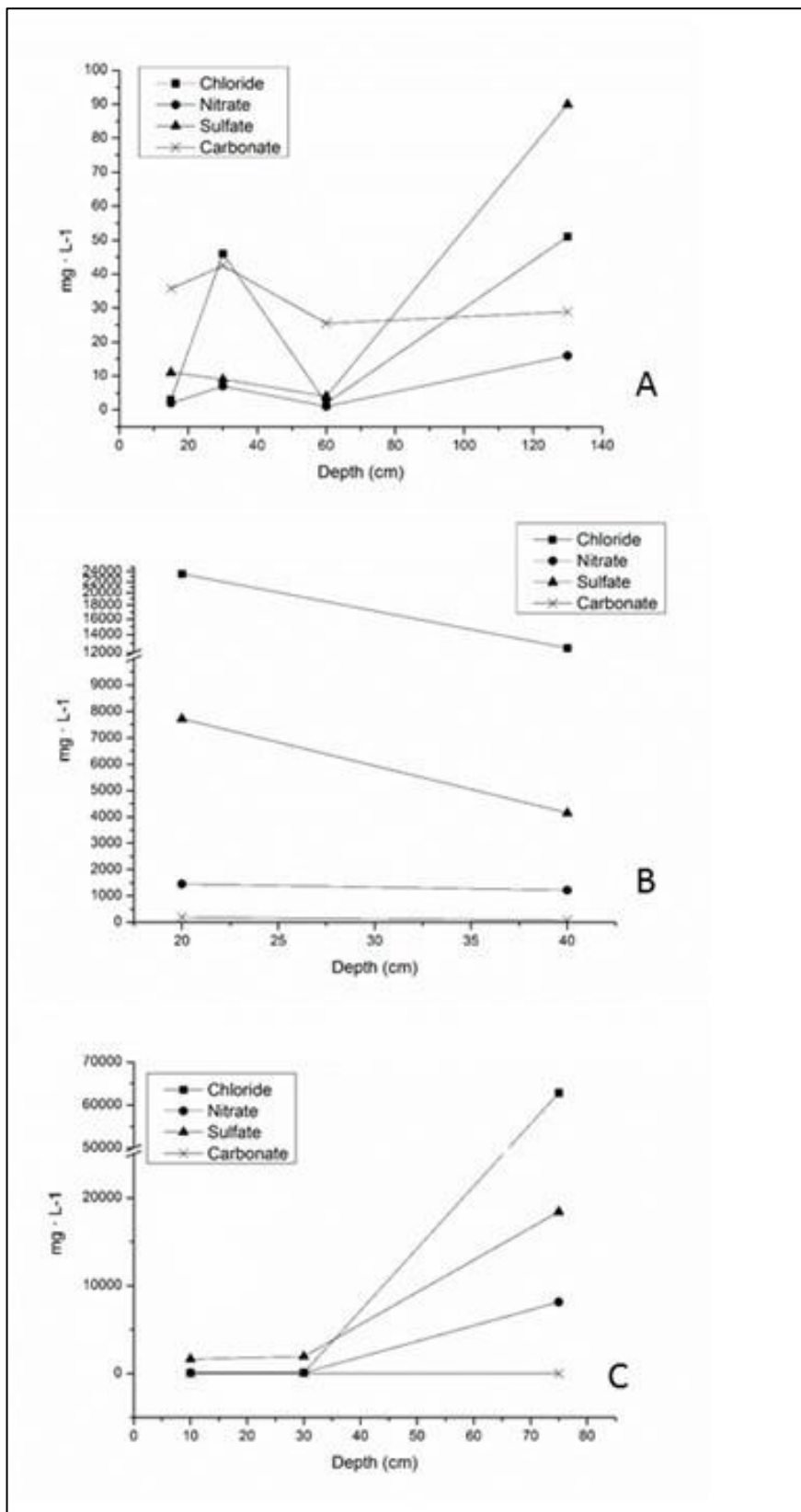


Figura 9 Salt speciation of selected pedons. A: AT01 (Mountain non-saline Soil); B: AT13 (Evaporitic Soil); C: AT15 (Desert Saline Soil).

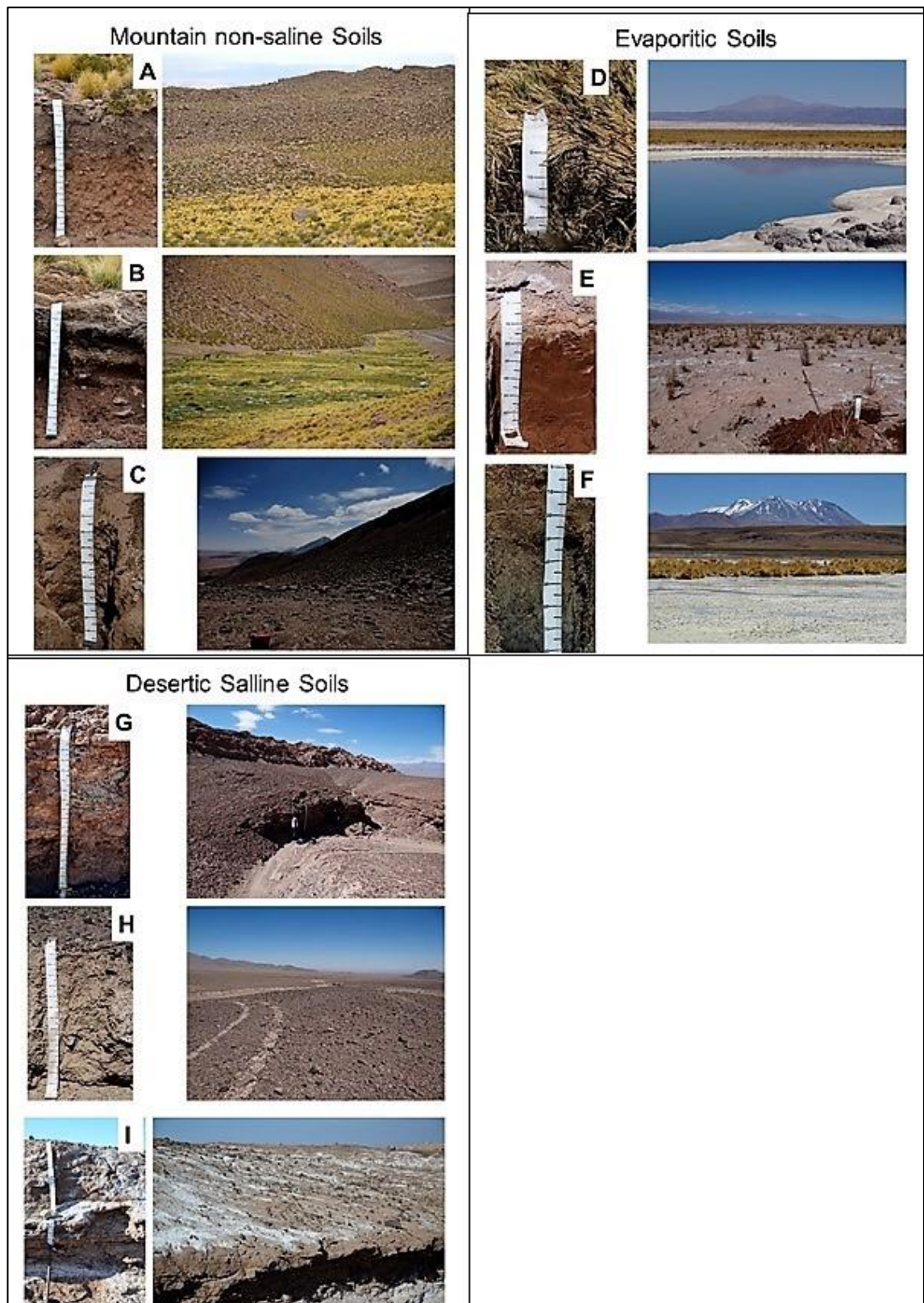


Figura 10 – Soil profiles and ssociated landscapes of Soil Groups. A: AT21; B: AT22; C: AT02; D: AT13; E: AT14; F: SAL02; G: AT15; H: AT18; I: AT20.

4. Discussion

4.1. General Characteristics

Location of each soil category may be determined by climatic and/or geomorphological factors. Mountain non-saline Soils are associated with the high altitude Andes mountain range (3300 m to 5060 m of altitude). Since the study area has a correlation between altitude and precipitation (Figure 2), these soils are subject to greater precipitation rates among all soil categories (38 to 167 mm) (Worldclim, 2016), and absence of saline accumulation driven by climatic factors. Evaporitic Soils are associated with closed basins of different spatial magnitudes, regardless of altitude (2300 m to 3700 m of altitude). In this case, the geomorphological factor (location on the bottom of closed basins) induces a strong saline accumulation, to some extent independently of the climatic factor (42 to 57 mm of precipitation) (Worldclim, 2016). Desertic Saline Soils are located at lower altitudes and precipitation rates (193 m to 3300 m of altitude, 3 to 43 mm of precipitation) (Worldclim, 2016). In this soil category, saline accumulation is clearly driven by climatic factors.

Soil moisture regimes have a strong effect over morphological, chemical and mineralogical attributes of soil groups, and have a close relation with altitude and precipitation rates.

Despite the general low development degree of all soils (resulting at soil classification), well-developed horizons of different types were associated with different soil moisture regimes. Well-defined A horizons (Ochric Epipedons) occurs at Xeric soil moisture regime, which allow plant colonization and OM accumulation at topsoil. Buried A horizons are common at Xeric Mountain soils, due to strong wind ablation and deposition at these high-altitude environments. Meanwhile, Xeric regime is not sufficient to B horizon development in most Mountain soils. Weathering susceptible rocks can originate incipient B horizons even under Xeric moisture regime (as at AT23).

Under Aridic soil moisture regime vegetation is virtually absent, as are well-defined A horizons. In soils under this regime, horizonation generates cemented horizons, in which the cementing agent can vary (carbonates, sulphates and salts).

Xeric soil moisture regime on Andes mountain range (associated or not to Cryic soil temperature regime) is driven by greater leaching and salinity absence in Mountain non-saline Soils. There, winter precipitation (when evapotranspiration is low) is particularly effective for leaching (SSS, 2014). Low EC, prevalence of insoluble minerals and low concentrations of soluble Anions in this soil group are attributed to leaching rates of Xeric regime. Saline accumulation can occur even under Xeric soil moisture regime, where geomorphologic factors are prevalent, as the case of closed basins of mountain evaporitic soils. The Aridic soil moisture regime of the lowlands leads to a virtual absence of leaching, and strong salt accumulation, as evidenced by high EC and soluble minerals presence even in leached samples.

4.2. Mountain non-saline Soils

Despite the volcanic ash nature of the parent material, Andic soil properties were not observed in the pedons selected to assess Andic soil properties. Soil Bulk Density was significantly superior than the higher taxonomic limit to Andisols, and indicates dominance of primary minerals of the parent material in the Sand fraction, which remains above 75% in all soils. The sandy nature is consistent with low water content at -1500 kPa, and values at this study were considerably smaller than those reported to nonallophanic Andosols in Ecuadorian Andes (Buytaert *et al.*, 2005).

Organic Matter contents are insufficient for an efficient complexation of Al derived from the weathering of ashes, limiting the extent of short-range-order minerals. Extractions with ammonium oxalate points to relative low amounts of short-range-order minerals and organo-metallic complexes, despite the high NaF pH, and remains below the taxonomic inferior limit to Andisols. However, high NaF pH values indicates that the very reactive elements of short-range-order minerals, even in limited proportions, have a considerable

effect on exchange complex of studied soils. These high values indicate dominance of short-range-order minerals in the soil Exchange complex (SSS, 2014). Selected pedons showed Amorphic and Isotopic Mineralogy Classes (SSS, 2014), both evidencing importance of short-range-minerals despite the absence of Andic soil properties. Limited presence of short-range-order minerals (as indicated by NaF pH, $(Al + \frac{1}{2} Fe)_o$ and phosphate retention), and high proportion of 1:1 phyllosilicates (Halloysite) (as indicated by XRD analysis), in the pH range of studied soils, leads to a predominance of negative pH-dependent charge, and is consistent with charge data (negative Δ pH, positive (pH 7 CEC) – (Effective CEC) difference) at Mountain non Saline Soils.

Secondary phyllosilicates were observed in all pedons of Mountain non-saline Soils. Halloysite, detected in all horizon analyzed, is the main fate of Aluminium and Silica derived from weathering of ashes, rather than short-range-order minerals such as allophane. In dry pedogenic environments, with lower Organic Matter production, Al is more likely to be polymerized, forming short-range-order minerals. With time, dehydration, additions of free-silica, and structural rearrangement of allophane and imogolite can lead to halloysite formation (Dubroeuq *et al.*, 1998; Schaetzl & Anderson, 2005; van Breemen & Buurman, 2002). Halloysite is the main crystalline clay mineral in Andisols, whereas in older Andisols may transform to Kaolinite (van Breemen and Buurman, 2002). Kaolinite (7.14 and 3.57 Å) was observed in AT02 and AT03, developed under cooler and instable conditions.

The low Organic Matter (OM) content in all horizons also favors the crystallization, due to low organometallic complexes. The importance of OM in low grade of short-range-order of minerals is expressed in the Organic Matter and $(Al + \frac{1}{2} Fe)_o$ relation along the altitudinal gradient. In the upper Mountain non-saline pedons (AT02 and AT03), the very low OM (0.13 dag kg⁻¹ in all horizons), related with a very cold climate and low plant colonization, is related with higher values of $(Al + \frac{1}{2} Fe)_o$ (0.21 – 0.31%). AT04, with a important plant colonization and increase OM (reaching 1.28 dag kg⁻¹) exhibits lower $(Al + \frac{1}{2} Fe)_o$ (0.11 – 0.13%), (Table 5).

Location at Semiarid atmospheric climate, and Xeric soil moisture regime, lead to a leaching rate which prevents salt accumulation at Mountain non-saline Soils, as evidenced by low EC, absence of soluble minerals in clay fraction, and low Anions concentration at all depths. Higher soluble anions (Sulfate, Chloride and Nitrate) concentration at bottommost layer of these soils, associated with general low values, indicates the active leaching, which follow a downward direction until the removal of salts from the pedosystem. This moisture regime is insufficiently moist to Andic soil properties development, mainly due to low OM accumulation and low organo-metalic complexation of Al derived from ash weathering.

AT23 is located at transitional climate (show the lowest precipitation rate among Mountain non-saline Soils), and are derived from Basalt, presenting some special features. Even under a dry climate, AT23 show development of B horizon, and was classified as Gypsic Haploxerept. Due to aridest conditions, this soil present higher EC and pH among Mountain non-saline Soils, and was the only one to present water-soluble minerals (Coquimbite). Fe hidroxides (Lepidocrocite) and Fe sulfates (Coquimbite) evidencing the importance of the richest rock to mineral assemblage of this pedon.

4.3. Evaporitic Soils

High saline accumulation occurs at all Evaporitic soils. This soil category receive saline solutions coming from closed drainage basins (both surface runoff and subsurface flow), which are concentrated by evaporation to the precipitation of soluble minerals. In the bottom of these basins (known as salars), evaporation of shallow groundwater drives the major soil processes (Finstad *et al.* 2016).

A saline gradient was observed at Evaporitic Soils, which the poorly-drained bottom depression soils show lower EC, whereas well-drained edge depression soils show higher EC. As pointed by Finstad *et al.* (2016), in pedon-scale, most soluble compounds are concentrated nearest to the land surface, indicating the direction of fluid flow, while less soluble minerals (such as Carbonates) remains deeper in soil profile. Anions

concentration at representative Evaporitic Soil corroborating with this behavior. Highest Anions concentration were observed at soil surface, specially the high-soluble Sulfates and Chlorides. Although Carbonates concentration was higher at soil surface, low difference was observed at depth.

In landscape-scale, a saline-fluid flow concentrate more and more soluble salts in well-drained edge of salars. Corroborating with this saline behavior, besides higher EC, well-drained evaporitic soils show higher Bases Sum and Exchangeable Sodium Percentage. Poorly drained Evaporitic Soils present Carbonates in XRD patterns, in salt-free pretreated samples, corroborating in landscape-scale the observations of Finstad *et al.* (2016). Mineralogical data about well-drained Evaporitic Soil is not available, but field observations point to carbonates presence (indicated by HCl effervescence) only at bottommost layer in profile, and salt concentrations in shallow layers. Thus, in pedon and landscape scales, a upward saline solution flow at salars segregates minerals by differential solubility, where less soluble minerals (Carbonates) remains at poorly-drained bottom of depressions, or are carried to deeper layers of well-drained Evaporitic Soils (subject to direct action of flow, as indicated by high field moisture). More soluble minerals (mainly Sulfates and Chlorides) are subject to a longer transport, reaching and being concentrated at topmost layers of well-drained Evaporitic Soils, and giving rise to some of highest EC observed among soils.

According Finstad *et al.* (2016), evaporation (and saline accumulation) rates are time and degree of soil development dependent. Kampf *et al.* (2005) reported evaporation rates from Salar de Atacama (where AT12, AT13 and AT 14 are located), with high soil evaporation rates at unvegetated sites (like AT12 and AT14, well-drained Evaporitic Soils), and negligible evaporation in sites with thick salt crusts. Thus, higher evaporation and salt accumulation rates occur at well-drained Evaporitic Soils.

4.4. Desertic saline Soils

Desertic Saline Soils are subject to very low precipitation rates, and strong saline accumulation. In this soil group are included soils inserted in Arid and Hyperarid climates. Ewing *et al.* (2006) cites accumulation of atmospheric salts as a important salt source at Hyperarid Atacama soils, listing high Sulfates and Chlorides accumulation rates, and high soil volumetric expansion.

Highest profile-average EC among all soils was found at AT20, a hypersaline pedon located at hyperarid core of desert. AT24 (still located at hyperarid climate) and AT19 (which suffer influence of coastal fog) show very high EC values. These pedons are located at lower precipitation rates. Pedons located at Arid climate show lesser EC values, although generally still high, and being classified as Extremely Saline.

Due to extreme aridity, plant colonization is almost absent, and OM is externally low. Weathering not provide conditions to great parent material alteration, and clay content at Desertic Saline Soils was lower among soil groups. Main soil formation processes are due to input of solutes.

Climatic dynamics in Atacama Desert are marked by rare but relatively strong rain events (Amundson *et al.*, 2012), which plays an important role to salt redistribution over Saline Soils. Atacama's well-drained Desertic Saline Soils are subject to downward migration of water and sulfates, and this is the primary mechanism for sulfate concentration with depth (Amundson *et al.*, 2012). Salts more soluble than Sulfates, like Chlorides, Borates and Nitrates are subject to the same process, and Amundson *et al.* (2012) reports Cl concentration with depth. Anions distribution over representative Desert Saline soil corroborate with this assumption, and relative low concentrations of soluble Anions were observed down to 30 cm depth. Higher concentrations of more soluble Anions (Chloride, Nitrate and Sulfate) in the bottommost layer indicates downward flow of soluble minerals. On the other hand, Carbonates (which are less soluble, specially at neutral to alkaline conditions, prevalent at Desert Saline Soils) follow a inverse trend, decreasing concentrations with increasing depths.

This strong salt accumulation, coupled with salt migration processes, concentrates at defined layers with different salts, giving rise to cemented horizons. Cementing agent vary in pedon and landscape scales due to differential solubility, and in general have a complex constitution. All selected samples show soluble minerals at XRD patterns and Carbonates were not found in Desert Saline Soils. All samples represents subsurface horizons (varying from 3 to 60 cm depth). In crescent order of solubility, a Borate (Ulexite) was found at AT15, a pedon located at Arid climate (40 mm mean annual precipitation) (Worldclim, 2016), but with hard cemented horizons which difficults water percolation and leaching. Chlorides (Halite and Carnalite) were found in most Desert Saline Soils, except AT15 and AT24. Sulfates (Gypsum, Coquimbite, Copiapite and Alunogen) were found at all Desert Saline Soils except AT08. Coquimbite was the most common sulphate.

AT19 is located close to the shoreline, and is subject to frequent marine fog (Ewing *et al.*, 2006), despite low precipitation rates. This frequent moist source affect soil mineralogy and salt distribution. XRD point to a exclusive Al-Sulfate mineral (Alunogen), and a hydrated Fe-Sulfate (Copiapite), rather than the most common Coquimbite.

5. Conclusions

Climatic factor is important to define soil-forming processes and soil properties along the climossequence. Salt and OM content are correlated with mean annual precipitation, although geomorphologic factors can be important in some situations.

In the wetter portion of climossequence (Semiarid climates), leaching rates prevents salt accumulation, and saline soils are not observed. The milder climate enable plant colonization and OM accumulation to some extent. But the ammounts of OM is insufficient to allow Andic soil properties to occur. Chemical weathering of ashes modify chemical and mineralogical nature of parent material, but in general no B horizon is clearly developed. Saline Soils can occur at Semiarid Climate when geomorphologic factors are prevalent.

In the driest part of the climosequence (Arid and Hyperarid climates), salt accumulation is the most important soil-forming process. Salt accumulation is driven by climatic and geomorphologic factors. The highest salt accumulations occur at the hyperarid core of the Atacama Desert, and on bottomlands of closed basins. Each case has a different salt source, and is subject to specific processes of salt redistribution.

The most important salt source for Desertic Saline Soils is the atmosphere. These soils are subject to a downward flow of saline solution, and salt redistribution follows this direction. Differential solubility segregates salts of increasing solubility at increasing depths.

The salt source for Evaporitic Soils is groundwater. These soils are subject to upward flow of saline solution, and salt redistribution follows this direction. Differential solubility segregates salts at the pedon and landscape scales. At the pedon scale, minerals of increasing solubility are concentrated at lower depths. At the landscape scale, high solubility salts are concentrated in the well-drained edge of depressions, while low solubility salts remain at the poorly-drained depression at the bottom.

References

- Amundson, R., Barnes, J., Ewing, S.A., Heimsath, A.M., Chong, G. 2012. The stable isotope composition of halite and sulfate of hyperarid soils and its relation to aqueous transport. *Geochim. Cosmochim. Acta* 99: 271–286.
- Buytaert, W., Deckers, J., Wyseure, G. 2005. Description and classification of nonallophanic Andosols in south Ecuadorian alpine grassland (páramo). *Geomorphology* 73: 207-221.
- Chen, P.-Y., 1977. Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Department of Natural Resources Geological Survey, Indiana.
- Dixon, J. C. Aridic Soils, Patterned Ground, And Desert Pavements. In: PARSONS, A. J.; ABRAHAMS, A. D. (eds.) 2009. *Geomorphology of Desert Environments*. 2a ed. Springer, p. 101 – 122.
- Dregne, H. E. 1976. *Soils of Arid Regions*. Amsterdam: Elsevier (Developments in Soil Science, 6). 237 p.
- Dubroeuq, D., Geissert, D., P. Quantin, 1998. Weathering and soil-forming processes under semi-arid conditions in two Mexican volcanic ash soils. *Geoderma* 86: 99-122.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. 2011. *Manual de métodos de análises de solos*. 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 230p.
- Ewing, S.A., Sutter, B., Owen, J., Nishiizumi, K., Sharp, W., Cliff, S.S., Perry, K., Dietrich, W., McKay, C.P., Amundson, R. 2006. A threshold in soil formation at Earth's arid–hyperarid transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70: 5293–5322.
- Finstad, K., Pfeiffer, M., McNicol, G., Barnes, J., Demergasso, C., Chong, G., Amundson, R. 2016. Rates and geochemical processes of soil and salt crust formation in Salars of

the Atacama Desert, Chile. *Geoderma* 284: 57-72. DOI: 10.1016/j.geoderma.2016.08.020

Howell, M. S. 2009. Mineralogy and Micromorphology of an Atacama Desert soil, Chile: A model for hyperarid pedogenesis. UNLV Theses/Dissertations/Professional Papers/Capstones. Paper 52.

Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Muñoz, J.F., Adkins, P.L. 2005. Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile. *J. Hydrol.* 310: 236–252.

Laity, J. 2008. *Deserts and Desert Environment*. 3a ed. Wiley-Blackwell.

Murphy, J., Riley, J.P., 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta.* 27: 31–36.

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.

Ruiz, H.A., 2005b. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. XXX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Recife (5 pp.).

Schaetzl, R. J; Anderson, S. 2005. *Soil Genesis and Geomorphology*.

Schwertmann, U., 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Can. J. Soil Sci.* 53: 244–246.

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.

van BREEMEN, N. & BUURMAN, P. *Soil formation*. 2.ed. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2002. 404p

Worldclim. 2016. <http://www.worldclim.org/current>, accessed in 26/09/2016

Yeomans, J.M., Bremer, J.C., 1988. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 19: 1467–1476.

CAPÍTULO 2

Pedoclimate monitoring in High Mountain Volcanic Soils at Northern Chile.

Abstract

The monitoring of pedoclimate in Central Andes is key for understanding climatic changes processes and their consequences in semiarid high-mountain environments. We carried out a comparative study of active layer thermal and hydric regimes of three sites along a climatic/altitudinal gradient in the Western Cordillera, northern Chile. To this purpose, *in situ* measurements of soil temperature, air temperature, and water content were collected from April/14 to October/15, by temperature and moisture probes installed at different depths from 10 cm to 100 cm. All sites show a thermal regime typical of periglacial environment, but without permafrost at any soil depth. The contrasting behavior regarding water content and soil temperature regimes along the climatic/altitudinal gradient is attributed to climate (regional and microclimate) and soil attributes at each site. Altitude and altitude-related factors, like air temperature and precipitation, drive the thermal regime of soils, but the mid-altitude site show the coldest soil thermal regime. In this case, the local landform impose lower solar radiation, influencing the soil thermal regime. Thermal behavior affect the water content of soils, and the lowest water content is recorded in the winter period due to freezing at higher and colder sites. Water regime is driven by precipitation, temperature regime and soil attributes. Soil texture is an important factor, and higher clay content corresponds to greather water content, despite the rainfall, shallow depth of wetting front, and greater water content variation during wetting events. The studied period included an extreme climatic event at northern Chile, which caused effects on the thermal and hydric regime, so that the current data may not represent typical regional seasonal variation. Pedoclimate is more important in driving soil development than altitude-related factors. Colder and dryer pedoclimates are less favorable to chemical weathering and plant colonization, and correspond to less developed soil.

1. Introduction

High-mountain environments in central Andes develop under extreme conditions characterized by high altitudes, cold and aridity, and corresponds to a peculiar element of cryosphere, yet poorly studied. In these environments, cold is not associated with glaciers or permanent snow cover due to very low precipitation, either as snow or liquid water. In northern Chile, snow only falls over the highest peaks (Garreaud, 2009). Therefore, the climatic changes in Central Andes are not associated with traditional changing processes observed in common cryospheric systems, hence processes in arid high mountains need further research. The margins of Atacama Desert are sensitive to climatic change (Clarke, 2005), and monitoring of pedoclimate in these cold and arid environments support knowledge about changing processes in arid high-mountains.

The high-altitude Altiplano region separates the dry Pacific from the wet Atlantic, and is located in the South American's Arid Diagonal (Christie, 2009). The Western Andean Cordillera limits the Altiplano, and possess high mountains and volcanoes that reach more than 6500 meters above sea level (m a.s.l.), covering the study area. The primary cause of stable aridity of Andean northern Chile is the subsidence that maintains the subtropical anticyclone over the SE Pacific, leading to hiperaridity in Atacama Desert and aridity that extend inland over the western slope of Andes (Garreaud, 2009). Marked climatic anomalies occur during ENSO events (Christie, 2009). The interannual meteorologic variability due to El Niño/La Niña events leads to less precipitation over the Altiplano and top of western slope of Andes, and a warmer tendency in El Niño years (Garreaud, 2009). Instrumental-based measurements indicate that temperatures have been increasing at a rate of 0.10 – 0.11 °C per decade since 1939 in Altiplano, and this rate of warming was more rapid over the last 25 years (Christie, 2009).

