

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**PEDOGÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PLANOSSOLOS
EM DIFERENTES REGIÕES FISIAGRÁFICAS
DO RIO GRANDE DO SUL**

**Luís Fernando da Silva
(Tese de Doutorado)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**PEDOGÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PLANOSSOLOS
EM DIFERENTES REGIÕES FISIAGRÁFICAS DO RIO GRANDE DO SUL**

LUÍS FERNANDO DA SILVA
Engenheiro Agrônomo
Mestre em Ciência do Solo (UFRGS)

Tese apresentada como um dos requisitos à obtenção do Grau de Doutor em
Ciência do Solo.

Porto Alegre (RS) Brasil
Abril de 2018

CIP - Catalogação na Publicação

da Silva, Luís Fernando

Pedogênese e classificação de Planossolos em diferentes regiões fisiográficas do Rio Grande do Sul / Luís Fernando da Silva. -- 2018.

150 f.

Orientador: Paulo César do Nascimento.

Coorientador: Alberto Vasconcellos Inda.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Planossolos. 2. Processos pedogenéticos. 3. Paleossolos. 4. Micromorfologia do solo. 5. Argilominerais interestratificados. I. do Nascimento, Paulo César, orient. II. Inda, Alberto Vasconcellos, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

LUÍS FERNANDO DA SILVA

PEDOGÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PLANOSSOLOS EM DIFERENTES
REGIÕES FISIAGRÁFICAS DO RIO GRANDE DO SUL.

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Faculdade de Agronomia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador – Prof. Paulo César do Nascimento

Departamento de Solos/UFRGS

Co-orientador – Prof. Alberto Vasconcellos Inda

Departamento de Solos/UFRGS

Banca examinadora:

Prof. Dr. Elvio Giasson

Departamento de Solos/UFRGS

Prof. Dr. Luiz Fernando Spinelli Pinto

Departamento de Solos/UFPel

Prof. Dr. Yuri Lopes Zinn

Departamento de Ciência do Solo/UFLA

AGRADECIMENTOS

A Deus, fonte de toda sabedoria.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, à Faculdade de Agronomia e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade de realizar o sonho de estudar.

Aos professores que me auxiliaram nesta caminhada até a chegada deste momento, desde a alfabetização no ensino fundamental até a conclusão do doutorado. Todos tiveram igual importância.

Ao professor Paulo César do Nascimento, pessoa com quem tive ótimos ensinamentos e momentos de trabalho no Pós-Graduação. Ao professor Alberto Inda, pelo conserto do difratômetro de raios-x para as análises mineralógicas e auxílio na interpretação da mineralogia do solo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos.

Aos escritórios de extensão rural da EMATER em Pantano Grande e Palmares do Sul, em especial aos engenheiros agrônomos Bonifácio e Alex. Às pessoas que concederam apoio e abriram as portas das propriedades rurais para a realização da pesquisa: Sr. Davenir, Sr. Aristides, Sr. Éverton Terra, Sr. Leonel Paulo, Sr. Hugo Winck e Sr. Claudionor Lourenzen.

Ao Jorge Luis Ramos, pela amizade e pelo conserto do trado de 2 metros na coleta do Planossolo em Palmares do Sul. Ao Adão Luis Ramos, pela amizade e pelo grande apoio nas leituras das dissoluções seletivas.

Aos professores Elvio Giasson, Luiz Fernando Spinelli Pinto e Yuri Lopes Zinn, pelo aceite em participar desta banca de conclusão de doutorado. Ao professor Yuri Lopes Zinn, pela oportunidade e boa vontade em ensinar o estudo de micromorfologia do solo em Lavras (MG). À Reitoria da Universidade Federal de Lavras, pelo gentil apoio na forma de hospedagem em Lavras.

Ao bolsista André Lourenzen e aos colegas da gênese e mineralogia do solo Ana Paula Lima, Jessica Oliveira e Vanessa Bertolazi, pelo auxílio nas análises, pelas conversas científicas e pelos momentos de descontração. À colega Tatiele Fruett, pela ajuda nos tratamentos e leitura de mineralogia.

A minha mãe, Vera Lúcia da Silva, dedico esta obra por estar comigo nos momentos mais importantes de minha vida.

PEDOGÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PLANOSSOLOS EM DIFERENTES REGIÕES FISIAGRÁFICAS DO RIO GRANDE DO SUL¹

Autor: Luís Fernando da Silva

Orientador: Dr. Paulo César do Nascimento

Co-orientador: Dr. Alberto Vasconcellos Inda

RESUMO

No Rio Grande do Sul (RS), os Planossolos ocorrem nas regiões fisiográficas do Litoral, Depressão Central e Serra do Sudeste. Os objetivos do trabalho foram: estudar os Planossolos em diferentes ambientes de regiões do RS; avaliar e compreender os processos e a gênese de Planossolos. A hipótese é que os diferentes ambientes de ocorrência implicam em diferenças importantes sob os aspectos morfológico, físico, químico e mineralógico, indicando grande variedade de características destes solos na região centro-leste do RS. Para o estudo foram selecionados cinco perfis de solo, com os seguintes materiais de origem: (P1) Planossolo Háptico Eutrófico solódico - depósito sedimentar de planície lagunar; (P2) Planossolo Háptico Alítico gleissólico - depósito aluvial holocênico; (P3) Planossolo Háptico Distrófico espessarênico - depósito praiado eólico; (P4) Planossolo Háptico Eutrófico êndico - granito; (P5) Planossolo Háptico Distrófico êndico - gnaisse. Para cada perfil foram feitas análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. O Perfil 3 diferiu dos demais perfis de solo por apresentar descontinuidade litológica e horizonte B textural (Bt) em maior profundidade. Os Planossolos apresentaram horizontes A e E arenosos, com baixo pH (< 5,0), CTC (< 5 cmol_c kg⁻¹ de solo) e menor saturação por bases (< 50%), condições que indicaram alto intemperismo. Altos teores de aluminossilicatos de baixa cristalinidade no topo do Bt indicaram ferrólise. O caráter solódico em P1 e P2 pode ter relação com o impedimento de drenagem maior nestes perfis e também a maior presença de feldspatos sódicos. A lessivagem foi expressiva em P1 e P2 (aumento da relação argila fina/argila total de E para Bt), porém a observação micromorfológica de filmes de argila preenchendo os poros indicou a presença do processo em todos os Planossolos. A ausência de minerais primários intemperizáveis entre E e Bt nas lâminas micromorfológicas indicou destruição de minerais primários, confirmando o intemperismo avançado. Porém, o impedimento de drenagem favoreceu a formação de interestratificado caulinita-argilomineral 2:1 e argilas de alta atividade. As maiores diferenças entre os Planossolos foram observadas nos aspectos morfológicos, físicos e químicos. Mesmo em ambientes diferentes, a mineralogia foi muito semelhante em razão do umedecimento e secagem, e impedimento de drenagem.

¹Tese de Doutorado em Ciência do Solo. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. (150 p.) Abril de 2018. Trabalho realizado com apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

PEDOGENESIS AND CLASSIFICATION OF PLANOSOLS IN DIFFERENT PHYSIOGRAPHIC REGIONS OF RIO GRANDE DO SUL¹

Author: Luís Fernando da Silva

Adviser: Dr. Paulo César do Nascimento

Co-adviser: Dr. Alberto Vasconcellos Inda

ABSTRACT

In Rio Grande do Sul State (RS) in Brazil, Planosols occur in the physiographic regions of Coast, Central Depression and Southeastern Mountain Ranges. The objectives of this research were to: study Planosols in different environments of RS; evaluate and understand processes and genesis of Planosols. The hypothesis is that the different environments of occurrence imply in important differences under morphological, physical, chemical and mineralogical aspects, indicating great variety of characteristics of these soils in the central-eastern region of RS. For the study, five soil profiles were selected with the following parent materials: (P1) Hypereutric Luvic Albic Planosol - sedimentary deposit of lagoon plain; (P2) Orthoeutric Luvic Albic Planosol - holocene alluvial deposit; (P3) Hyperdystric Albic Arenosol over Orthodystric Luvic Albic Planosol - coastal sedimentary deposit; (P4) Hypereutric Luvic Albic Planosol - granite; (P5) Orthoeutric Luvic Albic Planosol - gneiss. For each profile were performed physical, chemical, mineralogical and micromorphological analysis. The Profile 3 differed from the other soil profiles due to lithological discontinuity and textural B horizon (Bt) in greater depth. The Planosols presented A and E sandy horizons, with low pH (< 5.0), CEC (< 5 cmolc kg⁻¹ of soil) and lower base saturation (< 50%), conditions that indicated high weathering. High levels of low crystallinity aluminosilicates on the top of Bt indicated occurrence of ferrolysis. The solodic character in P1 and P2 may be related to greater drainage impediment in these profiles and greater presence of sodic feldspars. Lessivage was expressive in the P1 and P2 profiles (increase of relation fine clay/total clay from E to Bt), but oriented films of clay filling the pores indicated presence of the process in all Planosols. The absence of primary minerals in E and Bt in the micromorphological slides indicated destruction of primary minerals, confirming advanced weathering. However, the drainage impediment favored the formation of kaolinite-2:1 clay mineral and high activity clays. The greatest differences among the Planosols were observed in the morphological, physical and chemical aspects. Even in different environments, the mineralogy was very similar because of wetting and drying, and drainage impediment.

¹Doctoral Thesis in Soil Science – Graduate Program in Soil Science, College of Agronomy, Federal University of Rio Grande do Sul (150 p.) April, 2018. Research work sponsored by National Council of Scientific and Technological Development (CNPq).

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Processos pedogenéticos em Planossolos	7
2.1.1 Ferrólise	8
2.1.2 Gleização	12
2.1.3 Lessivagem	16
2.1.4 Sodificação e solodização	20
2.2 Outros processos responsáveis pela formação de gradiente textural acentuado no solo.....	22
2.3 Dinâmica de íons em Planossolos	24
3 HIPÓTESES E OBJETIVOS	30
3.1 Hipóteses	30
3.2 Objetivos	30
4 MATERIAL E MÉTODOS	31
4.1 Localização das áreas de estudo e ocorrência de tipos de solo	31
4.2 Geologia e geomorfologia das áreas de estudo	32
4.3 Clima e vegetação.....	39
4.4 Atividade agropecuária nos municípios de estudo	41
4.5 Métodos de trabalho.....	41
4.6 Análises físicas.....	43
4.7 Análises químicas	45
4.8 Análises mineralógicas.....	48
4.9 Análises micromorfológicas.....	50
4.10 Classificação taxonômica dos solos	51
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
5.1 Morfologia dos Planossolos.....	53
5.2 Características físicas	65
5.3 Características químicas	75
5.4 Ataque sulfúrico e dissoluções seletivas	85
5.5 Micromorfologia dos Planossolos.....	94
5.6 Mineralogia dos Planossolos.....	108

5.7 Classificação taxonômica	122
5.7.1 Classificação no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.....	122
5.7.2 Classificação na <i>Soil Taxonomy</i>	124
5.7.3 Classificação em <i>World Reference Base for Soil Resources</i>	125
6 CONCLUSÕES	128
7 REFERÊNCIAS	130

RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 1. Normal climatológica de Porto Alegre (1961-1990)	47
Tabela 2. Resumo dos dados climatológicos durante o período de coleta da solução do solo	47
Tabela 3. Características morfológicas do Perfil 1	56
Tabela 4. Características morfológicas do Perfil 2	57
Tabela 5. Características morfológicas do Perfil 3	59
Tabela 6. Características morfológicas do Perfil 4	60
Tabela 7. Características morfológicas do Perfil 5	61
Tabela 8. Atributos físicos dos Planossolos	66
Tabela 9. Parâmetros granulométricos das areias avaliados nos Planossolos	74
Tabela 10. Atributos químicos dos Planossolos	81
Tabela 11. Características químicas da solução do solo nos meses de janeiro e setembro de 2017	84
Tabela 12. Valores dos óxidos do ataque sulfúrico, óxidos extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) e óxidos extraídos pelo oxalato ácido de amônio (OXA), na fração TFSA dos solos	91
Tabela 13. Descrição micromorfológica dos Planossolos	104

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura 1. Distribuição de Planossolos no mundo	2
Figura 2. A Unidade Vacacaí (SXe4) ocorre nos municípios de Palmares do Sul (a), Eldorado do Sul (b) e Pantano Grande (c), enquanto a Unidade Pelotas (SXe5) ocorre no município de Sentinela do Sul (d)	4
Figura 3. Localização geográfica no Estado do Rio Grande do Sul dos municípios de Eldorado do Sul, Pantano Grande, Palmares do Sul e Sentinela do Sul.....	31
Figura 4. Localização dos perfis de estudo dos Planossolos nas províncias geomorfológicas do RS.....	32
Figura 5. Formações geológicas dos perfis P1 e P5 no município de Eldorado do Sul.....	33
Figura 6. Formação geológica do Perfil 2 no município de Pantano Grande ...	34
Figura 7. Formação geológica do Perfil 3 no município de Palmares do Sul ...	36
Figura 8. Eventos transgressivos-regressivos marinhos responsáveis pela formação das lagoas e planície lagunar da Planície Costeira do RS.....	37
Figura 9. Canais de paleodrenagens registrados na Laguna dos Patos.....	38
Figura 10. Formação geológica do Perfil 4 no município de Sentinela do Sul .	39
Figura 11. Precipitação média anual para o RS, com destaque para os locais selecionados para a coleta de solos	40
Figura 12. Relevo local dos perfis de solo amostrados.....	43
Figura 13. Teste de plintitas nos horizontes B plânico com mosqueados.....	54
Figura 14. Plintitas foram observados em P1 (Btnf), P2 (Btg) e P5 (Btgf1 e Btgf2), após cinco ciclos de umedecimento e secagem	62
Figura 15. Imagem do Planossolo Háplico Eutrófico solódico (P1), com detalhe para a presença de <i>slickenside</i> em Btn	63
Figura 16. Imagem do Planossolo Háplico Alítico gleissólico (P2), com detalhe para a sequência de horizontes Btg, Btnng e Cn.....	63
Figura 17. Imagem do Planossolo Háplico Distrófico espessarênico (P3), com detalhe para a sequência de horizontes Ap, 2E1, 3Ab1, 3Ab2, 3E2 e 3Btg	64
Figura 18. Imagem do Planossolo Háplico Eutrófico êndico (P4), com detalhe para o horizonte Btg2 coletado por trado.....	64
Figura 19. Imagem do Planossolo Háplico Distrófico êndico (P5), com detalhe	

para a presença de <i>slickenside</i> em Btgf2	65
Figura 20. Relação argila fina/argila total dos Planossolos.....	69
Figura 21. Curva acumulativa das areias dos Planossolos.....	71
Figura 22. Distribuição de frequência das areias por classes	73
Figura 23. Imagens das lâminas micromorfológicas de solo escaneadas em impressora	95
Figura 24. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P1 – E, Bt1)	96
Figura 25. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P1 – E, Bt1, Btnf)	99
Figura 26. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P2 - Btg)	100
Figura 27. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P3 – 3E2, 3Btg)	101
Figura 28. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P4 – E, Btg1; P5 – E, Btgf1).....	102
Figura 29. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P5 – Btgf2)	103
Figura 30. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 1.....	111
Figura 31. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 2.....	112
Figura 32. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 3.....	113
Figura 33. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 4.....	114
Figura 34. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 5.....	115
Figura 35. Difrátogramas de raios-x do horizonte B de amostras orientadas com Mg, Mg+etilenoglicol, e K sob diferentes temperaturas	118

1 INTRODUÇÃO

A localização dos Planossolos em áreas baixas e planas da paisagem, e o aumento acentuado de argila em pequena distância dentro do perfil propiciam o acúmulo periódico de água neste solo, formando cores cinzentas e mosqueados que indicam a oscilação frequente do lençol freático e hidromorfismo temporário, sendo também uma condição peculiar desta classe de solo. Os Gleissolos também são solos hidromórficos que podem ter horizonte B textural, mas diferem pela ausência de transição abrupta ou mudança textural abrupta, e geralmente ocorrem em locais onde o solo passa a maior parte do tempo alagado (Embrapa, 2013).

Do ponto de vista morfológico e físico do solo, os Planossolos são comumente evidenciados pela sequência de um horizonte superficial escurecido (A) e outro subsuperficial claro e arenoso (E), com boa infiltração de água, contrastando com o horizonte subjacente mais acinzentado e argiloso (B), com baixa permeabilidade. As cores cinzentas (gleizadas) do solo resultam da facilidade para o acúmulo de água nas posições entre sopé e planície colúvio-aluvial, onde são tipicamente encontrados os Planossolos na paisagem.

De acordo com o mapa de solos da FAO (2001), os Planossolos estão distribuídos mais expressivamente no leste da Austrália, Ásia (região sudeste da Ásia e parte da Rússia), África (zona abaixo do Sahel, leste e sul do continente africano), Europa, leste dos Estados Unidos, centro-sul e nordeste da América do Sul (Bolívia, Paraguai, Argentina, Uruguai e Brasil). No Brasil destacam-se o Nordeste brasileiro, a região do Pantanal e o Rio Grande do Sul.

A pedogênese dos Planossolos depende, sobretudo, da forma do relevo e das condições do clima. Os Planossolos ocorrem nas áreas baixas e de relevo plano na paisagem, favorecendo o acúmulo periódico de água no solo. A partir da Figura 1, pode-se observar que os Planossolos podem ocorrer em clima tropical, subtropical e temperado, com precipitação pluviométrica que permite o

umedecimento e secagem do solo. Nas áreas em que a relação precipitação pluviométrica/evapotranspiração é baixa, como no semi-árido brasileiro, há favorecimento para o acúmulo de sódio e formação de Planossolos Nátricos (Ferreira, 2011).

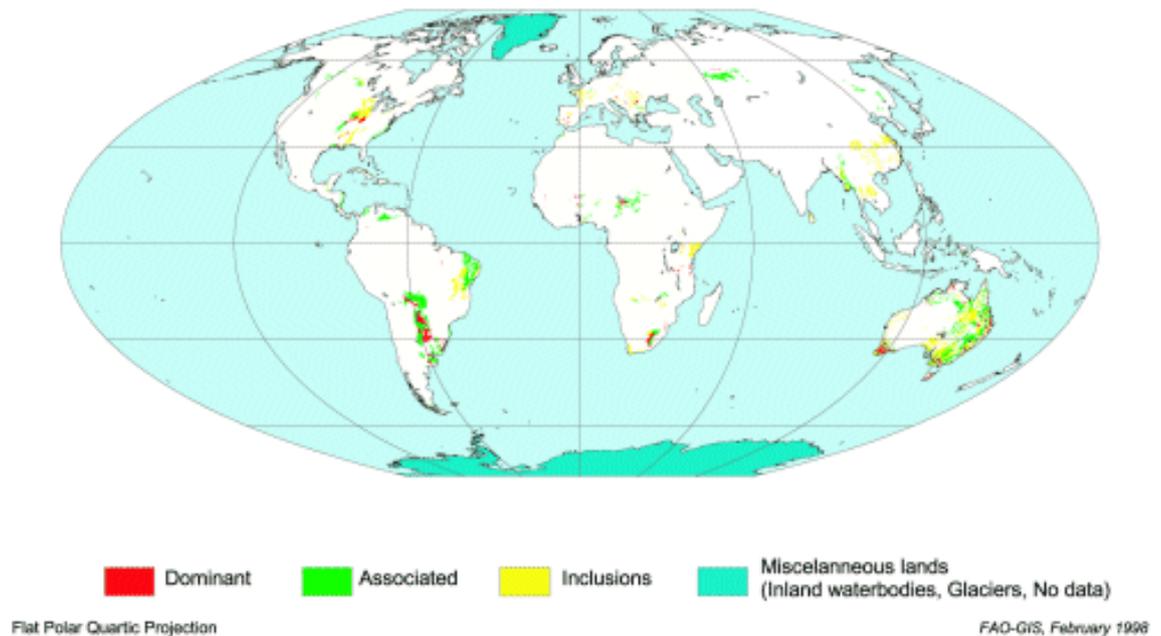


Figura 1. Distribuição de Planossolos no mundo. Fonte: FAO (2001).

No Brasil e no Rio Grande do Sul (RS), os Planossolos ocupam diferentes domínios geomorfoclimáticos, podendo ser encontrados nas áreas de várzea, nas áreas costeiras litorâneas e em grandes extensões na planície de rios e lagos, geralmente em relevo plano a suave ondulado. A fertilidade química desta classe de solo varia de alta a baixa, em geral com baixos teores de matéria orgânica (Klamt et al., 1985; Dias, 2014; Santos et al., 2015a). Esta classe de solo possui destacada importância ambiental, pela ocorrência em áreas imperfeitamente a mal drenadas, muitas vezes próximas a mananciais hídricos (Streck, 2008). Assim, exercem função importante na regulação de vazões e suprimentos destes mananciais, bem como na qualidade das águas. Além disso, compõem ecossistemas únicos por suas características como, por exemplo, no Pantanal brasileiro que tem sazonalidade na cheia dos rios (Buol et al., 2003; Coringa et al., 2012). No caso específico destes solos, destacam-se, por exemplo, a transição para áreas de várzea ou banhados, caracterizadas pela suscetibilidade a impactos ambientais de sua drenagem.

O Levantamento de Reconhecimento de Solos no RS (BRASIL, 1973) indica aproximadamente 12% da extensão territorial do Estado com presença de Planossolos, sendo a unidade de mapeamento Vacacaí a de maior ocorrência (6,1% do território do RS), seguida pelas unidades Pelotas (2,7%), São Gabriel (0,8%), Bagé (0,7%) e Mangueira (0,5%). Algumas regiões fisiográficas, no entanto, apresentam extensões pequenas de Planossolos, mas que, somadas, podem chegar a áreas relativamente expressivas, sendo este o caso da Serra do Sudeste. O levantamento de RADAMBRASIL (1986) indica a presença de grande diversidade de Planossolos ao longo do Litoral, da região sul do Estado, e também da Depressão Central.

Alguns atributos específicos são encontrados nos Planossolos do RS. Foi verificada a ocorrência de características vertissólicas (presença de *slickensides*) nas unidades de mapeamento Bagé e São Gabriel; de caráter solódico nas unidades Pelotas e Mangueira; de horizontes A ou A e E mais espessos e arenosos na unidade Vacacaí (Figura 2). Planossolos Nátricos (solos com presença de caráter sódico no horizonte B plânico dentro de 120 cm a partir da superfície do solo) geralmente ocorrem no Litoral (Streck et al., 2008).

Alguns levantamentos de solos em maior escala, em áreas pertencentes a estas regiões fisiográficas, indicam também características que merecem estudos mais detalhados sobre a formação e as características desses Planossolos, com reflexos no potencial de uso agrícola. São os casos do caráter plíntico, além de diferentes características quanto à fertilidade química natural dos solos (Mello et al., 1966; Flores et al., 2009). Ressalta-se que estas unidades de mapeamento não foram objeto de estudos mais aprofundados, bem como de atualização em termos de classificação taxonômica no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Embrapa, 2013), *Soil Taxonomy* (USDA, 2014) e *World Reference Base for Soil Resources - WRB* (FAO, 2014).

O impedimento de drenagem torna os Planossolos aptos para o cultivo do arroz irrigado. O RS tem 5,4 milhões de ha de terras baixas (20% da área do Estado), sendo que 3 milhões de hectares são cultivados com arroz irrigado, dos quais 1 milhão de ha são utilizados anualmente. Os principais solos utilizados para a produção do arroz irrigado são os Planossolos e Gleissolos, correspondendo a 63% da área total. Porém, outros solos são usados para a produção, como Chernossolos (16,1%), Neossolos (11,6%), Plintossolos (8,3%)

e Vertissolos (0,9%). Alguns destes solos, como Neossolos, Plintossolos e Vertissolos apresentam menor aptidão de uso devido à pouca profundidade efetiva, ausência de horizonte impermeável, e pegajosidade alta quando molhado e dureza quando seco, respectivamente (Rio Grande do Sul, 2002; SOSBAI, 2010).



Figura 2. A Unidade Vacacaí (SXE4) ocorre nos municípios de Palmares do Sul (a), Eldorado do Sul (b) e Pantano Grande (c), enquanto a Unidade Pelotas (SXE5) ocorre no município de Sentinela do Sul (d). Legenda: Os Planossolos são indicados pela cor verde no mapa de solos do RS. Fonte: BRASIL (1973), adaptado de Streck et al. (2008). Escala: 1:750.000.

Estudos vêm sendo realizados para a rotação e adaptação de cultivos importantes na economia do RS às condições de saturação por água do solo. A rotação de culturas em áreas cultivadas com arroz proporciona benefícios, como a diminuição da incidência de doenças, de insetos e de plantas concorrentes relacionadas ao cultivo do arroz. A pesquisa com o uso da soja na várzea também é importante, porque constitui boa renda para o produtor e fornece nitrogênio para a cultura sucessora (Lavoura Arrozeira, 2012).

Outra alternativa de uso é a integração lavoura-pecuária, em crescimento no RS, e que resulta maior aproveitamento econômico destas áreas que anteriormente ficavam em pousio no inverno, com utilização de espécies como o azevém. Porém, a suscetibilidade à inundação da várzea exige o cultivo racional de espécies vegetais menos tolerantes à umidade excessiva bem como a construção de canais de drenagem e adoção de microcamalhões para o cultivo da soja em solos mais argilosos e mal drenados (Lavoura Arrozeira, 2012).

A incorporação das áreas de Planossolos à produção, com uso intensivo destes solos, muitas vezes com práticas de sistematização do terreno, drenagem e preparo intenso, pode resultar em alterações em atributos físicos, químicos e mineralógicos, promovendo frequentemente a degradação destas terras (Klamt et al., 1985; Palmeira et al., 1999; Nunes et al., 2002; Streck et al., 2008).

A aptidão e a limitação de uso dos Planossolos no RS estão relacionadas à condição de drenagem, constituição mineralógica, sodicidade e fertilidade química (Klamt et al., 1985; Streck et al., 2008). A existência de um horizonte B mais argiloso permite o armazenamento temporário de água no solo, sendo ideal para a economia de água quando necessita-se o cultivo em solo inundado. Porém, quando os horizontes A ou A + E são mais espessos e arenosos é necessária uma enorme quantidade de água para formar a lâmina de irrigação. Neste caso, estes solos são mais aptos para pastagem ou culturas de sequeiro (Klamt et al., 1985). A presença de altos teores de sódio trocável, desde que em maior profundidade no solo, não implica em limitação no cultivo de arroz irrigado, milho e pastagens (Klamt et al., 1985).

A fertilidade química está associada ao material de origem e ao teor de matéria orgânica do solo, sendo mais férteis os solos com maior teor de argila e matéria orgânica na superfície. Streck et al. (2008) citam que os Planossolos do RS desenvolvidos de sedimentos aluviais (Unidade Vacacaí) e de granito (Unidade Pelotas) são mais arenosos na superfície, possuindo baixa fertilidade natural e favorecendo a drenagem da camada superficial e a decomposição mais rápida da matéria orgânica. Por outro lado, solos com maiores teores de argila (unidades de mapeamento Bagé e São Gabriel), especialmente com argilominerais 2:1 expansivos, apesar da maior fertilidade química, têm

problemas de manejo relacionados à dureza quando secos e alta pegajosidade quando molhados (Klamt et al., 1985; Streck et al., 2008).

Conforme exposto, estas são as principais características dos Planossolos mapeados no RS. A justificativa para a realização do presente estudo é que os Planossolos foram pouco estudados e investigados, tanto em sua gênese (influência dos fatores e processos de formação), como em termos ambientais e de potencial de uso destas áreas. Por ser a Unidade de Mapeamento Vacacaí a de maior extensão do RS com Planossolos, ocorrendo em regiões fisiográficas com materiais de origem diferentes, como o Litoral, a Depressão Central e a Serra do Sudeste, a maior parte dos perfis de Planossolo do presente estudo foi selecionada nesta unidade de mapeamento (BRASIL, 1973).

Pode-se avaliar que atributos como a distribuição granulométrica, a sequência e espessura de horizontes, o grau de hidromorfismo, a composição mineralógica e os teores de carbono orgânico e de óxidos de Fe e o Al, entre outros, são subsídios para estimar a suscetibilidade a impactos ambientais destes solos e do ambiente onde se inserem, além de constituir atributos diagnósticos para a classificação em sistemas taxonômicos como o SiBCS (Embrapa, 2013), *Soil Taxonomy* (USDA, 2014) e *World Reference Base for Soil Resources* (FAO, 2014). A ocorrência e as variações destes atributos em diversas regiões fisiográficas do RS é o tema de estudo sobre esses Planossolos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta revisão bibliográfica são destacados os processos pedogenéticos citados na literatura científica como atuantes na formação de Planossolos, e características que interferem no manejo e dinâmica de íons.

2.1 Processos pedogenéticos em Planossolos

Das possíveis variações em termos de atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, que subdividem a classe de Planossolos nos níveis de maior detalhamento do SiBCS (subordem, grande grupo, subgrupo), algumas características comuns estão presentes em todos os solos representantes da classe. Estas características podem ser consideradas a mudança textural acentuada entre horizontes superficiais e subsuperficial, associada a certo grau de hidromorfismo.

Entre as características citadas, o hidromorfismo se apresenta como consequência direta das condições de posição na paisagem, resultando em regime hídrico caracterizado pela saturação frequente dos solos com água (Fanning & Fanning, 1989; Buol et al., 2003). As reações de oxirredução resultam, principalmente, na depleção de óxidos de Mn e Fe, com reflexos na coloração da matriz do solo e na presença de mosqueados (Le Roux et al., 2005; Coringa et al., 2012). Os indicativos da gleização expressam-se, entre outros, pela mobilização do Fe no ambiente, com reflexo na cristalinidade dos óxidos presentes, especificamente as formas de Fe extraídas por dissolução em ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e de oxalato ácido de amônio, e também no grau de intemperismo, e dessilicação geralmente menos intensa que em áreas de relevo plano a suave ondulado, e bem drenadas (Pereira & Anjos, 1999; Santos et al., 2010).

A transição abrupta entre os horizontes superficiais e o subsuperficial, característica do B plânico, pode ser expressa por uma série de atributos, dentre os quais a variação de textura tem destaque. Esta característica, de ocorrência amplamente disseminada em diferentes condições de relevo e drenagem do solo, pode estar relacionada a diferentes processos relacionados diretamente à pedogênese (pedogenéticos) ou não. Entre os processos relacionados diretamente à pedogênese de Planossolos podem ser citados o transporte vertical de argilas em suspensão aquosa, com o aumento de argila em profundidade (eluviação-iluviação, ou lessivagem); a formação de argilas *in situ* pelo intemperismo químico e transformação/neoformação de minerais; a “destruição” intensa de argilas em superfície, produzindo gradiente textural acentuado (ferrólise); e a redução e solubilização do ferro (gleização). Os demais processos, considerados indiretos, podem ser a deposição coluvial/aluvial de materiais de diferentes origens (descontinuidade litológica); a erosão de argilas em horizontes superficiais (elutriação); e a ação da fauna do solo transportando argila em profundidade (Kämpf & Curi, 2012). Estes processos podem ser verificados a partir de análises morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas.

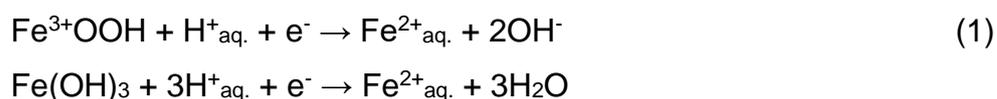
Mais que um processo pode ocorrer ao mesmo tempo, ou se sobrepor a outro, dependendo de condições específicas mais favoráveis para a evolução de um ou outro. A seguir, serão descritos os processos que participam na formação das características de Planossolos.

2.1.1 Ferrólise

A ferrólise é descrita como um intenso processo químico de intemperismo responsável pela formação de gradiente textural acentuado em Planossolos. O termo ferrólise foi primeiramente proposto por Brinkman (1970) para descrever as reações de redução, oxidação e hidrólise do ferro, responsáveis pelo acentuado contraste textural observado em solos de áreas alagadas no mundo, com ciclos de umedecimento e secagem frequentes. Este processo pedogenético foi assim denominado para diferenciá-lo de outros processos pedogenéticos, como a podzolização e a lessivagem, descritos na literatura científica da época (Van Ranst & De Coninck, 2002). A ferrólise pode

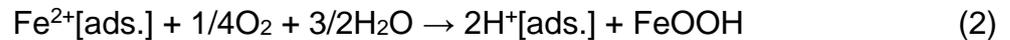
ser subdividida em etapas, com características peculiares no solo (Espiau & Pedro, 1983; Stucki et al., 1988; Kämpf & Curi, 2012).

Numa primeira etapa, com o alagamento prolongado do solo (anaerobiose), os óxidos de ferro são reduzidos (Equação 1), havendo a dissolução dos óxidos e liberação do Fe^{2+} para a solução do solo. Este processo é originado pela participação de micro-organismos anaeróbios, que ao decompor a matéria orgânica do solo usam compostos oxidados no solo como aceptores de elétrons, sendo reduzidos durante a atividade anaeróbia respiratória. Nesse processo, íons H^+ são consumidos, aumentando o pH do solo (Ponnamperuma, 1972). O Fe^{2+} liberado dos óxidos de ferro fica em excesso na solução do solo, podendo deslocar as bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) e o Al^{3+} e ocupar os sítios de troca do solo. As bases trocáveis ficam disponíveis para a lixiviação no solo, quando não há impedimento de fluxo subsuperficial vertical ou lateral.



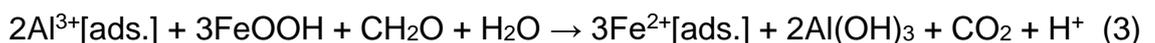
Quando o solo ou parte de seu volume de macroporos torna-se novamente aerado (aerobiose), o Fe^{2+} volta a oxidar-se a Fe^{3+} e precipita como hidróxido férrico, sendo que para haver a oxidação do ferro é necessário haver hidrólise e participação de moléculas de água. Do balanço da reação química de reoxidação do ferro (Equação 2), o solo é acidificado pela liberação de íons H^+ que podem entrar em contato com a superfície de minerais primários intemperizáveis (feldspato e mica) e com a lâmina tetraedral e octaedral de argilominerais silicatados com cargas superficiais, criando instabilidade e dissolvendo-os. Os produtos dessa dissolução são sílica ácida (H_4SiO_4), Al^{3+} e Mg^{2+} (Schaetzl & Anderson, 2005; Van Ranst et al., 2011). Parte do material dissolvido pode se recombinar, formando minerais silicatados de menor cristalinidade, como caulinitas de baixa cristalinidade e agregados de sílica secundária com alumínio. O quartzo, por ser mais resistente ao intemperismo, compõe predominantemente a mineralogia do horizonte ferrolisado. Os minerais que têm maior carga e superfície disponível para a penetração do H^+ na estrutura, como os argilominerais 2:1, são primeiramente desestabilizados, seguidos pela caulinita. À medida que as bases vão sendo deslocadas, os íons H^+ em excesso na solução do solo entram em contato e protonam o oxigênio dos

grupos funcionais aluminol e silanol, rompendo as ligações Al-O-Si e Al-OH-Al das bordas laterais dos argilominerais 2:1. Este rompimento causa desestabilização do mineral, havendo a dissolução das lâminas octaedrais e tetraedrais (Kämpf et al., 2009a).



Com o tempo, os horizontes que passam por anaerobiose e aerobiose vão diminuindo seu teor de bases e acidificando. A acidificação não chega a níveis maiores pois durante o período de saturação do solo íons H^+ são neutralizados. Também a remoção do Fe^{2+} durante o alagamento reduz progressivamente a disponibilidade deste elemento para as reações de intemperismo e acidificação intensas, embora possa ocorrer aporte de Fe^{2+} dissolvido das encostas de posições superiores da paisagem.

Outra característica mineralógica alterada pela ferrólise é a possibilidade do alumínio restante do intemperismo dos minerais silicatados, ficar disponível para a formação de AlOH^{2+} e $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ e polímeros de $\text{Al}_8(\text{OH})_{20}^{4+}$ quando o pH do solo está próximo de 5,0, concorrendo com o Fe^{2+} na ocupação do espaço entrecamadas de argilominerais 2:1. O Al^{3+} adsorvido nos sítios de troca dos argilominerais pode ser deslocado pelo Fe^{2+} em um novo ciclo de alagamento do solo e aumento de pH do solo, colaborando para a formação de polímeros de hidróxido de alumínio e intercalação de argilominerais 2:1 HE (Equação 3). Durante este processo, podem ser formadas vermiculita e esmectita hidróxi-Al entrecamadas (argilominerais 2:1 HE), conferindo maior estabilidade estrutural (maior resistência ao intemperismo) pela ocupação dos sítios de troca, e reduzindo a carga permanente (diminui a CTC do solo), a área superficial interna e a capacidade de expansão e contração destes minerais (Kämpf et al., 2012).



Brinkman (1979) fez uma série de análises laboratoriais para demonstrar os processos físicos e químicos de solos onde ocorre ferrólise, resultando na produção de horizontes superficiais com baixo teor de argila, baixa CTC e pH em água muito baixo. O autor estudou um perfil de solo localizado em Hardthäuser Wald (sudoeste da Alemanha), com horizontes eluviais em

superfície e saturado por água durante o inverno, apresentando teores mínimos de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e maiores de SiO_2 , TiO_2 e FeO , e tendência de aumento de MgO e K_2O em profundidade. O autor identificou altos teores de ferro na forma ferrosa no horizonte eluvial, diferenciando a ferrólise da queluviação (podzolização), pois na ferrólise o ferro pode ficar no espaço entrecamadas de argilominerais 2:1, enquanto na podzolização o Fe^{2+} é removido do horizonte eluvial pela complexação com a matéria orgânica.

Brinkman (1979) fez dissolução seletiva com citrato de Na para comprovar a ocorrência de ferrólise nos horizontes eluviais do solo de Hardthäuser Wald (Alemanha). As amostras com tratamento prévio de citrato de Na apresentaram maior contração quando saturadas com K (diminuiu a relação reflexo 1,4/1,0 nm e surgiram mais argilominerais 2:1 com reflexo 1,0 nm após extração prévia de citrato e saturação com K), do que naquelas em que não foi retirado o Fe^{2+} . Além disso, após a extração com citrato de Na^+ , houve um aumento da CTC pela extração do Fe^{2+} e do Al^{3+} que estava adsorvido no espaço entrecamadas. Segundo Brinkman (1979), os polímeros de Al^{3+} não são termodinamicamente estáveis e normalmente encontram-se associados com a forma ferrosa do Fe no espaço entrecamadas dos argilominerais 2:1, o que justifica o aumento da CTC pela complexação do Fe e dissociação dos polímeros de Al^{3+} . O aumento de MgO e K_2O em profundidade resulta do intemperismo dos minerais nos horizontes superficiais e recombinação no horizonte mais profundo.

Nos horizontes ferrolisados, a destruição de minerais primários, argilominerais 2:1 expansivos e caulinita aumenta os teores de Al^{3+} na solução. Este alumínio pode promover hidrólise e formar polímeros de alumínio junto com o Fe^{2+} , entrando no espaço entrecamadas de argilominerais 2:1 que ainda não foram destruídos por ferrólise. A estabilidade da vermiculita aumenta com a intercalação de polímeros de alumínio, indicada pela permanência do reflexo 1,4 nm após a saturação da amostra com K e aquecimento a diferentes temperaturas (Brinkman, 1979). Seguindo esta lógica, para solos com baixos teores de matéria orgânica, a extração de altos teores de alumínio de aluminossilicatos de baixa cristalinidade com oxalato ácido de amônio é um bom parâmetro para indicar ferrólise (Coelho & Vidal-Torrado, 2003). O oxalato ácido de amônio é um extrator muito mais fraco que o ditionito-citrato-bicarbonato de sódio. Ele permite a dissolução de aluminossilicatos e também de óxidos de ferro e alumínio de

baixa cristalinidade, complexando o Al e o Fe liberado dessas fases. Deste modo, altos teores de Al e Fe determinados por esta dissolução indicam maior teor de aluminossilicatos e óxidos de ferro de baixa cristalinidade.

A destruição de minerais primários, argilominerais 2:1 e caulinita pela acidez da ferrólise libera Si e Al para a solução do solo. Quando o solo volta a secar, a sílica (H_4SiO_4), que tem alta mobilidade, aumenta sua concentração em solução e se recombina com o alumínio de menor mobilidade no perfil do solo. Deste modo, aluminossilicatos de pequeno tamanho e baixa cristalinidade são neoformados, colaborando para altos teores de alumínio determinados por oxalato (Brinkman, 1970). Almeida et al. (1997) e Barbiero et al. (2010) mostraram a baixa cristalinidade da caulinita, em horizontes passíveis da ocorrência de ferrólise, como uma evidência do processo. Os últimos autores associam esta a outros aspectos, como baixo pH em períodos do ano, nos solos estudados, e camadas de cimentação por sílica, possivelmente a partir da liberação do elemento da estrutura dos minerais “atacados”.

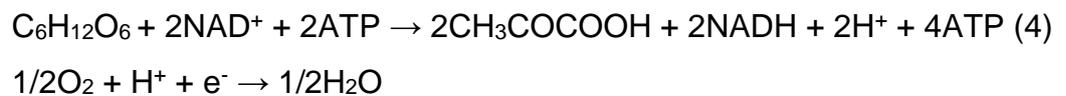
Algumas condições desfavorecem a ocorrência de ferrólise. A permanência do solo alagado durante a maior parte do tempo impede os ciclos de anaerobiose e aerobiose para a liberação de íons H^+ e intensa destruição de argilominerais. Ainda, a complexação do ferro por ácidos orgânicos solúveis (polifenóis, ácidos fúlvicos e húmicos) protege-o das reações de oxirredução no solo, diminuindo a ferrólise. Em horizontes com podzolização, os ácidos orgânicos solúveis complexam o ferro e o alumínio, tornando estes não disponíveis para a formação de óxidos e de argilominerais nos horizontes eluviais. Os complexos são transportados em água para horizontes subjacentes e acumulam quando ocorre sua flocculação sob pH específico, polimerização ou adsorção a minerais, saturação dos sítios da matéria orgânica com Fe e Al, formando horizontes claros (E álbicos) em superfície e mais escuros em subsuperfície (Brinkman, 1979; Kämpf & Curi, 2012).

2.1.2 Gleização

A gleização é um processo pedogenético de natureza bioquímica, com interferência biológica pela participação de micro-organismos do solo. Difere da lessivagem e da ferrólise, por ser um processo pedogenético que não

origina acentuado gradiente textural no solo, e resume-se pela formação da cor cinza em solos com a dissolução dos óxidos de ferro em ambiente alagado.

O consumo de matéria orgânica do solo para a geração de energia necessária no metabolismo dos micro-organismos do solo ocorre via rota bioquímica pela transferência de elétrons pela enzima nicotinamida adenina dinucleotídeo (Camargo et al., 1999). A liberação de íons H^+ e de elétrons ocorre durante a conversão da glicose para ácido pirúvico e geração de ATP, conforme citado por Ponnampertuma (1972) e Camargo et al. (1999), e apresentada na Equação 4:



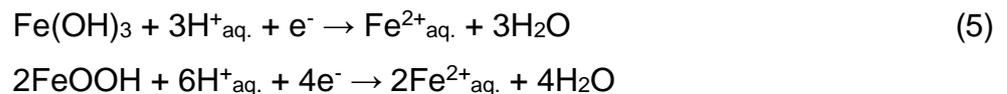
A geração de ATP é maior na decomposição aeróbia da matéria orgânica em solos bem drenados em comparação à decomposição anaeróbia em solos mal drenados, sendo gerados 36 ATP e 2 ATP, respectivamente (Moreira & Siqueira, 2006). O baixo rendimento energético em ambientes alagados, torna mais lenta a decomposição da matéria orgânica do solo, pelo menor fornecimento de energia para a multiplicação dos micro-organismos anaeróbios. Planossolos são citados na literatura com tendência a ter menor teor de matéria orgânica que Gleissolos (Klamt et al., 1985), pois a textura arenosa e os ciclos de aeração na superfície permitem o consumo mais rápido de matéria orgânica do solo em condição de um pouco melhor drenagem nos primeiros solos.

Em solos bem drenados, o O_2 é o aceptor final de elétrons produzidos na geração de ATP. Em solos mal drenados, os íons H^+ e elétrons gerados no consumo da matéria orgânica e síntese de ATP podem ser transferidos para compostos oxidados do solo e metabólitos orgânicos de fermentação, reduzindo-os.

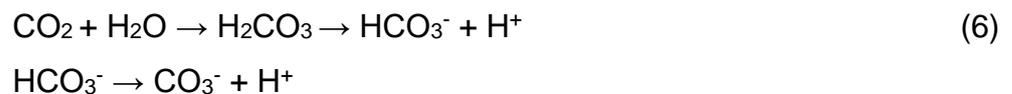
Quando o solo é alagado, o oxigênio disponível é consumido rapidamente pelos micro-organismos aeróbios, restando apenas uma pequena parte de oxigênio molecular difundido na superfície e ao redor das raízes das plantas (Ponnampertuma, 1972; Vepraskas, 2001). Nestas condições, os micro-organismos aeróbios morrem ou ficam quiescentes, e os anaeróbios facultativos e obrigatórios passam a multiplicar-se rapidamente e a consumir a matéria orgânica metabolicamente para a obtenção de energia sem uso de O_2 .

Os elétrons produzidos via síntese bioquímica durante o consumo da matéria orgânica podem ser transferidos para compostos oxidados do solo, seguindo uma ordem de preferência para aqueles compostos com maior afinidade por elétrons. Substratos e minerais oxidados, seguindo a ordem NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} , CO_2 , são reduzidos para N_2 , Mn^{2+} , Fe^{2+} , H_2S , CH_4 , respectivamente. O SO_4^{2-} e o CO_2 passam a ser reduzidos em solos com condição extrema ou permanente de alagamento, sendo reações comuns em áreas de pântanos e mangues (Ponnamperuma, 1972).