In the Andean northern Chile western slope, a pronounced elevational climatic gradient lead to definable vegetation zones (Latorre et al., 2003). In middle altitudes the Puna vegetation (high-altudinal grassland ecosystem) is associated with relatively stable soils, under eolic transport (Figure 1, Base Site). With increase altitudes, vegetation gradually

scarce to lichens communities or even disappears, and periglacial processes start to be important (Figure 1, Mid and Top sites).

Volcanic Ash Soils (VAS) in northern Chile are associated with high-altitude pyroclastic deposits, the atmospheric climate is cold and arid. Globally, the VAS cover approximately 0,84% of world's land surface, and 60% occurs in the tropical belt (Shoji et al., 1983). Due to a great link with parent material, VAS is generally related with volcanic zones. Andean northern Chile is located in the Pacific Ring of Fire, a great zone with VAS occurrence. Andisols are abundant in Andes, and the likelihood of encountering this soil order tends to increase with altitude (Schaetzl & Anderson, 2005). The dry climate in the study area, however, interacts with pyroclastic rocks resulting in unusual VAS. However, in the study area the dry climate do not favor the rapid weathering, and Andisols presence is doubtful. The dry climate disfavors the plant colonization and Organic Matter production, and organometallic complexes are scarce, occurring a rapid crystallization of weathering products.

Due to high-altitude location and cold climate, the Andean VAS from northern Chile suffer seasonal freezing, although permafrost presence in soil-depth from central Andes is improbable. The Active Layer and Permafrost are key components of the terrestrial cryosphere due to their high sensivity to climate change (Kane *et al.*, 2001; Smith & Brown, 2009). Mountain permafrost is recognized as a phenomenom that may influence slope stability and hydrology, but the knowledge about its extent and characteristics, and its response to climatic change is still very limited. In high Andes, this lack of knowledge is greater, and the Central Andes cryosphere is a growing interest zone (Azócar et al., 2009)

With increase altitude, a climatic-vegetational gradient is observed (Figure 1), soil moisture and thermic regimes vary along the gradient, and the vegetation cover and soil-forming processes are influenced. With increasing altitude, an interaction between volcanic ashes and progressively colder and wetter climates results in different soils. To

this day, there is little knowledge on the ecological and pedological importance of water and temperature soil regime to these high-altitude environments.

Against this background, this paper present a comparative study of active layer thermal and hydric regimes of three sites located in a climatic/altudinal gradient in Western Cordillera, northern Chile

2. Material and Methods

2.1. Study Area

The study sites are located at different altitudes of pacific slope of central Andes, Western Cordillera, II Region in northern Chile, in the south-western limit of Altiplano (Figure 1). The sites represents different positions on the mountain, namely Topmountain (Top site), Mountain mid-slope (Mid site), and Mountain footslope (Base site).

Located closed to 22 °S latitude , the western slope of Andes presents relatively cold and arid conditions. The southern Altiplano is dryer than northern, and remains extremely dry during the most of year, with exception of the austral summer (November to March), when convective storms bring significant precipitation (Garreaud, 2009).

According to climatic data, mean annual precipitation in the studied site ranges from 40 - 54 mm at the lowest point (Base) to 55 – 87 mm at the highest point (Top) (Worldclim, 2016).

The Andean litologies in the study area are dominated by Miocene-Recent volcanic rocks, with Ignimbrite occurrence (Jordan *et al.*, 2007)

The altudinal/climatic gradient in study area lead to definable vegetation zones (Latorre *et al.*, 2003). According to the altudinal vegetation belts decribed by Gutiérrez *et al.* (1998), the two highest studying sites (Top site and Mid site) are located above the superior limit of the subnival belt (theoretical limit of vascular plants), while Base site is located at high-Andean belt, characterized by cushion plants. According to Latorre *et al.*

(2003), the highest studying site (Top) is located at subnival zone (characterized by cushion and resette plants); middle site (Mid) is located at subnival/Andean steppe limit; and lowest studying site (Base) is located at Andean steppe zone (Figure 1).

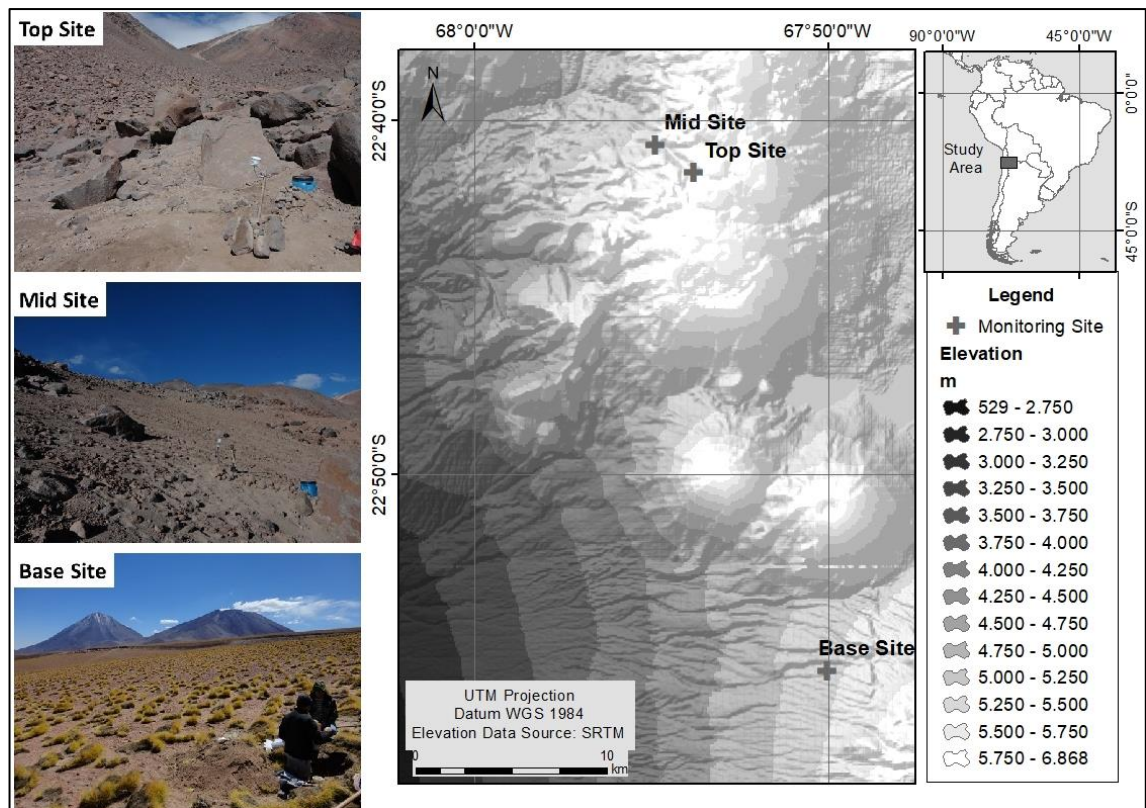


Figure 1 – Monnitoring Sites location

2.2. Soil characterization

Soil sampling and soil morphology description were performed in April of 2014. In each monitoring site a trench was opened to a depth of 100 cm. Two samples groups were collected: one group was collected according the soil horization, to allow physical, chemical and mineralogical characterization of pedons; and another group was collected according to the depth of probe installation, to allow probe calibration.

Soils were classified according Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014). Gravel fraction (> 2 mm) was obtained in gravimetric basis, by sieving and weighing. Soil texture was determined by mechanical/chemical dispersion (NaOH 0,1 mol · L⁻¹ followed by agitation) of < 2 mm soil samples in pH 10 distilled water, sieving and weighing of coarse and fine sand, sedimentation of silt+clay followed by siphoning of the < 0,002 mm fraction (Ruiz,

2005 a,b). Electric conductivity was determined in the aqueous extract using a 1:1 soil:water ratio using a calibrated Electric Conductivity meter at 25 °C (SSS, 2009). Bulk density was determined by oven drying of the volumetric ring-samples for 24 H at 105 °C. Soil water content at -1500 kPa was determined by using a Richards extractor and undisturbed samples.

pH in NaF was determined according SSS (2009), in which 1 g < 2 mm sample was mixed with 50 mL of 1 mol · L⁻¹ NaF solution, and pH was measured; pH in KCl and H₂O were determined according Embrapa (2011).

Before the analytical chemical characterization, samples were washed with 60% Ethanol, until no precipitation to silver nitrate, to avoid free-salts presence. Exchangeable cations were determined following Embrapa (2011), in < 2 mm samples, P, Na⁺ and K⁺ were extracted with Melich-1 with a 1:10 soil:extractor ratio. P content in the extract was determined by spectrophotometry, and Na⁺ and K⁺ by flame emission photometry. Ca⁺⁺ and Mg⁺⁺ were determined by atomic absorption spectroscopy, P retention was inferred by method described in Murphy and Riley (1962). Exchangeable Al was determined by titration after extraction with KCl 1 mol · L⁻¹, and potential acidity (H + Al) by titration after extraction with Ca(CH₃COO₂) 0,5 mol · L⁻¹ buffered at pH 7. Organic Matter content was obtained by Total Organic Carbon - determined by wet oxidation according Yeomans and Bremer (1988) – multiplied by 1,724 factor.

Clay mineralogy of selected horizons was determined by X-Ray diffractometry on oriented clay samples, using Co K α radiation in the range of 4 – 50 °2 θ . The clay samples were submitted to the following treatments before X-Ray analysis: Mg²⁺ glycerol saturation, K⁺ saturation at room temperature and heating at 350 °C and 550 °C. X-Ray diffraction patterns interpretation was based in Chen (1977).

Poorly crystalline phases of Fe, Al, Si and Mn of selected horizons were extracted from < 2 mm samples with ammonium oxalate in the dark (Schwertmann, 1973), and determined by atomic absorption spectroscopy.

2.3. Pedoclimate monitoring

The pedoclimate monitoring was based in hourly *in situ* measurements of soil temperature, soil moisture and air temperature. To describe the pedoclimate regime of the soils 3 monitoring sites were installed in different altitudes of the western slope of Central Andes in the April of 2014. Monitoring sites were installed at 5061 m, 4728 m and 4426 m a.s.l.

Each monitoring system consist of 5 thermistors (model Type E, Campbell Scientific), installed vertically at different depths (5, 10, 30, 50 and 100 cm), a air temperature probe (107 Temperature Probe, Campbell Scientific), installed at 100 cm over the soil surface, and 4 TDR (model CS 616, Campbell Scientific) at different depths (10, 30, 50 and 100 cm). All probes were connected to a data logger (model CR1000, Campbell Scientific) recording data at hourly intervals from April 2014 until October 2015

The soil moisture monitoring method was based on the TDR (Time Domain Reflectometer), by means of sensor calibration in laboratory, in which the propagation time of electromagnetic pulse detected by sensors installed in the soil were converted into gravimetric moisture values (Alfaro Soto *et al.* 2007; Campbell Scientific 2006; Gong *et al.* 2003). By soil bulk density gravimetric moisture was converted into volumetric moisture.

Were calculated the thawing days (days in which all hourly soil temperature measurements are positive and at least one reading is warmer than +0.5 °C); freezing days (days in which all hourly soil temperature measurements are negative and at least one reading is colder than -0.5 °C); number of isothermal days (days in which all hourly measurements range only between ± 0.5 °C); number of freeze-thaw days (days in which there are both negative and positive temperatures with at least one value greater than ± 0.5 °C) according Guglielmin *et al.* (2008).

To allow sensors calibrating, in each monitoring site two undisturbed samples were collected, at 20 cm and 70 cm depth. Each undisturbed sample represents two probe-

layers. In the laboratory, samples were saturated and allowed to air dry, with a CS616 probe. During air drying, 7 data collections were performed, with probe-signal and mass of the kit acquired. At the end, samples were oven-dried at 105 °C and weighted, and probe+packing kit weighted. The soil moisture in each data collection was obtained. For each sample we obtained one equation to transform probe-signal in gravimetric moisture and these equations were applied in the data acquired in the field.

3. Results

3.1. General characteristics

The altitudinal gradient affects greatly soil climate, development and vegetation distribution. Lower profile is more vegetated, due to higher temperature and more liquid water, despite less precipitation (Table 1). At highest sites (Top and Mid), cold and ground instability prevent plant growth, which occurs only in favorable microclimates (Figure 1).

Table 1 Site characteristics

Site	Altitude	Soil	Vegetation communities	Vegetation Coverage
	m			%
Top	5061	Typic Cryorthent	<i>Perezia pungens</i> (Bonpl.) Less. (Asteraceae); <i>Schismus arabicus</i> Nees (Poaceae)	< 5
Mid	4728	Typic Cryopsamment	<i>Senecio</i> sp. (Asteraceae); <i>Werneria aretioides</i> Wedd. (Asteraceae)	< 5
Base	4426	Typic Cryopsamment	<i>Pycnophyllum molle</i> Remy (Caryophyllaceae); <i>Festuca chrysophylla</i> Phil. (Poaceae) (predominant)	50

3.2. Soil Properties

The morphological and physical properties of pedons are summarized in Table 2. Soils are poorly developed, with absence of B horizons, typical horizon sequence is A C (Table 2). All soils were classified as Entisols, with Cryic soil temperature regime. Typically, the soils are absent of structure, and the C horizon structure is Single Grain, whereas A horizons present Single grain or Weak Thin Granular structure. Most common horizon transition is Undulating Clear, but Irregular and Undulating Gradual also occurs (Table 2).

Particle size indicates dominance of Sand (0.68 to 0.92 kg · kg⁻¹ total sand). Clay content varied from 0.01 to 0.20 kg · kg⁻¹. Mid soil exhibits lower Clay contents, even lower than 0.05 kg · kg⁻¹. Gravel fragments are much variable in landscape and pedon scales, varying from 0 to 0.66 kg · kg⁻¹. A trend of decreasing Gravel content with decrease altitude is observed. Base soil exhibits lower Gravel content, even lower than 0.20 kg · kg⁻¹, while Top site soil shows 0.18 to 0.66 kg · kg⁻¹ (Table 2). Soil Bulk Density varied between 1.28 and 1.59 g · cm⁻³ (Table 2). Mid site soil shows highest values (1.50 – 1.59 g · cm⁻³), while Base soil shows lowest values (1.28 – 1.36 g · cm⁻³).

The Soil Water Content at -1500 kPa is very low, varying between 0.02 and 0.05 g · g⁻¹. A horizons showed higher and less variable values (0.05 g · g⁻¹), whereas C horizons showed more variable values (0.02 to 0.05 g · g⁻¹). These values are considerably smaller than those reported to nonallophanic Andossols in Ecuadorian Andes (Buytaert *et al.*, 2005).

Soils are acid (H₂O pH 4.7 to 6.4), and pH increases with decrease altitude. Organic Matter content is very low, but increase with decrease altitude (0.1 dag · kg⁻¹ in all Top soil and Mid soil horizons, and 0.1 – 1.3 dag · kg⁻¹ in Base soil). Top and Base are eutrophic (bases saturation 50.1 – 82.1%), while Mid is dystrophic (bases saturation 18.2 – 37.5%). Exchangeable Al only occurs in topsoil of Mid soil and Base soil, although values are low (0.1 – 0.3 cmolc · dm⁻³) (Tables 3 and 4).

Table 2 Morphological and physical properties of studied soil profiles

Horizon		Structure	Boundary	Clay	Silt	FS	CS	Gravel	BD	u
Hor	Depth (cm)			kg · kg ⁻¹					g · cm ⁻³	g · g ⁻¹
Top - Typic Cryorthent										
A	0-15	Weak thin granular	Undulating clear	0.11	0.14	0.29	0.47	0.51	1.46	0.05
C2	25-40	Single grain	Undulating clear	0.14	0.15	0.38	0.34	0.37	n.d.	n.d.
2Cr3	40-60	Single grain	Irregular	0.12	0.13	0.47	0.28	0.18	1.53	0.02
3Cr4	60-100+	Single grain		0.08	0.11	0.50	0.31	0.66	n.d.	n.d.
Mid - Typic Cryopsamment										
C1	0-25	Single grain	Undulating clear	0.01	0.07	0.22	0.70	0.28	1.59	0.02
C2	25-45	Single grain	Undulating clear	0.05	0.04	0.28	0.64	0.29	n.d.	n.d.
C3	45-100 +	Single grain		0.03	0.04	0.22	0.70	0.31	1.50	0.05
Base - Typic Cryopsamment										
A	0-10	Single grain	Undulating clear	0.06	0.07	0.44	0.43	0.19	1.36	0.05
2A	10-20.	Weak thin granular	Undulating gradual	0.11	0.08	0.44	0.36	0.20	n.d.	n.d.
2AC	20-35	Single grain	Undulating clear	0.10	0.12	0.28	0.50	0.00	n.d.	n.d.
2C1	35-60	Single grain	Undulating clear	0.20	0.12	0.37	0.31	0.00	1.28	0.04
2C2	60-90	Single grain	Undulating gradual	0.18	0.10	0.31	0.41	0.14	n.d.	n.d.
2C3	90+	Single grain		0.13	0.09	0.21	0.57	0.00	n.d.	n.d.
Clay: <0.002 mm; Silt: 0.002 - <0.05 mm; FS: Fine Sand: 0.05 - <0.02 mm; CS: Coarse Sand: 0.2 - <2 mm; Gravel: ≥2 mm; BD: Bulk Density; u: Water Content at -1500 kPa; n.d.: No Data										

Table 3 Chemical properties of studied soil profiles

Horizon		Ph			P	K	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	BS	t	T	T-t	(T-t)/t	PBS	Als	ESP	OM	P-Rem	Pret
Symbol	Depth	H2O	KCl	Δ pH	mg · dm ⁻³			cmolc · dm ⁻³									%			dag · kg ⁻¹	mg · L ⁻¹	%
Top - Typic Cryorthent																						
A	0-15	5.81	4.77	-1.04	41.50	94.00	24.30	2.59	0.65	0.00	1.50	3.59	3.59	5.09	1.50	0.42	70.50	0.00	2.08	0.13	42.80	28.67
C2	25-40	5.60	4.85	-0.75	49.20	126.00	30.40	3.37	0.93	0.00	1.70	4.76	4.76	6.46	1.70	0.36	73.70	0.00	2.05	0.13	45.00	25.00
2Cr3	40-60	4.98	4.32	-0.66	58.50	157.00	18.30	3.42	1.00	0.00	1.20	4.90	4.90	6.10	1.20	0.24	80.30	0.00	1.30	0.13	44.50	25.83
3Cr4	60-100+	4.75	4.38	-0.37	67.50	131.00	17.30	2.56	0.69	0.00	0.80	3.66	3.66	4.46	0.80	0.22	82.10	0.00	1.69	0.13	52.20	13.00
Mid - Typic Cryopsamment																						
C1	0-25	5.57	4.57	-1.00	140.30	23.00	9.30	0.18	0.01	0.20	1.30	0.29	0.49	1.59	1.10	2.24	18.20	40.80	2.54	0.13	44.90	25.17
C2	25-45	5.53	4.80	-0.73	114.10	39.00	8.30	0.48	0.03	0.00	1.20	0.65	0.65	1.85	1.20	1.85	35.10	0.00	1.95	0.13	44.60	25.67
C3	45-100 +	5.58	4.86	-0.72	263.60	42.00	17.30	0.51	0.03	0.00	1.20	0.72	0.72	1.92	1.20	1.67	37.50	0.00	3.92	0.13	46.10	23.17
Base - Typic Cryopsamment																						
A	0-10	4.65	4.18	-0.47	105.20	169.00	23.30	2.20	0.52	0.30	3.10	3.25	3.55	6.35	2.80	0.79	51.20	8.50	1.60	0.77	50.70	15.50
2A	10-20.	5.80	4.69	-1.11	245.60	195.00	12.30	2.36	0.40	0.10	3.30	3.31	3.41	6.61	3.20	0.94	50.10	2.90	0.81	1.28	43.40	27.67
2AC	20-35	5.91	4.30	-1.61	198.80	134.00	20.30	3.24	0.59	0.00	2.10	4.26	4.26	6.36	2.10	0.49	67.00	0.00	1.39	0.64	46.90	21.83
2C1	35-60	5.85	4.68	-1.17	238.40	178.00	29.40	4.09	0.77	0.00	1.50	5.44	5.44	6.94	1.50	0.28	78.40	0.00	1.84	0.64	43.40	27.67
2C2	60-90	5.40	4.89	-0.51	214.80	190.00	23.30	4.16	0.68	0.00	1.70	5.43	5.43	7.13	1.70	0.31	76.20	0.00	1.42	0.38	38.50	35.83
2C3	90+	6.44	4.90	-1.54	211.90	96.00	18.30	2.20	0.37	0.00	1.30	2.90	2.90	4.20	1.30	0.45	69.00	0.00	1.89	0.13	41.90	30.17

P: Melich-extractable P, or bioavailable P; Exchangeable K and Na: Melich-extractable exchangeable Ca and Mg: KCl extract; BS: basis sum; (t): Effective CEC; T: pH 7.0 CEC; PBS: Percent bases saturation (%); Als: aluminium saturation (%); ESP: exchangeable sodium percentage; OM: organic matter = Org C x 1,724 - Walkley-Black; Pret: phosphate retention; 1 Soil Taxonomy Classification. 2 WRB/FAO Classification.

Table 4 Short-range-order minerals soil properties of studied soil profiles

Hor	BD	OM	pH			Al _o	Fe _o	Si _o	Al+1/2Fe _e	u
	g · cm ⁻³	dag · kg ⁻¹	H ₂ O	KCl	NaF	%				g · g ⁻¹
Top										
A	1,46	0,13	5,81	4,77	10,18	0,12	0,21	0,06	0,23	0,05
2Cr3	1,53	0,13	4,98	4,32	10,17	0,11	0,20	0,02	0,21	0,02
Mid										
C1	1,59	0,13	5,57	4,57	10,63	0,17	0,29	0,06	0,31	0,02
C3	1,50	0,13	5,58	4,86	10,52	0,17	0,16	0,02	0,25	0,05
Base										
A	1,36	0,77	4,65	4,18	9,69	0,06	0,09	0,04	0,11	0,05
2C1	1,28	0,64	5,85	4,68	10,12	0,09	0,09	0,03	0,13	0,04

BD: Bulk Density; OM: Organic Matter; u: humidity at -1500 kPa

Δ pH values were allways negative (-0.4 to -1.6), and indicates abundance of negative charges in colloids. Effective CEC was highly variable between soils (0.5 to 5.4 cmolc · dm⁻³). Top and Base showed great values, ranging from 3.4 to 5.4 cmolc · dm⁻³. Mid soil showed substantially lower values (0.5 to 0.7 cmolc · dm⁻³). Differences between effective CEC and pH 7 CEC indicates predominance of pH-dependent charge. Great difference is observed in Mid soil, more than 200% of effective CEC, and suggests that the charge in soil-pH is closer of PZNC. In Top soil and Base soil this difference is smaller (20 – 90% of effective CEC), and soil-pH favors the occurrence of negative charge. (Al+1/2Fe)_o range between 0.11 and 0.31% (Table 4), bellow to the taxonomic criteria to Andic soil properties. Nevertheless, these values indicate presence of short-range-order minerals (SROM) in soils. NaF pH range between 9.69 and 10.63 (Table 4) and corroborates the dominance of SROM in the soil Exchange complex (SSS, 2014). Top soil and Base soil meets the criteria to Amorphic Mineralogy Class ($8 * Si_o + 2 * Fe_o > 5$ and $8 * Si_o > 2 * Fe_o$). Mid soil meets criteria to *isotic* Mineralogy Class (no free carbonates, NaF pH > 8,4, (-1500 kPa water)/(clay content > 0.6)) (Table 4). All of them indicate the importance of SROM in the mineral composition of the soils and in chemical behavior of them.

Phosphate retention range between 13.0 and 35.8% (Table 3), and increases with decreasing altitudes. These values are smaller than taxonomic criteria to Andic soil properties, and denote the limitation on allophane and immogolite content.

3.3. Pedoclimate Monitoring

3.3.1. Top Site

The highest soil temperature record at Top site was 29.8 °C, at 5 cm depth in 22 January 2015. (Figure 2). The lowest soil temperature record at this site was -17.6 at 5 cm depth in 28 June 2014. During the studied period at Top site, soil warm season extends from September to May, when the average monthly soil temperatures in all layers are positive (Table 5). Thawed Days occurs in this period, being more important from December/14 to March/15; January/15 shows the highest amount of thawed days in the analyzed period in all layers (all days at 50 and 100 cm layers) (Figure 4). The Cold period extends from June to August, when at least 5 cm, 10 cm and 30 cm layers showed negative monthly mean temperatures. The 50 cm layer only shows negative monthly mean temperatures in July and August, and 100 cm layer shows only positive monthly means. During the cold period at Top site monthly mean temperatures increases with depth (Table 5).

Frozen Days only occurs in the cold period (June and July) at topmost layers (5, 10 and 30 cm) at Top site (Figure 4), summing 18 days throughout the study period, the highest number among the pedons.

Soil temperature frequencies show records concentrated around 0 °C for all layers, and first interval above 0 °C is the most frequent (Figure 5). Thermal amplitude decreases with increase depth (50, 38, 34, 30, 28 °C for consecutive depths).

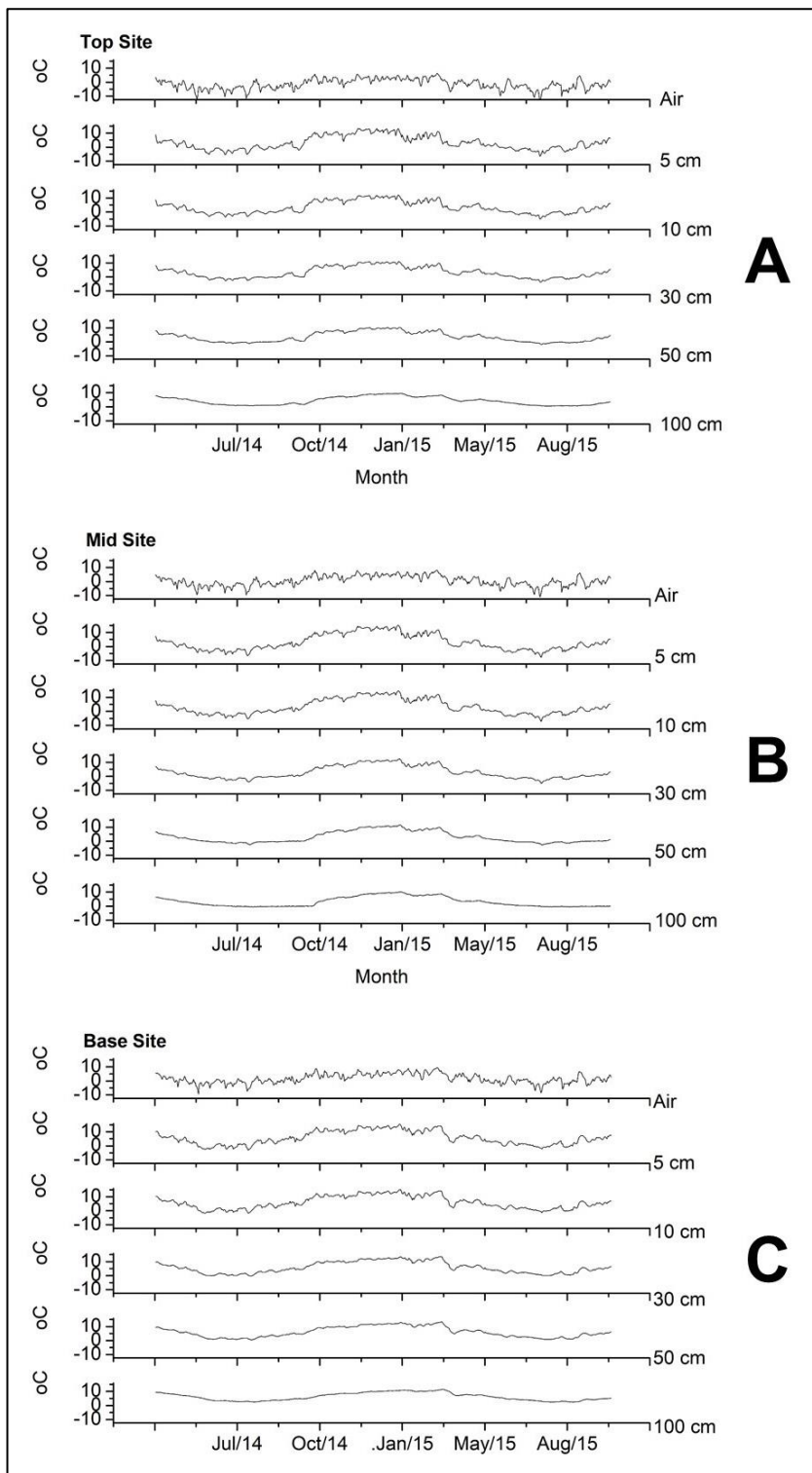


Figure 2 - Daily Means of Air and Soil Temperature of Sites. A: Top Site; B: Mid Site; C: Base Site.

Table 5 Monthly mean temperature at air and different depths, and water content (continue...)

Month	Top									
	Temperature (°C)						Water content (m ³ · m ⁻³)			
	Air	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm
April/14	-0.3	4.2	5.2	5.4	5.9	6.8	0.15	0.15	0.23	0.23
May/14	-4.1	0.6	1.6	2.1	3.0	4.7	0.14	0.15	0.23	0.24
June/14	-4.7	-2.7	-1.6	-1.1	0.0	1.9	0.12	0.13	0.23	0.23
July/14	-5.2	-2.2	-1.4	-1.2	-0.6	1.0	0.12	0.12	0.22	0.23
Aug/14	-3.1	-0.3	-0.1	-0.2	-0.1	1.0	0.13	0.13	0.23	0.23
Sept/14	-2.7	1.0	1.2	1.1	1.4	2.0	0.14	0.16	0.24	0.23
Oct/14	1.8	8.0	7.5	6.4	5.7	4.6	0.15	0.16	0.25	0.23
Nov/14	0.7	9.0	8.5	7.9	7.6	7.1	0.14	0.16	0.24	0.23
Dec/14	2.7	11.7	10.7	9.9	9.3	8.5	0.14	0.15	0.24	0.23
Jan/15	2.7	10.6	10.2	9.8	9.5	9.3	0.13	0.15	0.24	0.23
Feb/15	2.0	6.7	6.9	6.6	6.6	7.3	0.16	0.19	0.26	0.25
March/15	1.3	5.6	5.9	6.0	6.4	7.2	0.15	0.18	0.25	0.25
April/15	-0.1	3.3	3.5	3.4	3.6	4.5	0.16	0.19	0.26	0.26
May/15	-4.0	1.3	2.0	2.4	3.1	4.3	0.15	0.17	0.25	0.25
June/15	-2.3	-1.2	-0.7	-0.3	0.5	2.2	0.13	0.15	0.24	0.25
July/15	-5.6	-2.6	-2.1	-1.9	-0.8	0.8	0.11	0.12	0.22	0.24
Aug/15	-3.1	-0.6	-0.5	-0.6	-0.4	0.7	0.13	0.13	0.22	0.24
Sept/15	-2.7	2.4	2.3	1.7	1.4	1.7	0.15	0.17	0.25	0.24
Oct/15	-0.7	5.1	4.9	4.1	3.7	3.2	0.15	0.16	0.25	0.24
Mean	-1.4	3.0	3.2	3.1	3.3	3.9	0.1	0.1	0.2	0.2

Month	Mid									
	Temperature (°C)						Water content (m ³ · m ⁻³)			
	Air	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm
April/14	1.4	3.6	4.2	4.4	4.8	5.2	0.06	0.05	0.10	0.10
May/14	-2.5	-0.8	0.0	0.7	1.4	2.4	0.05	0.05	0.10	0.10
June/14	-3.0	-3.2	-2.3	-1.5	-0.4	0.6	0.04	0.03	0.08	0.10
July/14	-3.5	-3.4	-2.7	-2.2	-1.4	-0.2	0.04	0.03	0.07	0.09
Aug/14	-1.3	-0.5	-0.1	-0.4	-0.5	-0.3	0.05	0.03	0.07	0.08
Sept/14	-0.5	1.5	1.6	0.3	-0.1	-0.1	0.06	0.05	0.08	0.09
Oct/14	3.8	8.1	7.6	5.3	3.7	2.1	0.06	0.05	0.10	0.10
Nov/14	3.1	10.1	9.7	8.1	7.4	6.1	0.05	0.05	0.10	0.10
Dec/14	4.8	12.9	12.4	10.6	9.8	8.4	0.05	0.05	0.10	0.10
Jan/15	4.8	12.4	12.2	11.0	10.6	9.6	0.05	0.05	0.09	0.10
Feb/15	4.2	8.2	8.5	7.9	8.0	7.9	0.09	0.07	0.12	0.11
March/15	3.5	6.7	7.0	7.0	7.4	7.5	0.09	0.08	0.12	0.11
April/15	1.8	2.4	2.8	2.7	3.1	3.7	0.09	0.08	0.13	0.13
May/15	-2.3	-0.2	0.4	0.9	1.6	2.4	0.07	0.06	0.11	0.12
June/15	-0.9	-2.9	-2.3	-1.3	-0.2	0.7	0.04	0.03	0.09	0.11
July/15	-3.7	-3.6	-3.0	-2.4	-1.4	-0.1	0.04	0.03	0.07	0.09
Aug/15	-1.2	-1.1	-0.7	-1.0	-0.8	-0.4	0.05	0.03	0.07	0.08
Sept/15	-0.4	1.6	1.8	0.6	0.0	-0.1	0.07	0.06	0.09	0.09
Oct/15	1.5	3.9	3.9	2.0	0.6	-0.1	0.07	0.06	0.11	0.10
Mean	0.5	2.8	3.0	2.6	2.7	2.8	0.1	0.0	0.1	0.1

Table 6 Monthly mean temperature at air and different depths, and water content

Month	Base									
	Temperature (°C)						Water content (m ³ · m ⁻³)			
	Air	5 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm	10 cm	30 cm	50 cm	100 cm
April/14	2.3	6.7	7.3	7.7	8.1	8.6	0.06	0.14	0.22	0.19
May/14	-1.3	2.2	3.0	4.0	4.8	6.4	0.06	0.14	0.21	0.19
June/14	-1.3	-0.8	0.0	0.6	1.4	3.7	0.06	0.14	0.21	0.19
July/14	-1.9	-0.3	0.4	0.6	1.1	2.9	0.06	0.14	0.21	0.19
Aug/14	-0.1	3.1	3.5	2.8	2.9	3.3	0.06	0.14	0.21	0.19
Sept/14	0.5	4.8	4.9	4.5	4.5	4.4	0.05	0.14	0.21	0.19
Oct/14	4.5	10.4	9.9	8.6	8.1	6.5	0.05	0.13	0.21	0.19
Nove/14	3.3	10.7	10.5	9.9	9.8	8.4	0.05	0.13	0.21	0.19
Dec/14	5.0	13.0	12.6	11.7	11.3	9.6	0.04	0.12	0.21	0.19
Jan/15	5.9	13.3	13.2	12.4	12.1	10.5	0.04	0.11	0.20	0.19
Feb/15	5.6	10.5	10.7	10.9	11.0	10.3	0.10	0.18	0.20	0.19
March/15	5.0	9.5	9.5	10.1	10.4	10.4	0.13	0.22	0.22	0.21
April/15	3.2	6.3	6.8	6.7	6.9	7.5	0.15	0.23	0.29	0.27
May/15	-0.8	2.9	3.7	4.2	4.9	6.3	0.13	0.21	0.28	0.25
June/15	0.6	1.4	2.1	2.3	2.8	4.3	0.13	0.21	0.27	0.25
July/15	-2.1	-0.3	0.3	0.7	1.3	3.0	0.11	0.20	0.26	0.24
Aug/15	0.1	1.6	1.8	1.7	1.9	2.7	0.12	0.20	0.26	0.24
Sept/15	0.7	5.0	4.9	4.7	4.7	4.4	0.11	0.20	0.26	0.23
Oct/15	2.2	6.6	6.2	5.9	5.7	5.1	0.10	0.19	0.25	0.23
Mean	1.6	5.3	5.6	5.5	5.7	5.9	0.1	0.2	0.2	0.2

Soil Water Content at Top site increase with depth, links in uppermost (10 cm and 30 cm) and bottommost (50 and 100 cm) layers are found. Trends and water content values in this layers are similar in each couple of layers. Average soil water content at 10 and 30 cm are similar, and are almost the same at 50 and 100 cm (Table 5).

The seasonal pattern of soil temperature is associated with water content at 10 cm, 30 cm and 50 cm layers; cold periods are related with lower and more homogeneous water content in these layers. In the cold season of 2015 the lowest soil water content of Top site was recorded (0.11 m³ · m⁻³, 5 cm layer, July/15). 100 cm layer do not showed a seasonal relation with soil temperature. Soil water content increased from January/15 to April/15 affecting all layers, it his period was registered the higher soil water content record at Top site (0.27 m³ · m⁻³, 100 cm layer, April/15) (Figure 3).

3.3.2. Mid Site

The highest soil temperature hourly record at Mid site was 31.2 °C, at 5 cm layer in 22 January/15. The lowest soil temperature hourly record was -22.9 °C, at 5 cm layer in 25 July/14 (Figure 2). At Mid site, the soil warm season extends from September to April, when the average monthly soil temperature in most layers are positive (Table 5). Thawed Days only occurs from October to March, with greater frequency in January/15 in all layers (Figure 4). Cold season extends from May to August, when at least 5 cm layer show negative monthly mean temperature. 10, 30 and 50 cm layers only shows negative monthly mean temperatures from June to August, and 100 cm only in July and August, a delay in the cooling of deeper layers is verified. Negative monthly means in 100 cm layer extends to the warm season (September/14, September/14 and October/15), indicating a delay in warming of the bottommost layer (Table 5). At Mid site, higher mean soil temperature was in 10 cm layer, and soil temperature averages were the lowest in all layers. Frozen Days only occurs in June and July/14, and July/15 in 5, 10 and 30 cm layers.

Soil temperature frequencies show records concentrated around 0 °C, and the first interval bellow 0 °C is the most frequent in the 5, 30 and 50 cm layers, while first interval above 0 °C is the most frequent in 10 and 100 cm. Thermal amplitude decreases with increase depth (60 °C at 5 cm layer, and 32 °C at 100 cm layer) (Figure 5).

Soil water content at Mid site shows the lowest values at all layers. A strong gradient was observed in the middle-profile, with the highest water content in most of the studied period at 50 cm layer (reaching 0.16 m³ · m⁻³ in April/15), and lowest water content at 30 cm layer (reaching 0.03 m³ · m⁻³ in July/14).

Seasonal water content variation is linked with seasonal variation of soil temperatures in all layers at Mid site. Cold periods are related with low water content, and occurs a delay of drying with depth (Figure 3).

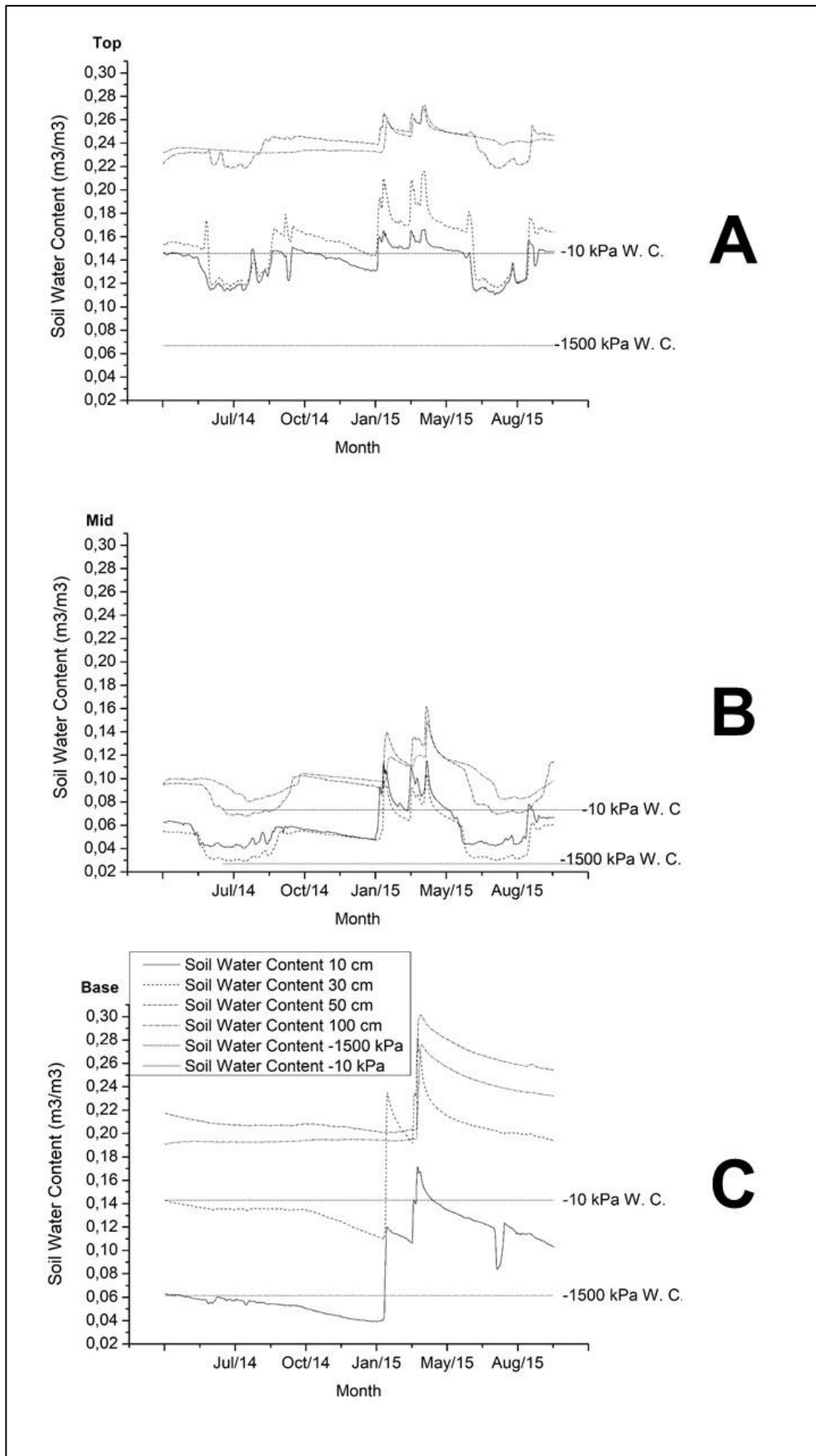


Figure 3 - Soil Water Content of Sites. A: Top Site; B: Mid Site; C: Base Site.

3.3.3. Base Site

The highest soil temperature hourly record at Base site was 30.2 oC, in 22 January/15, and lowest hourly record was -15.5 oC in 24 July/14 (Figure 2).

At Base site, soil warm season extended from August to May (2014) or June (2015), when monthly mean soil temperature is positive in all layers (Table 5). Thawed Days occurred in this period, with greater frequency in December until March (Figure 4). A short cold season occurred in June and July/14 and July/15, in which negative monthly means were observed at 5 cm layer, but without occurrence of Frozen Days. Some Thawed Days occurred even in the cold season at 100 cm layer (Figure 4). Average soil temperature increased with depth, and averages by layer are the highest among all sites.

Soil temperature frequencies showed records concentrated around 5 oC. Records frequency below 0 oC reduced abruptly, resulting in asymmetric histograms. Thermal amplitude decreased with depth (45 oC at 5 cm and 28 oC at 100 cm layer) (Figure 5).

Water content in Base site increased with depth. Water content showed a long period of stability from April/14 until January/15. In February/15, soil water content increased, at 10 cm and 30 cm, but not at the bottommost layers. This event was intense and abrupt, with an increase of almost 100% in the water content in few days (for example, 30 cm layer water content vary from $0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ to $0.23 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ in 4 days). In late March/15 a second event reached all layers (synchronous with a reported unusual rainfall in northern Chile, e. g. Bradford *et al.*, 2016; Wilcox *et al.*, 2016), when the highest soil water content was observed at all sites (reaching $0.27 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ at 100 cm layer). In July/15, a drought event was observed at topmost layer. Base site shows higher absolute water content records at all layers, but intermediate average water content for all layers except 30 cm (where was observed the highest average water content). Water content at Base site do not showed a seasonal variation, without clear connection with seasonal soil temperature variation. However, the moistening events are correlated with temperature anomalies. The first moistening event is associated with a discrete cooler event. The second and

most important moistening event was correlated with a notable thermal event of low variability in all layers.

3.3.4. Intersite variations

Due to altitudinal/climatic gradient in studied area, active layer thermal and water regimes was considerably different between monitoring sites which is evidenced by average soil temperature and water content (Figure 2 and Figure 3). The contrasting behavior regarding soil temperatures is attributed to air temperature and microenvironment at each site, air temperature decreases with increase altitude (Table 5, Figure 2). Highest mean Air Temperature was recorded at the Base site (1.6 °C), which also shows the highest mean Soil Temperature in all layers (Table 5). However, Mid site shows lowest mean Soil Temperature in all layers, despite intermediate mean Air Temperature. Mid site is located at a steep slope, and receive less solar radiation than others sites. Top site shows lowest mean Air Temperature (-1.4 °C), and intermediate Soil Temperature in all layers (Table 5).

For each layer, Base site showed highest whole-period average soil temperature, Top site showed intermediate averages, and Mid site showed the lowest averages. Thermal differences between same layers in different sites increase with depth, and differences are greater in cold season than in warm season.

Highest daily mean Air Temperature was 9.3 °C in March/2014 at Base site, and lowest daily mean Air temperature was -13.9 in July/2015 at Top site. In all sites, daily and seasonal soil thermal amplitude decreased with increase depth (Figure 5 and Figure 2). In all sites, a brief period of soil thermal equilibrium was observed in late March/15, synchronized with an unusual precipitation event in northern Chile (Bradford *et al.*, 2016; Wilcox *et al.*, 2016). Duration and intensity of soil thermal steadiness increased with altitude (Figure 3).

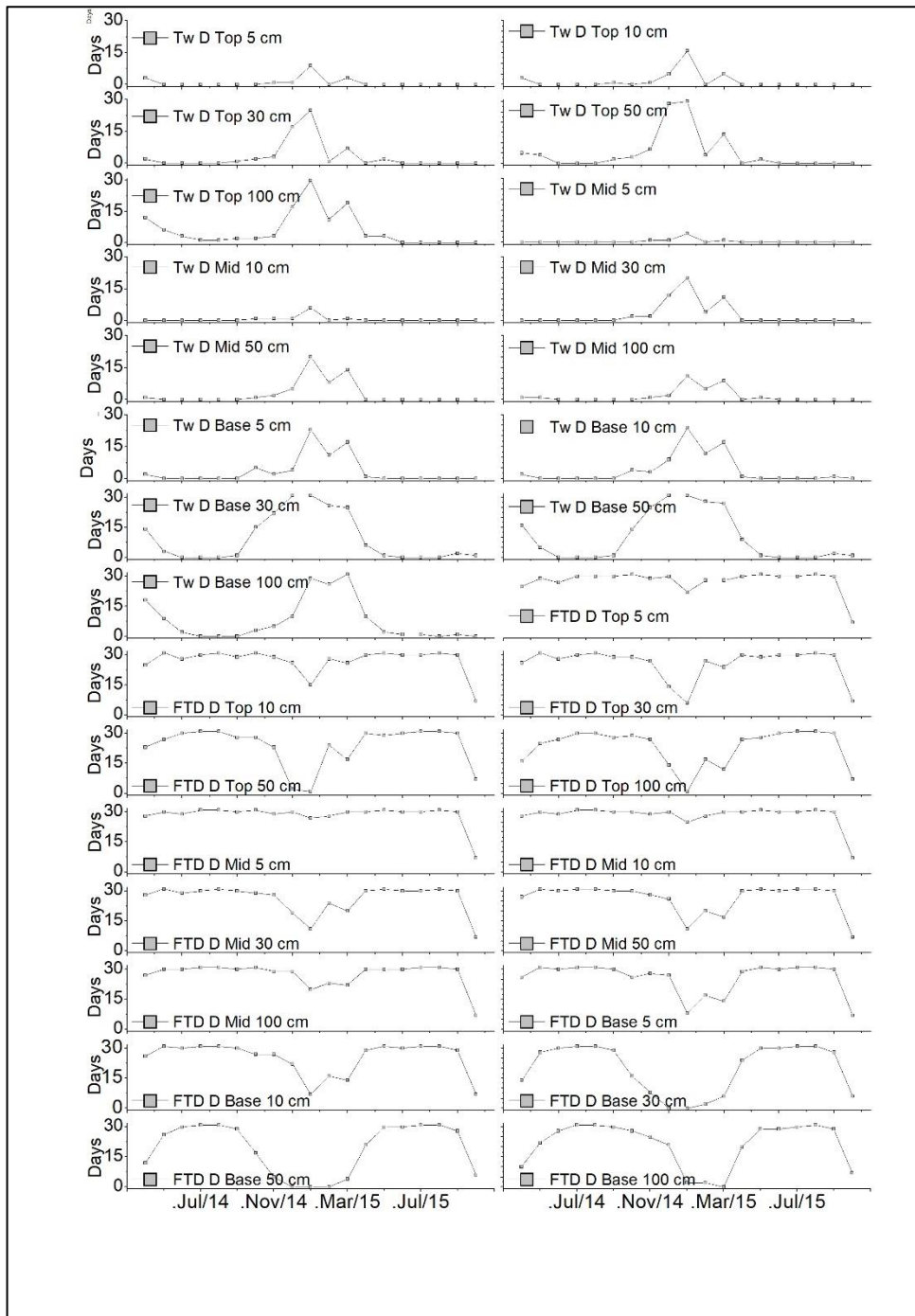


Figure 4 - Thawed days (Tw D) and Freeze-Thaw days (FTD D) at different depths of Sites.

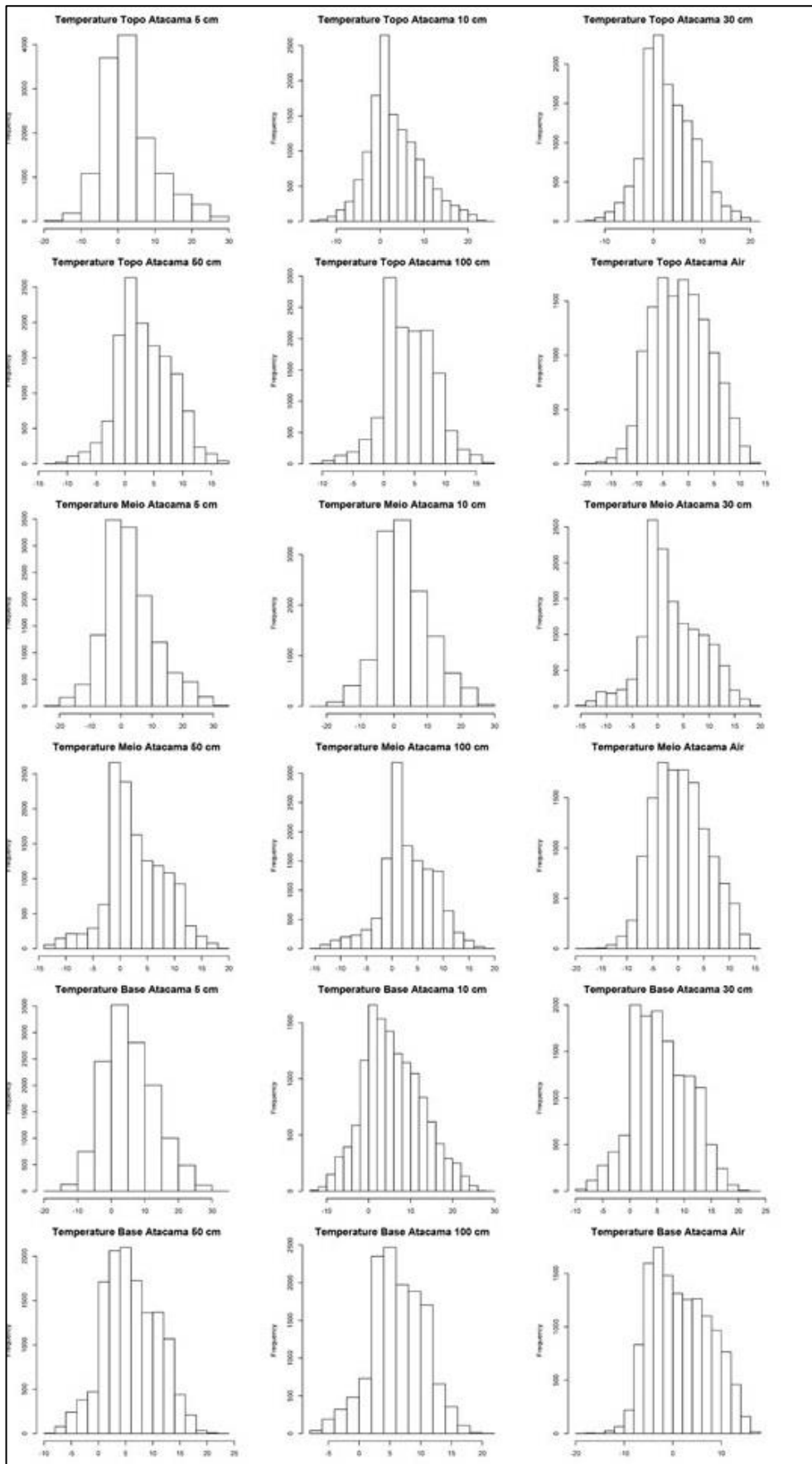


Figure 5 - Histograms of temperature frequencies of Sites.

Freeze-Thaw Days were the dominant category of days in all layers of all sites (Figure 4). Of 553 days with records, Freeze-Thaw days ranged between 362 days (in 50 cm layer at Base site) and 543 days (in 5 cm layer at Mid site), and do not show an altitude related pattern. Higher frequency in Mid site is related with microclimate attributes. Thawed days was the second most frequent category, and varied from 191 days (in 50 cm layer at Base site) to 7 days (in 5 cm layer at Mid site). Frozen Days increase with altitude, and ranged between 0 in Base site and 16 in Top site. Isothermal Days were not observed in any layer at any site.