Após o consumo de todo o O_2 no solo, o NO_3^- e óxidos de manganês são reduzidos porque têm maior afinidade elétrica para receber elétrons. Após o consumo destes, os óxidos de ferro, conhecidos por imprimirem cores vermelhas e amarelas no solo, passam a ser reduzidos e se dissolvem, resultando na cor cinza no solo. A reação de transferência de elétrons e redução dos compostos oxidados consome íons H^+ , conforme apresentada na Equação 5 de redução dos óxidos de ferro, o que resulta em um aumento do pH em solos ácidos.



Segundo Ponnamperuma (1972), nos primeiros dias após o alagamento ocorre um decréscimo no pH devido à liberação de CO_2 pela respiração de bactérias aeróbias no solo. O CO_2 reage com a água, liberando íons H^+ na solução do solo, conforme a Equação (6):



Após os dias iniciais de alagamento ocorre rapidamente a diminuição dos micro-organismos aeróbios. A sucessão do alagamento provoca a redução de compostos oxidados do solo pela decomposição microbiana anaeróbia da matéria orgânica. O consumo de íons H^+ e menor liberação de CO_2 durante a atividade microbiana anaeróbia de redução do solo (o CO_2 também é reduzido a CH_4), provocam o aumento de pH em solos ácidos no período de duas a três semanas após o alagamento inicial. O pH do solo tende a estabilizar-se após três semanas de alagamento devido a menor pressão parcial de CO_2 na solução do solo e consumo rápido de compostos mais facilmente reduzíveis no solo, que

originam reações químicas com gasto de íons H^+ , como os óxidos de Fe. Em solos com alto pH (calcáreos e sódicos), o alagamento provoca acidez no solo, pois nesses uma pequena quantidade de CO_2 dissolvido em solução já é suficiente para diminuir o pH em água (Ponnamperuma, 1972).

A cor cinza de solos hidromórficos é resultado da redução dos óxidos de Fe^{3+} e mobilização do ferro solubilizado (Fe^{2+}), permanecendo na zona reduzida do solo minerais como quartzo e caulinita, incolores ou de cores claras. O potencial redox (Eh) tende a diminuir à medida que mais substâncias reduzidas são formadas, diminuindo o potencial de receber elétrons no solo.

Segundo Sousa et al. (2009), o Fe^{2+} solubilizado pode ser lixiviado, ficar no espaço entrecamadas de argilominerais 2:1 na forma trocável $FeOH^+$, precipitar sulfetos em solos muito reduzidos, ser absorvido pelas plantas ou reprecipitar como óxidos de ferro, ficando apenas uma pequena parcela na solução do solo. Sendo assim, solos com maior CTC tamponam a disponibilidade de ferro na solução do solo. O excesso de Fe^{2+} em solução pode causar toxicidade no arroz, causando sintomas como bronzeamento nas folhas pelo excesso de absorção de ferro, ou o amarelecimento devido à inibição da absorção de outros nutrientes (Schmidt et al., 2013).

Em solos arenosos o Fe^{2+} fica rapidamente disponível em maiores concentrações na solução para reprecipitar em novos minerais, ser absorvido pelas plantas, ou ser lixiviado. Sousa et al. (2009) observaram que, em um Planossolo, o teor de Fe na solução do solo aumentou rapidamente comparado a um Chernossolo, o que pode estar relacionado com a menor CTC e maior acidez do primeiro. Além da CTC e do pH, os teores de Fe em solução são afetados pelo teor de matéria orgânica (regula a população microbiana do solo), quantidade e reatividade dos óxidos de ferro no solo. Com o aumento do pH durante o alagamento, o Fe^{2+} pode formar hidróxidos mistos de Fe^{2+} e Fe^{3+} (denominado “green rust” ou fougérita), reduzindo a disponibilidade na solução do solo. Entretanto, este mineral é estável somente nos horizontes alagados não perturbados, em razão da facilidade de oxidação em apenas alguns minutos.

De acordo com Vepraskas (2001), a reprecipitação do Fe^{2+} em formas minerais é influenciada pela disponibilidade de O_2 e de Fe^{2+} na solução. As colorações amarelada, marrom-avermelhada e alaranjada, localizadas ao longo de poros e superfície de agregados na matriz cinzenta do solo mal drenado,

indicam a existência de oxigênio difundido o suficiente para reoxidação do ferro e precipitação em óxidos de ferro de alta e de baixa cristalinidade, como goethita, lepidocrocita e ferrihidrita, respectivamente. Estes óxidos podem ser formados durante a entrada de O_2 após a drenagem do solo; nos canais formados por raízes mortas ou ao redor das raízes vivas com oxigênio difundido; ou quando o Fe^{2+} migra em solução e pode encontrar sítios oxidados do solo, como espaços entre agregados estruturais ou macroporos, e reprecipitar em óxidos de Fe^{3+} , formando mosqueados no solo. Em horizontes acinzentados, o aumento da frequência e tamanho de mosqueados está relacionado à formação de óxidos de ferro de alta cristalinidade, o que é confirmado pela menor relação Fe oxalato/Fe ditionito nos mosqueados em relação à matriz cinzenta do solo (Duarte et al., 2000).

A formação de nódulos de óxidos de ferro endurecidos (como plintita) é favorecida em um ambiente em que a concentração de ferro e secagem sazonal do solo sejam prolongadas o suficiente para formar domínios cristalinos alongados ou camadas concêntricas em concreções. Segundo Vepraskas (2001), tais feições pedológicas devem ser interpretadas com cuidado quando atribuídas a processos atuais de oxirredução no solo, haja visto que pela dureza podem ser reliquiais ou trazidas preteritamente pela erosão e escoamento de solo de áreas mais altas.

2.1.3 Lessivagem

A lessivagem, a princípio, é considerada um dos principais processos de formação dos solos com gradiente textural acentuado. É considerado um processo físico em que ocorre a mobilização de argila (tanto vertical quanto lateral) de uma camada superficial (horizonte eluvial), o transporte em água e o acúmulo em subsuperfície (horizonte iluvial). As argilas são translocadas em subsuperfície em virtude do seu pequeno tamanho (preferencialmente argila fina de tamanho $< 0,0002\text{mm}$ ou $0,2\ \mu\text{m}$) e pelo seu menor peso, necessitando menor energia para serem transportadas a maiores distâncias.

O intemperismo é um dos fatores de transformação de partículas maiores do solo (areia e silte) em partículas de menor tamanho (argila). A formação da argila no solo (pedoplasmação) pode ocorrer pelo intemperismo químico de minerais primários *in situ* (alteração direta) ou dissolução total, com

íons e recombinação formando cristais em outros locais (neoformação). A lessivagem difere deste processo, pois é apenas o transporte vertical da argila dispersa em água pela ação gravitacional.

De acordo com Schaetzl & Anderson (2005), a presença de argilões (coberturas de argila orientada) cobrindo a superfície de agregados e de grãos no solo são a principal evidência micromorfológica de lessivagem, especialmente se somada à mineralogia semelhante nos horizontes eluvial/iluvial. A presença de mineralogia muito diferente não sugere lessivagem, e sim a dissolução pelo intemperismo químico de minerais dos horizontes superiores e neoformação de minerais em subsuperfície, ou descontinuidade litológica. A maior parte da argila translocada por lessivagem é composta por argilas silicatadas, pois os óxidos de ferro ocorrem em ambientes favoráveis para floculação do solo.

Estudos conduzidos em diversas regiões, em solos bem drenados, mostram evidências deste processo, a partir de atributos físicos (relação argila fina/argila total em subsuperfície), morfológicos e micromorfológicos, como feições de deposição em superfícies de agregados e poros (Almeida, 1992; Hopkins & Franzen, 2003; Bortoluzzi et al., 2008). Os autores reforçam a hipótese de ocorrência da lessivagem, a partir de análises que afastam a influência de outras origens, como a descontinuidade litológica. Medeiros et al. (2013) apresentaram evidências de lessivagem em solos de áreas de morros, na região metropolitana de Porto Alegre, sendo esta hipótese reforçada, também pela ausência de indícios de descontinuidade do material de origem, associada a aumento da relação argila fina/argila total em horizonte B, e menor grau de floculação de argilas em posições de transição entre horizontes A e B no perfil do solo. Nestes trabalhos, a avaliação sobre ocorrência de descontinuidades no material de origem interferindo na lessivagem foi feita especificamente por meio de relações entre frações granulométricas do solo, por meio de subdivisões das frações areia e silte.

Bockheim & Hartemink (2013) citam que os seguintes fatores de formação do solo desencadeiam o enriquecimento de argila em horizontes: clima úmido, em que o solo está úmido por mais de 180 dias cumulativos do ano ou seco por menos de 90 dias consecutivos; descontinuidade litológica; materiais de origem com fragmentos grosseiros; condições de boa drenagem interna do solo; relevo mais plano do que declivoso e erodível; intervalo de tempo de 2.000

anos ou mais. Outras condições são a concentração de íons na solução do solo, a carga elétrica da fração argila e a estrutura do solo. Os mesmos autores, estudando a classificação dos solos nos Estados Unidos, encontraram que mais de 40% dos solos desse país apresentam características de iluviação de argilas, o que, portanto, demonstra a importância de estudar este processo na pedogênese.

Por outro lado, Fanning & Fanning (1989) consideram que variações climáticas ao longo do ano, com períodos chuvosos e secos alternados, facilitam o processo. Quénard et al. (2011), por sua vez, indicaram a necessidade de que a precipitação média anual exceda a evapotranspiração em pelo menos 150 mm, sendo mais expressivo o processo, quando maior que 400 mm. Os autores citam também a maior facilidade de ocorrência a partir de substrato (material de origem) com textura arenosa a franco-arenosa e ausência de agentes floculantes. O relevo plano a suave ondulado é citado como mais propício em relação ao declivoso, pela maior percolação de água e transporte de materiais finos em suspensão.

A ocorrência de lessivagem também pode estar associada a solos mal drenados. Boivin et al. (2004), estudando solos de várzea no nordeste da Tailândia, constataram a ocorrência do processo a partir de análises da solução do solo, indicando concentrações de elementos que facilitam a dispersão das argilas. A possibilidade de frente de “destruição” de argilas é afastada a partir do alto pH da solução e baixos teores de alumínio (Al) em formas oxídicas. Estas conclusões mostram um procedimento usual em pesquisas, onde a falta de indícios de ocorrência de um processo indiretamente reforça a possibilidade de ocorrência de outros, que resultam em mesmas feições ou características do solo.

A floculação do solo pode ser explicada pelo raio iônico dos elementos ligados às partículas do solo. Elementos com carga maior (Al^{3+} , Mg^{2+} e Ca^{2+}) têm menor raio iônico, que promove maior proximidade e floculação entre as partículas do solo. Para os elementos com menor carga, como o K^+ e o Na^+ , o maior raio iônico simples ou hidratado (cátions no solo encontram-se rodeados por átomos de água para manter a eletroneutralidade) promove maior distanciamento e menor interação de cargas entre as partículas, ocasionando maior dispersão das argilas em água e maior facilidade para a ocorrência de

lessivagem (Andrade, 2009). Em solos muito ácidos, um grande número de cátions H^+ ocupando os sítios de troca provoca maior dispersão em relação às cargas positivas que estão na solução do solo. Horizontes superficiais favorecem a dispersão, pois cátions floculantes podem ser quelados por ácidos orgânicos e estão mais sujeitos ao impacto da chuva e ciclos de umedecimento e secagem (Schaetzl & Anderson, 2005).

O ponto de carga zero do solo (PCZ) também é importante na floculação do solo, sendo definido como o pH de equilíbrio entre cargas negativas e positivas do solo. É influenciado por minerais de carga pH dependente (ex: óxidos de ferro) e pela matéria orgânica. Quanto mais distante o pH do solo em relação ao PCZ, maior a diferença na quantidade de cargas positivas e negativas, aumentando a repulsão e a dispersão de partículas do solo em água (Fontes et al., 2001). Em solos inundados também são observados baixos graus de floculação, o que pode ser atribuído à solubilização dos óxidos de ferro e dissociação das argilas silicatadas, com consequentemente desestruturação física das partículas dos agregados (Lepsch et al., 1977).

Segundo Schaetzl & Anderson (2005), a deposição das argilas em um horizonte iluvial ocorre por três processos: na parada da frente de umedecimento, em contato com a parte seca do solo; quando a argila entra em contato com material de pH alto ou rico em bases; ou quando ocorre o efeito “esponja”, pelo acúmulo e filtragem da argila em poros menores. Há ainda a cobertura na deposição em poros de fluxo preferencial.

Apesar da aceitação da lessivagem como um processo de destaque na formação do gradiente textural dos solos, vários trabalhos mostram a influência de outros processos, e minimizam, em algumas situações, a participação da lessivagem. Quénard et al. (2011) trabalharam com análises acerca da natureza do material de origem de solos com gradiente textural, por meio de relações granulométricas. Além disso, foi feito um balanço entre o ganho de material argiloso nos horizontes subsuperficiais em comparação com perdas de horizontes superficiais. A constatação foi de que, na maior parte dos casos, o gradiente textural foi formado a partir de descontinuidade litológica, formação *in situ* e bioturbação.

Almeida (1992), estudando a degradação do topo do horizonte B de um Argissolo localizado na Planície Costeira do RS, concluiu que o acentuado

gradiente textural deste solo não foi formado apenas por lessivagem, mas também por ferrólise de argilas. O autor concluiu esta afirmação por meio da observação de que caulinitas de baixa cristalinidade e pequeno tamanho estariam contribuindo, a partir do seu intemperismo, para a formação de vermiculita e esmectita hidróxi-Al-entrecamadas (VHE e EHE) nos horizontes transicionais com frequentes ciclos de oxidação e redução. Parahyba et al. (2010) observaram que o contraste textural em um Planossolo não teve contribuição da lessivagem, sendo observado em micrografias a ausência de argilões de iluviação em poros, e a presença de argilões de intemperismo e liberação de Fe formado ao lado de grãos de biotita. Tal condição foi atribuída ao intemperismo *in situ* de minerais primários, bem como ao deslocamento lateral de soluções por arraste mecânico e dissoluções, resultando em aumento da condutividade elétrica dos solos das partes mais baixas do relevo.

2.1.4 Sodificação e Solodização

Em solos com condições de clima com evapotranspiração igual ou maior que a precipitação, entrada de água salobra do mar, drenagem restrita e/ou formado por sedimentos com alta concentração de sódio, pode ocorrer a formação de horizonte B plânico com caráter sódico (Planossolos Nátricos) ou com caráter solódico (Planossolos Háplicos solódicos). Altos teores de Na⁺ provocam a dispersão de argilas, pois este cátion tem grande raio iônico hidratado (as cargas elétricas das argilas ficam mais afastadas, havendo menor interação), e em consequência disso, com a alta quantidade de argila dispersa em água pode haver translocação vertical e a formação de horizontes iluviais de acúmulo de argila, com teores iguais ou maiores que 6% de Na⁺ na CTC. No RS, Planossolos com caráter sódico são encontrados na unidade de mapeamento Barros, e caráter solódico nas unidades Pelotas e Mangueira. De acordo com Streck et al. (2008), solos com alto teor de Na⁺ no complexo de troca apresentam o inconveniente de não poderem ser drenados sob risco de ascensão capilar do sódio, não sendo recomendados para cultivos de sequeiro.

A formação de Planossolos com alto teor de Na⁺ no RS pode ser reconstituída a partir de diferentes momentos. Do Pleistoceno ao Holoceno (período de 1,8 milhões de anos atrás até os dias atuais) ocorreram sucessivos períodos glaciais e interglaciais, com diferentes condições climáticas e

interferindo também na formação da província geomorfológica da Planície Costeira do RS, onde ocorrem Planossolos (Tomazelli & Willwock, 2005; CPRM, 2006; Streck et al., 2008).

A partir de um sedimento recém exposto, ocorre a pedogênese e formação dos horizontes do solo (“regossolo”). Supondo que houve a formação do regossolo a partir de sedimentos eólicos, e considerando um período glacial na Terra e, portanto, de clima seco no RS, esta condição favoreceu o acúmulo de sais solúveis em superfície. A salinização do solo ocorreria porque a precipitação pluviométrica seria insuficiente para a lixiviação de sais, ou quando a precipitação é igual ou menor que a evapotranspiração (Kämpf & Curi, 2012).

Os sais mais comuns formam-se a partir da combinação de cátions como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ com ânions Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} e NO_3^- em solução. A origem destes sais é o intemperismo de minerais primários, que em solução estes íons se recombinaem, e não havendo lixiviação suficiente, permanecem no solo; e também da água do mar, que concentra estes elementos lixiviados do continente. Numa transgressão marinha, estes íons em solução podem se depositar no continente. Provavelmente o clima árido no RS permitiu, inicialmente, a formação de solos salinos no RS, e os sais se acumularam em superfície por causa da pouca precipitação pluviométrica em um clima mais semelhante ao árido, pois se houvesse precipitação maior que evapotranspiração, estes sais facilmente se dissolveriam e lixiviaríamos para a subsuperfície. Nestas condições são formados os Solonchaks (FAO, 2014) ou Gleissolos Sálcos (Embrapa, 2013).

Em um período de clima mais úmido (interglacial) os sais solúveis começam a ser dissolvidos e lixiviados verticalmente ou lateralmente em subsuperfície, quando encontram horizonte ou material mais impermeável. A dissolução dos sais permite que o sódio trocável dissolvido acumule na solução do solo e, conseqüentemente, aumente a ocupação dos sítios de troca do solo originando o processo de sodificação (Resende et al., 2007). Também com o avanço do mar no período interglacial, mais halita (NaCl) pode ter acumulado nos solos da faixa litorânea do RS, contribuindo para o aumento no teor de Na^+ na solução do solo.

O excesso de Na^+ colabora na formação de bicarbonato de sódio (NaHCO_3) e é responsável pelo aumento de pH do solo. A matéria orgânica

tende a se dispersar pelo aumento do pH, bem como os agregados, e ocorre a solubilização de ácidos húmicos solúveis em pH alto. O aumento de pH ocorre pela ocupação do Na⁺ nos sítios de troca e dessorção de outros cátions como o Al³⁺, que são neutralizados pelas hidroxilas liberadas pela solubilização dos carbonatos. O alto teor de Na⁺ favorece a dispersão das argilas e formação de horizontes com perda (eluvial) e acúmulo (iluvial) de argila. Os solos são classificados como Solonetz (FAO, 2014) ou Planossolos Nátricos (Embrapa, 2013).

Com o avanço do intemperismo e lixiviação causada pela chuva, as bases e o sódio vão sendo deslocados dos sítios de troca. O Na⁺ lixivia primeiro pela menor valência (menos cargas positivas para adsorver nos sítios negativos de troca do solo) e pelo seu maior raio iônico hidratado (maior afastamento e menor interação elétrica com minerais ou compostos orgânicos com cargas negativas no solo). No caso do Na⁺, o solo passa do caráter sódico para solódico. O Na⁺ também pode reagir com o CO₂ difundido no espaço poroso do solo, ou gerado pela decomposição microbiana da matéria orgânica na superfície. O Na⁺ é lixiviado do sítio de troca, contribuindo para a acidez na superfície, pelos íons H⁺ liberados durante a reação, sendo o processo de solodização.



2.2 Outros processos responsáveis pela formação de gradiente textural acentuado no solo

Outros processos ou fenômenos não relacionados diretamente à pedogênese são citados na formação do gradiente textural acentuado, como a descontinuidade litológica. Esta característica é importante na classificação taxonômica do solo, pois a formação do horizonte B textural depende que não seja exclusivamente por descontinuidade litológica, mas também pela detecção de processos pedogenéticos (Embrapa, 2013). Gunal & Ransom (2006) sugerem como indicadores de processos de deposição, a maior ocorrência de minerais menos intemperizados em horizontes superficiais, de forma contrária às frentes de intemperismo, enquanto Bortoluzzi et al. (2008) também constata o fenômeno, por meio de relações granulométricas.

Mafra et al. (2001), estudando uma sequência de solos desenvolvidos de arenito em São Paulo, concluíram que estes eram autóctones e formados da rocha subjacente a partir de parâmetros estatísticos do fracionamento da areia em quatro frações, utilizando a análise estatística de diâmetro médio, amplitude, assimetria e curtose (Folk & Ward, 1957).

Bortoluzzi et al. (2008) observaram valor de uniformidade (VU) maior que 0,60 para um Argissolo de origem sedimentar, e também maior amplitude da relação areia fina/areia total (AF/AT) entre horizontes. Quando a diferença na relação AF/AT é maior ou igual que 0,20 e o $VU \geq |0,60|$ entre um horizonte e outro imediatamente subjacente, há grande possibilidade de descontinuidade litológica em um solo (Schaetzl, 1998). A formação de Planossolos em áreas baixas da paisagem reforça a possibilidade de descontinuidade litológica por deposição de sedimentos de diversas origens.

Schmitt (2015), estudando a formação de solos em áreas de rochas sedimentares da região central do RS, encontrou evidências de descontinuidade litológica para um Plintossolo Argilúvico a partir da diferença maior que 0,20 da relação AF/AT e VU maiores que 1 entre horizontes. Neste estudo, solos autóctones tiveram distribuição uniforme da fração areia em todo o perfil, enquanto os alóctones tiveram comportamento diferente deste. Também, a partir do tamanho predominante da areia, foram feitas inferências sobre o material de origem formador do solo, com base nas descrições da granulometria das formações litológicas locais.

Oliveira et al. (2008) citam a erosão diferencial, com remoção superficial de argilas, na formação de Planossolos e Luvisolos da região de semi-árido do nordeste brasileiro. Os autores fazem esta afirmação com base em análises micromorfológicas, que indicaram a presença muito pouco expressiva de argilãs de iluviação, com predomínio de argilãs de intemperismo e grãos envoltos em fina película, indicando remoção de materiais. Segundo Kämpf & Curi (2012), além da ausência de argilãs no horizonte B, outras características indicativas de erosão diferencial são os menores teores de argila total e de argila fina no horizonte superficial, concomitante com baixa razão argila fina/argila total no horizonte superficial e maior teor de argila fina em subsuperfície; a perda de silte no horizonte superficial; o balanço negativo de

argila, com remoção maior na superfície do que o ganho em subsuperfície; e o não aumento da CTC da fração argila em subsuperfície.

Na primeira etapa de preparo do solo para o plantio do arroz pré-germinado faz-se a formação da lama para retenção de água na superfície, com aração e gradagem para destorroamento do solo (Santos, 2018). Klamt et al. (1985) e Kämpf & Curi (2012) observaram que este tipo de preparo do solo é feito para destorrear e reduzir a permeabilidade da superfície. Porém, o processo favorece a dispersão das argilas, podendo estas serem escoadas entre os quadros durante a inundação inicial e drenagem da lavoura, havendo perda gradual de argila e de fertilidade química do solo. O menor grau de floculação de solos inundados, como em Planossolos, torna mais suscetível a ocorrência desse processo erosivo, podendo causar a contaminação de corpos hídricos com os nutrientes e agroquímicos adsorvidos nas argilas (Machado et al., 2006; Grützmacher et al., 2008).

A pedoturbação, ainda que seja citada como um processo que contribui para a isotropia devido à mistura de horizontes pela ação da fauna e da vegetação no solo, pode atuar no sentido de criar organização no solo (proanisotropismo). A penetração e morte de raízes pode facilitar o movimento da água em subsuperfície, ao criar canais preferenciais para o deslocamento vertical da argila. O contrário (proisotropismo) também pode ocorrer, quando os canais formados são grandes o suficiente para o deslocamento de partículas de tamanho maior (areia e silte), diminuindo o gradiente textural acentuado. Materiais finos também podem ser trazidos para a superfície pela atividade de formigas, cupins e minhocas, desfazendo o gradiente textural acentuado e homogeneizando o solo (Schaetzl & Anderson, 2005; Kämpf & Curi, 2012).

2.3 Dinâmica de íons em Planossolos

As principais características dos Planossolos são o gradiente textural acentuado, formação de horizontes eluviais de baixa fertilidade química (baixa atividade da fração argila, CTC e saturação por bases), e liberação de íons Fe^{2+} , Si^{4+} e Al^{3+} a partir das reações químicas de redução e de intemperismo.

O gradiente textural acentuado, com a ocorrência do horizonte diagnóstico subsuperficial B plânico de transição abrupta, é uma característica

desfavorável à drenagem natural do solo. Para culturas como o arroz irrigado, a facilidade de inundação do solo é um requisito importante à economia de água. Nos Planossolos em que o horizonte B plânico inicia a grande profundidade, a irrigação pode não ser tão econômica, tornando estas áreas aptas para culturas de sequeiro como milho e pastagens (Klamt et al., 1985). A soja em terra baixa também pode ser beneficiada em Planossolos com horizonte B plânico a grande profundidade, pois o risco de inundação é menor do que em solos com horizonte argiloso mais próximo à superfície ou em Gleissolos com textura argilosa em todo o perfil. Em solos muito mal drenados, o nivelamento do terreno, a construção de canais de drenagem, e em alguns casos a construção de microcamalhões, é fundamental para o cultivo de espécies de sequeiro (SOSBAI, 2010). A construção de microcamalhões e a drenagem de água da plantação de arroz para fora da lavoura sem esperar a sedimentação da argila após a irrigação, aumenta a perda de argila e fertilidade química em superfície, pelo revolvimento do solo e o baixo grau de floculação em solos inundados.

Brinkman (1978) observou algumas implicações práticas no manejo de Planossolos. Para eliminar a ferrólise do solo, é necessário mantê-lo inundado, evitando a etapa de reoxidação do Fe^{2+} que leva à liberação de íons H^+ , destruição de argilominerais e diminuição da CTC do solo. Porém, esta condição aumenta a toxidez por ferro e manganês e deficiência de micronutrientes como o zinco. Outra alternativa, a drenagem do solo, diminuiria a reação de redução do Fe^{3+} , responsável pelo deslocamento de bases dos sítios de troca e possibilidade de lixiviação. Porém, esta alternativa é inviável, pois é necessário manter o solo inundado para manter a produtividade do arroz irrigado. Para culturas de sequeiro, a drenagem torna viável o cultivo, porém é necessário fazer correção do solo para aumento do pH e diminuição do efeito fitotóxico do Al^{3+} . Além da calagem, a adubação com nutrientes é uma boa alternativa para a reposição dos cátions lixiviados. No entanto, Brinkman (1978) considera que a destruição dos argilominerais por ferrólise é mais rápida do que a ocupação das bases trocáveis após feita uma adubação, o que pode tornar a prática inviável.

O Si^{4+} e Al^{3+} , $\text{Fe}^{2+,3+}$ são elementos importantes na constituição mineralógica do solo, sendo os de maior abundância na crosta terrestre após o O^{2-} , compondo em peso cerca de 27,7%, 8,1% e 5%, respectivamente (Zanardo & Maques Júnior, 2009). O intemperismo dos minerais pode tornar estes

elementos disponíveis na solução do solo para formarem novos minerais, ou serem lixiviados. A valência do íon e o raio iônico hidratado influenciam a movimentação dos elementos no perfil, tendo o Fe^{2+} maior mobilidade na solução do solo do que Al^{3+} , pois o último tem menor raio iônico. Especificamente, nos Planossolos, o Fe^{2+} pode migrar para zonas com oxigênio disponível, formando mosqueados que marcam a precipitação de óxidos de ferro. O Si^{4+} e o Al^{3+} , dependendo das condições de drenagem do ambiente e do pH da solução do solo, podem recombinar e formar aluminossilicatos secundários. A formação de minerais pedogênicos a partir do intemperismo dos minerais primários é influenciada pela disponibilidade de água (altera o grau de lixiviação e concentração dos íons em solução), pH da solução e disponibilidade de oxigênio para a oxidação do Fe.

Quanto à dinâmica dos íons nos Planossolos, o Fe na sua forma reduzida ou oxidada é o principal agente nas reações que alteram o pH em água, textura do solo, mineralogia, CTC e teor de bases no solo. Isso ocorre porque após o consumo do O_2 , o NO_3^- desaparece rapidamente do solo logo após o alagamento, por ter alto potencial elétrico de ser reduzido, pequena quantidade no solo e baixa estabilidade termodinâmica, sendo consumido primeiramente na sequência redutiva de transferência de elétrons a partir da oxidação da matéria orgânica em ambiente alagado. Os óxidos de manganês (MnO_2) são reduzidos dentro de uma a três semanas, não sendo encontrados teores tóxicos para solos inundados, pois observa-se nas condições de solo inundado um incremento de Mn^{2+} solúvel em uma a duas semanas e rápido declínio dos teores. De acordo com Ponnampertuma (1972), esta condição é favorecida pelo aumento do pH, ajudando a formar hidróxidos de manganês, ou em solos ácidos ocorre a formação de MnCO_3 . Ainda, o manganês pode encontrar zonas oxidadas do solo, formando depósitos e nódulos escuros ricos em Mn.

O Fe, além de participar nas reações químicas de ferrólise, pode aumentar a dispersão do solo a partir da sua redução, que promove a dispersão das argilas silicatadas. A partir do alagamento, o ferro é reduzido para sua forma solúvel, podendo ficar em excesso na solução e causar toxidez para as plantas. Quando ocorrem argilominerais 2:1 no solo, o Fe^{2+} juntamente com Al^{3+} pode formar polímeros hidroxilados e ocupar o espaço entrecamadas destes, diminuindo a CTC e aumentando a estabilidade dos argilominerais ao

intemperismo, pela menor disponibilidade da superfície de troca de cátions com H^+ . Entretanto, Azevedo & Vidal-Torrado (2009) destacam que é difícil encontrar polímeros de $FeOH^+$ no espaço entrecamadas, pois estes necessitam pH muito ácido para desenvolver mais cargas positivas, condição que é incompatível para a presença de argilominerais 2:1 no solo, e também devido a sua baixa estabilidade no solo em comparação aos óxidos de ferro.

A concentração do Fe em solução é controlada por fatores como pH, disponibilidade de oxigênio e solubilidade dos óxidos de ferro presentes no solo, pois aqueles recém-precipitados têm menor cristalinidade e maior potencial de serem solubilizados (Mello & Perez, 2009). Durante o alagamento inicial do solo na lavoura de arroz podem ser observadas manchas avermelhadas na superfície da lâmina de água, o que pode ser atribuído à ocorrência de óxidos que atingiram a sua estabilidade termodinâmica, a partir da maior concentração de Fe^{2+} em solução e contato com a superfície da lâmina de água que tem difusão de O_2 da atmosfera. Nesta condição, pode ser formado o óxido de ferro de baixa cristalinidade ferrihidrita.

A lepidocrocita $\gamma Fe^{3+}O(OH)$ e a ferrihidrita $Fe^{3+}_2O_3 \cdot 0,5H_2O$ contribuem para formar cores laranja e vermelho-marrom, respectivamente, em solos com hidromorfismo (Costa & Bigam, 2009). Estes óxidos de ferro de baixa cristalinidade formam-se em subsuperfície quando há O_2 difundido no espaço entre agregados, originando mosqueados vermelho-marrom 5YR para ferrihidrita e alaranjado 7,5YR 5/8 para lepidocrocita. A goethita geralmente forma-se em condições de melhor drenagem, originando marrom-amarelado 10YR. Contudo, com o crescimento na expansão e espessura durante a formação de nódulos, concreções e petroplintita, todos esses óxidos passam a apresentar cor preta, especialmente quando há presença de Mn. Em solos com hidromorfismo podem ser observados mosqueados na superfície das raízes onde há difusão de oxigênio (Schaetzl & Anderson, 2005).

A dissolução dos óxidos de ferro e reprecipitação em óxidos de ferro de baixa cristalinidade em ambientes com ciclos prolongados de anaerobiose e aerobiose sucessivos também pode alterar a disponibilidade do íon fosfato no solo para a absorção pelas plantas. Com a dissolução dos óxidos, o fósforo, fortemente adsorvido nas cargas positivas da superfície destes, aumenta sua disponibilidade na solução do solo. Gonçalves & Meurer (2008) observaram que

o fósforo pode ficar mais disponível na solução logo após o alagamento do solo, por decorrência desta condição.

Nos óxidos de ferro, a maior capacidade de adsorção de fósforo está relacionada à alta área superficial específica (ASE) desses minerais. Quando o solo volta a secar ocorre a reprecipitação em óxidos de Fe^{3+} de baixa cristalinidade e de pequeno tamanho. Exemplos de óxidos de ferro de baixa cristalinidade são a lepidocrocita (ASE de 15 a 260 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$) e ferrihidrita (ASE de 100 a 400 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$). Estes minerais podem ter ASE superior a outros óxidos de ferro bem cristalizados, como a goethita (ASE de 8 a 200 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$) e a hematita (ASE de 2 a 90 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$), e então o solo pode ter maior capacidade de adsorção de fósforo a cada novo ciclo de redução e oxidação (Costa & Bigham, 2009).

Guilherme et al. (2000), estudando solos alagados em Minas Gerais, observaram que a etapa inicial do alagamento promove maior disponibilidade de íons fosfato pela redução dos óxidos de ferro e dissolução destes. Porém, com a secagem alternada do solo, a formação de óxidos de Fe^{3+} de baixa cristalinidade aumenta a ASE e a reatividade dos óxidos e, portanto, no decorrer do tempo, aumenta a capacidade de adsorção de fósforo no solo e menor facilidade de absorção do nutriente pelas plantas.

No solo, o Si participa da constituição básica estrutural dos minerais, desde minerais primários resistentes como o quartzo, até os minerais secundários da fração argila, compondo a estrutura das lâminas tetraedrais dos filossilicatos. O Si é um elemento altamente solubilizado durante a ferrólise pela destruição dos argilominerais silicatados, e que foi comprovado por Brinkman (1979) pela medição de altos teores de H_4SiO_4 nos horizontes superficiais em solução do solo após precipitação pluviométrica. O sílcio pode ser lixiviado ou recombinar-se em profundidade com o Al^{3+} , em parte lixiviado, para formar aluminossilicatos de baixa cristalinidade. A formação de camadas cimentadas por sílica (ex: fragipã e duripã) ocorre quando o Si liberado pelo intemperismo dos minerais nos ciclos de umedecimento e secagem em horizontes subjacentes, precipita de forma amorfa ou não em profundidade, com ou sem Al.

A precipitação de sílica geralmente ocorre quando a lixiviação no perfil não é intensa ou quando há absorção de água pelas plantas, colaborando para concentrar a sílica em solução e ligando as partículas do solo para formar

horizontes endurecidos e com menor condutividade hidráulica. Nestas condições, ocorre deposição dos polímeros de aluminossilicato na superfície dos cristais de caulinita, e/ou formação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade preenchendo os espaços porosos entre o quartzo (Schaetzl & Anderson, 2005; Kämpf et al., 2009b). Esta condição pode ser observada por meio do aumento dos teores de Si e Al extraído por oxalato ácido de amônio nos horizontes cimentados. Moreau et al. (2006) observaram maiores relações Si_{oxa}/Si_{dcb} e Al_{oxa}/Al_{dcb} em um horizonte cimentado com fragipã e duripã em um Espodossolo com restrição de drenagem no sul da Bahia.

Os teores de Al^{3+} normalmente são altos em horizontes ferrolisados, pela liberação deste elemento a partir da destruição dos silicatos primários e argilominerais, sendo sua dinâmica afetada pelo pH do solo. Parte do Al^{3+} pode ser lixiviado quando deslocado pelo Fe^{2+} e em pH ácido do solo. Quando o solo volta a ficar inundado, o contínuo consumo de íons H^+ e aumento do pH possibilita a formação de $Al(OH)_2^+$, que pode ocupar o espaço entrecamadas de argilominerais 2:1, diminuindo a disponibilidade de sítios para a retenção de nutrientes para as plantas. Além do umedecimento e secagem do solo frequentes, o baixo teor de matéria orgânica evitando a complexação do Al^{3+} , o intemperismo intenso para liberação de íons Al^{3+} , a presença de mica e soluções ricas em Mg e Fe, e o pH moderadamente ácido (~5,0), são condições favoráveis para a formação de argilominerais 2:1 com hidróxi-Al-entrecamadas (Kämpf et al., 2009a; Azevedo & Vidal-Torrado, 2009).

Como condição favorável para a formação de minerais 2:1 HE, o pH da solução entre 4,5 e 5,0 é importante para formar espécies solúveis de Al^{3+} com carga positiva como, por exemplo, $Al(OH)^{2+}$ e $Al(OH)_2^+$, podendo estes entrarem no espaço entrecamadas dos argilominerais esmectita e vermiculita. Desfavorecendo o processo, quando o pH em água é igual ou maior que 5,5, o alumínio precipita em $Al(OH)_3$. Quando o pH é muito baixo (pH menor que 4,0), o ambiente extremamente ácido resulta em baixa estabilidade dos argilominerais 2:1 no solo (Andrade, 2012). A formação de polímeros de Al^{3+} no espaço entrecamadas de argilominerais 2:1 diminui a CTC do solo e a capacidade de expansão e contração em solos com características vérticas (Melo et al., 2009; Mello & Perez, 2009).

3 HIPÓTESES E OBJETIVOS

3.1 Hipóteses

a) Os diferentes ambientes de ocorrência implicam em diferenças importantes nos aspectos morfológico, físico, químico e mineralógico, indicando a grande variedade de características desta classe de solos na região centro-leste do RS;

b) As características dos ambientes dos Planossolos implicam em intemperismo em estágio mais avançado em relação a outros solos hidromórficos, alterando suas características em relação ao material de origem.

3.2 Objetivos

i) Caracterizar e classificar os Planossolos selecionados e entender sua relação solo-ambiente;

ii) Estudar comparativamente os Planossolos em diferentes ambientes de regiões do RS;

iii) Compreender a pedogênese dos Planossolos estudados.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Neste item são destacados a localização dos perfis de estudo, aspectos da geologia e geomorfologia, o clima e a vegetação e as principais atividades econômicas nos municípios selecionados. Também são apresentadas as metodologias utilizadas para a caracterização e estudo dos Planossolos.

4.1 Localização das áreas de estudo e ocorrência de tipos de solo

A localização geográfica dos municípios onde foram coletados os Planossolos é apresentada na Figura 3.

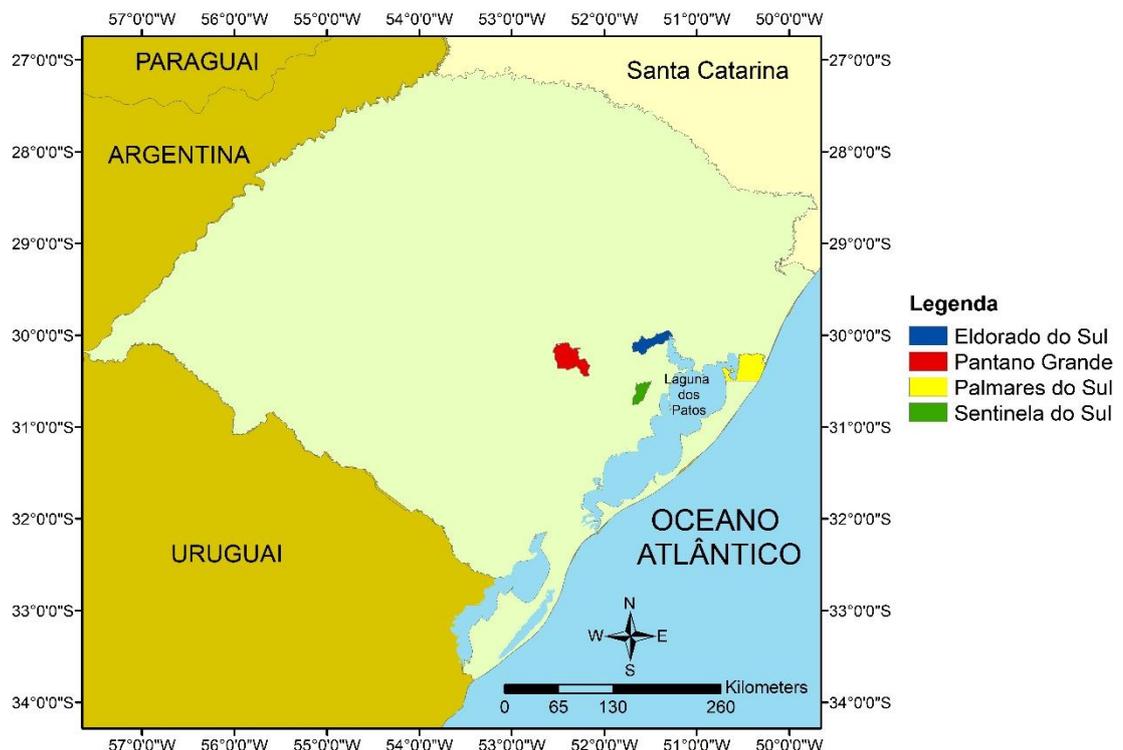


Figura 3. Localização geográfica no Estado do Rio Grande do Sul dos municípios de Eldorado do Sul, Pantano Grande, Palmares do Sul e Sentinela do Sul.

Para o estudo foram selecionados cinco perfis de solo, de acordo com a observação das características de relevo plano e em cota baixa da paisagem, sendo os perfis P1 e P5 em Eldorado do Sul, P2 em Pantano Grande, P3 em Palmares do Sul, e P4 em Sentinela do Sul.

De acordo com IBGE (2002), os principais solos que ocorrem nos municípios selecionados para o estudo são: Eldorado do Sul – Argissolo Vermelho Distrófico, Planossolo Háplico Eutrófico, Gleissolo Háplico Eutrófico; Pantano Grande – Planossolo Háplico Eutrófico, Argissolo Vermelho Distrófico, Argissolo Bruno-Acinzentado Eutrófico; Palmares do Sul – Planossolo Háplico solódico, Planossolo Háplico Eutrófico, Planossolo Háplico Distrófico, Plintossolo Argilúvico, Neossolo Quartzarênico Distrófico; Sentinela do Sul – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico, Planossolo Háplico solódico, Planossolo Háplico Eutrófico e Planossolo Háplico Distrófico.

4.2 Geologia e geomorfologia das áreas de estudo

O RS é composto por quatro províncias geomorfológicas, onde os Planossolos ocorrem em três, sendo principalmente na Planície Costeira e Depressão Periférica, e em menor expressão no Escudo Sul-riograndense. Os perfis para estudo da pedogênese de Planossolos são indicados na Figura 4.

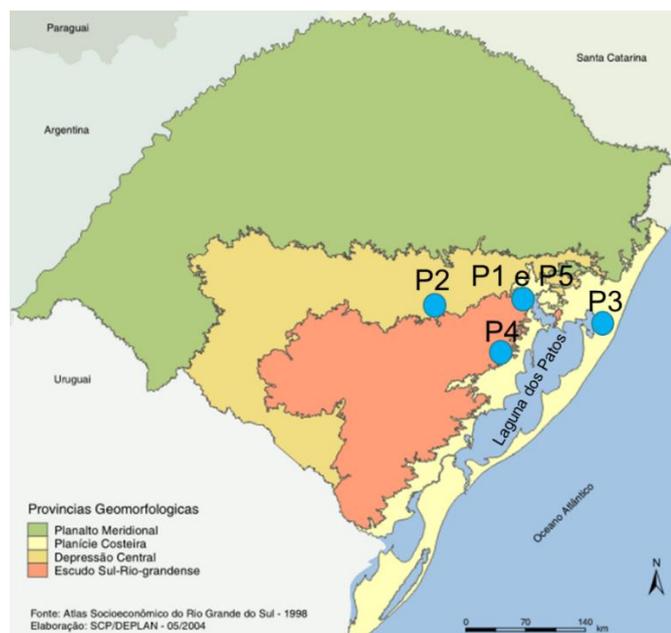


Figura 4. Localização dos perfis de estudo dos Planossolos nas províncias geomorfológicas do RS. Fonte: Adaptado de Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul (1998).

O município de Eldorado do Sul está localizado na transição entre Depressão Periférica, Escudo Sul-riograndense e Planície Costeira (Figura 5). O Perfil 1 está localizado sobre material de Depósito de Planície Lagunar (Q3pl3), tendo origem no Quaternário a partir das transgressões e regressões marinhas que formaram a Laguna dos Patos. De acordo com CPRM (2006), é composto por areia siltico-argilosa e concreções ferromanganesíferas, com idade inferior a 200 mil anos. O Perfil 5 está situado na transição da Planície Costeira Interna e Escudo Sul-riograndense, pertencendo ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (PP2arr), com idade superior a 2 bilhões de anos. Próximo à Laguna dos Patos predominam depósitos sedimentares dos eventos marinhos do quaternário, enquanto em direção ao interior do continente surgem as rochas graníticas e gnáissicas.

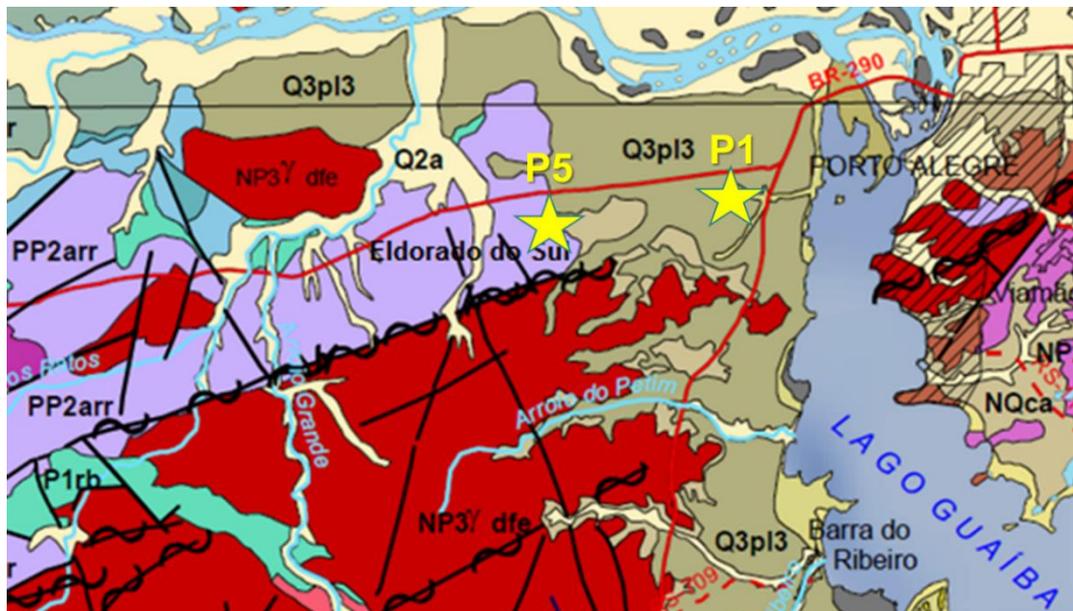


Figura 5. Formações geológicas dos perfis P1 e P5 no município de Eldorado do Sul. Legenda: P1 - (Q3pl3) Barreira pleistocênica 3, com Depósito de planície lagunar; P5 - (PP2arr) Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Fonte: Adaptado de CPRM (2006). Escala 1:750.000.