Permafrost was not observed in any studied site at the analyzed depth, during the whole period mean soil temperature at 100 cm depth was positive at all sites (3.9 °C at Top site, 2.8 °C at Mid site, and 5.9 °C at Base site) (Table 5).

All sites showed two main wetting events, in February/15 and March/15. Higher variability in water content occurs at Base site, but the February/15 wetting event did not reach the deepest layers. At Top and Mid sites variability is slighter, but rapid increase in soil water content reached all layers.

Water regime at Base site was characterized by few wetting events of great magnitude. In the other hand, water regime at Top and Mid sites was characterized positive variations of small magnitude. Differences regarding water content are attributed to soil texture. Soil in Mid site presents coarser texture (0.01 – 0.05 kg · kg⁻¹ Clay, 0.92 kg · kg⁻¹ Sand), high macroporosity, and lower water retaining capacity, which results in lower water content in a well drained profile. Soil at Base site, with finer texture (0.06 – 0.20 kg · kg⁻¹ Clay), retains more water, drainage is slower, and soil maintains higher water content, although it is subject to lower precipitation.

4. Discussion

4.1. General Characteristics

Despite the ash nature of the parent material, Andic soil properties were not observed in the pedons. Soil Bulk Density was significantly higher than superior taxonomic limit to Andisols, and indicates preponderance of parent material minerals in the Sand fraction, which remains above 75% in all soils. Low organic matter content is attributed to a cold and arid climate and low plant colonization. Base soil, presenting a warmer and wetter pedoclimate, exhibits a larger plant colonization and significant more organic matter, but lower than the ordinary to Andisols. Extractions with ammonium oxalate points to a relative low amounts of short-range-order minerals and organo-metallic complexes, despite the high NaF pH. The $(Al + 1/2Fe)_o$ content remained below the taxonomic inferior limit to Andisols. Higher values were observed at Mid soil, correlated with morphological and analytical attributes of low pedogenetic development. Medium values of phosphate retention are consistent with a limited presence of short-range-order minerals. However, high NaF pH values indicates that the very reactive elements of short-range-order minerals, even in limited proportions, have a considerable effect on exchange complex of studied soils.

Limited presence of short-range-order minerals (as indicated by NaF pH, $(Al + 1/2 Fe)_o$ and phosphate retention), and high proportion of 1:1 phyllosilicates (Halloysite) (as indicated by XRD analysis), in the natural pH range of studied soils, leads to a predominance of negative pH-dependent charge, and is consistent with charge data (negative Δ pH, positive (pH 7 CEC) – (Effective CEC) difference).

4.2. Pedoclimate Monitoring

Despite intersite variations in thermal and hydric regimes of soil, all sites showed a active layer thermal regime typical of periglacial environments. Corroborating with that, freeze-thaw cycles are frequent at all sites during the whole year, and happen more frequently

at the warm season; major temperature variation occur in soil surface; and soil temperatures in all sites are concentrated around 0 °C. Even so, permafrost was not observed at 100 cm at any site, and average temperature were positive in all studied layers. Average soil temperature show an increase with depth trend, which diminish the chances of permafrost occurrence at depths greater than that studied. Despite frequent freeze-thaw cycles, cryoturbation is disadvantaged by low soil water content (Bockheim & Tarnocai, 1998), and turbic features are not described at no one soil. The contrasting behavior regarding water content and soil temperature in these climatic/altitudinal gradient is attributed to weather, microenvironment and soil attributes at each site

A comparative analysis of data show that soil temperature and water regimes vary in function of altitude and altitude related factors, such as air temperature and precipitation. The lowest site (Base) shows longer warm season, highest average soil temperature in all depths, more Thawed Days and less Frozen Days amongst all sites. A short period free of freeze-thawing cycles only occurs at Base site. In contrast the highest site (Top) shows the lowest maximum soil temperature record and more Frozen Days amongst all sites. Air temperature (which decreases with increase altitude) is the main factor driving these features.

However, microenvironmental, non altitude-related factors also act on the soil temperature regime. Top site, located at intermediate altitude and subject to intermediate air temperature, shows extreme soil temperature readings. Amongst longest cold season, lowest average soil temperature at all depths, highest number of Freeze Thaw days, and lowest number of Thawed days. Mid site is located at a steep slope, and receives less solar radiation than others sites.

At all sites average monthly soil temperature at 5 cm depth was higher than the average monthly air temperature evidencing the importance of solar radiation in supplying energy to the soil. Similar behavior of soil surface and air temperature was observed by Almeida *et al.* (2014), Almeida *et al.* (2017), and Michel *et al.* (2014) at periglacial environments. These authors attribute highest soil surface temperature than air temperature to snow-

free periods. All months are predominantly snow-free in the studied sites, which is consistent with the dry climate. Periods without snow cover favors heat exchange between soil and atmosphere (Schaefer *et al.*, 2017), and are consistent with the high number of freeze-thaw cycles in whole year in all sites.

Associations between thermal soil state and water content are observed. A seasonal trend of lower soil water content during the cold season at the highest sites (Top and Mid) and no seasonal trend in at the lowest site (Base). This suggests a desiccating effect of the freezing front, at Base site some seasonal behavior was observed at the shallowest layer. Low soil water content at all sites during most of the period contribute to rapid temperature variation, verified by absence of Isothermal Days and large majority of Freeze Thaw days at all sites. Mid site shows smaller mean water content and the highest number of freeze-thaw days.

At all sites a soil water content gradient occurs with depth. Highest soil water content occurs in deepest layers, suggesting that the water percolates easily through the profiles. Greater gradient was observed at the more vegetated soil (Base site), suggesting that vegetation plays an important role in increasing evapotranspiration in superficial layers.

Soil water regime is driven by precipitation, temperature regime, and soil attributes. At the lowest site (Base), subject to lowest precipitation and less Freeze Thaw cycles, the water regime is stable, with only two records intense variations during the warm. In contrast, the highest sites (Top and Mid) show more complex behavior, due to more frequent precipitation in high altitudes, and mainly by a greater number of Freeze Thaw cycles. Drying events during the cold season induced by freezing are common in the highest sites (Top and Mid), and becomes more intense with increase altitude.

However, other non altitude related factors affect the soil water regimes, soil texture is a driving factor on water regime. Soil at Base site has a finer texture and higher clay content in the context of analysed soils, soil water content in this profile reached the highest absolute record among sites, despite being subjected to lower precipitation. In

these thinner textured soils, with greater water retaining capacity, soil water content drops gradually after a peak. The absolute water content in Top site is invariably higher than in Mid site due to a finer texture and higher clay content despite similar air temperature regime and precipitation.

Soil water regime in the studied period shows peaks of different magnitudes in all sites. In coarser soils (sites Top and Mid), reduced water holding capacity induces a limited increase of soil water content in each layer, and a wetting front which reach all depths in all wetting event. In thinner textured soil (Base site), greater water holding capacity determines that the first wetting event lead to a intense increase of water content in shallower layers, without reaching deeper layers. In the second wetting event, the wetting front reach all layers (Figure 3).

The second wetting event was synchronized with an unusual precipitation episode over northern Chile. A large rainfall struck northern Chile from 24 to 26 March 2015, the precipitation was equivalent to many years' worth of rainfall in 48 h, numbers never recorded (Wilcox *et al.* 2016). The rainfall event over northern Chile, which affected hyperarid and semiarid parts of Atacama Desert, followed a warm surface temperature anomalie over Chile (Barret *et al.* 2016). This hydrometeorological event was more intense in the study area's vicinity, the Atacama Desert, but scattered convective precipitation was seen in Altiplano and Chilean Andes days before the extreme precipitation (Barret *et al.* 2016). Thus, the studied period represents an unusual and extreme hydrometeorological behavior, which undoubtedly has effects on the thermic and hydric dynamic of soils. For example, monthly soil water content average in same seasonal position (April) in 2014 and 2015 (before and after unusual precipitation event) show very different values. April/15 show considerably more water content in all sites when compared with the same period in 2014 (67% in Base site, 40% in Mid site and 12% in Top site). Therefore, the data presented in this study do not represent a normal seasonal variation, but rather an unusual event.

4.3. Pedoclimate - soil features relationship

Results suggest that different degrees of soil development are related to the pedoclimate of the studied profiles. Relations between soil development and altitude are not linear, despite the linkage of some soil attributes with elevation (Gravel content, H₂O pH, organic matter, phosphate retention), most attributes point to a non-linear phenomena.

Mid soil, located at intermediate altitude, shows extreme characteristics (absence of A horizon, lowest clay content, bases sum, percentage of bases saturation, CEC, highest sand content, Al saturation, Al+1/2 Fe, highest soil bulk density), which points to less development. Altitude related factors, such as climate, are not the main factors directing the degree of development of the profiles. Pedoclimate is more likely the key factor driving soil development. Indeed, Mid soil show intense temperature and water content variation and soil development attributes although conditions at Mid site are less favorable to chemical weathering. When the soil has enough liquid water available during Thawing Days, chemical weathering process may occur (Almeida et al., 2014). Mid site show a combined conditions of less Thawed Days and less water content throughout the year. So, at this profile chemical weathering act slower and for a limited time, resulting in a less soil development.

In the other hand Base soil, subject to a wetter and warmer pedoclimate, presents better conditions to chemical weathering, showing attributes which point to a further development (highest organic matter, bioavailable P, K and Ca, P retention and clay content, and lowest Gravel content and (Al + 1/2 Fe)_o). Base soil pedoclimate also favors vegetation establishment, which improve soil development and horizonation.

5. Conclusions

Active Layer thermal regime in all studied sites at Western Cordillera is typical of periglacial environments. Greater thermal variations were close to soil surface in whole year, freeze-thaw cycles are common in all layers, and most of soil temperatures readings were close to 0 °C.

Temperature profile of studied soils indicates no permafrost until the studied depth (100 cm). This indicates that the permafrost table, if present, was deeper than soil-depth, and corroborating with the classification of soils as Entisols.

Contrasting behavior regarding water content and soil temperature regimes along climatic/altitudinal gradient is attributed to weather, microenvironment and soil attributes at each site.

Altitude-related factors, like air temperature and precipitation are important, but local factors also act. Solar radiation duration is important to the soil temperature regime, and define the coldest soil regime at middle altitude site.

Soil texture and thermal behavior control soil water content regime. Clay content define maximum water content, wetting front depth, and water content variations in wetting events, rather than atmospheric precipitation. Thermal regime define drying events due to freezing water.

Pedoclimate is the main factor driving soil development, rather than altitude-related factors. Colder and dryer pedoclimate are less favorable to chemical weathering and plant colonization, and correspond to less developed soils.

Data presenting in this paper do not represent a normal seasonal variation, but rather an extreme event in pedoclimate, guided by an extreme hydrometeorological event, which limits conclusive interpretations in terms of changing processes on studied soils. Longer monitoring periods are necessary for a detailed knowledge on climate change impacts in pedoenvironment of semiarid high-mountain Western Cordillera.

References

- Alfaro Soto, M. A., Kumayama, D. M., Chang, H. K. 2007. Calibração de um reflectômetro para estudos do fluxo de água em solo não saturado. *Geociências* 26: 357-368.
- 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.
- Almeida, I. C. C., Schaefer, C. E. G. R., Michel, R. F. M., Fernandes, R. B. A, Pereira, T. T. C., Andrade, A. M, Francelino, M. R., Fernandes Filho E. I., Bockheim, J. G. 2017. Long term active layer monitoring at a warm-based glacier front from maritime Antarctica. *Catena* 149: 572-581.
- Azócar, G. F., Brenning, A., Bodin, X. 2016. Permafrost Distribution Modeling in the Semi-Arid Chilean Andes. *The Cryosphere Discuss.* In review. DOI: 10.5194/tc-2016-100, 2016.
- Barrett, B. S., D. A. Campos, J. Vicencio Veloso, and R. Rondanelli. 2016. Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 4563–4580, doi:10.1002/2016JD024835.
- 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
- Buytaert, W., Deckers, J., Wyseure, G. 2005. Description and classification of nonallophanic Andosols in south Ecuadorian alpine grassland (páramo). *Geomorphology* 73: 207-221.
- CAMPBELL SCIENTIFIC. 2006. CS616 and CS625 Water Content Reflectometers. Instruction Manual Revision: 8/06. Campbell Scientific Inc., North Logan.

Chen, P.-Y., 1977. Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Department of Natural Resources Geological Survey, Indiana.

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: 309-319.

Clarke, J. D. A. 2005. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73: 101-114.

Dubroeuq, D., Geissert, D., P. Quantin, 1998. Weathering and soil-forming processes under semi-arid conditions in two Mexican volcanic ash soils. *Geoderma* 86: 99-122.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. 2011. Manual de métodos de análises de solos. 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 230p.

Garreaud, R. D. 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22: 3-11.

Gong, Y., Cao, Q., Sun, Z. 2003. The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry. *Hydrol. Process.* 17: 3601-3614. DOI: 10.1002/hyp.1358

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.

Gutiérrez, J. R., López-Cortés, F., Marquet, P. A. 1998. Vegetation in an altitudinal gradient along the Río Loa in the Atacama Desert of northern Chile. *Journal of Arid Environments* 40: 383-399.

IUSS Working Group WRB. 2006. World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 145 p.

Jordan, T. E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 122-146.

Kane, D.L., Hinkel, K.M., Goering, D.J., Hinzman, L.D., Outcalt, S.I. 2001. Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change* 29, 275–292.

Latorre, C., Betancourt, J. L., Rylander, K. A., Quade, J., Matthei, O. 2003. A vegetation history from the arid prepuna of northern Chile (22-23oS) over the last 13 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194: 223-246.

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

Murphy, J., Riley, J.P., 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta.* 27: 31–36.

Ramos, M., G. Vieira, S. Gruber, J.J. Blanco, C. Hauck, M.A. Hidalgo, D. Tomé, M. Neves and A. Trindade. 2007. Permafrost and Active Layer Monitoring in the Maritime Antarctic: Preliminary Results from CALM sites on Livingston and Deception Islands, In *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES X*, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 070, 5 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp070

- Richards, L.A. 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. United States Department of Agriculture, Washington (159 pp.).
- 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.
- Ruiz, H.A., 2005b. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. XXX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Recife (5 pp.).
- Schaefer, C. E. G. R., Pereira, T. T. C., Almeida, I. C. C., Michel, R. F. M., Corrêa, G. R., Figueiredo, L. P. S., Ker, J. C. 2017. Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica: A case study from Hope Bay. *Catena* 149: 582-591.
- Schaetzl, R. J; Anderson, S. 2005. *Soil Genesis and Geomorphology*.
- Schwertmann, U., 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Can. J. Soil Sci.* 53: 244–246.
- Shoji, S. 1993. *Volcanic ash soils: genesis, properties, and utilization*. Elsevier, Amsterdam. 288 p. (Developments in soil science: 21)
- Smith, J., Brown, J. 2009. *Permafrost and Seasonally Frozen Ground. Assessment of the Status of the Development of the Standards for the Terrestrial Essential Climate Variables*. Global Terrestrial Observing System (GTOS 62). FAO, Rome. 22 pp.
- 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.
- Worldclim. 2016. <http://www.worldclim.org/current>, accessed in 26/09/2016

Wilcox, A. C., Escauriaza, C., Agredano, R., Mignot, E., Zuazo, V., Otárola, S., Castro, L., Gironás, J., Cienfuegos, R., Mao, L. 2016. An integrated analysis of the March 2015 Atacama floods. *Geophysical Research Letters* 42: 8035-8043.

Wilcox, A. C., C. Escauriaza, R. Agredano, E. Mignot, V. Zuazo, S. Otárola, L. Castro, J. Gironás, R. Cienfuegos, and L. Mao. 2016. An integrated analysis of the March 2015 Atacama floods, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8035–8043, doi:10.1002/2016GL069751.

Yeomans, J.M., Bremer, J.C., 1988. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 19: 1467–1476.

CAPÍTULO 3

Distribuição e organização de minerais solúveis em Solos de ambientes Áridos e Hiperáridos no Norte do Chile

1. Introdução

Muitos solos em áreas com baixa precipitação apresentam acumulação de minerais relativamente solúveis, como carbonato, sulfatos e cloretos de Ca, Mg e Na (van Breemen e Buurman, 2002). Dois dos mais notáveis desertos ricos em cloretos e sulfatos no planeta são os *Dry Valleys* da Antártica e o Deserto do Atacama no Chile, em função da hiperaridez e de regimes hidrológicos peculiares (Amundson et al., 2012). No Deserto do Atacama também são encontrados solos ricos em sais extremamente solúveis, como nitratos, que são o aspecto geoquímico mais bem estudado da região, em função da importância econômica dos depósitos (Ewing et al., 2006).

A maioria dos carbonatos, sulfatos e halogenetos são mais solúveis em água que os minerais silicatados, o que significa que podem ser facilmente dissolvidos, transportados e redistribuídos, tanto dentro do perfil de solo quanto na paisagem (van Breemen e Buurman, 2002). Solos dominados por sais tem processos de formação profundamente condicionados pelos mecanismos de acumulação e redistribuição de minerais solúveis.

Pouca atenção foi dada aos processos hidrológicos que redistribuem minerais solúveis em água (como cloretos e sulfatos) verticalmente nos solos dos sistemas hiperáridos (Amundson et al., 2012). No Deserto do Atacama, a migração descendente ocasional em meio líquido é o mecanismo principal de distribuição em profundidade de minerais como cloretos e sulfatos, processo que é atribuído a raros eventos de pluviosidade (Amundson et al., 2012)

As discussões sobre a origem e distribuição dos sais no Deserto do Atacama se concentraram nos aspectos geológicos e geoquímicos. A maioria dos estudos exploraram as origens dos elementos que compõem os minerais solúveis (Amundson

et al. 2012). Muito pouco se discutiu sobre a distribuição e formas dos sais presentes no sistema solo. Os processos de formação dos solos contendo grandes quantidades de sais pouco usuais no Deserto do Atacama ainda não são bem conhecidos (Ewing et al., 2006).

Estudos recentes mostram que a maior parte dos minerais solúveis contidos nos solos do Atacama são derivados de fontes atmosféricas (partículas de redistribuição eólica ou formadas pela química atmosférica) (Ewing et al., 2006). Os mecanismos de aporte nos solos são, portanto, superficiais na maior parte dos casos. Entretanto, pouco se sabe a respeito dos processos pós-deposicionais nos solos, e sobre o efeito do clima sobre a distribuição geográfica destes sais (Ewing et al., 2006).

Diante do exposto, neste trabalho é apresentada a distribuição e formas de organização de minerais solúveis em solos submetidos a climas árido e hiperárido no Deserto do Atacama, norte do Chile, focando nos processos responsáveis pela redistribuição destes minerais na paisagem (horizontal) e no perfil de solo (vertical).

2. Processos de Acumulação

É possível distinguir três grupos principais de minerais solúveis: (1) Carbonatos de Ca e Mg, com relativa baixa solubilidade; (2) Gipsita e Anidrita, com média solubilidade; e (3) Sais muito solúveis, que incluem carbonatos de Na e K, cloretos, e sulfatos de Ca, Mg, Na e K. As diferenças de solubilidade entre os diferentes grupos geram uma forte relação entre os compostos solúveis acumulados e o excesso de evapotranspiração. Em solos de clima árido, sais muito solúveis podem persistir e acumular, junto a carbonato de cálcio e gipsita (van Breemen e Buurman, 2002).

2.1. Calcificação

Em solos úmidos, o carbonato de cálcio facilmente dissolve sob a influência de relativamente alta pressão de CO₂ promovida pela respiração de raízes e decomposição de matéria orgânica. Em climas progressivamente mais áridos, existe a tendência de

acumulação progressivamente mais superficial de carbonato de cálcio. Os estágios de acumulação de carbonatos no solo avançam de pequenas acumulações em bioporos, seguido da formação de nódulos, e em estágios mais avançados os nódulos coalescem em extensos bancos de calcita (horizontes petrocálcicos) (van Breemen e Buurman, 2002).

A calcita é o carbonato mais comum nos solos, podendo ser pedogênica ou herdada do material de origem (Schaetzl and Anderson, 2009). Em seções finas, as acumulações de calcita exibem grande variabilidade de formas, que podem ser utilizadas na reconstrução da gênese do solo (van Breemen e Buurman, 2002).

2.2. Gipsificação

O processo de gipsificação sugere precipitação progressiva de gipsita no solo a partir de solução saturada, em que o ponto final do processo é a formação de horizontes gipsicos (Poch et al., 2010). Herrero et al. (1992) descrevem o enriquecimento de gipsita em solos como cristalização que ocorre em estágios sucessivos, em que a quantidade total de sulfatos no solo aumenta ao mesmo tempo em que sua forma de organização muda entre os estágios. De uma gipsificação em poros, passando por processos de gipsoturbação, chega-se a uma gipsificação generalizada do solo.

Sulfatos de Ca, Mg ou Na são relativamente solúveis e ocorrem predominantemente em regiões áridas, sendo a Gipsita o mineral de sulfato mais comum em solos áridos. (Schaetzl and Anderson, 2009). A Gipsita é mais solúvel que carbonato de cálcio, e, portanto, mais móvel, podendo ser transportadas a grandes distâncias por águas do lençol freático ou de capilaridade. A temperaturas superiores a 40 °C a gipsita rapidamente desidrata a bassanita, que não é um constituinte comum em solos. Gipsita é comumente encontrada na forma de cristais lenticulares. Em solos de ambientes áridos, gipsita é quase sempre encontrada em combinação com calcita e sais solúveis, e solos gipsífero puros são raros e apenas encontrados em sedimentos evaporíticos. (van Breemen e Buurman, 2002).

O termo solos gipsíferos se refere a solos com alguma quantidade de gipsita, ao passo que o termo solos hipergipsicos se refere a solos em que a gipsita é o componente principal, correspondendo a mais de 50% da composição do solo. Não existem muitos estudos sobre solos hipergipsicos, e a terminologia para descrever estes solos está em desenvolvimento (Herrero et al, 1992). Estes autores ainda chamam a atenção para a importância da distinção de solos hipergipsicos e solos afetados por sais, lembrando que esta distinção muitas vezes não é clara na literatura. De acordo com Herrero et al. (1992), em ambientes áridos o intemperismo de rochas sulfáticas não resulta em solos hipergipsicos (solos que apresentam gipsita como o componente principal, correspondendo a > 50% da composição do solo), a não ser em ambientes específicos, como ambientes deposicionais de *playas* ou fluviais.

A determinação do conteúdo total de gipsita no solo é insuficiente para interpretações genéticas, e em áreas de material de origem gipsífero a distinção de gipsita pedogênica de não-pedogênica é importante. Estudos micromorfológicos auxiliam a compreensão da distribuição e gênese de feições gipsicas (Poch et al., 2010). Em seções finas, a gipsita pode assumir diferentes formas, e Herrero et al. (1992) citam que fábricas lenticular e microgipsica resultam do processo de gipsificação.

2.3. Salinização

Sais mais solúveis que gipsita são chamados de *sais solúveis*. A salinização, ou acumulação de sais solúveis, é um processo comum em áreas áridas, e ocorre se a evaporação/evapotranspiração excede a precipitação efetiva. Dentre as diversas possíveis fontes de sais solúveis pode ser listada a deposição de poeira atmosférica. Sais solúveis de elevada solubilidade (por exemplo cloretos de Ca e Mg) são encontrados apenas em condições muito áridas (van Breemen e Buurman, 2002).

Embora na área de estudo sejam relatadas ocorrências de sais solúveis incomuns, como boratos, nitratos e iodatos, o mais importante grupo destes sais são os cloretos.

Os cloretos são extremamente solúveis e ocorrem principalmente como crostas superficiais em solos áridos (Schaetzl and Anderson, 2009).

O estudo micromorfológico de minerais salinos em solos pode ser complicado por problemas específicos, como transformações, solubilização ou precipitação de minerais durante o preparo das amostras ou mesmo durante as análises (Mees e Tursina, 2010).

3. Quadro físico

O Deserto do Atacama é o mais seco deserto do planeta (Amundson et al., 2012; Clarke, 2006; Ewing et al., 2006) além de apresentar uma das mais longas histórias de aridez conhecidas, pelo menos desde o Oligoceno (25 My) (Clarke, 2006).

Diferentes fatores agem em conjunto para condicionar a extrema aridez do Deserto do Atacama. Os Andes geram uma “sombra” de chuvas e bloqueiam as precipitações do verão austral provenientes do Oceano Atlântico, enquanto a circulação atmosférica gera uma zona de alta pressão no oceano, e a circulação oceânica impede a intrusão de umidade do Oceano Pacífico (Amundson et al., 2012; Ewing et al., 2006). Como resultado, grandes porções da região não recebem chuvas por períodos de anos, e uma média de longo prazo pode ser de poucos milímetros de precipitação média anual (Amundson et al., 2012). Além disso, o Atacama apresenta a mais longa história de climas secos conhecida, de mais de 25 My (Clarke, 2006; Ewing et al., 2006). Embora o núcleo hiperárido do Atacama apresente longa história de hiperaridez, áreas periféricas indicam oscilações de precipitação bem maiores em escalas de tempo menores (Ewing et al., 2006).

No Atacama, as precipitações médias anuais decrescem com o decréscimo de altitude, ao mesmo tempo em que os eventos de precipitação se tornam menos frequentes. Nas zonas mais hiperáridas, uma década pode passar sem eventos de chuva, seguido de um evento de até 20 mm (Ewing et al., 2006).

Entre as características incomuns do deserto do Atacama relacionados à extrema aridez podem ser listados taxas muito baixas de erosão, e a acumulação de sais pouco comuns (percloratos, iodatos e nitratos) nos solos, assim como de sais mais comuns (halita, gipsita e anidrita) (Clarke, 2006). Os solos do Atacama são conhecidos por conter grandes quantidades de sais raros (Ewing et al., 2006).

O Deserto do Atacama é um ambiente único porque aportes atmosféricos (silicatos e sais) se acumularam nos solos através do tempo, com muito baixas (ou nulas) perdas por intemperismo e lixiviação, diminuindo com o decréscimo das taxas pluviométricas. Ewing et al. (2006) mostram que a transição árido-hiperárido marca uma fronteira em que os processos geoquímicos nos solos do Atacama diferem quanto ao produto final. Enquanto os solos áridos estão sujeitos a uma perda de massa e volume em uma escala de 10^5 a 10^6 y, os solos sob sistema hiperárido sofrem dramática expansão volumétrica em escala temporal semelhante.

4. Material e Métodos

4.1. Caracterização do Solo

Dez perfis de solos foram descritos e coletados em Abril de 2014 e Outubro de 2015, no Deserto do Atacama, Norte do Chile (Figura 1). A amostragem foi efetuada buscando representar solos representativos de diferentes climas, sempre sob baixas taxas de pluviosidade média anual, e diferentes posições na paisagem. Os solos foram descritos de acordo com o sistema Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014). Foram coletados dois conjuntos de amostras segundo os horizontes identificados: amostras deformadas, para caracterização física e química dos solos, e amostras indeformadas, para caracterização micromorfológica e microquímica dos solos.

Algumas análises para caracterização físico-química dos solos foram precedidas de pré-tratamento para remoção de sais (lavagem com solução de Etanol 60% até que o lixiviado não precipitasse à solução de Nitrato de Prata). Após o referido tratamento,

foram efetuadas as análises granulométricas (cascalho em base gravimétrica; granulometria pelo método da pipeta, após dispersão com NaOH 0,1 mol · L⁻¹, Ruiz, 2005 a, b) e caracterização química (pH H₂O, K, Na, Ca e Mg trocáveis, ECEC, e Soma de Bases, e calculados o Índice de Saturação por Sódio e Saturação por Bases), segundo EMBRAPA (2011).

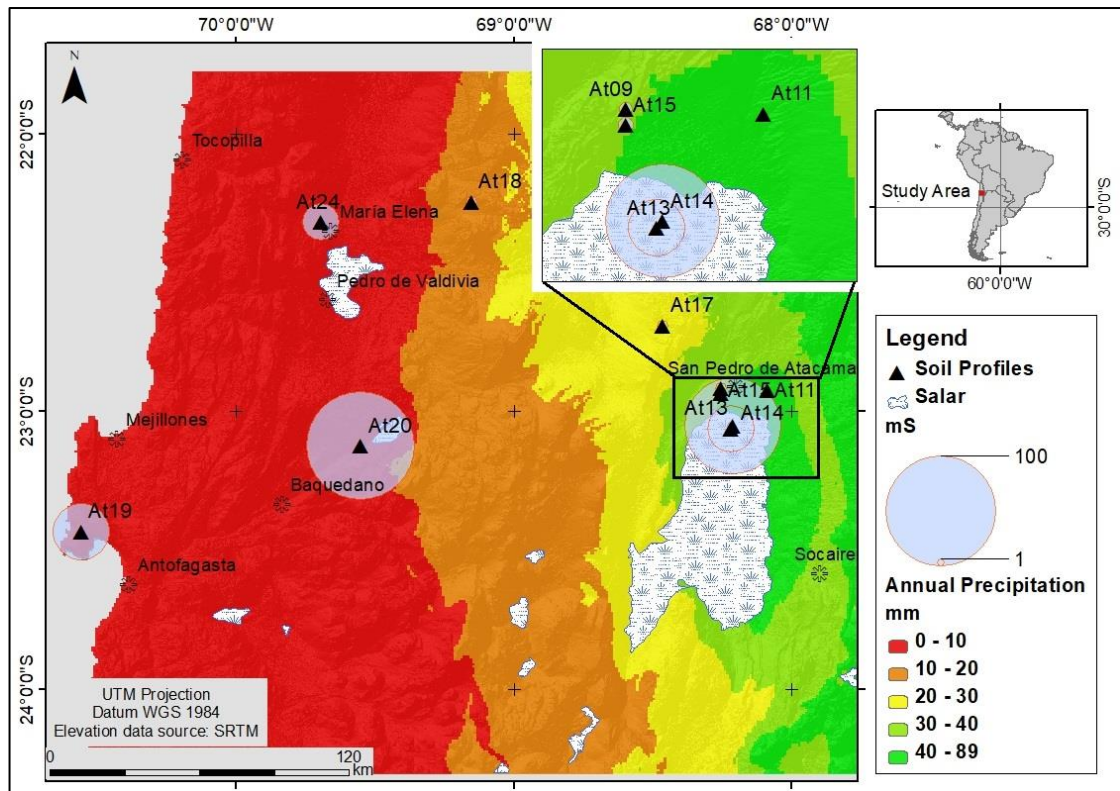


Fig. 1 Localização da Área de Estudo e dos Perfis descritos e coletados.

A condutividade elétrica, pH em H₂O e CaCl₂ foram determinadas a partir de amostras sem pré-tratamentos, com o uso de aparelhos calibrados.

A especiação de sais foi efetuada em amostras de solução do solo extraídas de amostras selecionadas. Para este fim, as soluções foram extraídas de suspensões 1:1 (solo:água ultra pura), agitadas e centrifugadas. Nitratos, Cloretos e Sulfatos foram determinados com o uso de cromatografia iônica, e Carbonatos por titulometria. Ca, Mg, Mn, Si e Al foram determinados por ICP-OS, e Na e K foram determinados por fotometria

de emissão de chama. Também foram determinadas a Condutividade elétrica e pH das soluções.

As descrições micromorfológicas foram efetuadas segundo Stoops (2003), a partir de seções finas de amostras indeformadas de horizontes selecionados. As seções finas foram confeccionadas após secagem em estufa a temperaturas inferiores a 80 °C, impregnação com Araldite Industrial, e corte dos blocos com serra circular diamantada e uso de água. Herrero et al. (1992) citam que para prevenir transformações de gipsita, a temperatura de 40 °C não deve ser excedida em nenhuma etapa da preparação da lâmina ou secagem do solo. A nomenclatura utilizada no presente trabalho foi traduzida para o português com o uso do recomendado por Stoops (2017).

Análises de composição microquímica foram efetuadas em amostras indeformadas selecionadas, que foram impregnadas com carbono. Para composição pontual foi utilizado Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) equipado com wavelength-dispersive X-ray spectroscopy (WDS) (JEOL JXA 8230 Superprobe) com 5 espectômetros, spot size de 2 µm, voltagem de 15 kV e probe current de 20 nA calibrado com standards para cada elemento analisado. Para a confecção dos mapas microquímicos foi utilizado MEVs equipados com energy-dispersive spectroscopy (EDS) (JEOL JSM6010LA e IXRF Systems Iridium), com work distance de 10 mm e energia de 15 ou 20 kV.

5. Resultados

5.1. Características Gerais

A Tabela 1 apresenta os solos estudados, atributos ambientais relevantes, sua sequência de horizontes e principais macro- e micro-feições pedológicas. Os solos foram agrupados segundo a precipitação média anual (grupos Hiperáridos e Áridos) e posição na paisagem (subgrupos Highland e Lowland). Foram incluídos no grupo de solos Hiperáridos solos submetidos a precipitações médias anuais inferiores a 20 mm,

seguindo o estipulado por Ewing et al. (2006) (o que corresponde, na área de estudo, a uma razão Precipitação Média Anual/Evapotranspiração Potencial de aproximadamente 0.05), enquanto solos submetidos a precipitações médias anuais superiores foram incluídos no grupo de solos Áridos. Foram incluídos no subgrupo de *Highland Soils* aqueles solos submetidos a processos erosivos predominantes, ao passo em que os submetidos a processos deposicionais predominantes foram incluídos no subgrupo de *Lowland Soils*.

Dada a ocorrência generalizada de condições áridas e hiperáridas, todos os solos são incluídos na ordem de Aridisols. A atuação de processos de acumulação de sais e sulfatos se expressa em nível taxonômico de subordem, predominando a subordem dos salids, e ocorrendo gypsid. O avançado grau de desenvolvimento sob tais condições climáticas se expressa em nível de subgrupo, com dominância de Petrogyptsics. Solos sem horizontes cimentados ocorreram exclusivamente em condições Áridas na posição de fundo de depressão fechada, sob condições de drenagem imperfeita (*Lowland Arid Soils*) (Tabela 1).

No sistema hiperárido, micro-feições associadas a carbonatos e sulfatos são observadas exclusivamente no subgrupo dos *Highland Soils*, enquanto nos *Lowland Soils* ocorrem apenas microfeições associadas a sais. No sistema árido, microfeições associadas a carbonatos, sulfatos e sais ocorrem em todas as posições da paisagem.

Tab. 1 Atributos ambientais dos perfis analisados.

Profile	Soil SSS, 2014	Altitude m. a. s. l.	Physiographic feature Clarke, 2006	Landscape Position	Precipitation mm · y ⁻¹	Horizon Sequence	Main Pedological Features	
							Macro	Micro
Hyperarid Soils								
Highland								
AT18	Petrogypsic Haplosalid	2134	Cordillera Purilactis	Toeslope	16	A - By - Cym	Desert Pavement; Discontinuous Salt Extracts	ym = yB > k
AT19	Petrogypsic Haplosalid	193	Cordillera de la Costa	Toeslope	3	Cym - 2Cym - 3Cym	Surficial Siltcap	yB > k
Lowland								
AT20	Petrogypsic Haplosalid	1378	Valle Centralle	Eolic Plain	7	Cym - 2Cym - 3C - 4C - 5C	Salt Eflorescences	s
AT24	Petrogypsic Haplosalid	1391	Valle Centralle	Eolic Plain	28	Cy - Cym	Desert Pavement	s
Arid Soils								
Highland								
AT09	Petrogypsic Haplosalid	2523	Cordillera de la Sal	Summit	37	A - Ckym - 2Bkym - 2Ckym	Strong Acid Effervecence	ym > yB > s > k
AT11	Xeric Petrogypsid	2534	Atacama Basin	Terrace	43	Ay - Cym - Cy - Cym3 - 2Cym	Desert Pavement	k
AT15	Petrogypsic Haplosalid	2448	Atacama Basin	Terrace	40	A - Cym - Cym2 - Cym3	Desert Pavement; Strong Acid Effervecence	k > yg
AT17	Petrogypsic Haplosalid	3223	Cordillera Purilactis	Backslope	29	A - Cym - 2Cy - 3Cym		cl > y > s > k
Lowland								
AT13	Typic Aquisalid	2349	Salar de Atacama	Poorly Drained Depression Bottom Drained Depression	42	O - Cg	Surficial Organic Accumulation; Stagnic Conditions	d > k
AT14	Gypsic Haplosalid	2358	Salar de Atacama	Bottom	42	Azm - Aczm - Bz	Acid Effervecence in Depth	yB > cl

k: Carbonate Features; km: Carbonate Cementation Features; y: Gypsic Features; yB: Bassanite Features; ym: Gypsic cementation features; cl: Clay Features; s: Salt Features; vg: Volcanic Glass Features, d: Diatoms

Tab. 2 Atributos químicos dos perfis analisados

Soil Profile	Horizon	pH			EC μ S	K mg · dm ⁻³	Na mg · dm ⁻³	Ca 2+ cmol _c · dm ⁻³	Mg 2+ cmol _c · dm ⁻³	ECEC cmol _c · dm ⁻³	BS %	ESP %	PBS %	Sand kg · kg ⁻¹	Silt kg · kg ⁻¹	Clay kg · kg ⁻¹	Gravel kg · kg ⁻¹	
		Salt Free	H2O	CaCl2														
Hyperarid Soils																		
Highland																		
AT18	A	6,87	6,47	6,69	314,00	309,00	171,00	16,68	1,30	19,52	19,52	3,68	96,50	0,64	0,26	0,10	0,20	
	By	6,35	7,65	7,59	2160,00	340,00	131,80	108,10	0,64	110,18	110,18	0,52	99,70	0,63	0,24	0,13	0,24	
	Cym	n. d.	8,21	8,01	2490,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,62
	Cym2	6,33	n. d.	7,05	2510,00	197,00	40,40	22,84	1,76	25,28	25,28	0,69	98,80	0,68	0,17	0,15	0,41	
	Gipsita	n. d.	8,01	7,36	1943,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00
	Crosta 60 cm	n. d.	8,59	8,70	85800,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,19
AT19	Cym	7,35	8,58	8,23	4200,00	124,00	291,50	93,11	0,45	95,15	95,15	1,33	100,00	0,60	0,20	0,19	0,05	
	2BCym	7,26	6,80	7,17	61300,00	408,00	773,90	92,17	1,88	98,46	98,46	3,42	100,00	0,59	0,28	0,13	0,02	
	2BCym2	7,24	n. d.	n. d.	n. d.	178,00	482,40	94,23	1,51	98,29	98,29	2,13	99,80	0,61	0,24	0,15	0,06	
	3Cym	8,68	n. d.	n. d.	n. d.	557,00	673,40	76,92	4,37	85,65	85,65	3,42	100,00	0,41	0,43	0,16	0,19	
Lowland																		
AT20	Cym	8,30	8,55	8,59	29100,00	188,00	753,80	92,95	0,52	97,23	97,23	3,36	99,80	0,53	0,31	0,16	0,41	
	2Cym	8,95	8,20	8,25	167700,00	156,00	42211,10	34,78	0,21	218,92	218,92	n. d.	n. d.	0,54	0,21	0,25	0,19	
	2Cykm	8,95	7,81	7,89	198200,00	166,00	40703,50	46,12	0,23	223,75	223,75	n. d.	n. d.	0,47	0,23	0,30	0,19	
	3C	8,76	8,63	8,11	56800,00	188,00	3065,30	46,39	0,24	60,44	60,44	22,05	100,00	0,74	0,15	0,11	0,02	
	4Cm	8,73	8,06	8,35	109200,00	208,00	11557,80	95,47	0,25	146,50	146,50	34,30	100,00	0,30	0,45	0,26	0,19	
	5C	8,76	9,30	8,80	23500,00	96,00	1015,10	91,90	0,48	97,04	97,04	4,55	100,00	0,51	0,36	0,13	0,01	
AT24	Crosta	8,19	8,13	7,91	2100,00	857,00	532,70	10,30	0,93	15,74	15,74	14,71	100,00	0,69	0,16	0,16	0,34	
	Cy	8,26	7,99	7,18	31900,00	417,00	301,50	94,35	1,63	98,36	98,36	1,33	99,80	0,50	0,24	0,26	0,10	
	Cym2	8,16	8,39	8,14	10730,00	457,00	185,90	91,33	3,55	96,86	96,86	0,83	100,00	0,60	0,20	0,20	0,34	
Arid Soils																		

Soil Profile	Horizon	pH			EC	K	Na	Ca 2+	Mg 2+	ECEC	BS	ESP	PBS	Sand	Silt	Clay	Gravel
		Salt Free	H2O	CaCl2	μ S	mg · dm ⁻³		cmol _c · dm ⁻³				%		kg · kg ⁻¹			
Highland																	
AT09	A	6,18	8,53	7,94	576,00	155,00	159,90	10,53	0,39	12,01	12,01	5,56	96,00	0,73	0,14	0,13	0,24
	Ckym	n. d.	7,93	7,43	2460,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,60
	2Bkym	6,44	8,02	7,85	2060,00	56,00	112,70	113,24	0,23	114,10	114,10	0,43	99,70	0,48	0,37	0,15	0,15
	2Ckym	n. d.	7,67	6,92	1674,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00
AT11	Ay	6,74	7,10	7,32	105,80	340,00	56,50	8,28	0,70	10,10	10,10	2,32	95,30	0,79	0,08	0,13	0,16
	Cym1	6,33	8,31	7,92	1810,00	611,00	273,60	13,17	1,04	16,97	16,97	6,89	98,30	0,71	0,13	0,16	0,16
	Cy2	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,11
	Cym3	6,13	6,07	6,37	337,00	163,00	173,10	14,29	0,22	15,68	15,68	4,71	98,10	0,83	0,04	0,13	0,09
	2Cym	5,98	5,67	n. d.	38,60	90,00	131,80	4,59	0,07	5,46	5,46	9,61	91,60	0,91	0,02	0,07	0,05
AT15	A	6,75	7,89	7,94	2250,00	34,00	39,40	96,76	0,09	97,11	97,11	0,18	99,70	0,75	0,20	0,06	0,20
	Cym	n. d.	5,93	7,16	2030,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,41
	Cym2	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00
	Cym3	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,58
AT17	A	6,56	7,75	7,49	2,39	153,00	79,60	67,99	0,31	69,04	69,04	0,50	99,00	0,62	0,29	0,09	0,50
	Cym	6,81	6,78	8,89	2380,00	993,00	1348,20	81,80	0,78	90,99	90,99	6,39	99,10	0,72	0,17	0,11	0,41
	2Cy	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00
	3Cym	6,28	6,34	8,30	2910,00	229,00	1267,80	93,61	0,90	100,61	100,61	5,45	99,50	0,62	0,27	0,11	0,27
Lowland																	
AT13	O	n. d.	7,91	7,46	32200,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,19
	Cg	n. d.	8,37	7,78	13600,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,19
AT14	Azm	6,66	7,76	8,20	141300,00	913,00	1227,60	54,81	0,81	63,30	63,30	8,37	99,20	0,41	0,41	0,19	0,00
	ACzm	6,87	8,49	8,17	77500,00	159,00	13481,60	125,06	1,27	185,35	185,35	31,57	99,80	0,51	0,26	0,23	0,00
	Bz	6,64	8,55	8,18	14990,00	249,00	2936,40	3,53	0,71	17,65	17,65	71,13	98,30	0,29	0,51	0,20	0,00

Soil Profile	Horizon	pH			EC	K	Na	Ca 2+	Mg 2+	ECEC	BS	ESP	PBS	Sand	Silt	Clay	Gravel
		Salt Free	H2O	CaCl2	μS	$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$	$\text{cmol}_c \cdot \text{dm}^{-3}$			%		$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$					

EC: electrical conductivity at 25 °C; ECEC: Effective CEC; BS: bases sum; ESP: exchangeable sodium percentage; PBS: Percent bases saturatio; Clay: <0.002 mm; Silt: 0.002 - <0.05 mm; FS: Fine Sand: 0.05 - <0.02 mm; CS: Coarse Sand: 0.2 - <2 mm; Gravel: ≥ 2 mm; n. d.: No Data.

5.1.1. Hyperarid Soils

5.1.1.1. Highland Hyperarid Soils

Os solos incluídos nesta categoria apresentam significativa variabilidade quanto à altitude de ocorrência (193 a 2134 m) e precipitação média anual (3 a 16 mm · y⁻¹). No entanto, se situam em posição semelhante na paisagem, em fácies deposicionais de pedimentos ou leques aluviais em posição de toeslope das cordilheiras da Costa e Purilactis (Tabela 1).

A sequência de horizontes evidencia a acumulação de sulfatos, o que é confirmado pela composição da solução do solo, com presença de SO₄ variando de 1000 a mais de 4000 mg · L⁻¹ (Tabela 3) em ambos os solos, e pelas micro-feições, com ocorrência pedofeições de minerais de sulfato em todos os horizontes analisados.

Em AT19 o ânion solúvel presente em maiores quantidades na solução do solo de todos os horizontes, exceto o superficial, é o cloreto, atingindo 56286 mg · L⁻¹ a 100 cm de profundidade. Em AT18, o sulfato é o ânion presente em maiores quantidades na solução do solo extraída de todos os horizontes.

A profundidade de acumulação dos sulfatos apresenta perfil diferente nos dois solos da categoria. Em AT18, o máximo teor ocorre em superfície (4109 mg · L⁻¹), enquanto nos demais horizontes se estabiliza em torno de 1800 mg · L⁻¹. Em AT19, o menor teor de sulfatos é observado em superfície (1069 mg · L⁻¹), e duas zonas de acumulação de sulfatos subsuperficiais são observadas a 40 e 100 cm de profundidade. Em AT19, este perfil de acumulação salina em profundidade é semelhante para todos os sais (Figura 2), embora as concentrações sejam consideravelmente diferentes entre os ânions.

Tab. 3 Cátions e ânions solúveis extraídos da solução do solo de perfis selecionados

Perfil	Amostra	Cations							Ânions			Alcalinidade			CE	pH
		Ca	Mg	Mn	Na	K	Si	Al	Cloreto	Nitrato	Sulfato	Hid	CO ₃ ²⁺	HCO ₃ ⁺		
		mg L ⁻¹											dS·m ⁻¹			
Hyperarid Soils																
Highland																
AT18	A	680,00	55,00	0,00	110,00	18,00	13,00	1,00	3,00	96,00	4109,00	0,0	0,0	25.5	1.66	7.80
	By	745,00	71,00	0,00	2471,00	58,00	18,00	0,00	118,00	103,00	1901,00	0,0	0,0	20.4	1.68	7.60
	Cym	752,00	62,00	0,00	649,00	68,00	14,00	0,00	4,00	66,00	1865,00	0,0	0,0	21.3	1.71	7.59
	Cym2	707,00	104,00	0,00	110,00	8,00	12,00	0,00	n.d.	82,00	1712,00	0,0	0,0	27.2	1.74	7.43
	Gipsita	1207,00	37,00	0,00	434,00	23,00	9,00	1,00	233,00	161,00	1935,00	0,0	0,0	50.2	2.43	7.76
	Crosta 60 cm	694,00	830,00	0,00	79951,00	1445,00	2,00	0,00	2071,00	7762,00	266603,00	0,0	443.7	51.0	5.75	8.80
AT19	Cym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	167,00	240,00	1069,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	2BCym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	15559,00	581,00	4500,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	2BCym2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1323,00	331,00	2312,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	3Cym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	56286,00	636,00	5168,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lowland																
AT20	Cym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5821,00	5648,00	6231,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	2Cym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	79022,00	56811,00	25918,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	2Cykm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	91008,00	14883,00	13009,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	3C	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10184,00	4872,00	12355,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	4Cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	43608,00	17608,00	26681,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	5C	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3421,00	1349,00	5321,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT24	Crosta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	433,00	452,00	2530,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Cy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3421,00	7668,00	4111,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Cym2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1230,00	1738,00	3306,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Arid Soils																
Highland																
AT09	A	185,00	23,00	0,00	40,00	0,00	11,00	0,00	14,00	11,00	204,00	0,0	0,0	55.3	0.55	7.43
	Ckym	737,00	34,00	0,00	60,00	0,00	19,00	0,00	27,00	82,00	1475,00	0,0	0,0	38.3	1.77	7.51
	2Bkym	702,00	39,00	0,00	70,00	3,00	14,00	3,00	15,00	77,00	1573,00	0,0	0,0	26.4	1.78	7.70
	2Ckym	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AT15	A	781,00	32,00	0,00	280,00	3,00	9,00	0,00	62,00	68,00	1645,00	0,0	0,0	32.3	1.57	7.35

Perfil	Amostra	Cations							Ânions			Alcalinidade			CE	pH
		Ca	Mg	Mn	Na	K	Si	Al	Cloreto	Nitrato	Sulfato	Hid	CO ₃ ²⁺	HCO ₃ ⁺		
		mg L ⁻¹											dS·m ⁻¹			
	Cym	881,00	37,00	0,00	2296,00	48,00	18,00	0,00	98,00	86,00	1932,00	0.0	0.0	26.4	1.91	7.49
	Cym2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Cym3	1285,00	29,00	0,00	42423,00	597,00	9,00	1,00	62771,00	8139,00	18416,00	5.1	83.3	0.0	5.75	8.64
		Lowland														
AT13	O	2204,00	539,00	3,00	26955,00	572,00	42,00	1,00	23534,00	1445,00	7715,00	0.0	0.0	185.3	5.50	7.53
	Cg	2400,00	438,00	2,00	12985,00	303,00	53,00	1,00	12491,00	1213,00	4148,00	0.0	10.2	84.2	5.40	7.72
		n.d.: No Data														

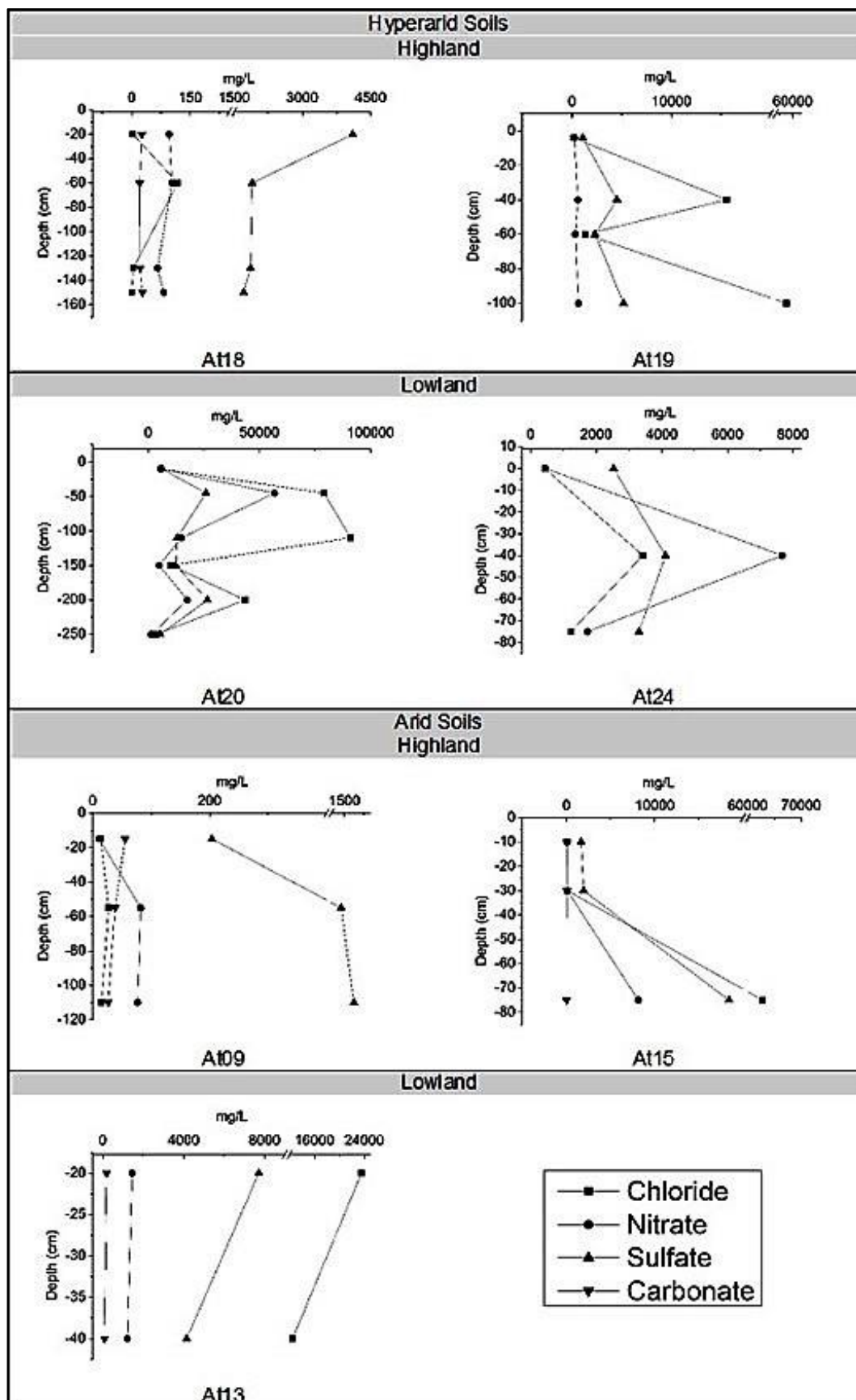


Fig. 2 Distribuição dos ânions solúveis em profundidade em perfis selecionados.

As descrições micromorfológicas corroboram a acumulação de sulfatos em ambos os solos incluídos nos Hyperarid Highland Soils. Os horizontes selecionados para a confecção das seções finas apresentam, segundo a especiação dos sais, quantidades moderadas de SO_4 (entre 1000 e 2000 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$) e, não obstante apresentam quantidades de 40 a 50% das seções finas ocupadas com pedofeições sulfatadas. São descritos Enchimentos Densos de sulfatos em todas as seções finas de AT18 e AT19. Bassanita foi o mineral de sulfato mais comum, tendo sido descrita na forma de Enchimentos Incompletos Densos em AT18 Cym e AT19 Cym, além de em uma precipitação salina em AT18 By (Figura 3). Estes Enchimentos representam quantitativamente a maior parte das lâminas, e apresentam feições de dissolução na forma de poros em Câmaras. A seção fina representativa de AT18 By apresentou Gipsita na forma de Enchimentos Completos Densos, em quantidade e distribuição suficiente para definir a distribuição em "*Isles Fabric*" (Figuras 3 e 7), segundo definição de Herrero et al. (1992). Pedofeições de calcita foram descritas em pequenas quantidades (2% das seções finas) em AT18 By e AT19 Cym, em formas diferentes. Em AT18 By ocorrem hipo-revestimento interno de calcita em poros, ao passo que em A19 Cym ocorre revestimento de calcita na periferia de fragmentos de conchas (Figura 3 E), resultante do processo de transformação, com dissolução/reprecipitação dos carbonatos biogênicos. Apesar de estarem presentes nestas amostras (como confirmado pela especiação dos sais), não foram descritas pedofeições de cloretos e nitratos nos Hyperarid Highland Soils por meio das descrições micromorfológicas.