A Província Geomorfológica da Depressão Periférica do RS faz parte da Bacia do Paraná, uma grande bacia sedimentar que teve o seu desenvolvimento ainda no Gondwana (quando América do Sul e África estavam unidas em um mesmo continente). A Depressão Periférica foi originada por distintos eventos climáticos na Terra separados pelo tempo de milhões de anos, iniciando no Permiano (há cerca de 299 milhões de anos atrás), e que é

caracterizada pela sucessão de depósitos sedimentares advindos de superfícies desgastadas da crosta terrestre. Do ponto de vista geológico, pode-se dizer que os pacotes sedimentares têm características peculiares (granulometria das rochas sedimentares, achados fósseis e feições dos depósitos sedimentares) que fornecem evidências dos ambientes e eventos climáticos em que foram desenvolvidos (Holz & De Ros, 2000; Streck et al., 2008).

A Depressão Periférica é formada por duas unidades geomorfológicas, a Depressão do Rio Ibicuí–Rio Negro e a Depressão Rio Jacuí. Em ambas, tem-se o relevo rebaixado em relação às províncias geomorfológicas ao norte (Planalto) e ao sul (Escudo Sul-riograndense), com elevações suaves de topo convexo (“colinas”) associadas a áreas planas, de formação de rochas sedimentares e material aluvial e coluvial, denominadas superfícies pediplanares, onde se localizam os Planossolos.

O Perfil 2 foi amostrado próximo às áreas de drenagem do Rio Jacuí, correspondendo a Depósitos Aluviais (Q4a) muito jovens, com idade inferior a 10.000 anos (Figura 6). Esses depósitos ocupam grande porção da planície de inundação do Rio Jacuí, correspondendo a aluviões de composição textural variada, sendo areia grossa a fina com cascalho e sedimento siltico-argiloso.

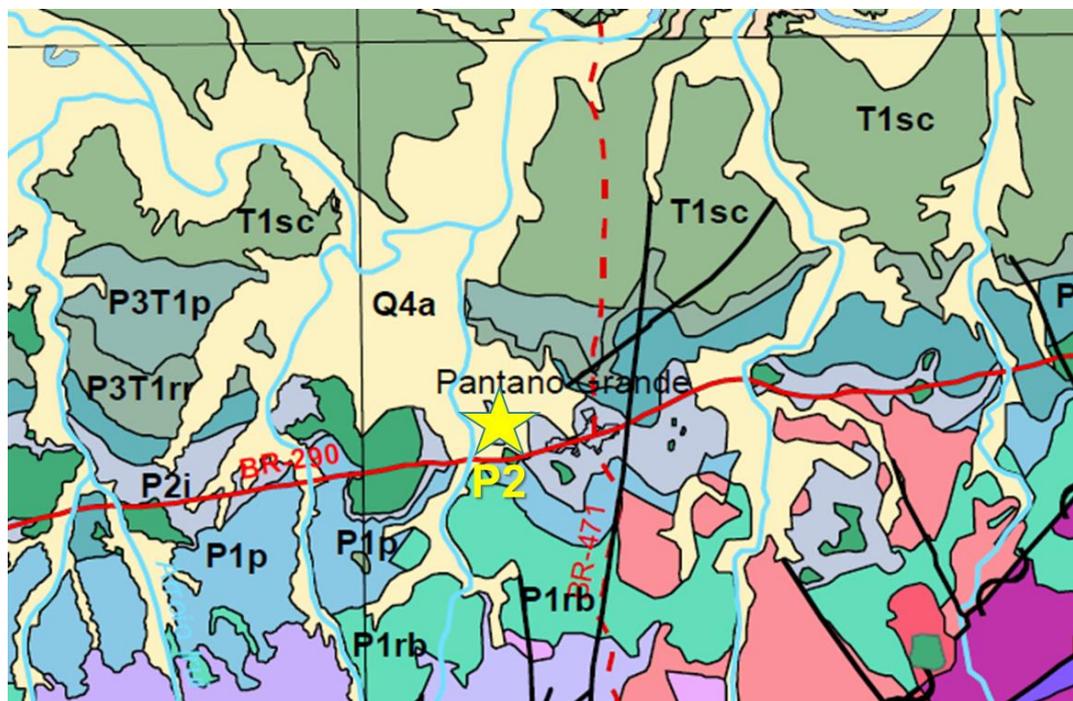


Figura 6. Formação geológica do Perfil 2 no município de Pantano Grande. Legenda: P2 - (Q4a) Depósito colúvio-aluvial holocênico. Fonte: Adaptado de CPRM (2006). Escala 1:750.000.

A Província Geomorfológica da Planície Costeira do RS data do Quaternário, sendo a de formação mais recente do Estado (iniciando há cerca de 2 milhões de anos atrás) e formada pelas alternâncias de clima árido e úmido. Com uma área de 33.000 km², é a maior planície litorânea do Brasil, e é basicamente composta por áreas baixas (cotas menores que 40 m de altitude) e de relevo plano (Holz & De Ros, 2000; Streck et al., 2008). RADAMBRASIL (1986) destaca a diferenciação entre as regiões geomorfológicas Planície Costeira Interna e Externa, sendo a primeira formada por depósitos com origem predominante aluvial e coluvial, enquanto a segunda apresenta influência eólica mais ressaltada.

Segundo Holz & De Ros (2000), a porção interna da Planície Costeira é composta por dois sistemas de sedimentos aluviais: na área principal (ao sul de Porto Alegre), a planície interna é composta por sedimentos originados das rochas ígneas e metamórficas do Escudo Sul-riograndense; ao norte de Porto Alegre, os sedimentos da planície interna foram originados de rochas sedimentares da Depressão Periférica e vulcânicas do Planalto da Serra Geral. Nielsen et al. (1994) destacam as características da Planície Costeira, formada em grande parte por depósitos de origem flúvio-lagunar, com escoamento freático difuso em função do relevo plano. Os autores citam o efeito “esponja” dos solos desta área, especificamente à proximidade de banhados como o Grande e o dos Pachecos, nas proximidades do litoral norte do Estado. A Planície Costeira Interna concentra depósitos de granulometria mais variada, com maior ocorrência dos Planossolos.

Tomazelli & Villwock (2005) observaram que a Planície Costeira na porção mais interna é formada por leques aluviais, formados por processos gravitacionais de erosão das áreas-fonte de rochas graníticas e metamórficas, como a queda livre de blocos, rastejamento e fluxo de detritos, enquanto mais distalmente os depósitos foram transportados e depositados em meio aquoso por canais aluviais. Os leques aluviais ao sul de Porto Alegre são compostos por arenitos grossos muito friáveis e conglomerados de grânulos, e à medida que se distanciam do continente a deposição dos sedimentos é estratificada pela deposição de sedimentos em eventos torrenciais. Ao norte de Porto Alegre os sedimentos provêm do basalto do Planalto e das rochas sedimentares da Depressão Periférica, tendo o predomínio de depósitos formados por processos

gravitacionais de queda de blocos, escorregamentos e fluxo de detritos sobre os processos aquosos de aluvião.

A porção externa da Planície Costeira é composta por sedimentos depositados pelos últimos eventos transgressivos-regressivos marinhos e por sedimentos eólicos, sendo responsável pela origem da Lagoa dos Patos, Lagoa Mangueira e Lagoa Mirim. Os sedimentos são formados por areias quartzosas claras ou quartzo-feldspáticas avermelhadas. A coloração avermelhada está relacionada ao intemperismo dos feldspatos e infiltração da argila no espaço intergranular das areias (Holz & De Ros, 2000).

Tomazelli & Villwock (2005) destacaram a ocorrência de quatro sistemas de laguna-barreira (Figura 8), que foram formados pelo limite da transgressão (período interglacial) e preservados pelo recuo do nível do mar em estágio de clima árido. No município de Palmares do Sul, destacam-se as barreiras II, III e IV (Figura 7), sendo compostas pelos Depósitos de Planície Lagunar (Q4pl e Q3pl3), Depósito eólico (Q4e) e Depósitos praias eólicos (Q3pe3, Q2pe2).

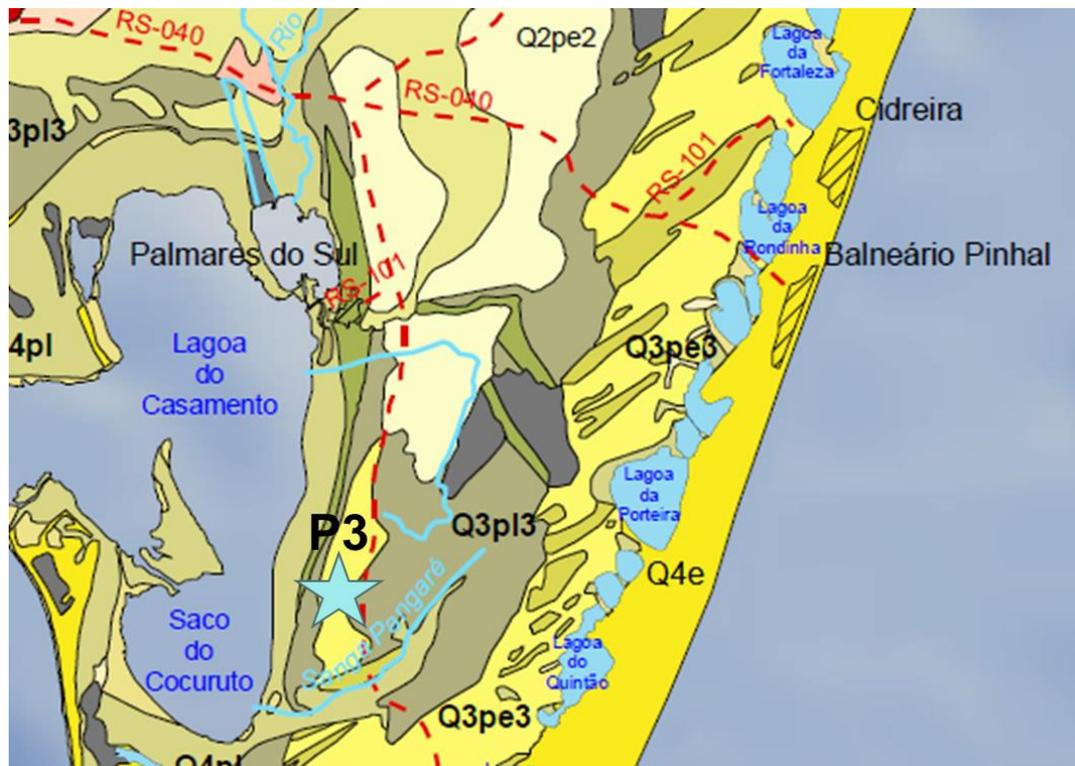


Figura 7. Formação geológica do Perfil 3 no município de Palmares do Sul. Legenda: P3 - (Q3pe3) Barreira pleistocênica 3, com Depósitos praias eólicos. Fonte: Adaptado de CPRM (2006). Escala: 1:750.000.

O Perfil 3 está localizado na Laguna-Barreira III (Q3). Esse material geológico ocorre desde Torres no litoral norte até o Chuí no litoral sul, sendo responsável pela formação da Laguna dos Patos. Sua formação ocorreu há 120 mil anos, no último grande evento regressivo marinho. A granulometria e a mineralogia refletem o ambiente em que ocorreu sua formação, composto por sedimentos praias e de fundo marinho, com alguma influência eólica. Os sedimentos praias são compostos por areia quartzosa clara e fina, síltico-argilosa, com presença de conchas de moluscos que podem formar solos carbonáticos mais ao sul do RS. Os sedimentos eólicos são areias de coloração vermelha, e ocorrem nos locais onde a vegetação foi retirada.

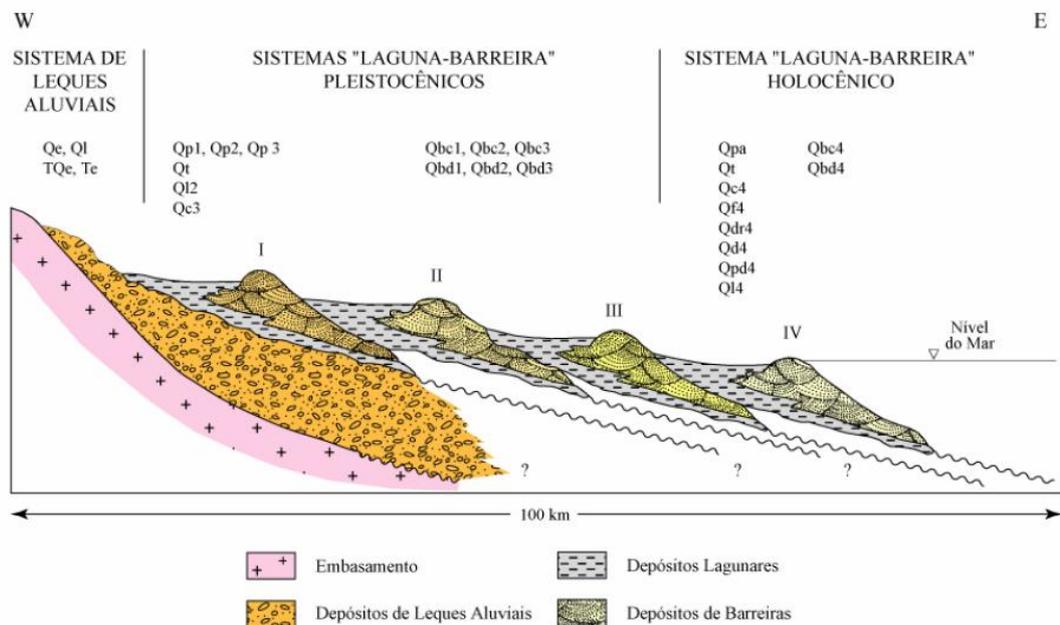


Figura 8. Eventos transgressivos-regressivos marinhos responsáveis pela formação das lagoas e planície lagunar da Planície Costeira do RS. Fonte: Tomazelli & Villwock (2005).

Na Planície Costeira Externa, a existência de substrato geológico poroso em contato com o mar e a existência de vales submarinos e de paleocanais, podem constituir uma ligação subterrânea de água salobra do mar e a plataforma continental, podendo resultar em solos com maior salinidade e sodicidade, conforme observou Carmona (2011) para um solo do município de Mostardas. Segundo Weschenfelder et al. (2008), durante a formação da porção mais externa da Planície Costeira do RS há 5 mil anos atrás houve cobertura

de vales submarinos e de antigos canais de drenagem entre a Laguna dos Patos e o Oceano Atlântico (Figura 9).

As características geológicas da Planície Costeira do RS interferiram na formação da Laguna dos Patos, e esta tem influência sobre a característica dos solos. A Laguna dos Patos tem área aproximada de 10.000 km², profundidade média de 6 m e ao sul, no canal de Rio Grande, recebe no estuário entrada de água do mar em uma vazão média de 4.800 m³ s⁻¹. Nos locais mais próximos ao sul da Laguna, a entrada de água marinha influencia o maior teor de sódio dos solos (Streck et al., 2008; Carmona, 2011).

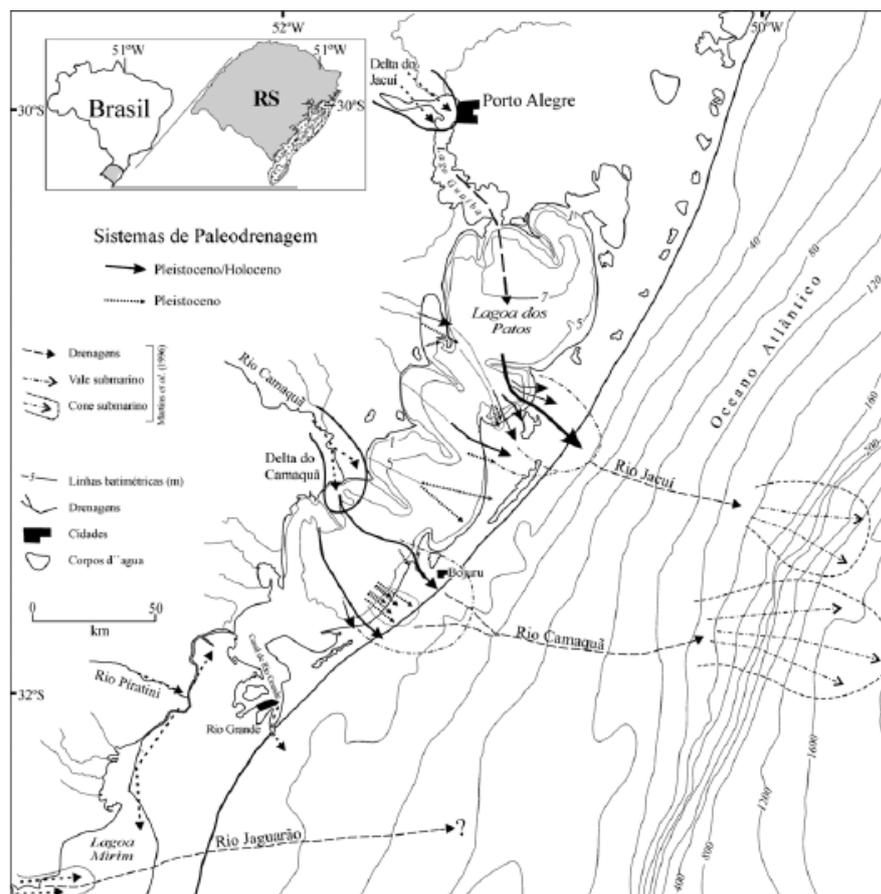


Figura 9. Canais de paleodrenagens registrados na Laguna dos Patos. Fonte: Weschenfelder et al. (2008).

O caráter solódico de alguns solos na região da Laguna dos Patos tem relação com as seguintes características: proximidade com o estuário da laguna, sob maior influência da entrada da água do mar; a existência de paleocanais e material de origem poroso no entorno da laguna, permitindo que acentue o fluxo subsuperficial de água salobra; a diminuição do nível da laguna em relação ao nível do mar em períodos menos chuvosos; o aumento da entrada

de água do mar na Laguna dos Patos quando o vento predominante vem do sudoeste no inverno; a irrigação de lavouras com água salobra da Laguna dos Patos (Tomazelli & Villwock, 2005; Weschenfelder et al., 2008; Carmona, 2011).

O Escudo Sul-riograndense é a província geomorfológica mais antiga do RS, sendo composta por rochas formadas no Pré-Cambriano, com idade superior a 540 milhões de anos (Holz & De Ros, 2000). RADAMBRASIL (1986) destaca a ocorrência de duas unidades geomorfológicas, os Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul e Planalto Rebaixado Marginal. Estas unidades apresentam rochas graníticas e metamórficas, tendo relevo com altitude média entre 100 e 400 m, e em forma de colinas de topo convexo ou plano. Entre os topos convexos das colinas também podem ocorrer áreas mais baixas e planas (áreas pediplanadas), que apresentam deficiência de drenagem, como ao sul do rio Camaquã. O Perfil 4 está localizado na Suíte Granítica Dom Feliciano (Figura 10), com granodiorito (NP3 γ dfc).

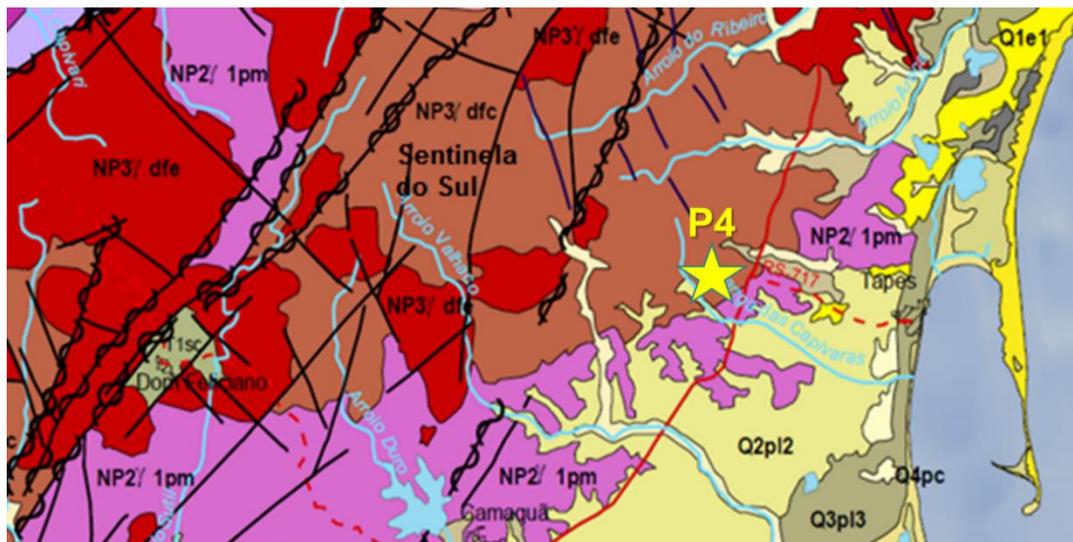


Figura 10. Formação geológica do Perfil 4 no município de Sentinela do Sul. Legenda: P4 – (NP3 γ dfc) Suíte Granítica Dom Feliciano. Fonte: Adaptado de CPRM (2006). Escala 1:750.000.

4.3 Clima e Vegetação

A classificação climática das regiões fisiográficas pelo Sistema de Köppen é Cfa (clima subtropical úmido sem estiagem, com verões quentes), tendo precipitação média anual entre 1.500 e 1.800 mm (Figura 11).

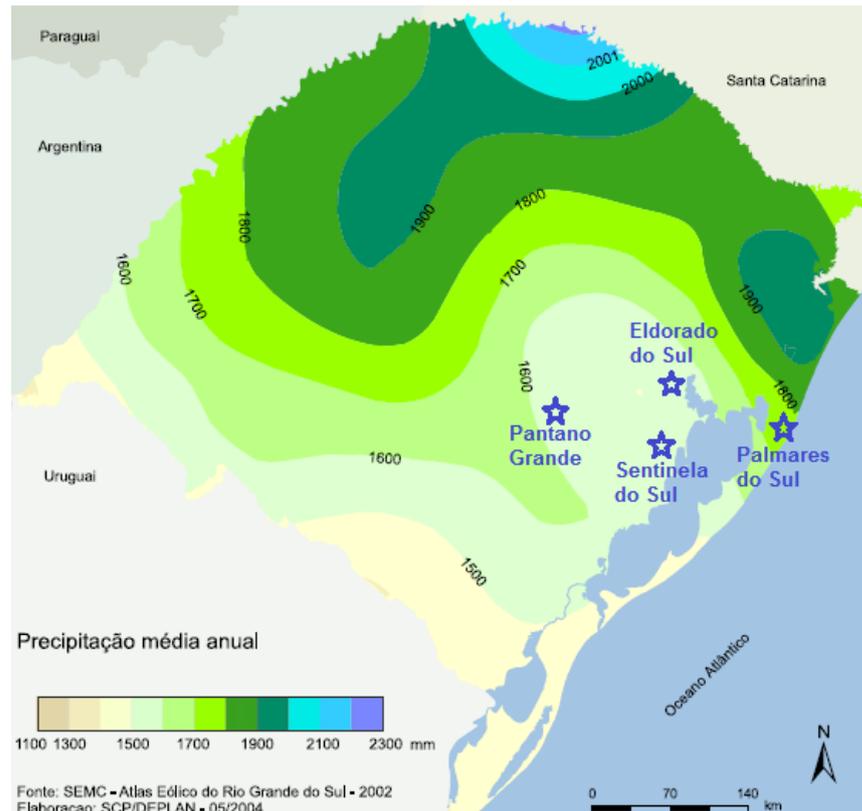


Figura 11. Precipitação média anual para o RS, com destaque para os locais selecionados para a coleta de solos. Fonte: Adaptado de Rio Grande do Sul, 2016.

A temperatura média anual para os locais de estudo está entre 18 e 20 °C (Alvares et al., 2013; Rio Grande do Sul, 2016). Conforme o histórico climático de 30 anos nas estações meteorológicas mais próximas dos locais de estudo, a precipitação média mensal não é inferior a 80 mm. A precipitação efetiva anual (precipitação menos evapotranspiração) é maior que 400 mm, havendo risco de déficit hídrico de dezembro a março e maior excedente hídrico de junho a setembro (Rio Grande do Sul, 2010).

Nestas regiões, a vegetação nas áreas de várzea e banhados apresenta predomínio de Florestas Aluviais e Florestas de Terras Baixas e Formações Pioneiras. As áreas de relevo ondulado ou mais declivoso apresentam vegetação de Floresta Estacional Semidecidual, com áreas de espécies mesófilas ou sub-xerófitas, especialmente em áreas de morro da Serra do Sudeste (RADAMBRASIL, 1986).

4.4 Atividade agropecuária nos municípios de estudo

As áreas para amostragem dos solos pertencem a diferentes regiões fisiográficas do RS. Assim, foram contemplados o Litoral, a Depressão Central e a Serra do Sudeste.

- Litoral Norte (província geomorfológica da Planície Costeira), no município de Palmares do Sul. A agropecuária é responsável por gerar 27% da receita do produto interno bruto (PIB) de Palmares do Sul, sendo as principais atividades a produção de arroz (cerca de 21.000 ha) e de soja (1.100 ha), a pecuária de bovinos (cerca de 31.000 cabeças), e a silvicultura com eucalipto e pinus (cerca de 7.500 ha) (IBGE, 2016a).

- Depressão Central (província geomorfológica da Depressão Periférica), nos municípios de Pantano Grande e Eldorado do Sul. Em Pantano Grande a agropecuária corresponde a cerca de 26% do PIB, sendo as principais atividades a silvicultura (36.350 ha), a lavoura temporária com soja (12.450 ha) e arroz (4.650 ha) (IBGE, 2016b). Em Eldorado do Sul a agropecuária é responsável por cerca de 5% do PIB, sendo que o arroz (cerca de 11.500 ha) e a soja (cerca de 1.100 ha) são as principais atividades de lavoura temporária, e na pecuária a criação de bovinos de corte (cerca de 12.000 cabeças) e de leite (cerca de 7.000 vacas) (IBGE, 2016c).

- Serra do Sudeste (província geomorfológica do Escudo Sul-riograndense), no município de Sentinela do Sul. A agropecuária corresponde a cerca de 31% do PIB do município, sendo as principais atividades a produção de fumo (cerca de 1.200 ha) e arroz (cerca de 2.150 ha). A bovinocultura de corte corresponde a cerca de 11.000 cabeças. A silvicultura com eucalipto e pinus ocorre em cerca de 3.100 ha (IBGE, 2016d).

4.5 Métodos de trabalho

Nos municípios selecionados foram feitas prospecções em áreas com relevo plano e em cota baixa, e previamente identificadas nos levantamentos de solos com ocorrência de Planossolos (BRASIL, 1973; RADAMBRASIL, 1986), para a verificação das características morfológicas gerais destes solos. Com base nas observações morfológicas iniciais, foram definidos cinco locais para a

abertura de trincheiras e estudo da pedogênese de Planossolos, correspondendo cada perfil a um material de origem diferente. Em Eldorado do Sul foram selecionados dois perfis, pois estes correspondiam a locais com geomorfologia diferente.

O Perfil P1, localizado nas coordenadas geográficas 30°03'00" S e 51°22'33" O, às margens da estrada BR-290 em Eldorado do Sul, está mais próximo da Laguna dos Patos (Planície Costeira Interna). A região tem altitude entre 5 e 26 m e declividade máxima de 1,5% (Figura 12). O uso atual do solo é arroz irrigado no sistema convencional.

O Perfil P2, localizado nas coordenadas 30°11'17" S e 52°26'13" O, está no município de Pantano Grande, próximo à BR-290. A região tem altitude entre 24 e 77 m e declividade máxima de 8,2%. O uso atual do solo é arroz irrigado pré-germinado.

O Perfil P3, localizado nas coordenadas 30°25'36" S e 50°31'13" O, está no município de Palmares do Sul, próximo à RS-101. A região tem altitude entre 2 e 10 m e declividade máxima de 3,1%. O uso atual do solo é arroz irrigado pré-germinado.

O Perfil P4 está localizado nas coordenadas 30°40'58" S e 51°38'48" O, em Sentinela do Sul. A região tem altitude entre 52 e 90m e declividade máxima de 10,2%, caracterizando o relevo da Serra do Sudeste do RS, com ampla ocorrência de relevo suave ondulado a ondulado. Os Planossolos ocorrem nas áreas mais baixas e planas entre as elevações dos morros graníticos e gnáissicos. Este local foi sempre utilizado como campo nativo para pastagem.

O Perfil P5, localizado nas coordenadas 30°06'17" S e 51°28'46" O, em Eldorado do Sul, está situado mais ao interior do continente (a oeste da Laguna dos Patos) em relação a P1. A região tem altitude entre 7 e 220 m e declividade máxima de 18,9%. A oeste aparecem os morros graníticos/gnáissicos e a leste há mudança para material sedimentar costeiro, com mudança para relevo mais plano (Figura 12). O uso atual é campo nativo para pastagem, mas também foi cultivado arroz irrigado nesta área.

Nos perfis foi feita a descrição morfológica por meio de abertura de trincheiras e seguindo procedimentos definidos em Santos et al. (2015b). Amostras deformadas foram coletadas para análises físicas, químicas e mineralógicas. As amostras deformadas foram destorroadas, secas ao ar e

submetidas a peneiramento para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA), que é a fração do solo separada com peneira de malha 2 mm. As análises físicas, químicas e mineralógicas foram realizadas na fração TFSA.

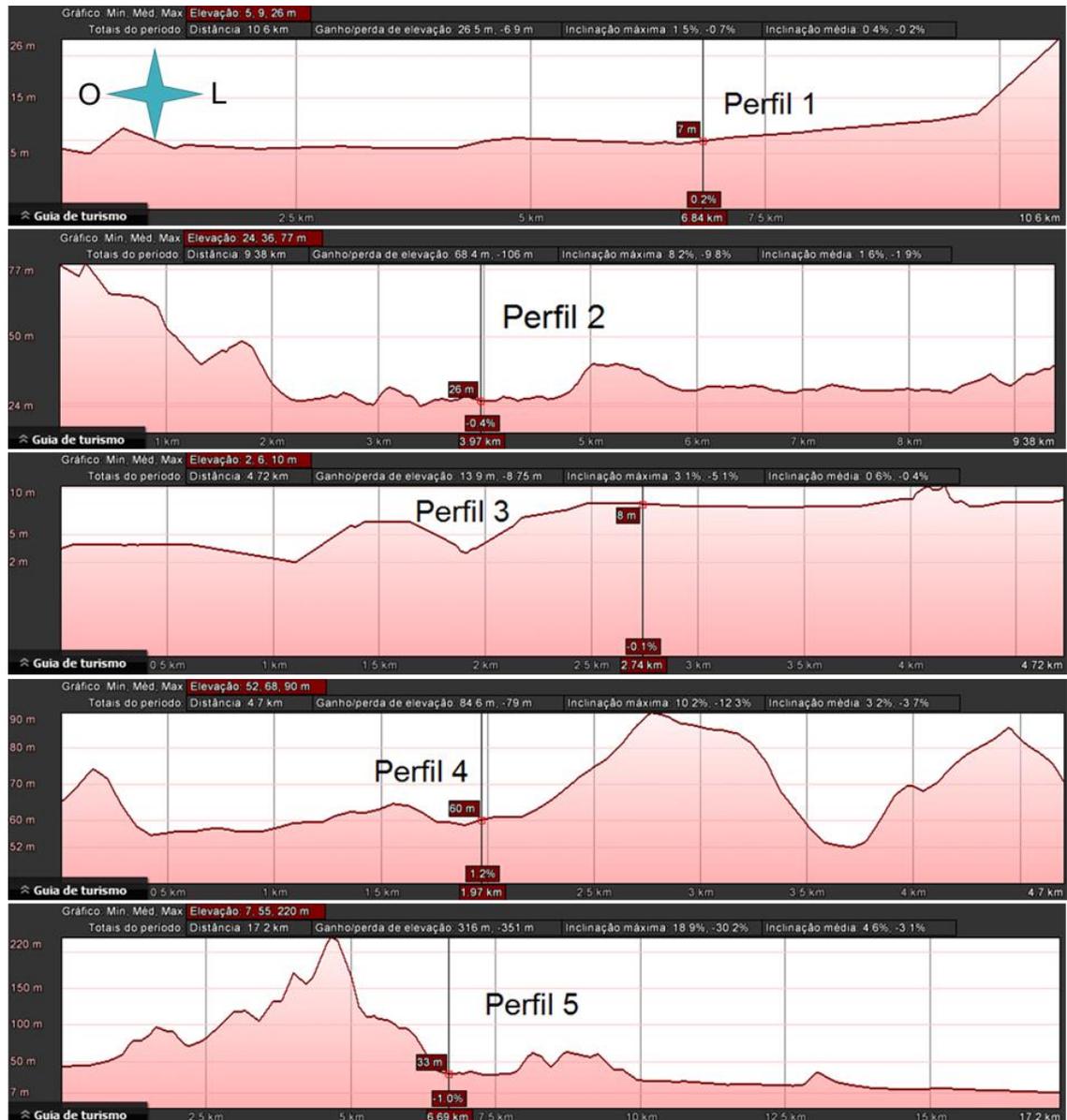


Figura 12. Relevo local dos perfis de solo amostrados. A distância da superfície de observação varia entre 4,7 km e 17,2 km. Fonte: Adaptado de Google Earth Pro (2018).

4.6 Análises físicas

A composição granulométrica da TFSA foi determinada após dispersão de amostras de 50 g de solo em solução com 100 mL de água destilada e 25 mL de NaOH 1 mol L⁻¹, e agitação mecânica por 4 horas com duas

esferas de acrílico. A fração areia (2,00–0,05 mm) foi separada por tamisação úmida em peneira com malha de 0,053mm. A fração argila (< 0,002 mm) foi determinada pelo método do densímetro e o silte (0,05 – 0,002 mm) calculado por diferença (Embrapa, 2011). O mesmo procedimento foi utilizado, sem a adição de dispersante químico (NaOH), para a determinação da argila dispersa em água (ADA), permitindo o cálculo do grau de flocculação (GF) deste material (Embrapa, 2011). O teor de cascalho (fração de 20 a 2 mm) foi determinado em amostras de aproximadamente 300 g de solo, a partir da pesagem do material retido em peneira de malha 2 mm.

Para a obtenção da argila fina (< 0,2 µm) e argila grossa (2-0,2µm), foi coletado por sifonamento 40 mL de solução de argila homogeneizada. A amostra foi submetida à centrifugação por 2.500 rpm durante 30 min por duas vezes, quantificando-se a fração sobrenadante (argila fina) em relação ao material total (Jackson, 1956). O material foi pesado em balança de quatro casas decimais, após a secagem em estufa a 50 °C.

Com estes dados foram calculados alguns parâmetros como: a relação silte/argila; a relação argila fina/argila total; o grau de flocculação da argila $[(\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}) / \text{argila total}] \times 100$.

Estudos de descontinuidade litológica são importantes na caracterização da formação de solos, permitindo identificar a origem autóctone (quando o solo é formado a partir de um mesmo material de origem) ou alóctone. A relação areia fina/areia total (AF/AT) e o valor de uniformidade ($VU = [(\text{silte} + \text{AF}) / (\text{AT} - \text{AF})]_{\text{horizonte superficial}} / [(\text{silte} + \text{AF}) / (\text{AT} - \text{AF})]_{\text{horizonte subjacente}} - 1,0$), são critérios usados para identificar a mudança de material de origem no perfil do solo (Schaetzl, 1998). Também para avaliar descontinuidade litológica, houve o fracionamento da areia com peneiramento por tamisação úmida e secagem a 105 °C por 48 horas, sendo subdividida em cinco frações granulométricas em mm: 2,00 a 1,00; 0,99 a 0,50; 0,49 a 0,25; 0,24 a 0,10; 0,09 a 0,05. Com base na fórmula $d(\Phi) = -\log_2 d(\text{mm})$, os diâmetros em “phi” (Φ) correspondem a: -1; 0; 1; 2; 3,32 e 4,32. A partir deste resultado, foi avaliada a distribuição da fração areia nos perfis, sendo feita análise estatística de acordo com Folk & Ward (1957) e procedimentos descritos por Suguio (1973).

4.7 Análises químicas

Os teores das bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), o Al^{3+} trocável, a acidez potencial ou total ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$), o carbono orgânico total e os teores de enxofre e de fósforo, foram determinados conforme procedimentos descritos em Embrapa (2011), no Laboratório de Análises do Solo da Faculdade de Agronomia da UFRGS.

O pH do solo em água e em KCl foram determinados por meio da medição de eletrodo imerso em suspensão solo-líquido 1:2,5. O Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foram extraídos pelo deslocamento com solução saturada por sal neutro KCl 1 mol L^{-1} . O K^+ e Na^+ foram extraídos em solução ácida diluída de HCl 0,05 mol L^{-1} . Os teores de bases trocáveis e de Al^{3+} foram lidos em aparelho de espectrofotometria de emissão por plasma (ICP). O fósforo disponível foi obtido com solução de Mehlich-1, e o teor determinado em extrato por colorimetria (Tedesco et al., 1995). A acidez potencial ou total foi obtida utilizando acetato de cálcio tamponado a pH 7,0, que é capaz de extrair a acidez trocável e também o H^+ dos radicais carboxílicos da matéria orgânica, e o teor foi determinado em solução com NaOH e fenolftaleína como indicador (IBGE, 2015). O teor de carbono orgânico foi determinado por combustão úmida com fervura durante cinco minutos, e oxidando a matéria orgânica com dicromato de potássio em meio sulfúrico, sendo determinado com titulação de Fe_2SO_4 0,1 mol L^{-1} .

A partir destes dados foram calculados: soma das bases trocáveis ($S = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+$), capacidade de troca de cátions ($\text{CTC}_{\text{pH}7,0} = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$), saturação por alumínio [$\text{m}\% = 100 \times \text{Al}^{3+} / (S + \text{Al}^{3+})$], saturação por sódio ($\text{PST}\% = 100 \times \text{Na}^+ / \text{CTC}_{\text{pH}7,0}$) e saturação por bases ($\text{V}\% = 100 \times S / \text{CTC}_{\text{pH}7,0}$).

A condutividade elétrica do solo foi determinada na relação solo-água 1:1 (20 g de solo para 20 mL de água destilada), com agitação intermitente por 1 hora e centrifugação a 2.000 rpm por 15 minutos. A leitura foi realizada por condutímetro no líquido sobrenadante (Tedesco et al., 1995).

Coletou-se com o auxílio de um trado holandês cerca de 500 g de solo na transição entre horizontes E e Bt para avaliar mudanças de pH e condutividade elétrica da solução do solo nas diferentes épocas do ano, sendo uma amostragem no mês de janeiro de 2017 (período com menor excedente

hídrico) e outra em setembro do mesmo ano. Foram feitas três repetições no entorno do local de coleta do Perfil 1 e quatro repetições no Perfil 5. As diferenças de precipitação (dados atuais) menos evapotranspiração histórica da normal climatológica (Tabela 1) acumuladas durante os quatro meses anteriores ao período da coleta são resumidas na Tabela 2, de acordo com dados meteorológicos para o município de Porto Alegre, distante cerca de 8 km dos sete locais de coleta no município de Eldorado do Sul.

O solo foi coletado com auxílio de um trado e imediatamente acondicionado em sacos plásticos fechados, minimizando o contato com ar para manter as condições de umidade do campo e evitar oxidação do ferro. Foram pesados 50 g do material coletado e adicionados 50 mL de água destilada, com agitação mecânica intermitente por 1 hora. Imediatamente foram lidos o pH e a CE. O material foi centrifugado a 2.000 rpm por 15 minutos. O sobrenadante foi filtrado uma vez em papel milipore de 8 µm, passando por segunda filtração em funil de Buckner e bomba a vácuo. Os elementos lidos foram Fe, Al, Mn, Ca, Mg, K e Na. Para evitar a precipitação de óxidos de ferro com a mudança de pH da solução, esta foi acidificada com 1 mL de HCl 50% para cada 25 mL de solução obtida.

O ataque sulfúrico foi realizado conforme método descrito em Embrapa (2011), com a pesagem de 1 g de solo < 2 mm (seco em estufa a 105 °C), submetido à fervura durante meia hora em tubos de digestão na solução de 20 mL de H₂SO₄, na proporção ácido e água (1:1), com o objetivo de dissolver os argilominerais e determinar os elementos Si, Al, Fe e Ti presentes na constituição estrutural. Para o Si, o resíduo solubilizado a partir do ataque sulfúrico foi submetido até o início da fervura (adicionados até 100 mL de água destilada) com solução 4 mL de NaOH 30% em béquer de teflon. Os elementos Si, Al, Fe e Ti foram lidos nos extratos com aparelho de espectrofotometria de absorção atômica. Os teores destes elementos em termos de óxidos estruturais foram obtidos por meio de fórmulas moleculares que constam em Embrapa (2011). A partir dos valores obtidos foi realizada a determinação do índice $K_i = (1,7 \cdot SiO_2) / Al_2O_3$. Quanto menor este índice, indica que mais silício foi lixiviado e, portanto, mais intemperizado é o solo (Embrapa, 2011; IBGE, 2015).

Tabela 1. Normal climatológica de Porto Alegre (1961-1990). Fonte: Rio Grande do Sul (2010).

Mês	out	nov	dez	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set
P (mm)	114,3	104,2	101,2	100,1	108,6	104,4	86,1	94,6	132,7	121,7	140,0	139,5
ETP (mm)	73,0	94,0	122,0	134,0	122,0	111,0	74,0	49,0	32,0	33,0	39,0	50,0

P: precipitação; ETP: evapotranspiração.

Tabela 2. Resumo dos dados climatológicos durante o período de coleta da solução do solo. Fonte: Metroclima (2017).

Mês	out/2016	nov/2016	dez/2016	jan/2017	fev/2017	mar/2017	abr/2017	mai/2017	jun/2017	jul/2017	ago/2017	set/2017
P (mm)	183,7	108,8	131,3	208,7	90,8	176,2	111,7	192,5	163,5	19,6	107,7	198,8
ETP (mm) histórica	73,0	94,0	122,0	134,0	122,0	111,0	74,0	49,0	32,0	33,0	39,0	50,0
P – ETP (mm)	110,7	14,8	9,3	74,7	-31,2	65,2	37,7	143,5	131,5	-13,4	68,7	148,8
Acumulado P – ETP				209,5								335,6

P: precipitação; ETP: evapotranspiração.

A dissolução seletiva com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) de sódio é feita para determinar o teor de Fe livre no solo em óxidos de ferro pedogênicos de alta e baixa cristalinidade. A extração é feita com 0,2 g de solo < 2 mm em 40 mL de solução ditionito-citrato bicarbonato de sódio, com três adições de ditionito (0,33 g a cada adição) a cada 15 minutos, sob aquecimento de 80 °C, sendo feitas duas extrações sucessivas. Nesta extração, o ditionito-Na é o agente redutor ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$), o citrato-Na tribásico ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) é complexante do Fe^{2+} , e o bicarbonato (NaHCO_3) tampona a solução a pH 7,0, para que não haja alterações de pH com precipitação de óxidos de ferro. O extrato foi obtido após centrifugação a 3.000 rpm por 15 minutos (Mehra & Jackson, 1960). O oxalato de amônio (NH_4)₂C₂O₄·H₂O, na concentração 0,2 mol L⁻¹ com ajuste a pH 3,0 em ausência de luz, é um extrator mais fraco, capaz de extrair o Fe apenas dos óxidos de baixa cristalinidade e complexado à matéria orgânica ao complexar o Fe, permanecendo inatacados os óxidos e argilominerais cristalinos (Schwertmann, 1964). Também o ácido dissolve os aluminossilicatos de baixa cristalinidade, e o oxalato complexa o Al presente nestes minerais. Para a extração foram utilizados 0,2 g de solo e adicionados 40 mL de oxalato de amônio, sendo agitados durante 2 horas no escuro. O extrato foi obtido após centrifugação a 2.000 rpm por 5 minutos (Costa & Bigham, 2009; Embrapa, 2011; IBGE, 2015).

O Fe, constituinte dos óxidos pedogênicos, e dissolvidos por DCB (Fed) e oxalato de amônio (Feo), foi determinado no extrato por espectroscopia de absorção atômica (EAA). O mesmo ocorreu para o Al pela dissolução seletiva com DCB (Ald) e oxalato ácido de amônio (Alo). O teor destes elementos em termos de óxido estrutural foi obtido por meio de fórmula molecular que consta em Embrapa (2011).

4.8 Análises mineralógicas

A difratometria de raios X (DRX) é uma ferramenta importante nos estudos de gênese do solo, em geral no diagnóstico de rotas intempéricas de um perfil. A DRX foi realizada em amostras das frações areia, silte e argila de todos os horizontes. A fração areia foi separada por tamisação úmida. A fração argila foi coletada por sifonamento em proveta de 1 L após tempo necessário

para a sedimentação da argila, de acordo com a Lei de Stokes. A argila foi floculada com CaCl_2 2 mol L^{-1} e lavada por duas vezes com solução álcool-água 1:1, posteriormente sendo seca em estufa a $50 \text{ }^\circ\text{C}$ e moída em almofariz de ágata. O silte foi coletado e seco a $50 \text{ }^\circ\text{C}$, após ser submetido à agitação (com tempo de 5 min para a sedimentação do silte) e sucessivas lavagens para a eliminação da argila sobrenadante na proveta.

As amostras de areia, silte e argila não orientadas (em pó) foram irradiadas no intervalo de 4 a $40^\circ 2\theta$, com velocidade de varredura de $2^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$. Para as amostras em pó foram pesados $0,7 \text{ g}$ de argila, $0,9 \text{ g}$ de silte e $1,2 \text{ g}$ de areia. Foi adicionado $0,02 \text{ g}$ de halita à argila como padrão interno para a medição dos espaçamentos. As amostras não orientadas em pó foram utilizadas para a análise qualitativa e semi-quantitativa da mineralogia dos Planossolos.