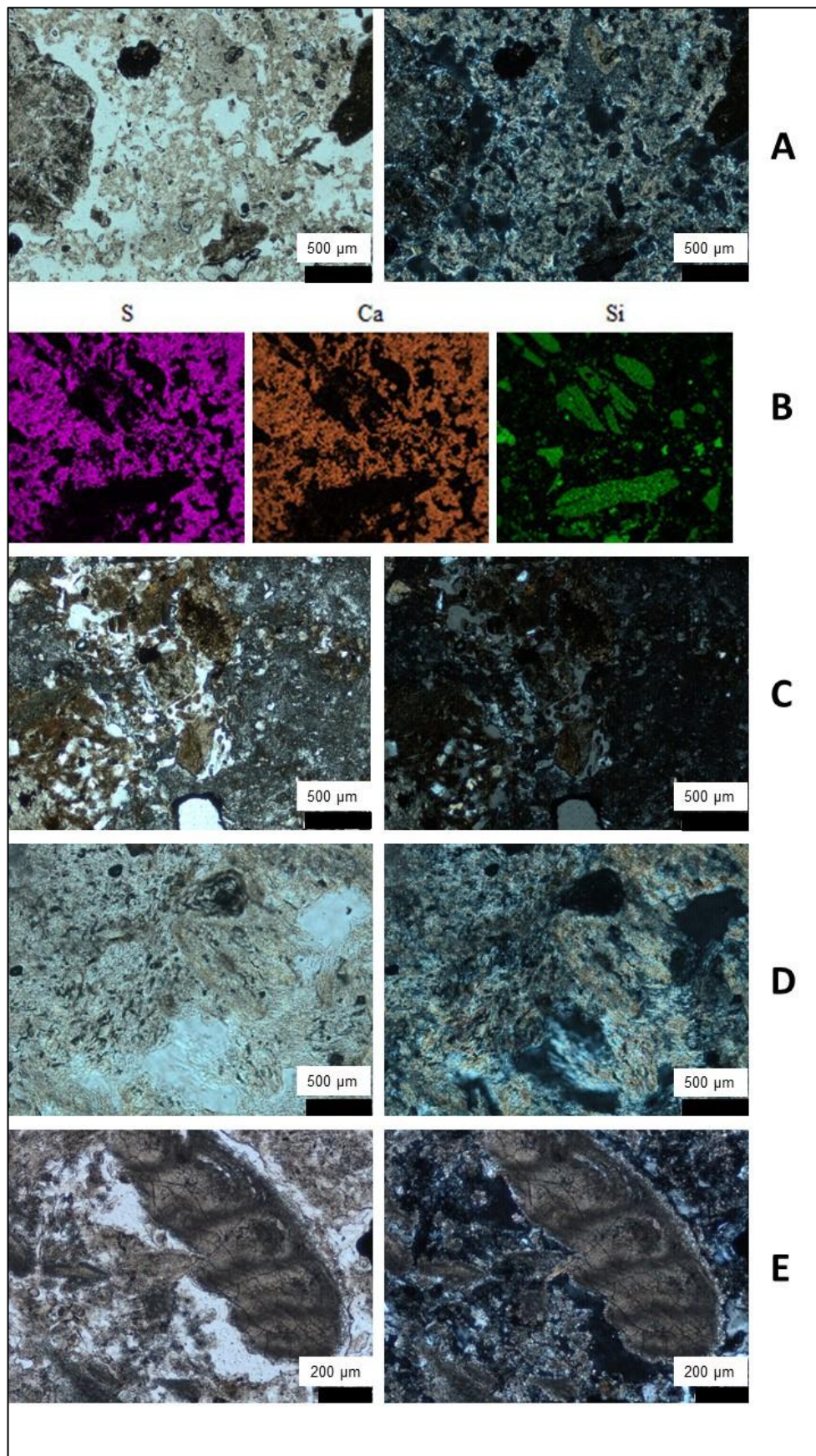


Fig. 3 Feições micromorfológicas dos Highland Hyperarid Soils. (A) AT18 Cym: Enchimentos de Bassanita entre elementos grossos; (B) AT18 Cym: distribuição de S, Ca e Si nos enchimentos e elementos grossos; (C) AT18 By: Enchimentos Densos de Gipsita entre ilhas de micromassa; (D) AT19 Cym: Enchimento de Bassanita; (E) AT19 Cym: Revestimento de calcita em fragmento de concha e nódulos de calcita associados.

5.1.1.2. Lowland Hyperarid Soils

Os solos incluídos neste subgrupo apresentam homogeneidade quanto à altitude de ocorrência (1378 e 1391 m), taxa de precipitação média anual (7 e 2 mm \cdot y⁻¹) e posição na paisagem (planos eólicos). A sequência de horizontes evidencia presença de sulfatos, o que é corroborado pelos dados da composição da solução do solo, embora pedofeições compostas por sulfatos ou carbonatos não tenham sido descritas para os solos incluídos neste subgrupo (Tabela 1) por meio das descrições micromorfológicas.

A distribuição de minerais solúveis em profundidade para os dois solos incluídos neste subgrupo exibe zonas de acumulação subsuperficial, de acordo com a composição da solução do solo. AT20 mostra uma zona de acumulação a 45 cm de profundidade, que se estende a 110 cm de profundidade no caso dos cloretos. Nesta profundidade é observado o maior valor de cloretos entre as soluções do solo analisadas, atingindo 91008 mg \cdot L⁻¹. Outra zona de acumulação é observada em AT20 a 200 cm de profundidade. AT24 mostra uma zona de acumulação a 40 cm de profundidade para todos os ânions analisados, e a ocorrência de uma zona mais profunda não pode ser verificada por limitação de amostragem a 80 cm de profundidade (Figura 2, Tabela 3).

Os solos incluídos neste subgrupo apresentam valores especialmente altos de ânions na solução do solo. Em AT 20 são observados os dois maiores valores de cloretos (91008 mg \cdot L⁻¹ em 2Cykm e 79022 mg \cdot L⁻¹ em 2Cym), os três maiores valores de nitratos (56811 mg \cdot L⁻¹ em 2Cym, 17608 mg \cdot L⁻¹ em 4Cm e 14883 mg \cdot L⁻¹ em 2Cykm), e os dois maiores valores de sulfatos (26681 mg \cdot L⁻¹ em 4Cm e 25918 mg \cdot L⁻¹ em 2Cym) entre os solos analisados.

Os dados do complexo de troca dos Hyperarid Lowland Soils apresentam uma tendência coerente com as zonas de acumulação salina. Especificamente, Condutividade Elétrica, Na, ECEC e BS apresentam altos valores associados às profundidades de acumulação salina em AT20 e AT24. Em AT20, o maior valor de condutividade elétrica coincide com a profundidade de máxima acumulação de cloretos, que não é coincidente com os valores máximos de nitratos e sulfatos.

As descrições micromorfológicas evidenciam a acumulação de sais nos Hyperarid Lowland Soils. Em AT 20 foram observados 10% de preenchimentos completos densos de halita preenchendo poros moldados lenticulares, formados a partir da dissolução de cristais lenticulares hipidiotópicos de gipsita (Figura 4 A e B). Em AT24 foram descritos poucos (< 1%) preenchimentos descontínuos soltos de minerais aciculares muito pequenos, concentrados em determinadas zonas da seção fina (Figura 4 C e D). Pedofeições de composição carbonática, sulfática ou nitrática não foram observadas nos Lowland Hyperarid Soils.

5.1.2. Arid Soils

5.1.2.1. Highland Arid Soils

Neste subgrupo estão incluídos solos variando de 2448 a 3223 m de altitude, e submetidos a taxas de precipitação anual de 29 a 43 mm · y⁻¹. Estes solos estão distribuídos em diferentes posições na paisagem, de Top e encosta de cordilheira a terraços deposicionais em bordas de depressão fechada. A sequência de horizontes evidencia processos de acumulação de sais, sulfatos e carbonatos, o que é corroborado pelos dados de composição da solução do solo e dados micromorfológicos (Tabela 1).

Os perfis selecionados para a quantificação de minerais solúveis na solução do solo evidenciam acumulação moderada de ânions na maioria dos horizontes, sendo o sulfato o ânion mais abundante em todos os horizontes dos perfis analisados, variando de 204 mg · L⁻¹ a 18416 mg · L⁻¹, exceto no horizonte mais profundo de AT15. Cloretos e nitratos apresentam valores inferiores a 100 mg · L⁻¹ em todos os horizontes dos Highland Arid Soils, exceto no horizonte mais profundo de AT15. Este horizonte (AT15 Cym3) apresenta comportamento anômalo frente aos demais horizontes dos solos incluídos neste subgrupo, tanto pelos valores altos para todos os ânions, quanto pela maior presença de cloretos em relação aos sulfatos (Tabela 3 e Figura 2).

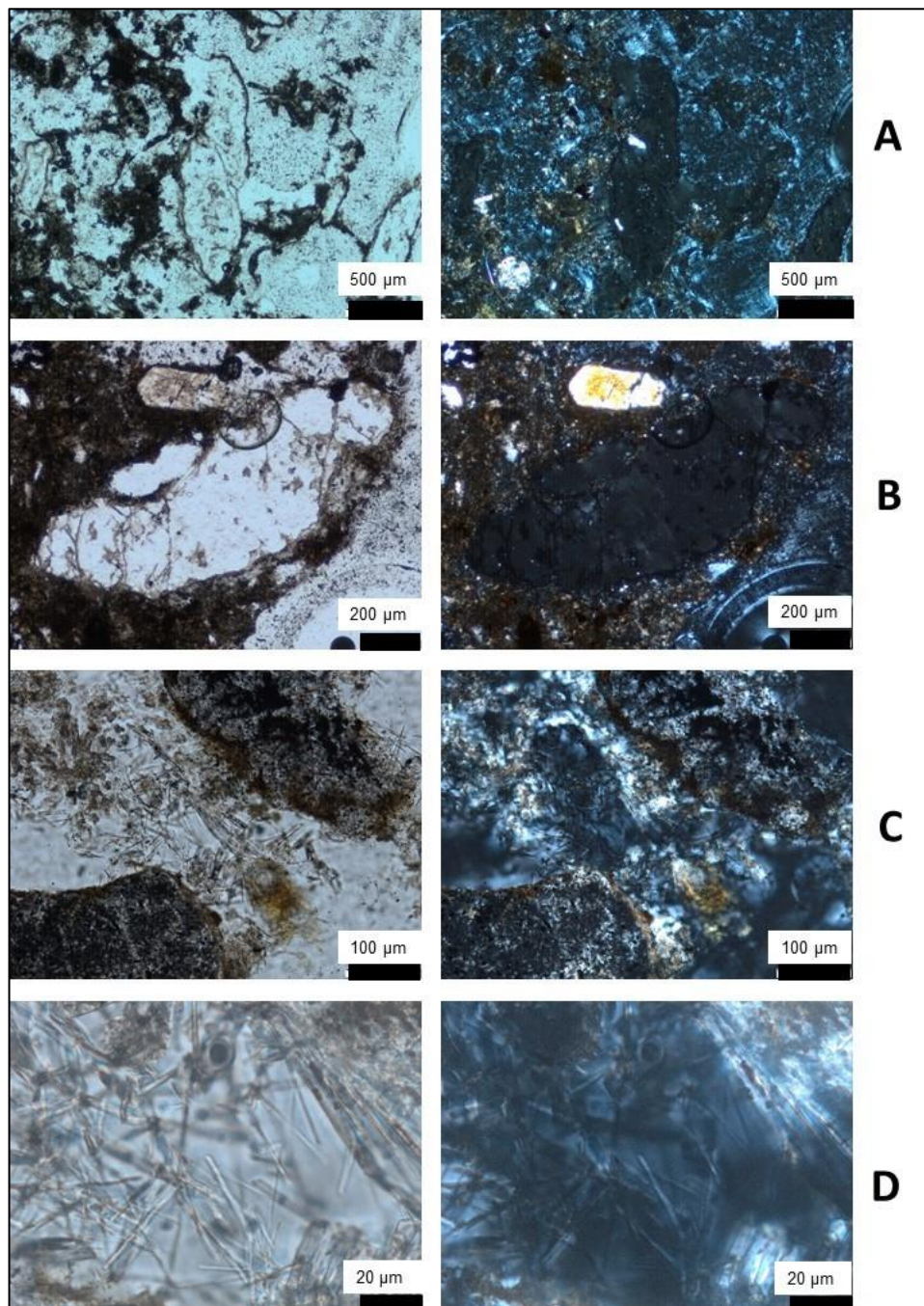


Fig. 4 Feições micromorfológicas dos Lowland Hyperarid Soils. (A) AT20: Cristais pseudomorfos de halita preenchendo poros moldados posteriores a cristais hipidiotópicos de gipsita; (B) AT20: Cristais pseudomorfos de halita preenchendo poros moldados posteriores a cristais hipidiotópicos de gipsita, e micromassa com tessitura-b cristalítica; (C) AT24 Cym2: preenchimentos descontínuos de cristais aciculares; (D) AT24 Cym2: Preenchimentos descontínuos de cristais aciculares.

O comportamento dos minerais solúveis em profundidade é semelhante nos dois solos representativos dos Highland Arid Soils. Os menores valores de todos os ânions são observados em superfície (exceto carbonatos em AT09), com uma zona de acumulação em profundidade (Figura 2).

As descrições micromorfológicas corroboram os processos de acumulação absoluta de Sulfatos, Cloretos e Carbonatos, embora nenhuma feição de Nitrato tenha sido descrita nos Highland Arid Soils.

Pedofeições carbonáticas foram descritas em todos os solos deste subgrupo, embora com grande variação na quantidade. Em AT09 2Bkym e AT11 Cym1 foram descritos 2% de nódulos calcíticos; em AT17 3Cym foram descritos 7% de nódulos e enchimentos calcíticos; e em AT15 A, Cym e Cym2 foram descritas diferentes quantidades (33%, 13% e 45% respectivamente) de cimento carbonático na forma de enchimentos completos densos de calcita equigranular esparítica, cimentando elementos grossos de composição ignimbrítica, configurando horizontes petrocálcicos e denotando forte calcificação (Figura 3 B e C). Os elementos grossos ignimbríticos de AT15 A apresentam forma arredondada.

Pedofeições sulfáticas foram descritas em AT09 2Bkym e AT17 3Cym. Em AT09 2Bkym uma crosta de bassanita gradualmente transiciona para uma crosta de gipsita que se estende para fissuras na micromassa como enchimentos densos (Figura 7 C). Em AT17 3Cym 20% de inter-crescimentos cristalinos cimentam elementos da fundo matricial configurando um horizonte petrogipsico (Figura 7 E).

Pedofeições salinas foram descritas em AT09 2Bkym, AT11 Cy2 e AT17 Cym. Em AT09 2Bkym, foi observado revestimento de halita envolvendo o fundo matricial. Em AT11 Cy2 e AT17 Cym foram observados nódulos de cristais aciculares em poros.

Pedofeições texturais foram descritas em AT17 Cym e 3Cym e AT11 Cy2. Em AT11 Cy2 canais são preenchidos com enchimentos soltos de elementos grossos com distribuição relacionada c/f quitónica. Em AT17 Cym e 3Cym são observados

revestimentos de argila em elementos grossos e agrupamentos de fragmentos de revestimentos e enchimentos de argila microlaminada, com tessitura-b estriada em crescente e estrias em diversas direções discordantes (Figura 5). De fato, toda a micromassa está organizada destas duas formas, sendo os fragmentos de revestimentos e enchimentos quantitativamente mais importantes.

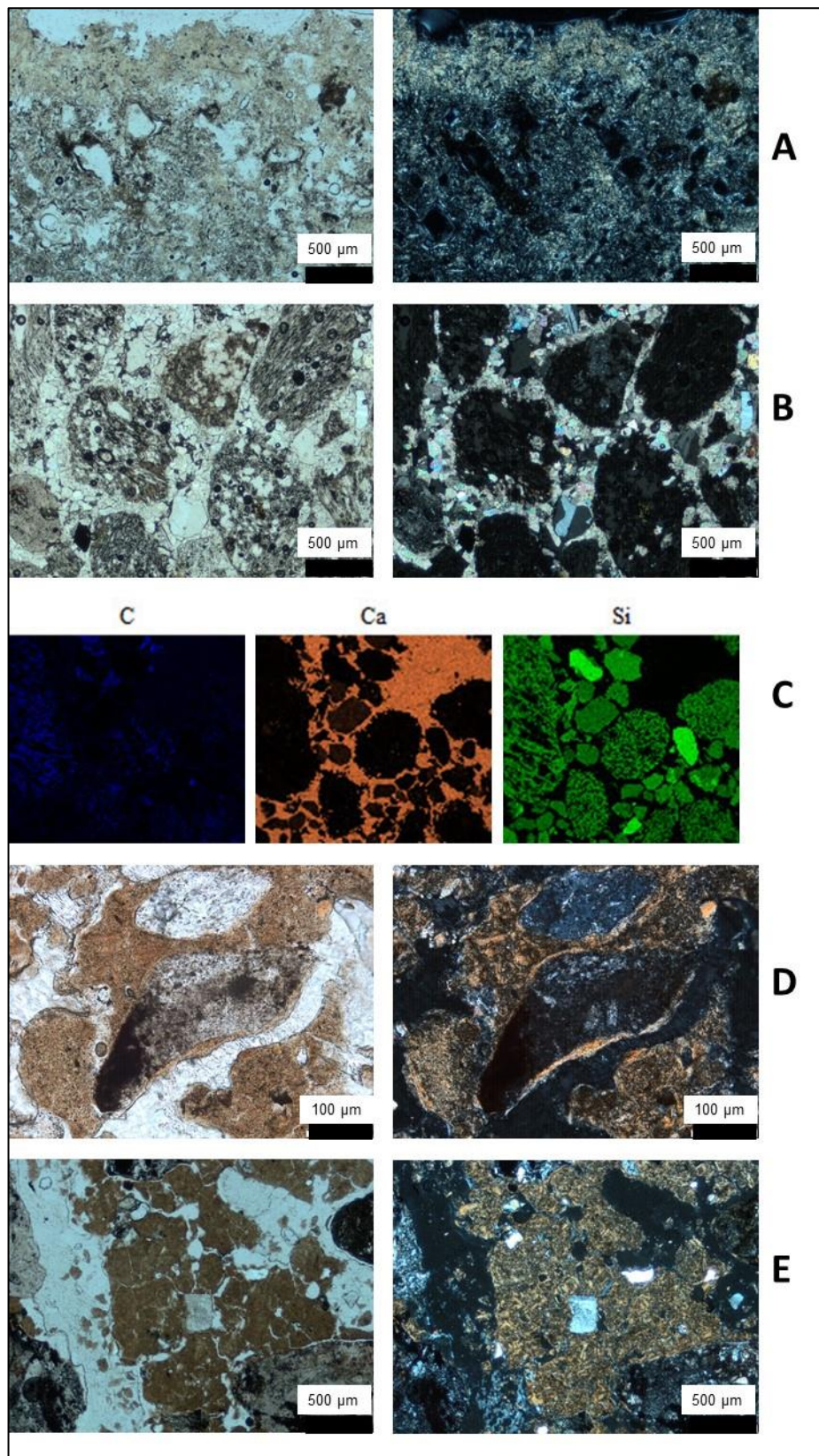


Fig. 5 Feições micromorfológicas dos Highland Arid Soils. (A) AT09 2Bkym: Crosta de Bassanita gradando para Crosta de Gipsita; (B) AT15 Ayk: Enchimento completo denso de calcita esparítica entre elementos grossos ignimbríticos; (C) AT15 Ayk: Imagem em MEV e distribuição dos elementos Ca e Si nos enchimentos e elementos grossos; (D) AT17 3Cym: revestimento de argila recente em superfície de elemento grosso, e fragmentos de revestimentos de argila e enchimento remobilizados; (E) AT17 3Cym: Fragmentos de revestimentos de argila e enchimentos remobilizados, com tessitura-b mosqueada em mosaico bem expressa, e revestimento de halita ao redor da micromassa.

5.1.2.2. Lowland Arid Soils

Os solos incluídos neste subgrupo apresentam notável homogeneidade de atributos ambientais, como altitude (2349 m e 2358 m) taxa de precipitação anual ($42 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ para ambos os solos), e posição na paisagem (fundo de depressão fechada). A pequena diferença de altitude é suficiente, no entanto, para originar diferença significativa de condições de drenagem entre os solos. AT13, situado no ponto mais baixo, é muito mal drenado, com nível do lençol freático à superfície, enquanto AT14 é moderadamente a imperfeitamente drenado. A sequência de horizontes evidencia más condições de drenagem, com ocorrência de horizonte orgânico e glei em AT13, e acumulação de sais e crostas salinas em AT14. Os solos desta categoria são os mais vegetados dentre os solos estudados, com cobertura vegetal variando de 5% a 100%.

Os dados da solução do solo selecionado para representar os Lowland Arid Soils (AT13) evidenciam a acumulação de minerais solúveis, o que é confirmado pelos altos valores de Condutividade Elétrica nos dois solos do subgrupo. Os horizontes de AT13 se situam entre os 15 maiores valores de ânions extraídos da solução do solo para cloretos, sulfatos e nitrato. Cloreto é o ânion presente em maiores quantidades na solução do solo em todos os horizontes, seguido de sulfatos, nitratos, e por fim carbonatos (Tabela 3). O comportamento da acumulação de sais em profundidade em AT13 é discordante com os demais solos, tendo sido observada maior concentração de todos os ânions no horizonte superficial, com decréscimo em subsuperfície (Figura 2). Este dado é confirmado pelos valores de Condutividade Elétrica, que decrescem com o aumento da profundidade para todos os horizontes dos Lowland Arid Soils (Tabela 2).

As descrições micromorfológicas dos Lowland Arid Soils também apontam para acumulação de minerais solúveis. Em AT13 são observados 20% de nódulos de calcita dispersos pela seção fina, e grandes feições de cristais hipidiotópicos de gipsita ocupando a área de antigas raízes, onde a estrutura biogênica ainda é identificável. Neste horizonte também são descritas abundantes estruturas biogênicas de diatomáceas, que compõem os coarse elements. Pedofeições de cloretos e nitratos não

foram descritas neste solo. Em AT14 as descrições micromorfológicas também apontam para a concentração superficial de minerais solúveis. A crosta salina do horizonte superficial é composta por sulfatos (bassanita) praticamente puros, com 5% de elementos grossos e ausência de micromassa, e feições de dissolução na forma de cavidades e vesículas. No primeiro horizonte subsuperficial (ACzm) a composição é semelhante, mas também são observados enchimentos de gipsita, e cristais alteromorfos de bassanita posteriores a cristais hipidiotópicos lenticulares de gipsita. No horizonte mais profundo (AT14 Bz), coincidente com os menores valores de Condutividade Elétrica, não foram observadas feições de minerais solúveis, e as pedofeições são compostas por micromassa: 10% de intercalações paralelas aos canais, com tessitura-b fracamente unistriada, e 15% de enchimentos de micromassa com estrutura granular preenchendo grandes canais. Este horizonte apresenta o maior valor de índice de saturação por sódio (ESP 71%, Tabela 2) dentre os solos analisados.

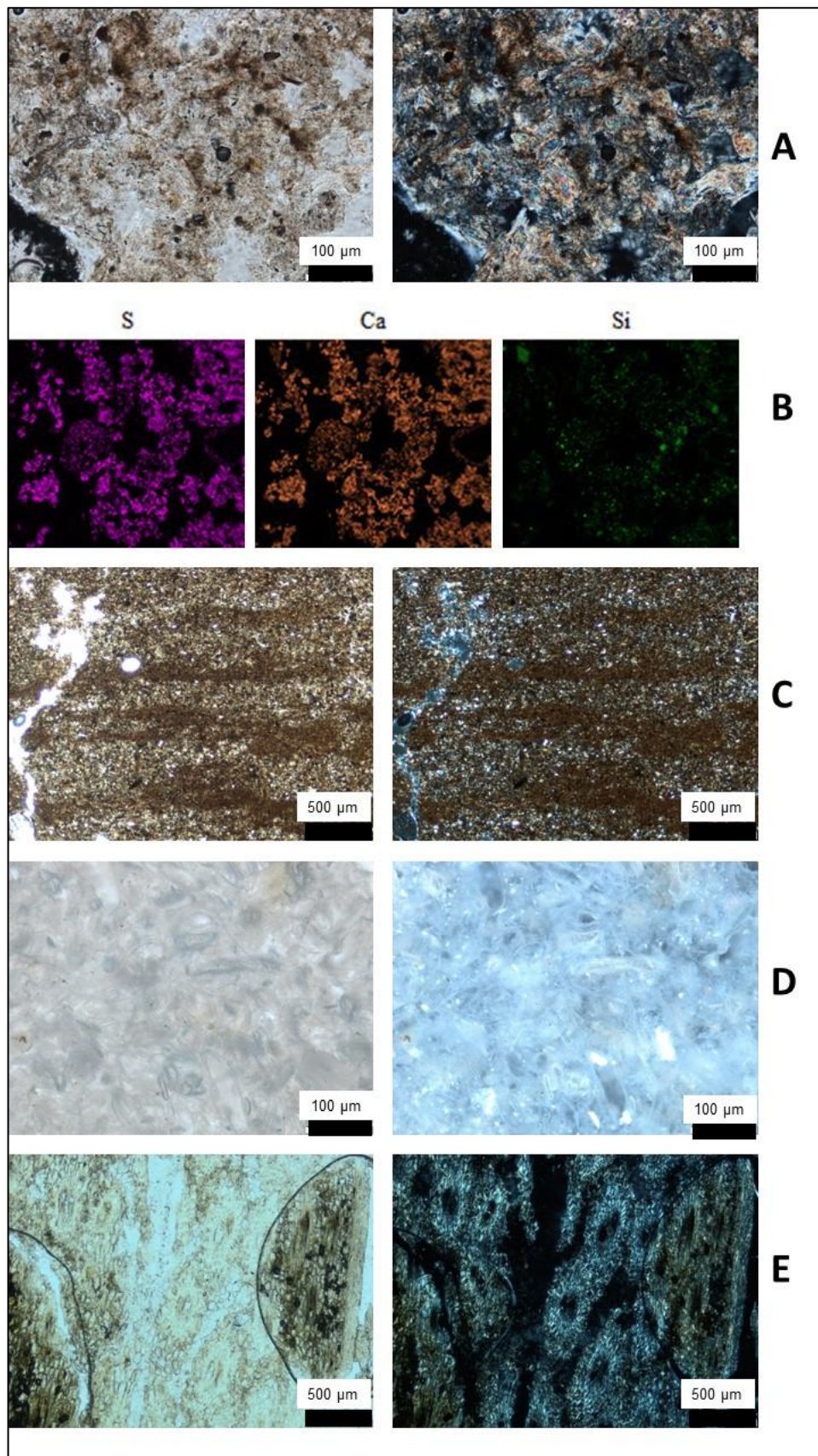


Fig. 6 Feições micromorfológicas dos Lowland Arid Soils. (A) AT14 Azm: enchimentos densos de Bassanita; (B) AT14 Azm: Distribuição de S, Ca e Si no enchimento denso de Bassanita; (C) AT14 Bz: Zona com intercalação na micromassa, e tessitura-b cristalítica; (D) AT13 O: fundo matricial, com diatoms compondo os elementos grossos e micromassa com tessitura-b indiferenciada; (E) AT13 O: Raíz gipsificada com estrutura biogênica preservada tessitura gipsica lenticular interna. Esquerda: PPL; Direita: XPL.

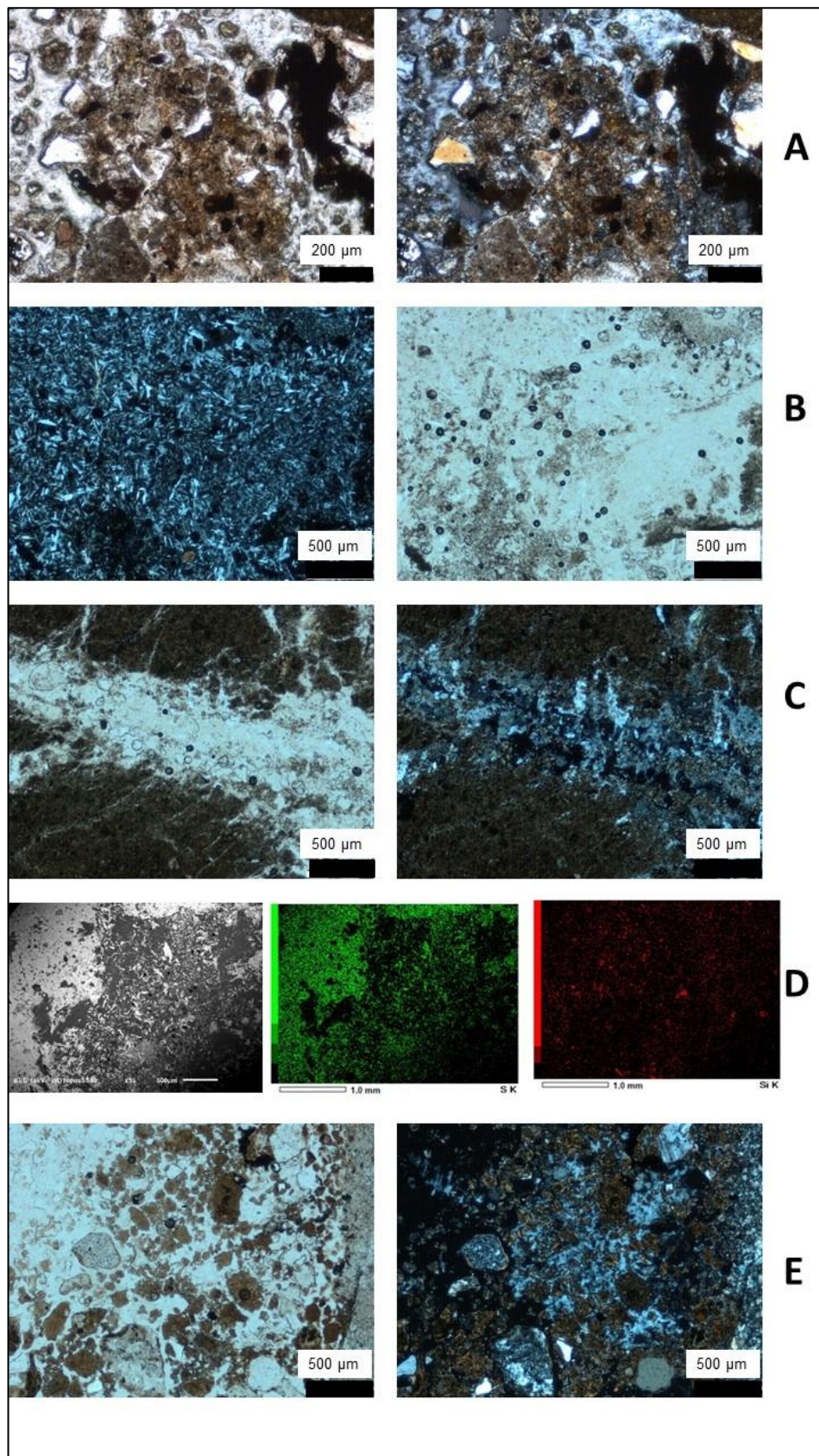


Fig. 7 Feições micromorfológicas sulfáticas. (A) AT18 By: ilhas de micromassa inseridas em matriz gipsica; (B) AT09 2Bkym: tessitura gipsica lenticular em uma crosta gipsica; (C) AT09 2Bkym: Gipsificação em poros: enchimentos densos de gipsita em fissura; (D) AT09 2Bkym: imagem SEM de um enchimento denso de gipsita, com zonas de tessitura microgipsica e lenticular, e composição (EDS) do campo: notar a composição quase completamente sulfática.; (E) AT17 3Cym: Micromassa inserida em intercrescimento cristalino de gipsita com tessitura microgipsica.

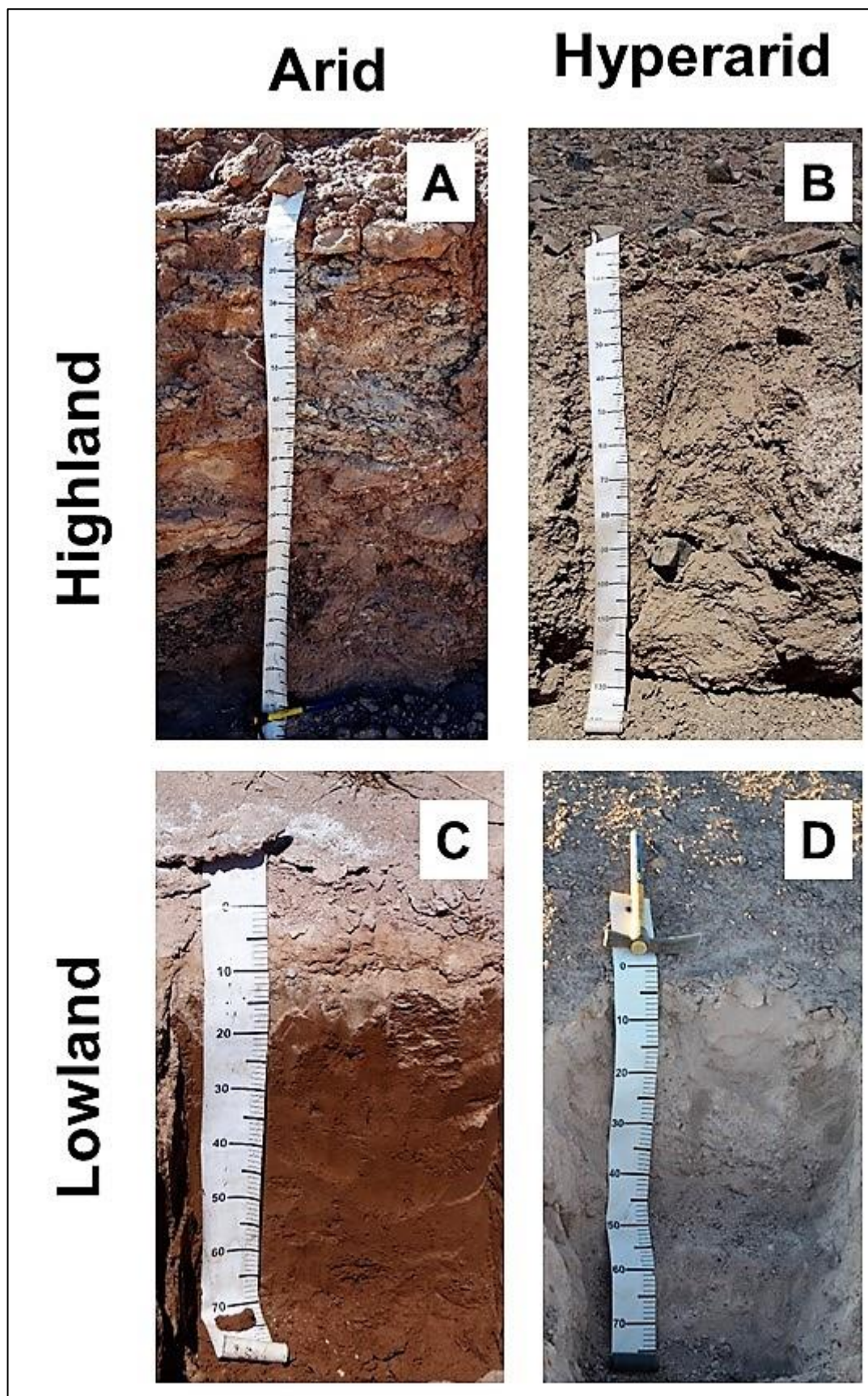


Fig. 8 - Exemplos de perfis dos diferentes grupos de solos. A: AT15; B: AT18; C: AT14; D: AT24.

6. Discussão

6.1. Características Gerais

O conjunto dos dados sugere a ocorrência generalizada do processo de acumulação de minerais solúveis na área de estudo como principal processo de formação dos solos arídicos. A forma e intensidade da acumulação é variável na paisagem (em função da precipitação média anual e posição na paisagem), e também no perfil de solo.

A acumulação de minerais solúveis é evidenciada pelas concentrações dos ânions carbonato, sulfato, cloreto e nitrato nas amostras de solução do solo. Embora estas concentrações apresentem considerável variabilidade entre os solos, são invariavelmente altas e indicam acumulação absoluta (Tabela 3). A ocorrência generalizada de feições compostas por estes minerais nas análises micromorfológicas corroboram com processo de acumulação ativo. As formas de ocorrência destes minerais, em geral como pedofeições discretas, sugerem que a acumulação e redistribuição destes minerais no solo se dá via processos pedogenéticos. A formação dos solos em ambientes onde os ganhos de massa (via aporte atmosférico, biológico, etc.) são maiores que as perdas de material dissolvido (por alteração química ou dissolução) levam a um ganho volumétrico, em especial nos ambientes hyperáridos do Atacama (Ewing et al., 2006).

O baixo conteúdo de micromassa na maior parte das amostras, o baixo conteúdo de argila nas amostras em geral (Tabela 2), e o baixo grau de transformação dos elementos grossos constatado nas análises micromorfológicas sugerem que o intemperismo químico dos minerais contidos no material de origem não é significativo na formação destes solos, como apontado por outros autores que se concentraram nas zonas hyperáridas do Atacama (Amundson et al., 2012, Ewing et al., 2006). O clima atual não é favorável ao intemperismo químico, e formas específicas de organização da micromassa são atribuídos a fases pretéritas mais favoráveis à formação destas feições.

6.2. Distribuição dos Minerais

Os solos estudados estão submetidos a dois conjuntos de mecanismos de aporte e redistribuição de minerais solúveis. Estes mecanismos são condicionados pelas fontes de minerais solúveis, e condições climáticas e hidrológicas, e são responsáveis pela diferenciação no conteúdo de sais nos setores da paisagem e verticalmente no perfil.

Diferenciações verticais do conteúdo salino nos solos do atacama são atribuídos a um lento movimento descendente de água ou fluidos enriquecidos em ânions (Amundson et al., 2012; Ewing et al., 2006). Solos submetidos a estes mecanismos são espacialmente dominantes no Atacama, e os mecanismos básicos envolvem aportes superficiais de poeira e sais atmosféricos, seguidos por dissolução, transporte descendente até uma zona de reprecipitação, que é definida pela máxima distância da frente de molhamento e pela solubilidade de cada sal. Estes mecanismos são movidos por esporádicos (mas relativamente intensos) eventos pluviométricos, e o perfil de acumulação atual pode ser o resultado cumulativo de alguns destes eventos em um período de milhões de anos (Amundson et al., 2012).

Dado o grande período de tempo necessário para o avanço do processo, variações na pluviosidade podem ser importantes para a definição da distribuição atual de minerais solúveis. Ewing et al. (2006) consideram que a variabilidade climática dos últimos 2 milhões de anos foram importantes na configuração atual de solos no Atacama. Amundson et al. (2012) recorrem a uma hipótese de gênese policíclica para explicar a distribuição bimodal em profundidade de minerais solúveis em solos Miocênicos do Atacama, com uma fase de acumulação profunda sendo seguida por degradação superficial de horizontes salinos, para em seguida se iniciar a reacumulação a partir da superfície do solo.

A maior parte dos solos estudados no presente estudo estão submetidos a estes mecanismos durante sua gênese. São os solos bem drenados, e livres da influência de salmouras: Os highland soils nos dois sistemas climáticos e os Hyperarid Lowland Soils.

Outros solos, especialmente menos importantes no Deserto do Atacama, estão submetidos a mecanismos distintos de aporte e redistribuição de minerais solúveis: os solos de drenagem deficiente, submetidos à influência direta ou indireta de salmouras ricas em minerais dissolvidos. São representados, no presente estudo, pelos Lowland Arid Soils. Estes solos são supridos de minerais solúveis em subsuperfície, por soluções contendo minerais dissolvidos, em grande parte provenientes de outros sistemas climáticos (semiárido de altitude). O transporte da solução na paisagem se dá tanto por movimento subsuperficial de águas subterrâneas quanto por canais superficiais efêmeros. Nos casos estudados no presente estudo, os fluxos terminam em fundo de depressão fechada, onde as salmouras são concentradas por evaporação, e ocorre a precipitação dos minerais solúveis. Pequenas variações altimétricas geram um gradiente, de solos muito mal drenados e saturados nas posições mais baixas, diretamente afetados pelas salmouras, a solos de drenagem melhor, em que a solução enriquecida aporta por capilaridade.

Nestes casos, o transporte de minerais responsável pela redistribuição e diferenciação química no perfil tem sentido ascendente, por capilaridade, e é muito mais frequente que o transporte descendente no sistema bem drenado.

As zonas de altos teores de ânions nos gráficos de solução do solo (Figura 2) denotam maiores concentrações de minerais solúveis em determinadas profundidades, e podem ser interpretadas como zonas de fim de fluxo da água de infiltração na zona vadosa dos solos (Amundson et al., 2012). Variações nas condições hidrológicas ou climáticas podem determinar a formação de diferentes protuberâncias superimpostas, denotando processos policíclicos de acumulação de minerais solúveis nestes solos.

A seguir é discutida a distribuição de minerais solúveis em cada subgrupo de solos estudados.

HIGHLAND HYPERARID SOILS

Nos Highland Hyperarid Soils, é observada variação no ânion predominante na solução do solo. Em AT 19 predominam cloretos em horizontes subsuperficiais. Como este solo se situa a pequena distância do mar, e está submetido a constantes aportes de *spray* marinho, se atribui a dominância de cloretos à proximidade geográfica com a fonte destes sais. AT 18 pode ser considerado mais representativo dos Highland Hyperarid Soils, com dominância de sulfatos entre os ânions solúveis em todos os horizontes (Figura 2).

A Condutividade Elétrica (CE) média dos Highland Hyperarid Soils é bastante variável (Figura 1). A variação pode ser atribuída à diferença na concentração e solubilidade dos minerais solúveis em cada solo. AT19, sujeito constantes aportes de cloretos, apresenta concentrações muito mais elevadas deste ânion de elevada solubilidade na solução do solo (Tabela 3). AT18, dominado por sulfatos de solubilidade moderada, e com concentração de cloretos significativamente menor, apresenta CE mais modesta. Quanto maior a solubilidade do mineral, maior seu efeito na elevação da CE.

A maior concentração de sulfatos em AT18 é observada em superfície (Figura 2), o que pode ser relacionado a uma intensificação recente na hyperaridez, com subsequente ineficiência na remobilização dos sulfatos mais recentemente depositados em superfície (Amundson et al. 2012). Nos horizontes subsuperficiais, as concentrações de sulfatos se mantêm relativamente homogêneas, indicando que fases pretéritas foram responsáveis pela redistribuição de sulfatos em profundidade. A maior concentração de cloretos em AT18 é observada a 60 cm (Figura 2), evidenciando que as taxas pluviométricas atuais, ineficientes no transporte de sulfatos, é efetiva para o transporte de minerais de solubilidade mais elevada.

AT19 apresenta uma distribuição bimodal de sulfatos e cloretos, que apresentam perfil semelhante em profundidade, embora com maior variação na concentração de cloretos (Figura 2). Perfis de distribuição bimodal de minerais solúveis no Atacama foram

interpretados por Amundson et al. (2012) como resultantes de processos policíclicos, conforme discutido acima, podendo-se inferir duas fases de predominância no processo de acumulação intercaladas por uma fase de degradação dos horizontes salinos até profundidades de 60 cm. A fase atual é de acumulação subsuperficial, já que a ação dos constantes nevoeiros marinhos sobre AT19 é efetiva na lixiviação dos minerais solúveis do horizonte superficial – neste horizonte são detectadas baixas concentrações de cloretos (aportados superficialmente), e mesmo de sulfatos de solubilidade moderada (Figura 2). A maior solubilidade de cloretos frente a sulfatos determina a maior variação da concentração de cloretos em profundidade. Nas zonas afetadas (em fases passadas ou atualmente) por lixiviação, a concentração de cloretos é menor que a de sulfatos, enquanto nas zonas de acumulação, a concentração de cloretos é maior em função de sua elevada solubilidade.

LOWLAND HYPERARID SOILS

Nos Lowland Hyperarid Soils é detectada variação no ânion predominante em cada solo, embora em todos sejam ânions que compõem minerais de elevada solubilidade (Figura 2). Em AT20 predominam cloretos, ao passo em que em AT24 predominam nitratos. Nas soluções dos Lowland Hyperarid Soils são detectadas muito altas concentrações de todos os ânions analisados (Tabela 3). As duas máximas concentrações de cloretos, nitratos e sulfatos foram detectadas na solução de AT20, que também apresenta a mais alta CE média do perfil entre os solos analisados (Tabela 3, Figura 1). Este comportamento é coerente com o processo de acumulação de aportes atmosféricos, com perdas negligenciáveis por dissolução ou intemperismo *in situ* (Amundson et al., 2012; Ewing et al., 2006).

Com o decréscimo de precipitação, o conteúdo de sais no solo aumenta, ao mesmo tempo em que os sais se tornam mais solúveis e presentes em menores profundidades (Ewing et al., 2006). Portanto, sendo os Lowland Hyperarid Soils os solos submetidos às menores taxas de precipitação entre os solos estudados, estes apresentam maior teor de minerais solúveis totais, e de sais de elevada solubilidade em particular.

AT24 é o único solo que apresentou o ânion nitrato como o mais importante em um horizonte (Figura 2) dentre os solos estudados. Embora este solo apresente teor total de minerais solúveis e CE relativamente moderados, a presença de minerais de muito alta solubilidade sugere que as taxas de perda por dissolução e lixiviação são muito baixas ou nulas. É possível inferir que os teores moderados de minerais solúveis neste solo se devam mais a uma baixa taxa de aporte dos demais minerais solúveis, que a perdas consideráveis.

AT20 apresenta concentrações máximas de diversos minerais solúveis. A presença de cloretos e nitratos em altas concentrações sugere que as perdas são muito baixas, e o processo de acumulação é avançado. Este solo apresenta distribuição bimodal de minerais solúveis em profundidade, sugerindo gênese policíclica, com ocorrência de fase pretérita de degradação dos horizontes superficiais (Amundson et al., 2012). As maiores concentrações de minerais solúveis na zona de acumulação mais superficial mostram que a fase atual de acumulação é bastante intensa. Em AT24 a constatação de distribuição bimodal é impossível por limitação na profundidade de amostragem.

Ambos os Lowland Hyperarid Soils apresentam concentração subsuperficial de todos os minerais solúveis. Considerando que o aporte de minerais nestes solos é superficial, o regime de chuvas do sistema hiperárido atual aparenta ser efetivo no transporte de minerais do horizonte superficial.

HIGHLAND ARID SOILS

Os Highland Arid Soils exibem CE média dos perfis mais baixas entre os solos analisados, e concentrações de minerais solúveis relativamente baixas, exceto no horizonte mais profundo de AT15. Estes solos estão sujeitos, concomitantemente, a relativamente altas taxas de pluviosidade (29 a $43 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$) e a condições de drenagem livre, favorável ao movimento descendente de solução.

Estes solos estão submetidos ao mais intenso processo de movimento descendente de minerais solúveis no perfil entre os solos analisados, com perda significativa de minerais

solúveis da zona dos solos. Supondo aportes atmosféricos semelhantes na paisagem árida e na hyperárida, as baixas CE médias do perfil e relativas baixas concentrações de ânions na solução do solo no Highland Arid Soils evidenciam perda de minerais solúveis do sistema solo, com movimento destes minerais na escala da paisagem.

O ânion presente em maiores concentrações na maior parte dos horizontes dos Highland Arid Soils é o sulfato. O processo de acumulação com perdas de minerais por lixiviação é coerente com maiores acumulações de minerais de menor solubilidade e menos móveis. A distribuição de minerais solúveis em profundidade nos Highland Arid Soils mostra maiores concentrações em horizontes subsuperficiais, sugerindo que o regime de chuvas no sistema árido é eficiente na lixiviação de todos os minerais solúveis da zona superficial.

Com concentrações muito superiores de minerais solúveis e predominando o ânion cloreto, o horizonte mais profundo de um solo de terraço (AT15 Cym3) apresenta dados distintos da maioria dos horizontes dos Highland Arid Soils. Este horizonte exibe dados de solução do solo semelhante aos Lowland Arid Soils. Dada a proximidade geográfica e pequena diferença altimétrica, é possível inferir que fluxos ascendentes capilares provenientes do sistema mal drenado atinjam a zona mais profunda dos solos mais baixos do domínio bem drenado.

LOWLAND ARID SOILS

Os mecanismos especiais de transporte de solução enriquecida nos Lowland Arid Soils geram diferenciação no teor e composição dos sais na escala da paisagem. O Lowland Arid Soil de melhor drenagem (AT14) exibe uma CE média do perfil maior que o solo de pior drenagem (AT13) (Tabela 2). AT13 está sob influência direta das salmouras que atingem o fundo da depressão do Atacama, enquanto AT14 recebe solução enriquecida via ascensão capilar. Embora não se disponha dos dados de solução do solo para AT14, é possível inferir que o transporte ascendente selecione os minerais de maior solubilidade, mais móveis, enquanto os minerais de menor solubilidade permaneçam

próximo à fonte (salmouras ou águas subterrâneas). Os minerais mais solúveis são mais eficientes na elevação da CE, condicionando maior CE nos solos bem drenados. Os dados de CE para cada perfil dos Lowland Arid Soils apontam que fenômeno semelhante ocorre na escala do perfil. É observada uma invariável elevação de CE em direção à superfície nos dois solos (Tabela 2), indicando concentração superficial de minerais solúveis, em especial os de maior solubilidade. Os dados da composição da solução do solo de AT13 confirmam este comportamento, com maiores concentrações de todos os ânions em superfície (Tabela 3, Figura 2).

Os Lowland Arid Soils apresentam muito alta CE média dos perfis. Este dado confirma concentração ativa de minerais solúveis. Neste grupo de solos, o transporte de minerais solúveis na escala da paisagem com concentração na zona final do transporte hidrológico é ativo, e muito mais rápido que o lento aporte de minerais de origem atmosférica que predomina nos outros grupos de solos

6.3. Organização dos Minerais Solúveis e Processos de Acumulação

6.3.1. Calcificação

A calcificação é um processo de ocorrência generalizada na paisagem do Atacama. A precipitação de carbonatos de cálcio é comum em solos e regolitos de ambientes áridos, podendo ocorrer de variadas formas, de cristais isolados e feições elementares discretas a horizontes cálcicos e petrocálcicos (Durand et al., 2010). Feições carbonáticas foram descritas pelas análises micromorfológicas em todos os solos estudados, exceto nos Lowland Hyperarid Soils, e carbonatos e/ou bicarbonatos foram detectados em todas as amostras de solução do solo analisadas. Os carbonatos e bicarbonatos apresentam concentrações consideravelmente menores que os outros ânions na maioria das amostras de solução do solo (Tabela 3). Este comportamento é explicado mais pela baixa solubilidade dos minerais de carbonatos quando comparados aos outros minerais solúveis analisados, que por sua importância relativa na

composição de tais solos. A importância dos minerais de carbonato em cada solo pode ser avaliada comparando-se a concentração de carbonatos e bicarbonatos entre os solos, e pela importância relativa de minerais de carbonato em cada seção fina.

Os minerais de carbonato estão organizados de diferentes formas nos solos estudados. A forma de ocorrência mais comum é como pedofeições de menor importância quantitativa (2 a 10%), como nódulos e revestimentos de calcita micrítica a esparítica. Feições carbonáticas extensivas, correspondendo a proporções consideráveis das seções finas, foram descritas apenas em AT15, na forma de cimentos carbonáticos configurando horizontes petrocálcicos.

A forma de ocorrência do cimento carbonático nos horizontes de AT15 (Figura 5) sugere origem relacionada a águas subterrâneas (Durand et al., 2010), o que é coerente com a posição ocupada por este solo, situado em terraço de depressão fechada com ocorrência de evaporitos. Cimento de calcita esparítico e hipidiotópico ocorre em todos os horizontes, e no horizonte superficial está entremeado a elementos grossos de ignimbrito de forma arredondada. Esta forma de ocorrência é atribuída à lenta formação do cimento carbonático em águas subsuperficiais saturadas, seguida da drenagem dos sedimentos. Posteriormente, a ação da erosão eólica (atestada por pavimentos desérticos bem desenvolvido sobre o horizonte superficial, e pela ocorrência de cascalhos e areias arredondados no horizonte superficial) foi responsável pela ablação dos sedimentos superficiais não afetados pelo cimento carbonático, até a barreira física à continuidade da erosão, representada pela ocorrência do cimento carbonático. Portanto, a forma de organização dos carbonatos em AT15 não é resultado da formação atual dos solos, e sim herança de uma fase hidrologicamente distinta. Dada a baixa solubilidade e virtual imobilidade dos carbonatos no clima árido, associado à grande resistência à erosão eólica dos horizontes cimentados, esta forma de organização se mantém nos solos atuais.