Tratamentos específicos foram realizados na fração argila visando melhor identificação de argilominerais 2:1. Pelo motivo de solos hidromórficos já serem muito desferrificados, não foi realizado o tratamento de remoção de óxidos de ferro da argila. Para a saturação com K foram pesados 100 mg de argila em tubo falcon e adicionados 10 mL de KCl 1 mol L^{-1} . Ocorreu a agitação intermitente por 2 horas e, após, centrifugação a 3.000 rpm por 15 minutos. O mesmo processo foi repetido mais duas vezes (10 mL de KCl 1 mol L^{-1}). A argila foi lavada com 10 mL de água destilada por três vezes, usando rotação de 3.000 rpm por 5 min. Após a última lavagem, foram adicionados 2 mL de água destilada e guardado o tubo falcon. Para a preparação da argila orientada foi pipetado $0,5 \text{ mL}$ do material em lamínula de vidro.

A saturação com MgCl_2 1 mol L^{-1} busca a expansão das entrecamadas de argilominerais 2:1, permitindo expandir a vermiculita e esmectita para espaçamento basal $1,4 \text{ nm}$, separando-as das micas, que também são filossilicatos 2:1, porém não expansíveis. Para a saturação por Mg foi utilizado o mesmo procedimento adotado para K. A saturação posterior com etilenoglicol (líquido orgânico polar) separa a esmectita da vermiculita, pois a primeira expande sua camada de $1,4$ para $1,8 \text{ nm}$, enquanto a vermiculita mantém o espaçamento $1,4 \text{ nm}$ em solução saturada com Mg^{2+} e etilenoglicol. Após irradiação das amostras saturadas com Mg, as mesmas foram acondicionadas em dessecador com etilenoglicol no fundo, e submetidas em estufa a $40 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 5 dias, para posterior irradiação.

A saturação com K^+ provoca a retração das entrecamadas, permitindo distinguir vermiculitas e esmectitas de cloritas não expansíveis, pois as primeiras se retraem de estrutura não-expansiva com espaçamento de 1,4 nm para 1,0 nm. Quando ocorrem vermiculita e esmectita hidróxi-Al-entrecamadas (2:1 HE), além da saturação com K^+ é necessário o tratamento térmico a 550 °C para a retração do espaço entrecamadas.

Os tratamentos com K foram 25 °C (DRX), e submetidas as amostras por 1 hora a 110 °C (DRX), 350 °C (DRX) e 550 °C (DRX), sendo feita a difração para cada temperatura. A partir das diferentes temperaturas podem ser observadas condições como: destruição (colapso) da caulinita a 550 °C; alargamento do reflexo da caulinita a 350 °C, quando há interestratificados com minerais 2:1; deslocamento do reflexo da haloisita de 1,0 para 0,7 nm, pela desidratação a 110 °C; retração do espaçamento dos minerais 2:1 HE para 1,0 nm, à temperatura de 550°C e com saturação por K^+ , mantendo inalterado o espaçamento 1,4 nm da clorita (Fabris et al., 2009).

A identificação dos minerais a partir das reflexões obtidas foi realizada considerando-se as tabelas de identificação de Brindley & Brown (1980) e Resende et al. (2011).

4.9 Análises micromorfológicas

Amostras indeformadas de solo foram coletadas na parede das trincheiras com caixas de Kubiena na transição do horizonte eluvial (E) para o iluvial (B plânico) em cada perfil de solo. Após a secagem em estufa a 40 °C durante 40 dias, estas amostras foram enviadas ao Laboratório de Geociências da UFRGS para o preparo das lâminas petrográficas. Durante o preparo, as amostras de solo passaram por tratamento em resina ortoftálica azul, para preservação das feições originais da amostra. Após secagem, foi feito o corte em lâminas delgadas, para análise em microscópio petrográfico (Filizola & Gomes, 2004).

As lâminas petrográficas foram descritas e fotografadas no Laboratório de Micromorfologia do Solo da Universidade Federal de Lavras (UFLA) e no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da UFRGS. Foram enfatizadas na análise em microscópio feições indicativas da ocorrência de

minerais, bem como de processos como intemperismo e dissoluções mineralógicas, iluviação de argilas e depleção de minerais (feições de redução), conforme citado em Mafra et al. (2001) e Oliveira et al. (2008). Estudos e consultas bibliográficas demonstram a importância e a pertinência destas análises, na caracterização de processos como a lessivagem e a formação de microestrutura por processos de dessecação e adensamento, relacionados com a formação dos horizontes subsuperficiais.

4.10 Classificação taxonômica dos solos

Os solos foram classificados no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2013), na *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2014) e em *World Reference Base for Soil Resources* (FAO, 2014).

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) ocorrem quatro níveis categóricos, tendo maior ênfase os processos pedogenéticos. No primeiro nível (ordem) a nomenclatura Planossolo baseia-se na presença das seguintes condições: horizonte diagnóstico subsuperficial B plânico, devendo apresentar mudança textural abrupta ou transição abrupta com relação textural suficiente para B textural; e cores que indicam imperfeita drenagem do solo. A mudança textural abrupta ocorre quando o teor de argila deve dobrar de A ou E para B, numa distância $\leq 7,5$ cm, se o teor de argila é menor que 200 g kg^{-1} em A ou E; ou o teor de argila em B maior pelo menos 200 g kg^{-1} , quando A ou E tem teor de argila $\geq 200 \text{ g kg}^{-1}$. A transição abrupta (distância $\leq 2,5$ cm) ocorre quando há aumento de argila do horizonte sobrejacente mais arenoso (A ou E) para o horizonte B mais argiloso, suficiente para B textural. As cores do solo mudam de claras (horizonte E) para mais cinzas (horizonte B) em uma pequena distância, e a estrutura passa de baixa coerência em E para apresentar unidades estruturais mais bem definidas com menor quantidade de material solto em Bt.

O *Soil Taxonomy* é utilizado nos Estados Unidos e nos países da América Latina que não têm sistema próprio de classificação, e serviu parcialmente de base referencial para a construção do SiBCS. Este sistema difere do brasileiro pela maior ênfase aos fatores de formação na taxonomia do solo como, por exemplo, o clima, por meio da definição regime térmico e hídrico interno do solo. No primeiro nível (*order*) do *Keys to Soil Taxonomy* (Soil Survey

Staff, 2014), os Planossolos podem ser Alfisol (quando a saturação por bases $\geq 35\%$) ou Ultisol (quando saturação por bases $< 35\%$), sendo caracterizados pela ocorrência de horizonte diagnóstico subsuperficial “argillic”, com relação de argila B (iluvial)/A (eluvial) igual ou maior que 1,2. O regime hídrico “aquic” caracteriza a saturação de água permanente ou temporária do solo.

O *World Reference Base for Soil Resources* (FAO, 2014) é uma sugestão de nomenclatura em comum para a taxonomia e criação da legenda de solos do mundo. A principal diferença é que neste sistema não devem ser consideradas médias como, por exemplo, é feita para o cálculo de horizontes diagnósticos B textural e “argillic horizon” no SiBCS e *Soil Taxonomy*, respectivamente. No primeiro nível categórico (grupo) os Planossolos podem ser descritos como “Planosol” ou “Solonetz”. Os “Planosols” são assim denominados pela estagnação de água e mudança textural abrupta dentro de 100 cm de profundidade, com ocorrência do horizonte diagnóstico “argic”, com relação do teor de argila do horizonte mais arenoso para o mais argiloso $\geq 1,4$; Para ser classificado no primeiro nível categórico como “Solonetz”, deve conter um horizonte nátrico (teor de $\text{Na}^+ \geq 15\%$) dentro de 100 cm de profundidade.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Morfologia dos Planossolos

As características morfológicas dos cinco perfis de solo são apresentadas nas tabelas numeradas de 3 a 7.

O primeiro perfil (P1), localizado em Eldorado do Sul, está em relevo plano, com declividade de 1%. A sequência de horizontes é Ap, E, Bt1, Btnf e Btn (Figura 15). A transição é clara (mudança das características morfológicas em distância entre 2,5 e 7,5 cm) e plana do horizonte Ap para E; abrupta ($\leq 2,5$ cm) e plana de E para Bt1; clara e plana de Bt1 para Btnf; clara e plana de Btnf para Btn. O solo apresenta aumento acentuado de argila de E para Bt1 em uma distância muito pequena (transição abrupta), o que caracteriza morfolologicamente um Planossolo. O acentuado incremento textural de argila é representado pela letra “t” minúscula no horizonte B. A presença de alto teor de sódio no horizonte é representada pela letra “n”, enquanto a presença de plintita, suficiente para caráter plíntico, por “f”.

O horizonte B plânico inicia-se a apenas 25 cm de profundidade. Por ser o local de coleta uma lavoura de arroz, entende-se que pelo menos 15 cm do horizonte Ap possam ter sido retirados durante o nivelamento do solo, o que pode ter interferido nesta profundidade tão rasa. A amostra de solo molhada indicou que os horizontes Ap e E são não plásticos e não pegajosos pelo maior teor de areia e aspereza ao tato. Em profundidade, há aumento da cor cinza (baixos cromas), indicando hidromorfismo.

A presença destacada de mosqueados, variegados e plintita no horizonte B plânico indica razoável disponibilidade de ferro em solução e tendência de maior período de secagem do solo, propiciando a formação de óxidos de ferro de maior cristalinidade. Os agregados dos perfis foram submetidos a cinco ciclos de umedecimento e secagem com o auxílio de um

borrifador de água, contando o primeiro ciclo a partir da coleta de campo (Figura 13). Este procedimento permite maior segurança em diferenciar mosqueados de plintitas, que constituem segregações compostas por óxidos de ferro, caulinita e quartzo. A plintita permanece segregada após estes ciclos, enquanto que se for apenas mosqueado, esse se esboroa (Jacomine, 2010). O teste de umedecimento e secagem foi aplicado em todos os perfis com mosqueados e variegados.



Figura 13. Teste de plintitas nos horizontes B plânico com mosqueados.

O horizonte Btnf de P1 foi o que mais pronunciadamente apresentou plintitas, com diâmetro médio de 4 a 5 mm, que não se esboroaram após o teste de umedecimento e secagem (Figura 14). No campo foi estimado volume de plintita um pouco inferior a 15%, portanto, não sendo Plintossolo e apresentando apenas caráter plíntico e não horizonte plíntico. A condição de drenagem é um pouco superior daquela para Planossolos sem caráter plíntico, tendo condição pedoambiental de ciclo de secagem mais prolongado e com maior disponibilidade de ferro na solução, que permitiu a formação pretérita e/ou atual e a manutenção da segregação dos óxidos de ferro no solo. No horizonte Btn, o teste de umedecimento e secagem de agregados indicou que as feições avermelhadas tratavam-se de segregações de ferro, porém a maioria com tamanho inferior a 2 mm no eixo maior e, portanto, não tratando-se de plintita (Figura 14).

Há presença de cerosidade em Btnf e Btn, o que pode indicar a contribuição da eluviação-iluviação de argilas na formação do gradiente textural acentuado. Em Btn puderam ser observadas áreas expressivas de *slickenside*

entre os planos de fraqueza da estrutura maciça, com comprimento superior a 10 cm, o que é indicativo da presença de argilominerais 2:1 (Figura 15). A perda de carga positiva aumenta o número de cargas negativas no espaço entrecamadas do mineral, que pode ser preenchido pela entrada de cátions hidratados e expansão do argilomineral 2:1 (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009).

Do ponto de vista de manejo do solo, a existência de argilominerais 2:1 expansivos está associada a maior área superficial específica (ASE) das partículas minerais devido à superfície entrecamadas destes, promovendo maior adesão a implementos agrícolas quando o solo está úmido, e maior coesão (maior dureza do solo) quando seco, pela forte interação entre as superfícies destes minerais. A expansão dos argilominerais quando o solo está úmido e a coesão do solo quando seco pode prejudicar a mecanização e a infiltração de água no solo (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009). Como em Planossolos os horizontes superficiais são arenosos, este problema não é pronunciado, a não ser que haja a inversão dos horizontes mais profundos para a superfície.

A estrutura maciça e em blocos subangulares predominou no Perfil 1, tendo esta última, grau moderado e classe de tamanho grande e média. A estrutura maciça é comum em solos hidromórficos devido ao menor intemperismo oxidativo. A estrutura em blocos em solos caulíníticos ou ricos em minerais 2:1 é atribuída ao ajuste face-a-face entre as superfícies deste mineral, frequentemente paralelos à superfície dos agregados. Melo & Wypych (2009) observaram que o tipo, grau e classe da estrutura do solo dependem, entre outros fatores, dos ciclos de umedecimento e secagem, presença de outros minerais como óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio, teor de matéria orgânica e presença de cátions flocculantes ou dispersantes. Segundo estes autores, a interação das cargas elétricas é maior entre as partículas minerais que compõem internamente os microagregados. À medida que ciclos de umedecimento e secagem ocorrem no solo, a interação entre estas partículas gera superfícies de compressão/retração, originando planos de fraqueza e formando estas estruturas em blocos e prismas.

Ferreira et al. (1999) observaram a diminuição da estrutura em blocos e aumento da estrutura granular à medida que aumentava o teor de óxidos de ferro e alumínio em solos com caulinita. Como em solos hidromórficos a presença de óxidos de ferro é menos expressiva, o ajuste face-a-face das

caulinitas e minerais 2:1 é mais pronunciado e, portanto, favorece a estrutura em blocos, se não houver grande quantidade de gibbsita.

A consistência molhada do solo mostrou-se plástica e pegajosa à medida que aumentou o teor de argila, pois esta tem maior área superficial e minerais com cargas elétricas que interagem (Lepsch, 2011). A consistência úmida mostrou-se firme nos horizontes Bt1 e Btnf, o que pode ter como causa a participação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade. A estrutura maciça do solo no horizonte Btn indica ausência ou baixa frequência de ciclos de umedecimento e secagem.

Tabela 3. Características morfológicas do Perfil 1.

Hor. ⁽¹⁾	Profundidade, cor úmida (Munsell), textura, estrutura, consistência úmida, consistência molhada, cerosidade, <i>slickenside</i> , transição
Perfil P1 – Planossolo Háplico Eutrófico solódico	
Ap	0 - 20 cm; 10YR 4/3; areia franca/franco arenosa; maciça que se desfaz em moderada, grande/média, blocos subangulares; friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
E	20 - 25 cm; 10YR 5/3; areia franca; fraca, pequena, blocos subangulares, fraca, média/grande, granular; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição abrupta e plana.
Bt1	25 - 37 cm; variegado 10YR 4/3, 10YR 5/6, 10YR 6/2; argila; moderada, grande/média, blocos subangulares; friável/firme; plástica e pegajosa; transição clara e plana.
Btnf	37 - 75 cm; matriz 10YR 5/2, mosqueado comum e médio 10R 4/6 (plintita), 10YR 6/8; argila; moderada, média/grande, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa; cerosidade pouca e moderada; transição clara e plana.
Btn	75 - 105+ cm; matriz 10YR 5/1, mosqueado abundante e grande 10YR 5/8; argila; maciça que se desfaz em grande, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa; cerosidade pouca e moderada; <i>slickenside</i> comum.

(1) Hor.: horizonte.

O perfil P2, localizado em Pantano Grande, está em relevo plano, com declividade média de 2%. A sequência de horizontes é Ap, A, E, Btg, Btnng e Cn (Figura 16). A transição entre Ap e A é clara e ondulada; clara e plana entre A e E; abrupta e plana de E para Btg e de Btg para Btnng.

O horizonte B plânico de P2 inicia-se a 79 cm de profundidade. O

baixo croma da matriz do solo em Btg e variegado em Btng, indicam hidromorfismo do solo, porém ocorrendo algumas zonas de maior oxidação do solo, com mosqueados. A letra “g” simboliza o hidromorfismo expressivo em horizontes com croma menor ou igual a 2. O lençol freático oscilante permitiu a formação de plintita no horizonte Btg, porém estimada no campo em volume menor que 5% neste horizonte, e com tamanho igual ou menor que 3 mm (Figura 14). No horizonte Btng, o teste de umedecimento e secagem indicou que tratavam-se apenas revestimentos de óxidos de ferro formados nos canais de raízes, o que pôde ser observado pela desestabilização dos mosqueados.

Tabela 4. Características morfológicas do Perfil 2.

Hor. ⁽¹⁾	Profundidade, cor úmida (Munsell), textura, estrutura, consistência úmida, consistência molhada, cerosidade, <i>slickenside</i> , transição
Perfil P2 – Planossolo Háptico Alítico gleissólico	
Ap	0 - 27/30 cm; 7,5YR 4/3; franco arenosa; moderada, pequena, granular, moderada, média, blocos subangulares; muito friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e ondulada.
A	27/30 - 67 cm; 10YR 4/3; franco arenosa; moderada, grande/média, blocos subangulares; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
E	67 - 79 cm; 10YR 5/3; franco arenosa; moderada, média/grande, blocos subangulares; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e plana.
Btg	79 - 100 cm; matriz 7,5YR 4/1, mosqueado comum e médio 7,5YR 6/8, 10R 4/8 (plintita); argila; maciça que se desfaz em moderada, grande/muito grande, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa; cerosidade comum e moderada; <i>slickenside</i> pouco; transição abrupta e plana.
Btng	100 - 120 cm; variegado 10YR 6/2 e 7,5YR 5/8; argila; maciça que se desfaz em forte, grande/muito grande, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa.
Cn	120 - 140+ cm (coletado por trado e parede do barranco); variegado 10YR 7/3 e 10YR 6/8; franco argilosa; maciça que se desfaz em moderada, média/pequena, blocos subangulares; firme/muito firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

(1) Hor.: horizonte.

Os horizontes Btg e Btng de P2 são mais fáceis de moldar (plásticos)

e pegajosos quando molhados, indicando aumento acentuado de argila. O horizonte Cn apresenta coloração variegada com croma maior que 2, relacionada à presença de minerais em diferentes estágios de intemperismo. A estrutura maciça reforça o menor grau de intemperismo e ausência de ciclos de expansão/contração nesta seção do solo, preservando a estrutura do material de origem sedimentar em profundidade.

Em P2 predomina a estrutura granular no horizonte superficial Ap, relacionada ao maior conteúdo de matéria orgânica decomposta e areia, enquanto nos horizontes mais profundos a estrutura em blocos subangulares pelo aumento de argila e ciclos de umedecimento e secagem do solo. A letra “p” indica a alteração do horizonte superficial pela aração promovida para o cultivo de arroz irrigado. A estrutura maciça nos horizontes B indica menor intensidade de intemperismo químico e dificulta a permeabilidade à água neste horizonte. A consistência úmida firme, assim como observada para P1, pode ser indicativa de formação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade que preenchem os espaços porosos do solo. No horizonte Btg ocorre plintita em menos de 5% em volume, portanto, não denotando caráter plíntico. A presença de cerosidade com deposição de filmes de argila nos poros e paredes dos agregados é indicativa de iluviação de argilas em Btg. Os *slickensides*, em menor quantidade (superfícies estriadas obliquamente), indicam alguma ocorrência de argilominerais 2:1 expansivos.

No perfil P3, localizado em Palmares do Sul, a sequência de horizontes é Ap, 2E1, 3Ab1, 3Ab2, 3E2 e 3Btg (Figura 17). Este solo destaca-se pelo alto conteúdo de areia até 110 cm de profundidade (caráter espessarênico), influenciado pelo material arenoso de origem sedimentar depositado na costa litorânea pelas transgressões e regressões marinhas do passado geológico. Sendo o material de origem mais arenoso e com maior volume de macroporos, isto facilita a translocação vertical descendente da argila pela infiltração da água, o que pode influenciar a maior profundidade de início do B plânico dentre os cinco perfis de estudo.

As cores são claras nos horizontes A, 2E1 e 3E2 devido ao alto conteúdo de areia com quartzo. Os horizontes 3Ab1 e 3Ab2 apresentam cor escura e escura-avermelhada, respectivamente, o que pode indicar a complexação do Al e Fe e translocação em profundidade pelo processo

pedogenético de podzolização (queluviação). Na observação morfológica de campo, as cores escuras em profundidade, o grau fraco de desenvolvimento da estrutura (maciça e grãos simples) e o alto conteúdo de areia direcionaram os horizontes 3Ab1 e 3Ab2 para a possibilidade de horizonte B espódico. Porém, análises físicas da areia indicaram ocorrência de horizonte A enterrado, representado pela letra “b”. Em 3Btg, o croma da matriz do solo igual a 2 e os mosqueados alaranjados indicam a oscilação frequente do lençol freático.

A estrutura de P3 é em grãos simples e a consistência é solta para os horizontes muito arenosos Ap e 2E1/3E2, e torna-se blocos subangulares no horizonte 3Btg mais argiloso. A consistência é ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa em 3Btg pelo leve incremento de argila. A transição do horizonte 3E2 para 3Btg é abrupta e plana, onde a água fica retida pela redução da condutividade hidráulica do solo no topo do horizonte argiloso. A retenção da água nesta seção do solo causou o desmoronamento de algumas partes do horizonte 3E2 durante a descrição morfológica do perfil P3.

Tabela 5. Características morfológicas do Perfil 3.

Hor. ⁽¹⁾	Profundidade, cor úmida (Munsell), textura, estrutura, consistência úmida, consistência molhada, cerosidade, <i>slickenside</i> , transição
Perfil P3 – Planossolo Háptico Distrófico espessarênico	
Ap	0 - 15 cm; 2,5Y 6/3; areia; grãos simples; solta; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
2E1	15 - 68 cm; 2,5Y 5/3; areia; grãos simples; solta; não plástica e não pegajosa; transição abrupta e plana.
3Ab1	68 - 85 cm; 5Y 2,5/1; areia; maciça; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
3Ab2	85 - 95 cm; matriz 2,5Y 3/1, mosqueado pouco e pequeno 10YR 5/6; areia; grãos simples; solta; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
3E2	95 - 110 cm; matriz 2,5Y 5/2, mosqueado pouco e médio 10YR 5/6; areia; grãos simples; solta; não plástica e não pegajosa; transição abrupta e plana.
3Btg	110 - 130+ cm; matriz 10YR 3/2, mosqueado abundante e grande 7,5YR 5/8, 10YR 5/2; franco argilo arenosa; maciça que se desfaz em moderada, média/pequena, blocos subangulares; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

(1) Hor.: horizonte.

No perfil P4, localizado em Sentinela do Sul, a sequência de horizontes é A1, A2, E, Btg1 e Btg2 (Figura 18). O horizonte B plânico inicia-se a 63 cm, e a transição entre os horizontes A1 e A2 é gradual e plana, entre A2 e E clara e plana, entre E e Btg1 abrupta e plana. Este solo, por ter histórico de uso de campo nativo e por nunca ter sido feita a aração e nivelamento da superfície para o cultivo de arroz, foi o único que não apresentou horizonte Ap (*ploughed*). Grande quantidade de mosqueados alaranjados no horizonte Btg1 contrastam com a matriz cinzenta do solo, sugerindo a presença do óxido de ferro de baixa cristalinidade lepidocrocita. De acordo com Costa & Bigham (2009), a lepidocrocita é expressiva em solos com rápida oxidação e condições parcialmente redutoras, o que tem relação com a frequente saturação por água e secagem em Planossolos. A estrutura é granular nos horizontes A e E, e blocos subangulares em Btg. A plasticidade e pegajosidade são maiores no horizonte B plânico mais argiloso, e a consistência úmida é muito firme no horizonte Btg1. Este comportamento no B plânico, verificado nos outros solos de estudo, parece indicar neoformação das argilas silicatadas ou de materiais amorfos nesta seção, tornando-o muito firme pela cimentação do solo.

Tabela 6. Características morfológicas do Perfil 4.

Hor. ⁽¹⁾	Profundidade, cor úmida (Munsell), textura, estrutura, consistência úmida, consistência molhada, cerosidade, <i>slickenside</i> , transição
Perfil P4 – Planossolo Háptico Eutrófico êndico	
A1	0 - 20 cm; 10YR 4/2; franco arenosa; moderada/fraca, pequena, granular; muito friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
A2	20 - 54 cm; 10YR 3/2; franco arenosa; moderada, pequena, granular, moderada, média, blocos subangulares; muito friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
E	54 - 63 cm; matriz 10YR 5/1, mosqueado pouco e pequeno 10YR 5/8; franco arenosa; moderada, média, blocos subangulares; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e plana.
Btg1	63 - 95 cm; matriz 10YR 4/1 e 2,5Y 6/1, mosqueado abundante e grande 10YR 6/8; franco argilo arenosa; maciça; muito firme; plástica e pegajosa.
Btg2	95 - 115+ cm (coletado por trado); matriz chart 1 gley 5/10Y, mosqueado comum e médio 2,5Y 6/8, 5Y 5/6; franco argilosa; maciça; muito firme; plástica e pegajosa.

(1) Hor.: horizonte.

No perfil P5, localizado em Eldorado do Sul, a sequência de horizontes é Ap, A, E, Btgf1 e Btgf2 (Figura 19). O horizonte B plânico inicia-se a 62/68 cm de profundidade. A transição entre os horizontes Ap até E é gradual e plana, clara e ondulada de E para Btgf1. O teor de argila aumenta em profundidade, porém a transição entre E e Btgf1 não se mostrou abrupta na avaliação de campo, o que pode ter sido afetada pela presença de cascalhos neste solo. A percepção de maior quantidade de cascalho em P5 torna-o mais semelhante com P4 (granito) do que com P1 (sedimentos da Planície Costeira).

Tabela 7. Características morfológicas do Perfil 5.

Hor. ⁽¹⁾	Profundidade, cor úmida (Munsell), textura, estrutura, consistência úmida, consistência molhada, cerosidade, <i>slickenside</i> , transição
Perfil P5 – Planossolo Háptico Distrófico êndico	
Ap	0 - 18 cm; 10YR 4/2; franco arenosa; fraca, pequena, granular, moderada, média, blocos subangulares; friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
A	18 - 40 cm; 10YR 5/2; franco arenosa; moderada/forte, grande, blocos subangulares; friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
E	40 - 62/68 cm; 10YR 5/2; franco arenosa; moderada, média, blocos subangulares, moderada, média, granular; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e ondulada.
Btgf1	62/68 - 73 cm; variegado 2,5YR 4/1, 7,5YR 6/8, 10YR 6/3; franco argilosa; moderada, média, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa; transição clara e plana; <i>slickenside</i> comum.
Btgf2	73 - 105+ cm; variegado 10YR 4/1, 10YR 6/8, 10YR 6/3; franco argilosa; maciça que se desfaz em moderada, grande, blocos subangulares; firme; plástica e pegajosa; <i>slickenside</i> abundante.

(1) Hor.: horizonte.

Em P5 a estrutura é granular nos horizontes superficiais, passando para blocos subangulares nos horizontes argilosos mais profundos. A consistência úmida torna-se firme no horizonte B plânico, característica observada nos demais solos estudados. O croma 1 nos horizontes Btgf1 e Btgf2 indica hidromorfismo. Nestes horizontes também foram confirmadas plintitas com 3 mm (eixo maior) que não desestabilizaram após os ciclos de

umedecimento e secagem. A campo, foi estimado que estas segregações de plintita ocupavam mais de 5% em volume do horizonte, porém bem menos do que 15%, caracterizando o caráter plíntico. *Slickensides* foram observados em Btgf1 e Btgf2, indicando argilominerais 2:1 expansivos.

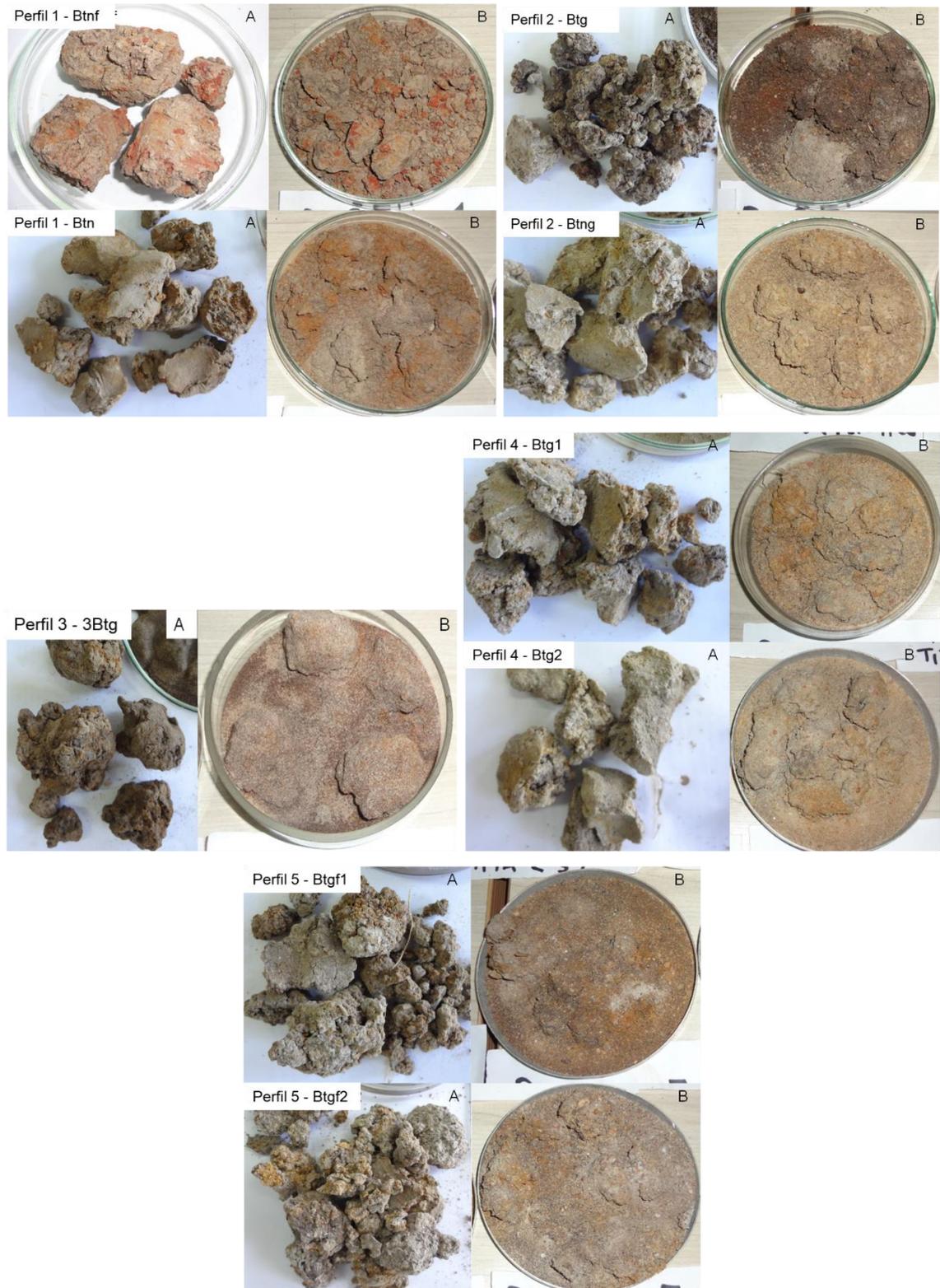


Figura 14. Plintitas foram observadas em P1 (Btnf), P2 (Btg) e P5 (Btgf1 e Btgf2), após cinco ciclos de umedecimento e secagem (imagem B).

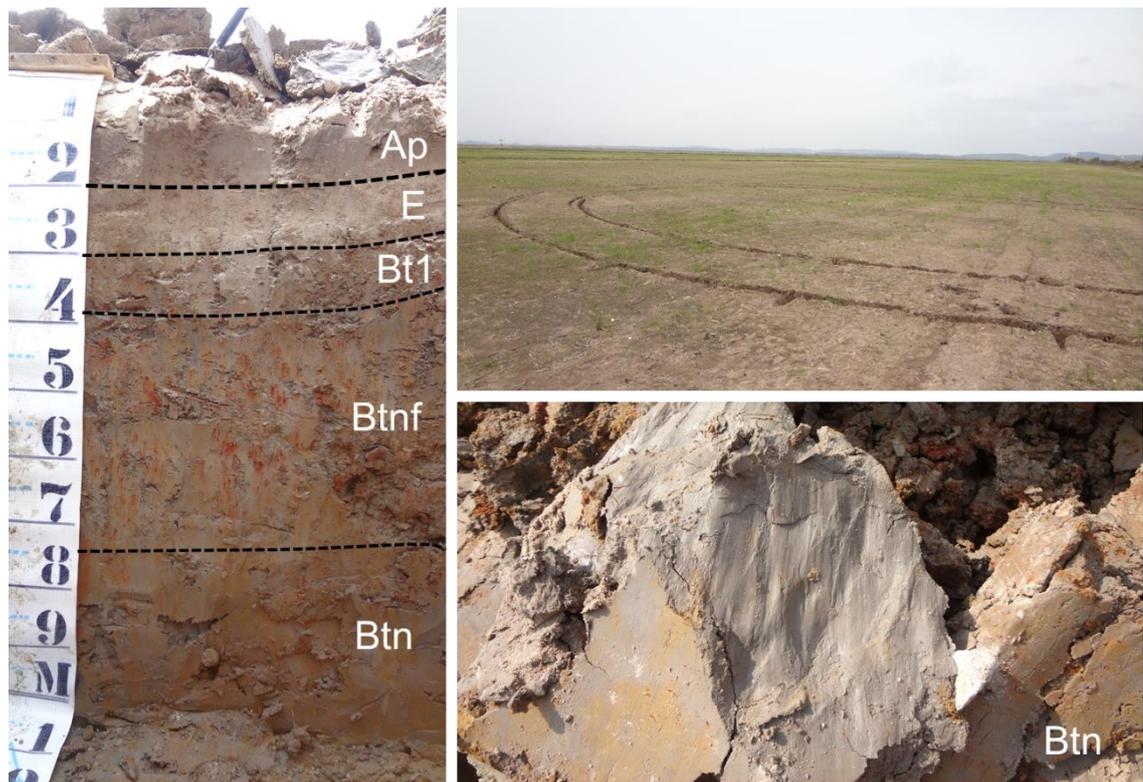


Figura 15. Imagem do Planossolo Háplico Eutrófico solódico (P1), com detalhe para a presença de *slickenside* em Btn.

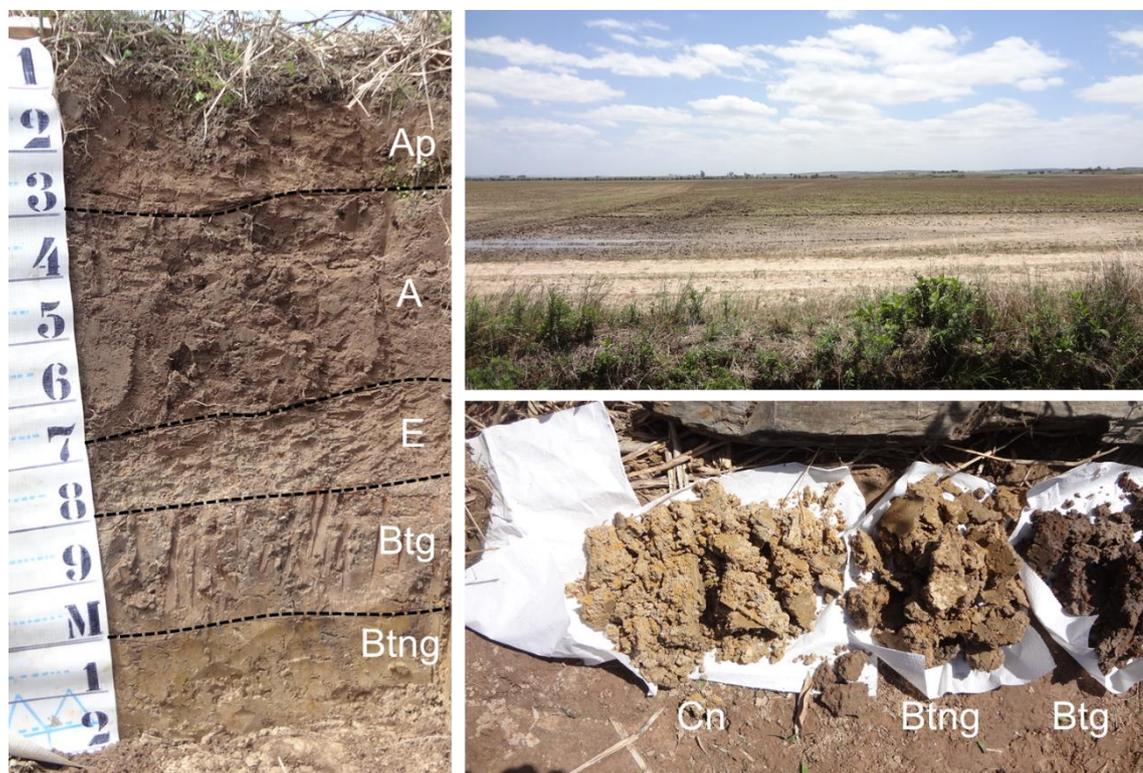


Figura 16. Imagem do Planossolo Háplico Alítico gleissólico (P2), com detalhe para a seqüência de horizontes Btg, Btn e Cn.

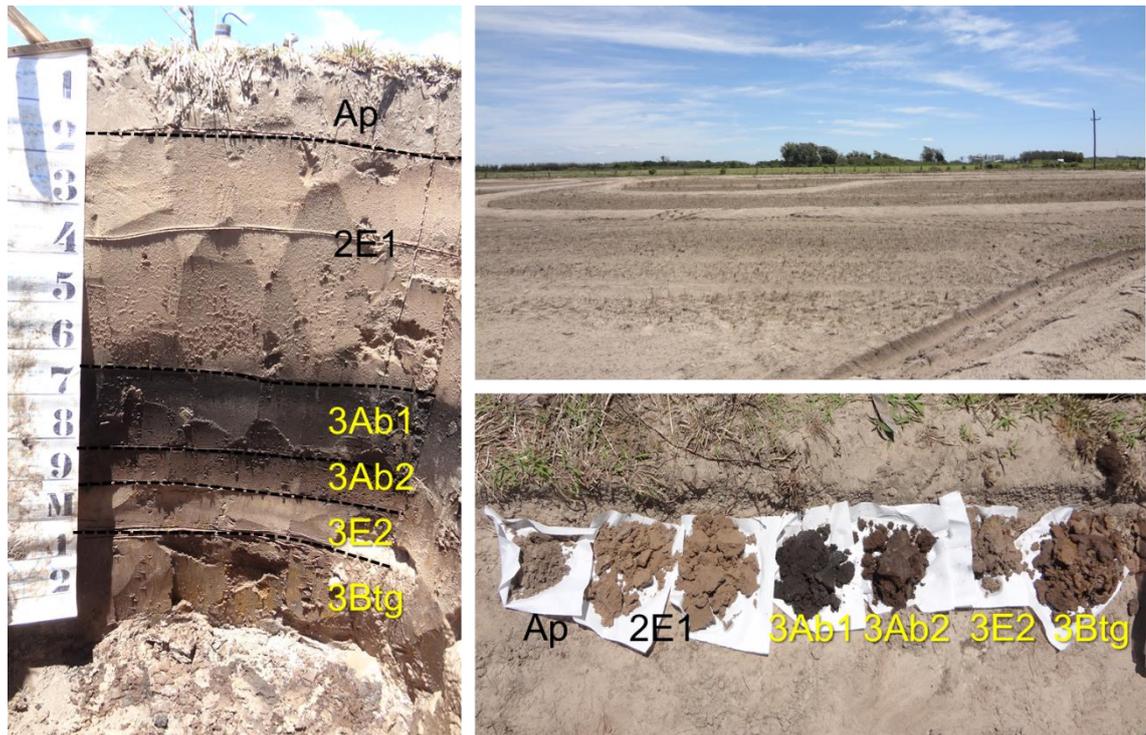


Figura 17. Imagem do Planossolo Háplico Distrófico espessarênico (P3), com detalhe para a sequência de horizontes Ap, 2E1, 3Ab1, 3Ab2, 3E2 e 3Btg.



Figura 18. Imagem do Planossolo Háplico Eutrófico êndico (P4), com detalhe para o horizonte Btg2 coletado por trado.

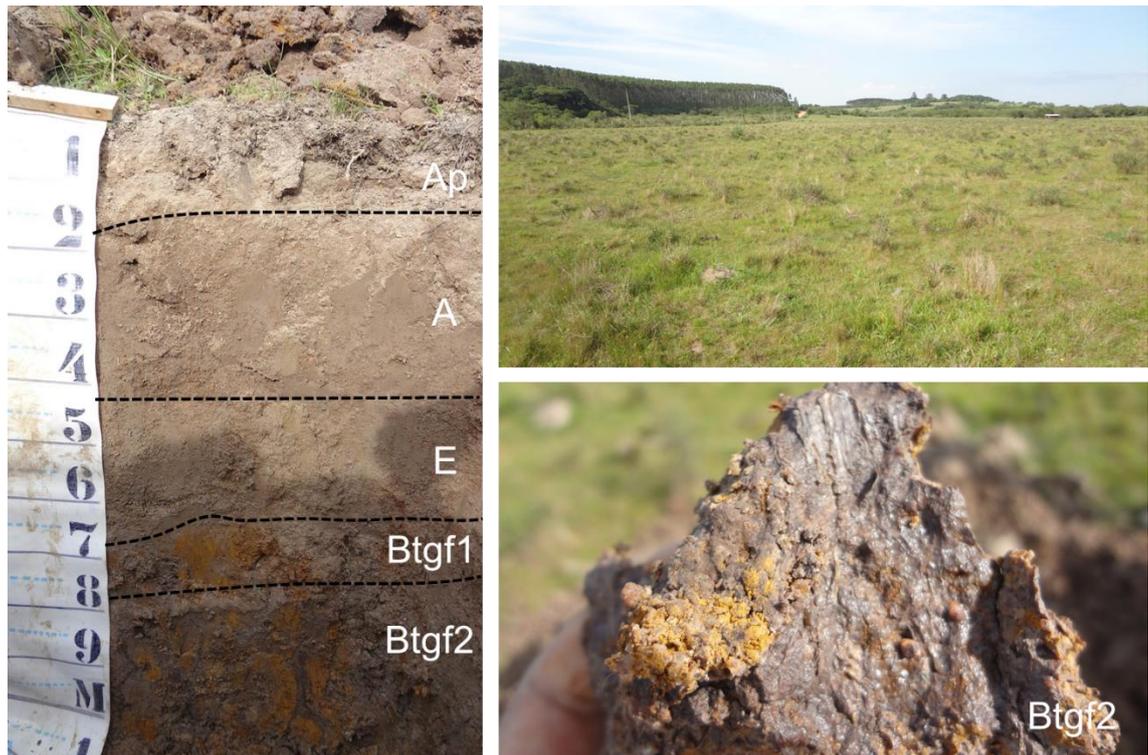


Figura 19. Imagem do Planossolo Háplico Distrófico êndico (P5), com detalhe para a presença de *slickenside* em Btgf2.

5.2 Características físicas

Na Tabela 8 consta um resumo das características físicas dos Planossolos. Os teores de cascalho são em geral baixos, apenas com quantidade superior a 1% nos solos derivados de granito e gnaiss (P4 e P5). O maior teor de areia total (AT) é encontrado no Planossolo da Planície Costeira Externa (P3), pois o material de origem arenoso foi transportado a partir da transgressão e regressão marinha. Nesse processo, o quartzo é um mineral que predomina nas areias por ser muito resistente ao intemperismo. As transgressões e regressões marinhas permitiram o acúmulo da areia com quartzo na região litorânea, sendo que minerais primários intemperizáveis como feldspato e mica são mais raros à medida em que aumenta a distância de transporte em relação à área fonte.

Maior teor de areia grossa é observado nos solos de granito e gnaiss (P4 e P5) do que naqueles com origem sedimentar pronunciada, como em P1, P2 e P3. A relação AF/AT nos perfis P1, P2 e P3 foi em geral maior que 0,60, indicando predomínio de areias finas nas áreas de geologia sedimentar. Em P1

e P2 são encontrados os maiores teores de silte. A textura siltosa em P1, tem relação com o depósito lagunar de areia siltico-argilosa mal selecionada e, em P2, com o material siltico-argiloso depositado na planície de inundação do rio Jacuí (CPRM, 2006).

Tabela 8. Atributos físicos dos Planossolos.

Hor.	Prof. cm	Cas ¹ %	AT ²	AG ³	AF ⁴	Silte	Argila	ADA ⁵	GF ⁶	S/A ⁷	AF/AT ⁸	VU ⁹
						-----g kg ⁻¹ -----						
Perfil 1 – Planossolo Háptico Eutrófico solódico												
Ap	0 - 20	<1	470	144	326	390	140	105	25	2,79	0,69	-0,21
E	20 - 25	1	460	118	342	410	130	95	27	3,15	0,74	-0,15
Bt1	25 - 37	<1	280	81	199	400	320	185	42	1,25	0,71	-0,47
Btnf	37 - 75	1	270	48	222	430	300	200	33	1,43	0,82	-0,59
Btn	75 - 105+	<1	160	18	142	560	280	275	2	2,00	0,89	-
Perfil 2 – Planossolo Háptico Alítico gleissólico												
Ap	0 - 27/30	<1	360	93	267	490	150	90	40	3,27	0,74	0,32
A	27/30 - 67	<1	350	119	231	500	150	105	30	3,33	0,66	0,54
E	67 - 79	<1	360	168	192	480	160	115	28	3,00	0,53	-0,57
Btg	79 - 100	<1	180	64	116	470	350	230	34	1,34	0,64	0,02
Btng	100 - 120	<1	200	69	131	480	320	275	14	1,50	0,66	-0,21
Cn	120 - 140+	<1	220	56	164	480	300	245	18	1,60	0,75	
Perfil 3 – Planossolo Háptico Distrófico espessarênico												
Ap	0 - 15	<1	940	602	338	10	50	10	80	0,20	0,36	-0,67
2E1	15 - 68	<1	940	340	600	10	50	10	80	0,20	0,64	-0,73
3Ab1	68 - 85	<1	770	125	645	150	80	30	63	1,88	0,84	0,87
3Ab2	85 - 95	<1	780	198	582	100	120	35	71	0,83	0,75	-0,14
3E2	95 - 110	<1	900	189	711	40	60	25	58	0,67	0,79	0,52
3Btg	110 - 130+	<1	740	235	505	110	150	60	60	0,73	0,68	-

¹Cascalho; ²Areia total; ³Areia grossa; ⁴Areia fina; ⁵Argila dispersa em água; ⁶Grau de flocação: $([Argila-Argila\ dispersa\ em\ água/Argila]*100)$; ⁷Relação silte/argila; ⁸AF/AT: relação areia fina/areia total; ⁹Valor de uniformidade: $\{[(Silte+AF)/(AT-AF)]_{HORIZONTE\ SUPERFICIAL} / [(Silte+AF)/(AT-AF)]_{HORIZONTE\ SUBJACENTE} - 1,0\}$.

Tabela 8. Continuação.

Hor.	Prof. cm	Cas ¹ %	AT ²	AG ³	AF ⁴	Silte	Argila	ADA ⁵	GF ⁶ S/A ⁷	AF/AT ⁸	VU ⁹	
			-----g kg ⁻¹ ----- %									
Perfil 4 – Planossolo Háptico Eutrófico êndico												
A1	0 - 20	2	710	475	235	180	110	60	45	1,64	0,33	-0,01
A2	20 - 54	3	720	474	246	170	110	70	36	1,55	0,34	-0,03
E	54 - 63	2	700	466	234	190	110	80	27	1,73	0,33	-0,25
Btg1	63 - 95	5	570	356	214	220	210	190	10	1,05	0,38	0,20
Btg2	95 - 115+	2	610	399	211	190	200	155	23	0,95	0,35	-
Perfil 5 – Planossolo Háptico Distrófico êndico												
Ap	0 – 18	5	680	459	221	220	100	70	30	2,20	0,33	-0,04
A	18 – 40	5	660	445	215	230	110	80	27	2,09	0,33	0,08
E	40 – 62/68	6	680	462	218	210	110	70	36	1,91	0,32	-0,35
Btgf1	62/68 - 73	5	480	315	165	280	240	215	10	1,17	0,34	0,03
Btgf2	73 - 105+	6	470	314	156	270	260	220	15	1,04	0,33	

¹Cascalho; ²Areia total; ³Areia grossa; ⁴Areia fina; ⁵Argila dispersa em água; ⁶Grau de flocação: $([Argila-Argila \text{ dispersa em água}/Argila]*100)$; ⁷Relação silte/argila; ⁸AF/AT: relação areia fina/areia total; ⁹Valor de uniformidade: $\{[(Silte+AF)/(AT-AF)]_{HORIZONTE \text{ SUPERFICIAL}} / [(Silte+AF)/(AT-AF)]_{HORIZONTE \text{ SUBJACENTE}} - 1,0\}$.

Os teores de argila dentro do perfil variam acentuadamente nos Planossolos, dobrando o teor de argila do horizonte E para o Bt em uma distância vertical $\leq 7,5$ cm, caracterizando mudança textural abrupta (Embrapa, 2013). Exceção ocorreu em P4, não havendo mudança textural abrupta, porém com aumento de argila de E para Btg1 suficiente para B textural em uma distância $\leq 2,5$ cm. Menor teor de argila total ocorre em P3, tendo relação com o material de origem arenoso.

A relação silte/argila é tipicamente usada no Brasil para indicar grau de intemperismo de solos, sendo que para solos bastante intemperizados esta relação é $< 0,8$. Nos perfis P1, P2, P4 e P5 esta relação foi $> 0,8$, indicando baixo grau de intemperismo. Em P3, a relação inferior a 0,8 não pode ser interpretada como alto grau de intemperismo do solo, pois esta condição pode ter relação com a seleção das partículas durante o transporte do material de origem.

O grau de flocação do solo (GF) indica a quantidade de argila dispersa em água (ADA), que pode entrar facilmente em suspensão no solo.

Esta condição é influenciada por fatores como balanço de cargas elétricas do solo (pH e PCZ do solo), teores de cátions flocculantes e dispersantes, e dissociação das argilas silicatadas a partir da redução dos óxidos de Fe^{3+} no ambiente hidromórfico (Schaetzl & Anderson, 2005). Solos com maior teor de argila dispersa em água (menor flocculação) são mais aptos ao processo pedogenético de lessivagem das argilas, havendo a descida da argila entre os poros do solo pela ação da percolação da água.

Em geral, os Planossolos apresentaram baixo (< 40%) grau de flocculação (GF) nos horizontes superficiais, o que significa que mais de 60% do conteúdo de argila está disperso em água para migração em profundidade. Em P3, embora o GF seja maior que 50% nos horizontes superficiais, não descarta-se a possibilidade de descida mesmo da argila grossa (>0,2 μm), pois o perfil tem grande proporção de areia grossa com espaços porosos maiores. Nos solos estudados, uma das causas para o baixo GF pode ser atribuída à dissociação das argilas silicatadas pela redução dos óxidos de ferro em ambiente hidromórfico (Lepsch et al., 1977). Em P1 e P2, os altos teores de Na^+ também favorecem a dispersão das argilas. Do ponto de vista ambiental, a argila dispersa em água pode ser facilmente perdida pela drenagem de áreas alagadas, havendo perda gradativa da argila e da fertilidade química. Junto com a argila, podem também ser transportados pesticidas para corpos hídricos (Grützmacher et al., 2008).

A relação argila fina/argila total é utilizada para identificar lessivagem de argilas. Segundo Almeida (1992), a argila fina que migra em profundidade pelo transporte da água pode obstruir totalmente os poros do topo do horizonte B devido ao seu menor diâmetro, impedindo a descida da mesma. Os perfis P1 e P2 tiveram variação mais pronunciada dessa relação (Figura 20). Houve aumento considerável desta relação do horizonte E (eluvial) para o topo do horizonte Bt (iluvial) e, posteriormente, a relação diminuiu em profundidade. Nos perfis P3 e P5 houve discreto aumento da relação argila fina/argila total do horizonte E para o subjacente Bt, o que indica menor interferência da lessivagem na formação dos solos.

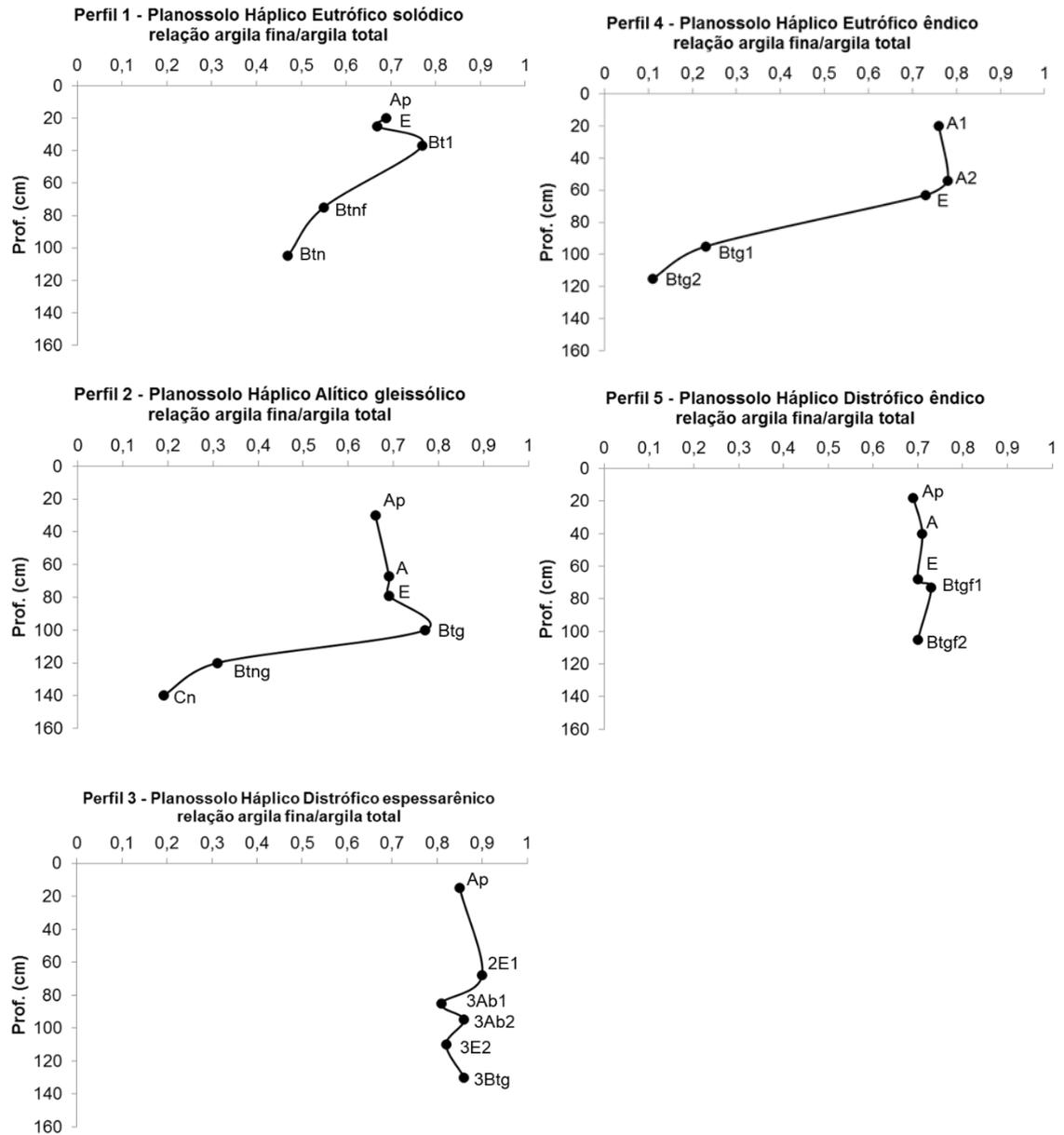


Figura 20. Relação argila fina/argila total dos Planossolos.

A relação areia fina/areia total (AF/AT) e o valor de uniformidade (VU) são parâmetros utilizados para indicar descontinuidade litológica (Tabela 8). Para isso, algumas metodologias têm sido empregadas com o detalhamento da fração areia, por ser geralmente a mais resistente ao intemperismo (devido ao quartzo) e por ter menor translocação no solo em razão do maior tamanho. Solos com presença de descontinuidade litológica expressam maiores diferenças na relação granulométrica de areias entre um horizonte e outro imediatamente subjacente no mesmo perfil. Diferença maior ou igual a 0,20 na relação AF/AT, concomitante com VU maior que $[0,60]$, sugerem que o solo é formado por

diferentes materiais de origem (Schaetzl, 1998; Bortoluzzi et al., 2008).

Dos cinco perfis, apenas o Perfil 3 foi o que expressou descontinuidade litológica, pois foi observada diferença maior ou igual a 0,20 na relação AF/AT e VU maior que |0,60| entre alguns horizontes (Tabela 8). Em P3, quebras acentuadas ($\geq 0,20$) na relação AF/AT foram observadas entre os horizontes Ap, 2E1 e 3Ab1. Ou seja, pode-se considerar que P3 possui dois materiais de origem diferentes em Ap e 2E1, e outro a partir do horizonte 3Ab1, pois a partir deste não foram observadas quebras acentuadas na relação AF/AT entre horizontes. O VU também evidenciou descontinuidade litológica neste perfil, com VU maiores que |0,60| nos mesmos horizontes com quebras acentuadas na relação AF/AT. Deste modo, a interpretação para a pedogênese é que o horizonte escuro em profundidade (Ab) possa ter sido enterrado pelas sucessivas transgressões-regressões marinhas que formaram a Planície Costeira Externa do RS durante o Pleistoceno. Nos demais perfis estudados, os valores de AF/AT e VU afastam a possibilidade de descontinuidade.

Complementando o estudo sobre descontinuidade litológica nos perfis estudados, foi feita a caracterização granulométrica para fins sedimentológicos conforme Suguio (1973). Nos perfis P1, P2 e P3, de natureza geológica sedimentar, o estudo auxiliou na comparação dos sedimentos das diferentes regiões, como também para verificar se existe possibilidade de o sedimento que originou um local da paisagem ser composto por diferentes materiais de origem, ou seja, implicando na descontinuidade litológica de um solo. Porém, a sedimentologia não se aplica somente para áreas geologicamente sedimentares. Como Planossolos são formados em áreas baixas da paisagem, sujeitas ao acúmulo de sedimentos de diversas origens, a sedimentologia também fornece dados para investigar possível descontinuidade litológica em áreas de natureza geológica não sedimentar, como em P4 e P5 (rochas graníticas/gnáissicas).

Na interpretação dos dados de sedimentologia, as areias mais grossas tem valores de Phi (Φ) menores, pois este valor corresponde a: $d(\Phi) = -\log_2 d(\text{mm})$. As curvas acumulativas de distribuição granulométrica facilitam a interpretação da porcentagem de cada classe granulométrica. A classe modal indica a granulometria mais frequente e é representada pelo intervalo de maior inclinação na curva acumulativa das areias (Suguio, 1973). A análise da curva acumulativa das areias indicou comportamento diferente dos perfis P1, P2 e P3,

em comparação aos perfis P4 e P5 (Figura 21). Os perfis que têm origem geológica sedimentar (P1, P2 e P3), apresentaram maiores diferenças entre horizontes dentro de um mesmo perfil na curva acumulativa das areias. Nos perfis de origem granítica (P4 e P5) houve similaridade entre horizontes.

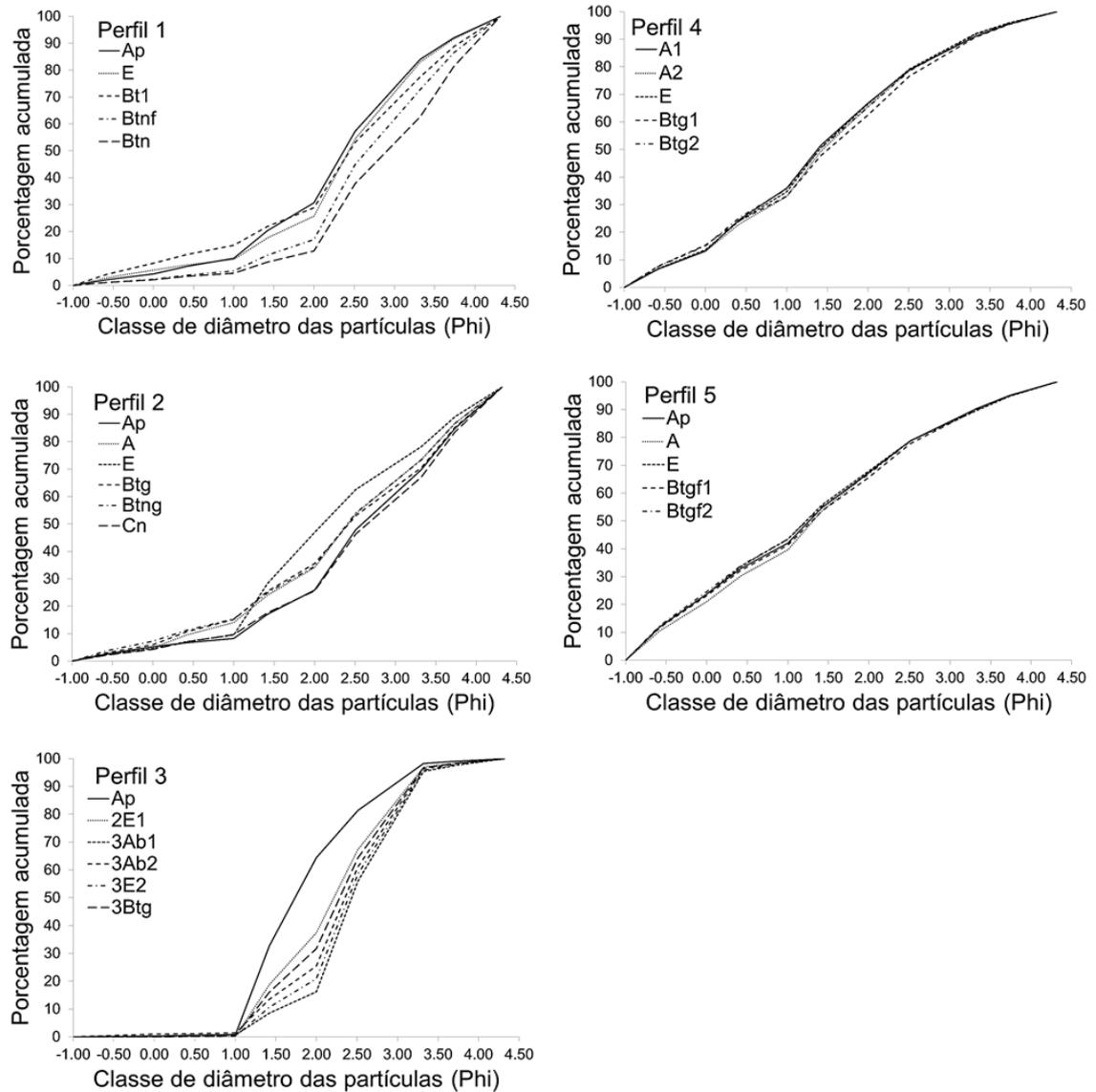


Figura 21. Curva acumulativa das areias dos Planossolos.

Assim, pode ser avaliado que os solos de origem geológica basicamente sedimentar estão sujeitos a maiores diferenças na granulometria entre horizontes dentro de um mesmo perfil e, portanto, ao aumento da possibilidade de descontinuidade litológica devido à deposição de sedimentos variados. O Perfil 3 apresentou o comportamento mais diferenciado, destacando a diferença da curva acumulativa das areias do horizonte Ap em relação a 2E1, e este em relação a 3Ab1, portanto, comprovando a tese de descontinuidade

litológica neste solo.

O diâmetro médio aritmético das areias (DM) é a soma dos valores das amostras do horizonte em questão dividida pelo número de amostras. Este valor é obtido em cada horizonte pela soma dos diâmetros das amostras de areia nos percentis 16%, 50% e 84%, dividido por 3 [$DM = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) / 3$] (Suguio, 1973). Os Planossolos de origem geológica sedimentar (perfis P1, P2 e P3) apresentaram DM de areias mais finas (2,00 a 2,98 Phi) em comparação aos perfis P4 e P5 (1,30 a 1,56 Phi), de origem granítica/gnáissica (Tabela 9). Nos perfis de origem geológica sedimentar (P1, P2 e P3) houveram maiores diferenças no DM das areias entre horizontes dentro de um mesmo perfil. A curva acumulativa das areias tornou mais nítido este comportamento, pois as maiores diferenças nas curvas foram observadas nos perfis P1, P2 e P3. Isto reforça a ideia que solos em áreas de origem geológica sedimentar estão mais sujeitos a irregularidades do material de origem, ou seja, variando devido à contribuição de sedimentos de diferentes ambientes. Em P3, a grande diferença entre horizontes no DM e na curva acumulativa das areias entre horizontes reforçam a descontinuidade litológica neste solo.

O grau de seleção (GS) está relacionado ao modo de transporte e deposição dos sedimentos e é uma medida do desvio-padrão das amostras em relação ao diâmetro médio (Suguio, 1973). O Perfil 3 apresentou maior GS (areias moderadamente selecionadas), de acordo com o transporte por correntes marinhas superficiais e tempestades. Os demais solos apresentaram areias pobremente selecionadas, de acordo com pouca distância da fonte de sedimentos, especialmente em P4 e P5. No Perfil 3 predominaram as classes de areia média e fina (Figura 22). De acordo com CPRM (2006), os sedimentos de origem praias e eólica da Planície Costeira Externa do RS foram melhor selecionados pelo agente transportador, concordando com o resultado obtido neste estudo.

A curtose indica a existência de modas dentro de uma distribuição de frequência granulométrica e tem relação com o agente transportador do sedimento (Suguio, 1973). As classes mesocúrtica e platicúrtica indicam distribuição de frequência mais achatada na frequência de classes granulométricas das areias, enquanto a leptocúrtica indica a presença de uma moda (pico). Os perfis P1, P2 e P3 tiveram classes de curtose variando entre

horizontes dentro de um mesmo perfil, novamente indicando que os solos formados de material geológico sedimentar têm tendência a maiores diferenças granulométricas entre horizontes em virtude do transporte de sedimentos variados.

A classe de assimetria indica a diferença da média em relação à mediana. Quanto mais negativa for a assimetria, a média será menor que a mediana, e a distribuição estará voltada para valores menores de phi e para partículas de areia de maior tamanho (Suguio, 1973). Os perfis P1, P2 e P3 tiveram maior diferença entre horizontes nas classes de assimetria em comparação com os perfis P4 e P5, que tiveram assimetria igual (aproximadamente simétrica) entre horizontes (Tabela 9). O Perfil 3 foi o que teve maior diferença entre horizontes na assimetria das areias, apresentando classes de assimetria positiva, aproximadamente simétrica e negativa. Este dado novamente indica um comportamento diferenciado das areias entre os horizontes dentro deste mesmo perfil, fornecendo suporte à descontinuidade litológica constatada neste solo.

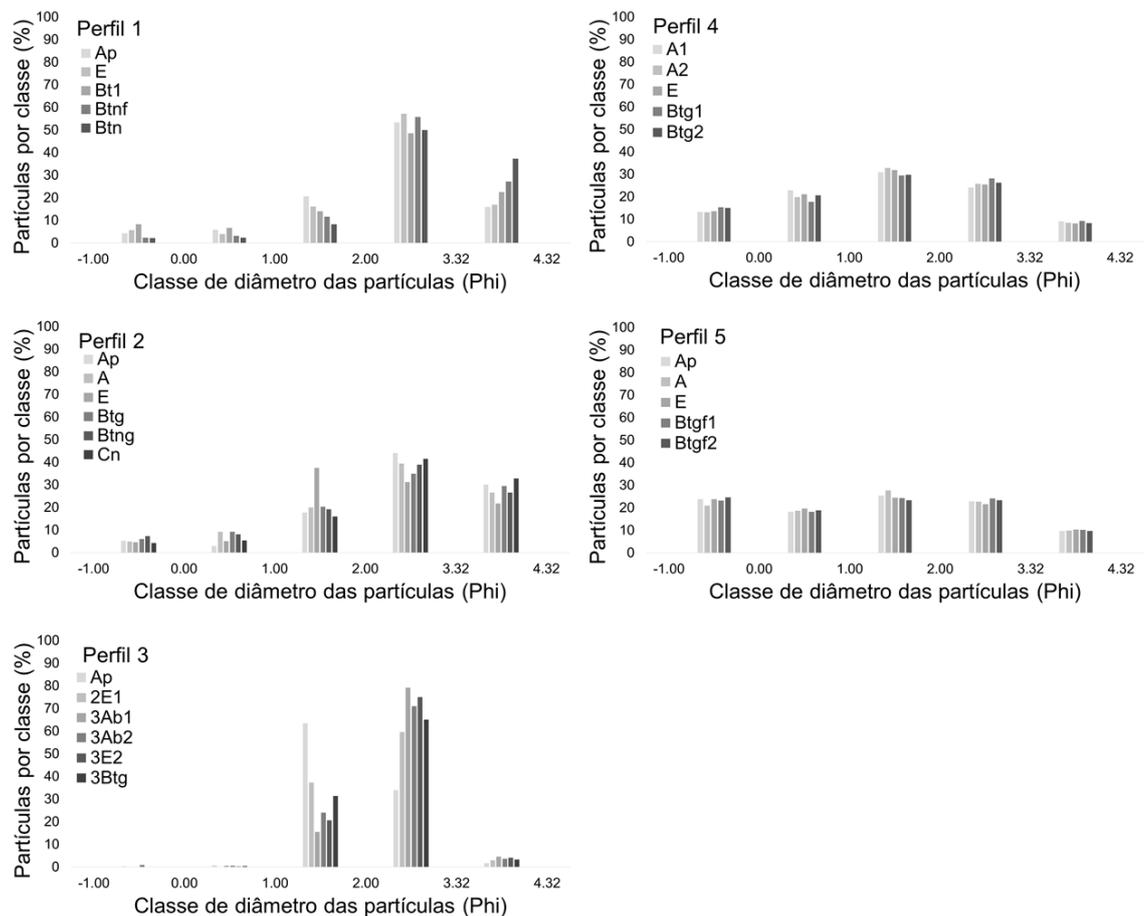


Figura 22. Distribuição de frequência das areias por classes.

Tabela 9. Parâmetros granulométricos das areias avaliados nos Planossolos.

Hor.	DM	GS		Assimetria		Curtose	
	Φ	Φ	Classe	-	Classe	-	Classe
Perfil 1							
Ap	2,35	1,11	Pob. sel.	-0,22	Negativa	1,15	Leptocúrtica
E	2,38	1,13	Pob. sel.	-0,17	Negativa	1,45	Leptocúrtica
Bt1	2,36	1,30	Pob. sel.	-0,20	Negativa	1,18	Leptocúrtica
Btnf	2,75	0,94	Mod. sel.	0,01	Apr. sim.	1,08	Mesocúrtica
Btn	2,93	0,91	Mod. sel.	-0,07	Apr. sim.	0,95	Mesocúrtica
Perfil 2							
Ap	2,56	1,21	Pob. sel.	-0,15	Negativa	1,10	Mesocúrtica
A	2,38	1,26	Pob. sel.	-0,10	Negativa	0,88	Platicúrtica
E	2,26	1,20	Pob. sel.	0,09	Apr. sim.	0,90	Platicúrtica
Btg	2,39	1,32	Pob. sel.	-0,12	Negativa	0,86	Platicúrtica
Btng	2,37	1,34	Pob. sel.	-0,15	Negativa	0,94	Mesocúrtica
Cn	2,59	1,22	Pob. sel.	-0,19	Negativa	1,06	Mesocúrtica
Perfil 3							
Ap	1,86	0,68	Mod. sel.	0,30	Positiva	0,86	Platicúrtica
2E1	2,18	0,73	Mod. sel.	-0,03	Apr. sim.	0,79	Platicúrtica
3Ab1	2,51	0,59	Mod. sel.	0,01	Apr. sim.	1,07	Mesocúrtica
3Ab2	2,32	0,70	Mod. sel.	-0,13	Negativa	1,03	Mesocúrtica
3E2	2,40	0,66	Mod. sel.	-0,08	Apr. sim.	1,05	Mesocúrtica
3Btg	2,24	0,72	Mod. sel.	-0,09	Apr. sim.	0,86	Platicúrtica
Perfil 4							
A1	1,45	1,36	Pob. sel.	0,06	Apr. sim.	0,94	Mesocúrtica
A2	1,48	1,34	Pob. sel.	0,02	Apr. sim.	0,97	Mesocúrtica
E	1,44	1,33	Pob. sel.	0,03	Apr. sim.	0,95	Mesocúrtica
Btg1	1,49	1,40	Pob. sel.	-0,01	Apr. sim.	0,92	Mesocúrtica
Btg2	1,43	1,36	Pob. sel.	0,03	Apr. sim.	0,90	Mesocúrtica
Perfil 5							
Ap	1,26	1,50	Pob. sel.	0,03	Apr. sim.	0,82	Platicúrtica
A	1,31	1,48	Pob. sel.	0,03	Apr. sim.	0,86	Platicúrtica
E	1,25	1,52	Pob. sel.	0,06	Apr. sim.	0,82	Platicúrtica
Btgf1	1,29	1,51	Pob. sel.	0,03	Apr. sim.	0,81	Platicúrtica
Btgf2	1,25	1,51	Pob. sel.	0,04	Apr. sim.	0,80	Platicúrtica

DM: diâmetro médio; GS: grau de seleção; Pob. sel.: pobremente selecionado; Mod. sel.: moderadamente selecionado; Apr. sim.: aproximadamente simétrica.

5.3 Características químicas

Os resultados da atividade da fração argila (ATA), saturação por bases (V), saturação por alumínio trocável (m), saturação por sódio trocável (PST) e condutividade elétrica (CE) são interpretados de acordo com Embrapa (2013). O pH em água, o teor de carbono orgânico, a capacidade de troca de cátions (CTC), incluindo os teores das bases trocáveis e fósforo disponível são interpretados de acordo com CQFS-RS/SC (2016).

O pH em água dos solos é em geral baixo a muito baixo, e conjugado com pH em KCl menor que o pH em água, indica a predominância de cargas negativas em todos os solos (Embrapa, 2013).

Em geral os perfis apresentam alta acidez (em geral pH em água \leq 5,0), acompanhada de baixa CTC (em geral \leq 5 cmol_c kg⁻¹ de solo) e menor saturação por bases (V) nos horizontes A e E (Tabela 10). Os teores das bases trocáveis (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) são mais baixos nos horizontes superficiais A e E, sendo de três a cinco vezes menores em relação ao Bt em todos os solos. As bases e a CTC são baixas porque os solos são arenosos em superfície.

Segundo Brinkman (1970), na fase de anaerobiose o excesso de Fe²⁺ desloca as bases dos sítios de troca do solo, e estas ficam disponíveis na solução do solo para lixiviação em profundidade ou deslocamento lateral subsuperficial acima do horizonte argiloso mais impermeável, originando baixo teor de bases em superfície. As bases deslocadas para a solução podem ser transportadas facilmente pela água em profundidade e ficarem adsorvidas na argila do horizonte B textural. Possivelmente, o constante alagamento e secagem do solo em superfície determina a saturação por bases menor nos horizontes A e E dos Planossolos.

Quando o solo volta a secar, o balanço químico da oxidação do ferro gera íons H⁺, que acidificam o solo e desestabilizam minerais primários intemperizáveis, argilominerais 2:1 e caulinita. Ao longo do tempo, a superfície do Planossolo vai ficando arenosa com predomínio de quartzo e baixos pH em água, CTC e teor de bases trocáveis (Brinkman, 1979). O predomínio de areia com quartzo em superfície facilitaria a perda de bases devido à ausência de cargas negativas em superfície. Estas características de solos formados por alternância de ciclos de anaerobiose/aerobiose e que os tornam mais

intemperizados em comparação a solos permanentemente alagados também são citadas por Almeida (1992), Mafra et al. (2001), Van Ranst & De Coninck (2002), Barbiero et al. (2010) e Van Ranst et al. (2011), caracterizando o alto grau de intemperismo na pedogênese de Planossolos.

Ferronato et al. (2016), estudando solos com hidromorfismo muito acentuado no norte da Itália, observaram valores de pH maiores que 6,0 e CTC variando entre 18 e 80 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo, indicando o menor grau de intemperismo em solos que permanecem a maior parte do tempo alagados. Zhang & Gong (2003), estudando solos mal drenados com cultivo de arroz na China, observaram que quanto maior o tempo de drenagem que os solos alagados foram submetidos artificialmente, maiores foram os teores de óxidos de Fe pedogênicos em relação aos teores de Fe total, sendo relacionados às mudanças de anaerobiose e aerobiose do solo. Os autores concluíram que a ferrólise induzida artificialmente poderia ser uma condição favorável para o intemperismo e diminuição do teor de argila em subsuperfície verificada nos solos com maior tempo de cultivo e com drenagem artificial do solo. Neste caso, a acidez produzida durante a drenagem favoreceria a destruição das argilas.

A interpretação da baixa CTC e teor de bases trocáveis deve ser feita com cautela quanto a P3, pois trata-se de um material de origem formado por transgressões e regressões marinhas (CPRM, 2006). O alto conteúdo de areia com quartzo tem origem na seleção e transporte eólico e marítimo e, portanto, sendo causa da menor CTC e teor de bases deste solo em relação aos demais perfis. Além de ser um material pobre em minerais intemperizáveis para a disponibilidade de nutrientes, a própria granulometria arenosa e com baixa CTC em P3, facilita a lixiviação das bases trocáveis. Por este motivo, o Perfil 3, localizado na Planície Costeira Externa, é o que tem menor fertilidade química em comparação aos demais solos.

Em P3, os horizontes 3Ab1 e 3Ab2 mais escuros e aparentemente com maior teor de matéria orgânica, acompanhados de teores muito baixos de Ca^{2+} e Mg^+ e material de origem arenoso, podem induzir à interpretação da ocorrência do processo pedogenético de podzolização na pedogênese deste solo (Kämpf & Curi, 2012). No entanto, a podzolização foi refutada a partir da sedimentologia das areias, distinguindo que os horizontes escuros 3Ab1 e 3Ab2

em P3, tratam-se de horizontes superficiais que foram enterrados durante a formação da Planície Costeira do RS.

Os teores de Al^{3+} dos perfis variam entre zero e $4,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo, comportamento relacionado com o pH do solo, pois quando o pH é menor que 5,5, o alumínio encontra-se na sua forma trocável. O Al^{3+} proveniente da dissolução ácida dos minerais silicatados durante o período de secagem do solo, pode ficar disponível nos sítios de troca (CTC) ou se recombinar em profundidade (Brinkman, 1979). O Perfil 2 apresenta alto teor de Al^{3+} ocupando a CTC, caracterizando o caráter alítico por ter teor de $\text{Al}^{3+} \geq 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo, baixa saturação por bases (caráter distrófico) e alta atividade de argila na maior parte do horizonte B (Embrapa, 2013).

Quanto aos teores de Na^+ , esperava-se maior saturação por sódio trocável (PST) para P3, por estar mais próximo do ambiente marinho. Porém, P1 e P2 apresentaram saturação do Na^+ na CTC $> 6\%$ e $< 15\%$, caracterizando caráter solódico e representado nos horizontes com a letra “n” minúscula. A origem do alto teor de Na^+ ocupando a CTC nestes solos pode estar relacionada com o Na^+ advindo de posições mais altas da paisagem (Mota et al., 2002). Principalmente em P2, verifica-se uma região com municípios tradicionais na cultura do fumo. O uso massivo de adubos nítricos com baixo teor de cloro nesta região, como o salitre do Chile (NaNO_3), pode de alguma forma colaborar no aumento dos teores de sódio, lixiviando o elemento do solo para os corpos hídricos e acumulando nas áreas mais baixas (Kaiser et al., 2010; IBGE, 2018). Para P3, o material de baixa CTC e poroso influenciou o menor teor de Na^+ , que é um elemento mais facilmente lixiviado do solo por ter apenas uma carga positiva e grande raio iônico hidratado.

A atividade da fração argila (ATA) foi alta no horizonte B textural para todos os Planossolos, sendo igual ou superior a $30 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila. Esta condição indica alta quantidade de cargas negativas na argila e expressiva presença de argilominerais 2:1. Nestes minerais, o desbalanço de cargas nas lâminas tetraedrais e octaedrais é expresso no espaço entrecamadas, ocorrendo a entrada de cátions hidratados para compensar o predomínio de cargas negativas. Nos perfis P1 e P5 foram identificados *slickensides* em meio à estrutura maciça do solo, reforçando a ocorrência de argilominerais 2:1 expansivos. A alta CTC da argila tem relação com a menor remoção de Si, e

neoformação e/ou estabilidade de argilominerais 2:1 no ambiente de menor lixiviação e pior drenagem, conforme observaram Mota et al. (2002) para um Planossolo no Sertão Central do Ceará.

O baixo teor de fósforo disponível para todos os solos é atribuído à textura arenosa predominante e pequena quantidade deste elemento nos diferentes materiais de origem. O teor de carbono orgânico do solo, quando transformado para teor de matéria orgânica [matéria orgânica (g/kg) = Corg. (g/kg) x 1,724], indicou baixo teor para todos os Planossolos (Embrapa, 2011; CQFS-RS/SC, 2016). Os Planossolos geralmente têm menor teor de C orgânico em superfície em comparação a Gleissolos, pois os períodos de secagem e o horizonte superficial mais arenoso propiciam maior atividade de microorganismos aeróbios e decomposição mais acelerada da matéria orgânica nos primeiros (Klamt et al., 1985). O baixo conteúdo de matéria orgânica, a baixa CTC e a maior macroporosidade em superfície, torna difícil a adubação e calagem nos Planossolos, facilitando a lixiviação e perda de cátions nutrientes. Em P3, o teor de carbono orgânico passou de 1,6 g kg⁻¹ no horizonte 2E1 para 14,3 g kg⁻¹ no 3Ab1, ou seja, um aumento de nove vezes, caracterizando distribuição errática de carbono no perfil e, portanto, reforçando a origem alóctone e descontinuidade litológica neste perfil. Em perfis autóctones, o teor de carbono orgânico tende a diminuir em profundidade e não há diferença acentuada entre horizontes.

A condutividade elétrica (CE) é bem menor que 4 dS m⁻¹ para todos os solos, pois o clima subtropical, com precipitações pluviométricas regulares e com precipitação maior que evapotranspiração, impede a permanência de sais solúveis no ambiente.

Para a verificação de diferenças químicas na solução do solo durante diferentes estações do ano, foram coletados três locais na área de amostragem do Perfil 1 (lavoura de arroz irrigado) e outros quatro no Perfil 5 (campo nativo para pastagem). O Perfil 1 estava alagado durante a coleta no mês de janeiro de 2017 por se tratar de uma área cultivada com arroz irrigado.

De acordo com a teoria da ferrólise proposta por Brinkman (1970), no período mais seco a oxidação do ferro gera maior acidez na solução do solo, maior teor de alumínio e menores teores de bases trocáveis e de ferro e manganês. Por outro lado, no período mais úmido, a acidez da solução do solo

e o teor de alumínio são menores, acompanhada de maior condutividade elétrica e maiores teores de ferro, manganês e bases trocáveis. Os dados da solução do solo (Tabela 11) mostram que o pH da solução foi menor no mês de setembro, tanto para os locais de amostragem do Perfil 1 quanto para o Perfil 5.

No Perfil 1, a diferença de umidade do mês de janeiro (solo alagado) para setembro (solo não alagado) justifica o menor pH da solução do solo no segundo período de coleta. Em geral, os teores de cálcio, magnésio e potássio foram maiores no mês de janeiro, o que de acordo com Brinkman (1970), é resultado do deslocamento das bases dos sítios de troca do solo pelo ferro reduzido em excesso na solução, quando no período de alagamento do solo. Também foram observados maiores teores de ferro e manganês quando o solo estava alagado em janeiro, devido à forma reduzida destes elementos. Para o sódio, não foi observada tendência de aumento na solução do solo durante o período saturado por água (janeiro), e esta condição pode estar relacionada à alta mobilidade deste elemento. Esperava-se maior teor de alumínio na solução durante o mês de setembro, quando o solo estava mais seco, porém este foi menor. A CE foi ligeiramente maior no mês de janeiro e, portanto, insuficiente para caracterizar a interferência do processo de ferrólise na solução do solo.

No Perfil 5, o pH da solução do solo foi menor no mês de setembro, justamente no período em que o solo teve maior disponibilidade de água, com excedente de 335,6 mm (Tabela 2). Especula-se que o inverno menos chuvoso no ano de 2017 possa ter interferido neste resultado. A precipitação pluviométrica de janeiro deste ano foi quase o dobro da média histórica e, durante a coleta do solo, este apresentava maior umidade (presença de água em subsuperfície) se comparado a setembro, pois foi coletado logo após um período de chuva no verão. As diferenças entre os dois períodos nos teores das bases, alumínio, ferro e manganês não foram expressivas como em P1. No mês de janeiro, quando o solo apresentava água em profundidade, os teores de cálcio, magnésio, potássio e sódio foram maiores somente no local de coleta 7 do Perfil 5. Os teores de alumínio foram menores neste mesmo mês para todos os locais, concordando com o maior pH da solução em solo mais alagado. Eram esperados maiores teores de ferro e manganês na solução no período em que o solo estava mais alagado (janeiro), porém isto se confirmou apenas para o manganês. A CE foi

ligeiramente superior no mês de janeiro, porém, como em P1, insuficiente para caracterizar o processo de ferrólise.

Os dados obtidos a partir da coleta da solução do solo, no geral, mostraram que a maior umidade do solo interfere no aumento de pH, teores de bases, ferro, manganês, e menor de alumínio. Porém, considera-se que para melhor caracterização da ferrólise na solução do solo, é necessário o monitoramento em diversas épocas do ano e em maior número de locais.

Tabela 10. Atributos químicos dos Planossolos.

Hor.	pH		-----Complexo Sortivo-----							CTC ²	ATA ³	P ⁵⁺ mg dm ⁻³	C org. ⁴ g kg ⁻¹	m ⁵ -----%-----	PST ⁶	V ⁷	CE ⁸ dS m ⁻¹
	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S ¹	Al ³⁺	H+Al								
Perfil 1 – Planossolo Háplico Eutrófico solódico																	
Ap	5,1	3,9	1,4	0,5	0,11	0,07	2,1	0,3	2,7	4,8	34	1,9	3,7	13	2,3	44	0,08
E	5,3	4,0	1,0	0,5	0,14	0,07	1,7	0,2	2,2	3,9	30	1,4	1,6	11	3,6	44	0,07
Bt1	4,8	4,0	3,8	2,3	0,82	0,16	7,1	2,7	8,3	15,4	48	1,3	7,1	28	5,3	46	0,16
Btnf	4,9	3,4	4,1	2,9	0,99	0,22	8,2	2,3	5,7	13,9	46	0,5	2,9	22	7,1	59	0,16
Btn	4,8	3,5	5,7	4,1	1,68	0,24	11,7	0,7	3,7	15,4	55	0,6	7,1	6	10,9	76	0,32
Perfil 2 – Planossolo Háplico Alítico gleissólico																	
Ap	4,5	3,5	1,6	0,6	0,03	0,09	2,3	0,6	4,0	6,3	42	4,3	8,6	21	0,5	37	0,08
A	4,5	3,6	1,4	0,3	0,03	0,05	1,8	1,2	4,5	6,3	42	2,6	5,5	40	0,5	29	0,03
E	4,9	3,6	1,3	0,3	0,15	0,05	1,8	1,4	4,7	6,5	41	1,2	3,4	44	2,3	28	0,03
Btg	4,6	3,3	5,3	1,3	1,04	0,22	7,9	4,5	11,2	19,1	55	1,2	7,5	36	5,4	41	0,10
Btng	4,9	3,5	6,9	1,9	1,14	0,28	10,2	1,7	3,9	14,1	44	0,6	3,7	14	8,1	72	0,17
Cn	5,4	3,9	6,1	1,9	1,17	0,20	9,4	0,2	2,9	12,3	41	0,9	1,5	2	9,5	76	0,27

¹S: soma das bases; ²CTC: capacidade de troca de cátions (média: 5,1-15,0; baixa: ≤ 5,0); ³ATA: atividade da fração argila (alta: ≥ 27, baixa: < 27); ⁴C org.: carbono orgânico; ⁵m: saturação por alumínio; ⁶PST: porcentagem de sódio trocável; ⁷V: saturação por bases (eutrófico: ≥ 50; distrófico: < 50); ⁸CE: condutividade elétrica.

Tabela 10. Continuação.

Hor.	pH		-----Complexo Sortivo-----										P ⁵⁺ mg dm ⁻³	C org. ⁴ g kg ⁻¹	m ⁵	PST ⁶ -----%-----	V ⁷	CE ⁸ dS m ⁻¹
	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S ¹	Al ³⁺	H+Al	CTC ²	ATA ³	-----cmol _c kg ⁻¹ -----						
Perfil 3 – Planossolo Háplico Distrófico espessarênico																		
Ap	4,3	3,7	0,1	0,1	0,01	0,05	0,3	0,4	1,9	2,2	-	4,4	6,4	57	0,5	14	0,09	
2E1	4,6	4,0	0,1	0,1	0,01	0,06	0,3	0,3	1,0	1,3	-	2,6	1,6	50	0,8	23	0,04	
3Ab1	4,6	3,7	1,0	0,5	0,03	0,12	1,7	1,1	7,0	8,7	-	1,7	14,3	39	0,3	20	0,06	
3Ab2	4,4	3,4	0,9	0,9	0,05	0,10	2,0	1,6	8,6	10,6	-	0,9	5,7	44	0,5	19	0,06	
3E2	4,6	3,6	0,3	0,3	0,03	0,02	0,7	0,3	0,9	1,6	-	0,4	0,9	30	1,9	44	0,03	
3Btg	4,7	3,2	1,8	1,4	0,12	0,08	3,4	1,9	6,0	9,4	63	0,4	2,0	36	1,3	36	0,05	
Perfil 4 – Planossolo Háplico Eutrófico êndico																		
A1	4,4	3,8	0,7	0,2	0,04	0,03	1,0	0,7	6,0	7,0	64	3,2	7,8	41	0,6	14	0,05	
A2	4,7	3,8	0,7	0,2	0,04	0,02	1,0	0,8	4,4	5,4	49	1,6	4,5	44	0,7	19	0,03	
E	5,0	3,9	1,3	0,6	0,08	0,03	2,0	0,6	3,4	5,4	49	1,5	2,5	23	1,5	37	0,03	
Btg1	5,4	3,9	4,6	2,3	0,25	0,13	7,3	0,4	3,4	10,7	51	1,0	2,3	5	2,3	68	0,06	
Btg2	5,8	4,6	4,8	2,3	0,23	0,12	7,5	0,0	1,8	9,3	47	0,7	1,0	0	2,5	81	0,07	

¹S: soma das bases; ²CTC: capacidade de troca de cátions (média: 5,1-15,0; baixa: ≤ 5,0); ³ATA: atividade da fração argila (alta: ≥ 27, baixa: < 27); ⁴C org.: carbono orgânico; ⁵m: saturação por alumínio; ⁶PST: porcentagem de sódio trocável; ⁷V: saturação por bases (eutrófico: ≥ 50; distrófico: < 50); ⁸CE: condutividade elétrica.

Tabela 10. Continuação.

Hor.	pH		Complexo Sortivo								CTC ²	ATA ³	P ⁵⁺ mg dm ⁻³	C org. ⁴ g kg ⁻¹	m ⁵ -----%-----	PST ⁶	V ⁷	CE ⁸ dS m ⁻¹
	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S ¹	Al ³⁺	H+Al	-----cmol _c kg ⁻¹ -----								
Perfil 5 – Planossolo Háptico Distrófico êndico																		
Ap	5,0	4,1	1,4	0,4	0,06	0,04	1,9	0,1	3,1	5,0	50	1,7	5,0	5	1,2	38	0,05	
A	4,8	3,8	0,9	0,4	0,04	0,03	1,4	0,5	2,8	4,2	38	1,2	2,5	26	1,0	33	0,04	
E	4,7	3,7	0,4	0,2	0,04	0,02	0,7	0,4	2,6	3,3	30	1,1	1,5	36	1,2	21	0,04	
Btgf1	4,7	3,3	1,9	1,4	0,17	0,12	3,6	2,5	7,5	11,1	46	1,1	3,3	41	1,5	32	0,07	
Btgf2	4,8	3,3	2,1	1,6	0,20	0,13	4,0	2,9	10,1	14,1	54	1,1	2,7	42	1,4	28	0,07	

¹S: soma das bases; ²CTC: capacidade de troca de cátions (média: 5,1-15,0; baixa: ≤ 5,0); ³ATA: atividade da fração argila (alta: ≥ 27, baixa: < 27); ⁴C org.: carbono orgânico; ⁵m: saturação por alumínio; ⁶PST: porcentagem de sódio trocável; ⁷V: saturação por bases (eutrófico: ≥ 50; distrófico: < 50); ⁸CE: condutividade elétrica.