A área de contribuição da bacia hidrográfica que forneceu sedimentos para o terraço de ocorrência de AT15 está inserida em climas semiárido de altitude e árido, o que contribui

para a mobilidade de minerais de solubilidade moderada, como os carbonatos, até o fundo da depressão fechada, onde a evaporação satura as soluções enriquecidas, até a precipitação dos minerais solúveis. No entanto, processos mais intensos de calcificação estão sujeitos a fatores de atuação local. AT11 está situado sobre os mesmos terraços que AT15 (Tabela 1 e Figura 1) e, no entanto, feições carbonáticas representam apenas 2% da composição daquele solo, na forma de nódulos microsparfíticos de calcita. Apesar de estarem situados sobre os mesmos sedimentos, AT15 ocupa o sopé da Cordilheira de la Sal, composta por evaporitos metamorfizados, ao passo em que AT11 ocupa o sopé da cordilheira dos Andes. Dados de campo evidenciam a relação da Cordilheira de la Sal com a ocorrência de carbonatos, com forte efervescência ao HCl 10% em todos os solos especialmente relacionados a este conjunto de elevações. Portanto, conclui-se que nos solos bem drenados sob os climas áridos (Highland Arid Soils) na área de estudo o processo de calcificação intenso ocorre sob influência de material de origem rico em carbonatos, com transporte a curtas distâncias e reprecipitação. Processos de calcificação ligeiros a moderados ocorrem de forma generalizada na paisagem árida, via aporte (possivelmente por poeiras eólicas) superficial (como evidenciado pelas maiores concentrações de carbonatos nos horizontes superficiais, Tabela 3) e posterior remobilização descendente e reorganização no próprio perfil, formando revestimentos e nódulos pedogênicos atuais. Sob clima hiperárido, a moderada solubilidade dos carbonatos faz com que os processos de calcificação sejam incipientes. Feições calcíticas de pouca expressão são observadas apenas nos Highland Hyperarid Soils, e os carbonatos não são remobilizados ou transportados na escala da paisagem, até os Lowland Hyperarid Soils, não tendo sido detectadas feições calcíticas pedogênicas neste subgrupo. Sob extremas baixas taxas de pluviosidade, os minerais de moderada solubilidade – como carbonatos - se comportam como minerais insolúveis, não sendo remobilizados e concentrados na escala da paisagem, e reorganizados apenas de forma incipiente dentro do perfil de solo, possivelmente em fases climáticas pretéritas mais favoráveis a

este processo. Amundson et al. (2012) citam a ocorrência de solos policíclicos, formados sob condições predominantemente secas com influência de curtos períodos mais úmidos, entre os solos do sistema hiperárido. A presença de carbonatos nestes solos (como comprovado pela ocorrência de carbonatos na solução do solo de AT18, Tabela 3), associada à virtual ausência de feições carbonáticas identificáveis com o uso de técnicas de descrição micromorfológica nos Hyperarid Soils sugerem que possíveis carbonatos aportados a estes solos não são reorganizados por processos pedogenéticos, permanecendo na forma de coarse elements. Em AT19 (Highland Hyperarid Soil) foram observadas feições calcíticas espacialmente relacionadas a fragmentos de conchas: 2% de revestimentos e nódulos micríticos (Figura 3 E). Estas feições são originadas por processos de dissolução-reprecipitação locais, sem envolver transportes consideráveis dentro do solo. Apesar de estar submetido a taxas de precipitação muito baixas ($3 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), este solo está submetido a frequentes aportes de nevoeiro marinho, que possibilitam a reorganização de carbonatos pedogênicos no horizonte superficial, sem envolver transporte em solução considerável. Como se verá adiante, estes mesmos aportes de nevoeiro são responsáveis, neste solo, por transporte interno no solo de minerais mais solúveis que o carbonato, como cloretos.

Em condições de solos mal drenados (Lowland Arid Soils), sujeitos a aporte atual de salmouras o processo de calcificação está ativo e é dinâmico. Como as águas que aportam este ambiente proveem em grande parte de sistemas semiáridos de altitude vegetados – e, portanto, favoráveis à dissolução de minerais de carbonato – presume-se altas taxas de aporte hidrológico de carbonatos. De fato, as maiores concentrações de Carbonatos e Bicarbonatos na solução do solo foram detectadas nos horizontes de AT13 (Tabela 3). Os mecanismos de acumulação neste ambiente são diferentes de nos sistemas bem drenados, uma vez que o aporte hídrico supre o solo de minerais solúveis via horizontes subsuperficiais, e o transporte dentro do solo se dá em sentido ascendente. Este comportamento é evidenciado pela distribuição de ânions solúveis em profundidade nos Lowland Arid Soils (Figura 2), com maiores teores de todos os ânions

em superfície. Sendo os carbonatos os ânions de menor solubilidade, é possível inferir que estes precipitem principalmente em horizontes subsuperficiais, ao passo em que minerais mais solúveis sejam capazes de alcançar horizontes superficiais. AT14 apresenta evidências macro- e micromorfológicas que atestam esta hipótese, sendo que o horizonte mais profundo apresentou efervescência ao HCl 10% e apresenta micromassa de composição calcítica, ao passo que os horizontes subjacentes não apresentaram efervescência nem feições micromorfológicas de composição carbonática. AT13, com condições de muito mal drenagem, apresentou 20% de grandes nódulos de calcita xenotópica no horizonte superficial. Apesar da presença de calcita em quantidades consideráveis nos solos mal drenados - seja dispersa na micromassa ou concentrada em nódulos – (Tabela 3), horizontes petrocálcicos não são observados, sugerindo que a presença de água no sistema não favorece a formação de cimentos calcíticos bem desenvolvidos.

A escassez de horizontes petrocálcicos na paisagem árida e hiperárida é atribuída à baixa solubilidade dos carbonatos nestes sistemas climáticos. Embora o transporte na paisagem ocorra (principalmente a partir do sistema semiárido de altitude), sob condições tão secas a reorganização pedogênica dos carbonatos – envolvendo reações de dissolução e reprecipitação – ao ponto de formação de horizontes petrocálcicos bem desenvolvidos é desfavorecida.

6.3.2. Gipsificação

Todos os diferentes estágios do processo de gipsificação descritos por Herrero et al. (1992) são encontrados nos solos estudados: gipsificação em poros, gipsoturbação, e gipsificação generalizada. Diferentes concentrações de ânion sulfato na solução do solo, e diversas formas de organização dos minerais solúveis de sulfato (gipsita e bassanita) apontam para a ocorrência dos diferentes estágios do processo de gipsificação. Especificamente, foram observados solos com fábrica em *Isles Fabric*,

Microgypsic Fabric e *Lenticular Gypsic Fabric* (Figura 7 A, Figura 6 A e 7 B, respectivamente), segundo definições de Herrero et al. (1992).

Não foram detectadas feições de minerais de sulfato em nenhum solo do subgrupo Lowland Hyperarid Soils (AT20 e AT24) e nos solos situados em terraço nos Highland Arid Soils (AT15 e AT11). Estes solos apresentam consideráveis teores de sulfatos, como evidenciado pelos dados da solução do solo (Tabela 3). Os horizontes subsuperficiais (4Cm e 2Cym) de AT20 apresentaram os maiores teores de sulfatos entre os solos analisados. A ausência de feições sulfáticas identificáveis por técnicas de descrição micromorfológica indica que os minerais de sulfato presentes nestes solos não foram reorganizados por processos pedogenéticos, permanecendo na forma de coarse elements após o aporte no solo.

Feições que indicam o primeiro estágio do processo de gipsificação (Gipsificação em poros) foram observadas em AT13, solo mal drenado sujeito ao aporte atual via salmouras saturadas. Neste solo, grandes feições de enchimentos de gipsita com fábrica lenticular foram observados em canais de raízes (Figura 6 E), sendo preservadas estruturas biogênicas das raízes. O espaço vazio do canal recente associado ao ativo aporte de sulfatos (evidenciado por $7715 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ de sulfato na solução do solo, Tabela 3) possibilita a expressão de fábrica lenticular desenvolvida, com cristais idiotópicos a hipidiotópicos, mas feições sulfáticas não afetam os espaços de micromassa fora dos canais. Enchimentos de gipsita em poros também foi observado em AT09 (Figura 7 C), mas em continuidade a crosta gipsítica, sugerindo que neste caso já ocorre algum grau de Gipsoturbação, num processo de avanço da Gipsificação generalizada sobre a micromassa.

Feições que sugerem a ocorrência de Gipsoturbação são muito bem expressas em AT18 By e AT17 3Cym. Nestes solos a distribuição da micromassa em ilhas inseridas numa matriz composta por cimento gipsico corresponde à isles fabric definida por Herrero et al. (1992), com a diferença quanto à forma e tamanho dos cristais de gipsita no cimento. Nas amostras estudadas foi identificada fábrica microgipsica no cimento, e

segundo a definição de Herrero et al. (1992) é necessária fábrica lenticular na feição gipsica; no entanto, Poch et al. (2010) relatam *isles fabric* com gipsita xenotópica. Em AT18 By toda a micromassa (composta por material não gipsico fino) está embutida em uma pedofeição gipsica contínua com fábrica microgipsica e aspecto de rede na seção fina (cimento petrogipsico) (Figura 3 C e Figura 7 A). A feição gipsica corresponde a 50% da área da lâmina, indicando que o ganho volumétrico do solo e gipsoturbação decorridos do processo de gipsificação são consideráveis. Em AT17 3Cym também foram constatadas ilhas de micromassa não gipsica inseridas em material gipsico resistente à ruptura (Poch et al., 2010), mas nesta amostra o cimento não é contínuo, e se apresenta na forma de inter-crescimentos cristalinos que correspondem a 20% da área da seção fina (Figura 7 E). Nota-se, portanto, diferentes graus no processo de gipsoturbação entre as amostras, que tem relação com a precipitação média anual e estabilidade das superfícies. AT18, onde o processo de gipsoturbação é mais intenso, está submetido a uma taxa de precipitação média anual de $16 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ (Worldclim, 2016), e está situado em um sopé mais estável, ao passo em que AT17 está submetido a uma taxa de precipitação quase duas vezes maior ($29 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$) (Worldclim, 2016), e se situa em encosta menos estável, com canais fluviais efêmeros que evidenciam transporte atual de sedimentos. Tendo em vista que o processo de acumulação de sulfatos em intensidade suficiente para promover gipsoturbação significativa requer baixas taxas de lixiviação atuando em um tempo longo, as diferenças na taxa média de precipitação e estabilidade das superfícies explicam as diferenças na intensidade da gipsoturbação entre estes solos.

Gipsificação generalizada foi observada em todos os subgrupos de solos, exceto nos Lowland Hyperarid Soils. Crostas ou horizontes hipergipsicos submetidos à gipsificação generalizada em geral são compostos por Bassanita xenotópica organizada em tessitura microguipsica (Figuras 3 A, B e D, 5 A, 6 A e 7 D), embora Gipsita hipidiotópica com tessitura gipsica lenticular também ocorra (Figura 7 B e D). Cristais alteromorfos de

Bassanita posteriores a cristais hipidiotópicos lenticulares de Gipsita também foram observados em AT14 ACzm.

Em geral estas crostas ou horizontes apresentam elementos grossos e pouca ou nenhuma micromassa inseridos em uma massa de sulfatos generalizada. Feições de dissolução (câmaras, cavidades e canais) são comuns e em geral correspondem a mais de 40% da lâmina. Segundo as etapas do processo de gipsificação proposta por Herrero et al. (1992) – que supõe precipitação inicial de sulfatos em poros, seguindo-se gipsoturbação, para em estágios avançados formarem-se os horizontes submetidos a gipsificação generalizada – optou-se por descrever estas feições sulfáticas enchimentos densos incompletos (Stoops, 2003), embora os poros iniciais não sejam identificáveis. Nestes casos, o avançado grau do processo de gipsificação levou a ganho volumétrico considerável, a ponto dos elementos constitutivos originais do solo se tornarem de importância quantitativa secundária nos horizontes hipergipsicos. A forma de ocorrência dos sulfatos nestes horizontes, como massas contínuas na forma de crostas ou horizontes petrogipsicos atesta a origem pedogênica in situ destes minerais.

Poch et al. (2010) citam que Gipsita diretamente derivada do material de origem (remanescentes de rochas sulfáticas, areias gipsíticas eólicas, etc.) são descritas como parte do fundo matricial, ao passo em que outras ocorrências de gipsita no solo são geralmente pedofeições, formadas por processos pedogenéticos. Estes autores consideram, entretanto, que do ponto de vista descritivo ocorrem situações em que toda gipsita em uma seção fina pode ser considerada fundo matricial, especialmente se ela forma a base material do solo. São incluídas nestas situações: cristais muito finos de gipsita inseridos na micromassa (a exemplo de cristais de calcita na tessitura-b cristalítica) que não permite a distinção entre gipsita pedogênica ou herdada; grandes volumes de gipsita pedogênica em alguns solos, formando feições pedogênicas contínuas (a exemplo de crostas lateríticas); e quando gipsita ou materiais gipsicos, independente de sua origem, formam a base material do solo, determinando as propriedades químicas e físicas e a aparência macro- e micro-morfológica. Considera-

se que os horizontes submetidos à gipsificação generalizada no presente estudo se enquadrem na segunda e terceira categorias apresentadas por Poch et al. (2010). Segundo o proposto quanto à gênese destas feições (Herrero et al., 1992) e o estabelecido para a descrição micromorfológica destes materiais (Stoops, 2003), estas feições foram descritas como pedofeições. No entanto, considera-se necessária a revisão dos conceitos de pedofeições nos casos de horizontes ou solos hipergipsicos, onde a maior parte ou mesmo toda a seção fina é descrita como pedofeição. Sendo os minerais solúveis de origem pedogenética a base material que compõe o solo, considera-se válidas as reflexões de Poch et al. (2010) a respeito de se considerar estas feições como fundo matricial.

O tamanho e desenvolvimento dos cristais de sulfato tem relação com a drenagem dos solos. Os solos com drenagem deficiente (Lowland Arid Soils: AT13 e AT14) apresentaram grandes cristais lenticulares idiotópicos a hipidotópicos de sulfatos, enquanto nos solos mais bem drenados predominam cristais menores e xenotópicos. Poch et al. (2010) relacionam a distância do lençol freático com a morfologia dos cristais de gipsita, com incremento do tamanho dos cristais próximo ao lençol freático.

Mees e Tursina (2010) lembram que é preciso ter em mente que bassanita em seções finas podem ser artefatos originados no aquecimento durante a preparação das amostras. A instabilidade da gipsita ocorre a temperaturas superiores a 40 °C, desidratando rapidamente a bassanita (van Breemen e Buurman, 2002). No presente estudo as amostras foram submetidas a temperaturas superiores na etapa de secagem, o que pode ter dado origem a algumas ou todas as frequentes ocorrências de bassanita. No entanto, foram observados grandes cristais alteromorfos de bassanita, que demandariam mais tempo de desidratação, diminuindo as chances de ser artefato. A ocorrência de gipsita inalterada em seções submetidas ao mesmo tratamento, por vezes na mesma amostra com presença de bassanita, é outro elemento que comprova a hipótese de ocorrência natural de bassanita nos solos estudados. No entanto, no

presente estudo é impossível a distinção categórica de bassanita de ocorrência natural da bassanita artefato.

6.3.3. Salinização

Maiores concentrações de cloretos na solução do solo estão relacionadas aos subgrupos dos Lowland Soils em ambos os sistemas climáticos. Este comportamento pode ser explicado pela alta solubilidade dos cloretos em geral e da halita em particular, que favorece o transporte em solução a grandes distâncias na paisagem, e consequente lixiviação nos Highland Soils e concentração nas partes baixas da paisagem, mesmo sob baixas taxas pluviométricas.

Altas concentrações de cloretos foram detectadas nos horizontes mais profundos de dois Highland Soils: AT19 3Cym e AT15 Cym3. AT19 se situa na cordillera de la costa, muito próximo ao mar, e está sujeito a intenso aporte superficial de spray marinho rico em cloretos. Embora a precipitação média anual seja muito baixa ($3 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), este solo está submetido a frequentes efeitos de nevoeiros marinhos que atuam sobre os cloretos aportados em superfície, gerando transporte interno no solo e concentração de cloretos em duas zonas subsuperficiais. AT15 está situado em terraço na a depressão do Atacama, a curta distância dos evaporitos e solos salinos do fundo da depressão. Neste caso, o aporte de cloretos se dá por ascensão capilar de águas subterrâneas ricas em minerais solúveis. Como os minerais de cloreto apresentam muito alta solubilidade, os ânions são mais móveis no transporte capilar, atingindo horizontes profundos dos solos de terraço. Os horizontes petrocálcicos muito bem desenvolvidos de AT15 representam uma barreira física à continuidade do transporte capilar ascendente, condicionando alta concentração de cloretos no horizonte basal, em contraste a baixas concentrações nos demais horizontes.

Em AT20 foram observados 10% de enchimentos de halita em poros moldados originados da dissolução de cristais lenticulares hipidiotópicos de gipsita (Figura 4 A e B). Hussain e Warren (1989) relatam substituição, via dissolução, de cristais lenticulares

de gipsita por halita em sedimentos subsuperficiais rasos, sem entrar em detalhes acerca do processo responsável por essa relação. Sob o clima atual, este solo está submetido a taxas muito baixas de precipitação ($7 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), em que a precipitação de todos os minerais solúveis é favorecida, em condições não favoráveis à formação destas feições. A interpretação da gênese destas feições é possível considerando-se variações climáticas que envolvem fases favoráveis à dissolução e precipitação sucessivas de diferentes minerais solúveis. Solos policíclicos formados sob condições predominantemente secas com intervalos mais úmidos são citados por Amundson et al. (2012). Na primeira fase ocorreu precipitação de grandes ($> 500 \mu\text{m}$) cristais lenticulares hipidiotópicos de gipsita, provavelmente em uma condição de drenagem deficiente, favorável à precipitação desta forma de cristais (Poch et al., 2010). Posteriormente, uma fase mais úmida (favorável à dissolução da gipsita) e de drenagem livre (favorável à retirada da solução enriquecida em sulfatos e cálcio) relativamente drástica e/ou longa possibilitou a completa solubilização destes cristais, dando origem aos poros moldados, na forma de feições de dissolução conforme descrito por Poch et al. (2010). As condições de estabilidade no solo, favorecida pela baixa atividade biológica e pela ausência de translocação de argilas no solo desértico possibilitaram a preservação dos poros lenticulares até que uma fase posterior, muito mais seca, permitiu a precipitação de halita nos poros moldados, com formação dos pseudomorfos. A precipitação de cloretos, sem inclusões de minerais solúveis de menor solubilidade (como carbonatos e sulfatos) permite inferir que, independentemente do aporte no solo, a precipitação da halita se deu em um clima hiperárido, similar ao clima atual, em que a remobilização e reorganização pedogênica de minerais de alta solubilidade foi possível, enquanto minerais de solubilidade menor se comportaram como minerais insolúveis, provavelmente permanecendo como coarse elements após o aporte no solo.

Em AT17 são observados revestimentos de halita ao redor de pseudo-agregados de micromassa. Em contraste a AT20, nestas feições de cloretos ocorrem intercalações de inclusões de gipsita. AT17 está submetido a taxa de precipitação média anual

consideravelmente maior ($29 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), em que a remobilização, via dissolução-reprecipitação pedogênica, age sobre cloretos e sulfatos sincronicamente, possibilitando o intercrescimento dos minerais de solubilidade diferente. AT17 mostra indícios que o processo de salinização possibilitou uma expressiva pedoturbação por ganho volumétrico. A ocorrência neste solo de micromassa com fabrica-b preservada permite observar que antigos revestimentos e/ou enchimentos texturais foram expressivamente remobilizados mecanicamente, sem envolver a dispersão das argilas (pseudoblocos de micromassa exibindo e fabrica-b mosqueada e crescente em mosaico – Figura 5 D e E) por efeito do crescimento dos sais. Mees e Tursina (2010) citam que o crescimento de cristais alongados de halita pode causar a separação de agregados, ao passo em que a presença de revestimentos de halita tem efeito estabilizador sobre os agregados. Portanto, é possível inferir que as etapas iniciais do processo de salinização agindo sobre um solo com abundantes feições texturais foi responsável pelo fracionamento e mobilização destas feições, por vias mecânicas e sem envolver a dispersão das argilas e destruição das feições texturais. Com o avanço do processo de salinização, a coalescência parcial das feições salinas na forma de revestimentos contribuiu para a preservação das estruturas com fabrica-b herdadas de fases anteriores do desenvolvimento do solo.

Nódulos de cristais aciculares radiais são observados em AT17, correspondendo a 8% da seção fina. A aparência, o hábito do cristal, e a composição dos cátions segundo o WDS (dados não apresentados) possibilitam uma identificação tentativa como Eugsterita ($\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) conforme apresentado por Mees e Tursina (2010).

A ocorrência de feições compostas por minerais muito solúveis pode estar subestimada pelas análises micromorfológicas. Como apontado por Mees e Tursina (2010), a solubilização destes minerais pode ocorrer durante o preparo das seções finas ou mesmo durante a análise. A ausência de descrições de feições de minerais de muito alta solubilidade, como nitratos, e a ocorrência rara de descrições de minerais muito solúveis, como cloretos, em amostras que contém estes minerais (como evidenciado

pelas análises da solução do solo, tabela 3) sugere que os minerais de elevada solubilidade foram removidos das amostras em alguma etapa anterior à descrição, via solubilização. Algumas amostras (como os Lowland Hyperarid Soils) apresentam alta condutividade elétrica (Tabela 2) e altas concentrações de minerais solúveis na solução do solo (Tabela 3), mas feições compostas por sais solúveis correspondem a apenas 1 a 10% das lâminas. Dada a instabilidade dos minerais de solos submetidos a processo intenso de salinização, técnicas mais adequadas de preparo de seções finas são necessárias para o estudo micromorfológico destes solos.

7. Conclusões

A acumulação de minerais solúveis é o principal processo de formação dos solos na área estudada.

A variabilidade climática na área de estudo determina diferenças na intensidade e forma de acumulação de minerais solúveis. Maiores acumulações são relacionadas a menores taxas de precipitação.

No sistema hiperárido os processos de acumulação são muito avançados, com intensa acumulação de minerais de elevada solubilidade, como cloretos e nitratos. A redistribuição dos minerais solúveis ocorre apenas dentro do perfil, com perdas negligenciáveis por lixiviação. Distribuições de minerais solúveis atribuídas a oscilações no regime pluviométrico são preservadas no sistema hiperárido, dada a lenta ação da redistribuição dos minerais solúveis do clima atual.

No sistema árido a intensidade do processo de acumulação varia em função da posição na paisagem. Nos solos bem drenados o processo de acumulação coexiste com perdas de minerais solúveis por lixiviação, e ocorre transporte de minerais na escala da paisagem, com seleção dos minerais solúveis em função da solubilidade. Os solos mal drenados estão sujeitos a intenso aporte de minerais solúveis provenientes de outros setores da paisagem, e o gradiente altimétrico se relaciona com o teor e composição dos minerais solúveis.

Reorganização pedogenética de carbonatos é observada em pequenas quantidades de forma generalizada nas zonas menos secas da área de estudo. Processo de calcificação mais intenso é relacionado a condições hidrológicas pretéritas específicas, associadas à proximidade da fonte destes minerais. O clima atual não favorece a ampla reorganização pedogenética de carbonatos no solo na maior parte da área de estudo, e impossibilita nas zonas mais secas. Feições carbonáticas de origem pedogenética têm sua gênese atribuída a fases climáticas menos áridas.

O processo de gipsificação é generalizado na área de estudo. Na zona mais árida da área de estudo não foi averiguada reorganização pedogenética dos sulfatos. Nas demais zonas são observadas diferentes formas de reorganização pedogenética de sulfatos, relacionadas a diferentes estágios no processo de gipsificação.

A acumulação de minerais mais solúveis que gipsita se relaciona à proximidade da fonte destes minerais, à posição na paisagem, ou a taxas muito baixas de precipitação. Formas de organização específicas destes minerais indicam intensificação recente da aridez em alguns solos.

No presente estudo optou-se pela descrição de todas as feições relacionadas a minerais solúveis como pedofeições nas descrições micromorfológicas, como estabelecido por Stoops (2003). No entanto, considera-se que em solos submetidos a processos intensos e/ou avançados de acumulação destes minerais, quando estes formam a base material do solo, torna-se mais adequada sua descrição como groundmass.

O estudo micromorfológico de solos ricos em minerais solúveis requer o desenvolvimento de técnicas específicas. No presente trabalho, as principais dificuldades foram devidas à instabilidade destes minerais frente aos tratamentos efetuados nas amostras para a preparação das seções finas. Foi possível inferir a geração de bassanita a partir de gipsita, via desidratação, e dissolução dos minerais mais solúveis.

Referências Bibliográficas

- Amundson, R., Barnes, J., Ewing, S.A., Heimsath, A.M., Chong, G. 2012. The stable isotope composition of halite and sulfate of hyperarid soils and its relation to aqueous transport. *Geochim. Cosmochim. Acta* 99: 271–286.
- Boixadera, J., Antúnez, M., Poch, R. M. 2016. Soil – landscape relationships in the Empordà basin (Catalonia, NE Iberian Peninsula). *Spanish Journal of Soil Science* 6: 176-201.
- Clarke, J. D. A. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73: 101-114.
- Durand N, Monger HC, Canti MG. 2010. Calcium carbonate features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Amsterdam: Elsevier. p. 149-194.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. 2011. *Manual de métodos de análises de solos*. 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 230p.
- Ewing, S.A., Sutter, B., Owen, J., Nishiizumi, K., Sharp, W., Cliff, S.S., Perry, K., Dietrich, W., McKay, C.P., Amundson, R. 2006. A threshold in soil formation at Earth's arid–hyperarid transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70: 5293–5322.
- Finstad, K., Pfeiffer, M., McNicol, G., Barnes, J., Demergasso, C., Chong, G., Amundson, R. 2016. Rates and geochemical processes of soil and salt crust formation in Salars of the Atacama Desert, Chile. *Geoderma* 284: 57-72. DOI: 10.1016/j.geoderma.2016.08.020
- Herrero, J., Porta, J., Fédoroff, N. 1992. Hypergypsic Soil Micromorphology and Landscape Relationships in Northeastern Spain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1188 – 1194.
- Hussain, M., Warren, J. K. 1989. Nodular and enterolithic gypsum: the “sabkha-tization” of Salt Flat playa, west Texas. *Sedimentary Geology* 64: 13 – 24.

Mees, F., Tursina, T. V. 2010. Salt minerals in Saline Soils and Salt Crusts. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Amsterdam: Elsevier. p. 441 - 469.

Michalski, G., Böhlke, J. K., Thiemens, M. 2004. Long term deposition as the source of nitrate and other salts in the Atacama Desert, Chile: New evidence from mass-independent oxygen isotopic compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 4023-4038.

Poch, R. M., Artieda, O., Herrero, J., Lebedeva-Verba, M. 2010. Gypsic features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Amsterdam: Elsevier. p. 195-216.

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.

Ruiz, H.A., 2005b. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. XXX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Recife (5 pp.).

Schaetzl, R., Anderson, A., 2009. *Soils. Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, UK, ISBN 978-0-521-81201-6.

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.

Stoops G. 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Madison, WI: Soil Science Society of America Inc.

Stoops, G. (ed.). 2017. Multilingual translation of micromorphological terminology used in “Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections”. Version 1.6.

van Breemen, N., Buurman, P. 2002. Formation of calcic, gypsiferous and saline soils.

In: _____ Soil Formation. Second Edition. Springer Netherlands. P. 215 – 244

Worldclim. 2016. <http://www.worldclim.org/current>, accessed in 26/09/2016

CONCLUSÕES GERAIS

- O clima é importante na definição dos processos de formação e atributos do solo na área de estudo. Em especial, a acumulação de matéria orgânica e de minerais solúveis são intimamente relacionadas ao clima, embora em situações específicas fatores geomorfológicos possam ser mais importantes.
- O regime térmico dos solos de altitude é típico de ambientes periglaciais. Ciclos de congelamento são comuns em todas as camadas estudadas, e permafrost não foi detectado na profundidade do solo em nenhum sítio de monitoramento. Fatores relacionados à altitude são importantes no controle do comportamento térmico e hídrico dos solos, embora fatores locais também sejam ativos. Estudos mais longos são necessários para informações mais conclusivas, em função da variabilidade climática interanual na área.
- A acumulação de minerais solúveis é o principal processo de formação dos solos submetidos aos climas árido e hiperárido. No sistema hiperárido ocorrem processos de acumulação muito avançados, e as perdas por lixiviação são negligenciáveis. No sistema árido a acumulação coexiste com perdas por lixiviação, e ocorre movimento de minerais solúveis na escala da paisagem. Processo de calcificação é disperso pela paisagem mas pouco desenvolvido, em função do clima atual. O processo de gipsificação é generalizado, ocorrendo diversos estágios de gipsificação. A salinização também é generalizada, e algumas formas específicas de organização dos minerais indicam intensificação recente da hiperaridez.
- Aprimoramentos conceituais e metodológicos são necessários ao estudo micromorfológico de solos submetidos a processos intensos e/ou avançados de acumulação de minerais solúveis.