Tabela 11. Características químicas da solução do solo nos meses de janeiro e setembro de 2017.

	pH	CE dS m ⁻¹	Ca	Mg	K	Na	Al	Fe	Mn
			-----			mg L ⁻¹	-----		
Janeiro de 2017									
P1 - Local 1	4,61	0,063	4,4	2,0	4,8	8,9	0,5	0,4	0,3
P1 - Local 2	4,94	0,082	0,6	0,3	1,7	18,4	0,6	0,3	< 0,1
P1 - Local 3	4,67	0,073	65,6	19,7	12,3	30,7	77,9	102,4	5,9
P5 - Local 4	4,96	0,046	44,9	12,0	10,9	22,4	59,9	68,5	2,6
P5 - Local 5	5,10	0,036	5,5	2,1	5,6	11,8	7,3	7,2	0,3
P5 - Local 6	4,99	0,034	3,3	1,4	6,0	13,8	4,0	2,2	0,1
P5 - Local 7	5,16	0,048	81,0	28,5	12,2	31,5	82,5	91,5	3,3
Setembro de 2017									
P1 - Local 1	4,41	0,033	0,7	0,3	0,4	11,6	1,5	1,2	< 0,1
P1 - Local 2	4,60	0,086	1,4	0,5	0,8	25,1	0,1	0,1	0,1
P1 - Local 3	4,23	0,062	22,5	7,1	3,5	11,6	7,1	39,9	2,6
P5 - Local 4	4,58	0,038	56,1	14,4	2,8	25,0	72,0	83,5	1,4
P5 - Local 5	4,60	0,030	7,5	2,7	1,6	6,1	7,6	4,9	0,1
P5 - Local 6	4,52	0,043	6,6	3,1	1,4	12,1	9,7	3,8	0,2
P5 - Local 7	4,64	0,045	63,3	17,9	4,1	19,1	136,2	99,3	1,5

CE: condutividade elétrica.

5.4 Ataque sulfúrico e dissoluções seletivas

O ataque sulfúrico é um método de dissolução química mais forte que as dissoluções seletivas, com capacidade de dissolver totalmente os minerais secundários e permitindo avaliar o grau de intemperismo do solo. De modo geral, os solos apresentam baixos teores de Si, Al e Fe (Tabela 12). Nos horizontes superficiais (A e E) dos solos estudados, os teores dos elementos determinados pelo ataque sulfúrico são mais baixos e estão relacionados aos menores conteúdos de argila. Dos solos estudados, o Perfil 3 é o que possui mais baixos teores dos elementos Si, Al e Fe pelo ataque sulfúrico em todo o perfil, comportamento determinado pelo alto conteúdo de areia com predomínio de quartzo (ver item 5.6 sobre a mineralogia dos Planossolos).

A relação K_i ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) é usada para avaliar o grau de intemperismo do solo, sendo menor esta relação para solos mais intemperizados, pois indica maior dessilicagem do solo. Em geral, os teores de Si pelo ataque sulfúrico são muito baixos e, por esse motivo, a relação K_i dos solos também foi muito baixa. Valores baixos de K_i foram encontrados nos horizontes Bt dos Planossolos, o que é incompatível com a observação de *slickenside* e alta atividade de argila observada nestes horizontes. Contudo, foi observado que a menor relação K_i foi encontrada nos horizontes com maiores teores de alumínio extraídos de aluminossilicatos de baixa cristalinidade (Al_o), a exemplo dos horizontes Btg (P2) e Btgf1 (P5).

Desse modo, os dados sugeriram que a baixa relação K_i dos Planossolos pode ter relação com a maior quantidade de aluminossilicatos de baixa cristalinidade, que contribui nos maiores teores de alumínio no solo. Levard et al. (2012) observaram que a relação atômica (Al/Si) de aluminossilicatos de baixa cristalinidade no solo é muito variável. Porém, os autores sugeriram que aluminossilicatos de baixa cristalinidade, com relação Al/Si em torno de 2 seriam mais estáveis e se formariam mais rapidamente em soluções ricas com Al e Si no solo, em comparação àqueles com relação molar próxima a 1.

Valores de K_i inferior a 1,00 são geralmente encontrados em solos oxidicos, bem drenados e lixiviados, condição oposta ao ambiente hidromórfico dos Planossolos estudados. Santos et al. (2010), estudando uma topossequência gnáissica no Rio de Janeiro, observaram que o solo na posição

da várzea (Gleissolo) teve menor perda de silício em relação aos solos bem drenados das posições superiores da paisagem. Coringa et al. (2012), estudando três solos hidromórficos do Pantanal norte mato-grossense, observaram índices $K_i > 2,50$ para solos com atividade de argila baixa ($< 27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila). Como os Planossolos apresentaram ATA maior (igual ou superior a $30 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila) em relação àqueles solos hidromórficos estudados no Pantanal brasileiro, logo o índice K_i não foi bom indicativo de intemperismo no presente estudo. A alta ATA e a observação de *slickenside* rejeitam o uso do índice para indicar o grau de intemperismo dos Planossolos.

Os teores de Fe_2O_3 determinados pelo ataque sulfúrico (Fes) são baixos ($< 60 \text{ g kg}^{-1}$ de solo) em todos os solos, especialmente devido ao hidromorfismo temporário, facilitando a perda deste elemento do perfil de solo na sua forma reduzida (Fe^{2+}). Os mais altos teores de Fe pelo ataque sulfúrico são observados no Perfil 1 (entre $45,0$ e $57,1 \text{ g kg}^{-1}$ de solo) devido à presença de plintita. O teor de TiO_2 pelo ataque sulfúrico está relacionado ao teor deste no material de origem e ao grau de intemperismo do solo, sendo tanto maior para solos mais intemperizados. Os baixos teores de TiO_2 (entre $1,4$ e $5,6 \text{ g kg}^{-1}$) são semelhantes aos encontrados por Coringa et al. (2012) estudando solos hidromórficos do Pantanal norte-matogrossense. Assim como para os Planossolos estudados, os autores encontraram aumento no teor de TiO_2 nos horizontes com maior conteúdo de argila.

A dissolução seletiva com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) indica os teores de Fe em óxidos pedogênicos de alta e de baixa cristalinidade no solo. A relação F_{ed}/F_{es} (Fe extraído por DCB)/Fes (Fe extraído pelo ataque sulfúrico) compara a quantidade de ferro que compunha a estrutura de minerais primários (ex: magnetita e biotita) e que foi alterado para formar minerais secundários. Deste modo, solos mais intemperizados apresentam maior relação F_{ed}/F_{es} , ou seja, maior parte do ferro da estrutura de minerais primários foi alterada para as formas oxídicas secundárias. De modo geral, os perfis estudados tiveram relação F_{ed}/F_{es} inferior a $0,50$, o que indica menor contribuição de Fe na forma pedogênica e, portanto, menor grau de intemperismo para os solos. Porém, em solos hidromórficos esta relação pode não ser boa indicadora de grau de intemperismo, pois pode haver uma

subestimativa dos teores de Fed pela instabilidade das formas oxídicas de Fe em razão do hidromorfismo (Santos et al., 2010).

A extração com oxalato ácido de amônio (OXA) é mais fraca que a com DCB, pois apenas quelata os elementos metálicos das fases de baixa cristalinidade. Já a extração com DCB ataca os óxidos de ferro de alta e baixa cristalinidade no solo (pedogênicos). Desse modo, a relação Feo/Fed indica o grau de hidromorfismo do solo, pois quanto maior esta relação, maior o teor de óxidos de Fe³⁺ pedogênicos de baixa cristalinidade formados em ambiente mal drenado. Em geral, os Planossolos apresentaram relação Feo/Fed > 0,20, em acordo com a condição hidromórfica e drenagem imperfeita destes, pois solos com boa drenagem apresentam relação geralmente inferior a 0,10 (Pereira & Anjos, 1999). O maior valor da relação Feo/Fed foi encontrado no horizonte Btg1 de P4 (0,60), indicando que 60% dos óxidos de ferro pedogênicos são de baixa cristalinidade. Maiores valores desta relação também foram encontrados nos horizontes A de todos os perfis, o que é atribuído à ação da matéria orgânica, complexando e protegendo o ferro da oxidação e formação de óxidos de ferro de alta cristalinidade.

Observou-se diminuição da relação Feo/Fed nos horizontes B textural com presença de mosqueados e plintita (Btnf e Btn de P1; Btnng de P2; Btgf1 e Btgf2 de P5), possuindo relação com o ambiente mais oxigenado e propício para a formação e/ou preservação de óxidos de Fe de alta cristalinidade, como hematita e goethita. Duarte et al. (2000) encontraram em um Plintossolo menores valores de Feo nos mosqueados do que na matriz cinzenta, indicando maior quantidade de óxidos de ferro de alta cristalinidade nos mosqueados. No horizonte Btg1 de P4, os mosqueados laranja-avermelhados ocupam expressiva área do horizonte Btg1, e a relação Feo/Fed alta (0,60), indica que estes têm maior constituição de óxidos de ferro de baixa cristalinidade, como ferrihidrita e lepidocrocita. Coelho & Vidal-Torrado (2003) consideram que, quando solos de horizontes com mosqueados apresentam alta relação Feo/Fed, é indicativo que os óxidos de ferro não tiveram tempo ou condição oxidante adequada para formar óxidos de alta cristalinidade. Logo, em P4 pode-se dizer que o ambiente não é favorável para a formação de óxidos de Fe de alta cristalinidade. Por outro lado, nos horizontes com caráter plíntico de P1 e P5, as condições de drenagem

são melhores para a formação e/ou preservação de hematita e goethita de alta cristalinidade, pois tiveram relação Fe_o/Fed inferior a 0,20.

O Fe^{3+} pode eventualmente substituir o Al^{3+} nos aluminossilicatos em ambientes com ferro em alta disponibilidade em solução e com ciclos de umedecimento e secagem, diminuindo a cristalinidade dos aluminossilicatos formados, embora seja admitido que esta substituição isomórfica é pouco expressiva em caulinitas (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009; Melo & Wypych, 2009). Deste modo, o alumínio extraído por DCB deve ser interpretado como aquele relacionado à substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} nos óxidos de ferro goethita e hematita. Já a determinação do Al por oxalato ácido de amônio (OXA) pressupõe a dissolução de aluminossilicatos de baixa cristalinidade (Coelho & Vidal-Torrado, 2003).

Maiores teores de alumínio extraídos por oxalato ácido de amônio (Alo) podem ser utilizados como indicativos da formação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade no solo, formados por neogênese e relacionados ao processo pedogenético de ferrólise. O valor Alo/Ald não deve ser interpretado como uma relação, pois o OXA extrai o alumínio de aluminossilicatos de baixa cristalinidade, enquanto o DCB aquele da substituição isomórfica em óxidos de ferro de alta cristalinidade. Por ter diferente origem mineralógica o alumínio extraído pelas dissoluções seletivas por OXA e DCB, o valor Alo/Ald deve ser utilizado para interpretar as condições pedoambientais. Maiores valores de Alo/Ald sugerem maior presença de aluminossilicatos de baixa cristalinidade (Coelho & Vidal-Torrado, 2003; Moreau et al., 2006).

Em todos Planossolos os maiores teores de alumínio extraído por oxalato ácido de amônio (Alo) quando comparados com o alumínio extraído por DCB foram observados no topo do horizonte B textural (Bt1). Os valores foram iguais ou superiores a 0,50 no Bt1, indicando a expressiva formação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade. Estes valores são muito superiores aos encontrados por Coelho et al. (2003) em Plintossolos e Argissolos melhor drenados (com maior croma).

Altos teores de Alo são comumente observados em solos de pior drenagem, onde há a recombinação da sílica e do alumínio liberados pela dissolução de minerais primários, argilominerais 2:1 e caulinita. Moreau et al. (2006) encontraram evidências de maior cimentação de horizontes em um

Espodossolo devido aos maiores teores de alumínio extraído por OXA nos mesmos. Os autores atribuíram esta condição à acumulação e recombinação da sílica e do alumínio advindo do intemperismo de minerais de posições superiores da paisagem. Os aluminossilicatos de baixa cristalinidade neoformados preenchem os espaços entre grãos de quartzo, conferindo a estes horizontes menor permeabilidade, estrutura maciça e consistência firme quando úmidos (Moreau et al., 2006).

Nos Planossolos do presente estudo os maiores valores de A_{lo} ocorrem sempre no horizonte Bt1. Isto pode ser resultado da dissolução de minerais em horizontes subjacentes e acúmulo no topo do horizonte Bt1 menos permeável, sendo uma característica importante do processo pedogenético de ferrólise. Outras evidências deste processo que foram encontradas neste estudo são: horizontes arenosos, com valores de pH em água entre 4,5 e 5,0; perda de bases dos horizontes superficiais; e caulinitas de baixa cristalinidade (ver item de mineralogia 5.6). Almeida (1992) encontrou reflexos mais largos de caulinitas, de baixa cristalinidade e pequeno tamanho, em solo com processo de oxirredução. O autor atribuiu esta condição possivelmente à destruição da caulinita em horizontes alterados por ferrólise.

Quanto maior a relação A_{ld}/F_{ed} maior é a substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} nos óxidos de ferro pedogênicos. A substituição isomórfica pode ser favorecida em ambientes ácidos ou em solos bem drenados com alta dessilicatização (Costa & Bigham, 2009). Os valores para os Planossolos variaram entre 0,20 e 1,08, sendo superiores aos encontrados por Coelho & Vidal-Torrado (2003) e indicando que há maior substituição de Fe^{3+} por Al^{3+} nos óxidos de ferro goethita e hematita em comparação àqueles solos. A dissolução de minerais primários, argilominerais 2:1 e caulinita pela ferrólise pode estar colaborando com a maior disponibilidade de Al^{3+} na solução para a troca com o Fe^{3+} na estrutura dos óxidos de ferro de alta cristalinidade. O alto valor (1,08) da relação A_{ld}/F_{ed} no horizonte 3Ab1 de P3 pode ser atribuído aos teores muito baixos de Fe.

Conforme observaram Fitzpatrick & Schwertmann (1982), embora o ambiente hidromórfico não seja uma condição favorável à substituição isomórfica em óxidos de ferro (o alumínio encontra-se na forma precipitada devido ao maior pH), o ambiente mais ácido pode favorecer a formação de goethitas

aluminizadas. Então, a maior acidez dos Planossolos em comparação aos solos estudados por Coelho & Vidal-Torrado (2003), pode favorecer maior quantidade de alumínio disponível em solução para os altos teores da relação Ald/Fed, que indicaram maior substituição isomórfica em óxidos de ferro cristalinos.

Tabela 12. Valores dos óxidos do ataque sulfúrico, óxidos extraídos pela ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) e óxidos extraídos pelo oxalato ácido de amônio (OXA), na fração TFSA dos solos.

Hor.	-----Ataque sulfúrico-----				Ki	-----Extração DCB e OXA-----							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂		Feo	Fed	Feo/Fed	Fed/Fes	Alo	Ald	Alo/Ald	Ald/Fed
	-----g kg ⁻¹ -----					-----g kg ⁻¹ -----				-----g kg ⁻¹ -----		g kg ⁻¹	
P1 – Planossolo Háplico Eutrófico solódico													
Ap	20,0	23,1	21,3	4,3	1,47	3,0	10,2	0,29	0,48	1,0	2,5	0,40	0,25
E	8,3	8,2	12,0	3,1	1,72	1,7	5,8	0,29	0,48	0,7	2,0	0,35	0,34
Bt1	46,8	80,9	45,0	5,3	0,98	8,2	23,3	0,35	0,52	3,9	7,8	0,50	0,33
Btnf	35,3	78,0	47,6	5,2	0,77	2,0	17,9	0,11	0,38	2,6	5,8	0,45	0,32
Btn	30,5	94,5	57,1	5,6	0,55	2,0	16,8	0,12	0,29	1,5	3,4	0,44	0,20
P2 – Planossolo Háplico Alítico gleissólico													
Ap	25,7	12,9	11,0	2,2	3,39	2,5	4,9	0,51	0,45	1,1	4,6	0,24	0,94
A	18,2	16,2	12,3	1,9	1,91	1,9	5,3	0,36	0,43	1,7	2,6	0,65	0,49
E	30,7	22,3	13,7	2,1	2,34	1,7	6,3	0,27	0,46	1,5	2,7	0,56	0,43
Btg	42,1	103,2	36,8	3,8	0,69	3,0	9,8	0,31	0,27	5,7	7,1	0,80	0,72
Btng	37,9	70,2	32,3	3,4	0,92	1,6	9,1	0,18	0,28	2,3	5,1	0,45	0,56
Cn	26,0	42,1	28,1	2,4	1,05	2,0	10,0	0,20	0,36	0,8	3,0	0,27	0,30

*Ki: relação $(1,7 \cdot \text{SiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$; Feo: Fe₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Alo: Al₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Fed: Fe₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Ald: Al₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Fes: Fe₂O₃ extraído pelo ataque sulfúrico.

Tabela 12. Continuação.

Hor.	-----Ataque sulfúrico-----					-----Extração DCB e OXA-----							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Feo	Fed	Feo/Fed	Fed/Fes	Alo	Ald	Alo/Ald	Ald/Fed
	-----g kg ⁻¹ -----					-----g kg ⁻¹ -----				-----g kg ⁻¹ -----		g kg ⁻¹	
P3 – Planossolo Háplico Distrófico espessarênico													
Ap	0,9	3,4	5,3	1,4	0,45	<0,1	1,4	<0,07	0,26	0,2	0,7	0,29	0,50
2E1	1,1	2,9	5,6	1,4	0,64	<0,1	1,2	<0,07	0,21	0,5	1,0	0,50	0,83
3Ab1	8,7	10,5	10,9	2,1	1,41	1,6	2,5	0,64	0,23	1,6	2,7	0,59	1,08
3Ab2	24,8	11,2	28,6	2,0	3,76	7,2	22,3	0,32	0,78	1,4	3,3	0,42	0,15
3E2	1,1	4,2	7,8	1,5	0,45	0,7	1,6	0,44	0,21	0,1	0,6	0,17	0,38
3Btg	38,7	34,2	27,0	2,8	1,92	4,2	11,3	0,37	0,42	1,6	2,7	0,59	0,24
P4 – Planossolo Háplico Eutrófico êndico													
A1	7,9	8,7	8,1	2,2	1,54	1,2	2,9	0,41	0,36	0,7	1,9	0,37	0,66
A2	2,8	10,0	10,1	2,4	0,48	0,7	3,7	0,19	0,37	0,8	1,3	0,62	0,35
E	10,2	15,8	12,4	2,6	1,10	1,4	4,1	0,34	0,33	0,8	1,4	0,57	0,34
Btg1	34,6	41,9	23,1	3,0	1,40	2,9	4,8	0,60	0,21	1,8	2,5	0,72	0,52
Btg2	6,8	26,4	20,7	2,2	0,44	1,7	3,5	0,49	0,17	0,5	1,2	0,42	0,34

*Ki: relação $(1,7 \cdot \text{SiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$; Feo: Fe₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Alo: Al₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Fed: Fe₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Ald: Al₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Fes: Fe₂O₃ extraído pelo ataque sulfúrico.

Tabela 12. Continuação.

Hor.	-----Ataque sulfúrico-----					-----Extração DCB e OXA-----							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Feo	Fed	Feo/Fed	Fed/Fes	Alo	Ald	Alo/Ald	Ald/Fed
	-----g kg ⁻¹ -----					-----g kg ⁻¹ -----				-----g kg ⁻¹ -----		g kg ⁻¹	
P5 – Planossolo Háplico Distrófico êndico													
Ap	1,1	9,1	9,6	2,6	0,21	1,2	3,5	0,34	0,36	0,4	1,5	0,27	0,43
A	5,0	10,3	10,9	2,3	0,83	1,1	5,1	0,22	0,47	0,8	2,0	0,40	0,39
E	3,0	6,4	8,4	1,9	0,80	0,3	3,0	0,10	0,36	0,5	1,1	0,45	0,37
Btgf1	13,5	56,8	36,7	2,4	0,40	1,9	17,7	0,11	0,48	2,3	4,5	0,51	0,25
Btgf2	20,0	56,0	29,3	2,4	0,61	2,1	11,2	0,19	0,38	2,2	4,6	0,48	0,41

̄Ki: relação $(1,7 \cdot \text{SiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$; Feo: Fe₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Alo: Al₂O₃ extraído por oxalato ácido de amônio; Fed: Fe₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Ald: Al₂O₃ extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Fes: Fe₂O₃ extraído pelo ataque sulfúrico.

5.5 Micromorfologia dos Planossolos

As lâminas de solo para a observação em microscópio petrográfico foram preparadas em todos os perfis na transição entre os horizontes E e Bt1, e em algumas amostras no Bt2. O objetivo foi observar o intemperismo de minerais sob influência dos ciclos de anaerobiose e aerobiose, a argiluviação no horizonte Bt e depleção de minerais por redução, dentre outras feições.

As lâminas de solo foram observadas em microscópio petrográfico em luz polarizada planar (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). Essa é uma condição utilizada para diferenciar objetos isotrópicos ou anisotrópicos. Os materiais isotrópicos (ex: matéria orgânica, poros, cristais do sistema cúbico e argila não orientada) estão sempre em extinção de luz (cor preta) em XPL, mesmo quando alterada a orientação do palco rotatório do microscópio petrográfico. No material cristalino de sistemas diferentes do cúbico (ex: quartzo), a luz que é transmitida pelo polarizador do microscópio sofre dupla refração. Se girado o palco rotatório do microscópio petrográfico em XPL, o grão birrefringente (cristalino) muda de cor até ocorrer a extinção da luz, devido à interferência máxima destrutiva do comprimento de luz de ondas opostas. Alguns problemas no preparo das lâminas petrográficas são denominados artefatos na simbologia das imagens em microscopia, correspondendo a pequenas áreas da lâmina que não foram impregnadas por resina, com formação de bolhas de ar.

A transição observada entre horizontes E e Bt1 foi muito nítida (linha tracejada) nas lâminas de solo dos perfis P1, P4 e P5. Nos perfis P1 e P4 foi observada rachadura do solo na transição entre os horizontes E e Bt1, o que pode ser atribuído à diferença de coesão entre estes (Figura 23). O horizonte E possui menor força de coesão (grãos de areia compostos predominantemente por quartzo), enquanto o Bt, por ser mais argiloso, possui interação das cargas elétricas dos minerais a cada umedecimento e secagem do solo. De acordo com Embrapa (2013), a fissura na transição dos horizontes E e Bt1 é uma feição morfológica característica de Planossolos.

Nas lâminas, a cor azul em PPL indica a ocorrência de macroporo. O predomínio das cores cinzentas nas lâminas de solo confirmou a depleção dos óxidos de ferro no ambiente hidromórfico e ocorrência do processo pedogenético de gleização. Pequenos mosqueados vermelhos e laranjas ocorreram

pontualmente no entorno de poros ou de microagregados com maior aeração. Nas lâminas Bt1 e Btnf de P1 foi possível observar áreas mosqueadas mais amplas em comparação às demais lâminas, justamente no perfil de solo que apresentou caráter plintossólico (Figura 23).

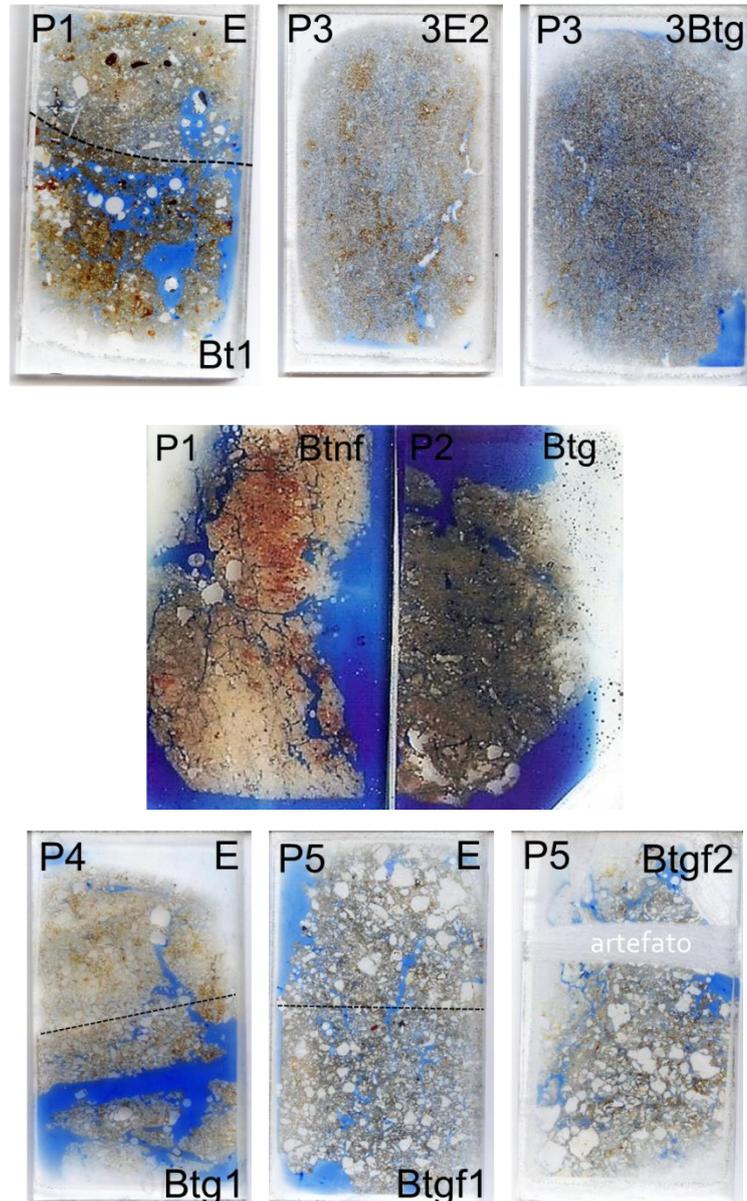


Figura 23. Imagens das lâminas micromorfológicas de solo escaneadas em impressora. O tamanho real das lâminas é de 27 x 48 mm.

Evidências de plintitas pedoreliquiais foram observadas no horizonte E de P1, haja visto que os grãos de quartzo no interior destas têm forma e tamanho discordante daqueles localizados na matriz silticoargilosa externa, o que pode ter relação com sua formação em ambiente pretérito mais seco. O ambiente atual, mais úmido, aparentemente favorece a dissolução das plintitas

pedoreliquiais, sendo observada a depleção da estrutura das mesmas em direção à porção superior do perfil e não para baixo, ou seja, estão se solubilizando onde há acúmulo local de água (Figura 24).

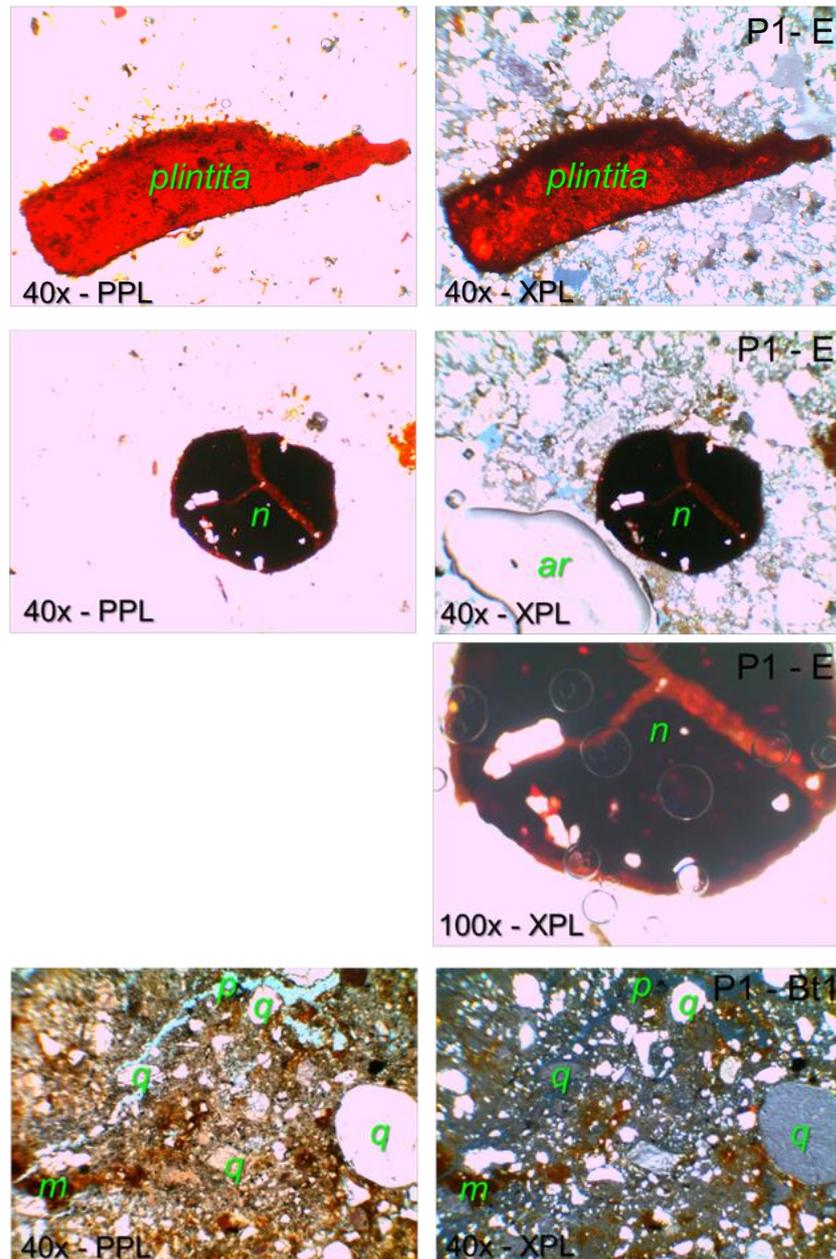


Figura 24. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P1 – E, Bt1).

Legenda: p – poro; q – quartzo; m – mosqueado; n – nóculo com manganês; ar - artefato. Os aumentos utilizados foram de 10, 40 e 100 vezes, sendo as larguras reais das imagens de 1,8; 2,3 e 0,9 mm, respectivamente. PPL – luz polarizada planar (imagem à esquerda); XPL – luz polarizada cruzada (imagem à direita).

Duarte et al. (2000) observaram em solos sedimentares bem drenados a destruição de estruturas vermelhas das hematitas e geração ou preservação das feições amarelas das goethitas, atribuindo esta condição à diferença de maior umidade do ambiente atual em relação ao pretérito. Estes autores também consideraram que as plintitas são boas indicadores pedoambientais, pois podem apresentar depleção no sentido subjacente do perfil devido ao transporte do ferro no sentido do fluxo vertical da água em profundidade.

A depleção de plintitas observada no horizonte E de P1 é atribuída ao ambiente redutor sazonal e também à acidez produzida pela ferrólise. As bordas em extinção, especialmente acima, sugerem dissolução do óxido cristalino em amorfo. No horizonte Bt1 de P1 foram observados mosqueados em poros planares e nódulos impregnativos de óxidos de ferro em formação. A dissolução das plintitas no horizonte E de P1 pode estar disponibilizando ferro para a formação dos óxidos de ferro no horizonte subjacente Bt1. No horizonte E predominou uma micromassa cinza, formada por silte e argila desferrificada isotrópica (não orientada), que denota dissolução de óxidos de ferro em ambiente hidromórfico. Neste mesmo horizonte E foram encontrados pedorelíquias de nódulos septários de óxidos de manganês em aparente desintegração, sugerindo assim como para as plintitas, que as condições atuais mais úmidas não são favoráveis à preservação destas estruturas. Os óxidos de manganês foram identificados em aumento de 100 vezes, após efervescência (formação de bolhas) da lâmina petrográfica quando submetida a peróxido de hidrogênio 10% (Figura 24). Nódulos de óxido de manganês também foram observados no horizonte 3Btg do Perfil 3 (imagem não mostrada) e confirmam a oxirredução do solo, quando o manganês reduzido durante o alagamento encontra oxigênio suficiente na secagem do solo para precipitar na forma oxidada.

A argiluviação é caracterizada pela deposição de filmes de argila orientados, isto é, paralelos à superfície de deposição e entre si. Quando as argilas estão orientadas aleatoriamente (não paralelas), gera-se um efeito de isotropia estatística quando a luz atravessa por estas e observa-se o material sempre em extinção em XPL. Por outro lado, no processo de argiluviação as partículas de argila são depositadas paralelamente umas às outras. Neste caso,

gera-se o efeito ótico comum a minerais birrefringentes, isto é, os filmes de argila surgem em extinção a cada 90° de rotação do palco e alternadamente mudam de cor de interferência em XPL. A argiluviação é diferenciada da neofomação de argilas, pois na última as argilas estão orientadas perpendicularmente às paredes dos sólidos pelo processo de intemperismo (Kühn et al., 2010).

Coberturas de argila foram observadas ao longo de poros no horizonte Btnf de P1, tendo relação com a ocorrência do processo pedogenético de lessivagem, o que já tinha sido indicado pela relação física da argila fina/argila total do perfil em questão (Figura 25). Os grãos de quartzo com esfericidade média a alta nos horizontes E, Bt1 e Btnf, indicam que o material de origem foi transportado de média a longa distância, concordando com a origem sedimentar da Planície Costeira do RS (CPRM, 2006). Assim como em Bt1, nódulos impregnativos de óxidos de ferro em formação foram observados em Btnf. A micromorfologia do solo indicou que E tem ambiente mais úmido para ocasionar a depleção e remoção dos óxidos de ferro, enquanto em Bt1 e Btnf o ambiente é mais seco ou tem sítios de maior aeração que proporcionam a formação dos óxidos de ferro (Tabela 13).

No Perfil 2, o horizonte Btg apresentou mosqueados que indicam sítios com maior disponibilidade de oxigênio para a formação de óxidos de ferro cristalinos (Figura 26). Os grãos de quartzo têm grau de arredondamento menor (subarredondado a subanguloso), sugerindo que o material de origem de P2 (depósitos aluviais do Rio Jacuí) foi transportado a menor distância se comparado ao de P1. O grau de seleção pode ser considerado fraco, uma vez que há diferença expressiva no tamanho dos grãos de quartzo.

No Perfil 3, os grãos de quartzo são subarredondados, sugerindo como em P1, que os sedimentos que formam este solo foram transportados de média a longa distância (Figura 27). Esta condição resulta do maior desgaste e arredondamento dos grãos de areia quando transportados a maiores distâncias (Suguio, 1973). Notadamente, o Perfil P3 se distingue dos demais solos por esta característica e também pela boa seleção (tamanho mais uniforme) apresentada pelos grãos de quartzo, concordando com os dados apresentados na sedimentologia das areias. O horizonte 3Btg de P3 apresentou aparentemente um depósito de lepidocrocita (cor avermelhada brilhante) em desintegração

física (rachaduras) e química (extinção em XPL). Também neste horizonte foram observados revestimentos de argila iluvial em alguns poros planares.

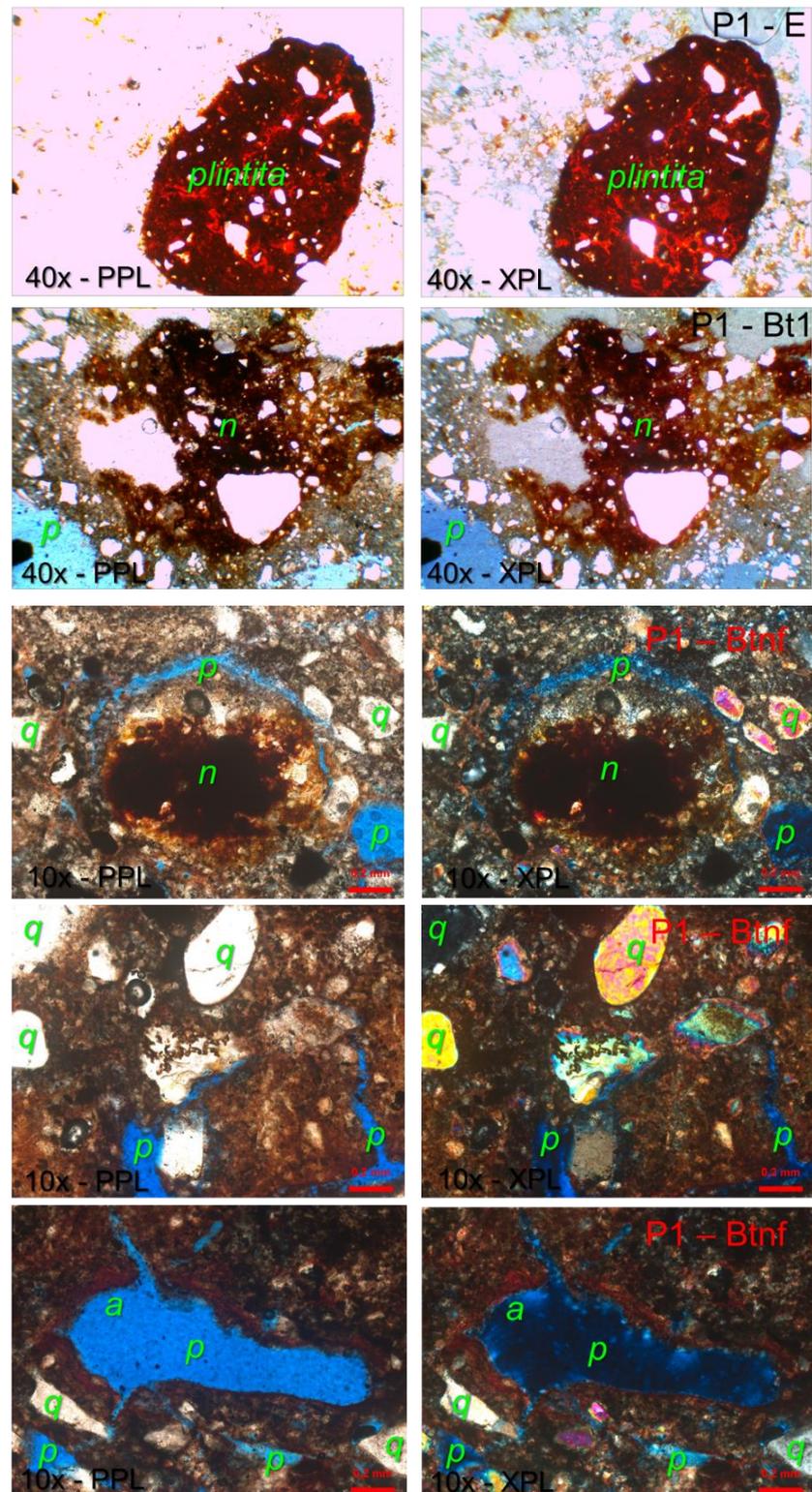


Figura 25. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P1 – E, Bt1, Btnf). Legenda: p – poro; q – quartzo; n – nódulo; a – argiluviação.

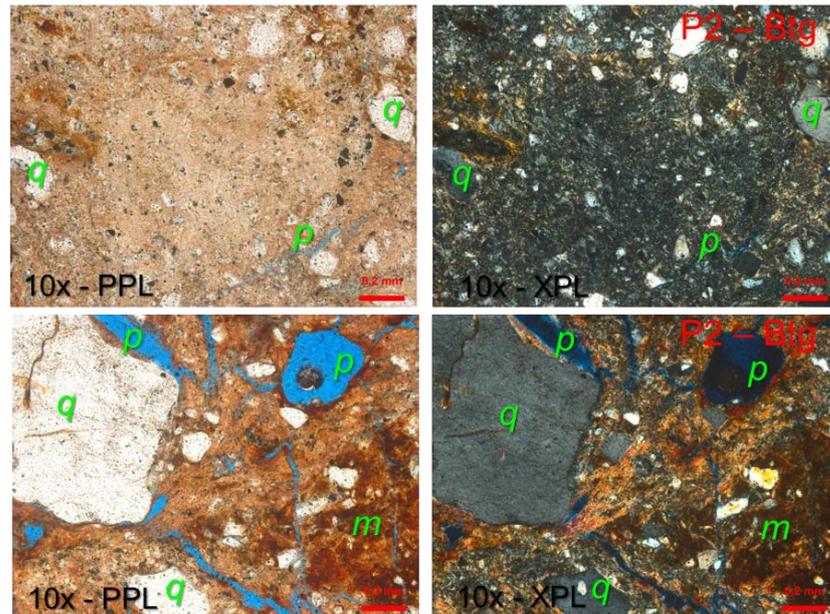


Figura 26. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P2 – Btg).

Legenda: p – poro; q – quartzo; m - mosqueado.

Os perfis P4 e P5 apresentaram como ponto em comum grãos de quartzo subangulares a angulares, mal selecionados no tamanho (Figura 28). Esta informação é importante, pois indica que os solos são formados por material da rocha subjacente ou que, se houve deposição de material sedimentar, esse é de área adjacente. Assim como no horizonte E de P1, predominou uma micromassa cinza composta por silte e argila isotrópica, indicando a remoção dos óxidos de ferro por hidromorfismo. Foi observada argiluviação expressiva nestes dois perfis, embora esta não tenha sido identificada pela relação física argila fina/argila total nos mesmos. A confirmação de argiluviação nos dois perfis ficou clara pelas linhas de extinção radiais, indicando a deposição orientada da argila preenchendo o interior dos poros do solo, como a observada nitidamente no horizonte Btgf1 de P5.

No horizonte Btgf2 de P5, foi observado o único mineral primário intemperizável de todas as lâminas petrográficas, sendo observado feldspato (plagioclásio) com ângulos de clivagem perpendiculares (Figura 29). Isto significa que a acidez produzida pela ferrólise realmente promoveu a destruição de minerais primários intemperizáveis na zona de contato entre o horizonte E e o topo do Bt nos Planossolos. De acordo com Van Ranst et al. (2011), esta é uma condição comum de Planossolos com alto grau de intemperismo, pela acidez produzida durante os ciclos de umedecimento e secagem do solo.

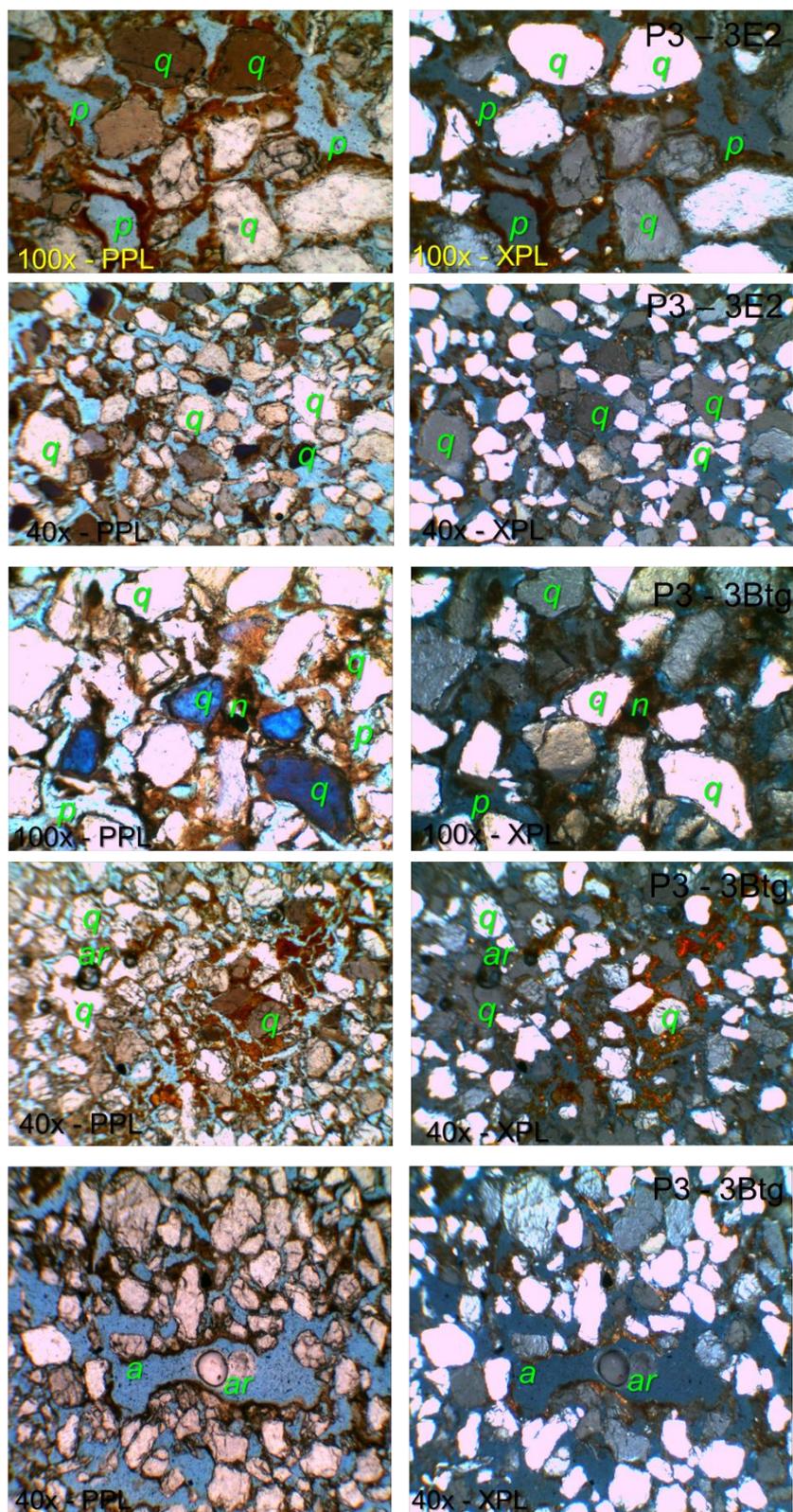


Figura 27. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P3 – 3E2, 3Btg). Legenda: p – poro; q – quartzo; n – nódulo; a – argiluviação; ar - artefato.

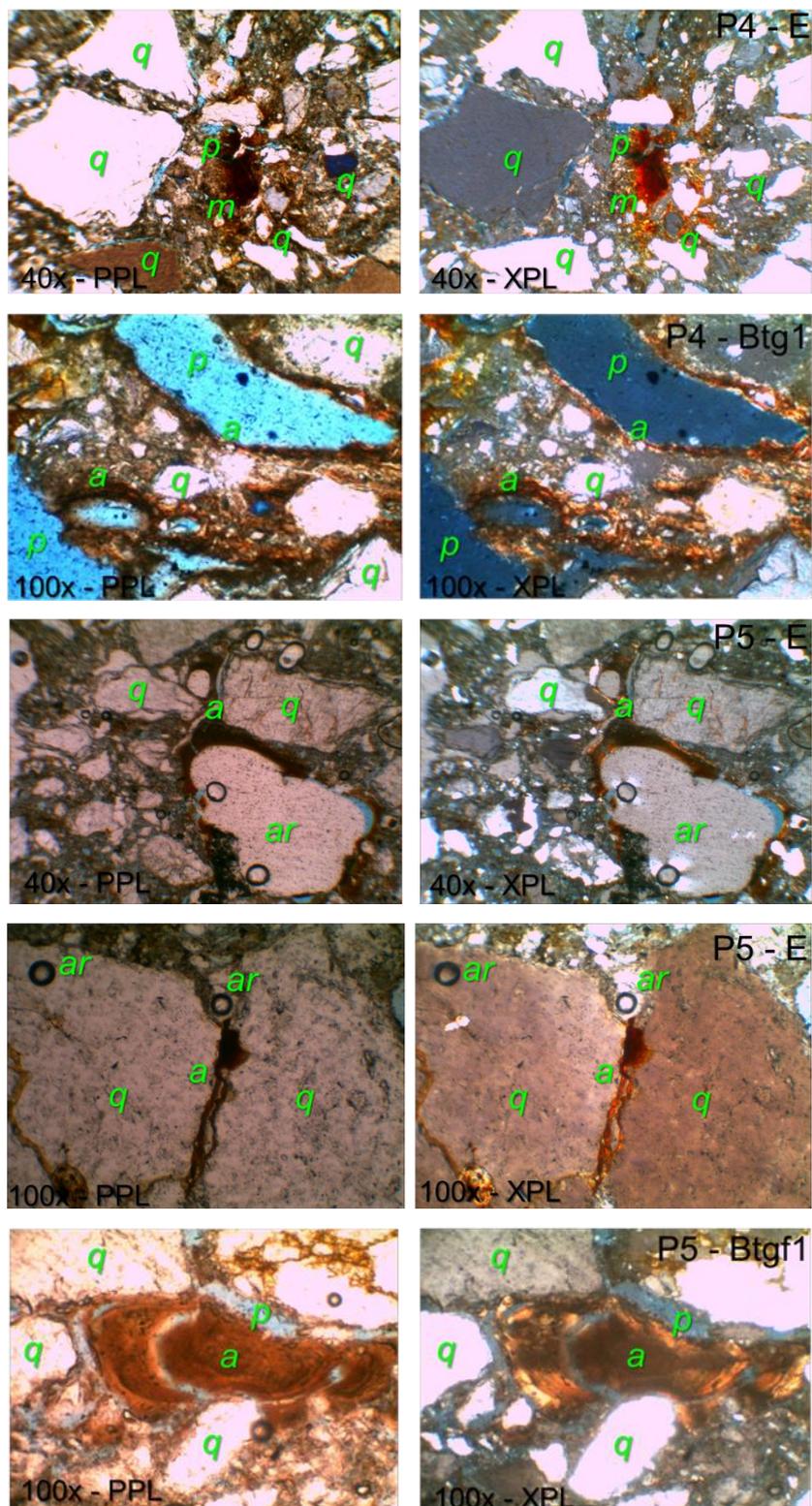


Figura 28. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P4 – E, Btg1; P5 – E, Btg1). Legenda: p – poro; q – quartzo; m - mosqueado; a – argiluviação; ar - artefato.

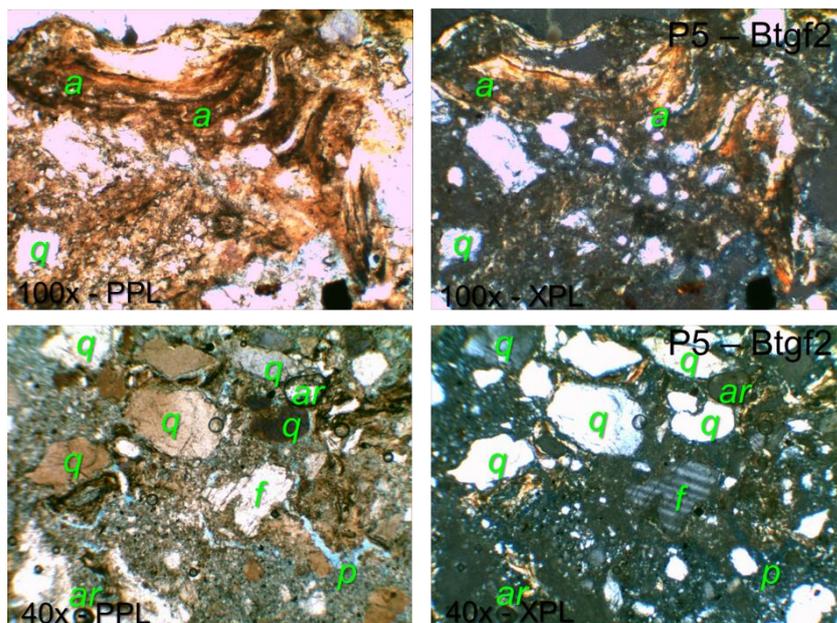


Figura 29. Imagens da lâmina de solo em microscópio petrográfico (P5 – Btgf2).
 Legenda: p – poro; q – quartzo; f – feldspato; a – argiluviação; ar -
 artefato.

Tabela 13. Descrição micromorfológica dos Planossolos.

Hor.	-----Elementos de trama-----					Microestrutura	-----Fundo matricial-----			Feições pedológicas
	MG	MF	P	GF	PDR		Poros	CMG	CMF	
-----%-----										
E	40	30	20	4/3	Porfírica fechada.	Maciça.	P1 – Planossolo Háptico Eutrófico solódico			
							Planares, cavitários e vesículas.	Quartzo arredondado a subangular, esfericidade média a alta, seleção moderada a fraca (25 a 600 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com remoção de óxidos de Fe, formada por silte e argila isotrópica.	Mosqueados de óxidos de Fe em desintegração em metade da área. Plintita grosseira de bordas abruptas em desintegração.
Bt1	30	50	20	3/5	Porfírica fechada.	Maciça, com alguns blocos subangulares, fracamente separados, bem acomodados.	Planares e centimétricos abaixo da crosta de seleção entre E e Bt1.	Quartzo arredondado a subangular, esfericidade média a alta, moderada a fraca seleção (25 a 480 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com remoção de óxidos de Fe, formada por silte e argila isotrópica.	Mosqueados bruno-alaranjados em metade da área. Nódulos impregnativos de óxidos de Fe (bordas difusas).
Btnf	30	50	20	3/5	Porfírica de espaço simples.	Maciça, com alguns blocos subangulares.	Planares e cavitários.	Quartzo arredondado a subangular, esfericidade média a alta, moderada a fraca seleção (40 a 600 µm).	Micromassa cinza a bruno-alaranjada, não-diferenciada, com menor remoção de óxidos de Fe.	Nódulos impregnativos de óxidos de ferro em formação e cobertura de argila em poucos poros.
Btg	20	60	20	1/3	Porfírica de espaço duplo.	Maciça.	P2 – Planossolo Háptico Alítico gleissólico			
							Planares e cavitários.	Quartzo arredondado a subangular, esfericidade média a baixa, fraca seleção (40 a 1000 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com grão e poroestriamentos, formada por silte e argila.	Mosqueados bruno-alaranjados, não diferenciados a birrefringentes, com provável formação de hidróxido de Fe amorfo.

Hor.: horizonte; MG: material grosseiro; MF: material fino; P: porosidade; PDR: padrão de distribuição relativo material grosseiro/material fino; CMG: componentes minerais grosseiros; CMF: componentes minerais finos.

Tabela 13. Continuação.

Hor.	-----Elementos de trama-----					Microestrutura	-----Fundo matricial-----			Feições pedológicas
	MG	MF	P	GF	PDR		Poros	CMG	CMF	
	-----%-----									
P3 – Planossolo Háptico Distrófico espessarênico										
3E2	50	10	40	5/1	Gefúrica convexa, quitônica, mônica fina.	Grãos simples de quartzo, muitos envoltos por material fino.	Empacotamento complexo (envolve grãos simples e agregados).	Quartzo subarredondado a subangular, média esfericidade, bem selecionado (30 a 350 µm).	Micromassa bruno-alaranjada, granoestriada nos domínios quitônicos e gefúricos.	Fragmentos de mosqueado bruno-alaranjado, não-diferenciado a birrefringente. Aparente cobertura de argila iluvial ao redor de grande fissura em deterioração.
3Btg	60	15	25	4/1	Gefúrica convexa, quitônica, mônica fina.	Maciça.	Empacotamento simples, poucos poros planares.	Quartzo subarredondado a subangular, média esfericidade, bem selecionado (60 a 310 µm).	Micromassa alaranjada, granoestriada nos domínios quitônicos e gefúricos.	Revestimento de argila iluvial em alguns poros planares. Fragmentos de agregados em aparente desintegração, mosqueados alaranjados, não-diferenciado a birrefringente, com formação de hidróxido de Fe amorfo e cristalino.
P4 – Planossolo Háptico Eutrófico êndico										
E	35	40	20	7/8	Porfírica fechada.	Maciça.	Planares e cavitários.	Quartzo subangular a angular, baixa esfericidade, mal selecionado (25 a 1080 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com material fino de cor cinza que sugere desferrificação. Aparentemente formado por silte e argila isotrópica.	Coberturas de mosqueados bruno-alaranjados a birrefringentes, com provável formação de hidróxidos de Fe cristalinos.

Hor.: horizonte; MG: material grosseiro; MF: material fino; P: porosidade; PDR: padrão de distribuição relativo material grosseiro/material fino; CMG: componentes minerais grosseiros; CMF: componentes minerais finos.

Tabela 13. Continuação.

Hor.	-----Elementos de trama-----					Microestrutura	-----Fundo matricial-----			Feições pedológicas
	MG	MF	P	GF	PDR		Poros	CMG	CMF	
	-----%-----									
Btg1	30	40	30	3/4	Porfírica fechada.	Blocos angulares a maciça.	P4 – Planossolo Háptico Eutrófico êndico			Mosqueados bruno-alaranjados a birrefringente, com provável formação de hidróxido de Fe cristalino. Cobertura de filmes de argila oxidica paralelamente à superfície de poros.
							Planares e cavitários.	Quartzo subangular a angular, baixa esfericidade, mal selecionado (25 a 1080 µm).	Micromassa cinza, não diferenciada, com material fino de cor cinza que sugere desferrificação. Aparentemente formado por silte e argila isotrópica.	
E	30	50	20	3/5	Porfírica fechada.	Maciça.	P5 – Planossolo Háptico Distrófico êndico			Fragmentos de mosqueados raros, não-diferenciados. Cobertura de filmes de argila paralelamente à superfície de poros ou de grãos, com linhas de extinção que indicam a orientação da argila circularmente aos poros e grãos. Revestimento de argila oxidica em quartzo fissurado.
							Planar vertical e cavitário.	Quartzo subangular a angular, baixa a média esfericidade, mal selecionado (25 a > 2300 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com remoção de óxidos de Fe, formada por silte e argila isotrópica.	

Hor.: horizonte; MG: material grosseiro; MF: material fino; P: porosidade; PDR: padrão de distribuição relativo material grosseiro/material fino; CMG: componentes minerais grosseiros; CMF: componentes minerais finos.

Tabela 13. Continuação.

Hor.	-----Elementos de trama-----					Microestrutura	-----Fundo matricial-----			Feições pedológicas
	MG	MF	P	GF	PDR		Poros	CMG	CMF	
	-----%-----									
Btgf1	50	30	20	5/3	Porfírica fechada.	Maciça.	P5 – Planossolo Háplico Distrófico êndico Planares e cavitários.	Quartzo subangular a angular, baixa a média esfericidade, mal selecionado (25 a > 1500 µm).	Micromassa cinza, não-diferenciada, com remoção de óxidos de Fe, formada por silte e argila isotrópica.	Fragmentos de mosqueados raros. Cobertura de filmes de argila paralelamente à superfície de poros ou de grãos. Linhas de extinção que indicam a orientação da argila.
Btgf2	50	30	20	5/3	Porfírica fechada.	Maciça.	Planares e cavitários.	Quartzo subangular a angular, baixa a média esfericidade, mal selecionado (25 a > 2300 µm). Feldspato (microclínio) muito raro.	Micromassa cinza, não-diferenciada, com remoção de óxidos de Fe, formada por silte e argila isotrópica. Micromassa granoestriada e poroestriada alaranjada.	Fragmentos de mosqueados raros. Cobertura de filmes de argila laminada, paralelamente à superfície túrbida de poros ou de grãos. Linhas de extinção que indicam a orientação da argila.

Hor.: horizonte; MG: material grosseiro; MF: material fino; P: porosidade; PDR: padrão de distribuição relativo material grosseiro/material fino; CMG: componentes minerais grosseiros; CMF: componentes minerais finos.

5.6 Mineralogia dos Planossolos

Os difratogramas de raios-x, com a identificação dos minerais das frações areia, silte e argila não orientadas (em pó), são mostradas nas figuras 30 a 34. As frações areia e silte mostram o predomínio dos minerais primários quartzo, feldspato potássico (ortoclásio) e feldspato calco-sódico (plagioclásio). Dentre a observação da mineralogia da areia e do silte dos perfis de origem geológica sedimentar, o Perfil 3 diferiu dos perfis P1 e P2 por apresentar amplo predomínio de quartzo, o que pode ser atribuído ao material geológico formado por depósitos marinhos e eólicos, com seleção de areias finas com predomínio deste mineral. A areia de todos os horizontes do Perfil 3 tem mineralogia semelhante, com amplo predomínio de quartzo, impedindo verificar algum indício mineralógico de descontinuidade litológica.

Na areia do Perfil 2 é identificada quantidade pequena de anfibólio e piroxênio no horizonte Btng, o que pode ter relação com a ocorrência de um corpo de diabásio próximo ao local do perfil. Nos perfis de origem geológica ígnea e metamórfica (P4 e P5) predominam quartzo e também feldspatos, sendo observado apenas uma pequena quantidade de mica (muscovita) nos horizontes E, Btgf1 e Btgf2 de P5. A ausência de mica nos horizontes mais profundos (Bt2) destes perfis, evidente nas seções finas, está relacionada com a menor quantidade deste mineral nas rochas graníticas (P4) e gnáissicas (P5) das áreas de estudo e ao intemperismo pronunciado (CPRM, 2006). Nas frações areia e silte dos perfis P1 e de P2, a maior expressão de reflexos de feldspatos sódicos pode ser indicativa que o caráter solódico observado nestes solos tem relação com o intemperismo destes minerais. Lepsch (2011) cita que altos teores de sódio trocável em Planossolos têm relação com a ocorrência desses solos em ambiente de acúmulo na paisagem, com o impedimento de drenagem no perfil, e também a partir de solos com altos teores de minerais intemperizáveis com sódio na sua composição estrutural.

Os difratogramas da fração argila também mostram similaridade mineralógica entre os Planossolos das diferentes regiões fisiográficas, com presença de minerais 2:1, caulinita, quartzo, feldspato e alguma goethita e lepidocrocita. A mineralogia com feldspato e quartzo indica estágio de intemperismo incipiente a moderado, pois há expressiva ocorrência de mineral

primário intemperizável. Contudo, a aparente predominância de caulinita indica intemperismo maior do solo, pois este mineral forma-se em condições de lixiviação de silício moderada a avançada. A ocorrência de goethita e lepidocrocita está relacionada com uma condição de drenagem moderada a imperfeita, pois estes óxidos de ferro são comuns em ambientes com menor grau de drenagem, sendo que ambas colapsaram à temperatura de 350 °C. Como a lepidocrocita é um polimorfo menos estável de goethita (γ -FeOOH), logo também ocorre o seu colapso a temperaturas superiores a 300 °C (Tarzy & Protz, 1978).

A caulinita é um argilomineral 1:1, composto por uma lâmina tetraedral de silício e uma lâmina octaedral de alumínio, com baixa carga permanente devido à baixa frequência de substituições isomórficas. É um mineral comum em solos temperados, tropicais e subtropicais, formado em ambiente com dessilicatização moderada a avançada, com clima de precipitação pluviométrica alta que permite a lixiviação de bases e silício. A formação deste mineral é muito expressiva nos solos, pois pode formar-se a partir do intemperismo *in situ* de diferentes minerais (transformação ou alteração direta), como micas, feldspatos e argilominerais 2:1; ou por neoformação, a partir da recombinação da sílica e do alumínio liberado do intemperismo e dissolução de minerais (Kämpf et al., 2012).

A maior largura do reflexo à meia altura da maioria das caulinitas pode estar associada a diversas causas: a sua desestabilização em ambientes ácidos; à recombinação do alumínio e silício em ambientes hidromórficos (formação de aluminossilicatos de baixa cristalinidade); ao intemperismo intermediário do solo, promovendo a transformação de argilominerais 2:1 em caulinitas interstratificadas; à substituição isomórfica de Al^{3+} por Fe^{3+} em sua estrutura, embora seja uma condição pouco expressiva no solo (Melo & Wypych, 2009).

No Perfil 4, a ausência de reflexos de caulinita na fração argila dos horizontes A1 e A2 sugere processo intenso de degradação e que pode ter relação com a ferrólise. Diferentemente dos demais perfis, a ausência de caulinita em P3 está relacionada com a pouca quantidade de minerais primários intemperizáveis (mostrada nos difratogramas da areia e silte de P3). A provável causa é o material de origem da Planície Costeira Externa do RS, com predomínio de areia quartzosa proveniente das transgressões-regressões marinhas. Os mais baixos teores de silício e alumínio extraídos de argilominerais

pelo ataque sulfúrico foram observados no Perfil 3, corroborando o amplo predomínio de quartzo também na fração argila. A argila do horizonte 2E1 apresenta somente quartzo, sendo diferente dos demais horizontes do mesmo perfil, que apresentaram também caulinita e feldspato em pequena quantidade. Tal diferença pronunciada do 2E1 sugere a descontinuidade do material de origem.

As caulinitas de baixa cristalinidade observadas nos difratogramas concordam com os altos teores de Alo, indicando que o ambiente de umedecimento e secagem de Planossolos favorece a ocorrência de aluminossilicatos de baixa cristalinidade. Provavelmente a ferrólise é o principal agente, pois quando o solo volta a secar aumenta a concentração de silício na solução, que pode se recombinar com o alumínio pouco móvel, formando caulinitas de menor tamanho e, portanto, de baixa cristalinidade. Também o ambiente com alta acidez, verificado nos Planossolos deste estudo, favorece a desestabilização dessas argilas silicatadas, causando o rompimento da sua estrutura e diminuindo sua cristalinidade (Coelho & Vidal-Torrado, 2003).

Entretanto, a baixa cristalinidade das caulinitas, observada em todos os difratogramas da fração argila não orientada dos Planossolos, pode ter causa não somente pelo ambiente hidromórfico e com acidez pronunciada. A ausência de argilominerais 2:1 na fração argila das amostras não orientadas (em pó) e orientadas (tratamento com Mg e etilenoglicol), concomitante com a alta atividade de argila e a observação de *slickenside* no horizonte B de alguns Planossolos (P1 e P5), sugere a possibilidade de ocorrer interestratificados argilomineral 2:1-caulinita, colaborando para a baixa cristalinidade da caulinita e menor expressividade dos reflexos de argilominerais 2:1 expansivos.

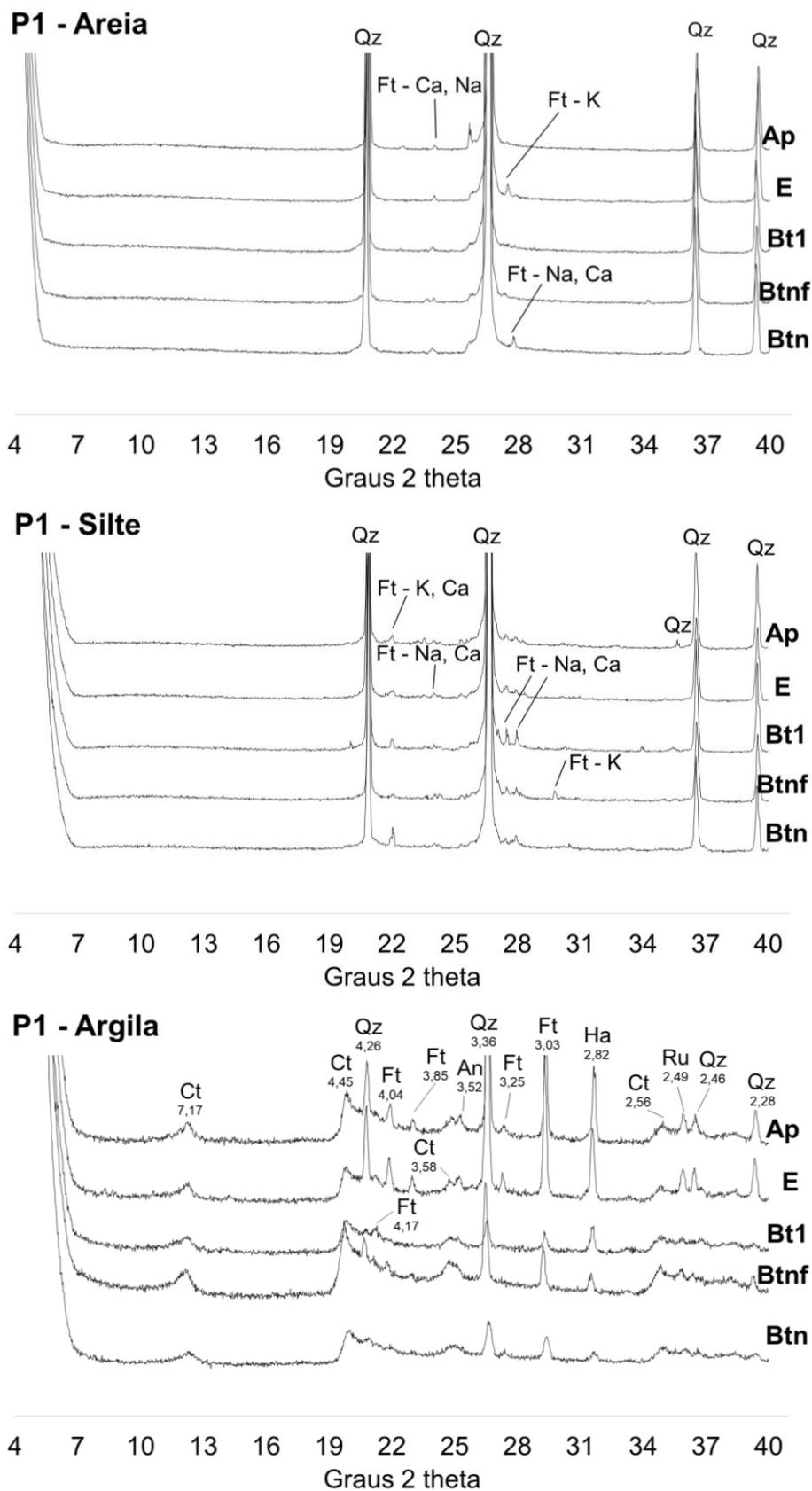


Figura 30. Difractogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 1. Legenda: Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; An – anatásio; Ru – rutilo; Ha - halita.

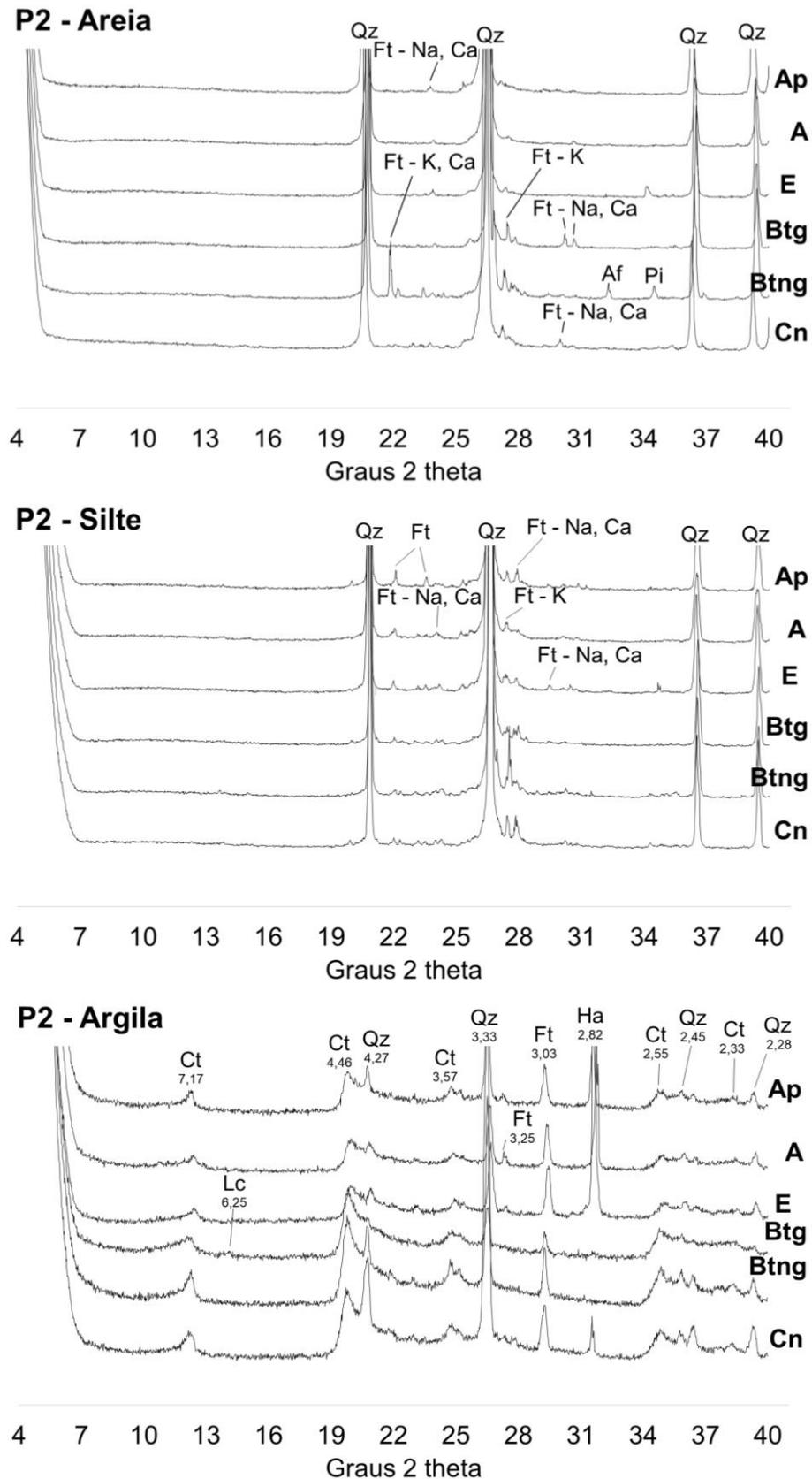


Figura 31. Difratoigramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 2. Legenda: Qz – quartzo; Ft – feldspato; Af – anfibólio; Pi – piroxênio; Ct – caulinita; Lc – lepidocrocita; Ha - halita.

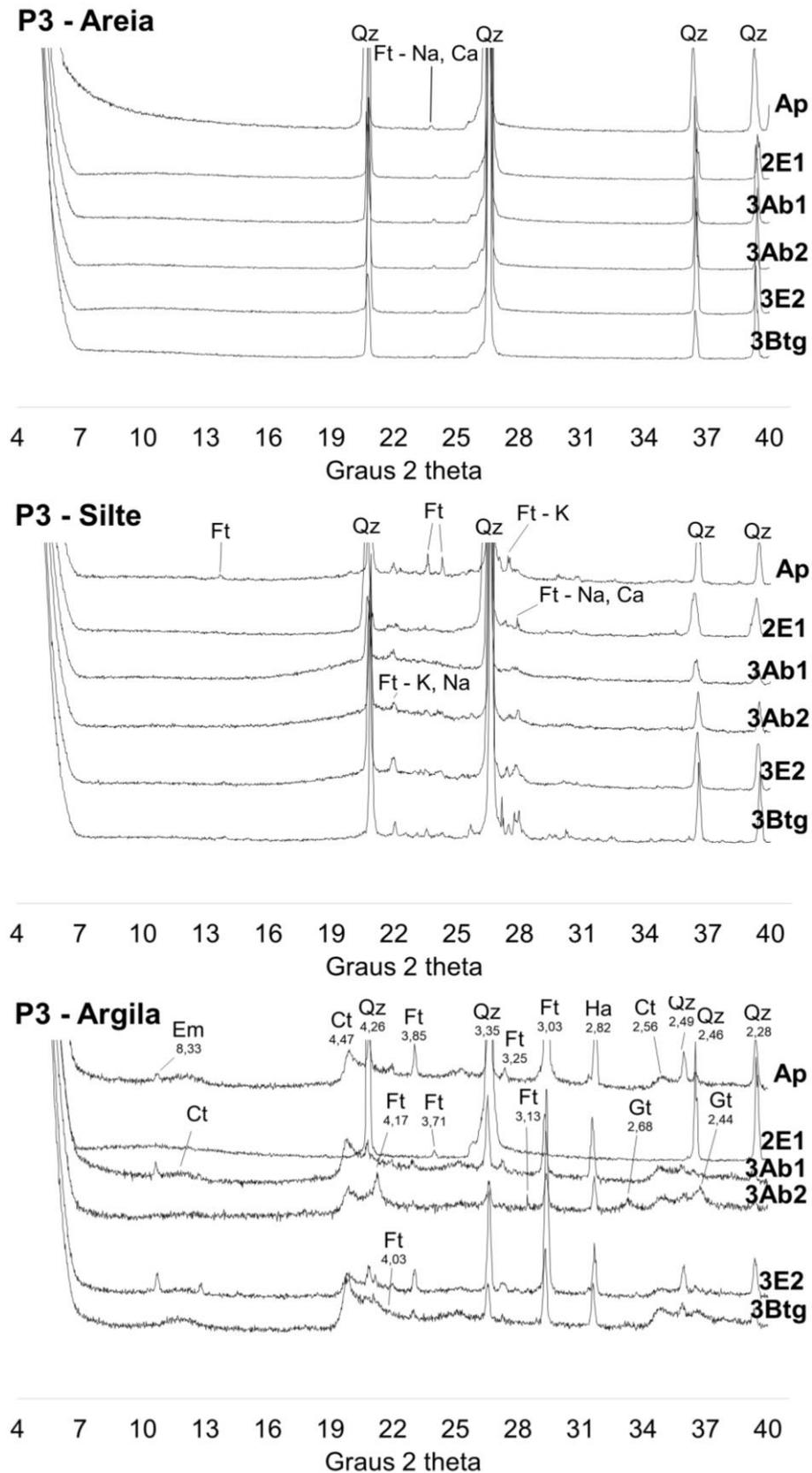


Figura 32. Difrátogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 3. Legenda: Qz – quartzo; Ft – feldspato; Em – esmectita; Ct – caulinita; Gt – goethita; Ha - halita.

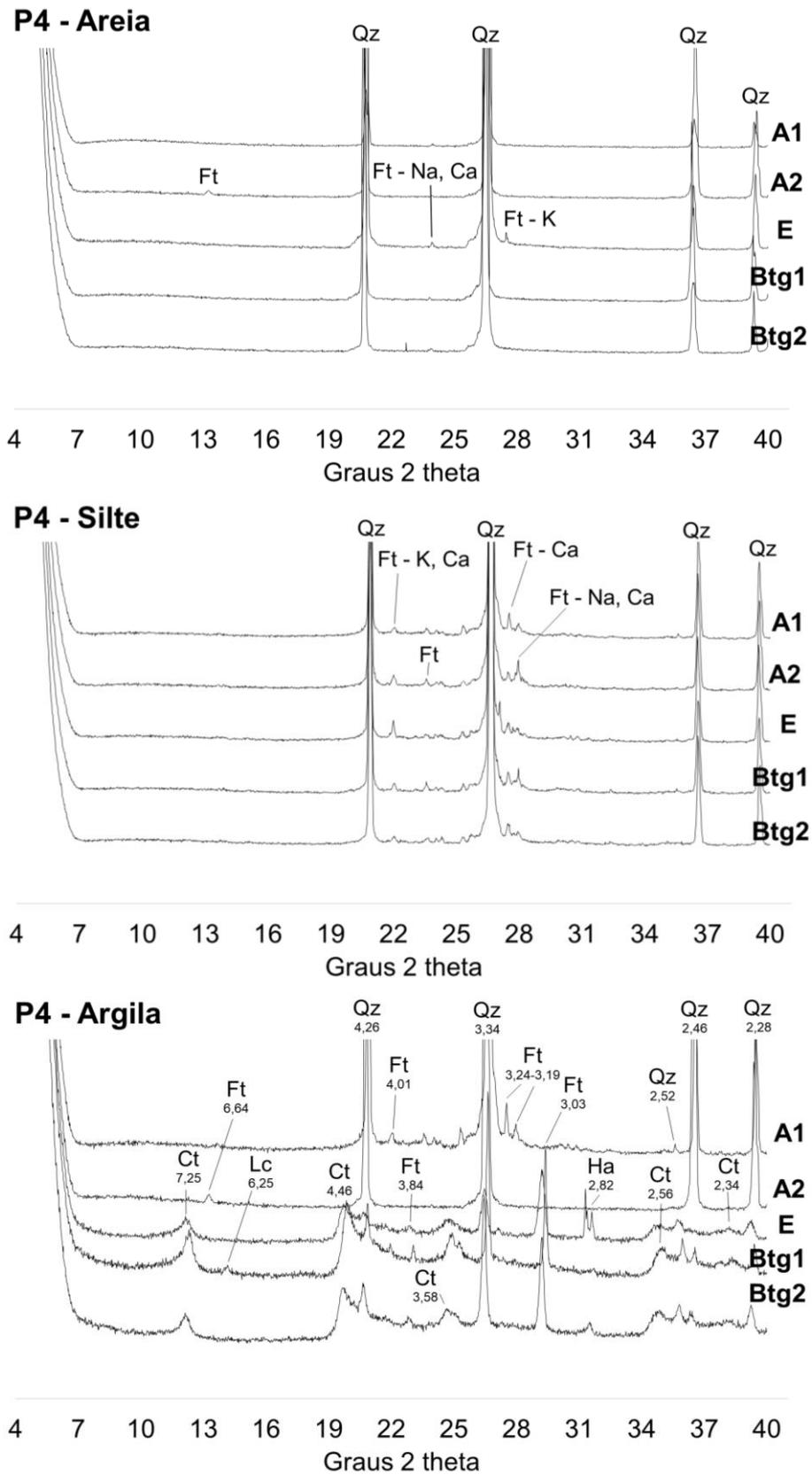


Figura 33. Difractogramas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 4. Legenda: Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; Lc – lepidocrocita; Ha - halita.

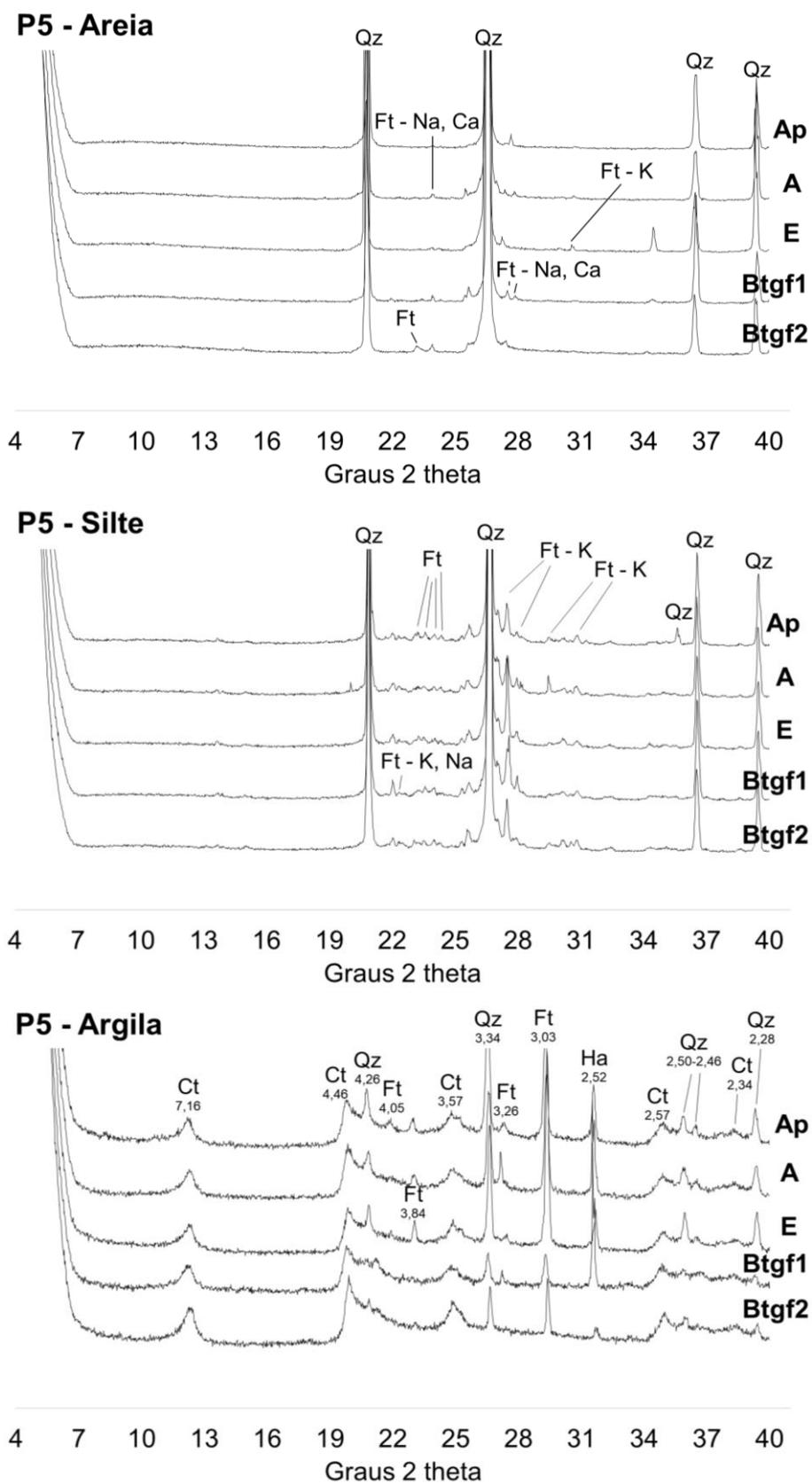


Figura 34. Difratoformas de raios-x das frações areia, silte e argila em pó do Perfil 5. Legenda: Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; Ha – halita.

Nas figuras 30 a 34 observa-se que as caulinitas dos Planossolos das amostras de argila não orientada (em pó) apresentam alguma assimetria do reflexo primário ($d = 7,15 \text{ \AA}$) a ângulos de difração menores, tendo relação com maior distância basal entrecamadas e ocorrência de argilominerais 2:1 (Melo & Wypych, 2009). Parahyba et al. (2010), estudando Planossolos do agreste pernambucano, observaram vermiculitas e esmectitas em conjunto com maiores valores de pH em água e maior saturação por bases, sendo um indicativo de menor lixiviação e menor grau de intemperismo. Portanto, os Planossolos do presente estudo têm maior intemperismo se comparados aos do Agreste pernambucano, pela maior lixiviação de silício e ausência de reflexos de argilominerais 2:1 nas amostras não orientadas de argila.

Melo & Wypych (2009) destacaram que a principal fonte de cargas negativas permanentes na caulinita provém da interestratificação com mica e esmectita. Para estes autores, o interestratificado mineral 2:1 e caulinita pode ser observado pelo alargamento da reflexão da caulinita a ângulos menores no reflexo primário ($d = 7,15 \text{ \AA}$) e a ângulos maiores no reflexo secundário ($d = 3,58 \text{ \AA}$). Brighenti et al. (2012) relacionaram a ocorrência de caulinitas interestratificadas com argilomineral 2:1 a partir da observação de caulinitas em seu reflexo primário e secundário com alto grau de assimetria e deslocamento de sua base em direção a ângulos diferentes de difração.

A ocorrência de filossilicatos interestratificados no solo é bastante comum, uma vez que podem ser formados devido à similaridade estrutural das camadas tetraedrais e octaedrais destes minerais (Resende et al., 2011). Os interestratificados ocorrem em ambiente específico, caracterizado pela pequena mudança na intensidade de dessilicação e retenção de sílica e bases, em zona de transição de boa para má drenagem no solo. Herbillon et al. (1981) observaram interestratificado caulinita-esmectita em solos da África Central localizados na transição entre solos vermelhos (cauliníticos) da parte mais alta e solos escuros (esmectíticos) da parte mais baixa da paisagem, caracterizando portanto uma zona de condição intermediária de drenagem no solo.

A interestratificação dos filossilicatos no solo pode ocorrer de forma regular, quando a sequência das lâminas tetraedrais e octaedrais que formam o interestratificado é regular; ou irregular, quando o interestratificado é formado por uma sequência aleatória das lâminas tetraedrais e octaedrais. Os principais

interestratificados de caulinita no solo são esmectita-caulinita e mica-caulinita (Melo & Wypych, 2009; Moore & Reynolds Junior, 1997).

A ocorrência de filossilicatos com interestratificação regular é rara no solo e é identificada pela ocorrência de reflexo com espaçamento d formado pela soma dos espaçamentos individuais. Na interestratificação irregular, condição mais comum no solo, o reflexo observado pela ocorrência do filossilicato interestratificado é originado pelo espaçamento médio produzido da soma dos dois minerais em questão e também pela quantidade que cada filossilicato compõe o interestratificado (Resende et al., 2011).

A difração da fração argila orientada dos Planossolos mostrou a alteração do reflexo primário da caulinita ($d = 7,15 \text{ \AA}$), com distorção dos reflexos primários de caulinita para ângulos menores; e alteração do reflexo secundário ($d = 3,58 \text{ \AA}$) para ângulos maiores (Figura 35). Como os Planossolos não apresentaram reflexos de argilominerais 2:1 com os tratamentos com Mg e etilenoglicol, a principal explicação para a alta atividade de argila no horizonte B é a ocorrência expressiva de interestratificações irregulares de argilomineral 2:1-caulinita. A presença de interestratificação mica-caulinita é afastada pelo fato de micas estarem praticamente ausentes nos difratogramas das amostras não orientadas. Foi observado que o reflexo $7,15 \text{ \AA}$ da caulinita dos horizontes Btnf e Btn de P1, e Btg de P2, aumentou sua largura à meia altura quando submetido ao tratamento de Mg+etilenoglicol do que somente com Mg, o que pode ser a expansão da esmectita quando glicolada (Figura 35).

Após os tratamentos com K, os horizontes B com alta ATA demonstraram o surgimento de reflexo $10,04 \text{ \AA}$ em todos os Planossolos, correspondendo a argilominerais 2:1 colapsados, reduzindo seu espaço entrecamadas. Este comportamento pode estar associado ao colapso da esmectita que faz parte do interestratificado esmectita-caulinita, quando submetida ao tratamento com K. As amostras de argila orientada do horizonte B, quando saturadas com K e aquecidas a $350 \text{ }^\circ\text{C}$, mostraram alargamento dos reflexos primário e secundário da caulinita para ângulos menores e maiores, respectivamente, o que de acordo com Fabris et al. (2009), confirma a existência de caulinita interestratificada com argilomineral 2:1. Quando a mesma amostra foi submetida a $550 \text{ }^\circ\text{C}$ a caulinita foi colapsada e, entretanto, o reflexo de esmectita manteve-se presente.

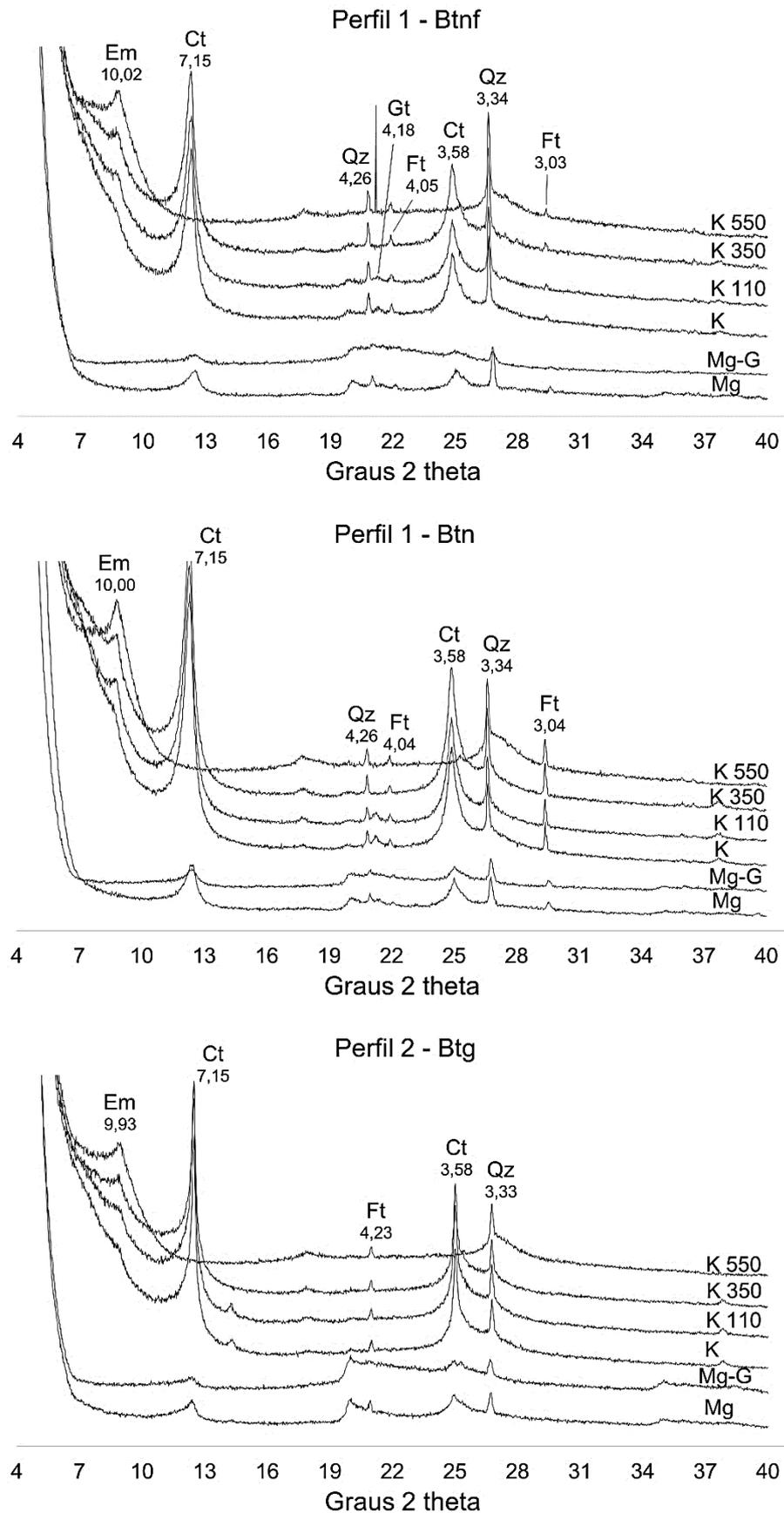


Figura 35. Difrátogramas de raios-x do horizonte B de amostras orientadas com Mg, Mg+etilenoglicol, e K sob diferentes temperaturas. Legenda: Em – esmectita; Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; Gt – goethita.

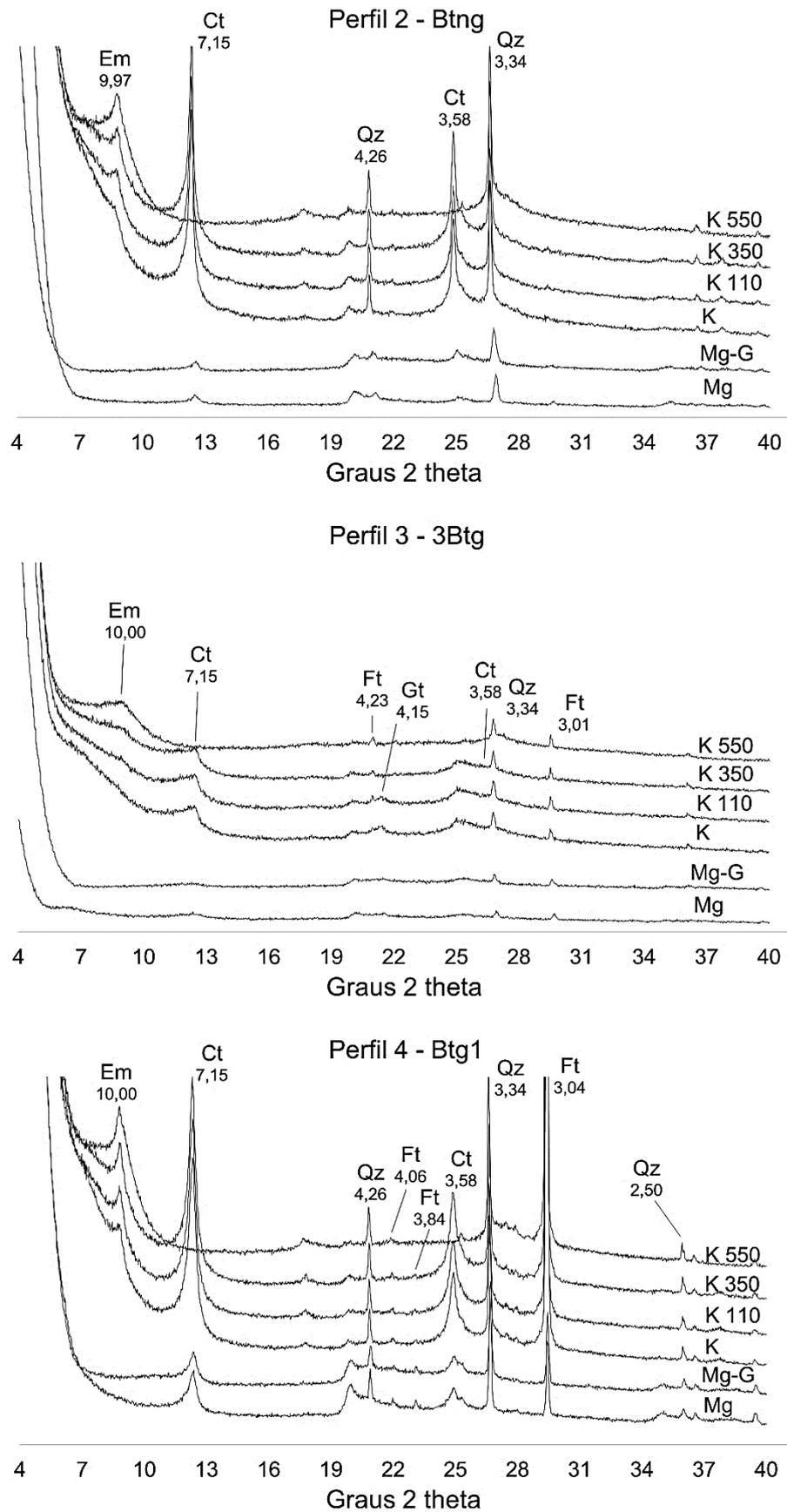


Figura 35. Difratoigramas de raios-x do horizonte B de amostras orientadas com Mg, Mg+etilenoglicol, e K sob diferentes temperaturas. Legenda: Em – esmectita; Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; Gt – goethita.

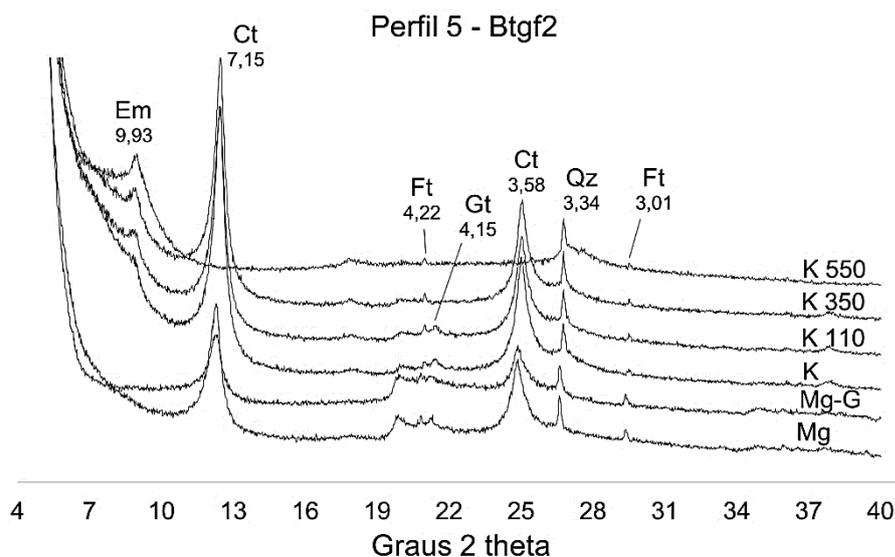


Figura 35. Difratoformas de raios-x do horizonte B de amostras orientadas com Mg, Mg+etilenoglicol, e K sob diferentes temperaturas. Legenda: Em – esmectita; Qz – quartzo; Ft – feldspato; Ct – caulinita; Gt – goethita.

A existência de interestratificados argilomineral 2:1-caulinita indica a ocorrência de intemperismo do solo em condições únicas, constituindo um bom indicador pedoambiental. Melo & Wypych (2009) consideraram que as interestratificações ocorrem em solos com ambiente que reflete alterações cíclicas nas condições ambientais, diferentemente, por exemplo, da formação de óxidos de ferro de alta cristalinidade, que exigem boa drenagem constante do solo. Para estes autores, a ocorrência de argilomineral 2:1-caulinita provém da contínua perda de silício e aluminização das entrecamadas do argilomineral 2:1.

Para os Planossolos considera-se que o ambiente com anaerobiose e aerobiose periódica, de drenagem imperfeita e, portanto, com perda moderada de sílica e bases, pode favorecer a ocorrência de interestratificados. Kämpf et al. (2012) e Azevedo & Vidal-Torrado (2009) atribuíram a formação de esmectita a condições de solo em locais baixos e com drenagem restrita, onde a água dificilmente sofre fluxo lateral ou percolação. A lixiviação de silício, quando intensa, pode transformar as esmectitas diretamente em caulinitas. Porém, quando a perda de silício é gradativa (em ambiente com impedimento de drenagem) ou há diluição da concentração da sílica (H_4SiO_4) na solução pode ser formado o interestratificado esmectita-caulinita.

Righi et al. (1999) encontraram interestratificado esmectita-caulinita em solos sob ciclos de anaerobiose e aerobiose na Itália. Neste trabalho, foi

encontrada maior quantidade de interestratificado esmectita-caulinita e de caulinita nos perfis sob drenagem um pouco melhor e localizados no ombro e encosta da topossequência (perfis 1 e 2), enquanto o terceiro perfil, localizado no sopé e com pior drenagem, teve maior proporção de esmectita. Bortoluzzi et al. (2007) encontraram evidências de interestratificado caulinita-esmectita em um Argissolo subtropical com mudança textural abrupta e localizado em área alta e plana. O interestratificado foi identificado pelo reflexo mais largo e deslocado da caulinita ($d = 0,720$ nm) para ângulos menores de difração. Quando a amostra foi submetida ao tratamento com etilenoglicol houve desvio para ângulo menor de difração (maior espaçamento entrecamadas $d = 0,730$ nm), e quando submetida a aquecimento de 300 °C houve nova contração para $d = 0,720$ nm, justificando a ocorrência de argilomineral 2:1 expansivo. Além disso, os mesmos autores observaram a tendência que quanto menor o grau de cristalinidade (reflexo com maior largura à meia altura) e ocorrendo desvio do reflexo 001 da caulinita a ângulos menores de difração, maior foi a proporção de esmectita no interestratificado e maior a atividade de argila naquele solo.

A esmectita pode ser formada a partir da transformação direta de micas e vermiculitas, ou por neoformação em solução; enquanto a vermiculita apenas pela transformação de micas (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009). Conforme observaram Righi et al. (1999), estudos mineralógicos sugerem que a formação de interestratificado esmectita-caulinita no solo tem como origens principais a formação de camadas cristalizadas de esmectita e caulinita diretamente de microambiente do solo sob constante oscilação química de concentração de silício; e a dissolução de camadas tetraedrais da esmectita e subsequente cristalização de caulinita no espaço entrecamadas em cristais de outras esmectitas. Estes autores submeteram amostras de argila fina com interestratificados esmectita-caulinita a tratamentos com lítio e aquecimento a 300 °C, percebendo que as esmectitas mantiveram sua carga octaedral permanente mesmo no interestratificado com caulinita, o que justificaria a maior CTC para solos com este tipo de mineralogia.

Como os difratogramas mostraram fraca ou nenhuma presença de mica nos Planossolos, a principal rota atribuída à formação dos interestratificados pode ser a neoformação concorrente do interestratificado esmectita-caulinita. Uma explicação para a formação dos interestratificados é o

ambiente de acúmulo de silício em que ocorrem os Planossolos. O ambiente, quando saturado por água, permite maior diluição do silício e, portanto, perda da lâmina tetraedral da esmectita, favorecendo a formação de caulinita. Quando o solo volta a secar, a concentração de silício aumenta, o que em tese preservaria a esmectita. Embora o excesso de acidez gerado pela ferrólise atuaria na sua instabilidade estrutural, favorecendo a interestratificação aleatória e a ausência de estruturas 2:1 propriamente ditas, com saturação de Mg e Mg-etilenoglicol, tais condições alternadas podem ser a causa mais aparente da formação desses interestratificados no solo, que denotam uma condição intermediária e de alternância constante de condições de acidez, anaerobiose e intemperismo.

5.7 Classificação taxonômica

5.7.1 Classificação no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

O Perfil 1 apresentou horizonte superficial A moderado, enquanto o horizonte diagnóstico subsuperficial é B plânico, com mudança textural abrupta (dobra o teor de argila do horizonte E para Bt1) e cor 10YR com croma ≤ 3 . No primeiro nível é classificado como Planossolo, e no segundo nível é Háplico pela saturação por $\text{Na}^+ < 15\%$. No terceiro nível (grande grupo) é Eutrófico por ter saturação por bases $\geq 50\%$ na maior parte do horizonte B dentro de 120 cm de solo. No quarto nível (subgrupo), é solódico por possuir saturação por Na^+ entre 6% e menos que 15% nos horizontes Bt_{nf} e Bt_n dentro de 120 cm da superfície do solo. Apesar de o solo apresentar caráter plíntico, isto não é contemplado no SiBCS para Planossolos. Sua classificação foi Planossolo Háplico Eutrófico solódico.

O Perfil 2 possui horizonte superficial A moderado, e o horizonte diagnóstico subsuperficial é B plânico, com mudança textural abrupta do horizonte E para Bt1, e matiz 10YR e croma ≤ 3 . No primeiro nível é classificado como Planossolo, e no segundo nível é Háplico pela saturação por $\text{Na}^+ < 15\%$. No terceiro nível (grande grupo) é Alítico, com saturação por $\text{Al}^{3+} \geq 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo, atividade de argila $\geq 20 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila na maior parte do horizonte B dentro de 120 cm da superfície do solo. No quarto nível (subgrupo), é gleissólico por ter horizonte glei (croma ≤ 2) abaixo do horizonte B plânico. Este

perfil apresenta caráter solódico que não é contemplado na classificação taxonômica do SiBCS. Sua classificação foi Planossolo Háplico Alítico gleissólico.

O Perfil 3 possui horizonte superficial A fraco, com cor de valor ≥ 4 , estrutura em grãos simples e teor de carbono orgânico $< 6 \text{ g kg}^{-1}$ de solo. O horizonte diagnóstico subsuperficial é B plânico, com mudança textural abrupta do horizonte 3E2 para 3Btg e cor que define a saturação periódica por água. No primeiro nível é classificado como Planossolo, no segundo nível é Háplico pela saturação por $\text{Na}^+ < 15\%$, e no terceiro nível (grande grupo) é Distrófico pela saturação por bases (V) $< 50\%$ no horizonte B. No quarto nível (subgrupo) é espessarênico pela textura arenosa desde a superfície até uma profundidade superior a 100 cm. Sua classificação foi Planossolo Háplico Distrófico espessarênico.

O Perfil 4 possui horizonte superficial A moderado. O horizonte diagnóstico subsuperficial é B plânico, com relação do teor de argila Btg1/E igual a 1,91 e transição abrupta entre os dois horizontes. No primeiro nível é classificado como Planossolo, no segundo nível é Háplico pela saturação por $\text{Na}^+ < 15\%$. No terceiro nível (grande grupo) é Eutrófico pela saturação por bases (V) $\geq 50\%$ no horizonte B. No quarto nível (subgrupo) é êndico pela textura francoarenosa desde a superfície até início do B plânico, que ocorre a uma profundidade entre 50 e 100 cm. Sua classificação foi Planossolo Háplico Eutrófico êndico.

O Perfil 5 possui horizonte superficial A moderado. O horizonte diagnóstico subsuperficial é B plânico, com mudança textural abrupta. No primeiro nível é classificado como Planossolo, e no segundo nível é Háplico pela saturação por Na^+ inferior a 15%. No terceiro nível (grande grupo) é Distrófico pela saturação por bases (V) $< 50\%$ no horizonte B. No quarto nível (subgrupo) é êndico pela textura francoarenosa desde a superfície até início do B plânico, que ocorre a uma profundidade entre 50 e 100 cm. O caráter plíntico não é contemplado na classificação taxonômica do SiBCS. Sua classificação foi Planossolo Háplico Distrófico êndico.

5.7.2 Classificação na *Soil Taxonomy*

O Perfil 1 apresenta horizonte diagnóstico superficial “ochric” por não possuir características específicas que definem qualitativamente outros horizontes diagnósticos superficiais. O horizonte diagnóstico subsuperficial é “argillic” por ter no mínimo 7,5 cm de espessura, presença de cerosidade pouca e moderada, e relação da média do teor de argila do horizonte B/E $> 1,2$. No primeiro nível categórico é classificado como Alfisol, por ter horizonte “argillic” com saturação por bases (V) igual ou maior que 35%. No segundo nível é Aqualf por apresentar periódica saturação do solo por água e zonas de depleção de ferro. No terceiro nível é Plinthaqualf por apresentar um horizonte com plintita em forma contínua dentro de 30 a 150 cm de profundidade. No quarto nível é classificado como Typic Plinthaqualf.

O Perfil 2 apresenta horizonte superficial “ochric” por não possuir características específicas que definem qualitativamente outros horizontes diagnósticos superficiais. O horizonte diagnóstico subsuperficial é “argillic” por ter no mínimo 7,5 cm de espessura, cerosidade comum e moderada, e relação da média do teor de argila do horizonte B/E $> 1,2$. No primeiro nível categórico é classificado como Alfisol, por ter horizonte “argillic” com saturação por bases (V) igual ou maior que 35%. No segundo nível é Aqualf por apresentar periódica saturação do solo por água e depleção de ferro. No terceiro nível é Albaqualf pela presença de mudança textural abrupta. No quarto nível é Aeric Albaqualf, por ter matriz do solo com croma 3 ou maior entre o limite inferior do horizonte Ap e uma profundidade de 75 cm a partir da superfície do solo.

O Perfil 3 apresenta horizonte diagnóstico “ochric” por não possuir características específicas que definem qualitativamente outros horizontes diagnósticos superficiais. O horizonte diagnóstico subsuperficial é “argillic” por ter no mínimo 7,5 cm de espessura e relação da média do teor de argila do horizonte B/E $> 1,2$. O horizonte 3E2 enquadra-se como diagnóstico subsuperficial “albic”, pelo predomínio da areia e alta remoção de ferro, e cor com croma 2 e valor 5. No primeiro nível categórico é classificado como Alfisol, por ter horizonte “argillic” com saturação por bases (V) igual ou maior que 35%. No segundo nível é Aqualf por apresentar periódica saturação do solo por água e depleção de ferro. No terceiro nível é Albaqualf pela presença de mudança textural abrupta. No quarto nível é Arenic Albaqualf, por ter apresentar textura

arenosa desde a superfície até o contato com o horizonte B a mais de 50 cm de profundidade.

O Perfil 4 apresenta horizonte diagnóstico “ochric” por não possuir características específicas que definem qualitativamente outros horizontes diagnósticos superficiais. O horizonte diagnóstico subsuperficial é B “argillic”, por ter no mínimo 7,5 cm de espessura e relação da média do teor de argila do horizonte B/E $> 1,2$. Também apresenta horizonte E “albic”, pelo predomínio de material arenoso de croma 1 e valor 5. No primeiro nível categórico é classificado como Alfisol, por ter horizonte “argillic” com saturação por bases (V) igual ou maior que 35%. No segundo nível é Aqualf por apresentar periódica saturação do solo por água e depleção de ferro, evidenciada pela croma 2. No terceiro nível é Epiaqualf porque a zona de saturação por água está no topo de uma camada impermeável (Bt). No quarto nível é Arenic Epiaqualf, por ter apresentar textura franco-arenosa desde a superfície até o contato com o horizonte B entre 50 e 100 cm de profundidade.

O Perfil 5 apresenta horizonte diagnóstico “ochric” por não possuir características específicas que definem qualitativamente outros horizontes diagnósticos superficiais. O horizonte diagnóstico subsuperficial é “argillic” por ter no mínimo 7,5 cm de espessura e relação da média do teor de argila do horizonte B/E $> 1,2$. No primeiro nível categórico é classificado como Ultisol, por ter horizonte “argillic” com saturação por bases (V) menor que 35%. No segundo nível é Aquult por apresentar periódica saturação do solo por água em uma ou mais camadas dentro de 50 cm de profundidade, e apresentar feições redox em 50% ou mais da matriz do solo com croma igual a 2. No terceiro nível é Albaquult por apresentar mudança textural abrupta. No quarto nível é Typic Albaquult, por não apresentar outras características morfológicas, físicas ou químicas que o destaquem.

5.7.3 Classificação em *World Reference Base for Soil Resources*

O Perfil 1 foi classificado no grupo de referência Planosol, pela presença das seguintes características: horizonte diagnóstico subsuperficial “argic”, pois o teor de argila deste horizonte é maior ou igual a 1,4 em relação ao horizonte com textura mais grossa; propriedade diagnóstica de diferença textural abrupta, quando o teor de argila dobra em uma espessura ≤ 5 cm; propriedade

“stagnic”, por cor cinzenta da matriz e cores redoximórficas no interior de agregados que denotam a saturação superficial por água da chuva. Como qualificadores principais apresentou: material diagnóstico “albic”, por ter horizonte E com cores claras (valor 5 e croma 3) em mais de 90% de volume, que denotam remoção de ferro e matéria orgânica; qualificador “luvic”, pelo horizonte argic com atividade de argila $\geq 24 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila; qualificador “hypereutric”, pela saturação de bases efetiva $\geq 50\%$ entre 20 e 100 cm de profundidade, e alguma camada com este valor $\geq 80\%$ dentro dessa profundidade. Como qualificadores suplementares apresentou: predomínio de textura franca dentro de profundidade $\leq 100 \text{ cm}$; presença de horizonte superficial ochric (de cor pálida), tendo teor de carbono orgânico $\geq 0,2\%$ e ausência de horizonte úmbrico ou mólico. A classificação final do Perfil 1 foi Hypereutric Luvic Albic Planosol (Loamic, Ochric).

O Perfil 2 foi classificado como Orthoeutric Luvic Albic Planosol (Loamic, Ochric). Este solo difere do primeiro por ser classificado como ortoêutrico, possuindo saturação por bases efetiva $\geq 50\%$ nos horizontes entre 20 e 100 cm de profundidade, porém nenhum com valor $\geq 80\%$.

O Perfil 3 foi classificado como Hyperdystric Albic Arenosol (Raptic) over Orthodystric Luvic Albic Planosol (Arenic, Ochric). Este solo foi classificado de tal maneira por apresentar solo formados por diferentes materiais. O material sobrejacente ao solo enterrado tem espessura $\geq 50 \text{ cm}$ e foi classificado a partir dos horizontes Ap e 2E1. Este foi classificado como Arenosol, por ter textura areia em toda sua seção, e apresentou qualificador hyperdystric, por saturação por bases $\leq 50\%$ e pelo menos uma camada $\leq 20\%$; e raptic, por apresentar descontinuidade litológica dentro de profundidade $\leq 100 \text{ cm}$. O solo subjacente (enterrado pelos sedimentos marinhos) foi classificado pelos horizontes 3Ab1, 3Ab2, 3E2 e 3Btg, sendo nomeado Orthodystric Luvic Albic Planosol (Arenic, Ochric). O qualificador suplementar “arenic” indica presença de camada com textura areia ou areia franca em espessura $\geq 30 \text{ cm}$. O fato de o solo ser classificado com dois nomes indica que é um Paleossolo.

O Perfil 4 foi classificado como Hypereutric Luvic Albic Planosol (Loamic, Ochric). Apresentou horizonte diagnóstico subsuperficial “argic”, pois o teor de argila deste horizonte é $\geq 1,4$ em relação ao horizonte com textura mais grossa. Apesar de não apresentar aumento de argila em dobro do horizonte E

para Btg1 (110 g para 210 g), este solo foi classificado como Planosol porque faltaram apenas 10 g para ser atendido este requisito, o que pode estar dentro do erro metodológico.

O Perfil 5 foi classificado como Orthoeutric Luvic Albic Planosol (Loamic, Ochric), com saturação por bases $\geq 50\%$ entre 20 e 100 cm a partir da superfície do solo mineral.

6 CONCLUSÕES

Os Planossolos das diferentes regiões fisiográficas do RS diferenciaram-se pelas características morfológicas, físicas e químicas. A maior profundidade de início do horizonte B textural (Bt) foi observada no Perfil 3, que mostra soterramento por transgressão-regressão marinha. A descontinuidade litológica, com presença de tamanho de um perfil com horizonte A enterrado, foi evidenciada pela irregularidade da distribuição das areias entre horizontes do mesmo perfil. As maiores diferenças de características físicas entre os Planossolos foram os maiores teores de areia em P3 (depósitos de Planície Costeira Externa), o maior teor de cascalho em P4 (granito) e P5 (gnaisse), e o alto conteúdo de silte em P1 (depósitos da Planície Costeira Interna) e P2 (depósitos aluviais do Rio Jacuí), condição esta relacionada ao material de origem. A fertilidade química do Perfil 3 diferiu bastante dos demais perfis, com teor muito baixo da CTC e saturação por bases trocáveis, resultado do material de origem com alto teor de areia com quartzo.

Os Planossolos amostrados na Unidade de Mapeamento Vacacaí (P1, P2, P3 e P5) mostraram-se heterogêneos, variando muito a profundidade de início do horizonte Bt. Os estudos permitiram concluir que o material de origem foi a principal causa para a formação de um perfil mais profundo em P3.

Uma constatação importante é que a mineralogia não diferenciou os Planossolos das diferentes regiões fisiográficas. Os minerais predominantes foram quartzo, feldspato e caulinita. Ainda foi encontrado o interstratificado caulinita-argilomineral 2:1, tendo relação com a alta atividade de argila observada no horizonte Bt de todos os solos. A mineralogia semelhante indicou que, mesmo em ambientes diferentes, os ciclos de anaerobiose/aerobiose e consequente ferrólise, e o impedimento de drenagem dos Planossolos, favoreceram a formação da mineralogia incomum e similar das argilas.

A hipótese de alto grau de intemperismo foi parcialmente confirmada. Os horizontes A e E dos Planossolos apresentaram baixos valores de pH (< 5,0),

CTC ($< 5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo) e saturação por bases ($< 50\%$), condizentes com alto grau de intemperismo. A micromorfologia, com predomínio de quartzo e ausência de minerais primários intemperizáveis na transição dos horizontes E e Bt, também confirmou maior grau de intemperismo. Porém, o impedimento de drenagem permitiu que Planossolos apresentassem maior saturação por bases (caráter eutrófico) e alta atividade de argila no horizonte Bt. Estas características permitiram concluir que o grau de intemperismo dos Planossolos é de avançado a moderado, com grau de lixiviação de bases e sílica menos intensa.

A pedogênese dos Planossolos teve origem, além da descontinuidade litológica em P3, pelos processos pedogenéticos de gleização, ferrólise e lessivagem. A gleização esteve presente na formação de todos os perfis, sendo comprovada pelas cores com croma menor ou igual a 2 e relação Feo/Fed superior a 0,20. A drenagem imperfeita dos Planossolos, com oscilação do lençol freático, foi evidenciada pela expressiva formação de mosqueados e de plintita e pela diminuição da relação Feo/Fed nestes horizontes. O processo de ferrólise foi associado ao alto conteúdo de areia nos horizontes A e E, acompanhados por baixo pH, CTC e saturação por bases. Altos teores de aluminossilicatos de baixa cristalinidade no topo do horizonte Bt também parecem estar relacionados com a recombinação da sílica e do alumínio liberados pela destruição de minerais dos horizontes subjacentes. A lessivagem foi mais expressiva nos perfis P1 e P2 (aumento da relação argila fina/argila total de E para Bt), porém estando presente em todos os Planossolos pela observação micromorfológica de filmes de argila orientada preenchendo os poros do solo.

7 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, J. A. **Degradação do topo do horizonte B de um Podzólico Vermelho-Amarelo Abrupto da planície costeira do RS**. 1992. 162 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1992.
- ALMEIDA, J. A.; KLAMT, E.; KAMPF, N. Gênese do contraste textural e da degradação do horizonte B de um Podzólico Vermelho-Amarelo da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 21, n. 2, p. 221-233, 1997.
- ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Stuttgart, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ANDRADE, J. C. Conceitos básicos de química. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 1-72.
- AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. V. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do Solo**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 381-426.
- BARBIERO, L. et al. Ferrolysis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. **Geoderma**, Amsterdam, v. 156, n. 3, p. 173-188, 2010.
- BOCKHEIM, J. G.; HARTEMINK, A. E. Distribution and classification of soils with clay-enriched horizons in the USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 209-210. p. 153-160, 2013.
- BOIVIN, P. et al. Formation of soils with contrasting textures by translocation of clays rather than ferrolysis in flooded rice fields in Northeast Thailand. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 55, n 4, p. 713-724, 2004.
- BORTOLUZZI, E. C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Interestratificado caulinita-esmectita em um argissolo desenvolvido a partir de rocha sedimentar do sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 6, p. 1291-1300, 2007.
- BORTOLUZZI, E. C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um argissolo subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 3, p. 997-1007, 2008.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Divisão de Pesquisa Pedológica. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado Rio Grande do Sul**. Recife, 1973. 431 p. (Boletim técnico, 30).

BRIGHENTI, I.; ALMEIDA, J. A.; HOFER, A. Mineralogia e gênese de argissolos das Serras do Tabuleiro/Itajaí, Estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 4, p. 1057-1072, 2012.

BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. **Cristal structures of clay minerals and their X ray identification**. London: Mineralogical Society, 1980. 495 p.

BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, v. 3, n. 3, p. 199-206, 1970.

BRINKMAN, R. **Ferrolysis, a soil-forming process in hydromorphic conditions**. 1979. 106 f. Tese (Doutorado) - Agricultural University of Wageningen, Wageningen, 1979.

BRINKMAN, R. Ferrolysis: chemical and mineralogical aspects of soil formation in seasonally wet acid soils, and some practical implications. In: **Soils and rice**. Los Baños: International Rice Research Institute, 1978. p. 295-303.

BUOL, S. W. et al. **Soil genesis and classification**. 5th ed. Yowa: Blackwell, 2003. 494 p.

CAMARGO, F. A. O.; SANTOS, G. A.; ZONTA, E. Alterações eletroquímicas em solos inundados. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 29, n. 1, p. 171-180, 1999.

CARMONA, F. C. **Salinidade da água e do solo e sua influência sobre o arroz irrigado**. 2011. 132 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

COELHO, M. R.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização e gênese de perfis plúnticos desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 3, p. 483-494, 2003.

COMPANHIA DE PESQUISA EM RECURSOS MINERAIS. **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Brasília, 2006. 1 mapa. Escala 1:750.000.

CORINGA, E. A. O. et al. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Revista Acta Amazônica**, Manaus, v. 42, n. 1, p. 19-28, 2012.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 505-572.

DIAS, C. **Solo brasileiro agora tem mapeamento digital**. 2014. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/busca-de-noticias/-/noticia/2062813/solo-brasileiro-agora-tem-mapeamento-digital>>. Acesso em: 21 fev. 2015.

DUARTE, M. N. et al. Mineralogia, química e micromorfologia de solos de uma microbacia nos Tabuleiros Costeiros do Espírito Santo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 6, p. 1237-1250, 2000.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, RJ: EMBRAPA, 2011. 225 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013. 353 p.

ESPIAU, P.; PEDRO, G. Experimental studies of the ferrolysis process production of exchange acidity and demonstration of catalytic role of the clay minerals. **Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Sol**, Plaisir, n. 3/4, p. 43-44, 1983.

FABRIS, J. D. et al. Métodos físicos de análises em mineralogia do solo. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 611-695.

FANNING, S. D.; FANNING, M. C. B. **Soil: morphology, genesis, and classification**. New York: John Wiley, 1989. p. 69-80.

FERREIRA, J. T. P. **Caracterização de planossolos desenvolvidos em diferentes condições geoambientais do Estado de Pernambuco**. 2011. 103 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2011.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 507-514, 1999.

FERRONATO, C. et al. Chemical and pedological features of subaqueous and hydromorphic soils along a hydrosequence within a coastal system (San Vitale Park, Northern Italy). **Geoderma**, Amsterdam, v. 265, p. 141-151, 2016.

FILIZOLA, H. F.; GOMES, M. A. F. **Coleta e impregnação de amostras de solo para análises micromorfológicas**. Jaguariúna, SP: EMBRAPA, 2004. 4 p. (Boletim técnico, 20).

FITZPATRICK, R. W.; SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite: an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, Amsterdam, v. 27, p. 335-347, 1982.

FLORES, C. A.; ALBA, J. M. F.; WREGE, M. S. **Zoneamento agroclimático do eucalipto para o Estado do Rio Grande do Sul e edafoclimático a região do Corede Sul – RS**. Pelotas: EMBRAPA Clima Temperado, EMBRAPA Florestas, 2009. 87 p.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Bazos river basin: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 27, p. 3-27, 1957.

FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 58, n. 3, p. 627-646, 2001.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS (FAO). **World reference base for soil resources**. Rome, 2014. 203 p. (World Soil Resources Reports, 106).

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS (FAO). **Lecture notes on the major soils of the world**. Rome, 2001. Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/y1899e00.htm#toc>>. Acesso em: 10 ago. 2016.

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folha SH 22 - Porto Alegre e parte das Folhas SH 21 - Uruguaiana e SI 22 - Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 1986. (Levantamento de recursos naturais, 33).

GONÇALVES, G. K.; MEURER, E. J. Disponibilidade de fósforo em solos cultivados com arroz irrigado por alagamento no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2745-2750, 2008. Número especial.

GOOGLE EARTH PRO. Versão 7.3.14507. **Perfis de elevação dos locais de coleta de solo**. [2018]. Disponível em: <<https://www.google.com/intl/pt-BR/earth/desktop/>>. Acesso em: 10 jan. 2018.

GRÜTZMACHER, D. D. et al. Monitoramento de agrotóxicos em dois mananciais hídricos no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 12, n. 6, p. 632-637, 2008.

GUILHERME, L. R. G. et al. Adsorção de fósforo em solos de várzea de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 24, n. 1, p. 27-34, 2000.

GUNAL, H.; RANSON, M. D. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. **Catena**, Cremlingen, v. 65, n. 3, p. 222-236, 2006.

HERBILLON, A. J.; FRANKART, R.; VIELVOYE, L. An occurrence of interstratified kaolinite-smectite minerals in a red-black soil topossequence. **Clay Minerals**, London, v. 16, p. 195-201, 1981.

HOLZ, M.; DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. 444 p.

HOPKINS, D. G.; FRANZEN, D. W. Argillic horizons in stratified drift: Luverne end Moraine, Eastern North Dakota. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 67, n. 6, p. 1790-1796, 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de pedologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2015. 430 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Dados infográficos de Palmares do Sul**. 2016a. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=431365&search=||infogr%E1ficos:-informa%E7%F5es-completas>>. Acesso em: 18 set. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Dados infográficos de Pantano Grande**. 2016b. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=431395&search=rio-grande-do-sul|pantano-grande>>. Acesso em: 18 set. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Dados infográficos de Eldorado do Sul**. 2016c. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=430676&search=||infogr%E1ficos:-informa%E7%F5es-completas>>. Acesso em: 18 set. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Dados infográficos de Sentinela do Sul**. 2016d. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=432035&search=||infogr%E1ficos:-informa%E7%F5es-completas>>. Acesso em: 18 set. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa exploratório de solos do Estado do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro, 2002. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/mapas/unidades_da_federacao/rs_pedologia.pdf>. Acesso em: 18 set. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **O Rio Grande do Sul é o maior produtor de fumo em folha do Brasil**. [2018]. Disponível em: <<http://www.atlassocioeconomico.rs.gov.br/fumo>>. Acesso em: 04 jan. 2018.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison: Department of Soil Science, University of Wisconsin, 1956. 894 p.

JACOMINE, P. K. T.; ARAÚJO FILHO, J. C.; LIMA, J. F. W. F. Testes para identificação de plintita em solos da Formação Solimões no Acre. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE CLASSIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO DE SOLOS, 9., 2010, Rio Branco. **Anais ...** Viçosa: SBCS, 2010. p. 27-32.

KAISER, D. R. et al. Nitrate and ammonium in soil solution in tobacco management systems. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 2, p. 379-387, 2010.

KÄMPF, N.; CURTI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009a. v. 1, p. 333-379.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009b. v. 1, p. 573-610.

KÄMPF, N. et al. Mineralogia de solos brasileiros: principais aspectos. In: KER, J. C. et al. (Ed.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012. p. 81-145.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J. C. et al. (Ed.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012. p. 207-302.

KLAMT, E.; KAMPF, N.; SCHNEIDER, P. **Solos de várzea no Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS/Departamento de Solos, 1985. 42 p. (Boletim técnico, 4).

KÜHN, P.; AGUILAR, J.; MIEDEMA, R. Textural pedofeatures and related horizons. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Ed.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 217-250.

LAVOURA ARROZEIRA. Porto Alegre: IRGA, v. 60, n. 458, ago. 2012.

LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil landscape relationships in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 41, n. 1, p. 109-115, 1977.

LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456 p.

LE ROUX, P. A. L.; DU PREEZ, C. C.; BÜHMANN, C. Indications of ferrollysis and structure degradation in a Estcourt soil and possible relationships with plinthite formation. **South African Journal of Plant and Soil**, Pretoria, v. 22, n. 4, p. 199-206, 2005.

LEVAR, C. et al. Structure and distribution of allophones, imogolite and proto-imogolite in volcanic soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 183-184, p. 100-108, 2012.

MACHADO, S. L. O. et al. Consumo de água e perda de nutrientes e de sedimentos na água de drenagem inicial do arroz irrigado. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 1, p. 65-71, 2006.

MAFRA, A. L. et al. Pedogênese de uma seqüência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 2, p. 355-369, 2001.

MEDEIROS, P. S. C. et al. Caracterização e classificação de solos graníticos em topossequência na região sul do Brasil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 43, n. 7, p. 1210-1217, 2013.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays Clay Minerals**, Oxford, v. 7, p. 317-327, 1960.

MELLO, J. W. V.; PEREZ, D. V.; Equilíbrio químico das reações no solo. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 151-249.

MELLO, O. et al. Levantamento em série dos solos do Centro Agrônomo. **Revista da Faculdade de Agronomia e Veterinária da UFRGS**, Porto Alegre, v. 8, n. 1/4, p. 7-155, 1966.

MELO, V. F.; CASTILHOS, R. M. V.; PINTO, L. F. S. Reserva mineral do solo. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 251-332.

MELO, V. F.; WYPYCH, F. Caulinita e haloisita. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 427-504.

METROCLIMA. **Dados de precipitação mensal do município de Porto Alegre**. [2017]. Disponível em: <http://www2.portoalegre.rs.gov.br/ceic/default.php?p_secao=28>. Acesso em: 05 dez. 2017.

MOORE, D. M.; REYNOLDS JUNIOR, R. C. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**. Oxford, Oxford University Press, 1997. 378 p.

MOREAU, A. M. S. S. et al. Gênese de horizonte coeso, fragipã e duripã em solos do Tabuleiro Costeiro do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 6, p. 1021-1030, 2006.

MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. Metabolismo e processos microbianos. In: MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. (Ed.). **Microbiologia e bioquímica do solo**. 2. ed. Lavras: UFLA, 2006. p. 163-201.

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico e de um Planossolo Háptico Eutrófico solódico numa topossequência de gnaiss no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Campinas, v. 26, n. 3, p. 607-618, 2002.

NIELSEN, S. D.; JUNGBLUT, M.; GIUGNO, N. B. **Geomorfologia da bacia do Rio Gravataí**. Porto Alegre: CRPM, [1994]. 18 p.

NUNES, M. L. et al. Características de solos sistematizados em áreas cultivadas com arroz sob inundação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 2, p. 287-566, 2002.

OLIVEIRA, L. B. et al. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2407-2423, 2008.

PALMEIRA, P. R. T. et al. Agregação de um Planossolo submetido a diferentes sistemas de cultivo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 2, p. 189-195, 1999.

PARAHYBA, R. B. V. et al. Pedogênese de planossolos em topossequência do agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 1991-2000, 2010.

PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C. Formas extraíveis de ferro em solos do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 2, p. 371-382, 1999.

PONNAMPERUMA, F. N. **The chemistry of submerged soils**. Los Baños: Academic Press, 1972. 68 p. (Advances in Agronomy, 24).

QUÉNARD, L. et al. Lessivage as a major process of soil formation: a revisitation of existing data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 167-168, p. 135-147, 2011.

RESENDE, M. et al. **Mineralogia de solos brasileiros**: interpretação e aplicações. 2. ed. Lavras: UFLA, 2011. 206 p.

RESENDE, M. et al. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 5. ed. Lavras: UFLA, 2007. 322 p.

RIGHI, D.; TERRIBILE, F.; PETIT, S. Pedogenic formation of kaolinite-smectite mixed layers in a soil topossequence developed from basaltic parent material in Sardinia (Italy). **Clays and Clay Minerals**, Oxford, v. 47, n. 4, p. 505-514, 1999.

RIO GRANDE DO SUL. Assembléia Legislativa. Comissão de Agricultura, Pecuária e Cooperativismo. **Arroz**. Porto Alegre, 2002. (Séries culturas). Disponível em: <http://www.al.rs.gov.br/download/CAPC/serie_culturas_arroz.pdf>. Acesso em: 02 set. 2016.

RIO GRANDE DO SUL. Secretaria do Planejamento, Mobilidade e Desenvolvimento Regional. **Mapas da temperatura e da precipitação média anual do Estado do RS**. Disponível em: <<http://www.atlassocioeconomico.rs.gov.br/clima-temperatura-e-precipitacao>>. Acesso em: 30 ago. 2016.

RIO GRANDE DO SUL. Secretaria Estadual do Meio Ambiente. **Zoneamento ambiental da silvicultura**: estrutura, metodologia e resultados. Porto Alegre, 2010. v. 1, 137 p.

ROSA, C. M. et al. Conteúdo de carbono orgânico em planossolo háplico sob sistemas de manejo do arroz irrigado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 5, p. 1769-1776, 2011.

SANTOS, A. B. **Manejo do solo e sistema de plantio**. In: AGEITEC. Brasília: EMBRAPA, [2018]. Disponível em:

<<http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/arroz/arvore/CONT000fvawaop102wyiv80166sqfjeljtno.html>>. Acesso em: 04 jan. 2018.

SANTOS, A. C. et al. Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de Mar de Morros do Médio Vale do Paraíba do Sul, RJ. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. v. 34, n. 4, p. 1297-1314, 2010.

SANTOS, H. G.; FIDALGO, E. C. C.; ÁGLIO, M. L. D. **Solo**. In: AGEITEC. Brasília: EMBRAPA, [2015a]. Disponível em: <<http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/arroz/arvore/CONT000fesi63xh02wx5eo0y53mhyx67oxh3.html#>>. Acesso em: 21 fev. 2015.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015b. 101 p.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. Soil genesis and profile differentiation. In: **Soils: genesis and geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. p. 347-461.

SCHAETZL, R. J. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection and application. **Soil Science**, Baltimore, v. 163, n. 7, p. 570-590, 1998.

SCHMIDT, F. et al. Impacto do manejo da água na toxidez por ferro no arroz irrigado por alagamento. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. v. 37, n. 5, p. 1226-1235, 2013.

SCHMITT, C. **Gênese de solos desenvolvidos de rochas sedimentares na Depressão Central do Rio Grande do Sul**. 2015. 169 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

SCHWERTMANN, U. Differenzierung der eisenoxide des bodens durch extraction mit ammoniumoxalat-lösung. **Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde**, Berlin, v. 105, n. 3, p. 194-202, 1964.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO. **Manual de calagem e adubação para os Estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina**. 11. ed. [S.l.]: SBCS. Núcleo Regional Sul, 2016. 376 p.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to soil taxonomy**. 12th ed. Washington DC: United States Department of Agriculture/Natural Resources Conservation Service, 2014. 372 p.

SOSBAI. Arroz irrigado: recomendações técnicas de pesquisa para o Sul do Brasil. In: REUNIÃO TÉCNICA DA CULTURA DO ARROZ IRRIGADO, 28., 2010, Bento Gonçalves. [**Anais ...**]. Cachoeirinha, 2010. 187 p.

SOUSA, R. O.; VAHL, L. C.; OTERO, X. L. Química dos solos alagados. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 2, p. 485-528.

STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2. ed. Porto Alegre: EMATER/RS; UFRGS, 2008. 222 p.

STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U. **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht: D. Reidel, 1988. (Nato Science Series C. Mathematical and physical sciences, 217).

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, Edgard Blücher, 1973. 317 p.

TARZY, J. G.; PROTZ, R. The occurrence of lepidocrocite in two well-drained Ontario soils. **Clays and Clay Minerals**, Oxford, v. 26, n. 6, p. 448-451, 1978.

TEDESCO, M. J. et al. **Análises de solo, plantas e outros materiais**. Porto Alegre: UFRGS/Departamento de Solos, 1995. 174 p.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, Porto Alegre, n. 3, p. 109-115, 2005.

VAN RANST, E.; DE CONINCK, F. Evaluation of ferrollysis in soil formation. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 53, n. 4, p. 513-519, 2002.

VAN RANST, E. et al. Revisiting ferrollysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 3-4, p. 265-274, 2011.

VEPRASKAS, M. J. Morphological features of seasonally reduced soils. In: RICHARDSON, J. L.; VEPRASKAS, M. J. (Ed.). **Wetland soils: genesis, hidrology, landscapes and classification**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 163-182.

WESCHENFELDER, J. et al. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 26, n.3, p. 367-375, 2008.

ZANARDO, A.; MARQUES JÚNIOR, J. Conceitos básicos em mineralogia. In: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 73-150.

ZHANG, G-L.; GONG, Z-T. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. **Geoderma**, Amsterdam, v. 115, p. 15-29, 2003.